

M. M. P. G.
INSTITUTUL
DE GEOLOGIE
ŞI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ
ALE ŞEDINTELOR

COMPTES RENDUS
DES SÉANCES

**MINERALOGIE
PETROLOGIE
GEOCHIMIE**

VOL. 72-73
1985 ; 1986

1

BUCUREŞTI
ROMÂNIA
1987
Institutul Geologic al României



Coperta : Cristian Vasile



Institutul Geologic al României

MINISTERUL MINELOR, PETROLULUI ȘI GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
Ş E D I N T E L O R

VOL. 72 – 73
(1985; 1986)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

BUCUREŞTI
1987



Institutul Geologic al României

MINISTÈRE DES MINES, DU PÉTROLE ET DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS

D E S
S É A N C E S

TOME 72 — 73
(1985 ; 1986)

1. MINÉRALOGIE — PÉTROLOGIE — GÉOCHIMIE

BUCAREST
ROUMANIE
1987



Institutul Geologic al României

CUPRINS

MINERALOGIE

	<u>Pag.</u>
1. Cehlarov A., Momea Gh., Momea L., Urcan T. Néoformations de jarosite dans les sables glauconieux du ruisseau du Corbu (zone Vărbilău-Cîmpinița), district Prahova	15
Neoformațiuni de jarosit în nisipurile glauconitice de pe pîrul Corbu (zona Vărbilău-Cîmpinița), județul Prahova (Rezumat)	24
2. Ionescu C. Brucite — Bearing Dolomitic Limestones from the Valea Mare-Budureasa Deposit, Western Zone (Bihor Mountains)	27
Calcarele dolomitice cu brucit din zăcămîntul Valea Mare-Budureasa, zona vestică (județul Bihor) (Rezumat)	34
3. Robu L., Robu N. Semnificația petrogenetică a zirconului din granitele unor masive din munții Paring	37
Petrogenetic Significance of Zircon in Some Granites in the Paring Mountains (Summary)	50
4. Strusievicz R. O., Strusievicz E., Urcan T. A New Mineral for the Crystalline Schists of Romania : Galinita in the Plopiș Mountains (Apuseni Mountains)	53
Un mineral nou pentru șisturile cristaline din România : gahnitul din munții Plopiș (Munții Apuseni) (Rezumat)	58
5. Udubaşa G., Arsenescu V. Greigite in the Gilort and Galbenu Rivers Alluvia	61
Greigit în aluviunile rîurilor Gilort și Galbenu (Rezumat)	65

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

6. Edelstein O., Răduț M., Istvan D., Kovacs M., Bernad A., Gabor M., Haranth G. Intrusive Bodies in the Oaș-Vărătec Mountains and Their Relations to Volcanics and to Non-ferrous Mineralizations	67
Corpurile intrusive din munții Oaș-Vărătec și raporturile lor cu vulcanitele și cu mineralizațiile neferoase (Rezumat)	79
7. Întorsurcanu I. Considerații privind geneza granitelor alcaline din masivele Iacobdeal și Piatra Roșie (Dobrogea de Nord)	81
On the Origin of the Alkali Granites in the Iacobdeal and Piatra Roșie Massifs (North Dobrogea) (Summary)	95
8. Kovacs M., Edelstein O., Istvan D., Pop N., Bernad A., Stan D. Date petrologice asupra corpurilor intrusive din partea sud-estică a lanțului vulcanic neogen Oaș-Tibleș (intre valea Firiza și Botiza)	97
Petrological Data Regarding the Intrusive Bodies in the South-Eastern Part of the Oaș-Tibleș Volcanic Chain (Between the Firiza Valley and Botiza (Summary)	117



9. Nițoi E. Observations sur l'andésite de Pietricelu, monts Călimani du Nord, district de Suceava	121
Observații asupra andezitului de Pietricelu, munții Călimani de nord, județul Suceava (Rezumat)	134
10. Nițoi E. Observații geologice, petrografice și chimice asupra formațiunilor eruptive din extremitatea nordică a munților Călimani (zona văii Haina-vârful Lucaciul, județul Suceava)	137
Geological, Petrographical and Chemical Observations on the Eruptive Formations in the Northernmost Part of the Călimani Mountains (Haina Valley-Lucaciul Summit Area, Suceava District) (Summary)	159
11. Savu H., Udrescu C., Neacșu V., Nacu D. Mid-Ocean Characteristics of Ophiolites in Baia-Lupești-Vărădia Area (Drocea Mountains), Their Tectonics and Petrology	161
Caracteristicile de „mid-ocean” ale ofiolitelor din regiunea Baia-Lupești-Vărădia (munții Drocea), tectonica și petrologia lor (Rezumat)	179
12. Savu H., Hann H., Udrescu C., Neacșu V. Origin, Petrology and Geochemistry of Ultramafic Rocks in the Getic Nappe Crystalline West of Măru (Muntele Mic)	181
Originea, petrologia și geo chimia rocilor ultrahazice din cristalinul pînzei getice la vest de Măru (Muntele Mic) (Rezumat)	189
13. Seghedi A., Seghedi I., Szakács Al., Oaie Gh. Relationships Between Sedimentation and Volcanism During Deposition of the Carapelit Formation (North Dobrogea) Relația sedimentare-vulcanism în cadrul formațiunii de Carapelit (Dobrogea de Nord) (Rezumat)	191
	200

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

14. Ianu V., Conovici M., Gridan T. Eclogite-Granulite-Peridotite Assemblage — An Argument for a Proterozoic Cryptic Paleosuture in the Supracrustal Rocks of the Sebeș-Lotru Group (South-Carpathians)	203
Asociația eclogit-granulit-peridotit, argument pentru o paleosutură criptică proterozoică în rocile supracrustale ale grupului Sebeș-Lotru (Carpații Meridionali) (Rezumat)	222
15. Kräutner H. G. Quantitative Modelling of the Conversion Reactions of Plagioclase in Albite, Zoisite/Clinzoisite and Calcite (with Exemplification on the Argestru Metabasite)	225
Modelarea cantitativă a reacției de transformare a plagioclazului în albit, zoizit/clinzoizit și calcit (cu exemplificare la metabazitul de Argestru) (Rezumat)	250
16. Macaleț V. Cristalinul getic dintre Nucșoara și Hobija (munții Retezat)	253
Getic Crystalline Between Nucșoara and Hobija (Retezat Mountains) (Summary)	265
17. Solomon I. Polimetamorfismul cristalinului din nord-estul munților Făgăraș (Carpații Meridionali)	269
Polymetamorphism of the Crystalline in the North-Eastern Part of the Făgăraș Mountains (South Carpathians) (Summary)	273
18. Tatu M., Săbău G. The Albești Granite: Petrogenetic Considerations	275
Granitul de Albești: considerații petrogenetice (Rezumat)	285



19. Tatú M., Robu N. Aspects concernant la pétrographie et la structure des métamorphites de la zone Moeciu de Sus-sommet Sintilia (Leaota)	287
Aspecte privind petrografia și structura metamorfitelor din zona Moeciu de Sus-vîrful Sintilia (Leaota) (Rezumat)	306

GEOCHIMIE

20. Peltz S., Seghedi I., Grabari G., Popescu Gh. Strontium Isotope Composition of the Volcanic Rocks from the Călimani, Harghita and Perșani Mountains	309
Compoziția izotopică a stronțiului în rocile vulcanice din munții Călimani, Harghita și Perșani (Rezumat)	320
21. Peltz S., Vajdea E., Balogh K., Pécskay Z. Contributions to the Chronological Study of the Volcanic Processes in the Călimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania)	323
Contribuții la cunoașterea cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani și Harghita (Carpații Orientali, România) (Rezumat)	337
22. Pomărleanu V. Glass and Fluid Inclusions in Some Basic Volcanics in the Călimani Mountains	339
Incluziuni sticloase și fluide în unele vulcanite bazice din munții Călimani (Rezumat)	343
23. Russo-Săndulescu D., Stoian M., Grabari G. Distribution of REE, Rb, Sr and K in the Banatitic Magmatites of the Surduc Polyphase Pluton (Banat)	345
Distribuția elementelor de pământuri rare, Rb, Sr și K în magmatitele banatitice din plutonul compus de la Surduc (Banat) (Rezumat)	358
24. Savu H., Strusievicz R. O. MgO, Cr, Ni and Co Distribution in Ultramafic Rocks in Romania : Classification and Origin	361
Distribuția MgO, Cr, Ni și Co în roci ultrabazice din România : clasificare și origine (Rezumat)	379
25. Seghedi I., Szakács Al., Udrescu C., Stoian M., Grabari G. Trace Elements Geochemistry of the South Harghita Volcanics (East Carpathians) : Calc-Alkaline and Shoshonitic Association	381
Geo chimia elementelor minore în vulcanitele munților Harghita de Sud (Carpații Orientali) : asociațiile calcoalcalină și shoshonitică (Rezumat)	396
Book Review	399



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

Coordonator științific : dr. G. UDUBAȘA

Redactor : P. CUCIUREANU

Traducători : A. NĂSTASE, R. RACEA, A. BĂJENARU,

D. CORNACIU, R. NEGREA

Ilustrația : V. NIȚU

*Dat la cules : iulie 1987. Bun de tipar : noiembrie 1987. Tiraj : 700
ex. Hirtie scris A Format 70×100/56 g. Coli de tipar 25. Comanda
244. Pentru biblioteci indicește de clasificare 55(058)*

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația“.

Str. Băzești nr. 23–25.

București — România



SUMARUL ȘEDINȚELOR

SESIUNEA DE COMUNICĂRI ȘTIINȚIFICE DIN ANUL 1985

Şedinţa din 22 martie 1985

Prezidează : I. Bercia.

- Dimitrescu R. — Elemente structurale prealpine în masivul cristalin al Făgăraşului (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/5).
- Savu H., Hann H. P., Udrescu C., Neacşu V. — Originea, petrologia și geo chimia rocilor ultrabazice din cristalinul pinzei getice la vest de Măru (Muntele Mic) (Tradusă în lb. engleză) (p. 181).
- Hann H. P., Balintoni I. — Structura geologică a văii Oltului între Răşinari și Ciineni (Carpații Meridionali) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Tatru M., Săbău G. — Granitul de Albeşti, considerații petrogenetice (Tradusă în lb. engleză) (p. 275).

Şedinţa din 5 aprilie 1985

Prezidează : M. Lupu.

- Ghirea V., Bucur I. I., Toda D. — Considerații asupra unui jasp fosilifer de la Techereu (județul Hunedoara) (D. S. 72—73/3).
- Bucur I. I., Oros E. — Microfaciesuri inedite în depozitele Cretacicului inferior de la Ilidia (zona Reșița — Carpații Meridionali) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/3).
- Papaianopol I., Lubenescu V. — Specii noi de Pseudoprosodaena, Prosodaena și Pachidacna în Pontianul și Dacianul din Bazinul Dacic (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).
- Papaianopol I. — Contribuții la studiul subgenului Rumanunio (familia Unionidae și subfamilia Unioninae) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).

Şedinţa din 12 aprilie 1985

Prezidează : G. Udubașa.

- Dimitrescu R. — Pinza de Lupşa din partea meridională a muntelor Gilău (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/5).



— Savu H. — Asupra prezenței unității de Groși în munții Highiș și originea sa (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).

— Savu H., Udrescu C., Neacșu V., Nacu D. — Caracteristicile de „mid-ocean” ale ofiolitelor din regiunea Baia-Lupești-Vărădia (munții Drocea), tectonica și petrologia lor (Tradusă în lb. engleză) (p. 161).

— Nițoi E. — Observații asupra andezitului de Pietricelu — munții Călimani de N, județul Suceava (Tradusă în lb. franceză) (p. 121).

Şedința din 19 aprilie 1985

Prezidează : M. Săndulescu.

— Huică I. — Aspecte inedite din viața și activitatea lui I. Popescu Voitești (Nu a fost prezentată la redacție).

— Săndulescu M. — Probleme tectonice ale curburii interne a Carpaților românești (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/5).

— Micu M., Bratu E. — Contribuții privind stratigrafia Paleogenului din cursul inferior al văii Asăului (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/4).

— Micu M., Constantin P., Popescu O. — Asupra unor structuri biogene din pînza de Tarcău (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/3).

Şedința din 26 aprilie 1985

Prezidează : M. Săndulescu.

— Peltz S., Văjdea E., Balogh K., Pécskay Z. — Contribuții la cunoașterea cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani și Harghita (Carpații Orientali, România) (Tradusă în lb. engleză) (p. 323).

— Avram E., Bucur I., Popescu O. — Asupra unor faune de amoniți eocretacică din zona Reșița (SV României) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).

— Avram E., Dușa A., Lupu D. — Contribuții la cunoașterea faunei de amoniți din stratele de Dumești (Munții Apuseni de S) (Tradusă în lb. engleză) (Memorii XXXV).

Şedința din 14 mai 1985

Prezidează : M. Bleahu.

— Peltz S., Seghedi I., Grabari G., Popescu Gh. — Compoziția izotopică a stronțiului în rocile vulcanice din munții Călimani, Harghita și Persani (Tradusă în lb. engleză) (p. 309).

— Pomărleanu V., Neagu E. — Studiul incluziunilor fluide din mineralizațiile de la Tibleș ; implicații în mineralogeneză (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).

— Strusievicz R. O., Strusievicz E., Urcan T. — Un mineral nou pentru șisturile cristaline din România : gahnitul din munții Plopiș (Munții Apuseni) (Tradusă în lb. engleză) (p. 53).



- Întorsureanu I. — Considerații privind geneza granitelor alcaline din masivele Iacobdeal și Piatra Roșie (Dobrogea de nord) (p. 81).
- Veliciu S. — Regimul geotermic al Ariei Carpatice (Tradusă în lb. engleză) (Anuar 67).
- Năstăseanu S., Popescu I., Negrea E. — Unitățile structurale alpine din munții Almajului (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Năstăseanu S., Iancu V., Russo-Săndulescu D. — Schema preliminară a unităților structurale din bazinile văilor Belareca și Rîul Rece (D. S. 72—73/5).

Şedința din 17 mai 1985

Prezidează : C. Ghenea.

- Săndulescu M., Bratu E., Micu M., Constantin P., Popescu O. — Dezvoltarea faciesului de Slon în bazinul râului Trotuș (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/4).
- Rusu A., Iva M., Olteanu R., Papp C., Popescu A., Rădan S. — Studiul stratigrafiei depozitelor chattiene cu cărbuni din regiunea Zimborului (nord-vestul Transilvaniei) pe baza datelor de foraj (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).
- Bordea S., Bordea I. — Notă preliminară privind prezența unor Orbitolinide primitive în calcarul de Albioara (sudul Pădurii Craiului, Munții Apuseni) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).
- Mihăilă N., Giurgea P. — Apene subterane din zona Arad-Vinga-Pecica și hidrochimia lor (St. tehn. econ. E 15).

Şedința din 24 mai 1985

Prezidează : G. Udubașa.

- Russo-Săndulescu D., Stoian M., Grabari G. — Distribuția elementelor de pămînturi rare, Rb, Sr și K în magmatitele banatitice din plutonul compus de la Surduc (Banat) (Tradusă în lb. engleză (p.345)).
- Macaleț V. — Cristalinul getic dintre Nucșoara și Hobița (munții Retezat) (p. 253).
- Berza T., Seghedi A., Stănoiu I. — Unitățile danubiene din partea estică a munților Retezat (Carpații Meridionali) (D. S. 72—73/5).
- Berza T., Seghedi A., Drăgănescu A. — Unitățile danubiene din versantul nordic al munților Vilcan (Carpații Meridionali) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Berza T., Drăgănescu A. — Sistemul de falii Cerna-Jiu (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Pomărleanu V., Lazăr C., Întorsureanu I. — Incluziunile fluide în mineralizațiile din valea Lita-Băișoara-Cacova Ierii (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).
- Berbeleac I., Lazăr C., Stefan A., Roșu E. — Baritina de la Cîrjelari (D. S. 72—73/2).



- [Papiu C. V.], Iosof V., Rădan S. — Alcătuirea și geneza formațiunii argilelor refractare jurasic-inferioare din masivul Pădurea Craiului (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).
- [Papiu C. V.], Iosof V., Rădan S., Bratosin I. — Studiul chimico-mineralologic al formațiunii argilelor refractare jurasic-inferioare de la Anina (Banat) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).
- [Papiu C. V.], Iosof V., Rădan S. — Studiul chimico-mineralologic al formațiunii argilelor refractare jurasic-inferioare de la Cristian-Holbav (județul Brașov) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).
- Solomon I. — Polimetamorfismul cristalinului din nord-estul munților Făgăraș (Carpații Meridionali) (p. 269).

Şedința din 31 mai 1985

Prezidează : Fl. Marinescu.

- Marinescu Fl., Popescu Gh. — Stratigrafia depozitelor neogene din bazinul Caransebeș (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).
- Popescu Gh. — Corelări microbiostratigrafice în Paratethysul central (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/3).
- Maissuradze S. L., Popescu Gh. — Studiul comparativ al mîndelor din Sarmatian (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/3).
- Papaianopol I., Grigoraș M., Popescu A., Olteanu R., Rogge-Tăranu E., Iva M., Costea C., Pislaru T., Munteanu E. — Studiul Neogenului superior din partea estică a Platformei Moesice (sectorul dintre valea Neajlovului și Dunăre) cu considerații asupra complexului cărbunos (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).
- Lubenescu V., Diaconu M., Radu A., Cornea C., Stefănescu C. — Stratigrafia depozitelor Neogenului din Platforma Moesică (sectorul Drăgănești Olt-Roșiorii de Vede-Alexandria) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).
- Papaianopol I., Lubenescu V. — Noi specii de *Pseudoprosodaena* și *Pseudocatillus* (Bivalvia, Limnocardiidae) din Dacianul Platformei Moesice (Muntenia) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).
- Papaianopol I. — Studiul congeriilor de talie mică din partea bazală a Meotianului inferior (Oltenian) din partea estică a Munteniei (Bazinul Dacic, România) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).
- Alexandrescu Gr., Brustur T. — Structuri sedimentare biogene (trace fossils) din flișul Carpaților Orientali (Partea a III-a) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).
- Pop Gr. — Calpionelele și vîrsta unor formațiuni bazinale din sinclinalul Rarău (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/4).
- Ticleanu N., Andreescu I., Bîtoianu C., Pauliuc S., Nicolae Gh., Nicolae V., Popescu A., Barus T., Pislaru T., Grigorescu G., Ticleanu M. —



Observații privind relațiile dintre distribuția spațială a complexelor cărbunoase din sectorul Olt-Jiu și factorii structural-genetici (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).

SESIUNEA DE COMUNICĂRI ȘTIINȚIFICE DIN ANUL 1986

Sedintă din 18 aprilie 1986

Prezidează: M. Săndulescu.

— Dimitrescu R. — Observații asupra structurii cristalinului munților Bihor și Gilăul Meridional (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/5).

— Dimitrescu R. — Notă asupra structurii cristalinului „autohton” din Gilăul de SV (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/5).

— Săndulescu M., Udubașa G., Micu M. — Paleogeografia Miocenului subcarpatic și modelul genetic al mineralizațiilor de tip Jitia (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).

— Pomiărleanu V., Mirăuță E., Neagu E. — Contribuții referitoare la mineralizațiile de la Bögza (Dobrogea de Nord) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. 72—73/2).

Sedintă din 16 mai 1986

Prezidează: C. Stanciu.

— Savu H., Strusievicz R. O. — Distribuția MgO, Cr, Ni și Co în roci ultrabazice din România: clasificare și origine (Tradusă în lb. engleză) (p. 361).

— Savu H., Udrescu C., Lemne M., Neacșu V. — Petrologia, geo-chimia și tectonica ofiolitelor din paleoridge-ul oceanic al zonei Mureș, între Pîrniști, Troaș și valea Zeldiș (munții Drocea) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).

— Tatiu M., Robu N. — Aspecte privind petrografia și structura metamorfitelor din zona Moeciu de Sus-vîrful Sintilia (Leaota) (Tradusă în lb. franceză) (p. 287).

— Robu L., Robu N. — Semnificația petrogenetică a zirconului din granitele unor masive din munții Parâng (p. 37).

— Nițoi E. — Observații geologice, petrografice și chimice asupra formațiunilor erupтив din extremitatea nordică a munților Călimani (zona văii Hâita-vîrful Lucaciul, județul Suceava) (p. 137).

— Pomiărleanu V. — Încluziunile sticloase și fluide în unele vulcanite bazice din munții Călimani (Tradusă în lb. engleză) (p. 339).

— Udubașa G., Arsenescu V. — Greigit în aluviuile rîurilor Gilort și Galbenu (Tradusă în lb. engleză) (p. 61).

— Udubașa G., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Gheuca I., Dinică I. — Mineralizații de Cu-Ni metamorfozate din valea Vîlsanului—munții Făgăraș (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).



Şedinţa din 23 mai 1986

Prezidează : M. Săndulescu.

— Papaianopol I., Marinescu Fl. — Formațiunea cu cărbuni din Dacianul Depresiunii Getice — Oltenia (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).

— Bombiță Gh. — Etaje nummulitice din cuvertura Platformei Moldovenești (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).

— Ticleanu N., Bițoianu C. — Elaborarea hărților humito-genetice pentru depozitele neogene cu cărbuni din bazinul Borodului și zona Mihăița-Predești (Oltenia) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).

— Ticleanu N., Andreescu I. — Considerații privind dezvoltarea complexelor cărbunoase pliocene din sectorul Jiu-Motru (Oltenia) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).

— Moisescu V. — Studiul stratigrafic al depozitelor terțiare din valea Muereasca (Depresiunea Getică) (D. S. 72—73/4).

— Mihăilescu C., Lubenescu V., Cornea V. — Contribuții la studiul Neogenului din sectorul Lugoj-Lăpuș (Banatul de E) pe baza datelor de foraje (D. S. 72—73/4).

— Lubenescu V., Nicolaescu V. — Observații asupra Romanianului dintre Ialomița și Prahova (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).

— Cornea C., Lubenescu V., Munteanu I., Sirbu F., Cehlarov A. — Stratigrafia depozitelor neogen-superioare din zona Berzovia-Socol (Banatul de vest) pe baza datelor din foraje (D. S. 72—73/4).

— Iordan M., Tomescu C., Iliescu V., Antonescu Em., Bițoianu C., Iva M., Vaida M. — Formațiunile jurasice și paleozoic-superioare din forajul Dobromiru — Dobrogea de Sud (SE Platforma Moesică) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/4).

— Iordan M., Mirăuță E., Antonescu Em., Baltres A., Iva M., Gheorghian D. — Formațiunile devoniene și jurasice din forajul Viroaga — Dobrogea de Sud (SE Platforma Moesică) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/4).

— Papaianopol I. — Contribuții la studiul genului *Zamphiridaena* (Limnocardiidæ, Stylocninae) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).

— Lupu D. — Lattenbergites, un nou radiolitid din Senonianul Alpilor bavarezi (Tradusă în lb. franceză) (D. S. 72—73/3).

— Olteanu R., Vekua L. — Homeomorfism și balans intragenetic (Tradusă în lb. franceză) (Geobios, 1987).

— Olteanu R. — Noi specii de ostracode la nivelul Neogenului superior din România (Tradusă în lb. engleză) (Memorii XXXIV).

Şedinţa din 27 mai 1986

Prezidează : G. Udubașa.

— Pop Gr. — O nouă unitate tectonică alpină în domeniul danubian (Carpații Meridionali) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).



- Rusu A. — Evenimentele oligocene din Transilvania (România) și prima separare a Paratethysului (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Iancu V., Visarion A. — Date litologice și palinologice privind formațiunea paleozoic-inferioară de Nejudim — domeniul danubian (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Iancu V., Balintoni I., Săbău G. — Unități tectonice varistice în cadrul domeniului getic — zona Bozovici (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Constantinescu E., Ilinca Gh., Ilinca A. — Contribuții la studiul skarnelor de la Oravița-Ciclova (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).
- Constantinescu E., Ilinca Gh., Ilinca A. — Mineralizația asociată skarnelor de la Oravița-Ciclova (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/2).
- Kalmar I., Kovacs P., Paulini P. P., Angelescu I. — Notă preliminară privind structura geologică a masivului Codru (Bic) (Nu se publică).
- Pomărleanu V., Negrea E. — Date preliminare privind distribuția incluziunilor fluide în depozitele sedimentare paleozoic-superioare din regiunea Lupac (zona Reșița) (Tradusă în lb. engleză) (D. S. 72—73/5).
- Negrea E. — Contribuții la cunoașterea paleoflorei carbonifer-superioare din stratele de Lupac (D. S. 72—73/3).
- Seghedi A., Seghedi I., Szakács Al., Oaie Gh. — Relația sedimentare-vulcanism în cadrul formațiunii de Carapelit (Dobrogea de Nord) (Tradusă în lb. engleză) (p. 191).
- Săbău G., Hann H. P., Bindea G., Ricman C. — Evoluția metamorfică a terenurilor de joasă presiune în partea centrală a Carpaților Meridionali (Tradusă în lb. engleză) (Geologica Carpatica — Bratislava).





1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

NÉOFORMATIONS DE JAROSITE DANS LES SABLES GLAUCONIEUX DU RUISSEAU DU CORBU (ZONE VĂRBILĂU-CÎMPINITA), DISTRICT PRAHOVA¹

PAR

AURA CEHLAROV², GHEORGHE MOMEA², LUCIA MOMEA², TIBERIU URCAN²

Jarosite. Glauconitic sand. Neoformations. Rock chemistry. East Carpathians — East subcarpathian Zone — Diapir Folds Zone.

Résumé

En 1985, pendant les travaux de prospections géologiques pour le soufre, dans la brèche badénienne qui apparaît sur le ruisseau du Corbu, on a rencontré une séquence à aspect rubané de sables glauconieux interstratifiés avec des niveaux pélitiques. L'analyse minéralogique a identifié dans les niveaux psammitiques-glaucconieux des néoformations de jarosite sous forme d'une poudre jaune-verdâtre. C'est la première occurrence de jarosite sédimentaire décrite en Roumanie. Selon les données de la littérature, des telles occurrences ont été rencontrées plus rarement ailleurs (les formations tertiaires de Californie — Briggs, 1951, in Carozzi, 1960, les grès crétacés de Venezuela — Warshaw, 1956). Au microscope, on constate parfois à l'intérieur des agrégats de jarosite une relique plus foncée et plus compacte de glauconie et d'autres fois on constate que la jarosite se dispose comme une auréole autour des pélètes de glauconie, des observations qui argumentent le caractère de remplacement de la jarosite. Les diffractogrammes de rayons X, selon la position et l'intensité du doublet 3,096 Å — 3,038 Å obtenu, sont intégrés dans les données de la littérature connues pour la carphosidérite et de même, peut-être aussi pour un autre minéral du groupe de la jarosite, quantitativement subordonné.

Abstract

Jarosite Neoformations in the Glauconitic Sands in the Corbu Brook (Vărbilău-Cîmpinița Zone), Prahova District. The geological prospections for sulphur carried out in 1985 pointed

¹ Recue le 10 mai 1986, acceptée pour être communiquée et publiée le 30 octobre 1986, communiquée à la session scientifique de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques du 18 décembre 1985.

² Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



out a banded-like sequence of glauconitic sands interlayered with pellitic levels in the Badenian breccia occurring in the Corbu Brook. By means of the mineralogical analysis jarosite neoformations have been identified in the psammitic glauconitic levels under the form of a yellow-greenish powder. This is the first occurrence of sedimentary jarosite described in Romania. According to the relevant literature such occurrences have been seldom found in other regions of the world (Tertiary formation in California — Briggs, 1951, in Carozzi, 1960; Cretaceous sandstones in Venezuela — Warshaw, 1956). Under the microscope a darker and more compact glauconite relic is sometimes observed inside the jarosite aggregates and other times jarosite occurs as an aureole around the glauconite pellets. All this shows proof of the character of replacement of jarosite. Taking into account the position and intensity of the doublet $3.096 \text{ \AA} - 3.038 \text{ \AA}$, the X-ray diffractograms take part in the data found in the relevant literature for carphosiderite and beside it probably another mineral belonging to the jarosite group, subordinated quantitatively.

1. Introduction

En 1985, pendant les travaux de prospections géologiques pour le soufre solfatare, faits dans les Sous-Carpates de Muntenie, dans la zone Vărbilău-Cimpinița, dans la brèche badénienne qui apparaît sur le ruisseau du Corbu, on a identifié des sables glauconieux à dépositions pulvérulentes jaunâtres. L'analyse des échantillons prélevés de ces sables a mis en évidence la présence de la jarosite formée au crédit de la glauconie, un processus décrit plus rarement, la jarosite étant connue plus comme un produit secondaire formé dans les zones d'oxydation des minéraux de fer, comme des pseudomorphoses après la pyrite et la marcasite.

2. Histoire des recherches géologiques

Quant au soufre sédimentaire de la région, parmi les études les plus récentes on mentionne celles faites par Lupu, Lupu, Călinescu (1957), Iliescu, Iliescu (1958), Damșa (1959—1960); ces derniers ont signalé la possibilité que les néoformations jaunâtre-pulvérulentes des roches respectives représentent de la jarosite et pas de soufre auquel elle ressemble macroscopiquement.

3. Données géologiques générales

Dans la zone Vărbilău-Cimpinița, les plus anciens dépôts appartiennent au flysch paléogène, représenté par l'Eocène supérieur — couches de Plopă (Atanasiu, 1943) et par l'Oligocène, — par l'horizon des schistes dissodyliques inférieurs et par l'horizon des couches de Pucioasa.

Le Miocène, au sens de ce qu'on a établi au Congrès du Néogène R.C.M.N.S. Athènes, 1979 et au Congrès Mondial de Paris, 1980, débute avec des dépôts attribués à l'Aquitainien — couches de Vinețisu. Ceux-ci sont suivis en continuité de sédimentation par l'horizon des dissodyles supérieures et, transgressivement, par l'horizon des couches de Cornu („gypses inférieurs”). Transgressivement sur celles-ci se disposent les dépôts de type molasse („molasse de Doftana”) — Ștefănescu, Mărunc-

r. tr Transgesser

n.m Transgresor

n.f Transgression

di nouăs alătura

Cult. Robert

Institutul Geologic al României

teanu, 1980), qui dans la zone Värbiläu-Cîmpinita débutent par une séquence ruditique polymictique — „conglomérats de Brebu”. L'âge de cette molasse est burdigalien (helvetien, sur l'échelle stratigraphique traditionnelle), sa partie supérieure appartenant tout de même au Badénien, selon les dernières données micropaléontologiques.

Dans la zone Värbiläu-Cîmpinita, le Badénien continue la série des dépôts de molasse, ayant comme repère lithologique le gypse de Ciresu, au-dessus duquel se dispose l'horizon des tufs et des marnes à globigérines („tuf de Slănic”). Cet horizon, ensemble avec celui immédiatement supérieur — la formation supérieure à sel — à efflorescences de sels et sources salines, forme le sous-étage Langhien.

Il faut mentionner aussi la formation typique de brèche „brèche de Cosminele” (Popescu, 1951), constituée d'éléments de roches sédimentaires albiennes, sénoniennes, éocènes, oligocènes, burdigaliennes et badéniennes, où il y a aussi la séquence des sables glauconieux, dont on s'occupe ici, tout comme d'éléments de schistes cristallins (des conglomérats aquitaniens et burdigaliens), englobés dans une matrice lutitique-arénitique. Comme âge, cette brèche est considérée soit comme un faciès local, torrentiel, qui peut invader toute la série badénienne du Langhien basal jusqu'aux marnes à *Spirialis* (Popescu, 1951), soit comme un faciès local du Badénien supérieur (Kosssovien), situé au niveau des schistes à radiolaires et des marnes à *Spirialis* (Stoica, Gherasie, 1981).

Au périmètre mentionné on a rencontré aussi, subordonnement, des dépôts appartenant au Sarmatien.

4. L'oeurrence de jarosite du ruisseau du Corbu

Au versant gauche du ruisseau du Corbu (fig. 1), au-dessous des gréso-conglomérats burdigaliens il y a un dépôt à structure mécanique-

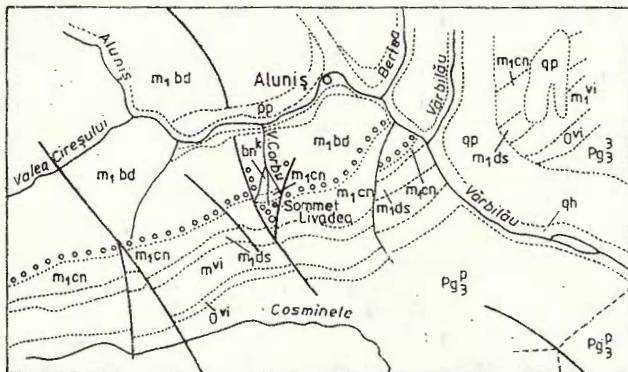


Fig. 1 — Esquisse géologique de la zone vallée Aluniș-vallée Värbiläu (selon la carte géologique de l'IGG, échelle 1 : 50.000, avec des compléments) : qh, Holocène — dépôts actuels et sous-actuels ; qp, Pléistocène — dépôts de terrasse ; bn^k, Miocène moyen — brèche sédimentaire ; Miocène inférieur, m₁bd — conglomérats, sables, grès, gypses ; m₁cn — marnes, brèches sédimentaires ; m₁ds — schistes dissodylliques ; m₁vi — flysch marneux-gréseux gris ; Ovi, Oligocène — flysch marneux-gréseux gris et Pg₃^P, Paléogène — couches de Pucioasa.

clastique et texture psammo-pséphitique, à masse de base lutitique — une parabrèche. Dans ce dépôt on remarque, sauf les nombreux blocs et fragments de roches, une séquence à aspect rubané (Pl. I, fig. 1), de rythmes sablonneux et pélitiques, en alternance. Les sables, grossier-granulaires, gris-verdâtre, faiblement cimentés, formés surtout de corpuscules de glauconie sont interstratifiés avec des termes pélitiques-gypsifères, qui se détachent facilement selon les plans de stratification. Dans la séquence sable-argile dont on a parlé ci-dessus, les niveaux arénitiques-glauconieux sont marqués par les néoformations de jarosite — jaunâtre-verdâtre, pulvérulente, dispersée sous forme de pseudociment.

Ce type d'occurrence n'a pas été mentionné jusqu'à présent dans notre pays. Dans la littérature il y a seulement peu de relations sur les apparitions similaires signalées ailleurs dans le monde. Ainsi, Briggs (1951), cité par Carozzi (1960), décrit dans les formations tertiaires de Californie, de la jarosite formée autour des fragments de glauconie. La continuité optique remarquée entre les deux minéraux démontre le caractère de remplacement de la jarosite.

Hedberg et al. (1947), cités par Warshaw (1956), décrivent la jarosite des grès crétacés, à glauconie, de Venezuela, formée par l'oxydation de la pyrite, l'entraînement en solution et précipitation des processus qui se développent plus facilement dans les grès poreux que dans les argiles et les schistes argileux.

5. Données analytiques de laboratoire

5.1. Analyse microscopique

Selon les caractères structuraux et texturaux du dépôt, les sables glauconieux à jarosite du ruisseau du Corbu représentent un cas particulier du lithotype détritique de la zone étudiée.

Au microscope, le microrhythme pélitique de la séquence décrite apparaît formé de minéraux argileux micacés imprégnés de substance organique soluble (hydrocarbures), comme masse de base de la roche. Les composants autigènes sont représentés par des granules de glauconie (diamètre maximum 169 μ) et du gypse microcristallin. Les composants allogènes sont représentés par des granoclastes de quartz angulaire jusqu'à sous-arondi (diamètre maximum 156 μ) et rares lamelles de muscovite.

Le microrhythme grossier, étudié en sections minces au microscope, est représenté en proportion de 45 % environ (Pl. I, fig. 2) par des pellets arrondis et lobés de glauconie (diamètre maximum 570 μ), à extinction agrégée. Subordonnement, en proportion de 30 % environ, apparaissent des granoclastes de quartz, sous-angulaires (diamètre maximum 475 μ), du feldspath plagioclase (diamètre maximum 462 μ) et des lamelles de muscovite. Sporadiquement on observe des lithoclastes de métamorphites (quartzites — diamètre maximum 408 μ).

Le liant des éléments figurés décrits est réduit quantitativement, étant formé de gypse fibreux, à caractère poeciloclastique et de jarosite.

L'analyse au microscope d'un préparé en immersion de la poudre présente au microrhythme grossier a mis en évidence des pellets de glauco-



nic, des fragments de cristaux de gypse, des granoclastes de quartz, des lamelles de muscovite et des agrégats de jarosite. Les agrégats de jarosite apparaissent, en lumière naturelle, jaunâtre-vertâtre, faiblement pléochroïques. En lumière polarisée ils sont cryptocrystallins (Pl. I, fig. 3), avec les couleurs de biréfringence masquées par la couleur du minéral. Il faut mentionner aussi qu'on observe parfois, à l'intérieur des agrégats de jarosite, un „noyau” plus foncé et plus compact de glauconie, à caractère relique (Pl. I, fig. 3, 4 ; Pl. II, fig. 1, 2) et autre fois, la disposition de la jarosite comme une auréole autour des pellets de glauconie (Pl. II, fig. 3). Ces observations montrent la possibilité de la formation de la jarosite au compte de la glauconie et son caractère de remplacement (Briggs, 1951, mentionné par Carozzi, 1960).

L'indice de réfraction de la jarosite que nous avons établi est $n_m = 1,735$ (Pl. I, fig. 3, 4 ; Pl. II, fig. 1, 2), par rapport à l'indice de réfraction pour le soufre $n_m = 2,10$ (Pl. II, fig. 4). La valeur que nous avons obtenue est encadrée entre les limites des valeurs mentionnées dans la littérature de spécialité : Larsen (1921), $\alpha = 1,715 \pm 0,003$, $\beta = 1,817 \pm 0,003$, $\gamma = 1,82 \pm 0,003$; Winchell (1959), $N_o = 1,82$, $N_E = 1,715$ pour la jarosite et Dana (1951), $O = 1,816$, $E = 1,728$ pour la carphosidérite.

5.2. Analyse par diffraction à rayons X

Sur le diffractogramme de rayons X du microrhythme pélitique du lithotype détritique décrit sur le ruisseau du Corbu on a identifié les pics caractéristiques pour : montmorillonite, séricite, quartz, feldspath, calcaire, gypse et glauconie.

Bust (cité par Bell et Goddel, 1967) attribue le terme de „glauconie” à tout pellet vert trouvé dans les dépôts sédimentaires et le terme de „minéral glauconie” aux pellets à structure d'ordre 10 Å. Au cas du microrhythme arénitique-glaconieux à jarosite du ruisseau du Corbu, le diffractogramme de rayons X du matériel séparé mécaniquement à la loupe binoculaire montre clairement la présence de la glauconie, le reflexe basal de 10 Å étant tout de même avec une base très large, ce qui indique un degré bas de cristallinité. Ainsi, le matériel analysé est encadré dans la quatrième catégorie établie par Warshaw (1956) selon le degré d'ordonnation structurale, à savoir dans la catégorie de la glauconie faiblement cristallisée $d(001) = 11,0$ Å. Hower (1961) considère que la structure et la composition des glauconies diffèrent d'une manière significative selon l'âge géologique. Ainsi, les glauconies jeunes sont plus pauvres en K et plus souvent hétérogènes de point de vue minéralogique que les glauconies plus anciennes, une situation pareille à celle de notre matériel (fig. 2).

Il faut souligner le fait que les minéraux du groupe de la jarosite ont des spectres de rayons X assez proches. Dans le tableau 1, avec les données comparatives, on remarque le fait que les résultats obtenus sur le matériel décrit sont très proches des valeurs du déterminateur de référence (Pekin, 1978) où des valeurs présentées par Warshaw (1956) pour la carphosidérite (sulfate basique hydraté de fer ferrique — $(H_2O)Fe_3(SO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$ — Dana, 1951). Le reflexe fort de 5,66 Å, tout comme la position et l'intensité du doublet 3,096 Å—3,038 Å que nous avons obtenus (fig. 3), sont encadrés dans les données de la litté-

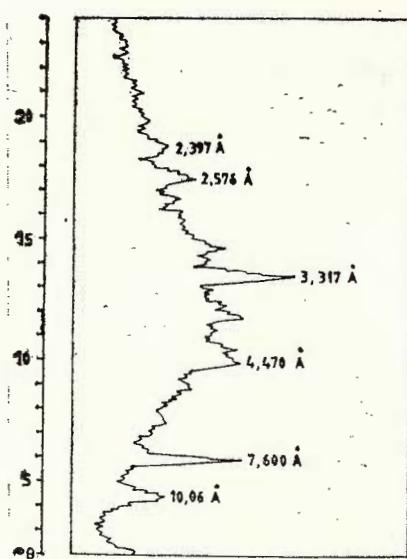


Fig. 2 — Diffractogramme de la glauconie. Appareil TUR-M-61. Rayonnement Cu K α .

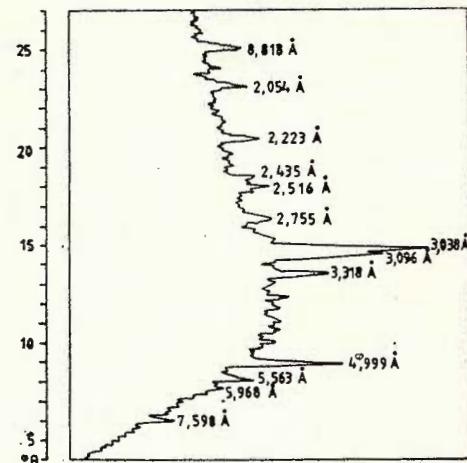


Fig. 3 — Diffractogramme de la jarosite (carphosidérite). Appareil TUR-M-61. Rayonnement Cu K α .

TABLEAU 1

Données roentgenographiques comparatives

	Catalogue Pékin 1978			Jarosite Värbilä ¹			Warshaw 1956		
	I	d/n	hkl	I	d	I	d	hkl	
1	4	5,93	101	3	5,968	3	5,93		
2	7	5,66	003	5	5,537	3	5,56		
3	9	5,05	012	8	4,999	4	5,05		
4	3	3,66	110	3	3,644	1	3,66		
5	4	3,47	104	2	3,453	1	3,48		
6	10	3,12	021	8	3,096	8	3,11		
7	10	3,06	113	10	3,047	8	3,06		
8	3	2,96	202	3	2,962	2	2,963		
9	5	2,77	006	4	2,755	2	2,780		
10	4	2,52	024	4	2,509	2	2,523		
11	1	2,390	210	—	—	—	—		
12	2	2,300	205	1	2,280	—	—		
13	6	2,225	107	5	2,213	3	2,230		
14	6	1,975	303	5	2,052	4	1,975		
15	4	1,900	027	3	1,889	4	1,905		
16	6	1,830	220	5	1,818	—	—		
17	1	1,780	305	1	1,768	—	—		
18	4	1,736	223	1	1,752	—	—		
19	2	1,720	312	—	—	—	—		
20	3	1,561	401	3	1,571	—	—		
21	3	1,554	402	3	1,560	—	—		
22	5	1,528	226	3	1,520	1	1,520		
23	5	1,470	404	4	1,472	1	1,482		

¹ Diffractomètre TUR — M — 61, radiation Cu K α .

rature connues pour la carphosidérite. Il ne faut pas exclure tout de même l'existence, ensemble avec la carphosidérite, d'un autre minéral du groupe de la jarosite (peut-être natrojarosite), subordonné quantitativement, dont la présence peut être déduite de l'analyse chimique du matériel et de la valeur de l'indice de réfraction, des valeurs qui se conditionnent reciprocement.

5.3. Analyse chimique

De point de vue chimique, le minéral nommé jarosite par Breithaupt en 1852 est un sulfate basique de potassium et de fer ferrique, à formule $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ou $K_2O \cdot 3Fe_2O_3 \cdot 4SO_4 \cdot 6H_2O$. Le sodium peut substituer le potassium et la série s'étend dans la direction de la formation de la natrojarosite avec le rapport $Na : K = 1 : 2,4$ (minimum). Al^{3+} est présent d'habitude comme un remplaçant du Fe^{3+} seulement en quantités petites. Quand le rapport $Al : Fe$ atteint la valeur 1 : 1, la série s'étend dans la direction de la formation de l'alunite. Quand les alcalis sont absentes, le terme de la série s'appelle carphosidérite — sulfate basique hydraté de fer ferrique ($H_2OFe_3(SO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$).

Au cas des sables glauconieux à jarosite du ruisseau du Corbu, dans les échantillons collectés la jarosite apparaît associée avec la glauconie et le gypse dont elle se sépare graduellement. On a fait de nombreux essais de séparation mécanique à la loupe binoculaire, de lavage et de décantation de la suspension de l'eau et même de dissolution en HCl en obtenant difficilement des quantités réduites de concentré monominéral.

Les résultats des analyses chimiques (analyste Ioana Stroilă) sont figurés dans le tableau 2, ensemble avec les valeurs théorétiques et les valeurs d'autres analyses mentionnées dans la littérature.

Selon les données de ce tableau on constate la présence des valeurs sensiblement égales des alcalis du matériel du ruisseau du Corbu avec la natrojarosite de la mine San Toy, Mexique (Dana, 1951). De même, la

TABLEAU 2

Données chimiques comparatives

%	Jarosite théorique	Ruisseau du Corbu	Venezuela Warshaw (1956)	Tintic Larsen (1929)	Freeport Warshaw (1956)	Dana (1951)	
						Natrojarosite	Carphosidérite
K_2O	9,41	2,66	0,64	9,05	1,61	2,02	—
Na_2O	—	4,74	0,9	0,33	1,11	4,20	—
Fe_2O_3	47,83	23,94	—	51,64	24,54	50,94	40,00
SO_3	31,97	5,60	4,03	28,93	14,93	30,43	25,52
H_2O	—	2,52	—	10,24	—	11,73	14,67
Fe tot.	—	17,50	—	—	—	—	—
gypse	—	12,04	—	—	—	—	9,03
sable	—	—	—	—	—	—	14,78



valeur de l'oxyde ferrique, sensiblement égal avec celui présent dans la jarosite située au-dessous du charbon Freeport de Pensilvania (Warshaw, 1956) et enfin la valeur SO_3 — très proche de celle obtenue de l'analyse de la jarosite provenue des grès glauconieux de Greater Ofieina, Venezuela (Hedberg et al., 1947, in Warshaw, 1956).

Toutes ces observations soutiennent l'idée que le matériel que nous avons présenté comme jarosite est, en effet une association d'au moins deux termes de la famille de la jarosite, ce qu'ont montré aussi les résultats des diffractogrammes de rayons X.

6. Genèse

Dans la littérature la jarosite a été décrite comme résultant des processus supergènes (oxydation de la pyrite). Furbish (1963) (in Brown, 1971) montre que la jarosite se forme naturellement dans la zone d'oxydation d'un gisement de sulfures par dissolution et transport sur une distance courte de ces sulfures. Ainsi s'est née la plombojarosite de Coranda-Hondol, monts Metaliferi (Udubasa, 1984).

Dans la plupart des apparitions de la jarosite du gossau de fer (Blanchard, Tuell et Locke, 1926, in Brown, 1971), ce minéral apparaît associé plus fréquemment avec la goethite qu'avec la hématite, avec un possible stade d'équilibre entre les deux minéraux.

On a calculé les diagrammes de l'activité chimique logarithmique de l'Eh et pH (Brown, 1971), pour démontrer les relations d'équilibre entre jarosite-goethite-pyrine à 25° et 1 atm. L'interprétation de ces données selon les occurrences naturelles des minéraux indique le fait que la goethite est un minéral stable en milieu normal d'altération superficielle; tandis que la jarosite est stable dans un domaine restreint (milieu acide, à pH <3 et milieu oxydant modéré ou élevé). L'activité H^+ et SO_4^{2-} et/ou H_2SO_4 sont décisives dans la précipitation ou la dissolution de la jarosite.

Selon ces données générales, il faut nous placer au domaine du sédiment glauconieux décrit. La pyrite est d'habitude très commune dans les sédiments glauconieux. Par l'oxydation de la pyrite en présence d'une quantité suffisante d'eau, il résulte du sulfate ferreux et puis du sulfate ferrique. Ayant en vue que le fer s'oxyde plus lentement que le soufre, initialement dans la solution il y aura un mélange d'acide sulfurique, sulfate ferreux et sulfate ferrique. L'acide sulfurique réactionne avec d'autres minéraux de la roche (respectivement la glauconie ou les argiles), en introduisant dans la solution les alcalis. On considère que cette réaction déclenche le processus de formation du sulfate du sédiment glauconieux décrit. Quand on arrive à une dilution appréciable et la lévigation et l'oxydation à la surface du sédiment, les sulfates ferriques basiques peuvent être précipités, correspondant à la formule : $\text{FeS}_2 - \text{FeSO}_4 - \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 - \text{KFe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - 4\text{H}_2\text{O}$ (Saukov, 1954, mentionné par Papiu, 1960).

Le type de sulfate basique, la jarosite, occupe un vaste domaine, sous 170°, à la partie centrale du diagramme de phase donné par Posnjak



et Merwin (1937) (in Warshaw, 1956). Dans ces conditions la substitution de divers alcalis n'aurait trop affecté les conditions générales de l'équilibre.

Le processus de formation de la jarosite se développe plus facilement dans un dépôt faiblement cimenté où l'oxydation de la pyrite, la dilution des solutions acides et la sédimentation des sulfates basiques se produisent beaucoup plus rapidement que dans les roches compactes (argiles, schistes argileux). Généralement, la formation de la jarosite est favorisée aussi par l'absence des carbonates de la succession des rôches argileuses (Ruhin, 1966), des carbonates qui pourraient neutraliser l'acide sulfurique et si ceux-ci existent tout de même (marnes), après le développement des réactions mentionnées, ils précipitent le gypse rencontré fréquemment ensemble avec la jarosite.

En guise de conclusion, bien que le phénomène de formation de la jarosite au compte de la glauconie soit présent à échelle réduite, il démontre la possibilité de capaciter le fer dans un réseau simple de sulfate (où Fe_2O_3 peut arriver jusqu'à 50%), fer extrait tant des sulfures que du réseau plus stable des silicates (glauconie).

BIBLIOGRAPHIE

- Anastasiu N. (1977) Minerale și roci sedimentare. Determinator. Ed. tehnică, p. 222, București.
- Bell D. L., Goedell H. Gr. (1967) A comparative study of glauconitic and the associated Clay Fraction in Modern Marine Sediments. *Sedimentology*, 9/3, p. 169—202.
- Brown J. B. (1971) Jarosite — Goethite Stabilities at 25°C , 1ATM. *Mineral Deposita* (Berl.), 6/3, p. 245—252, Springer-Verlag, Berlin.
- Carozzi A. (1960) Microscopic Sedimentary Petrography, p. 56, New York.
- Damșa B. (1956) Rapport, les archives de M. I. Ch. Bucarest.
- Niculescu N. (1959) Rapport, les archives de Inst. Geol. Rom., Bucarest.
 - (1960) Rapport, les archives de I.F.L.G.S., Bucarest.
- Dana J. D., Dana E. S. (1951) The system of Mineralogy. p. 560—566, New York.
- Howe J. (1961) Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *Am. Min.*, 46, p. 313—334.
- Ilieșcu G., Iliescu M. (1958) Rapport, les archives de I. G. G., Bucarest.
- Larsen E. S. (1921) The microscopic determination of the non-opaque minerals. Washington.
- Lupu M., Lupu D., Călinescu C. (1957) Rapport, les archives de I. G. G., Bucarest.
- Momea Gh., Momea L., Cosma V., Munteanu Z., Cehlarov A. (1984) Rapport, les archives de I.P.G.G., Bucarest.
- Papiu C. V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. științifică, p. 133.
- Popescu G. (1951) Observații asupra brecciei sări și asupra unor masive de sare din zona Paleogen miocenă a județului Prahova. *D. S. Inst. Geol.*, XXXII (43—44), p. 3—12, București.
- Ruhin L. B. (1966) Bazele litologiei (traducere). Ed. tehnică, p. 238, București.
- Stoica C., Gherasie I. (1981) Sarea și sărurile de potasiu și magneziu din România. Ed. tehnică, p. 27—28, București.



- Stefănescu M., Mărunteanu M. (1980) Age of the Doftana Molasse. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/4, p. 169–182, București.
- Tyler S. A., Bailey S. W. (1961) Secondary glauconite in the Biwabic Formation. *Ec. Geol.*, 56, p. 1033–1044.
- Udrăbașa G. (1984) Raport, les archives de I.G.G., Bucarest.
- Warshaw C. M. (1956) The occurrence of Jarosite in underclays. *Am. Min.*, 41/3, 4, p. 288–296.
- Winchell A. N. (1959) Elements of Optical Mineralogy. Part. II, p. 170–172, New York.
- (1978) Determinator (in lb. chineză), Peking.

NEOFORMATIUNI DE JAROSIT ÎN NISIPURILE GLAUCONITICE DE PE PÎRÎUL CORBU (ZONA VÂRBILĂU-CÎMPINITA), JUDETUL PRAHOVA

(Rezumat)

În 1985, prospecțiunile geologice pentru sulf solfarian întreprinse în Subcarpații Munteniei au întâlnit în brecia badeniană care apare pe pîrîul Corbu într-o secvență de nisipuri glauconitice și argile gipsifere, depunerile pulvulerulente de jarosit.

Din punct de vedere geologic, în zona Vârbilău-Cîmpinita, Badenianul continuă seria depozitelor de molasă, avînd drept reper gipsul de Cireșu, peste care se dispune orizontul tufurilor și al marnelor cu globigerine („tuful de Slănic”). Acest orizont, împreună cu orizontul imediat superior — formațiunea superioară cu sare —, cu eflorescențe de săruri și izvoare sărate, constituie subetajul Langhian. În ceea ce privește formațiunea tipică de brecie „brecia de Cosminele” (Popescu, 1951) ca vîrstă, este considerată fie ca un facies local, torențial, care poate invada toată suita badeniană de la Langhianul bază pînă la marnele cu *Spirialis*, fie ca un facies local al Badenianului (Kossovian) situat la nivelul șisturilor cu radiolari și al marnelor cu *Spirialis* (Stoica, Gherasie, 1981).

Ocurența de jarosit de pe pîrîul Corbu este situată în versantul stîng al pîrîului Corbu, sub grezo-conglomeratele burdigaliene, într-o parabrecie. În aceasta pe lîngă numeroase blocuri și fragmente de roci se remarcă o secvență, cu aspect rubanat de ritmuri nisipoase și pelitice, în alternanță. În secvență amintită, nivelurile arenitice-glauconitice sunt marcate de neoformațiuni de jarosit pulvulerent, de culoare galbenă-verzuie, dispersat sub forma unui pseudociment. O apariție asemănătoare nu a mai fost menționată la noi, iar din alte părți de pe glob se cunosc foarte puține (Briggs, 1951, citat de Carozzi, 1960 și Hedberg et al., 1947, citat de Warshaw, 1956).

Analiza microscopică a microritmurilor pelitice-gipsifere din secvență descrisă a pus în evidență: minerale argiloase-micacee, ca masă de bază și elemente figurate. Acestea sunt constituite din granoclaste de cuarț și rare lamele de muscovit. Microritmurile grosiere, studiate în secțiuni subțiri evidențiază predominantă corpuseculilor de glauconit (cca 45%).



Subordonat apar : cuarț, feldspat, litoclaste și lamele de muscovit. Liantul este redus cantitativ și constituie din gips fibros, cu caracter poikiloclasic și din jarosit. Analiza microscopică, în imersie a pulberii de jarosit a pus în evidență : agregate de jarosit, pelete de glauconit și cristale de gips. Jarositul, în lumina naturală apare gălbui-verzui, slab pleocroic, iar în lumina polarizată, în agregate criptocristaline, cu culorile de birefringență mascate de culoarea mineralului. Interesant de menționat este faptul că se observă, uneori, în interiorul agregatelor de jarosit, un „nucleu”, mai întunecat și mai compact de glauconit, cu caracter relict, iar alteori, cum jarositul se dispune ca o aureolă în jurul peletelor de glauconit. Aceste observații arată posibilitatea formării jarositului pe seama glauconitului și deci caracterul său de înlocuire. Analiza de refringență a agregatelor de jarosit a stabilit indicele de refracție $n_m = 1,73$. Valoarea obținută de noi se încadrează în limitele valorilor menționate, în literatură (Larsen, 1921 ; Dana, 1951, Winchell, 1959).

Difractograma de raze X pentru glauconit arată prezența acestuia cu reflexul bazal de 10 Å, cu baza foarte largă, fapt care indică un grad de cristalinitate scăzut. În acest caz materialul analizat se încadrează în categoria a patra stabilită de Warshaw (1956), după gradul de ordonare structurală și anume în categoria glauconitului slab cristalizat, glauconit mai tinăr (Hower, 1961).

Spectrele de raze X obținute pentru jarosit prezintă valori foarte apropiate (tab. 1) de valorile din determinatorul de referință (Pekin, 1978) sau de valorile prezentate de Warshaw (1956), pentru carphosiderit. De asemenea nu este exclusă posibilitatea existenței alături de carphosiderit a unui alt mineral din grupul jarositului, subordonat cantitativ, a cărui prezență poate fi dedusă și din analiza chimică a materialului și din valoarea indicelui de refracție, valori care se condiționează reciproc.

Din punct de vedere chimic, mineralul denumit jarosit de Breithaupt în 1952 este un sulfat bazic de potasiu și fier feric, cu formula $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$. Cind lipsesc alcaliile termenul se numește carphosiderit — sulfat bazic hidratat de fier feric (H_2O) $Fe_3(SO_4)_2(OH)_6 \cdot H_2O$.

Din punct de vedere genetic, în literatură jarositul a fost descris ca rezultat în urma proceselor de oxidare a piritei. Furbich (1963) (în Brown, 1971) arată că jarositul se formează în mod natural în zona de oxidare a unui depozit de sulfuri, din dizolvarea pe distanță scurtă a acestuia. În cazul depozitului glauconitic descris, prin oxidarea piritei (foarte comună în sedimentele glauconitice), în prezența unei cantități suficiente de apă, se formează sulfat feros și apoi sulfat feric. Deoarece fierul se oxidează mai înainte decât sulful, inițial va exista în soluție un amestec de acid sulfuric, sulfat feros și sulfat feric. Acidul sulfuric reacționează cu alte minerale din rocă (respectiv glauconitul sau argilele), introducând în soluție alcaliile. Considerăm că această reacție declanșează procesul de formare a sulfatului din sedimentul glauconitic descris. Cind se ajunge la o diluare apreciabilă, cind levigarea și oxidarea ajung la suprafața sedimentului, sulfati bazici pot fi precipitați, corespunzător formulei : $FeS_2 - FeSO_4 - Fe_2(SO_4)_3 - KFe_3(OH)_6 (SO_4)_2 - Fe_2O_3 - 4H_2O$ (Saukov, 1954, menționat de Papiu, 1960).

În concluzie, deși fenomenul de formare a jarositului pe seama glauconitului este prezent la scară redusă, el demonstrează posibilitatea capacitatea fierului într-o rețea simplă de sulfat (în care Fe_2O_3 poate ajunge pînă la 50%), fier extras atît din sulfuri, cît și din rețeaua mai stabilă a silicătilor (glauconit).

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

- Fig. 1 — Versant gauche du ruisseau du Corbu : séquence des sables glauconieux et des argiles gypsifères à jarosite. Détail.
- Fig. 2 — Sable glauconieux gypsifère, faiblement cimenté. N II, $\times 10$.
- Fig. 3 — Poudre de jarosite, en liquide d'immersion ($n = 1,73$) à reliques de glauconie. N +, $\times 100$.
- Fig. 4 — Poudre de jarosite, en liquide d'immersion ($n = 1,73$), relique de glauconie. L'absence du contour des agrégats de jarosite est due à l'indice de réfraction égal de ceux-ci avec le liquide d'immersion. N ||, $\times 100$.

Planche II

- Fig. 1 — Poudre de jarosite, en liquide d'immersion ($n = 1,73$). Au milieu de l'agrégat central on observe une bande de glauconie relique. L'absence du contour des agrégats de jarosite est due à l'indice de réfraction égal de ceux-ci avec le liquide d'immersion. N II, $\times 100$.
- Fig. 2 — Poudre de jarosite en liquide d'immersion ($n = 1,73$). En bas de la photo on observe un granule de glauconie avec un commencement de séparation de la jarosite. N ||, $\times 100$.
- Fig. 3 — Granule de glauconie avec un commencement de transformation périphérique en jarosite. N +, $\times 100$.
- Fig. 4 — Poudre de soufre, en liquide d'immersion ($n = 1,73$). Le contour accentué des fragments de cristaux de soufre est dû à la différence des indices de réfraction entre ceux-ci ($n_m = 2,10$) et le liquide d'immersion. N II, $\times 100$.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

BRUCITE — BEARING DOLOMITIC LIMESTONES FROM THE VALEA MARE-BUDUREASA DEPOSIT, WESTERN ZONE (BIHOR MOUNTAINS)¹

BY

CORINA IONESCU²

Dolomitic limestone. Brucite. Carbonate rocks. Igneous rocks. Hydrothermal alteration Intrusions. Structural features. Permeability. Host rocks. Metamorphic processes. Laramide Orogeny. Apuseni Mountains — Neo-Cretaceous-Paleogene magmatites — Vlădeasa Massif.

Abstract

In the Valea Mare-Budureasa area there occur magmatic bodies (granodiorites, porphyry granodiorites, rhyolites and rhyodacites) and Triassic sedimentary rocks (Anisian dolomites and Ladinian limestones). The intrusion of the Laramian magmatites affected the carbonate rocks, generating skarns and products of hydrothermal metasomatism. In these transformed dolomites there occur a great number of minerals of different generations: brucite, talc, serpentine, magnesite, quartz, chalcedony, clay minerals, hydromagnesite, zcolites, sepiolite. Brucite mineralizations formed by some processes which overlapped in time and space: a) by dedolomitization of the rock and the appearance of periclase, which was followed by its hydration and the brucite formation; b) by hydrothermal metasomatoses of dolomites; c) by deposition from solutions. The morphological features and location of the brucite-bearing limestones as well as the intensity of the metamorphic processes depended on the magmatic intrusions (shape, composition), on the chemical features and the permeability of the host-rock (dolomites), but especially on the structural factors (local tectonics).

Résumé

Les calcaires dolomitiques à brucite du gisement de Valea Mare-Budureasa, zone occidentale (monts Bihor). Dans la zone Valea Mare-Budureasa il y a des roches magmatiques (grano-

¹ Received May 6, 1985, accepted for communication and publication April 8, 1986, presented at the scientific session of the Enterprise of Geological Prospections and Explorations — Harghita, November 16, 1984.

² Întreprinderea de Prospecții și Explorări Geologice Cluj, Str. Traian Vuia nr. 140, Cluj-Napoca.



diorites, porphyres granodioritiques, rhyolites et rhyodacites) et des roches sédimentaires triassiques (dolomies anisiennes et calcaires ladinien). L'intrusion des magmatites laramiennes a affecté les roches carbonatiques, en générant des skarns et des produits du métasomatisme hydrothermal. Dans ces dolomies transformées il y a un grand nombre de minéraux, de générations différentes : brucite, talc, serpentine, magnésite, quartz, calcédonie, minéraux argileux, hydromagnésite, zéolites, sépiolites. Les minéralisations brucitiques se sont formées par quelques processus superposés en temps et espace : a) par la dédolomitisation de la roche et l'apparition du périclase, suivi par son hydratation et la formation de la brucite ; b) par la métasomatose hydrothermale des dolomies ; c) par la sédimentation des solutions. Les caractères morphologiques et la localisation des calcaires brucitifères, tout comme l'intensité des processus métamorphiques ont été dépendants des intrusions magmatiques (forme, composition), des caractères chimiques et de la perméabilité de la roche-hôte (dolomies), mais surtout des facteurs structuraux (tectonique locale).

Introduction

The growing need of raw materials for the basic refractory products led to the study of a new substance in respect of its exploitation, namely brucite. The presence of brucite mineralizations in the carbonatic facies of the NW structure of the Bihor Mountains was pointed out by Angela Rafalet in 1963, brucite being considered a product of periclase hydration, formed as a result of thermal metamorphosis of carbonatic rocks.

Since 1971 the specialists of the I.G.P.S.M.S. Bucharest have mentioned the presence of some dolomitic limestone bodies with brucite concentrations. Manea (1976) points out the possibility of using periclase and brucite in the industry of refractory materials. The mineralizations of the Budureasa banatitic massif have been studied by Manea et al. (1976), Istrate, Udubaşa (1977), Manea, Dieter (1981), Ianovici et al. (1982), Manea (1983).

Since 1976, based on the I.G.P.S.M.S. Bucharest projects, the Enterprise of Geological Prospections and Exploration — Cluj has systematically studied the brucite mineralizations from the dolomitic bodies cropping out in the Valea Mare-Budureasa zone. The mining works and drillings carried out so far allowed a good knowledge of the deposit. The brucite zones from the Anisian dolomites are elongated, irregularly developed, situated approximately along the contact with granodiorites, at variable distances from the latter (Popa, 1984).

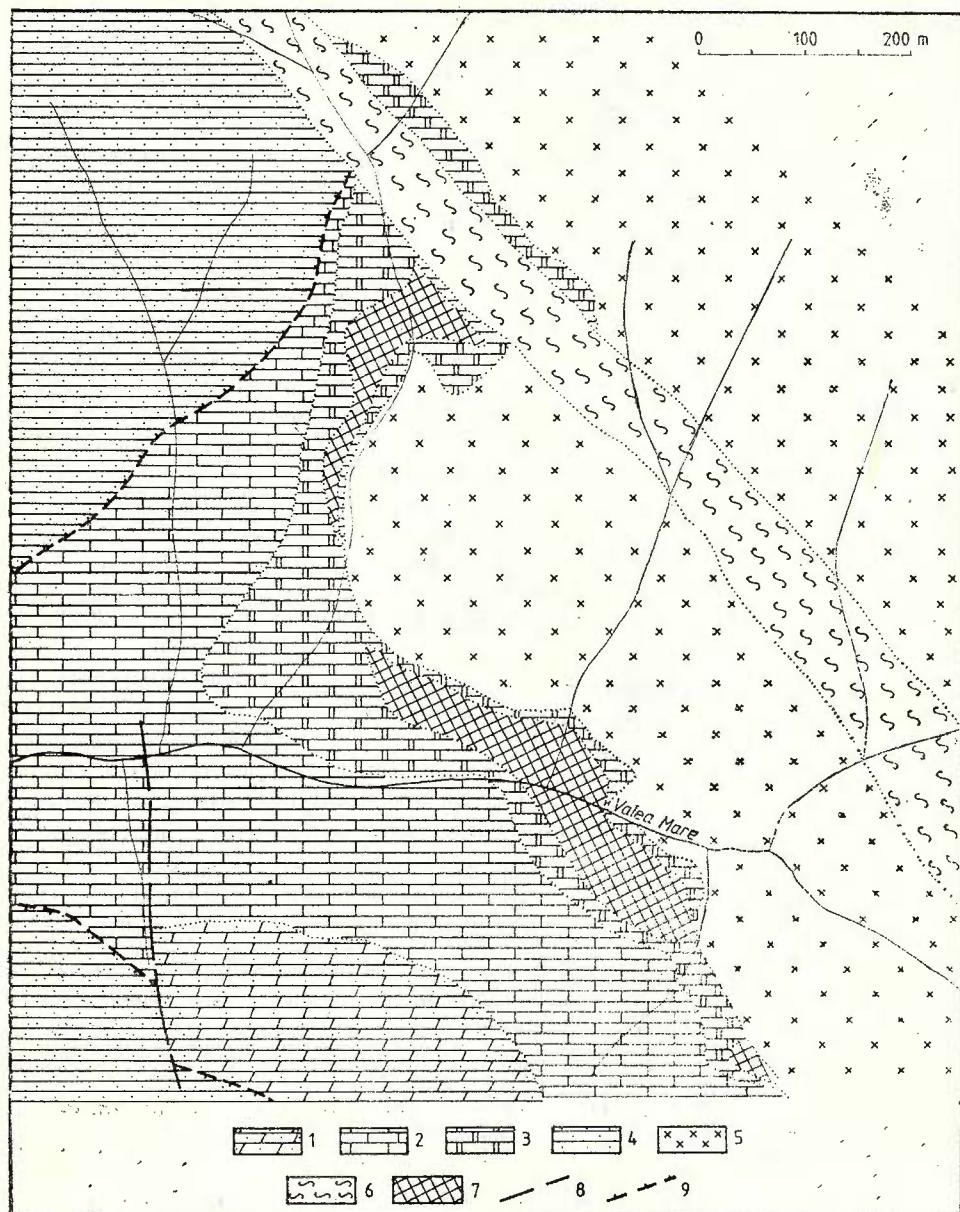
The Mg content is practically constant, only the brucite percentage varying.

Geology of the Area

In the Valea Mare-Budureasa area (Bihor Mountains) — western zone — banatitic magmatic rocks (granodiorites, porphyry-granodiorites-rhyolites, rhyodacites) and Triassic sedimentary rocks (Anisian dolomites and Ladinian limestones) are found. Laramian magmatites (Savu,



1976) affected the dolomites and limestones, giving rise to skarn zones at the contact and products of hydrothermal metasomatism in dolomites.



Geologic Map of the Valea Mare-Budureasa Zone — Western Part (Bihor District) according to C. Popa (1984).

Fericice Nappe : Carnian : 1, marly limestones ; Ladinian : 2, black limestones ; Anisian : 3, dolomites. Arieșeni Nappe : Permian : 4, sandstones, conglomerates, Banatitic magmatism : 5 granodiorites ; 6, rhyolites, rhyodacites ; 7, brucitic limestones ; 8, fault ; 9, overthrust line.

Skarns. A skarn zone of mineralogical, prevailingly magnesian composition (with forsterite, garnet, diopside) develops at the contact of the banatic magmatites with the Anisian dolomites. The skarn zone is about 2–6 m thick. Subsequently the pyrometasomatic phenomena were followed by hydrothermal processes. Thus, hydrothermal products are also present in skarns; they are formed at the expense of minerals within skarns either by reacting with the hydrothermal solutions or directly from solutions as depositions on fissures, in interstices, clusters. These minerals are represented by: tremolite, actinote, magnesian chlorites, phlogopite, serpentine as well as opaque minerals (magnetite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena).

Dolomites and Transformed Anisian Dolomites. They are the rocks at the expense of which magnesian mineralizations (brucite) formed and in which these are hosted. Macroscopically they appear as white, white-greyish, compact rocks, sometimes of saccharoidal aspect. They show a heterograngular structure (the medium-grained one prevailing) and a massive texture.

The intrusion of the magmas generated thermal contact phenomena (recrystallizations) and pronounced fissurings. As a consequence of the interaction with the postmagmatic fluid dolomites underwent some (thermal, thermometasomatic and hydrometasomatic) processes that changed them into (dolomitic) limestones with brucite and (dolomitic) limestones or dolomites with various silicates.

Mineralogical Characterization of Brucite and Its Associated Minerals

The dolomites and transformed Anisian dolomites, at the expense of which the brucite mineralizations formed, include several minerals which, although not of the same generation, show more or less direct spatial relations: periclase, brucite, calcite, dolomite, magnesite, serpentine, talc, hydromicas, quartz, chalcedony, magnesian chlorites, hydromagnesite, clay minerals, sepiolite, zeolites.

Brucite appears only accidentally and isolated, in direct relations (vicinity or concretion) with silicatized minerals. But these minerals may appear in the brucite-bearing zones at various distances from the brucite clusters, deposited on small fissures or in clusters.

Brucite — $Mg(OH)_2$. It is hardly distinguishable macroscopically, except for the rare cases when the clusters are so large (over 1.0–1.5 mm) that they appear as white, mat blots.

Under the microscope brucite appears as lamellar, bacillary or scaly crystals (Pl. Fig. 1), grouped in clusters or, more rarely, deposited on small fissures that connect the brucite clusters. The dimensions of the brucite lamellae are generally small: $0.002 - 0.004 \times 0.02 - 0.05$ mm, the dimensions of $0.004 \times 0.03 - 0.04$ mm being more frequent. Although very fine, the brucite lamellae are grouped in compact clusters which, due to their size, are of economic interest. Within the clusters the brucite lamellae are



chaotically arranged and interwoven (Pl. Fig. 1). Only exceptionally they form curved rows of lamellae (Pl. Fig. 2) due to pseudomorphoses.

Four principal ways of brucite occurrence can be distinguished.

a) Occurrence in isometric clusters, of straight boundaries, square hexagonal-rounded or rhombohedral in outline. These clusters are generally small (about 0.1–0.12 mm). Some clusters preserve as relict either periclase (more rarely) or a carbonate. They represent pseudomorphoses after periclase (square or hexagonal-rounded clusters) (Pl. Fig. 4), respectively after dolomite (rhombohedral clusters) (Pl. Fig. 5). The brucite amount in this type of clusters represents about 35% of the total useful substance.

b) Occurrence in irregular clusters with interfingered boundaries. The irregular aspect is emphasized by the presence of some prolongations in the surrounding carbonatic mass as "apophyses" or digitations (Pl. Fig. 6). These prolongations represent local lateral migrations, from the pores towards the interior of the carbonate grain which was later on metasomatically replaced (Rădulescu, 1981). These clusters are irregular in outline and have great dimensions (about 0.4–0.6 mm and 1.2–1.5, even 2.0 mm at most). The frequency of the carbonate relicts, the irregular shape, with prolongations, of the clusters point to their metasomatic genesis. The brucite within these clusters represents about 65% of the total brucite amount within the rock, being at the same time the recoverable part during the preparation process.

c) Occurrence as depositions on small fissures (0.02–0.06 mm thick) which are irregular in outline and generally connect brucite clusters.

The brucite lamellae within fissures are chaotically oriented and represent depositions from solutions or local migrations. They make up only a small part of the deposit.

d) Occurrence as isolated lamellae is seldom found.

The brucite percentage in the rock highly varies, from 20–23% to 40–45%, the average being of 28–33%.

The zones of magnesian limestones are marked also by the presence of the following minerals: calcite, dolomite, periclase, magnesite, serpentine, magnesian chlorites, talc, hydromicas, sepiolite, hydromagnesite, clay minerals (saponite, illite, montmorillonite), quartz, chalcedony (quartzine), zeolites.

Genetic Considerations

Succession of postmagmatic processes. As a consequence of the emplacement of the granodiorite mass, Anisian dolomites underwent thermal transformations that caused an intense recrystallization. This thermal metamorphism was accompanied by strong metasomatic transformations which started with the pneumatolytic phase and ended with the hydrothermal phase of ever lower temperature.

The mineralizing fluids belonged to several pulsations, each being characterized both by a rather different composition and various temper-



ature and pressure conditions. All these vents of postmagmatic fluids overlapped in time and space.

In the close vicinity of the contact a mineral assemblage formed at various temperatures during a long time interval, beginning with thermal contact minerals (periclase) and thermometasomatic minerals (garnets, forsterite, pyroxenes).

The postmagmatic solutions, which became ever colder and affected also the skarn zone and the dolomite, generated hydrometasomatic minerals (epidote, tremolite, actinote, serpentine) and ended with the deposition of late hydrothermal minerals (magnesian chlorites, clay minerals, hydromicas, serpentine, hydromagnesite, sepiolite, quartz, chalcedony, zeolites).

In the case of the Valea Mare-Budureasa deposit the presence in a great amount of some volatile components — water and CO_2 (originating both from the magma and from the thermal dissociation of dolomites) — determined the transport of solutions at great distances from the boundaries of the igneous massif on the more permeable zones.

The metasomatic processes within dolomites manifested preferentially in the intensely tectonized (fissured) zones, where the circulation of solutions took place more easily (Petrulian, 1973).

After the manifestation of the above described processes, which were genetically connected with granodiorites, a new hydrothermal episode is recorded in the zone, this time connected with the emplacement of the rhyolite-rhyodacite dykes. These late hydrothermal processes manifested by the deposition on fissures of some minerals such as: sepiolite, clay minerals, calcite, serpentine.

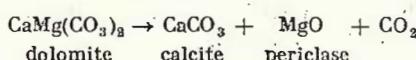
All these profound postmagmatic transformations took place on the background of a fissured dolomitic rock, which was crushed before and during the emplacement of the banatitic magmatites. Subsequently the fissures were hidden by the recrystallization of carbonates.

Brucite genesis. The brucite genesis is undoubtedly connected with contact phenomena among the banatitic rocks and the Anisian dolomites.

The factors which controlled the brucite genesis are represented both by the lithological factor, that is the presence of some dolomites — chemically active rocks — in the vicinity of the igneous body (these rocks constituting at the same time the magnesium source necessary for the brucite formation), and the magmatic factor, which, by contact phenomena led to the recrystallization of dolomites and favoured, through the emanated fluids, the transformations of the sedimentary rocks.

The brucite formation took place in several stages :

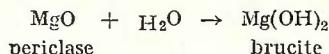
a) By periclase hydration (Ianovici et al., 1979), (Rădulescu, 1981). Under the action of temperature dolomite dissociates, leading to the formation of periclase :



The periclase relicts are rare and of reduced dimensions. This cubic mineral preserved nevertheless its mineralogical outline. Most of the peri-



clase changed in brucite by hydratation, in the presence of low temperature hydrothermal solutions, as shown by the following reaction :



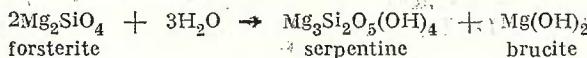
The brucite formed at the expense of periclase appears as small clusters, being isometric, square or hexagonal-rounded in outline.

b) By hydrothermal-metasomatic processes, as a result of the impact of postmagmatic aqueous solutions directly on the magnesium carbonate (dolomite) within the rock. This process took place by the simultaneous substitution in several places of carbonate (dolomite) giving rise to a mineralization which is non-uniformly distributed in the mass of Anisian dolomites ; this process takes place when the solutions are present in a small amount or diluted and there are numerous access ways (Eliseev, 1959). These diffusion (through pores) metasomatic processes were subsequently followed by infiltration metasomatic processes (on fissures), which led to the extension of the transformation area. Metasomatism is argumented by :

- the presence within dolomites of the zones which had not been substituted (relicts of non-transformed dolomites) ;
- the preservation of texture and, partially, of the rock primary structure ;
- the irregular shape of the brucite clusters that show "apophyses", digitations which penetrate the surrounding minerals along the fissures, on the cleavage planes, on the bedding plane or among the grains ;
- brucite pseudomorphoses after dolomite ;
- the presence of relict minerals (carbonate) in the middle of brucite clusters.

The brucite formed by these hydrothermal-metasomatic processes appears as large, irregular, or rhombohedral clusters.

c) By deposition from solutions. The hydrothermal solutions may act on the pre-existent magnesian minerals at a temperature of about 400 °C. Thus, for instance forsterite gives rise by hydratation to serpentine and brucite (Ianovici et al., 1979) :



This brucite, which is in solution, could be transported along small distances and deposited on fissures or in small voids. Anyway, the amount of brucite formed in this way is extremely reduced in respect of the total mass of useful substance. Brucite is anyhow accompanied by serpentinitic minerals.

Brucite formed by any of these three above-described processes could be locally resolubilized, mobilized along small distances and deposited on fissures.

REFERENCES

- Eliseev N. A. (1959) Metamorfizm. p. 379–380, Izd. Univ. Leningrad.
- Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXV, București.
- Ianovici V., Stiopol V., Constantinescu E. (1979) Mineralogie. p. 163, 201–202, 553, Ed. didactică și pedagogică, București.
- Neacșu Gh., Manea Al. Z., Gață Gh. (1982) Hydromagnesite from Romania and its thermal decomposition. *Rev. roum. géol. ser. géol.*, 26, București.
 - Istrate G., Udubașa G. (1977) Contribuții la cunoașterea metalogenezei masivului banatitic de la Budureasa (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/2, p. 5–19, București.
 - Manea Al. Z., Covaci St., Samoilă I. (1973) Mineralizațiile legate de masivul intrusiv banatitic din Munții Bihor. *D. S. Inst. Geol.*, LX/2, p. 41–50, București.
 - Costache C., Pirvulescu M., Brana V., Albaiu M., Tomeseu T., Simionescu E. (1976) Report, the archives of I.P.G.G. Bucharest.
 - Arbore V., Condurachi C., Rișa E. (1979) Report, the archives of I.P.G.G. Bucharest.
 - Dieter H. (1981) Studii chimico-statistice asupra elementelor constitutive ale călcărelor cu mineralizații magneziene din Munții Bihor. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/2, București.
 - (1983) Les calcaires à minéralisations magnésiennes des Massif Bihor et Pădurea Craiului (Monts Apuseni de Nord). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, București.
 - Petrilian N. (1973) Zăcăminte de minerale utile. Ed. tehnică, p. 207–216, București.
 - Popa C. (1984) Report, the archives of I.P.E.G. Cluj, Cluj-Napoca.
 - Rafalet A. (1963) Notă asupra rocilor din aureola de contact a mașivelor granodioritice de la Pietroasa și Budureasa (munții Bihor). *Asoc. Geol. Carp-Balc., Congr. V, Com. Șt.*, II, București.
 - Rădulescu D. (1981) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. didactică și pedagogică, p. 255–257, București.
 - Savu H. (1976) Evolution du magmatism laramien dans les Monts Apuseni et la métallogenie associée. *Rév. Roum. Géol. Géoph. et Géogr.*, Sér. Géol., 20/1, București.

CALCARELE DOLOMITICE CU BRUCIT DIN ZĂCĂMINTUL VALEA MARE-BUDUREASA, ZONA VESTICĂ (JUDEȚUL BIHOR)

(Rezumat)

În zona Valea Mare-Budureasa (județul Bihor) se întâlnesc roci magmatici banatitice (granodiorite, granodiorit-porfir, riolite și riodacite) și roci sedimentare triasice (dolomite anisiene și calcare ladiniene).

Ca efect al punerii în loc a eruptivului banatitic (granodiorite) dolomите anisiene au suferit: tectonizări-zdrobiri, local mai intense, reprezentând probabil zonele mai intens mineralizate cu brucit; transformări termice (recristalizări) care se suprapun peste tectonizări, măscându-le parțial; substituții termo-metasomatice.

Acstea puternice transformări metasomatice au început într-o fază pneumatolică (reprezentată de zona de skarne formată în imediata veci-



nătate a contactului) și au sfîrșit cu faza hidrotermală, de temperatură din ce în ce mai scăzută (care a afectat atât zona de skarn cît și dolomitul).

Dolomitele și dolomitele transformate de vîrstă anisiană, pe seama cărora s-au format mineralizațiile magneziene (brucit) și în care sunt cantonate acestea, sunt roci de culoare albă sau cenușie, recristalizate, cu textură masivă. În ele apar o serie de minerale de diferite generații: brucit, talc, serpentin, magnezit, cuarț, calcedonie, minerale argiloase, hidromagnezit, zeoliți, sepiolit.

Brucitul nu apare în relații directe (de vecinătate sau de concreștere) cu mineralele silicatace decât întimplător și izolat. Microscopic, brucitul se prezintă în cristale lamelare, bacilare și solzoase, grupate în cuiburi de forme și dimensiuni variate (cuiburi de dimensiuni mici, cu contur izometric și cuiburi de dimensiuni mari, cu contur neregulat), sau depuse pe fisuri și extrem de rar sub formă de cristale izolate.

Brucitul s-a format prin mai multe procese, care s-au înălțuit și suprapus în timp și spațiu:

a) prin hidratarea periclazului format în urma proceselor termice (brucitul din cuiburile mici, izometrice, cu contur pătratic sau hexagonal-rotundit);

b) prin metasomatoza hidrotermală a dolomitului (brucitul din cuiburile izometrice cu contur romboedric și brucitul din cuiburile mari, cu contur neregulat);

c) prin depunerea din soluții (brucitul din fisuri).

Zonele brucitifere din dolomitele anisiene se prezintă sub forme alungite, neregulate dezvoltate, dispuse aproximativ de-a lungul contactului cu granodioritele, la distanțe variabile de acestea. Modul de zăcămînt și localizarea calcarelor dolomitice brucitifere sunt funcție de intruziunea magmatică (formă, compoziție), de chimismul și permeabilitatea rocilor înlocuite (dolomite), dar mai ales de factorii structurali (tectonica locală).

EXPLANATION OF PLATE

Fig. 1 — Brucite lamellae of chaotic orientation. Nic. +, $\times 80$.

Fig. 2 — Brucite cluster with curved rows of brucite lamellae. Periclase relicts. Nic +, $\times 70$.

Fig. 3 — Brucite deposited on a fissure. Nic. +, $\times 40$.

Fig. 4 — Brucite pseudomorphoses after periclase. Nic. +, $\times 40$.

Fig. 5 — Brucite pseudomorphoses after dolomite rhombohedrons. Carbonate relicts. Nic. +, $\times 60$.

Fig. 6 — Large-sized brucite clusters of irregular outline. Nic. +, $\times 50$.



Geological Institute of Romania
Institutul Geologic al României

The Geological Institute of Romania (IGR) is a public research institution, part of the National Research Council (CNCS), which carries out geological research in the fields of mineral resources, energy, environment, and natural hazards. The IGR has a long history of geological research, dating back to the early 19th century. It is one of the most important geological research institutions in Europe, with a strong international reputation.

The IGR's main research areas include:

- Mineral resources: The IGR carries out research on the distribution, occurrence, and potential of mineral resources in Romania, including coal, oil, gas, and various metals and non-metals.
- Energy: The IGR carries out research on the development of energy resources, including hydrocarbons, coal, and renewable energy sources such as wind and solar power.
- Environment: The IGR carries out research on the impact of human activity on the environment, including climate change, soil degradation, and water pollution.
- Natural hazards: The IGR carries out research on natural hazards, including earthquakes, floods, and landslides, and their impact on society and the environment.

The IGR has a large number of research facilities and laboratories, including a geological museum, a library, and a collection of geological specimens. The IGR also has a strong international network of research partners and collaborates with universities and other research institutions both in Romania and abroad.

The IGR's research results have been published in numerous scientific journals and books, and have contributed significantly to the development of geological knowledge and its application in the field of mineral resources, energy, environment, and natural hazards.



Institutul Geologic al României

MINERALOGIE

SEMNIFICATIA PETROGENETICĂ A ZIRCONULUI DIN
GRANITELE UNOR MASIVE DIN MUNTII PARÎNG¹

DE

LUCIA ROBU², NICOLAE ROBU²

Zircon. Granite. Magmatic differentiation. Șușița granitoid. Cărpiniș granitoid. Alkali magma. South Carpathians — Crystalline Danubian Realm — Parîng Mountains.

Abstract

Petrogenetic Significance of Zircon from Granites in the Parîng Mountains. The study of zircon crystals from some massifs in the southern part of the Parîng Mts points out that the magmas which generated these massifs evolved from the normal-alkali type to the high-alkali one, except the Stâncești granite whose magma had permanently a high-alkali character. The similarity between the Șușița granitoids and the Cărpiniș granitoids was also emphasized.

Résumé

Signification pétrogénétique du zircon des granites des monts Parîng. L'étude des cristaux de zircon des granites de quelques massifs du sud des monts Parîng relève que les magnas qui ont généré ces massifs ont évolué du type normal alcalin au type très alcalin, excepté le granite de Stâncești dont le magma a toujours préservé son caractère alcalin accentué. De même, on a mis en évidence une grande ressemblance entre les granitoïdes de Șușița et de Cărpiniș.

Introducere

Zirconul, ca mineral, a fost identificat în toate concentrațiile de minerale grele, fiind bine cunoscută rezistența sa chimică, fizică și mecanică. La noi în țară a fost studiat, împreună cu celelalte minerale grele, mai ales în formațiuni sedimentare recente sau în aluvioni. În roci magmatische și metamorfice a fost semnalat în general ca urmare a studiului optic al acestora.

¹ Depusă la 9 mai 1986, acceptată pentru comunicare și publicare la 15 mai 1986, comunicată în ședință din 16 mai 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



Zirconul, ca mineral accesoriu în granite, a fost studiat în masivul Sichevița (Bîrlea, 1976), subliniindu-se rolul său în caracterizarea petrogenetică a masivului, alături de celelalte criterii de ordin mineralologic, chimic etc.

Rolul acestui mineral în studiul petrogenetic al granitelor a fost arătat de Poldervaart (1950, în Pupin, 1980) și subliniat în continuare de Poldervaart și colaboratorii (Poldervaart, 1956; Larsen și Poldervaart, 1957; Aper și Poldervaart, 1957, toti în Pupin, 1980). În studiile lor acești autori au folosit criteriul variației dimensiunilor cristalelor.

Pupin și Turco (1972) propun o metodă de investigare a cristalelor de zircon din granite pe baza studiului morfologiei lor, precizând care sunt implicațiile acestuia în petrogeniza granitelor. Această metodă stă la baza studiului prezentat în continuare.

Cadrul geologic regional

Imaginea geologică actuală a munților Parâng este rezultatul unor studii efectuate în mai multe etape. În prima etapă, la începutul secolului, au fost stabilite principalele tipuri de roci cristaline și relațiile de șariaj dintre ele (Murgoci, 1905). În cea de-a doua etapă, interbelică, structura stabilită de Murgoci a fost confirmată și detaliată (Streckeisen, 1930; Manolescu, 1937; Ghika-Budești, 1940). În etapa actuală a fost dezvoltată în continuare concepția pînzistă (Pavelescu, Pavelescu, 1970; Savu, 1970; Savu et al., 1972, 1973), dar a fost introdusă și o concepție anti-pînzistă, care neagă șariajele în Carpații Meridionali (Trifulescu, 1982).

Coroborînd datele existente și completîndu-le cu propriile observații, Berza et al. (1986) au realizat o sinteză geologică a munților Parâng, în alcătuirea cărora se disting următoarele unități (de jos în sus): unitatea danubiană de Schela, unitatea danubiană de Lainici, unitatea danubiană de Urdele, unitatea danubiană de Vidruța, unitatea danubiană de Petrimanu-Ștefanu, o bandă de melanj tectonic în baza pînzei getice și pînza getică.

Masivele granitoide luate în studiu sunt situate pe versantul sudic al munților Parâng și fac parte din unitatea danubiană de Schela. Ele au fost denumite de Șușița și de Tismana de către Manolescu (1937, în Berza et al., 1986), de Șușița, de Cărpiniș-Novaci și de Stâncești de către Savu et al. (1937), porfiroid de Rîncă și granite de Șușița, de Tismana și de Novaci de Trifulescu (1982, în Berza et al., 1986) și de Șușița (care include și pe cel de Cărpiniș), de Novaci și de Stâncești de către Berza et al. (1986); aceștia din urmă consideră, asemănător lui Manolescu (1937, în Berza et al., 1986), granitoidele de Cărpiniș o ramură sudică a masivului Șușița, pe baza continuității existente între ele și a identității de alcătuire mineralogică, petrografică și geochemicală.

Metodologia de prelucrare a probelor

Pentru studierea cristalelor de zircon au fost recoltate 16 probe (5 din granitul de Șușița, 4 din granitul de Cărpiniș, 6 din granitul de Novaci și o probă din granitul de Stâncești), fiecare în greutate de cca 5 kg. Localizarea probelor este redată în figura 1. Prelucrarea acestora s-a făcut



în laborator și a constat din următoarele operațiuni : sfârîmarea și sitarea la dimensiuni sub 0,630 mm ; obținerea concentratului de minerale grele la măsuță de concentrare ; separarea magnetică ; separarea cu bromoform ; sitarea la dimensiuni sub 0,3 mm ; obținerea cristalelor de zircon din fracția sub 0,3 mm la lupa binoculară.

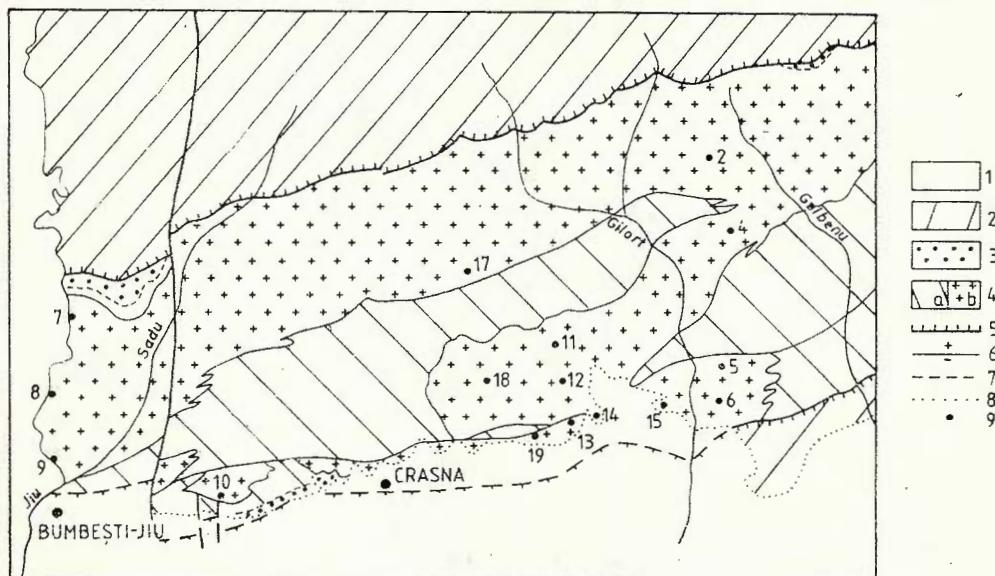


Fig. 1 — Schiță structurală a părții sud-vestice a munților Paring (după Berza et al., 1986). 1, Depozite cenozoice ; 2, Unitatea de Lainici ; 3, Cuvertura mezozoică a unității de Schela ; 4, Fundamentul precambrian al unității de Schela : a, metamorfite ; b, granitoide ; 5, Șariaj alpin ; 6, Falie normală ; 7, Limita cuvertură-fundament ; 8, Limita depozitelor cenozoice ; 9, Probe prelevate.

Structural sketch of the south-western part of the Paring Mts (acc. to Berza et al., 1986). 1, Cenozoic deposits ; 2, Lainici Unit ; 3 Mesozoic Cover of the Schela Unit ; 4, Precambrian basement of the Schela Unit : a, metamorphites ; b, granitoids ; 5, Alpine overthrust ; 6, normal fault ; 7, cover-basement limit ; 8, boundary of the Cenozoic deposits ; 9, samples taken off.

Studiul optic al cristalelor de zircon

Pentru studiul cristalelor de zircon din granitele de Șușița, Cărpiniș, Novaci și Stâncești, au fost alese din fiecare concentrat cîte 100 de cristale întregi, cu fețe bine reliefate, astfel ca multimea cristalelor obținute să fie reprezentativă pentru întreaga probă. Cristalele studiate prezintă forme geometrice constituite din fețe de prismă (100), (110) și de piramidă (211), (101). Formele cele mai frecvente se termină cu o piramidă dublă. Întrucît cristalele au dimensiuni foarte mici (găsite în fracția sub 0,3 mm), indexarea fețelor s-a făcut cu ajutorul metodei abacei (Caruba, Tureo, 1971) sau prin asimilarea formelor întîlnite (fig. 2) cu cele

stabilitate de Pupin pentru granite (Pupin, 1980; Pupin, Turco, 1973). Sunt caracteristice cristalele prismatice alungite; cele scurt prismatice sunt puține, iar cele izometrice lipsesc.

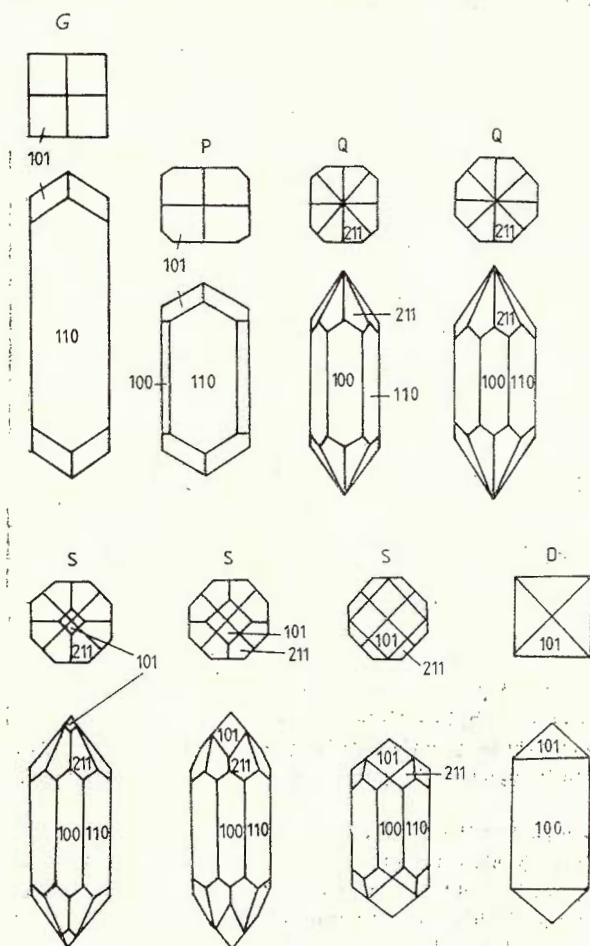


Fig. 2 — Tipuri de cristale de zircon în granitoide de Paring.
Types of zircon crystals in the Paring granitoids.

Culoarea cristalelor variază de la incolor (puține) la roz (diferite nuanțe) și brun închis. S-a observat că unele cristale sunt transparente, în timp ce altele sunt translucide sau opace (atunci cind intervine alterarea metamictică). După unii autori (Kuharenco, 1961, în Bîrlea, 1976) zirconul se colorează în diferite tonuri de roz, pînă la brun-roșcat, sub influența emanațiilor elementelor radioactive pe care le conține, intensitatea colorației fiind direct proporțională cu vîrstă mineralului și cantitatea de elemente radioactive incluse.

Toate cristalele de zircon au incluziuni, în număr variabil, cu excepția celor opace. Acestea sunt reprezentate prin cristale de dimensiuni foarte mici, transparente sau opace, dispuse în interiorul cristalelor de

zircon paralel cu axul e; ele mai pot fi dispuse haotic, sau pot marca zonarea zirconului.

Incluziunile de minerale transparente sunt alungite, de forma unor mici prisme, rotunjite la capete, cu relief puternic, extincție dreaptă și birefringență scăzută. După proprietățile optice par a fi apatit. Distribuția acestor incluziuni în interiorul cristalului este oblică față de axul vertical e. Alte incluziuni au formă alungită, rotundă sau ovală și includ în interiorul lor o altă mică incluziune, probabil gazoasă.

Incluziunile opace au formă ovală sau rotunjită, sunt în cantitate mai mică decât cele transparente și sunt dispuse în partea centrală a cristalului. Dimensiunile lor foarte mici împiedică o determinare optică. S-a constatat însă că unele cristale de zircon sunt atrase slab de magnet.

Întrucât incluziunile nu sunt legate de prezența fisurilor în cristale, acestea sunt primare și au putut constitui germanii de cristalizare pentru cristalele de zircon.

Unele cristale de zircon au structură zonată, care se dezvoltă de la centru spre marginile cristalului, paralel cu muchiile, sau în jurul unui nucleu preexistent. Deoarece nucleul nu prezintă proprietăți optice deosebite de restul cristalului (exceptând o opacizare mai intensă), considerăm că acesta este constituit din cristale de zircon formate anterior și care au constituit la rîndul lor germanii de cristalizare pentru o nouă generație de zircon.

Cei mai mulți autori atribuie acestor nuclee o origine allogenă (sedimentară sau metamorfică), regenerarea lor avînd loc în procesele magmatische (Poldervaart, 1955, 1956; Bader, 1961; Hopp, 1962; Augustithis, 1973; Drescher-Kaden, 1969; în Bîrlea, 1976).

În urma observațiilor făcute pe cristalele de zircon zonate s-a constatat că numărul zonelor și extinderea lor diferă de la un cristal la altul. În ceea ce privește distribuția cristalelor zonate (cu sau fără nucleu) în cele patru tipuri de granite, se constată că sunt mai frecvente în cele de Novaci și Stâncești și mai rare în cele de Șușița și Cărpiniș.

Dispunerea incluziunilor se face atât în nucleu cât și în afara lui, putînd fi haotică sau urmărind dispunerea zonelor.

Prezența zonelor în cristale este explicată de unii cercetători prin variații ritmice de temperatură (Schubnicob, 1914, în Pupin, Turco, 1970), sau prin dispunerea regulată a incluziunilor opace cu dimensiuni extrem de mici (Bruce și Jewitt, 1936, în Pupin, Turco, 1970). Ipoteza variațiilor ritmice de temperatură este mai plauzibilă, întrucât Ipateva (1960, în Pupin, Turco, 1970) a observat cristalele de zircon zonate mai ales în părțile marginale ale corpurilor intrusive, acolo unde regimul de temperatură este mult mai puțin constant.

Variatia dimensiunilor cristalelor de zircon

Dimensiunile cristalelor au fost determinate pe baza măsurătorilor făcute cu ajutorul micrometrului ocular. Au fost măsurate cele trei dimensiuni maxime a, b, c, care sunt reciproc perpendiculare. Diagramele de frecvență a dimensiunilor (fig. 3, 4) au fost construite aplicînd metoda



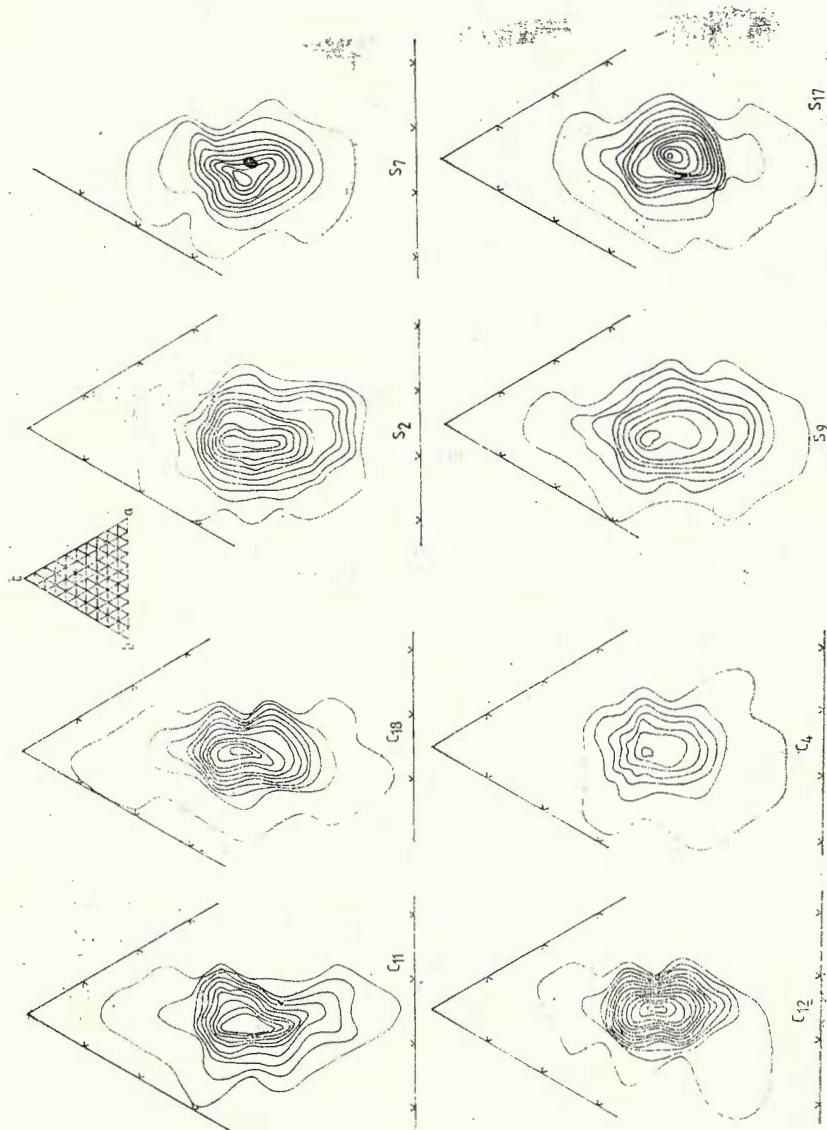


Fig. 3 — Diagramme de fréquence a dimensiunilor cristalelor de zircon în granitoadele de : Cărpiniș (C_{11} , C_{18} , C_{12} , C_4) și Susila (S_2 , S_7 , S_9 , S_{17}).
Frequency diagrams of the sizes of the zircon crystals in the Cărpiniș (C_{11} , C_{18} , C_{12} , C_4) and Susila (S_2 , S_7 , S_9 , S_{17}) granitoids.

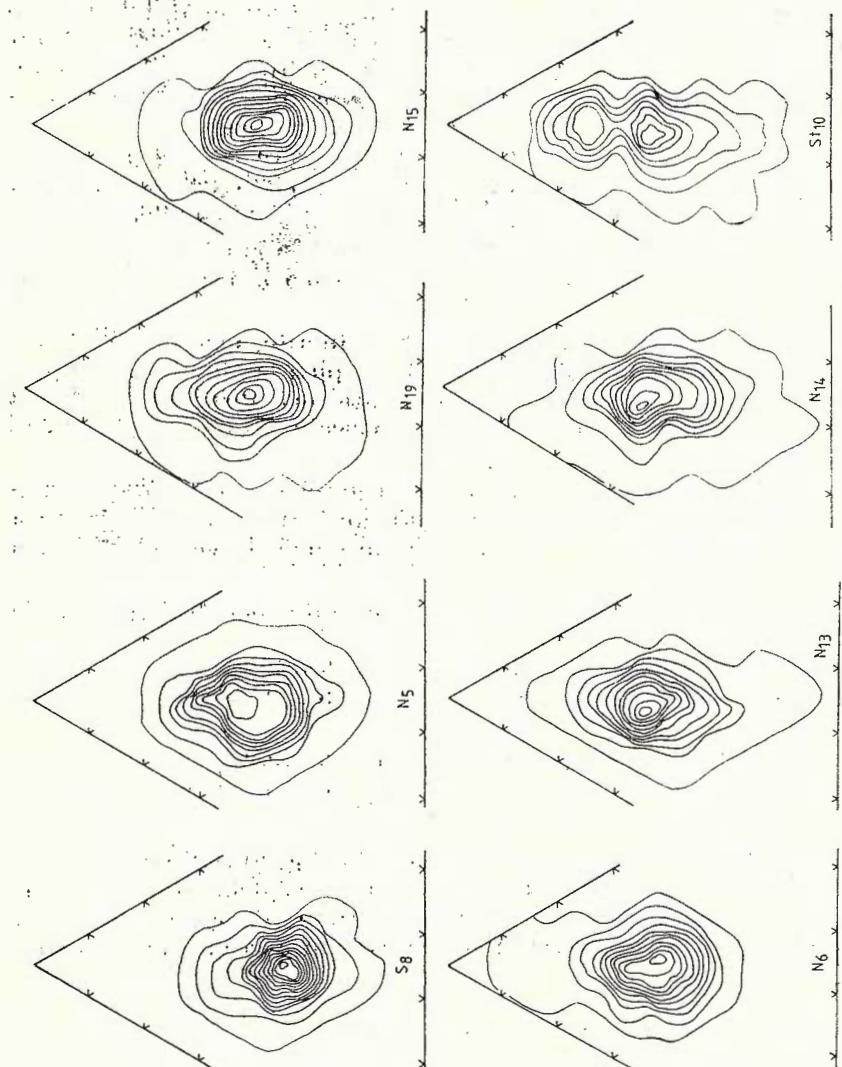


Fig. 4 — Diagramme de fréquence à dimensiunile cristalilor de zircon în granitoidele de Șușia (S₈), Novaci (N₅, N₆, N₁₃, N₁₅, N₁₉, N₁₄) și de Stâncesti (St₁₀).
Frequency diagrams of the sizes of the zircon crystals in the Șușia (S₈), Novaci (N₅, N₆, N₁₃, N₁₅, N₁₉, N₁₄) and Stâncesti (St₁₀) granitoids.

folosită de Savul și Ianovici (1958) pentru chimismul rocilor cu mangan. După proiectarea valorilor corespunzătoare celor trei dimensiuni (a, b, c) într-o diagramă, ca șablon de măsurare s-a luat un hexagon regulat, a cărui suprafață reprezintă 1,5% din suprafața triunghiului de proiecție. Șablonul a fost așezat în fiecare intersecție a unor drepte paralele cu laturile triunghiului, a căror echidistanță reprezintă 1/20 din lungimea laturilor triunghiului. În centrul hexagonului s-a notat numărul de puncte din interiorul șablonului. Unind punctele de egală valoare s-au obținut curbe care separă cîmpuri de egală frecvență, iar apexurile acestora reprezintă tipul (sau tipurile) de cristale ale căror dimensiuni predomină în rocă.

În diagramele obținute se observă că „relieful” descris de izolinii este puțin deosebit de la un tip de granit la altul, atât ca formă cât și ca loc de amplasare în diagramă (la partea superioară a triunghiului de proiecție). Apexul este asemănător ca formă și mărime în granitele de Novaci, ceea ce arată o variație de mici proporții a formei și frecvenței dimensiunilor cristalelor.

În granitele de Şușita apexul are forme diferite, mergînd de la rotunjite, cu suprafață mică (probele 17, 7, 8, 9), pînă la alungite, cu suprafețe mai mari (proba 2), demonstrînd o variație mai mare a formei și a frecvenței dimensiunilor cristalelor. Aceleași aspecte se observă și în cazul granitelor de Cărpiniș.

Granitul de Stâncești are, în cadrul diagramei, o dispoziție asemănătoare cu celelalte trei tipuri, dar prezintă două apexuri distințte, ceea ce arată existența a două tipuri de cristale din punct de vedere al formei și al frecvenței.

În diagramele întocmite probele proiectate ocupă următoarele suprafețe :

- granitele de Şușita : a = 0—40% ; b = 5—40% ; c = 25—85% ;
- granitele de Cărpiniș : a = 0—40% ; b = 5—45% ; c = 35—90% ;
- granitele de Novaci : a = 0—30% ; b = 5—35% ; c = 35—90% ;
- granitul de Stâncești : a = 0—30% ; b = 5—40% ; c = 40—85% ;

Pe baza diagramei maximelor de frecvență (fig. 5) se poate face raportul între dimensiunile cele mai frecvente ale cristalelor de zircon, raport care este asemănător pentru cele patru tipuri de granite luate în studiu (toate maximele de frecvență se plasează în aceeași zonă) : a : b : c = 1 : 1 : 3.

Metoda tipologică

Morfologia cristalelor, studiată în vederea întocmirii diagramei de tendință a evoluției tipologice (T.E.T.) a zirconului, a fost observată pe aproximativ 100 de cristale din fiecare probă (fig. 2). Dimensiunile foarte mici ale cristalelor nu au permis o desenare a acestora cu camera clară, aşa încît nu există o concordanță între dimensiunile cristalelor desenate și cele reale. Desenele redau numai tipul de habitus și de fețe, care au fost

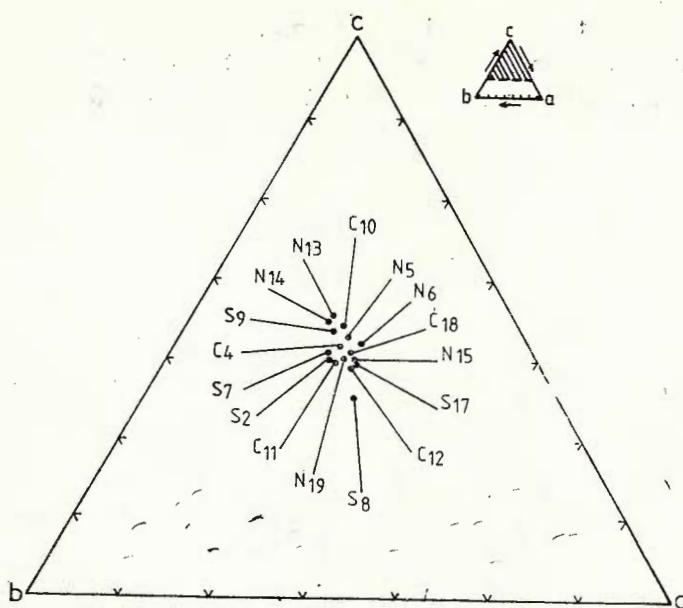


Fig. 5 — Diagrama maximelor de frecvență.
Diagram of the frequency maximums.

apoi assimilate cu cele descrise de Pupin și Turco (1972) și Pupin (1976, 1980), pentru întocmirea diagramei de tendință a evoluției tipologice (T.E.T.).

Pentru întocmirea acestei diagrame, Pupin și Turco (1972) au stabilit o corelare între habitusul cristalelor de zircon și condițiile fizico-chimice ale mediului în care au cristalizat. Astfel, pe verticală au luat în considerare temperatura de cristalizare, care a influențat dezvoltarea fețelor de prisma (indicele I.T.), iar pe orizontală condițiile chimice presupuse în timpul cristalizării (schimbarea conținutului de SiO_2 , agpaicitate, etc. – indicele I.A.).

După integrarea cristalelor studiate în unul din cele 64 de tipuri principale ale diagramei tipologice, notate cu litere de la A la S, a fost calculat „punctul principal” (intersecția indicilor I.A. și I.T.), care reprezintă tipul mediu ideal de dezvoltare a granulelor de zircon.

Deviația standard a vectorului de tendință a fost calculată conform formulei $\text{tg}\alpha = \text{ST/SA}$ (Pupin, 1980). Pe baza ei a fost trasat vectorul care trece prin „punctul principal”. Acest vector indică tipurile morfologice spre care populațiile de zircon tend să se dezvolte.

În urma studierii populațiilor de zircon din granitele de Șușița, Cărpiniș, Novaci și Stâncești au fost stabilite mai multe tipuri de habitusuri (conform diagramei T.E.T.), precum și frecvența fiecărui tip în rocile luate în studiu (fig. 6). Tendința de evoluție a cristalelor de zircon este indicată în figura 7. În granitele de Șușița, care au cristale de zircon din tipurile Q_s , S_{12} , S_{13} , P_1 , D și fețe de piramidă (101) și (211), tend să

apară forme de tipul C, I și R₁. În granitele de Cărpiniș, cu forme din tipurile Q₃, S₆, S₇, S₁₂, S₁₃, S₁₇, P₁, D și fețe de piramidă (101) și (211), tind să apară forme de tipul C, I și R₂. În granitele de Novaci, cu forme

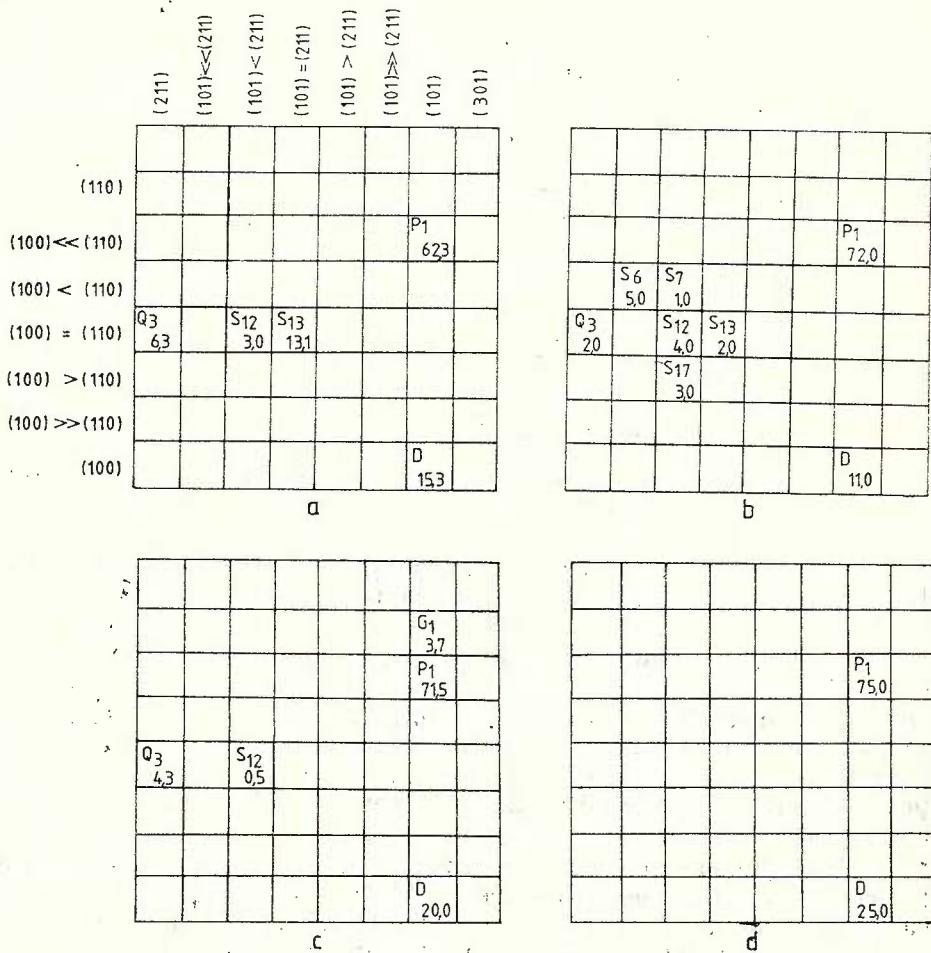


Fig. 6 — Frecvența tipurilor de cristale de zircon identificate în granitoidele de: a, Şușița ; b, Cărpiniș ; c, Novaci ; d, Stâncești.

Frequency of the types of zircon crystals in the Şușița (a), Cărpiniș (b), Novaci (c) and Stâncești (d) granitoids.

din tipurile Q₃, S₁₂, G₁, P₁, D și fețe de piramidă tot de tipul (101) și (211) tendința de evoluție este spre forme de tip A, I și R₁. În granitele de Stâncești, cu forme din tipurile P₁ și D și fețe de piramidă de tipul (101), tendința de evoluție este spre forme din tipul A.

Toate aceste tipuri de cristale (A, C, I, R₁, R₂), spre care tinde să evolueze zirconul din granitoidele din Parîng studiate, sunt caracterizate, de o față de piramidă (301) foarte bine dezvoltată. Excepție face tipul de cristal A, caracterizat de o față de piramidă (101). După cum se va vedea din cele expuse în continuare, aceste tipuri de fețe denotă o alcali-

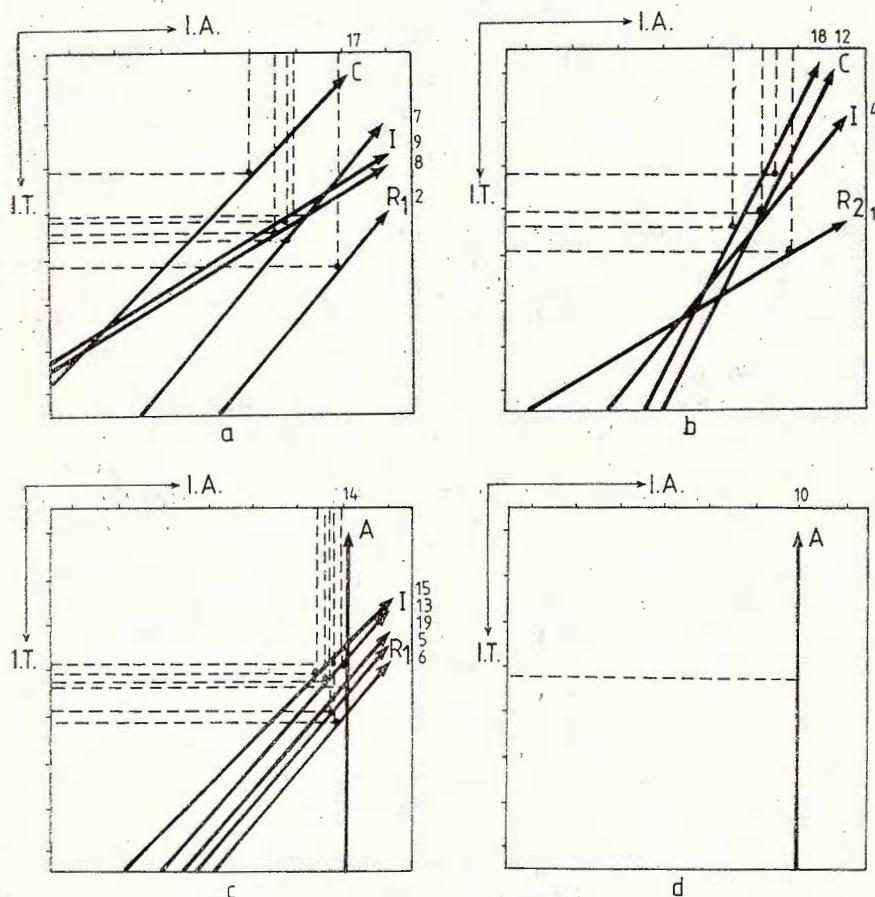


Fig. 7 — Diagramme de tendință a evoluției tipologice (TET) a granitoidelor de : a, Şușița ; b, Cârpiniș ; c, Novaci ; d, Stâncești.

Diagrams of the "Typological Evolutionary Trend", (TET) of the Şușița (a), Cârpiniș (b), Novaci (c) and Stâncești (d) granitoids

nitate ridicată a mediului în care s-au format, deci tendința de dezvoltare a zirconului ar indica o tendință de creștere a alcalinității magmei.

Corelind aspectul exterior al cristalelor cu chimismul magmei din care au provenit, Pupin (1980) constată că apariția feței de piramidă (211) se produce în condițiile unui mediu hipoalcalin, iar a celor (101) și (301) în mediu cu alcalinitate ridicată. Urmărind modul de variație a tipului

de fețe (prismă și piramidă) și a habitusului cristalelor de zircon studiate din granitele din unele masive din sudul Parângului, se poate considera că în granitele de Șușita, în condițiile unei alcalinități relativ ridicate și a temperaturii de cca 900°C, au apărut cristale de tip D, cu fețe de prismă (100) și de piramidă (101). Scăderea temperaturii și a alcalinității magmelor au produs modificări ale habitusului cristalelor și au condus la apariția formelor de tip Q₃, cu fețe de prismă (100), egale ca dimensiune cu (110), și de piramidă (211), și forme de tip S₁₂ și S₁₃, cu fețe de prismă (100) = (110) și cele de piramidă (101) < (211), (101) = (211), care sunt caracteristice intervalului de temperatură 800–700°C. O creștere a alcalinității și o scădere a temperaturii (650°C) au determinat apariția cristalelor de tip P₁, cu fețe de piramidă (101) și au condus la micșorarea feței de prismă (100), în favoarea feței (110).

În cazul granitelor de Cărpiniș evoluția magmei a fost extrem de asemănătoare. Așa cum a rezultat în urma studiului cristalelor de zircon, în intervalul de temperatură 800–700°C, zirconul de tip S prezintă o mai mare variație a habitusului (S₆, S₇, S₁₂, S₁₃, S₁₇), dar raporturile existente între fețele de prismă și cele de piramidă sunt identice cu cele din granitele de Șușita.

Evoluția magmelor în plutonul de Novaci, dedusă pe baza evoluției tipologice a zirconului (fig. 7), a început prin apariția unor cristale de tip D, formate în condițiile unei alcalinități ridicate, la o temperatură de cca 900 °C, cind au apărut fețe de prismă, (100) și de piramidă, (101). Pe măsura scăderii temperaturii se remarcă și o scădere a alcalinității, deoarece au apărut cristale de tip Q₃, formate în condiții de temperatură mai scăzută (750 °C), cu fețe de prismă (100), egale ca dimensiuni cu cele (110), și de piramidă (211), și cristale de tip S₁₂, la care fețele de prismă au rămas aceleași și în aceeași relație, (100) = (110), dar apare o nouă față de piramidă, (101), care este mult mai mică decât (211). La o scădere mai accentuată a temperaturii și o creștere a alcalinității magmei, au apărut cristale de tip P₁, caracteristice temperaturii de 650°C, cu fețe de prismă (100) mai puțin dezvoltate decât (110), și fețe de piramidă (101), și cristale de tip G₁, la temperaturi de cca 600°C, la care fața de prismă (100) a dispărut, rămînind numai (110), iar fața de piramidă a rămas (101).

Dacă ținem cont de faptul că numărul cristalelor de zircon formate în condiții de alcalinitate scăzută (Q₃ și S) reprezintă numai 4,8% din totalitatea cristalelor studiate în granitele de Novaci, 22,4% în granitele de Șușita și 17% în granitele de Cărpiniș, putem presupune că această scădere a alcalinității a fost de scurtă durată și mai puțin accentuată în cazul granitului de Novaci și mai accentuată și de durată mai lungă în cazul granitelor de Șușita și Cărpiniș.

Apariția feței de piramidă (211), corelată cu prezența cristalelor cu nucleu (cristale regenerate) atât în granitele de Șușita și de Cărpiniș cît și în cele de Novaci, ne îndreptățește să credem că magmele din care au evoluat au fost contaminante în timpul evoluției lor de un material care conținea cristale de zircon (ce au fost regenerate în procesele magmatice de formare a granitoidelor) și care a modificat chimismul în sensul scăderii alcalinității, moment care însă a fost de scurtă durată, frecvența feței (211) și a cristalelor cu nucleu fiind mică.



În ceea ce privește granitetele de Stâncești, au fost identificate cristale de tip D, care s-au format în condiții de temperatură ridicată (cca 900°C), fețele caracteristice fiind de prismă (100) și piramidă (101), și de tip P₁, care au apărut în condiții de temperatură mai scăzută (cca 650°C), fețele indexate fiind de tipul (100), care este foarte puțin dezvoltat comparativ cu (110) pentru prismă, și (101), pentru piramidă. Aceste granite au evoluat în intervalul de temperatură cuprins între 900–650°C, nesuferind contaminări sau modificări ale alcalinității pe parcursul evoluției lor.

Concluzii

Studiul tipologie efectuat pe cele patru tipuri de granite sugerează, că formarea cristalelor de zircon s-a produs într-un interval mare de temperatură (900–600°C pentru granitetele de Novaci și 900–650 °C pentru granitetele de Șușița, Cărpiniș și Stâncești), iar cristalizarea lor nu este legată de o fază timpurie sau târzie de evoluție a magmelor granitice, ci se extinde pe aproape tot intervalul cristalizării acestora. Acest lucru este confirmat și de prezența cristalelor de zircon în toate mineralele principale ale granitelor (feldspat, cuarț, amfiboli, biotit). Corelarea datelor noastre cu studiile efectuate de Pupin ne conduce la concluzia că cea mai mare parte a cristalelor de zircon s-au format în intervalul de temperatură 750–650°C, cînd au luat naștere cristalele de tip Q, S și P. Numărul mai mare de cristale de zircon incluse în feldspat și cuarț, minerale ce cristalizează la temperaturi mai scăzute, decît cele incluse în amfiboli și biotit, confirmă această apreciere.

Toate tipurile de granite prezentate provin din magme bogate în alcalii, care, la un moment dat, au suferit contaminări cu un material mai bazic. Aceste contaminări au avut un caracter mai puțin pregnant în cazul granitelor de Novaci și mai pregnant în cazul granitelor de Șușița și Cărpiniș.

Între cristalele de zircon ce aparțin granitelor de Șușița și celor de Cărpiniș, respectiv între cele din ramura nordică și cea sudică a masivului Șușița (Berza et al., 1986), există multe asemănări ce au fost prezentate în capitolul anterior. La acestea se adaugă și asemănări legate de chimismul magmelor din care au luat naștere aceste granite și implicit masivele granitoide în care se integreză. Astfel, comparind diagramele SiO₂/indice de alcalinitate ale diferitelor granitoide din partea de sud a muntelor Parîng (Savu et al., 1972; 1973 a; 1973 b) se observă o clară asemănare între cele de Șușița și cele de Cărpiniș, ambele plasate în cîmpul rocilor calco-alcaline, în timp ce granitoidele de Stâncești se plasează la limita cîmpului rocilor calco-alcaline cu cele alcaline, iar cele de Novaci în cîmpul rocilor alcaline.

Observînd variația indicei de alcalinitate al celor patru tipuri de granitoide luate în discuție, putem remarcă o mare asemănare între cele de Șușița (1,90–2,33) și cele de Cărpiniș (1,81–2,03), pe de o parte, și cele de Stâncești (2,37–2,93) și de Novaci (2,21–3,90), pe de altă parte (analize chimice din Savu et al., 1972, 1973 a, 1973 b).

BIBLIOGRAFIE

- Berza T. et al. (1986) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Bîrlca L. (1976) Studiu mineralelor accesori din masivul granitoid de Sichevița (Munții Almăjului). Rezumatul tezei de doctorat. Universitatea București.
- Caruba R., Turco G. (1971) Mise au point la notation des faces du zircon. Elaboration d'une méthode d'identification rapide des faces des zircons accessoires des roches par utilisation d'abaque. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 64 (4), p. 427–436.
- Poldervaart A. (1950) Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. *Nature G. B.*, 165, p. 574–575.
- Pupin J. P. (1980) Zircon and granite petrology. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 73 (3), p. 207–220.
- Turco G. (1970) Observations nouvelles sur le nuclei et le zonage des cristaux de zircon. Problèmes génétiques qui en découlent. *Bull. Suisse Min. Petr.*, 50/3, p. 527–538.
 - Turco G. (1972) Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 95, p. 348–359.
- Savu H., Vasiliu C., Udrescu C. (1972) Geneza granitoidelor și sisturilor cristaline din regiunea Valea Sadului-Stâncești (munții Parâng). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII/1, p. 175–220, București.
- Vasiliu C., Udrescu C. (1973 a) Faciesurile granitoidelor din plutonul târdeorogen de la Cărpiniș-Novaci (munții Parâng), petrologia și geochemia lor. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XL, p. 225–305, București.
 - Vasiliu C., Udrescu C. (1973 b) Granitoidele și sisturile cristaline de pe versantul sudic al munților Parâng (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/1, p. 101–103, București.
- Savul M., Ianovici V. (1958) Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.S.R. *Stud. cerc. geol.*, III (1–2), p. 7–59, București.

PETROGENETIC SIGNIFICANCE OF ZIRCON IN SOME GRANITES IN THE PARÂNG MOUNTAINS

(Summary)

The study of zircon crystals in some granites in the southern part of the Parâng Mts indicates that the magma which generated these masses evolved from the normal-alkali magmas to very high-alkali magmas. In the course of its evolution the magma underwent a contamination which, for a short period of time, diminished its alkali character. An exception is the Stâncești granite whose magma preserved its high-alkali character uninterrupted.

The zircon crystals formed within a wide range of temperature; their crystallization is not connected with an early or late phase of the granite magma evolution, but it extends almost within the whole interval



of their crystallization, a fact proved by the presence of the zircon crystals in all the major minerals of the granite (feldspar, quartz, amphiboles, biotite).

There are many similarities between the Șușita and Cărpiniș granitoids stressed out by previous geochemical studies and confirmed by the study of the zircon crystals. These two mentioned types of granitoids are different from the Novaci granitoids which constitute a distinct pluton.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

MINERALOGIE

A NEW MINERAL FOR THE CRYSTALLINE SCHISTS OF ROMANIA: GAHNITE IN THE PLOPIŞ MOUNTAINS (APUSENI MOUNTAINS)¹

BY

ROBERT OCTAVIAN STRUSIEVICZ², ELISABETA STRUSIEVICZ²,
TIBERIU URCAN³

Gahnită. New mineral occurrence. Metamorphic rocks. Pegmatites. Mineral data. X-ray diffraction analysis. Chemical composition. Mineral genesis. Apuseni Mountains — North Apuseni Mountains — Rez Mountains.

Abstract

The present paper points out for the first time the presence of gahnite in the crystalline schists of Romania. Gahnite has been found in a single occurrence within a metamorphic pegmatite of the Someş Series in the Plopiş Mts. The mineralogical features, the diffractogram and the chemical analysis of gahnite are presented. Gahnite formation has been conditioned by the mesozonal metamorphism and by the aluminium content of the Someş Series, as well as by the local concentration of zinc.

Résumé

Un nouveau minéral pour les schistes cristallins de Roumanie : la gahnite des monts Plopiş (monts Apuseni). Cette étude signale pour la première fois la présence de la gahnite dans les schistes cristallins de Roumanie. Elle a été trouvée dans une seule occurrence, dans une pegmatite métamorphique de la série de Someş des monts Plopiş. On présente les caractéristiques minéralogiques, le diffractogramme et l'analyse chimique de la gahnite. La formation de la gahnite a été conditionnée par le métamorphisme mésozonal et par le contenu en aluminium de la série de Someş, tout comme par la concentration locale du zinc.

¹ Received April 29, 1985, accepted for communication and publication May 3, 1985, communicated in the meeting May 10, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.

³ Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice, Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



Within the Someş mesometamorphic series in the Plopiş (Rez) Mts the emplacement of some pegmatite bodies was achieved by processes of ultrametamorphism and metamorphic differentiation.

In a previous paper Strusievicz and Strusievicz (1985) pointed out the presence of rutile and andalusite, beside quartz, feldspar, muscovite, garnet, tourmaline and ilmenite, within pegmatites. The present paper brings a new contribution to the knowledge of the mineralogy of these rocks through the description of gahnite.

Gahnite ($ZnAl_2O_4$) belongs, beside spinel ($MgAl_2O_4$) and hercynite ($FeAl_2O_4$), to the alumospinel group. It achieves a whole isomorphous series with the magnesian spinel, but not with hercynite. The varieties with iron content are known as creitonite, those with manganese content as dysluite, and those with stannium content as limaita.

Genetically, hercynite is first of all a magmatic mineral connected with gabbroic differentiates, spinel is a typical thermal contact mineral and gahnite is characteristic of regional metamorphism. Its presence has been pointed out in garnet- and cordierite-bearing gneisses of the Scandinavian Peninsula (Falun-Sweden, Bleikvassli-Norway); in pegmatites of Finland (Rosendal, Tiäskböle), the USSR (Eliseev), Japan (Norisava), Czechoslovakia (Přibislavice), and Spain (Bossost), as well as in regionally metamorphosed zinc deposits of the USA (Franklin Furnace) and Czechoslovakia (Županovice, Smrčec, Cetoraz).

In Romania, gahnite has been reported up to now only in the heavy mineral concentrates from the Sarmatian and Quaternary gravel in the North of the Moldavian Platform (Bălan, 1981). The occurrence described in this paper represents the first recording of gahnite in the crystalline schists of Romania.

Occurrence

Gahnite was found in a single occurrence, 200 m south of the Lupului Summit (Fig. 1), in the cutting of the crest road. Fragments coming from the desaggregation of a pegmatitic quartz lens are to be found in the outcrop. On the sample scale, crystals of gahnite (2 mm Ø) and limonite pseudomorphs (probably after sulphides) included in quartz can be observed. A quartz lens with sphalerite, chalcopyrite and pyrite mineralization occurs in an outcrop situated in the spring zone of the Săcalăsău Valley, at about 400 m WNW of the Lupului Summit. Although gahnite does not occur in this lens, both outcrops are characterized by the content in zinc minerals. As no direct relationships have been observed between gahnite and the sulphide mineralization we cannot state whether they constitute a paragenesis or the mineralization represents a hydrothermal-metamorphic remobilization of the former.



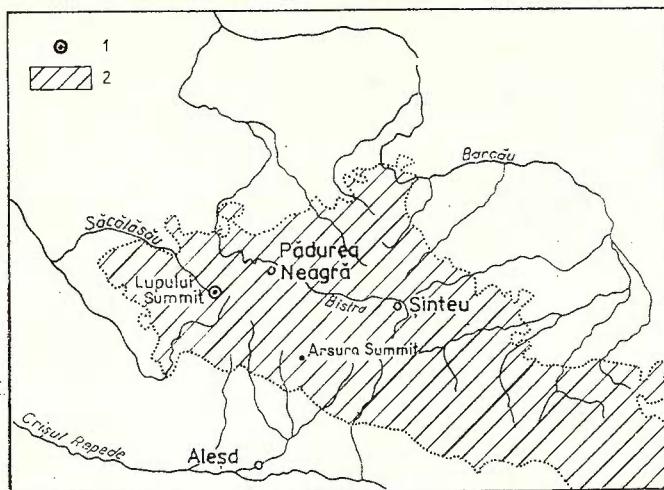


Fig. 1 — Sketch of the location of gahnite occurrence. 1, Gahnite pegmatite occurrence; 2, limit of the Plopiş Mountains crystalline.

Mineralogical and Chemical Features

Gahnite occurs as agglomerations of small octahedral crystals (111) with sizes up to 2 mm. It has a dark green colour, displays a glassy luster and is friable. Dark green, translucent chips result after breaking. The density, estimated by sinking of grains in Clerici liquid, is higher than 4.2 g/c^{cm}.

In thin section, gahnite is limpid, of a dark green colour, perfectly isotropic. The relief is high, the measuring of the refraction index giving the value of 1.79. Idiomorphism is not very strong; however, cubic and octahedral forms can be recognized. The crystals are fissured and some of them contain sericite and chlorite rosettes. Besides quartz, the paragenesis also includes muscovite and apatite.

Rx determinations effectuated with a TUR-M-61 diffractometer with Cu K_α radiation (goniometer speed 1°/minute, paper rolling velocity 600 cm/h) show the greatest resemblance with the synthetic gahnite (no 5-669 in JCPDS) (Tab. 1). The reticular parameter (a), calculated from the 9 measured reflexes is of 8.053 Å, a bit lower than the value indicated by JCPDS (8.084 Å) and Miheev (8.082 Å), but close to that of pure gahnite (8.062 Å) calculated by Clark et al. (1931), mentioned by Berry and Thompson (1962).

The chemical analysis of gahnite was carried out by Elena Colios by means of the atomic absorption method. Its composition is specific to a ferrous gahnite (Tab. 2).

On the gahnite-spinel-hercynite diagram (Winchell, 1967) the analysis is plotted in the zone of gahnite with n = 1.84 (a bit higher than the value measured by us) and D = 4.5 g/c^{cm} (Fig. 2).

TABLE 1
X-ray diffraction data for gahnite

Source No	Miheev (313)		ASTM (12-267)		JCPDS (5-669)		Plopiș gahnite		
	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	hkl
1	2.85	7	2.863	90	2.861	84	2.840	77	220
2	2.44	10	2.442	100	2.438	100	2.430	100	311
3	2.02	2	2.021	20	2.021	8	2.017	13	400
4	1.85	2	1.856	20	1.855	10	1.846	10	331
5	1.65	4	1.649	30	1.650	24	1.642	20	422
6	1.55	4	1.555	40	1.556	40	1.551	48	333
7	1.431	3	1.431	50	1.429	43	1.422	27	440
8			1.280	20	1.278	6	1.274	10	026
9	1.232	8	1.235	30	1.233	9	1.229	10	335

TABLE 2

Chemical composition of the Plopiș gahnite in comparison with a ferrous gahnite and the mean of the gahnite composition in pegmatites and regionally metamorphosed zinc deposits

Sample	% %			
	ZnO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃
Plopiș gahnite	29.62	2.88	6.75	53.51
ferrous gahnite	31.38	2.38	8.54	57.70
gahnite from pegmatites	38.8	0.66	8.7	from Němec (1973) — mean of 10 analyses
gahnite from Zn deposits	30.5	3.8	9.2	from Němec (1973) — mean of 7 analyses

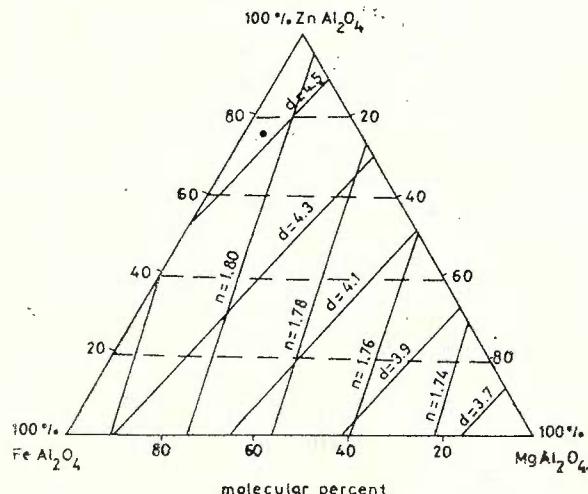
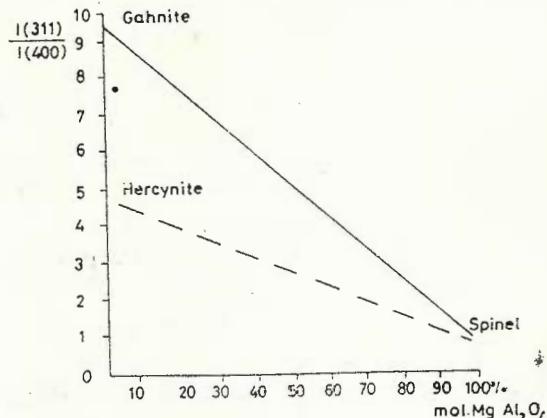


Fig. 2 — Gahnite-spinel-hercynite diagram (Winchell, 1967).
● = Plopiș gahnite.

On Němec's diagram (1973), where the gahnite-spinel isomorphous series is separated from the hercynite-spinel isomorphous series, the Plopiş gahnite ($I(311)/I(400) = 7.69$) is clearly plotted in the gahnite zone (Fig. 3).

Fig. 3 — $I(311)/I(400)$ versus $MgAl_2O_4$ molecular % diagram (Němec, 1973): On the abscissa the magnesian spinel molecular percentage; on the ordinate the ratio of the intensities of the reticular reflexes of 311 and 400. The continuous line indicates the spinel-gahnite isomorphous series; the interrupted line indicates the spinel-hercynite isomorphous series.

● = Plopiş gahnite.



Němec (1973) also drew up a paragenetic diagram on which specific field for gahnite from pegmatites, for gahnite from regionally metamorphosed zinc deposits and for zinc-bearing spinels from marbles are separated. On this diagram the Plopiş gahnite is plotted in the pegmatitic field (Fig. 4).

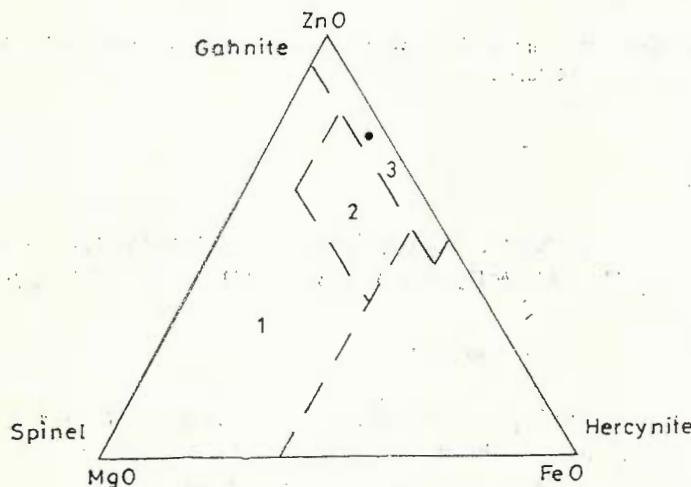


Fig. 4 — Paragenetic diagram of zinciferous spinels (Němec, 1973).
1, Field of zinciferous spinels from marbles;
2, field of zinciferous spinels from regionally metamorphosed zinc deposits;
3, field of spinels from pegmatites.
● = Plopiş gahnite.

Conclusions

The Plopiş gahnite represents a ferrous gahnite of a pegmatitic origin. Its formation has been conditioned by the geochemical environment. The mesozonal character of the Someş Series fulfilled the metamorphism conditions, and the aluminium content of this series (with

andalusite) as well as the local concentration of zinc (marked by the sphalerite mineralization) provided the chemical elements necessary for its formation.

REFERENCES

- Bălan M. (1981) Asupra prezenței unor minerale grele în pietrișurile sarmațiene și cuaternare din zona Dolhasca-Capu-Codrului-Siret-Poiana-Siretel (Moldova de nord). *Stud. cerc. geol. geogr. geofiz., geologie*, 26, 1, p. 59–64, București.
- Berry L. G., Thompson R. M. (1962) X-Ray Powder Data for Ore Minerals. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 85.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1967) Rock-Forming Minerals. I, Longmans Green and Co. Ltd., 333 p., London.
- Miheev V. I. (1957) Rentgenometricheskie opredeliteli mineralov. 830 p., Moskva.
- Němec D. (1973) Das Vorkommen der Zn Spinelle in der Böhmischen Masse. *Tschermaks Min Petr. Mitt.*, 19/2, p. 95–109, Wien.
- Strusievicz R., Strusievicz E. (1985) Asupra prezenței rutilului și andaluzitului în pegmatitele metamorfice ale seriei de Someș din munții Plopiș (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/1 (1982), p. 31–36, București.
- Winchell A. N., Winchell H. (1967) Elements of Optical Mineralogy. John Wiley and Sons Inc., 551 p., New York.
- * * * (1974) Selected Powder Diffraction Data for Minerals. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 833 p., Philadelphia.

UN MINERAL NOU PENTRU ȘISTURILE CRISTALINE DIN ROMÂNIA : GAHNITUL DIN MUNȚII PLOPIȘ (MUNȚII APUSENI)

(Rezumat)

În lucrare se semnalează pentru prima dată prezența gahnitului în șisturile cristaline din România. El a fost găsit într-o singură curență (vîrful Lupului), într-un pegmatit metamorfic al seriei de Someș din munții Plopiș (fig. 1).

Gahnitul se prezintă sub formă de cristale octaedrice (111), cu dimensiuni de pînă la 2 mm diametru, și este asociat cu cuaiț, muscovit, apatit, sericit și clorit. Indicele de refracție „n” = 1,79, densitatea „D” > 4,2 g/cm³, parametrul celulei elementare „a” = 8,053 Å.



Este prezentată difractograma (tab. 1) și analiza chimică a gahnitului care arată că este vorba de un gahnit feros (tab. 2).

Analiza chimică a fost reprezentată în diagrama Winchell (1967), și Němec (1973), în ambele plasindu-se în zona gahnitului (fig. 2 și 3).

În diagrama paragenetică a spinelilor zinciferi (Němec, 1973), gahnitul din Plopiş se încadrează în cîmpul gahnitelor din pegmatite (fig. 4).

Formarea sa a fost condiționată de treapta de metamorfism și de ambianța geochemicală a mediului. Caracterul mezozonal al seriei de Someș a îndeplinit condițiile de metamorfism, iar conținutul în aluminiu al acestei serii (cu andaluzit), precum și concentrarea locală a zincului (marcată de prezența în apropiere a unei mineralizații cu blendă) a furnizat elementele chimice necesare formării lui.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

MINERALOGIE

GREIGITE IN THE GILORT AND GALBENU RIVERS ALLUVIA¹

BY

GHEORGHE UDUBAŞA², VIRGIL ARSENESCU²

Alluvia. Magnetic concentrate. Greigite — first occurrence in Romania. Magnetite. Pyrrhotite. X-ray diffraction. Iron sulfide. South Carpathians — South Subcarpathian Zone — Subcarpathians between Olt and Jiu rivers.

Abstract

Greigite — the first occurrence in Romania — has been identified in the magnetic concentrates from the Gilort and Galbenu rivers alluvia (Oltenia). It occurs as microconcretions (100—300 microns) covered by iron hydroxides, and indicates progressive alterations into pyrite. The optical diagnosis has been confirmed by X-ray diffraction analysis. The magnetic concentrate includes, beside greigite, magnetite, pyrrhotite and "metallic" globules of magnetite with a skeletal-dendritical development in a silicate matrix. Greigite — as metastable phase of the iron sulfide — has been formed probably subsequent to the accumulation of the alluvial deposits.

Résumé

La greigite des alluvions des rivières du Gilort et du Galbenu. Dans les concentrats magnétiques obtenus des alluvions des rivières du Gilort et du Galbenu (Olténie) on a identifié la greigite — la première occurrence de Roumanie. Le minéral apparaît sous forme de microconcréctions (100—300 microns) recouvertes par des hydroxydes de fer et montre des transformations progressives en pyrite. La diagnose optique a été confirmée par l'analyse de diffraction des rayons X. Dans le concentrat magnétique apparaissent aussi, ensemble avec la greigite, la magnétite, la pyrrhotite, des globules „métalliques” formées de la magnétite développée de manière squelettique-dendritique dans une matrice silicatique. La greigite — comme une phase métastable de la sulfure de fer — s'est formée probablement après l'accumulation des dépôts alluvionnaires.

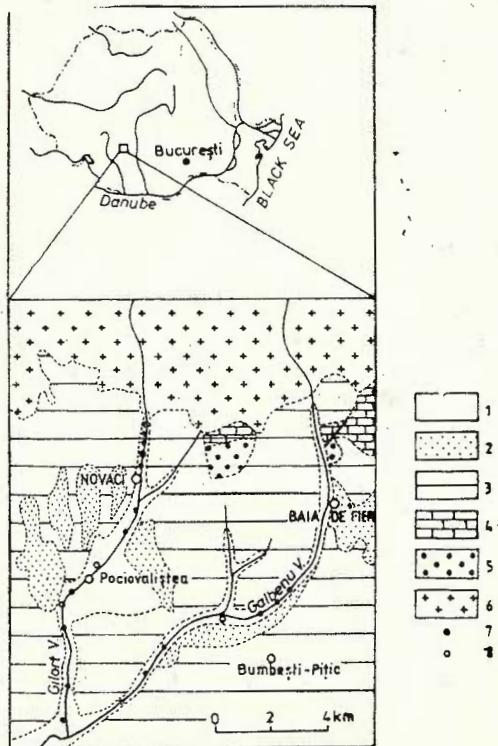
¹ Received May 21, 1986, accepted for communication and publication June 19, 1986, communicated in the meeting May 16, 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



In 1912 Doss described melnikovite as a magnetic iron sulfide different from pyrrhotite; the mineral was considered a gel form of the iron bisulfide. Later on it was proved that the mentioned mineral had, in fact, a spinel-type structure and its composition corresponds to the formula Fe_3S_4 . Consequently, Skinner et al. (1964) proposed to abandon the name "melnikovite" and redefined the mineral as greigite. Their proposal was accepted by IMA (Fleischer, 1969). Greigite represents therefore a cubic, highly magnetic iron sulfide ($\text{Fd}3m$, $a_c = 9.88 \text{ \AA}$). Having the mentioned properties, greigite was synthetized within the interval $180-220^\circ\text{C}$; below 180° greigite coexists with mackinawite; at one hour heating at temperatures above 220°C greigite is altered into pyrrhotite and pyrite (Horiuchi et al., 1974). The name melnikovite is also further used for the collomorphic structures, specifying the species, e.g. melnikovite-pyrite, melnikovite-marcasite.

Greigite occurrences include low temperature As-Sb-Hg deposits (Radusinovic, 1966; Gruzdev et al., 1972), some Kuroko-type deposits in Japan (Yamaguchi, Wada, 1970) or lacustrine sediments (Skinner et al., 1964; Dell, 1972). Moreover, there are the greigite occurrences found in the alluvial deposits in the Sebeş Mts (Udubaşa, in Hărtopanu et al., 1986), in the Pb-Zn ore deposits associated to the Lower Miocene evaporitic deposits at Jitia (Udubaşa, in Săndulescu et al., 1986), as well as in the alluvia of the Gilort and Galbenu rivers (Fig.). In the last case greigite occurs more frequently and much better developed.



Geological sketch of Novaci-Baia de Fier region (after Geological Map of Romania, scale 1 : 200 000, sheet Tîrgu Jiu, simplified).

- 1
 - 2
 - 3
 - 4
 - 5
 - 6
 - 7
 - 8
- 1, Holocene (alluvia); 2, Pleistocene (terrace deposits); 3, Miocene (clays, sands, gravels, etc.); 4, Jurassic (limestone); 5, Upper Cretaceous (conglomerates, sandstones); 6, Lower Paleozoic (granioids and gneisses); 7, analysed samples — greigite present; 8, analysed sample — greigite absent.

Mode of Presentation

Greigite is present as spheroid or ellipsoid microconcretions, usually of 100—300 microns in size, exceptionally of 700 microns (Pl. I, Fig. 1). In most cases these globular formations are covered with a limonitic material. By enclosing in resins and polishing, the zonal structure of the aggregates and their porous character can be observed under the microscope. Microscopically, greigite is similar to pyrrhotite, but it is isotropic, displays a lower reflectivity and is poorly polished. Greigite often coexists with pyrite which formed at the expense of the former. The alteration usually begins from the nucleus; at the exterior, greigite forms bands which alternate with iron hydroxides (Pl. I, Fig. 2, 3). It is of note that locally one can observe pyrite with a frambooidal texture, formed at the expense of greigite (Pl. I, Fig. 4). In all cases greigite represents a metastable form of the iron sulfide; it is a precursor of pyrite, into which it alters relatively easily.

The globular aggregates optically identified as greigite have been picked up under the binocular microscope. The X-ray diffraction analysis of such globular aggregates confirmed the optical identification (Table).

TABLE

Results of the X-ray diffraction analysis of a greigite + pyrite mixture (globular aggregates). Radiation Co K α , filter Fe

Sample 28 Gilort Valley			Natural greigite ASTM 16-713	
d(Å)	I		d(Å)	I
6.27	M—H	lep	5.72	8
3.83	M—H	?		
3.58	L			
3.435	M			
3.35	M—H	go	3.50	30
3.21	L	?		
2.98	L (w)	grg	2.98	100
2.695	M—L	pv		
2.47	M	grg, lep	2.47	55
2.42	L	py		
2.225	M	py		
1.905	L	grg, py	1.901	30
1.738	L	grg	1.746	75
1.630	L	py		

The intensity of the peaks could not be measured because the mixture of phases led to their diminishing; M-H, medium-high intensity; M, medium; L, low; (w) wide width of the peaks. lep, lepidocrocite; go, goethite; py, pyrite; grg, greigite.

The data obtained indicate that the material analysed by us is indeed greigite; all the main peaks of this mineral (2.98—1.75—2.47) occur on the diffractogram beside those of pyrite (1.63—2.71—2.42) and of goethite and lepidocrocite. The intensities are lowered due to the mixture of phases and the reduced degree of crystallinity.



Mineral Associations in Magnetic Concentrates

In the study samples the dominant mineral is the magnetite; although intensely limonitized, the grains preserve locally magnetite relics within an iron hydroxide matrix (Pl. II, Figs. 1, 2). Beside them there occur grains of martitized magnetite, in which hematite forms either lamellas or fringes, or even compact aggregates. Magnetite relics in limonite usually preserve exsolution lamellae of ilmenite, partly altered into sphene and rutile. Most samples contain grains of chrome spinel, with magnetite developed along fissures; one or two intermediary alteration phases can be distinguished between the two minerals (Pl. II, Fig. 3).

Sulfides are represented, in the order of their frequency, by greigite, pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. Pyrite occurs usually in association with greigite, at the expense of which it is formed by gradual alteration, or as relics in limonite. Pyrrhotite is found only in some samples as partly limonitized lamellar aggregates (Pl. II, Fig. 4), more rarely as irregular inclusions in rock fragments or in magnetite grains. Chalcopyrite appears accidentally, especially as micronic relics in iron hydroxides.

Limonite, represented by goethite and lepidocrocite, is found in the magnetic concentrate due to the numerous relict inclusions of magnetite; it forms collomorphous aggregates, with banded textures, or constitutes rims around greigite microconcretions.

Besides the rock fragments (ultrabasites, magnetite-bearing crystalline schists, locally including graphite too), the studied magnetic concentrates frequently contain globular formations with metallic lustre, with sizes ranging from 100 to 200 microns. Under the microscope they display spectacular structures in which magnetite — the main component — occurs as dendritic or skeletal intergrowths with a silicate matrix. These globules usually present an eccentric nucleus in which metallic iron is preserved in some cases. One can usually observe the intense martitization of magnetite, within which micronic globules of sulfides are found in places (probably troilite). Some microscopic aspects are rendered in Plate III, Figures 1—4. A comparison of the shapes and structures of these globules with those described by Schidlowski, Ritzkowski (1972) in Tertiary sedimentary deposits of West Germany points out that in our case too they are fragments from fusion crusts of iron meteorites. We shall deal with these globular formations in another paper the more so as similar aspects have been observed in the magnetic concentrates in the alluvia of some rivers in the Sebeş Mts.

Conclusions

The first greigite occurrence in Romania was pointed out in recent alluvial deposits. This mineral is magnetic and occurs, beside magnetite, pyrrhotite, etc. in magnetic concentrates. It is found as microconcretions, with sizes ranging from 200 to 300 microns, displaying limonite films at the surface. In places pyrite is formed at the expense of greigite, preferentially in the central part of the microconcretions; sporadically pyrite frambooidal textures occur at the expense of this iron sulfide.



The immature character of the alluvial deposits, suggested by the presence of pyrrhotite and of angular rock fragments, indicates two alternatives concerning greigite formation : (1) its inheritance from Neogene sedimentary deposits ; (2) greigite formation within alluvia. In the latter case greigite — as a precursor of pyrite in sedimentary rocks — can also be regarded as potential bearer of the bound "gold" taking into account the geochemical affinity between gold and iron.

REFERENCES

- Dell C. I. (1972) An occurrence of greigite in Lake Superior sediments. *Amer. Miner.*, 57, p. 1303—1304, Washington.
- Doss B. (1912) Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid, und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. *Z. prakt. Geol.*, 20, p. 453—483, Berlin.
- Fleischer M. (1969) New mineral names. *Amer. Miner.*, 55, 238, Washington.
- Gruzdev V. S., Brizgalov I. A., Cernizsova N. M., Sumkova N. T. (1972) Greigit iz Iakutij i evo optitscheskie svoistva. *Dokl. AN SSSR*, 202/4, 915—918, Moscova.
- Hărtopanu I., Udubaşa G. et al. (1986) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Horiuchi S., Wada H., Moori T. (1974) Morphology and imperfection of hydrothermally synthesized greigite (Fe_3S_4). *J. Cryst. Growth*, 24/25, p. 624—626, Amsterdam.
- Radusinovic D. R. (1966) Greigite from the Lojané chromium deposit, Macedonia. *Amer. Miner.*, 51, p. 209—215, Washington.
- Săndulescu M., Udubaşa G., Micu M. (1986) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Schidlowski M., Ritzkowski S. (1972) Magnetikkügelchen aus dem hessischen Tertiär. Ein Beitrag zur Frage der „kosmischen Kügelchen“. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, p. 170—182, Stuttgart.
- Skinner B. J., Erd R. C., Grimaldi F. S. (1964) Greigite, the thio-spinel of iron; a new mineral. *Amer. Miner.*, 49, p. 543—555, Washington.
- Yamaguchi S., Wada H. (1970) Zur Synthese von Greigit. *N. Jb. Miner. Mh.*, 3, p. 138—140, Stuttgart.

GREIGIT ÎN ALUVIUNILE RÂURILOR GILORT ȘI GALBENU (Rezumat)

În această lucrare este descrisă prima ocurență de greigit din România. Greigitul a fost identificat optic și confirmat prin analize de difracție a razelor X; el apare sub formă unor microconcrețiuni (100 — 300 microni, în mod excepțional 700 microni) acoperite cu pelicule de hidroxizi de fier și arată transformări progresive în pirită, dezvoltată preferențial în zona centrală a microconcrețiunilor. Uneori pe seama greigitelui iau naștere structuri framboide de pirită. Alături de greigit, în concen-



tratele magnetice din aluviuni mai apar magnetit (martitizat și limonitizat), spineli cromiferi, pirotină, precum și globule „metalice” alcătuite din magnetit cu dezvoltare scheletică-dendritică, rar fier metalic, în matrice silicatică; acestea din urmă pot fi considerate ca reprezentând produse de fuziune ale crustelor unor meteoriti. Formarea greigitului, formă metastabilă a sulfurii de fier, apare de regulă în medii geologice de temperatură scăzută. Este posibil ca greigitul din aluviunile râurilor Gilort și Galbenu să se fi format în timpul și după acumularea depozitelor aluvionare, ca precursor al piritei sedimentare. Având în vedere afinitatea geochemicală dintre fier și aur, este posibil ca greigitul să reprezinte unul din purtătorii de „aur legat” din depozitele aluvionare.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

- Fig. 1 — Greigite microconcretions in reflected light (unpolished). $\times 40$.
- Fig. 2 — Zoned greigite microconcretion with pyrite in the centre. A “welded” silicate lamella occurs on its margin. Magnetite grains (light grey) are found nearby. Reflected light (magnetic concentrate enclosed in resin). $\times 250$.
- Fig. 3 — Partial image of a big greigite concretion with pyrite in the centre (white). The zoning is the result of the alternation of greigite (grey white) with iron hydroxides (black). $\times 250$.
- Fig. 4 — Pyrite framboidal texture formed at the expense of a greigite aggregate. Oil immersion. $\times 350$.

Plate II

- Fig. 1 — Grains of martitized magnetite included in iron hydroxides enclosed in resin. Oil immersion. $\times 350$.
- Fig. 2 — Aggregate of iron hydroxides with relict inclusions of pyrite (white) and graphite (grey). Oil immersion. $\times 350$.
- Fig. 3 — Chrome spinel (picotite) grain in an ultrabasic rock with magnetite on fissures (white), around which intermediary alteration phases are observed. Oil immersion. $\times 350$.
- Fig. 4 — Partially limonitized lamellar pyrrhotite. $\times 250$.

Plate III

- Fig. 1 — “Metallic” globule with excentric nucleus, build up of magnetite. Oil immersion, $\times 350$.
- Fig. 2 — Magnetite skeletically crystallized, in silicate matrix (black). Oil immersion, $\times 350$.
- Fig. 3 — “Metallic” globule consisting of skeletal-dendritic magnetite. Oil immersion, $\times 350$.
- Fig. 4 — Fragment of a globule containing metallic iron (white) and partly martitized magnetite. Oil immersion, $\times 350$.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

INTRUSIVE BODIES IN THE OAŞ-VĂRATEC MOUNTAINS AND
THEIR RELATIONS TO VOLCANICS AND TO NON-FERROUS
MINERALIZATIONS¹

BY

OSCAR EDELSTEIN², MARIAN RĂDUȚ³, DUMITRU ISTVAN²,
MARINEL KOVACS², ALEXE BERNAD², MARIA GABOR²,
GYÖRGY HARANTH²

Intrusive body. Non-ferrous mineralizations. Sills. Andesites. Tonalitic rocks. Postmagmatic transformations. Diorites. Microgranodiorites. Dykes. Microlaccoliths. East Carpathians — Neogene magmatism — Quaternary — Oaş, Gulin.

Abstract

In the Oaş-Văratec Mts, representing the northern extremity of the development area of Neogene magmatic rocks in the East Carpathians, 800 intrusive bodies are known, identified at the surface or during mining and drilling operations. The number of intrusive bodies increases from west (78 in the Oaş Mts) towards east (398 in the Văratec Mts). Their dimensions vary from less than 1 m to more hundreds metres; on the vertical scale they extend on over 3000 m from 1100 m altitude (Cavnic) to 2050 m deep (the Apa Sărătă drilling). The recognized petrographic types (dacites, microgranodiorites, tonalites, andesites, microdiorites, quartz diorites, basaltic andesites etc) appear either as isolated bodies of forming complex or polystadial bodies. Certain intrusive bodies represent final stages in the evolution of some volcanic edifices, while others make up an independent magmatic stage (or more). We consider that the mineralizations in the studied areas are associated to the intrusive magmatism stage.

Résumé

Les corps intrusifs des monts Oaş-Văratec et leurs rapports avec les volcanites et les minéralisations non-ferreuses. Dans les monts Oaş-Văratec, qui représentent l'extrême septentrionale

¹ Received October 30, 1986, accepted for communication and publication October 30, 1986, presented at the meeting November 23, 1985.

² Întreprinderea de Prospecționi și Explorări Geologice „Maramureș”, Baia Mare. Str. Victoriei nr. 146, Baia Mare.

³ Ministerul Minelor, Petrolului și Geologiciei. Str. Mendeleev nr. 2, București.



nale de l'aire de développement des magmatites néogènes de Carpathes Orientales, on connaît environ 800 corps intrusifs identifiés à la surface ou en travaux miniers et de forage. La fréquence des corps intrusifs s'augmente de l'ouest (78 dans les monts Oaș) vers l'est (398 dans les monts Vărătec). Leurs dimensions varient de moins d'un mètre à plusieurs centaines de mètres et sur la verticale ils apparaissent de l'altitude de 1100 m (Cavnic) jusqu'à la profondeur de 2050 m (forage Apa Sărătă). Les types pétrographiques reconnus (dacites, microgranodiorites, tonalites, andésites, microdiorites, diorites quartzifères, andésites basaltiques etc.) apparaissent soit isolément, soit dans la structure de certains corps composés ou polystadiaux. Certains corps intrusifs représentent des étapes finales de l'évolution des appareils volcaniques et d'autres forment une étape magmatique indépendante (ou plusieurs). On considère que les minéralisations des zones étudiées sont associées à l'étape du magmatisme intrusif.

In the last years many data were gathered which prove the important role of the eruptive bodies intruded at a subvolcanic level in the Oaș-Vărătec Mts. The presence of such bodies has long been known and there are detailed petrographic and structural studies for some of them ; however, their general study has not been approached yet.

Most of the times they have been considered to be necks of volcanic edifices that have totally been removed from erosion ; in certain cases, it was a question of necks and dykes associated to volcanic edifices.

Further on, the authors make general considerations regarding the intrusive bodies in the Oaș-Vărătec Mts and their relations to effusive rocks and hydrothermal mineralizations. These considerations are mostly based on the observations carried out by the Prospecting Team Baia Mare, but we also take into account all the other data available at the present moment : those of the researchers of the Institute of Geology and Geophysics, of the geologists and geophysicists of the Enterprise for Geological and Geophysical Prospecting in Bucharest and of the geologists who work on the exploration building sites or at mining exploitations. It is not an exhaustive study, but just a review of the main aspects.

The disposition of the intrusive bodies in the Oaș-Vărătec Mts area is presented in Figure 1.

Up to the present a number of approximately 800 intrusive bodies * of various dimensions, from several metres to more hundreds metres, are known from surface data, mining works and drilling ones. In the inventory that we have made, besides the bodies studied by the authors — many of them being microscopically and chemically characterized — we have also included the bodies identified by other authors and for which, in many cases, we lack sufficient data. We also mention that we do not include those bodies — which are in great number — deduced from those geophysical data that so far have not been checked by means of mining or drilling works.

One can notice a greater number of the smaller intrusions in the eastern part of the Vărătec Mts, where they penetrate the Paleogene formations of the trans-Carpathian flysch or the Neogene sedimentary ; more rarely, the flows of andesitic lavas. This fact has been considered by some authors as a characteristic feature of the Vărătec Mts. However the detailed geological and geophysical mappings carried out in the last



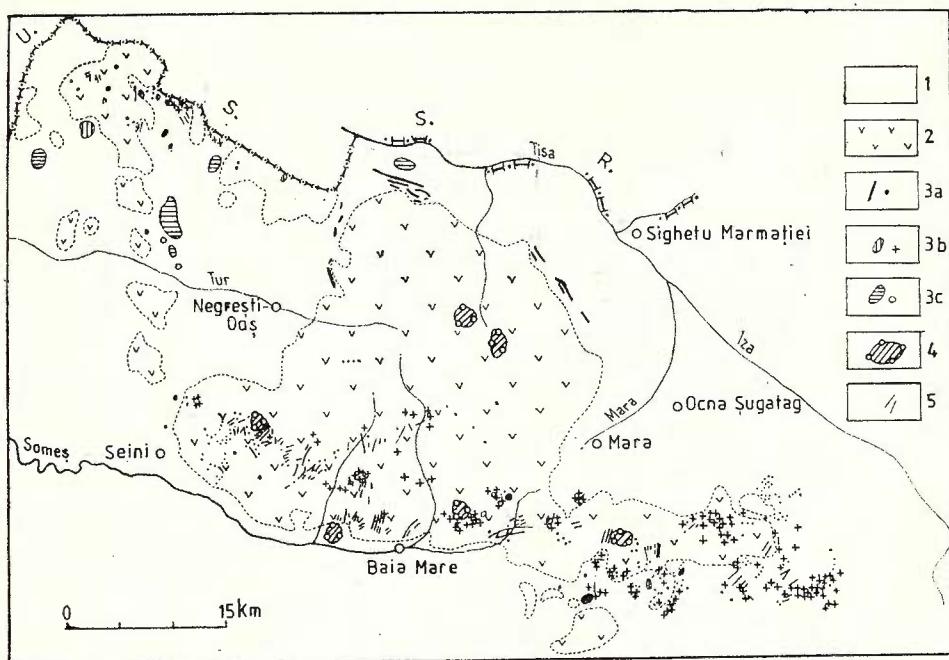


Fig. 1 — The distribution of intrusive bodies in the Oaş-Văratec Mts area.

1, Sedimentary formations ; 2, Neogene volcanic rocks ; 3, intrusive bodies : a, pyroxene andesites and pyroxene-bearing microdiorites ; b, andesites and pyroxene microdiorites \pm hornblende and quartz ; c, quartz andesites, quartz diorites, dacites and microgranodiorites ; 4, major intrusive bodies intersected in drillings ; 5, hydrothermal veins.

years, as well as the mining and drilling operations that have reached ever deeper levels, rendered evident an important number of intrusions in other areas of the Oaş-Văratec eruptive chain, too, especially at a certain depth.

TABLE

Disposition of the bodies on subunits:

Oaş Mountains	— 78 (10 %)
Igniş N Mountains	— 27 (4 %)
Igniş S Mountains	— 261 (34 %)
Văratec Mountains	— 398 (52 %)

Regarding this disposition, we also notice the following : a) a large number of bodies are grouped on small areas in few regions such as : Glod-Botiza, Rotunda, the spring area of the Turt Valley, Chiuzbaia-Măgura, the Ulmoasa Valley, etc. — regions with a wide extension of the sedimentary formations ; b) the Remetei and Agris sills are disposed on the margins of the volcanic edifices in the northern part of the Ighiş Mts ;

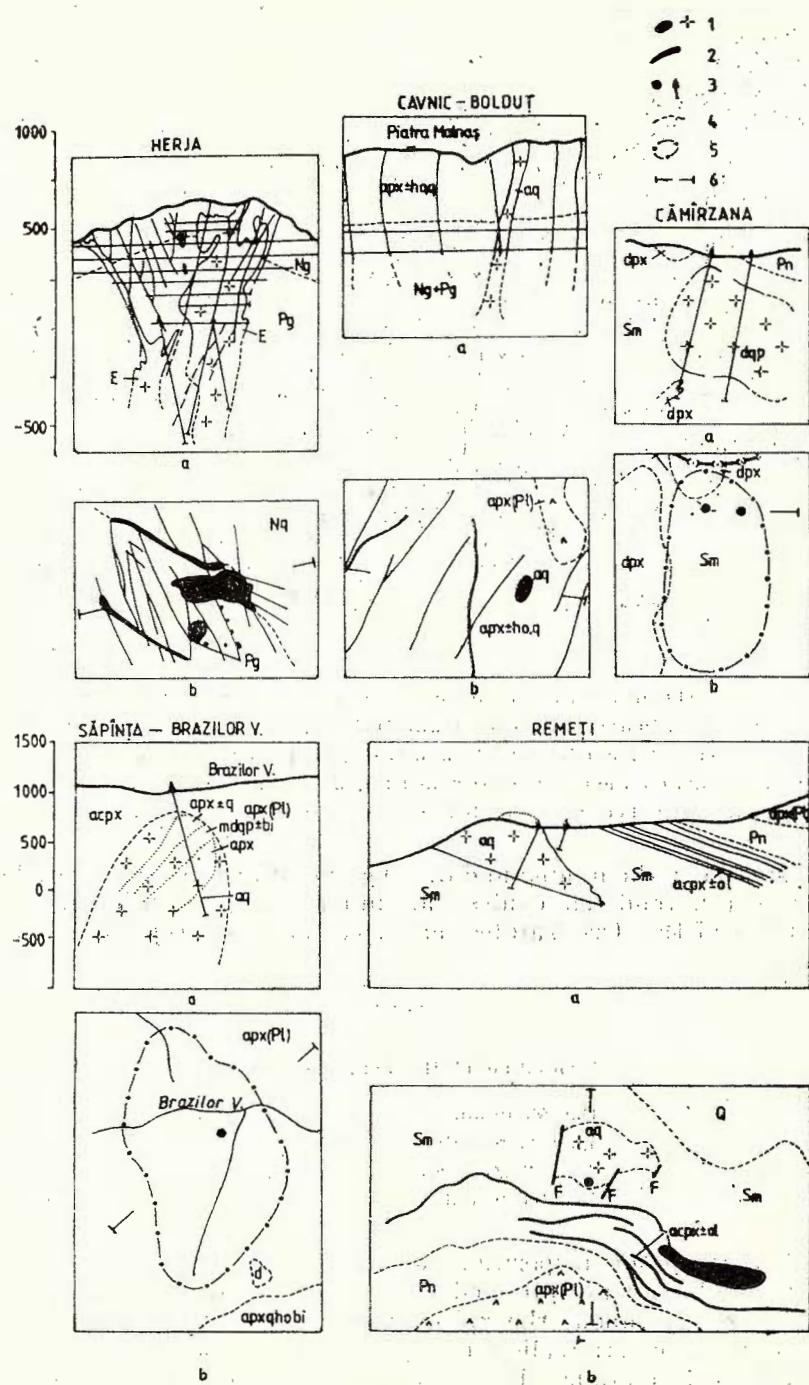


Fig. 2. Geological maps of selected areas.

c) a series of different bodies are disposed on tectonic alignments (the alignment of intrusive bodies that continues in USSR Șaian-Neresen).

As for the spreading on the vertical the available data reveal a wide enough range; from the altitude of 1100 m (the Căvnice area) up to the 2050 m one in the Apa Sărătă drilling No. 4758, the depth where the crystalline lies in a drilling located at a distance of less than 1500 m.

Dimensions and morphology. The dimensions vary within relatively wide limits, between 1 m and more hundreds metres, while the Remetei sills reach even 6000 m long. In most situations the average dimensions are above 300×100 m and 25×25 m; the biggest surface is 6 sq. km.

Large bodies are the complex ones at Săpînța; widely developed bodies also appear in Oaș. The 4758 Apa Sărătă drillings, the ones between the — 1050 and — 2050 altitudes and 607 — the Brazilor Valley, the ones between the altitudes of 800 and — 200 m, studied an intrusive body each on approximately 1000 m on the vertical.

The morphology of intrusive bodies could be established only in a few cases. A few of them, like the Herja one, for instance, have an extremely irregular configuration, sometimes with an arborescent aspect, without indicating a tendency of development in depth (Fig. 2).

For an important number of bodies there are signs of having a cylindrical form, with a very well developed tight basis generator (Fig. 2).

Andesite sills were identified up to the present in the northern side of the Ighiș Mts — at Remetei and Agriș (Edelstein et al., 1973) and on the Valea Albă Valley, south of Căvnice (Bernad et al., 1984); the ones at Remetei and Agriș, consisting of augitic andesites \pm olivine and hypersthene-andesites \pm olivine, have lengths up to 6000 m and thicknesses between 0,5 and 25 m, while the extension on inclination is probably between 2—3000 m, but it has been verified by drillings only on 150 m. It is mentioned that the front of these sills has an "airplane wing" profile in the vertical section. The sills in the Valea Albă Valley-Capnic consist of pyroxene- and hornblende-bearing andesites.

The quartz-andesite body — porphyritic quartz-diorite in the Neresen peak (Remetei) has the configuration of a microlacolite. The well contoured dykes appear in the Serpentinele Gutinului area.

Fig. 2 — Morphology of some intrusive bodies in the Oaș-Văratec Mts. a, vertical section; b, cartographic image for horizontal section.

1, intrusive body; 2, sill; 3, performed drilling; 4, geological limit; 5, the contour at a horizontal level of the intrusive body deduced from magmatic data; 6, the line of the vertical geological section; Pg — Paleogene sedimentary; Ng — Neogene sedimentary; Sm — Sarmatian; Pn — Pannonian; E — intrusive body: apx \pm ho, q — pyroxene andesite \pm hornblende and quartz; aq — quartz andesite; dpx — dacite; dqp — porphyry quartz diorite; apx (Pl) — pyroxene andesite, Pliocene; acpx — clinopyroxene-bearing andesite; apx \pm q pyroxene andesite \pm quartz; mdqp \pm quartz bi-microdiorite \pm biotite porphyry; apx — pyroxene andesite; acpx \pm olivine-clinopyroxene-bearing andesite \pm olivine; apxq \pm ho \pm bi — pyroxene andesite, quartz, hornblende and biotite. In thin lines — hydrothermal veins.

From a petrographic point of view, the rocks that take part in the composition of intrusive bodies are grouped into five main types (in order of their acidity) : 1. dacites and porphyritic microgranodiorites (Oaş, Igniş and Văratec); 2. rocks with a tonalitic-microtonalitic character and porphyritic tonalites (Văratec and Igniş S-Mestecănu Valley); 3. andesites, mierodiorites and quartz-diorites (with all 4 subunits); 4. andesites, mierodiorites and diorites — with pyroxenes \pm hornblende, biotite, quartz (in all subunits as well) and 5. basaltic andesites (Oaş and Ignis N).

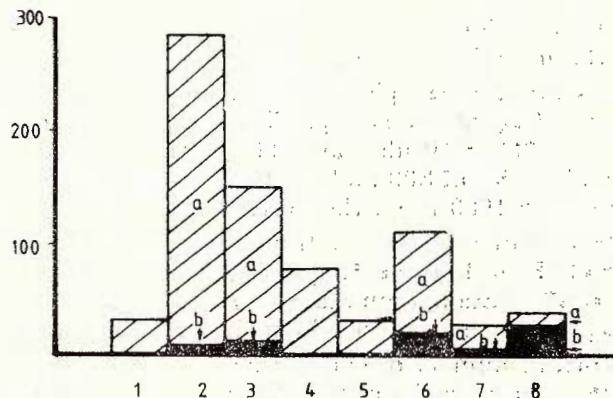


Fig. 3 — Participation of types and petrographic varieties (mineralogical, structural) into the composition of intrusive bodies in the Oaş-Văratec Mts (the diagram refers to the number of bodies, not to the rock volumes).

- 1, Basaltic andesites;
- 2, pyroxene andesites (a) and pyroxene-bearing microdiorites (b);
- 3, pyroxene andesites \pm ho, q, bi (a) and microdiorites with a similar composition (b);
- 4, pyroxene and hornblende andesites;
- 5, hornblende and pyroxene andesite;
- 6, quartz andesites (a) and quartz microdiorites (b);
- 7, dacites (a) and microgranodiorites (b);
- 8, andesites (a) and diorites (b).

A series of compositional peculiarities of the above mentioned types are presented further on.

Dacites and microgranodiorites. Among the mineralogical components, quartz is the one that gives the rock's characteristic. It is found as large phenocrysts — with magmatic corrosions (the dacites at Serpentinele Gutinului and the Ulmoasa type ones) — in the groundmass (mesostasis) — most times xenomorphic; it is bipyramided and more widely developed (the microgranodiorite at the Ursoi Hill-Oaş). It is associated with acid plagioclases (oligoclase).

Among femics, pyroxenes are always present; amphibole and biotite occur too — either together or only one of them.

Tonalitic rocks. The tonalitic nature is given by the mesostasis that has usually a holocrystalline character, being microechigranular (sac-

charoidal), consisting of xenomorphic quartz and plagioclase, at which femics and primary oxides are added in small quantities. Such rocks have been described in the Poiana Botizei, Băiuț and Roata areas in the Văratec Mts (Pop et al., 1981—1983) and Ilba Mesteacănu Valley (Kovacs et al., 1984).

Andesites, quartz-microdiorites and diorites. As in case of dacites and microgranodiorites, quartz appears both as phenocrysts and in the groundmass. As phenocrysts — magmatically corroded or with reaction rims — it is characteristic of andesites; it is more rarely found in microdiorites and diorites (the Brazilor Valley — Săpînta, Rotunda — Băiuț complex body). In the groundmass (mesostasis), it appears especially in microdiorites and diorites — either with a xenomorphic or rounded aspect, or interstitial between plagioclase crystals \pm femics and primary oxides. Sometimes alkali feldspar is present in small quantities in association with quartz and plagioclases.

Petrographic varieties, especially the ones at andesites' level, are given by the presence or absence of amphibole and biotite in the rock. It is worth mentioning several peculiarities related to this aspect: a) the bodies associated to quartz-andesites of Pannonian age between Ilba and Cavnic contain pyroxenes and hornblende; b) biotite varieties are found in all subunits but they are more numerous in the Văratec Mts; c) quartz-andesites that take part in the composition of complex bodies at Serpentine Gutinului and the complex one at the Brazilor Valley — Săpînta contain pyroxenes, hornblende and biotite.

Andesites, microdiorites and diorites. They are either exclusively pyroxenic or containing pyroxenes \pm amphiboles \pm biotite \pm quartz. Pyroxene andesites predominate. Pyroxenes are represented both by ortho- and clinopyroxenes, and generally the former prevail. Exclusively clinopyroxenic or orthopyroxenic varieties have not been found. Amphiboles are represented by green hornblende and in fewer cases by brown hornblende. As a peculiarity, the biotite varieties only appear in the Văratec Mts subunit, as in fact also do the great majority of the varieties sporadically containing quartz and the ones containing pyroxenes \pm hornblende.

Basaltic andesites. They take part in the composition of large-sized sills in the northern part of the Ighiș Mts and of smaller-sized bodies in the Oaș Mts. As a compositional peculiarity, olivine appears in the andesites contained in sills.

As for the structural and textural aspects of the rocks in the intrusive bodies, we must point out their multitude and, in many cases, the difficulty of defining rocks on their basis⁵. There are more structural varieties in the very same body while in certain areas transitional structural facies are found. One can define as such a series of transitional structural rocks as andesite-microdiorite (porphyritic) and microdiorite-diorite (porphyritic).

The main structural aspects are the porphyritic ones. Among the five main petrographic types described, acid rocks (microgranodiorites and tonalitic rocks) display exclusively a porphyritic character. Among



the other types, excepting basaltic andesites; one can find massive aspects, too, where the porphyritic phase is missing.

The most frequent microstructural aspects are the holocrystalline-microechigranular ones, the hypidiomorphic-microgranular ones, and the microcrystalline ones possessing prismatic (tabular) microcrystals. Microstructures typical of effusive rocks (including the vitreous ones) appear in many andesites and dacites.

Three types of intrusive bodies can be distinguished on the basis of the petrographic composition (Fig. 4).

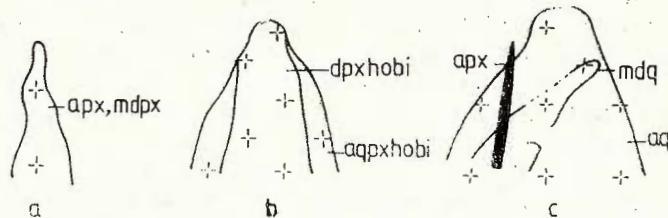


Fig. 4 — Types of intrusive bodies in the Oas-Văratec Mts according to the petrographic composition. a, simple; b, compound; c, complex or polystadial; apx = pyroxene andesite; mdpx = pyroxene microdiorite; dpxhobi = pyroxene-bearing dacite; hornblende and biotite; mdq = quartz microdiorite; aq = quartz andesite.

Simple bodies predominate. They consist of a single petrographic type: however, mineralogical variations are observed within the same body.

We have named *complex bodies* the ones known up to now in the Serpentinele Gutinului area and they consist of two distinct petrographic types: dacite and quartz-andesite, in very interesting relations.

Polystadial bodies consist of more petrographic types emplaced in different moments.

Remarks on the chemical composition are made on the basis of 135 chemical analyses of oxides, selected in such a way as to represent fresh rocks, containing H_2O^+ under 1% and CO_2 under 1%. 91 analyses come from the Prospecting Team Baia Mare (1967 — 1984), 16 from Pop (1980 — 1984), 16 from Borcoş et al. (1973 — 1979), 10 from Lang (1976), 4 from Jude (1977), 3 from Sagatovici (1964) and one from Manilici and Kalmar (1973) and Ionită Stan (1970) each. The SiO_2 content varies within large limits, from 49% to 67,42%. As for effusive rocks in the Oas-Văratec Mts one can notice the small Na_2O content.

As most of the rocks forming the intrusive bodies have a relatively low grade of crystallinity — which does not allow to establish the modal composition — and on the other hand, for a number of bodies modal analyses are not available, we have used the TAS diagram in establishing the correspondence recommended by I.U.G.S. As shown in Figure 5, the distribution of the analysed rocks to the types defined in the I.U.G.S. classification is the following: 4 samples to basalts; 57 samples to basaltic andesites; 65 samples to andesites and only 9 samples to dacites.

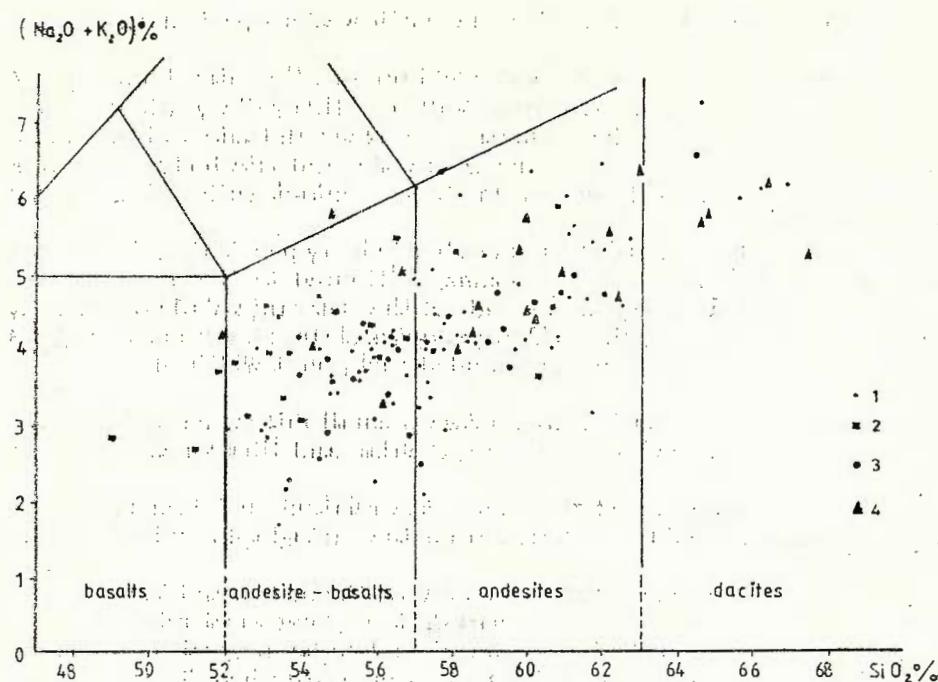


Fig. 5 — The position of bodies in the Oaş-Văratec Mts. TAS diagram. Sample source, 1, the Văratec Mts; 2, the northern part of the Igniş Mts; 3, the southern part of the Igniş Mts; 4, the Oaş Mts.

More basic bodies appear more frequently in the northern part of the Igniş Mts, while more acid bodies occur in the Oaş and Văratec Mts.

Postmagmatic transformations in the hydrothermal stage are similar to the ones that also affect the effusive rocks in the area. The autometamorphic transformation propylitic type with high-temperature mineral associations — uralite and epidote is the characteristic one. The frequent occurrences of albitizations (in quartz-diorite intercepted in the 14 and 16 Cămirzana drillings and in the Mesteacănu Valley — Ilba intrusive body) is worth mentioning as a special peculiarity. The appearance of tourmaline is also to be mentioned.

The contacts between intrusive bodies and surrounding rocks may lack obvious effects or may be marked by thermal, metasomatic and mechanic effects which generate the following products :

a) slightly compacted or spotted sedimentary rocks in Oaş, Ignis N and Ignis S Mts; b) hornfelses from the nodular type with chlorite to orthopyroxenic type are more frequent and occupy more important areas in the Văratec Mts; c) skarns (up to now only four occurrences are known : in the Strîmbului Valley — Băiuţ basin, in the Tusosa deposit, in the No 113 Emerica drilling, and on the Valea Albă Valley — at Capnic, having an extension of less than 1 m), and d) breccias.

Chițimruș (1979) emphasized intrusive breccias associated to pyroxene andesites bodies + amphiboles + biotite + and quartz, in the spring

area of the Valea Albă Valley in the north-western part of the Gutin massif.

The relations with effusive rocks could be directly noticed only in few cases, as for instance in the Ardeleană Valley — Ilba gallery, where quartz andesite bodies penetrate the Sarmatian pyroxene andesite and the transversal gallery E in the Tusoşa mine where the andesite body containing pyroxenes and hornblende occurs in direct contact with volcaniclastic quartz andesites.

Recently, an apophysis of a microdiorite body penetrating the clastic complex with hydrothermal alterations, attributed to the Jereapăn andesites, was pointed out on the left side of the Cotreană Valley, at about 400 m west of the Roata gallery. The contact is clear; numerous inclusions of altered andesites occur in the intruded rock, on a width of about 1—1.5 m.

Likewise, direct relationships between small intrusions and andesite flows have been observed in the Nistru, Cicirlău and Ilba zones (Edelstein et al., 1985).

Besides the mentioned situations, the relations between intrusions and effusive rocks could be inferred from the cartographic images or the drilling data.

As regards the general relations between the bodies and the products of the volcanic activity, in their analysis the geometrical relations were taken into account beside the chemical and mineralogical analyses, as well as the relative ages, where they could be established. The situations presented in Figure 6 are different.

As regards temporal relations, lacking undoubtful situations and radiogenic good determinations, the data available today and at which we partly referred, give credit to the following suppositions: a) a part of the intrusive bodies are directly associated with volcanic edifices and represent the final stages of their activity (Mogoşa, Chiuzbaia, Fig. 6); b)

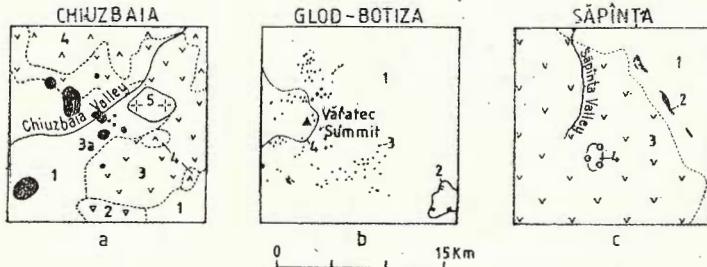


Fig. 6 — Relationships between intrusive bodies and volcanic rocks. a, Spatial link and, probably, direct genetics (the Chiuzbaia area). 1, sedimentary formations; 2, quartz andesites; 3, pyroxene and hornblende andesites, lava flows; 3a, intrusions made up of pyroxene and hornblende andesites; 4, Pliocene pyroxene andesites; 5, bodies of pyroxene andesite; b, spatial link lacking (Glod-Botiza area); 1, sedimentary formations; 2, western limit of the Tibleş Mts magmatites; 3, intrusive bodies; 4, eastern limit of effusive manifestations; c, a direct genetical link lacking (Săpînta-Brazilar Valley): 1, sedimentary formations; 2, andesitic sills; 3, volcano-sedimentary rocks and pyroxene andesites pile; 4, intrusive bodies of andesites and quartz microdiorites — configuration deduced from geophysical data.

another part of the bodies make up manifestations that are not directly linked to the volcanic edifices; concerning their chronology one can take into account either an emplacement episode or more.

Intrusive bodies and mineralizations. It has long been known the fact that Herja ore deposits are located in a complex intrusive body with which it probably has a genetic link too.

At the same time it has long been known that a part of the Capnic-Bolduţ hydrothermal veins, the Penigher, Băiuţ and Cisma ones are situated in intrusions.

During the last years, simultaneously with the extension of depth researches, the presence of intrusive bodies in deeper parts of deposits has been pointed out, where mineralizations are also located: Capnic-Roata, the Crucii Hill, Bartoş-Wilhelm, 9 Mai, 11 Iunie, Tusoşa, the Mesteacănu Valley, Săpînta-the Brazilor Valley (even if here there are no valuable mineralizations) (Fig. 7).

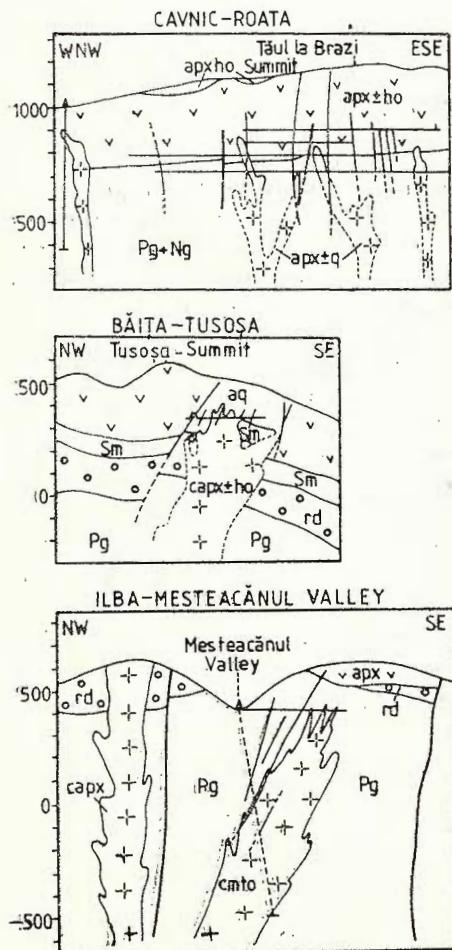


Fig. 7.—Relatively recent situations pointed out by the presence of certain intrusive bodies in mineralized structures. Cavnic Roata, apxho = pyroxene and hornblende andesite, apx ± ho = pyroxene andesite ± hornblende; apx ± q = intrusive body made up of pyroxene andesite ± quartz; Pg + Ng + = Paleogene + Neogene sedimentary. Băița-Tusoșa: aq = quartz andesite; rd = rhyodacite pyroclastic rocks; c, apx ± ho = body of pyroxene andesite ± hornblende; Sm = = Sarmatian sedimentary; Pg = Paleogene sedimentary. The Ilba-Mesteacănu Valley apx = pyroxene andesite; rd = rhyodacite pyroclastic rocks; Pg = Paleogene sedimentary; c, apx = pyroxene andesite body; cmto = microtonalite body. In thin lines, hydrothermal veins.

Given the fact that in certain structures, as for instance at Capnic-Bolduț, the bodies in which the mineralization is located are more recent than the effusive rocks which occur in the same structure, one can conclude that mineralizations are associated with the intrusive magmatism stage.

⁴ The term "intrusive" is used according to Rădulescu (1979). We have considered as a body each occurrence unless its direct link to other similar occurrences is obvious.

⁵ From this point of view some of the structural types defined by different authors in the course of years should be regarded with caution (this is encouraged by the lack of a common terminology).

REFERENCES

- Bernad A. et al. (1986) Report, the archives of the I.P.E.G. Maramureș, Baia Mare.
- Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu C., Vasiliu C. (1979) Considerații petrochimice și geochemice asupra vulcanitelor neogene din Munții Oaș. *St. tehn. econ. ser. I/16*, București.
- Peltz S., Stan N., Udrescu C., Vasiliu C. (1979) Considerații petrochimice și geochemice asupra vulcanitelor neogene din munții Gutii (II). Dacite, riocacite și hialodacite pannoniene. *St. tehn. econ., ser. I/16*, București.
- Peltz S., Stan N., Udrescu C., Vasiliu C. (1979) Considerații petrochimice și geochemice asupra vulcanitelor neogene din munții Gutii (IV). Andezite piroxenice ± hornblendă, ponțiene. *St. tehn., econ., sér. I/16*, București.
- Chițimuș V. (1979) Report, the archives of the I.P.G.G., Bucharest.
- Echipa de Prospecții Baia Mare (1967–1984) Reports, the archives of the I.P.E.G. Maramureș, Baia Mare.
- Edelstein O., Răduț M., Bologa V., Cojocea C., Götz A., Weisz G., Dragu V., Istvan D., Babucea Y. (1972) Sillurile andezitice din versantul nordic al munților Gutii. *D.S. Inst. Geol., LIX*, București.
- Istvan D., Bernad A., Stan D., Gabor M., Haranth G., Vârșescu I., Balint B. (1985) Reports, the archives of the I.P.E.G. Maramureș, Baia Mare.
- Istvan D., Weisz G., Cojocea C., Bernad A., Stan D., Kovacs M. (1980) Harta geologică a munților Oaș-Tibleș scara 1 : 25.000.
- Jude R. (1977) Geologia și petrologia vulcanitelor neogene din nord-vestul zonei eruptive a munților Oaș (regiunea Tarna Mare-Turț). *St. tehn. econ.*, A 11, București.
- Kovacs M., Edelstein O., Istvan D., Bernad A., Stan D., Bordea R. (1981) Considerații preliminare privind unele probleme de petrologie a rocilor subvulcanice din partea central-nordică a Munților Vărătec (comunicată 1981 — Sesiunea I.G.G.) București.
- Radu P., Damian Fl., Istvan D., Istvan E. (1984) Report, the archives of the I.P.E.G. Maramureș.



- Manilici V., Kalmar I. (1973) Report, the archives of the I.P.E.G. Maramureş.
- Pop N., Pop V., Lepeduş M., Damian G., Grama C., Pop I. (1981) Report, the archives of the I.P.E.G. Maramureş, Baia Mare.
- Damian G., Pop V., Götz A., Lepeduş M., Grama C., Pop I. (1984) Report, the archives of the I.P.E.G. Maramureş, Baia Mare.
- Răduț M., Fotopolos S., Edelstein O., Hannich D., Istvan D., Gașcu C., Bîlcu T. (1984) Physical-geological models regarding the neocruptive rocks in the Baia Mare Area: a contribution to the study of some metallogenetic structures. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, Bucureşti.
- Sagatovici Al. (1968) Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaş. *St. tehn. econ.*, seria J., Bucureşti.

CORPURILE INTRUSIVE DIN MUNTII OAŞ-VĂRATEC ŞI RAPORTURILE LOR CU VULCANITELE ŞI CU MINERALIZAȚIILE NEFEROASE

(Rezumat)

În ultimii ani, în zona munților Oaş-Văratec a fost pus în evidență un număr mare de mici intruziuni referitor la care se prezintă o serie de date și se avansează cîteva ipoteze. Astfel, se precizează că pînă în prezent se cunosc peste 800 mici intruziuni cu dimensiuni cuprinse între 1 — 6000 m (cu două maxime de freevență: 300 × 100 m și 25 × 25 m); ca forme de zăcămînt predomină cele neregulate dar se cunosc și corpuși cilindrici, dyke-uri, sill-uri și microlacolite.

Din punct de vedere petrografic, intruziunile sunt alcătuite din dacite și microgranodiorite, roci tonalitice, andezite cuartifere, microdiorite cuartifere și diorite cuartifere, andezite microdiorite și diorite precum și din andezite bazaltice. Conținutul în SiO_2 variază între 49% și 67,42%; de remarcat conținutul redus în Na_2O .

Freevența intruziunilor este mai mare în munții Văratec și mai redusă în celealte sectoare; dar în cadrul fiecărui sector — inclusiv al munților Văratec — distribuția este neuniformă, există regiuni cu o mai mare concentrare de corpuși și regiuni practic lipsite de intruziuni. În ceea ce privește legătura dintre intruziuni și curgerile de lavă se exprimă presupunerea că pot exista următoarele situații: a) o parte din intruziuni sunt asociate direct aparatelor vulcanice și reprezintă etapele finale ale activității lor (Mogoșa, Chiuzbaia, fig. 6 a) și b) o altă parte din corpuși constituie manifestări ce nu sunt legate direct de aparatul vulcanic și referitor la cronologia lor se poate avea în vedere fie un episod de punere în loc, fie mai multe.

Din relațiile puse în evidență în ultimul timp, mai ales, în părțile inferioare ale zăcămintelor rezultă că mineralizațiile sunt asociate etapei magmatismului intrusiv.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

CONSIDERATII PRIVIND GENEZA GRANITELOR ALCALINE
DIN MASIVELE IACOBDEAL ȘI PIATRA ROȘIE (DOBROGEA
DE NORD)¹

DE

ION ÎNTORSUREANU²

*Alkali granites. Plutons. Hercynian orogeny. Differentiation. Plate tectonics. Models.
Dobrogea — North Dobrogea — Măcin Zone.*

Abstract

On the Origin of Alkali Granites of the Iacobdeal and Piatra Roșie Massifs (North Dobrogea). The alkali granites of the two mentioned massifs belong to the North Dobrogea intra-cratonic orogen and were generated during the Hercynian orogenic cycle. They form plutonic and subvolcanic bodies arranged on two lineaments striking NW — SE, approximately parallel to the main folding trends. In order to explain the origin of the alkali igneous rocks, a hypothetic model concerning the evolution of the Hercynian magmatism is suggested based on the plate tectonics. Alkali granites and the associated rocks from the above-mentioned massifs derived from alkali magmas suprasaturated in silica, that could have formed during the stage of collision between the East-European Plate and the Moesian Microplate.

Résumé

Considérations concernant la genèse des granites alkalins des massifs Iacobdeal et Piatra Roșie (Dobrogea de nord). Les granites alkalins de ces deux massifs appartiennent à l'orogène intra-cratonique nord-dobrogéen et ont été engendrés pendant le cycle orogénique hercynien. Ils forment des corps plutoniques ou sous-volcaniques, situés sur deux alignements orientés NO — SE, presque parallèlement aux directions principales de plissement. Pour expliquer cette genèse on propose un modèle hypothétique concernant l'évolution du magmatisme hercynien basé sur ce concept de la tectonique globale. Les granites alkalins et les roches associées des massifs mentionnés proviennent des magmas alkalins suprasaturés en silices, qui pourraient être formés pendant le stade de collision entre la plaque de l'Europe orientale et la microplaque Moesienne.

¹ Predată la 6 aprilie 1985, acceptată pentru comunicare și publicare la 4 mai 1985, comunicată în ședința din 10 mai 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.

1. Introducere

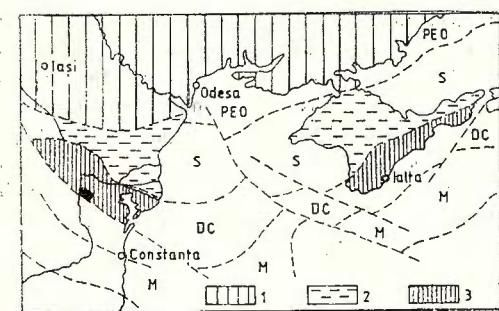
Rocile eruptive din masivele Iacobdeal și Piatra Roșie, situate în vecinătatea comunei Turcoaia (județul Tulcea) sunt reprezentate prin granite cu riebeckit ± egrin, la care se adaugă, subordonat, sienite cuarțifere și riolite alcaline și sunt asociate ciclului hercinic. Cercetările efectuate pînă în prezent au condus la cunoașterea detaliată a acestora sub aspect petrografic, mineralogic și structural-petrologic. Deși s-au formulat cîteva ipoteze asupra originii lor, problema a rămas nerezolvată întrucît ideile respective nu mai corespund stadiului actual. În nota de față prezentăm un model petrogenetic, cu caracter ipotetic, bazat pe condițiile geotectonice care au determinat formarea acestor magmatite alcaline.

2. Cadrul geologic

Masivele Iacobdeal și Piatra Roșie aparțin orogenului intracratonic nord-dobrogean, parte integrantă a unei catene ce se dezvoltă mult spre est (Crimeea sudică, Caucazul Mare); în timp ce spre nord-vest se termină printr-un promontoriu care se afundă sub depozitele neogene (fig. 1).

Fig. 1 — Legătura pe sub Marea Neagră dintre orogenul nord-dobrogean și Crimea (după Săndulescu, 1984).

1, Platforma Europeană Orientală (PEO) ; 2, Platforma Scitică (S) ; 3, Orogenul intracratonic Dobrogea de Nord-Crimeea (DC) ; M — Platforma Moesică ; ■ Localizarea zonei.



Connection under the Black Sea between the North Dobrogean orogen and the Crimea (acc.to Săndulescu, 1984). 1, East European Platform (PEO) ; 2, Scythian Platform (S) ; 3, North Dobrogean-Crimea intracratonic orogen (DC) ; M — Moesian Platform ; ■ Location of the area.

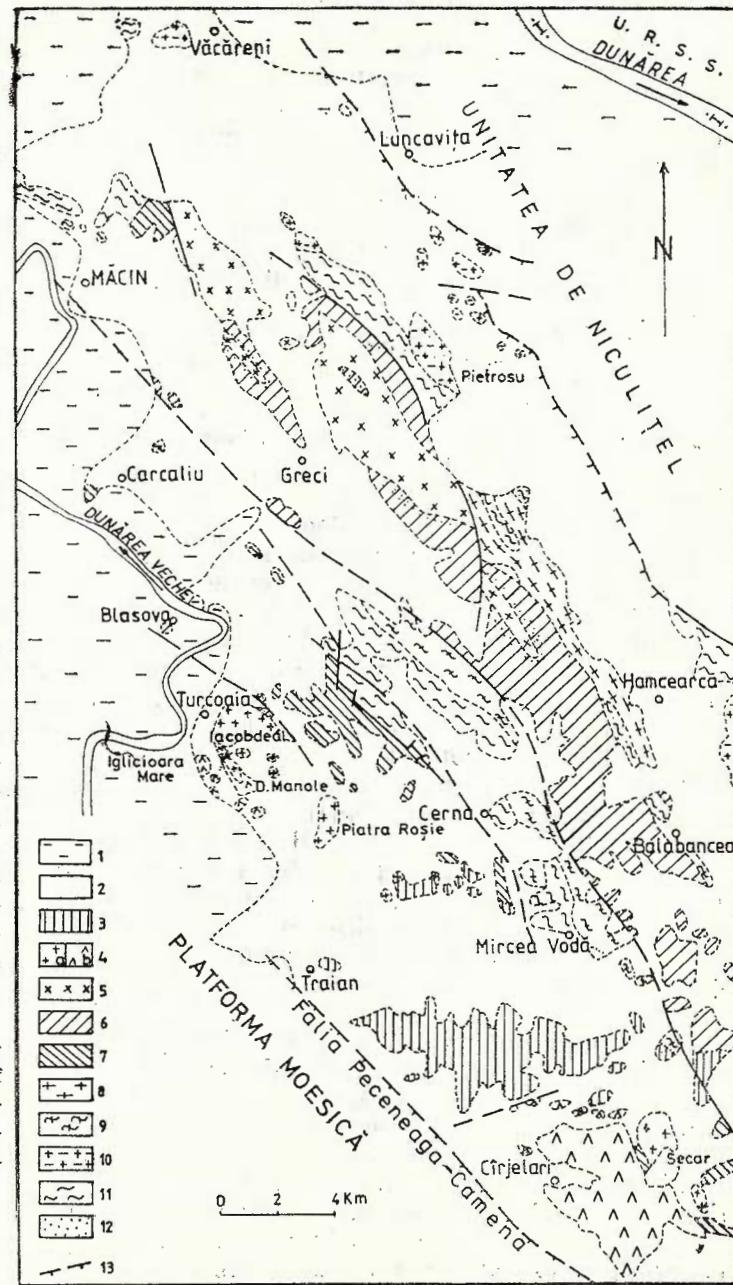
Numeroasele cercetări cuprinse în lucrări de sinteză (Murgoci, 1914 ; Iancovici et al., 1961 ; Săndulescu, 1984) au condus la cunoașterea principalelor trăsături privind evoluția geologică a acestei zone. Pe teritoriul nord-dobrogean aria orogenă este cuprinsă între Platforma Moesică (SV) și Platforma Scitică (NE), fiind delimitată de falia Peceneaga-Camena, respectiv, falia Sfintu Gheorghe. Structural, se deosebesc trei unități tectonice majore între care există raporturi de încălcare alpină, cu vergențe nord-estice (Săndulescu, 1984) : 1. pînza (unitatea) de Măcin, cu o poziție internă și structură în solzi, alcătuită din formațiuni paleozoice și mai vechi, străpunse de numeroase corpuri granitoide ; 2. pînza (unitatea) de Niculițel, situată la exteriorul precedentei, constituită din două digitații, cu formațiuni sedimentare și eruptive (bazice și acide) de vîrstă triasică ; 3. pînza (unitatea) de Tulcea, cu poziție externă, în structura căreia intră formațiuni paleozoice, uneori slab metamorfozate, urmate de depozite triasice și jurasic-superioare și, subordonat, granite, riolite și roci bazice.

Peste aceste unități tectonice se suprapune o cuvertură post-tectogenetică, cu formațiuni de vîrstă cretacic-superioară, care alcătuiesc sinclinalul Babadag. În Cuaternar s-au depus depozite de loess care ocupă suprafețe importante.

Fig. 2 — Schiță geologică în unitatea de Măcin (după Harta geologică a RSR 1 : 200.000 — 1967, cu modificări).

1, aluvioni; 2, loess; 3, depozite cretacice; 4, magmatite alcaline; a — corpuri plutonice; b — corpuri subvulcanice; 5, granitoide de Greci și Pricopan; 6, formațiunea de Carapelite; 7, depozite siluriene și devoniene; 8, granitoide de Hamcearca-Balabancea; 9, granitoide de Megina; 10, granitoide cu vîrstă incertă; 11, formațiuni cristaline; 12, corneene; 13, contacte tectonice.

Geological sketch in the Măcin Unit (after Geological map of S. R. Romania, sc. 1 : 200 000—1967, with modifications). 1, alluvia; 2, loess; 3, Cretaceous deposits; 4, alkali magmatites; a — plutonic bodies; b — subvolcanic bodies; 5, Greci and Pricopan granitoids; 6, Carapelite Formation; 7, Silurian and Devonian deposits; 8, Hamcearca-Balabancea granitoids; 9, Megina granitoids; 10, granitoids of uncertain age; 11, crystalline formations; 12, hornfelses; 13, tectonic contacts.



În evoluția geotectonică a orogenului nord-dobrogean se disting, după Săndulescu (1984), patru cicluri orogenice bine individualizate: cadomian, caledonian, hercinic și alpin, cărora le sănt asociate magmatite intrusivе sau efuzive, cu caracter calcoalcalin, alcalin sau bazic.

Granitoidele sănt bine reprezentate în unitatea de Măcin, fiind dispuse sub forma unor aliniamente orientate NV—SE, aproximativ paralele cu direcțiile principale de cutare (fig. 2). După cercetări recente (Mînzatu et al., 1975; Seghedi, 1980; Săndulescu, 1984), granitoidele din unitatea de Măcin s-au format în cadrul a trei cicluri orogenice: cadomian (granitele gnaisice sau gnaisele de Megina), caledonian (granitele de Hamcearca și Balabancea); hercinic (granitoidele calcoalcaline din masivele Greci și Pricopan și alcaline — masivele Iacobdeal, Piatra Roșie și Secar). Unele intruziuni (Văcăreni, Pietrosu, Coslugea, Gilmele Înșirate etc.) nu pot fi încadrate, în prezent, în cicluri orogenice din lipsa unor date certe privind vîrstă lor (Seghedi, 1980).

3. Date petrografice și petrochimice

Rocile alcaline din zona Turcoaia sănt localizate în solzul de Megina, al unității de Măcin și în vecinătatea faliei Peceneaga-Camena. Ele aparțin la două aliniamente disconinute orientate NV—SE: primul aliniament, situat în partea nord-estică, este marcat de roci granitice (masivul Iacobdeal — *sens strict* — și Piatra Roșie), iar cel de-al doilea, spre sud-vest, este format din riolite alcaline (Iglioara Mare, Iglioara Mică, Gorgane), toate înconjurate sau acoperite parțial de loess (fig. 2). De remarcat că aceste aliniamente se continuă spre SE pînă în zona Cîrjelari-Atmagea, avînd o lungime de circa 30 km. Vîrsta intruziunilor este post-carbonifer-inferioară, întrucît străbat și cornifică formațiunea de Cara-pelit, atribuită Carboniferului inferior (Mirăuță, Mirăuță, 1962). Determinările radiometrice K/Ar (Mînzatu et al., 1975) au indicat pentru granitele din masivul Iacobdeal, vîrste de 210, 229, 247 și 264 m.a., iar pentru riolitele alcaline („porfirele”) de la Iglioara, 223 m.a. Raportate la faza sudetă (ultimele mișcări hercincice de ampliere din zonă), granitele alcaline au fost considerate postcinematice, iar riolitele alcaline („porfirele cuarțifere”), subsecvent hercincice (Mureșan, 1975).

Descrierile petrografice și mineralogice detaliante au elaborat Mrazec (1899), Cantuniari (1912), Ianovici (1969) în timp ce aspectele structural-petrologice au constituit obiectul studiilor întocmite de Barbu (1959). Aceste cercetări au arătat că structura de ansamblu a celor două masive este caracterizată prin faciesuri petrografice dispuse sub forma unor „benzi” orientate NV—SE, aproximativ paralele cu fracturile pe care s-au intrus, ca rezultat al mișcărilor diferențiale din magmă (Barbu, 1959).

Caracterele textural-structurale au o gamă largă de aspecte specifice rocilor plutonice sau subvulcanice. Se remarcă predominarea texturilor masive la rocile de adîncime și în partea centrală a corporilor subvulcanice și texturile orientate, cu caracter de curgere sau de laminare, îndeosebi la periferia intruziunilor de mică adîncime. Structurile cele mai frecvente sănt echigranular-hipidiomorfe la intruziunile plutonice caracterizate și printr-o granulație mai fină în zonele marginale, sau variate结构uri porfirice, în cadrul corporilor subvulcanice.



Asociația petrografică cuprinde sienite cuartifere alcaline, granite cu riebeckit, granite cu egirin și riebeckit, granite granofirice alcaline, mierogranite alcaline, microgranite porfirice alcaline, aplite granitice alcaline și riolite alcaline, enumerate aproximativ în ordinea de punere în loc (Întorsureanu, în Mihăilescu et al., 1985). În aceste roci — mineralele feromagneziene, reprezentate în special prin amfiboli alcalini și egirin, se caracterizează prin preponderența cristalelor xenomorfe, îndeosebi în rocile plutonice, ceea ce arată prezența unei succesiuni de cristalizare inversă de tip agpaitic. După Ianovici et al. (1969) amfibolii alcalini sunt reprezentați prin katoforit, arfvedsonit și riebeckit, ultimul fiind considerat secundar, format prin substituția celor doi amfiboli primari. Feldspătii,

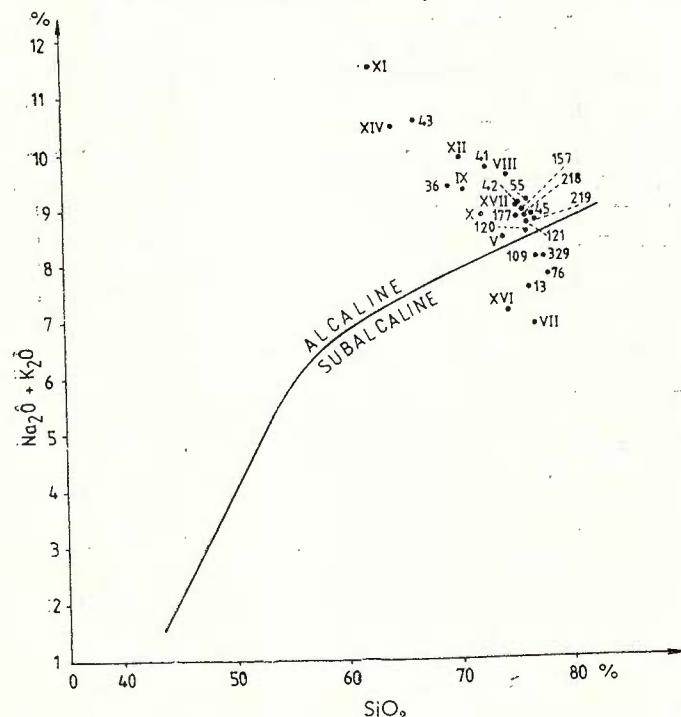


Fig. 3 — Diagrama
 $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.
 $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram.

cel mai adesea sodo-potasici, sunt frecvent concrescuți cu cuarțul rezultând variante structuri grafice sau granofirice și conțin produse de dezamestec — pertite și antipertite — aproximativ în proporții egale. Plagioclazul apare rar și este caracterizat printr-un conținut în An, cuprins între 5—14% (albit-albit-oligoclaz). Dintre mineralele postmagmatische este specifică fluorina ce apare ca impregnații sau pe fisuri în asociație cu cuarț, sericit, carbonați etc.

Chimismul rocilor din zona Turcoaia este prezentat în tabelul 1, care include 10 analize după Cantuniasi (1912) și 16 analize recente, efectuate în vederea elaborării Hărții geologice a R.S.R. scara 1 : 50,000 — foia Peceneaga (Mihăilescu et al., 1985). În diagrama $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Miyashiro, 1978), majoritatea rocilor analizate se proiectează în cîmpul magmelor alcaline și cîteva în cel al magmelor subalcaline (fig. 3). Calculul petrochimic ³ a permis stabilirea compoziției normative C.I.P.W. (tab. 2),

TABELA

Compozitia chimica a rocilor

Nr. analizei	Nr. probei	Tipul de rocă	Tipul de rocă după Cantunari (1912)	Localizare	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
1	76	Granit alcalin	—	Dealul lui Manole	77,91	0,07	11,15
2	329	Granit cu riebeckit	—	Vf. Victoria	77,50	0,20	10,40
3	109	Granit cu egirin și riebeckit	—	Piatra Roșie	77,04	0,08	10,79
4	219	Microgranit alcalin	—	Cariera Turcoaia	76,98	0,24	12,18
5	VII	Microgranit alcalin	Granit aplitic	Masivul Iacob-deal	76,91	0,10	11,67
6	45	Aplit granitic alcalin	—	Cariera Iacob-deal	76,73	0,16	11,69
7	121	Granit cu riebeckit	—	Piatra Roșie	76,19	0,16	11,69
8	120	Microgranit alcalin	—	Piatra Roșie	76,16	0,23	11,69
9	218	Granit granofiric alcalin	—	Cariera Turcoaia	76,14	0,17	11,49
10	13	Riolit alcalin	—	Iglioioara Mare	76,09	0,27	11,19
11	55	Granit cu egirin și riebeckit	—	Vf. Victoria	76,03	0,17	10,89
12	157	Riolit alcalin	—	Dl. Bujorul Bulgăresc	75,94	0,23	10,69
13	42	Granit cu riebeckit	—	Cariera Iacob-deal	75,38	0,26	11,79
14	177	Microgranit portoric alcalin	—	Cariera Colții Bahiei	75,36	0,23	11,59
15	XVII	Microgranit porfiric alcalin	Porfir microgranitic	Dl. Bujorul Bulgăresc	75,19	0,19	10,12
16	VIII	Aplit granitic (?) alcalin	Micropagmatit	Masivul Iacob-deal	74,93	0,31	12,09
17	XVI	Microgranit alcalin	Microgranit	Dl. Bujorul Bulgăresc	74,58	0,17	12,06
18	V	Granit cu riebeckit	Granit cu riebeckit	Masivul Iacob-deal	74,14	0,13	10,34
19	41	Riolit alcalin	—	Dealul lui Manole	72,84	0,34	13,00
20	X	Riolit alcalin	Porfir cuarțifer negru	Iglioioara	72,27	0,21	12,69
21	IX	Riolit alcalin	Porfir cuarțifer negru	Dealul lui Manole	70,93	0,18	12,89
22	XII	Aplit granitic (?) alcalin	Granit aplitic	Dealul lui Manole	70,29	0,25	12,68
23	36	Granit cu riebeckit	—	Dealul lui Manole	69,33	0,66	13,29
24	43	Sienit cuarțifer alcalin	—	Cariera Iacob-deal	66,31	0,61	14,49
25	XIV	Sienit cuarțifer alcalin	Sienit cuarțifer	Masivul Iacob-deal	64,41	0,33	11,63
26	XV	Sienit porfiric cuarțifer alcalin	Porfir sienitic cuarțifer	Masivul Iacob-deal	62,44	0,48	15,03

— Lipsă

... Nedeterminat



LUL 1

erupitive alcaline din masivele Iacobdeal și Piatra Roșie

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	ZrO_2	H_2O^+	CO_2	S	P.C.	Total
1,67	0,39	0,05	0,04	0,35	4,20	3,60	—	...	0,43	—	—	—	99,86
1,77	0,84	0,11	0,11	0,15	4,35	3,75	—	...	0,38	0,01	0,08	—	99,65
2,63	0,57	0,06	0,05	0,18	4,83	3,28	—	...	0,46	—	—	—	99,97
1,47	0,18	0,03	0,03	0,18	4,97	3,78	—	...	0,20	—	—	—	100,25
1,59	1,55	0,36	0,58	0,78	1,28	5,64	urme	urme	...	—	—	0,39	100,85
1,48	0,60	0,08	0,05	0,20	4,90	3,95	—	—	0,26	—	—	—	100,10
1,35	0,70	0,08	0,15	0,34	4,85	3,88	—	...	0,31	—	—	—	99,70
1,30	0,37	0,03	0,20	0,56	4,53	4,04	—	...	0,65	—	—	—	99,76
1,85	0,49	0,11	0,16	0,55	5,00	3,84	—	...	0,28	—	—	—	100,08
4,12	0,23	0,02	0,02	0,34	3,31	4,21	—	—	0,46	—	—	—	100,25
1,89	0,97	0,16	0,04	0,27	4,49	4,46	—	...	0,51	—	—	—	99,88
2,33	1,00	0,05	0,02	0,14	5,19	3,85	0,04	...	0,25	—	—	—	99,73
1,39	1,00	0,12	0,09	0,41	4,88	4,16	—	...	0,30	—	—	—	99,78
2,32	0,84	0,07	0,09	0,35	4,93	3,88	—	...	0,30	—	—	—	99,96
4,85	...	—	0,17	0,46	5,04	3,98	—	...	—	—	—	—	100,00
1,49	0,33	urme	0,50	0,28	3,77	5,78	urme	—	—	0,27	99,75
4,09	...	—	0,30	1,18	3,93	3,20	—	0,49	—	—	—	—	100,00
2,04	1,70	0,80	0,17	0,96	4,49	3,94	0,15	0,55	...	—	—	0,26	99,85
1,41	1,70	0,18	—	0,45	5,19	4,51	—	...	0,23	—	—	—	99,85
2,31	1,93	urme	0,48	0,69	3,98	4,85	urme	—	—	—	—	—	99,41
2,03	1,81	urme	0,90	1,09	4,88	4,42	urme	0,76	...	—	—	—	100,05
2,67	2,30	urme	0,74	0,62	3,98	5,91	urme	0,36	...	—	—	0,41	100,21
2,80	1,88	0,19	0,54	1,25	4,64	4,73	0,14	...	0,48	—	—	—	99,93
1,92	3,58	0,25	0,35	1,07	5,43	5,15	0,08	...	0,47	—	—	—	99,71
5,31	2,88	0,21	0,18	3,07	5,88	4,63	0,34	0,42	...	—	—	0,83	100,12
5,24	3,10	0,06	0,36	1,62	5,91	5,62	0,24	—	—	0,35	100,45

Analiști: Elena Colios, probele 76, 109, 219, 45, 121, 120, 218, 13, 55, 157, 42, 177, 41, 36, 43.

Catrinel Vlad, proba 329.

Surse : Cantuniari (1912) probele VII, XVII, VIII, XVI, V, X, IX, XII, XIV, XV.



TABELUL 2
Compoziția normată C.I.P.W. și valorile QAP

Nr. crt.	Proba	qu	or	ab	an	di	hed	wo	eg	il	mt	hm	Zr	en	fs	c	Na ₂ SiO ₈	tn	ap	Q	A	P	
1	76	40,26	24,93	30,59	1,74	—	—	0,13	1,22	0,83	—	0,10	—	0,05	—	—	—	—	41,3	56,9	1,8		
2	329	39,26	25,81	29,39	—	0,25	0,32	—	2,17	0,38	1,49	—	0,16	0,24	0,02	—	0,15	—	41,6	58,4	—		
3	109	39,31	28,67	27,88	0,46	0,27	—	0,04	—	0,15	1,81	1,39	—	—	—	—	—	—	40,8	58,7	0,5		
4	219	35,62	29,43	32,05	0,87	—	—	0,44	—	1,47	—	0,07	—	0,27	—	0,01	—	36,4	62,7	0,9			
5	VII	35,98	7,56	47,72	2,75	0,42	0,52	—	—	0,19	2,30	—	—	1,25	1,76	—	—	—	38,3	58,8	2,9		
6	45	35,03	28,99	32,89	—	0,27	—	0,27	0,51	0,30	1,73	0,11	—	—	—	—	—	—	36,1	63,9	—		
7	121	34,57	28,73	32,71	0,16	0,81	0,11	0,16	—	0,30	1,06	—	—	—	—	—	—	—	35,9	63,9	0,2		
8	120	34,71	26,89	34,33	0,39	1,08	—	0,43	—	0,44	0,63	0,87	—	—	—	—	—	—	36,0	63,6	0,4		
9	218	34,45	29,53	31,24	—	0,86	—	0,68	1,08	0,32	1,45	0,48	—	—	—	—	—	—	36,2	63,8	—		
10	13	38,35	19,65	35,79	1,69	—	—	—	—	0,51	0,02	4,12	—	0,05	—	0,06	—	—	—	40,2	58,1	1,7	
11	55	33,63	26,67	31,18	—	0,07	1,12	—	5,49	0,32	—	—	0,07	1,21	—	0,12	—	—	36,8	63,2	—		
12	157	34,57	30,75	26,16	—	0,02	0,33	—	5,73	0,44	0,51	—	—	0,04	1,09	—	—	0,10	37,8	62,2	—		
13	42	32,01	28,92	35,58	—	0,39	1,38	—	1,53	0,49	1,25	—	—	0,05	0,19	—	—	—	33,9	66,1	—		
14	177	33,83	29,15	32,19	—	0,48	—	0,47	0,58	0,44	2,27	0,55	—	—	—	—	—	—	35,5	64,5	—		
15	XVII	34,29	29,75	23,97	—	0,91	—	0,19	8,53	—	—	1,89	—	—	—	—	0,47	—	39,0	61,0	—		
16	VIII	28,53	22,28	41,20	—	1,02	0,07	—	4,31	0,59	—	—	0,77	0,06	—	0,66	—	—	31,0	69,0	—		
17	XVI	37,84	23,22	27,08	5,26	—	—	—	—	—	4,09	0,73	0,75	—	0,61	—	0,42	—	40,5	54,0	5,5		
18	V	32,09	26,53	28,19	—	0,34	2,83	—	4,54	0,25	0,68	—	0,82	0,26	2,49	—	—	0,38	37,0	63,0	—		
19	41	25,55	30,74	38,06	—	1,99	—	0,17	0,65	1,96	—	—	0,72	—	—	—	—	—	27,1	72,9	—		
20	X	26,55	23,52	41,04	1,10	0,99	0,93	—	0,40	3,35	—	—	0,74	0,80	—	—	—	—	28,8	70,0	1,2		
21	IX	23,11	28,84	37,40	0,92	1,75	0,92	—	0,34	2,94	—	1,13	1,43	0,86	—	—	0,41	25,6	73,4	1,0			
22	XII	18,80	23,52	43,06	—	1,00	1,59	—	6,12	0,47	0,80	—	0,54	1,38	2,51	—	—	—	22,0	78,0	—		
23	36	21,78	27,55	40,22	1,33	2,42	0,64	—	1,26	4,08	—	—	0,23	0,07	—	—	0,36	24,0	74,6	1,4			
24	43	11,97	32,24	43,78	0,39	0,71	3,06	—	1,16	2,79	—	—	0,57	2,84	—	—	0,20	13,5	86,1	0,4			
25	XIV	13,45	34,49	26,89	—	0,96	7,09	1,41	10,58	0,62	2,33	—	0,62	—	—	—	0,86	18	82,0	—			
26	XV	5,42	34,88	44,35	—	1,93	2,78	0,25	2,77	0,91	6,19	—	—	—	—	—	—	0,61	6,4	93,6	—		



TABELUL 3

Elementele minore (p.p.m.) în roci alcătuite din masivele Iacobdeal și Platira Roșie

Nr. ert.	Proba	Pb	Cu	Zn	Sn	Ga	Mo	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Nb	I.a	Be	B	Bi	Ba	Sr	Rb	
1	13	9	32	<30	8,5	16,5	<2	5	<2	<10	<2	6,5	100	10	150	36	80	<1	<30	<3	175	19,7	79,7	
2	36	19	12	55	4,5	34	<2	4,5	<2	<10	<2	24	<10*	18	95	8,7	600	19	50	3,9	<30	<3	1500	44,125
3	41	15	10	72	4,5	32	<2	5	<2	<10	<2	11	78	8,3	550	15	60	3,5	<30	<3	160	10	135	
4	42	31	10	95	6	30	<2	5	<2	<10	<2	9	84	10	600	25	110	3,6	<30	<3	90	<10	136	
5	43	14	13	100	3	33	4	4	<2	<10	<2	26	60	5,6	260	<10	34	2,2	<30	<3	1300	28	88,1	
6	45	5	10	30	3	27	<2	3,5	<2	<10	<2	5,5	37	4,1	450	11	<30	1,6	<30	<3	50	<10	156	
7	55	25	13	140	8	33	<2	5	<2	<10	<2	8,5	150	16	1250	44	85	8,5	<30	<3	28	10,5	204	
8	76	5,5	35	<30	4	20	<2	2,5	<2	<10	<2	3,5	60	6,7	400	15	32	2,7	<30	<3	700	50	85,8	
9	109	6	15	46	9,5	25	<2	6,5	<2	<10	<2	9	74	10	1050	23	47	6,5	<30	<3	54	12	181	
10	120	25	10	<30	7	25	<2	4	<2	<10	<2	7	95	11	500	32	57	5,3	<30	<3	275	27	148	
11	121	7	8	46	5	32	<2	5,5	<2	<10	<2	6,5	63	7,1	450	22	57	4,8	<30	<3	52	<10	170	
12	157	14	10	72	7	25	<2	4	<2	<10	<2	7	100	11	1180	32	57	7,0	<30	<3	40	<10	206	
13	177	19	10	90	5	28	<2	4,5	<2	<10	<2	6	87	10	720	22	110	5,3	<30	<3	38	10	124	
14	218	21	8	41	5,5	21	<2	5	<2	<10	<2	7	95	10	680	26	70	4,8	<30	<3	85	17	161	
15	219	17	7,5	<30	8	23	<2	3,5	<2	<10	<2	6	80	11	500	37	<30	6,8	<30	<3	200	20	176	
16	329	6	<3	165	5,5	22	<2	3,5	<2	<10	<2	5	66	7,6	430	23	76	5,3	<30	<3	23	<10	-	

Analisti: A. Șerbănescu (analize spectrale Pb → Sr).

G. Grabari (metoda EDAX — Rb).



care pe diagramea $Q-A-P$ (Streckeisen, 1973), se proiectează în cîmpul granitelor alcaline sau al sienitelor cuarțifere alcaline (fig. 4), în acord cu tipurile petrografice menționate.

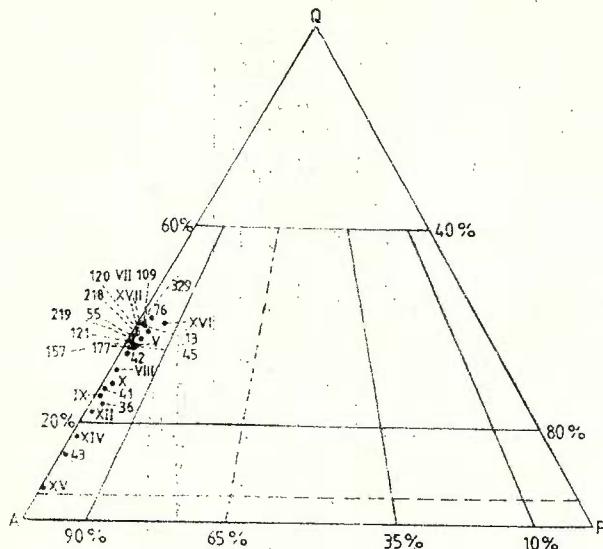


Fig. 4 — Diagrama $Q-A-P$.
 QAP diagram.

Conținuturile în elemente minore (p.p.m.) determinate spectral sau prin metoda EDAX sunt cuprinse în tabelul 3^a. Se observă valori ridicate la Zr, Y, Yb, La, Be, în timp ce Ni, Co, Cr, V, Sr se caracterizează prin conținuturi mici, iar Ba variază în limite largi.

4. Geneza rocilor alcalini

Asupra genezei rocilor alcalini din zona Turcoaia rezultă, din lucrările publicate, că s-au formulat pînă în prezent două ipoteze principale :

a) Rocile alcaline s-au format prin diferențierea unei magme primordiale, de adîncime (Cantuniari, 1912). Această ipoteză a fost dezvoltată de Atanasiu (1940), care consideră că toate rocile eruptive din zona Măcin s-au format prin segregarea unui „lacolit” rezultînd o zonalitate în care magmatitele alcaline de la Turcoaia ocupă o poziție periferică. În prezent, această concepție nu mai poate fi acceptată, fiindcă obținerea unor asemenea mase de magme alcaline, prin procese de diferențiere, nu este posibilă (Rădulescu, Dimitrescu, 1982).

b) Intruziunile alcaline s-au format într-un regim tectonic distensional și originea lor ar trebui să fie diferită de cea a granitoidelor calco-alcaline, situate mai la est (culmea Pricopan-Greci), pentru care se admite posibilitatea unui model de subducție care a funcționat din Devonian pînă în Carboniferul mediu sau superior (Săndulescu, 1984, p. 115). Ipo-teza asupra intruziunilor alcaline pare insuficient argumentată pentru că asociațiile petrografice, specifice zonelor de distensiune (= rifturi intra-continentale) sunt reprezentate, în general, prin vulcanite, preponderent

bazice, alcaline sau puternic alcaline, la care se pot asocia, subordonat, roci mai acide (Rădulescu, 1979) sau carbonatite. În plus, cadrul geotectonic (orogeneza hercinică) este incompatibil cu apariția unei zone fierbinți (hot spot) sau rift intracontinentale (Mitchell, Garson, 1981), fapt sugerat și de lipsa unei structuri în graben, aproximativ contemporane cu punerea în loc a magmatitelor alcaline.

Aplieind principiile tectonicii globale și ținând seama de cadrul geotectonic, de caracterele petrografice și petrochimice, noi considerăm că rocile alcaline ar putea proveni din magme bogate în alcalii, formate ca atare, prin topirea parțială a litosferei, într-o zonă de subducție asociată orogenezei hercincice. Ipoteza se întemeiază pe două premise esențiale : 1. catenele orogene au rezultat, după conceptul tectonicii globale, prin mișcarea convergentă a plăcilor, în care este implicată crusta oceanică și procese de subducție sau coliziune (Dewey, Bird, 1970 ; Dewey, Burke, 1973) ; 2. magmatismul zonelor de subducție este caracterizat prin trei serii succesive : a) tholeiitic de arc ; b) calcoalcalin și c) shoshonitic și/sau alcalin, dispuse zonar, aproximativ în aceeași ordine, față de înclinarea planului Benioff (Jakes, White, 1972 ; Miyashiro, 1974 ; Condie, 1976). Creșterea alcalinității magmelor, spre continent, este explicată de autorii acestui model, prin mărirea adâncimilor și presiunilor la care are loc procesul de fuziune parțială și un aport de alcalii, din profunzime, rezultate prin „degazeificarea” mantalei în lungul planului de subducție (Miyashiro, 1974). De asemenea gradul de suprasaturare în silice poate determina apariția magmelor acide cu caracter alcalin (Miyashiro, 1974).

În consecință admitem prezența unei zone de subducție în orogenul nord-dobrogean, care a funcționat aproximativ între Carboniferul inferior și Permianul superior, cu o durată de cca 120 m.a. Magmatismul generat este reprezentat prin trei serii succesive : a) bazic cu caracter efuziv, care ar putea proveni dintr-un magmatism tholeiitic de arc, dind naștere unor nivele de tufuri din formațiunea de Carapelit (Giușcă, 1974, p. 402), care în parte (faciesul de Măcin), are caracter de fliș (Săndulescu, 1984) ; b) calcoalcalin din care au evoluat granitoidele postcarapelitice din masivele Greci, Pricopan ; c) alcalin, care a generat masivele Iacobdeal, Piatra Roșie, Secar de asemenea postcarapelitice.

Apariția magmatismului alcalin, în stadiul de coliziune se poate explica prin acțiunea complexă a principalilor factori de control : 1. compozitia litosferei subduse (crustă oceanică ± pătura sedimentară) ; 2. fuziunea parțială a litosferei, controlată de factori geotectonici (viteza redusă a convergenței) și fizico-chimici (temperatură, presiune, prezența apei) și caracterizată prin topirea succesivă sau incongruentă a unor minerale principale (cuarț, feldspat potasic, plagioclazi etc.). Topirea timpurie a cuarțului poate explica suprasaturația în silice, iar topirea incongruentă sau selectivă a feldspațiilor – apariția magmei cu conținuturi mai ridicate în alcalii. Scăderea treptată a temperaturii, foarte probabil datorită micșorării vitezei de subducție, face ca fuziunea parțială din stadiul final să fie caracterizată printr-o intensitate mai mică în comparație cu etapele an-

terioare cînd s-au format magmele calcoalcaline sau cele cu caracter bazic; 3. eventual, un aport de alcalii, din profunzime, provenite din astenosferă printr-un proces de „degazeificare” în lungul planului Benioff. Acești factori sunt compatibili atât cu modelul de evoluție a magmatismului în zone de subducție (Miyashiro, 1974), cît și cu date experimentale (Piwinski, Wyllie, 1968).

Adîncimea de formare a magmelor alcaline și calcoalcaline apreciată pe baza raportului $K_2O/(SiO_2 = 60)$ (Dickinson, 1968) s-a situat la aproximativ 165, respectiv 115 km (fig. 5). Aceste date corroborate cu dispu-

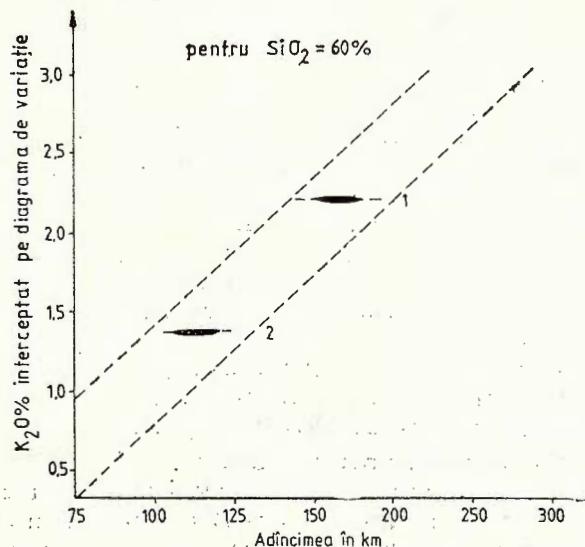


Fig. 5 — Diagrama $K_2O/SiO_2 = 60$.
1, magmatite alcaline; 2, magmatite calcoalcaline.
Diagram for the ratio $K_2O/SiO_2 = 60$.
1, alkali magmatites; 2, calc-alkali magmatites.

nerea spațială a aliniamentelor de magmatite hercinice sugerează că planul Benioff a fost înclinat spre SV. Crusta consumată, de tip oceanic, s-a format probabil, în Devonianul mediu-superior, într-o zonă de distensie situată spre NE, între placa Europei orientale (NE) și microplaca Moesică (SV) și care a evoluat spre un rift oceanic, cu dimensiuni relativ reduse.

Aproximativ pe măsură ce s-au format, magmele au migrat ascendent, în anumite etape sau faze, sub influența compresiunilor geotectonice din zona de convergență a plăcilor și a prezenței căilor de acces. Acest fapt este sugerat atât de relațiile de vîrstă relativă dintre diferitele tipuri de roci, cît și de datele geocronologice, care au arătat că cele mai vechi vîrste K/Ar sunt de 320 m.a. pentru magmatismul calcoalcalin și de 264 m.a. pentru cel alcalin (Minzatu et al., 1975). Procese tectonice ulterioare punerii în loc a intruziunilor au condus la apariția locală, în masa corpuriilor eruptive, a unor zone de deformare reprezentate prin quart cu extincții ondulatorii accentuate, texturi orientate, cataclazite, milonite, clivaje de forfecare etc.

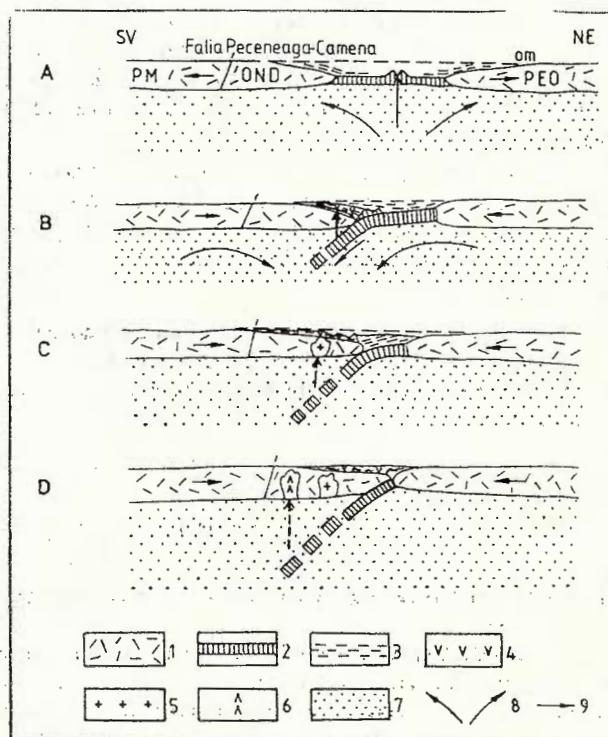
Obiectia principală care se poate aduce împotriva unei zone de subducție este, după cum a subliniat și Săndulescu (1984), absența unei suturi ofiolitice hercinice. Considerăm însă că această situație s-ar putea totuși explica prin anumite particularități ale zonei de consum.

În acest mod se constată că succesiunea, dispunerea zonară și chimismul magmatismului hercnic din Dobrogea de Nord se încadrează în mod satisfăcător, în modelul evolutiv menționat, corespunzînd, cel puțin în parte, unui magmatism de tip andin (Mitchell, Garson, 1976, fide Mitchell, Garson, 1981), sau unor asociații tardе — sau postcinematice, ultimele fiind caracterizate în general prin prezența granitelor alcaline (Rădulescu, 1979).

Sintetizînd datele de mai sus prezentăm în figura 6 un model ipotetic privind evoluția magmatismului hercnic din orogenul nord-dobrogean.

Fig. 6 — Model ipotetic privind geneza magmatismului hercnic din orogenul nord-dobrogean.

1, crustă continentală; 2, crustă oceanică; 3, sedimente; 4, magmatite bazice (tufuri); 5, magmatite calcoalcaline; 6, magmatite alcaline; 7, astenosferă; 8, curenti de convecție; 9, sensul de deplasare a plăcilor; A — Devonian mediu-superior: expansiune + crusta oceanică; B — Carbonifer inferior: subducție + magmatism bazic; C — Carbonifer mediu: subducție + magmatism calcoalcalin; D — Carbonifer superior-Pernian: coliziune + magmatism alcalin suprasaturat în silice, PEO = placa Europei orientale; PM = microplaca Moesică; OND = Orogenul nord-dobrogean.



Hypothetical model on the origin of the Hercynian magmatism in the North Dobrogean - Orogen.
 1, continental crust; 2, oceanic crust; 3, sediments; 4, basic magmatites (tuffs); 5, calc-alkali magmatites; 6, alkali magmatites; 7, astenosphere; 8, convection currents; 9, direction of plate movement; A — Middle-Upper Devonian: spreading + oceanic crust; B, Lower Carboniferous: subduction + basic magmatism; C — Middle Carboniferous: subduction + calc-alkali magmatism; D — Upper Carboniferous-Permian: collision + alkali magmatism suprasaturated in silica; PEO = East European Plate; PM = Moesian Microplate; OND = North Dobrogean-Orogen.

5. Coneluzii

Din considerațiile expuse rezultă că asociația granitelor alcaline cu riebeckit și/sau egirin, din masivele Iacobdeal și Piatra Roșie, a derivat din magme care ar fi putut să fie generate într-o zonă de subducție situată la contactul convergent dintre placa Europei orientale și microplaca Moesică. Subducția, asociată ciclului hercnic, ar fi fost activă aproximativ între Carboniferul inferior și Permianul inferior, având o durată de cca 120 m.a.

Magmatismul format în aceste condiții geotectonice se caracterizează printr-o zonalitate specifică zonelor de subducție, din care se poate deduce că planul Benioff a fost inclinat spre microplaca Moesică.

Apariția magmelor alcaline — acide, în stadiul final al convergenței, s-ar putea explica, în această ipoteză, prin acțiunea complexă a principaliilor factori de control, menționați mai sus.

Aproximativ pe măsură ce magmele s-au format, acestea au migrat ascendent, în diferite etape sau faze, sub influența compresiunilor geotectonice din zona de convergență a plăcilor litosferice. Procese tectonice ulterioare punerii în loc a corpurilor eruptive au dus la deformări locale în masa acestora.

În ansamblu, magmele care au generat asociația granitelor alcaline din zona Turcoaia ar reprezenta stadiul final de evoluție a magmatismului hercnic din orogenul nord-dobrogean, care pare să corespundă, cel puțin parțial, unui magmatism de tip andin.

³ Efectuat la calculatorul electronic după programele CAPE, FVUL și CATA de către dr. P. Andăr, pentru care îi aducem mulțumirile noastre.

⁴ Analizele au fost efectuate de A. Șerbănescu și G. Grabari, pentru care le aducem mulțumirile noastre.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, Iași.
- Barbu Al. (1959) Analiza structurală-petrologică a masivului eruptiv de la Iacobdeal-Turcoaia (Dobrogea de nord). Autoreferat, Univ. „Al. I. Cuza” Iași.
- Cantuniari Șt. (1912) Masivul eruptiv Muntele Carol-Piatra Roșie. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, p. 1–160, București.
- Condie K. C. (1976) Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press, New York.
- Dewey J. F., Bird J. M. (1970) Mountain belts and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Research.*, 75, p. 2625–2647.
- Burke K. C. A. (1973) Tibetan, variscan and precambrian basement reactivation products of continental collision. *Jour. of Geol.*, 81, p. 683–692, Chicago.
- Dickinson R. W. (1968) Circum-Pacific Andesite Types. *Jour. of Geophys. Res.*, 73, 6, p. 2261–2269.
- Giușcă D. (1974) Petrologia rocilor endogene. Ed. tehnica, 475 p. București.



- Ianovici V., Giuşcă D., Mutihác V., Mirăuță O., Chiriac N. (1961) Ghidul excursiilor D. Dobrogea. Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, Bucureşti.
- Ionescu J., Bălan M. (1969) Étude minéralogique des amphiboles alcalines contenues dans les roches du massif éruptif de Iacobdeal-Dobrogea. *Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., sér. Géol.*, 13, 2, p. 123–135, Bucureşti.
- Jakes P., White A. J. R. (1972) Major and Trace Element Abundances in Volcanic Rocks of Orogenic Arcs. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 83, 1, 29–40.
- Mihăilescu N., Iordan M., Seghedi A., Întorsureanu I., Ungureanu C., Szobotka S., Terteleac N., Terteleac A., Boz S., Opreanu G., Ţerban N. (1985) Raport, arhiva I.G.G., Bucureşti.
- Mirăuță O., Mirăuță E. (1962) Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna-Hamicearca). *D. S. Com. Geol.*, XLVI, p. 129–138, Bucureşti.
- Mitchell A. H. G., Garson M. S. (1981) Mineral Deposits and Global Tectonic Settings. Academic Press, London.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, 274, 4, p. 321–355.
- (1978) Nature of alkalic volcanic rock series. *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, 1, p. 91–104.
- Mînzatu S., Lemne M., Vijdea E., Tănăsescu A., Ionciuc M., Tiepae I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/5, p. 85–111, Bucureşti.
- Mrazeck L. (1899) Note préliminaire sur un granit à riebeckite et aegyrine des environs de Turcoaia (Dobrogea). *Bul. Soc. Ing. Min. Rom.*, III, 2–3, p. 1–11, Bucureşti.
- Mureșan M. (1975) Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmatogene paleozoice sinorogene (s. l.) și subsecvente din Dobrogea de nord. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/5, p. 113–133, Bucureşti.
- Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra Paleozoicului și tectonicii. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 2, 307–439, Bucureşti.
- Piwiński A. J., Wyllie P. J. (1968) Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Walla Walla Batholith, Oregon. *J. Geol.*, 76, p. 205–234.
- Rădulescu D. (1979) Petrologia rocilor magmatische. Universitatea din Bucureşti.
- Dimitrescu R. (1982) Petrologia endogenă a teritoriului R. S. România. 120 p., Tipogr. Univ. Bucureşti.
- Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Ed. tehnică, 336 p., Bucureşti.
- Seghedi A. (1980) Considerații privind succesiunea de formare a masivelor granitoide din unitatea de Măcin a Dobrogei de nord. *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LXI/1, p. 65–78, Bucureşti.
- Streckeisen A. (1973) Classification and nomenclature of igneous rocks. IUGG. Subcommission on the systematics of Igneous Rocks, p. 1–18, Bucharest.

ON THE ORIGIN OF THE ALKALI GRANITES IN THE IACOBDEAL AND PIATRA ROŞIE MASSIFS (NORTH DOGROGEA)

(Summary)

The eruptive rocks in the Iacobdeal and Piatra Roșie massifs belong to the North-Dobrogean intracratonic orogen. They were generated within the Hercynian cycle. These rocks form plutonic bodies represented by various types of granites with riebeckite and/or egyptine, quartziferous alkali syenites or subvolcanic bodies consisting of porphyric microgranites and alkali rhyolites disposed on two NW–SE alignments, approximately parallel to the main folding trends.



The alkali magmas from which they derived might have been formed in a subduction zone at the convergent contact between the East-European Plate (NE) and the Moesian Microplate (SW). The subduction was active between the Lower Carboniferous and the Upper Permian; it lasted ca 120 MA and its Benioff plane dips towards SW. The resulting magmatism is characterized by three successive series: basic (tholeiitic?), calc-alkali and alkali, arranged in the same order as against the dipping of the subduction plane. The genesis of the alkali magmas suprasaturated in silicas is explained by the complex action of the main control factors: 1, composition of the subducted lithosphere (oceanic crust \pm sediments); 2, successive and/or incongruent fusion of some main minerals (quartz, alkali feldspars, plagioclase) from the compressed lithosphere; 3, alkali supply from the depth, resulting from the "degaseification" of the asthenosphere. The depth of formation of the alkali magmas, estimated according to the ratio $K_2O/SiO_2 = 60$, was situated at about 165 km. Almost simultaneously with their formation the magmas migrated upwards, in different stages, under the influence of the geotectonic compressions in the convergence zone and in the presence of the access ways. This fact is suggested both by the relative age relationships between the eruptive rocks and by the geochronological evidence previously obtained using the K/Ar method. Tectonic processes subsequent to the emplacement of the intrusions determined the appearance of zones with local deformations within the eruptive bodies, materialized by the presence of quartz with undulatory extinctions, oriented structures, cataclasites, mylonites.

On the basis of all the above-mentioned data a hypothetic model is proposed referring to the evolution of the Hercynian magmatism in the North Dobrogean Orogen which points out that the alkali granites and the associated rocks of the Iacobdeal and Piatra Roșie massifs were formed in the stage of collision between the East-European Plate and the Moesian Microplate.



1. MINERALOGIE— PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

DATE PETROLOGICE ASUPRA CORPURILOR INTRUSIVE DIN PARTEA SUD-ESTICĂ A LANȚULUI VULCANIC NEOGEN OAŞ-TİBLES (ÎNTRÉ VALEA FIRIZA ȘI BOTIZA)¹

DE

MARINEL KOVACS², OSCAR EDELSTEIN², DUMITRU ISTVAN², NICOLAE POP³, ALEXE BERNAD³, DRAGOŞ STAN²

Petrology. Intrusive rocks. Andesites, microdiorites. Quartz diorites. Chemical analyses. Magmatic differentiation. Tonalites. East Carpathians — Neogene eruptive — Quaternary — Gatin.

Abstract

Petrological Data Regarding the Intrusive Bodies in the South-Eastern Part of the Oaş-Tibileş Volcanic Chain (Between the Firiza Valley and Botiza). Within the area we refer to in the present paper, intrusive bodies have the widest development in the whole Oaş-Tibileş volcanic chain, and over 300 bodies which are known were taken out by erosion and many others were intercepted in the mining and drilling working. They mainly appear as apophyses, while dykes, sills and microlaccolithe are more rare. They generally have smaller dimensions, rarely exceed one kilometre and intrude Paleogene and Neogene sedimentary formations and less frequently, Neogene volcanic rocks. In the contact area, in many cases, there occur thermometamorphism aureoles with specific products (hornfelses) which belong to the albite-epidote and amphibole facies. Some bodies are accompanied by contact breccias. Petrographic types that make up intrusive bodies are (in order of their frequency):

- andesites, microdiorites and diorites, representing over 70% of the bodies;
- quartz-andesites, quartz-microdiorites and diorites;
- (micro) tonalites, (micro) granodiorites and macroporphry dacites, quartz monzodiorites and monzogabbros, substantially subordinated to the others, sometimes as isolated occurrences. They are either pyroxenic — dominated or with pyroxenes ± hornblende ± biotite.

¹ Depusă la 26 noiembrie 1986, acceptată pentru comunicare și publicare la 20 mai 1986, comunicată la Simpozionul din 23 noiembrie 1985.

² Întreprinderea de Prospecții și Explorări Geologice „Maramureș”. Str. Victoriei nr. 146, Baia Mare, 4800.

³ Institutul de Cercetări și Proiectări pentru Minereuri Neferoase. Str. Victor Babeș nr. 62, Baia Mare, 4800.

With some exceptions, structurally and texturally, the rocks are holocrystalline, predominantly porphyritic and fine grained. Many of them have transitionally aspects of the andesite-prophyry microdiorite and microdiorite-diorite-porphyry types. There are both the microstructures typical of intrusive facies and microstructures specific to effusive rocks.

The petrochemical study achieved on the basis of 60 chemical analyses of silicates, representing the main petrographic types proves in many ways the resemblance to lavas in the area.

A series of indexes (Peacock, Rittmann) and diagrams (K_2O/SiO_2 , $FeO^*/MgO - SiO_2$, $MgO/FeO + Fe_2O_3$) prove the calc-alkaline character of generating magmas and their belonging to the calc-alkaline series.

Résumé

Données pétrologiques sur les corps intrusifs de la partie sud-orientale de la chaîne volcanique Oaş-Tibileş (entre la vallée de la Firiza et Botiza). Dans la zone qui fait l'objet de cette étude, les corps intrusifs sont les plus développés de toute la chaîne volcanique Oaş-Tibileş : on connaît plus de 300 corps découverts par érosion et de nombreux corps interceptés par les travaux miniers et de forage. Ils apparaissent surtout comme des apophyses, les dykes, les sills et les microlaccolites étant plus rares. Généralement ils ont des dimensions petites, en dépassant rarement un kilomètre et percant des formations sédimentaires paléogènes et néogènes et plus rarement des volcanites néogènes. Dans la zone de contact se développent souvent des auréoles de thermoniétamorphisme à produits spécifiques (cornéennes) appartenant au faciès albite-épidotique et hornblendique. Certains corps sont accompagnés par des brèches de contact. Les types pétrographiques qui forment les corps intrusifs sont (en ordre de la fréquence) :

- andésites, microdiorites et diorites, en représentant plus de 70 % des corps ;
- andésites, microdiorites et diorites quartzifères ;
- (micro) tonalites, (micro) granodiorites et dacites macroporphyriques, monzodiorites et monzogabbros quartzifères, beaucoup subordonnés aux autres, parfois comme des apparitions isolées. Ils sont soit exclusivement pyroxéniques — prédominants, soit à pyroxènes ± hornblende ± biotite. De point de vue structo-textural, à quelques exceptions, les roches sont holocrystallines, surtout porphyriques et à granulation petite. Beaucoup d'eux ont des aspects transitionaux de type andésite-microdiorite porphyre et microdiorite-diorite porphyre. Sauf les microstructures caractéristiques aux faciès intrusifs, il y a aussi des microstructures spécifiques aux roches effusives. L'étude pétrochimique réalisée à base de 60 analyses chimiques de silicates, représentant les types pétrographiques principaux, atteste la ressemblance en plusieurs égards avec les laves de la zone. Une série d'indices (Peacock, Rittmann) et de diagrammes (K_2O/SiO_2 , $FeO^*/MgO - SiO_2$, $MgO/FeO + Fe_2O_3$) attestent le caractère calcoalcalin des magmas génératrices et leur appartenance aux séries calcoalcalines.

Introducere

Zona la care se referă lucrarea include partea sud-estică a muntilor Igniș (între valea Firiza și Valea Cavnicului) și muntii Vărătec (între Valea Cavnicului și Botiza) — figura 1. Este zona în care corporile intrusive au cea mai largă dezvoltare (la nivelul actual de cunoaștere) din întregul lanț vulcanic neogen Oaş-Tibileş — exceptând muntii Tibileş, exclusiv subvulcanici.



Magmatismul neogen s-a manifestat în această zonă în mod complex, dind naștere la produse aparținând atit faciesului vulcanic (explosiv și efuziv) cît și celui subvulcanic. Manifestările magmatische sunt de vîrstă pannonian-pliocenă, produsele vulcanice fiind reprezentate prin andezite

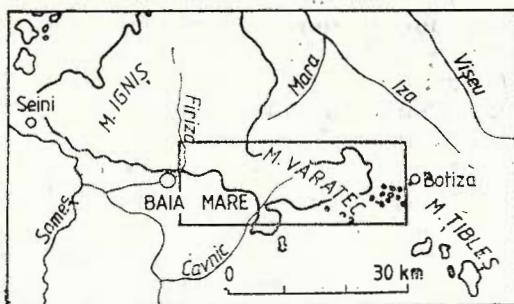


Fig. 1 — Localizarea zonei studiate în cadrul lanțului vulcanic neogen Oaş-Tibleş.
Location of the studied area within the Oaş-Tibleş Neogene volcanic chain.

cuarțifere, dacite și riodacite pannoniene, andezite piroxenice, cu piroxeni și amfiboli, cu piroxeni, amfiboli \pm biotit, cuarț-ponțiene, andezite piroxenice, cu piroxeni \pm amfiboli, cu piroxeni, amfiboli, biotit și cuarț, andezite cuarțifere și dacite cu biotit pliocene.

Manifestările cu caracter intrusiv derulate pe întreg acest interval au dat naștere la numeroase corpuri intrusive în relații cu formațiunile sedimentare paleogen-ponțiene și cu vulcanitele mai sus descrise.

Plecind de la rolul metalogenetic tot mai important al corpurilor intrusive în zona Baia Mare, lucrarea de față își propune să abordeze studiul acestora prin prisma datelor de ordin petrografic, mineralogic și petrochimic. Studiul are la bază cartările de foarte mare detaliu ale tututor corpurilor intrusive ce aflorează între valea Firiza și Botiza și a marii majorități a corpurilor prinse în forajele și lucrările miniere executate în zonă. Suportul datelor mineralogice-petrografice îl constituie studiul microscopic al peste 700 de secțiuni subțiri reprezentând corpurile mai sus amintite. Precizăm că zona Poiana Botizei n-a făcut decât în parte obiectul acestei lucrări.

1. Date generale privind corpurile intrusive din zona studiată

Pe ansamblul zonei sunt cunoscute peste 300 de corpuri intrusive scoase la zi prin eroziune și numeroase altele interceptate în lucrările miniere și de foraj. Deși răspindite în întreaga regiune, la nivelul actual de cunoaștere se poate vorbi de o grupare a corpurilor în cîteva zone de maximă dezvoltare (ca număr și volum) și anume :

— zona Herja—Chiuzbaia—Baia Sprie, unde se cunosc la suprafață cca 25 de corpuri în structura Herja—Poca (majoritatea grupate pe

o suprafață de 0.7×0.7 km, în aria grupului sudic de filoane), cca 23 corpuri în bazinul Valea Măgurii—Chiuzbaia, grupate pe o suprafață de 1.3×1.6 km și cca 10 corpuri în zona Valea Tulbure—Valea Limpedea (Baia Sprie). Cele mai mari sunt corpul din vîrful Poca (600/400 m) și cel dintre Valea Mare și Valea Strîmtorii (1000/750 m). În mina Herja, pe lîngă corpul central de formă izometrică, cu diametrul de 250—350 m, sunt numeroase apofize și dyke-uri, ultimele avînd grosimi de 20—50 m și lungimi de 500—800 m;

— zona Cavnic—Roata cu două „subzone” distincte : 1. Cavnic Sud (bazinele văilor Tisa, Albă și Higea) unde se cunosc peste 20 de corpuri de forme și dimensiuni variate; 2. Roata, unde ca o particularitate, la suprafață sunt doar cîteva, fiind însă numeroase în subteran și în forajele structurale executate în ultimii doi ani;

— zona Bloaja—Rotunda Strîmbu unde se cunosc la suprafață peste 80 de corpuri intrusive, de mărimi diferite — de la cîțiva metri la peste 1 km și foarte variate petrografic — mineralogic și structural;

— zona Băiuț—Valea Tocilei cu aproape 40 de corpuri cunoscute la suprafață și multe altele în subteran (Breiner, Petru și Pavel);

— zona Jereapă N—Glod—Botiza cu cca 90 de corpuri cartografiate în întreaga zonă, cele mai numeroase fiind în zonele Izvorul Negru—Margareta, Izvorul Periș—Migle (Glod) și bazinul Valea Sasului (Botiza). În general cu dimensiuni mici, cel mai mare avînd 500 m;

— zona Poiana Botizei unde se cunosc peste 50 de corpuri intrusive la suprafață, de mici dimensiuni și cîteva în lucrările miniere de la Cisma și Coasta Ursului.

Formațiunile intruse pe ansamblul zonelor sunt reprezentate prin roci sedimentare de vîrstă paleogenă și neogenă și vulcanite neogene (situații mai puțin frecvente).

Formele de zăcămînt sub care se prezintă corpurile sunt :

— apofize cu aspect neregulat, cu dimensiuni în general mici; în numeroase foraje din zona Herja—Chiuzbaia, Roata, Rotunda (Kelemen) rocile magmatice în facies intrusiv interceptate îmbracă acest aspect. Într-unul din aceste foraje (518—Valea Măgurii—Chiuzbaia) au fost interceptate nu mai puțin de 16 apofize, cu grosimi cuprinse între 0,1 și 9 m, pe un interval de 248 m (între m 152—400);

— dyke-uri, mult mai puține, cele mai mari fiind cele din mina Herja, de la Serpentinele Gutinului și cel din Valea Tocilei (peste 1 km lungime);

— silluri, cunoscute doar în bazinul Văii Albe—Cavnic;

— microlacolite; cîteva corpuri de dimensiuni mai mari cum ar fi cel de la NV de vîrful Zdrîcea Mare și din Măgura Ciorii din zona Bloaja—Rotunda sau corpurile din vîrful Poca și cel din forajul 519 Poca Sud.

Pe ansamblu, dimensiunile corpurilor variază între cîțiva metri și 1,5 km.

În ceea ce privește vîrstă rocilor magmatice ce intră în alcătuirea corpurilor intrusive din zona studiată, din relațiile acestora cu formațiunile intruse mai sus descrise s-a putut stabili vîrstă pannonian-pliocenă. Corpurile de andezite cuartifere de la Cavnic sunt de vîrstă pannoniană prin paraleлизarea cu lavelle al căror corespondent intrusiv îl reprezintă;

marea majoritate însă sunt de vîrstă ponțian-postponțiană, pe baza relațiilor directe dintre corpuri și vulcanitele pannonian-ponțiene din cîteva zone (Higea, Roata, Rotunda, Jereapă). Unor corpuri le-a fost atribuită vîrstă pliocenă pe baza corespondențelor de ordin petrografic-petrochimic cu produse efuzive de această vîrstă. Este vorba de cîteva corpuri ce reprezintă faciesul intrusiv al andezitelor de Mogoșa din zona Cavnic Sud (Piatra Tisei, Dealul Berarului) și Șuior.

2. Caracterizare petrografică și mineralogieă

Pe baza compoziției mineralogice, tipurile petrografice ce intră în alcătuirea corpurilor intrusive din zona studiată sunt (în ordinea frecvenței): andezite, microdiorite și diorite, andezite, microdiorite și diorite cuartifere, roci tranzitionale de tip (micro) diorit cuartifer-(micro) tonalit și (micro) tonalite, (micro) granodiorite și dacite, micromonzodiorite și micromonzogabbouri cuartifere. Exceptând primele două tipuri principale, celelalte sunt mult subordonate și cunoscute mai ales în partea estică a zonei, respectiv Băiuț-Poiana Botizei.

2.1. Andezite, microdiorite și diorite

Rocile aparținînd acestui tip petrografic sunt cele mai răspîndite, reprezentînd peste 70% din corpurile din zona studiată. Se cunosc în absolut toate zonele de maximă dezvoltare a corpurilor. La rîndul lor, andezitele reprezintă mai mult de jumătate din total.

Din punct de vedere mineralologic, rocile acestui tip sunt fie exclusiv piroxenice, fie cu piroxeni ± amfiboli ± biotit ± cuarț. Predomină pe ansamblu rocile exclusiv piroxenice, a căror compoziție mineralologică este redată în tabelul 1.

TABELUL 1

Compoziția mineralogică modală a andezitelor, microdioritelor și dioritelor exclusiv piroxenice

Tipul de rocă	Componenți (%)			
	Fénocristale			Masă fundamentală (mezostază)
	Plagio-clazi	% An	Piroxeni	
Andezite	21–36	30–55	7–15	55–70
Microdiorite și microdiorite porfirice	25–76	35–60	8–24	0–60
Diorite și diorite porfirice	30–70	30–63	10–30	0–55

În toate cazurile sunt prezenți atît orto- cît și clinopiroxenii, în rapoarte variabile, cu predominarea pe ansamblu a ortopiroxenului. Clinopiroxenii sunt reprezentați prin termeni augitici, de regulă maclați iar ortopiroxenii prin termeni cu 30 – 70% FeSiO₃.



Deși răspândite în întreaga regiune studiată, sunt cîteva zone cu corpori reprezentate prin andezite, microdiorite și diorite exclusiv piroxenice: Izvorul Periș—Migle (Glod), Izvorul Alb (Băiuț), Piatra Tisei—Dealul Béararului (Cavnic Sud) și.a.

Prezența sau absența în rocă a amfibolului, biotitului și a cuarțului duce la o mare varietate compozitională cu separarea a numeroase subtipuri și varietăți, mai ales la nivelul andezitelor. Cele mai răspândite dintre acestea sunt rocile cu piroxeni și hornblendă și cu piroxeni, hornblendă și biotit. În cadrul primelor, hornblendă poate ajunge la maxim 7% din masa rocii, participind în proporții aproape egale cu piroxenul, sau chiar depășindu-l (vezi rocile din bazinul Văii Măgurii—Chiuzbaia). Ea poate fi însă și mult subordonată piroxenului (raport 1/9—10), cum este în cazul andezitelor din sillurile de pe Valea Albă—Cavnic.

Rocile cu biotit sunt mai rare, participarea lui în compoziția rocilor respective fiind redusă cantitativ (maxim 2%). De regulă apare în rocile în care este prezent și amfibolul — mai ales în zonele Rotunda, Jereapă N—Botiza, Poiana Botizei, dar se cunosc și andezite cu piroxeni și biotit (Botiza—Obîrșie Valea Sasului și Valea Vinului).

Unele roci au și cuarț magmatic în mod sporadic, ca fenocristale de regulă de mici dimensiuni — zona Hubert și Valea Cuților—Herja, Obîrșie Valea Sasului—Botiza, în zonele Rotunda și Poiana Botizei.

2.2. Andezite, microdiorite și diorite cuarțifere

Compoziția mineralologică a acestor roci este redată în tabelul 2.

TABELUL 2

Compoziția mineralologică modală a andezitelor, microdioritelor și dioritelor cuarțifere

Tipul de rocă	Componenți (%)						
	Plagio-clazi	Fenocristale					Masa fundamentală (mezostază)
		% An	Cuart	Piro-xeni	Amfi-boli	Biotit	
Andezite cuarțifere	24—33	25—50	1—5	5—15	0—6	0—2	52—70
Microdiorite și microdiorite porfirice cuarțifere	25—70	28—55	0—4	7—20	0—2	0—1,5	0—66
Diorite cuarțifere porfirice	35—55	25—56	0—3	6—17	0—6	0—1	30—58

Andezitele cuarțifere sunt mai puțin răspândite: aparțin acestui tip de roci faciesurile intrusive ale andezitelor cuarțifere pannoniene de la Herja (tip Valea Cuților) și Cavnic, cîteva corpori din zona Rotunda—Zdircea și o parte din rocile ce alcătuiesc dyke-urile compuse de la Serpentinele Gutinului. În toate aceste andezite, cuarțul este prezent ca fenocristale de dimensiuni variabile (0,4—4 mm), de regulă corodate magmatic, uneori chiar cu aspect scheletiform și mai rar rotunjite, cu coroane de reacție specifice.

Microdioritele cuarțifere sunt cele mai răspândite din acest tip de roci, fiind întîlnite practic în aproape toată regiunea studiată. Sunt totuși unele zone în care corporile alcătuite din microdiorite cuarțifere sunt în



număr mai mare — Herja, Roata, Rotunda, Băiuț. În general sunt porfirice, aspectele echigranulare fiind rare (zona Rotunda).

Dioritele cuartifere, aşa cum reiese și din tabelul 2, au totdeauna caracter porfiric și sunt mult subordonate din punct de vedere al ocurenței (zonele Roata, Rotunda, Băiuț—Breiner).

În microdiorite și diorite, cuartul este în rare cazuri ca fenocristale fiind în general prezent în mezostază unde apare sub două aspecte: (1) ca și cristale xenomorfe și mai rar bipiramidale sau pătratice, cu dimensiuni comparabile cu ale microcristalelor de plagioclazi și (2) interstitial, între cristalele de plagioclazi, fără a avea forme cristalografice bine individualizate. În unele microdiorite și diorite, mai ales din zona Băiuț—Poiana Botizei, apare în mici cantități, feldspatul alcalin, alături de cuartul xenomorf și plagioclazii de mezostază.

Din punct de vedere al varietăților mineralogice separate pe baza prezentei și a proporției de participare a mineralelor mafice, se remarcă următoarele aspecte: (1) pe ansamblu predomină net varietățile exclusiv piroxenice; (2) în cadrul andezitelor cuartifere nu se cunosc varietăți fără amfiboli; (3) microdioritele și dioritele cuartifere cu amfiboli sau cu amfiboli și biotit sunt mult subordonate celor exclusiv piroxenice.

2.3. (Micro)tonalite, (micro)granodiorite și alte tipuri de roci mai puțin frecvente

Aceste roci sunt mult subordonate celorlalte tipuri descrise, majoritatea întâlnindu-se în zona Băiuț—Poiana Botizei. Cele mai frecvente sunt rocile cu caracter tranzițional de tip (micro)diorit cuartifer—(micro)tonalit. În general sunt roci porfirice cu mezostază holoeristalin-evasi-echigranulară sau chiar echigranulară și în care cuartul participă în proporții însemnate alături de componenta feldspatică (plagioclaz, acid). În tabelul de mai jos este redată compoziția mineralologică a unei astfel de roci din zona Băiuț (Valea Caprei).

TABELUL 3.

Compoziția mineralologică modală a unei roci de trecere spre tonalite

Componenți	Fenocristale		Mezostază
	Plagioclazi	Piroxeni	
Proportia de participare (%)	36	12 52	Cuart 35 Plagioclazi 55 Piroxeni 7 Minerale opace 3

Cuartul este în general xenomorf, adesea rotunjit și în rare cazuri bipiramidal. Foarte rar apare și feldspatul alcalin alături de plagioclaz și cuart dar cu creșterea proporției în care el participă în masa rocii se face trecerea spre (micro)granodiorite. În zona Cavnic (mina Bolduț) este evidențiat un corp de granodiorit — Pop et al. (1984), în care apar fenocristale de ortoclaz.



Alte tipuri de roci ce intră în alcătuirea corpurilor intrusive din zona studiată apar cu totul izolat. Astfel în dyke-urile compuse de la Serpentinele Gutinului apar dacite macroporfirice cu hornblendă, biotit și piroxeni, iar în zona Cisma—Poiana Botizei, Pop et al. (1981) descriu apariții izolate de monzodiorite și monzogabbrouri cuartifere. În mezostaza acestor roci au fost evidențiate concreșteri grafice.

3. Aspecte structo-texturale

Aspectele structo-texturale ale rocilor în facies intrusiv din zona studiată, ca de altfel din întreaga arie a munților Ighiș—Văratec au fost abordate pe larg într-o lucrare recentă (Kovacs, 1985).

Prin prisma gradului de cristalinitate, aspectele structo-texturale de ansamblu ale tipurilor de roci descrise sunt :

- holocrystaline, inechigranulare (porfirice) și echigranulare, ultimele fiind însă mult subordonate (microdiorite și mai rar diorite în munții Văratec) ;

- hipocrystaline, reprezentate prin unele andezite și dacite care conțin în masa fundamentală sticla (în mici cantități). Aceste aspecte sunt extrem de rar întâlnite.

În general rocile au granulație mică (microgrăunțoase) și medie (mediugrăunțoase) cu predominarea netă a primelor. Prin prisma dimensiunilor absolute ale fenocristalelor și ale microcristalelor din masa fundamentală, se individualizează unele aspecte structurale cu caracter tranzițional : microdiorit — diorit porfiric, andezit — microdiorit porfiric și andezit — diorit porfiric. În cazul ultimelor două aspecte tranziționale, microstructurile sunt întotdeauna holocrystaline, neorientate, cu un caracter mai mult sau mai puțin echigranular. Aspectele structurale de tip andezit — microdiorit porfiric sunt foarte răspândite în întreaga zonă studiată.

În ceea ce privește microstructurile ce caracterizează rocile studiate, se regăsesc atât microstructuri specifice faciesurilor efuzive — în unele andezite și dacite cât și o serie de aspecte caracteristice faciesurilor intrusive. Acestea, funcție de gradul de idiomorfism, dimensiunile relative ale microcristalelor și de textură se grupează în următoarele tipuri :

1. holocrastalin — hipidiomorf spre panidiomorf-granulare, cu textură orientată sau masivă ; sunt mai puțin răspândite pe ansamblul zonei ;

2. holocrastalin-hipidiomorf-granulare, care la rîndul lor pot fi :
 - a) cu microcristale de mărimi diferite și textură orientată sau masivă ;
 - b) cu caracter cvasiechigranular — cele mai răspândite din acest tip ;
 - c) cu microcristale pătratice de cuarț cu dimensiuni mai mari decât granulația medie a mezostazei și d) cu cuarț intersticial. Ultimele două subtipuri sunt caracteristice microdioritelor și dioritelor cuartifere și rocilor de trecere spre tonalite și microgranodiorite ;

3. holocrastalin-allotriomorf-granulare, fie echigranulare („zaharoide”) fie cvasiechigranulare. Sunt caracteristice aspectelor structurale tranziționale de tip andezit — microdiorit și andezit — diorit porfiric, rocilor de trecere spre tonalite și tonalitelor ;



4. microstructuri de tip concresteri — prezente în dacitele de la Serpentinele Gutinului și în rocile monzodioritice din zona Cisma—Poiana Botizei.

Au fost evidențiate neomogenități structo-texturale în cadrul acelorași corupi, cu treceri de la roci cu grad de cristalinitate mai scăzut la aspecte cu un grad ridicat de cristalinitate, exprimat atât prin raportul fenocristale/mezostază cît și prin aspectul microstructural. Aceste neomogenități sunt observate uneori chiar la scara unei secțiuni subțiri. În contrast cu acest aspect, au fost evidențiate corupi ce prezintă o remarcabilă omogenitate structo-texturală, situații însă mai puțin frecvente.

4. Fenomene la contactul corupilor cu formațiunile ce le cantonează

Corupile intrusive vin în contact cu formațiuni sedimentare și eruptive generând în zonele de contact o serie de fenomene specifice. Un prim aspect legat de acestea este cel al tipurilor de contacte puse în evidență, respectiv: contacte nete — mai rar întâlnite, contacte îndințate — cele mai răspândite și contacte cu formare de brecii de contact. Contactele nete apar în cazul atât al sillurilor, dyke-urilor și microlacolitelor cît și al apofizelor. Contactele îndințate sunt specifice apofizelor, definind prin acestea contactele neregulate ale ramificațiilor corupilor cu formațiunile sedimentare străbătute. La o scară mai mică ele se reduc la zone centimetrice și chiar milimetrice de eruptiv pătruns în rocile sedimentare termometamorfozate, cu forme extrem de neregulate. În zona acestor contacte de regulă iau naștere roci mixte de tip melanj (eruptiv + sedimentar corneificat) și în același timp transformările termometamorfice sunt cele mai intense.

Contactele cu formare de brecii de contact sunt puse în evidență în multe zone din întreaga arie cuprinsă între valea Firiza și Botiza: Valea Măgurii-Chiuzbaia, Valea Eres-Limpedea (Baia Sprie), Roata, Kelemen-Rotunda, Cisma-Poiana Botizei.

Un al doilea aspect legat de zonele de contact ale corupilor intrusive și formațiunile intruse este cel al transformărilor metamorfice specifice acestor zone. Din cele trei tipuri de procese metamorfice evidențiate — termic de contact, metasomatic de contact și hidrotermal de contact ne vom referi în această lucrare doar la unele aspecte privind transformările termometamorfice. Amintim totuși că produse specifice pirometasomatismului (skarne) apar în cîteva zone — Rotunda și Valea Albă-Cavnic.

Transformările termometamorfice sunt de amprende și intensitate diferite funcție, în primul rînd, de natura formațiunilor cu care vin în contact corupile intrusive.

Relații directe ale acestora cu formațiunile eruptive extrusive (explosive și efuzive) sunt rare și ca atare și observațiile asupra transformărilor de la contact sunt mai reduse. În cele cîteva cazuri cunoscute în care corupile străbat lave și vulcanoclăstite nu s-au observat transformări termome-



tamorfice. Ușoare efecte termice s-au constatat doar la contactul unor corpuri cu rocile unor secvențe vulcanogen-sedimentare, de regulă roci predominant terigene.

Cele mai semnificative transformări termometamorfice se întâlnesc în zonele de contact cu formațiunile sedimentare. Natura litologică a acestora joacă rolul cel mai important în formarea de produse specifice, rocile mai fine — aleuritice și pelitice fiind cele pe seama cărora iau naștere cele mai diverse corneene. Pe ansamblul regiunii tipurile de corneene aparțin faciesurilor alb-it-epidotitic (marea majoritate), hornblendic și chiar domeniului de trecere hornblendic-piroxenic (unele corneene cu feldspat potasic).

Amintim o serie de corneene specifice zonei studiate și care prezintă și o serie de aspecte particulare: corneene nodulare (pătate) din zona cu clorit (aspekte macroscopice remarcabile în zona Rotunda și Cisma-Poiana Botizei); corneene cu epidot și biotit ce în cele mai multe cazuri prezintă aspecte rubanate imprimate de benzile biotitice și epidotice

TABE

Compoziția chimică a principalelor tipuri de roci

Nr. cert.	Nr. probei	Localizarea	Tip de rocă	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
				4	5	6
0	1	2	3			
1	16678	Cariera Cotreană	andezit piroxenic	52,10	19,00	6,52
2	U.4	Interfl. valea Vărătec—valea Tocilei	andezit piroxenic	52,63	18,90	3,26
3	17791	Piatra Tisei	and.—microdiorit profir. cu pirox.	53,15	19,40	5,10
4	CV. 425	F. 231 Roata	andezit piroxenic	53,15	19,87	2,26
5	90858	Sosea Rotunda	dior. porf. cu px.	53,50	22,00	1,95
6	7110 AE	Valea Albă (Cavnic)	and. cu px. și amfib.	53,60	19,76	1,24
7	F. 525/612	Herja SV	microd. porf. cu px.	53,95	22,10	2,70
8	7111 E	Interfl. V. Albă—Valea Tisei	andezit cu piroxeni și amfiboli	54,16	17,20	3,73
9	7112 E	Versant stg.	andezit cu piroxeni și amfiboli	54,31	15,80	3,26
10	2890 F	Valea Cavnicului	andezit piroxenic	54,50	14,00	6,35
11	F. 525/109	Valea Rupturii (Glod)	microdiorit porfiric	54,70	18,60	2,84
12	13343 L	Herja SV	cu cuarț și pirox.			
13	2291 AE	Vers. stg. Valca Higea	microd. porf. cu px.	54,78	16,12	1,74
		Afl. dr. Valca Borcut (Baia Sprie)	and.—microdiorit			
14	U. 27	Valea Secu (Botiza)	porfiric cu px.	54,85	16,40	4,42
15	8153 F	Obîrșia Valea Albă	andezit piroxenic	54,91	16,95	3,26
16	3190 E	Virful Poca-Chiuzbaia	andezit piroxenic	55,26	16,79	5,00
			microd. porf. cu px. și amfiboli	55,50	18,60	5,00
17	23418	Valea Deluțului (Rotunda)	and. cu piroxen			
			hornblendă	55,55	19,35	2,30
18	28250	Piatra Tulburui (Jerea-păn)	and. cu px, hio, bi, cuarț			
			microd. qz-fer, porf. cu piroxeni	55,65	16,58	3,39
19	5254 L	Valea Caprei (Băiuț)	55,73	17,66	3,40	
20	13351 L	Valea Bloaja	and. cu px. și amfib.	55,81	14,55	2,02
21	680 P	Vers. dr. valea Kelemen	andezit piroxenic	55,95	15,76	3,97



de culori diferite — întâlnite în toate zonele cu corpuri; corneene feldspatice cu andaluzit (Rotunda), corneene cu actinolit și tremolit larg dezvoltat (Glod-Botiza), corneene cu cordierit + biotit ± tremolit în care cordieritul este larg dezvoltat (Kelemen-Rotunda), corneene clinopiroxenice în care clinopiroxenii formează aglomerări sub formă de nodule și benzi (Rotunda, Băiuț, Glod).

5. Date de chimism

Caracterizarea petrochimică este realizată pe baza unui număr de 60 de analize chimice de silicați, dintre acestea 50 reprezintă analize noi și 10 sunt preluate din literatură. Pe tipuri petrografice analizele sunt astfel repartizate (tab. 4): 46 analize (77%) reprezintă andezite, microdiorite și diorite, din care 31 analize (cca 52%) sunt din roci exclusiv piroxenice și 15 analize (25%) din roci cu piroxeni și amfiboli ± biotit; 12 analize

LUL 4

din corpurile intrusive

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Alk	FeO/MgO	τ	Si
7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
3,00	0,23	5,30	7,70	2,09	0,90	0,37	0,37	1,03	0,70	0,07	2,99	1,79	0,98	29,76
3,84	0,14	3,20	8,09	2,60	1,30	0,82	0,15	u	0,60	0,86	3,90	2,21	1,58	22,53
4,30	0,15	2,65	8,12	2,15	0,66	0,90	0,31	u	2,15	0,75	2,81	3,64	0,62	17,83
5,83	0,16	3,90	8,64	2,27	0,62	1,00	0,13	1,14	0,54	0,11	2,89	2,07	0,85	26,20
4,90	0,25	4,35	10,00	2,25	0,50	0,45	0,10	0,50	0,15	1,95	2,75	1,57	0,72	31,18
5,29	0,14	3,10	7,11	2,62	1,52	0,70	0,12	1,77	2,06	0,81	4,14	2,10	1,62	22,51
5,29	0,13	3,65	5,57	2,49	1,68	0,80	0,05	u	1,15	0,60	4,17	2,18	1,59	23,08
4,86	0,18	4,00	7,11	2,29	1,64	0,65	0,14	1,02	2,09	0,69	3,93	2,14	1,38	24,21
5,29	0,15	4,10	7,39	2,47	1,52	0,70	0,13	1,51	1,95	1,16	3,99	2,08	1,41	24,63
5,30	0,22	4,20	7,57	2,36	1,67	1,23	0,18	0,24	1,70	0,84	4,03	2,77	1,41	21,13
4,57	0,13	3,65	5,57	2,22	1,66	0,93	0,03	u	1,45	1,15	3,88	2,03	1,28	24,43
6,29	0,14	5,40	7,32	2,28	1,40	1,02	0,09	0,98	0,49	0,82	3,68	1,48	1,15	31,56
5,47	0,14	3,90	7,70	2,63	0,97	1,15	0,17	0,60	1,43	0,45	3,60	2,45	1,09	22,75
4,84	0,12	4,55	8,55	2,10	1,40	0,72	0,07	u	1,10	1,36	3,50	1,78	1,03	28,17
3,71	0,12	4,30	6,97	2,46	1,40	0,90	0,13	1,20	0,07	1,25	3,86	2,02	1,22	25,48
3,60	0,15	3,40	7,35	2,41	1,26	0,95	0,12	0,24	1,01	0,25	3,67	2,54	1,08	21,70
4,80	0,10	3,20	6,80	2,05	1,63	0,76	0,16	u	2,65	0,35	3,68	2,22	1,08	22,89
4,36	0,17	3,90	7,47	2,08	1,88	0,45	0,07	0,99	2,31	0,40	3,96	1,99	1,24	24,98
4,76	0,17	3,60	6,86	2,24	1,52	0,70	0,10	1,02	1,27	—	3,76	2,24	1,11	23,35
6,22	0,15	6,00	8,30	2,48	1,75	0,80	0,06	1,06	0,06	0,22	4,23	1,37	1,39	32,48
4,34	0,18	3,30	9,52	1,82	1,48	0,70	0,09	0,48	0,62	0,23	3,30	2,52	0,84	22,13
4,39	0,15	3,80	7,70	2,60	1,45	1,00	0,12	u	0,90	0,30	4,05	2,29	1,21	22,95



0	1	2	3	4	5	6
22	9108 L	Vers. stg. Valea Tulbure	andezit piroxenic	56,00	17,20	4,98
23	91256	Virful Rotunda	and. qz. cu px.	56,00	20,00	1,05
24	3102 AE	Vers. dr. Valea Chiuzbaia	and. cu px. și ho	56,16	17,95	4,92
25	CV 586 F	F. 243/514,5 Roata	dior. cuarțif. porf.	56,45	15,50	2,40
26	5735 AE	Virful Blochiș	andezit piroxenic	56,50	15,84	3,49
27	V. 34	Virful Ceturi	microd. porf. cu qz	56,80	16,70	3,00
28	U. 45	Virful Runcanilor	microdiorit pirox.	57,02	16,99	2,74
29	427	Virful Pietrele de Moara	andezit piroxenic	57,08	14,23	3,76
30	V. 134	Băiuț Creastă Valea Vărătec –	andezit piroxenic	57,13	18,50	4,60
31	27820–3	Valea Tocilei	and. pirox.	57,20	16,36	3,19
32	23351	Valea Pietrei (Bloaja)	and.-microd. porf. cu pi-	57,25	19,00	1,65
33	25852	Măgura Ciorii (Rotunda)	roxeni	57,30	16,07	2,57
34	17127–9	Izvorul Negru (Jereapă)	and. pirox.	57,39	15,31	5,41
35	16010–7	Virful Tîrsa (Băiuț)	microd. cuarțifer porfiric	57,42	22,50	1,40
36	CV. 616F	Valea Măgura	cu px.	57,43	17,25	1,27
37	119 H	F. 243/628 Roata	and. microd. cu px. și am-	57,50	18,63	4,66
38	13344 L	Virful Poca-Chiuzbaia	fiboli	57,55	16,26	3,77
39	1619	Obîrșie Valea Cotrean-	andezit piroxenic	57,59	16,18	4,10
40	648	ță	andezit piroxenic	57,72	17,71	2,74
41	1373 L	Izv. Negru (Băiuț)	microd. porf. cu qz și px	57,78	17,59	4,39
42	13340 L	F. 204/7 V. lui Mihai	andezit piroxenic	57,87	16,54	4,05
43	5016 AE	Piciorul Herjei	andezit piroxenic	58,07	14,73	3,72
44	25878	Mg. Stânișoara (Jereapă)	andezit piroxenic cu bio-	58,17	15,79	2,61
45	1481	Virful Cețuri	tit	58,44	17,68	2,91
46	U. 37	Valea Secului (Ob. Po-	microd. porf. cu cuarț și	58,63	17,89	2,35
47	1069	iană Botizei)	px	59,13	16,46	3,04
48	13342 L	F. 203/594 Valea lui Mi-	andezit piroxenic	59,17	15,01	4,09
49	6716 F	hai	microd. porf. cu px	59,37	16,10	3,48
50	25367–3	Vers. stg. Valea Higea	andezit piroxenic	59,55	16,38	2,88
51	U. 23	Creasta Sud. Dl. Chiuzbaia	and. pirox. cu ho	59,69	17,68	3,58
52	2900 F	Haldă Roată	and. microd. porf. cu px	59,80	13,00	6,00
53	385	Mg. Paltinului (Băiuț)	and. pirox.	60,09	13,95	3,62
54	4166 AE	Valea Rupturii (Glod)	and. piroxenic	60,21	14,75	4,76
55	8149 F	Valea Tocilei	microd. cuarțifer porfiric	60,33	16,49	3,73
56	27455–2	Valea Ereșului	andezit cu px și amfib.	60,96	13,10	3,48
57	402	Valea Cavnicului (Cămine)	andezit cuarțifer	60,98	14,00	3,70
58	3517	Valea Măgurii (Chiuzbaia)	and. microd. cuarțif. porf.	61,20	16,00	2,11
59	F. 518/	Oriz. 300 Bolduț	granodiorit porf.	61,28	15,75	3,25
	/200	Oriz. 300 Bolduț	and. microd. porf. cu	61,95	15,00	2,54
60	30513	piroxeni și hornblendă	piroxeni și hornblendă			
		granodiorit porfirc	granodiorit porfirc			

TABELUL 4 (continuare)

7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
4,90	0,25	4,25	9,10	1,95	1,20	0,40	0,35	0,55	0,40	0,73	3,15	1,40	0,76	31,84
3,31	0,20	3,25	7,21	2,46	1,45	0,98	0,14	0,50	0,93	0,14	3,91	2,53	1,17	21,12
6,00	0,19	4,30	7,81	2,01	1,40	0,70	0,10	1,49	0,32	0,49	3,41	1,95	0,86	26,69
5,05	0,11	4,60	7,45	2,62	1,64	0,85	0,07	0,51	0,67	0,42	4,26	2,06	1,34	26,43
5,46	0,13	0,35	7,21	2,30	1,85	0,77	0,06	u	1,45	—	4,15	2,38	1,25	21,97
5,25	0,11	4,45	7,11	2,00	1,20	0,95	0,24	u	2,05	0,26	3,20	1,80	0,73	28,45
5,08	0,17	4,50	6,25	2,67	2,21	0,85	0,09	0,69	1,50	0,11	4,88	1,96	1,69	24,68
3,54	0,10	2,96	7,76	2,40	1,40	0,75	0,04	u	0,76	—	3,80	2,76	1,02	19,81
4,64	0,11	4,30	7,45	3,02	1,40	0,47	0,08	1,01	0,88	0,33	4,42	1,82	1,38	25,98
4,65	0,15	4,95	8,15	1,90	1,20	0,25	0,25	0,60	0,35	0,35	3,10	1,14	0,67	34,49
4,56	0,16	4,76	7,67	2,07	1,97	0,45	0,08	u	1,46	0,38	4,04	1,50	1,14	29,88
4,49	0,20	3,10	7,14	1,78	1,80	0,55	0,14	0,03	0,88	1,12	3,58	3,19	0,89	18,70
4,80	0,14	2,24	3,78	2,10	2,00	0,40	0,10	u	0,18	0,24	4,10	2,76	1,25	17,86
5,83	0,13	4,20	7,11	1,84	1,49	0,80	0,07	0,74	0,99	0,26	3,33	1,69	0,77	28,70
2,64	0,15	3,08	7,05	2,52	1,47	0,72	0,18	0,12	1,66	—	3,99	2,37	1,10	24,31
4,29	0,14	4,45	6,20	2,42	1,75	1,05	0,14	0,90	0,09	0,69	4,17	1,81	1,20	26,67
3,62	0,13	3,45	6,38	2,71	1,80	0,73	0,06	1,45	0,84	0,70	4,51	2,23	1,39	22,00
4,82	0,24	1,85	7,00	2,57	0,95	0,90	0,17	1,10	1,66	0,27	3,52	4,08	0,84	14,30
3,50	0,18	1,85	7,30	1,80	1,13	0,85	0,13	1,04	—	1,22	2,93	4,26	0,58	14,60
4,21	0,12	3,85	6,13	2,58	1,52	0,90	0,08	1,00	0,04	0,90	4,10	2,14	1,13	23,75
4,32	0,21	4,50	4,76	2,97	2,34	0,83	0,14	0,83	1,65	0,38	5,31	1,78	1,87	25,21
4,71	0,15	3,86	5,96	2,37	1,66	0,50	0,12	u	2,29	0,35	4,03	1,90	1,07	25,37
3,90	0,21	3,02	6,11	2,89	1,76	0,70	0,16	0,61	—	1,00	4,65	2,25	1,40	20,85
4,25	0,09	2,99	6,65	2,20	1,90	0,80	0,20	u	1,56	0,56	4,10	2,21	1,08	21,84
4,64	0,13	3,00	5,32	2,48	2,31	0,67	0,11	0,92	1,13	0,43	4,79	2,56	1,42	19,39
5,07	0,10	3,90	5,30	2,09	1,98	0,95	0,08	0,98	0,32	0,47	4,07	2,34	1,02	22,76
4,60	0,15	3,65	6,58	2,33	1,95	0,85	0,12	0,19	0,49	0,10	4,28	2,21	1,12	22,80
4,23	0,11	3,90	5,32	2,60	1,47	0,43	0,06	1,26	1,36	0,27	4,07	1,82	1,00	25,86
3,14	0,10	2,74	6,37	2,30	1,70	0,72	0,10	u	1,27	1,02	4,00	2,45	0,86	20,36
3,30	0,26	3,43	5,60	2,41	2,37	0,78	0,13	u	1,20	0,57	4,78	2,71	1,42	19,48
3,81	0,13	4,20	4,41	3,38	2,29	1,25	0,09	0,31	1,72	0,29	5,67	1,76	1,88	24,27
3,10	0,12	2,90	6,72	2,72	1,95	0,90	0,16	0,44	0,56	0,32	4,67	2,71	1,27	18,79
3,07	0,11	3,60	4,88	2,71	1,98	0,75	0,05	1,15	0,09	0,83	4,69	1,88	1,26	23,87
3,16	0,10	3,60	5,74	2,55	2,23	1,07	0,20	0,81	2,20	0,32	4,78	1,84	1,27	23,97
3,39	0,13	3,60	5,51	3,20	2,86	0,80	0,08	0,69	0,61	0,24	6,06	1,96	2,04	21,49
3,00	0,18	3,30	5,18	2,66	3,00	0,94	0,10	0,70	1,40	0,10	5,66	1,54	1,76	23,45
3,53	0,15	3,00	5,60	2,45	2,35	0,40	0,10	0,55	0,63	0,64	4,80	2,26	1,26	20,57
3,43	0,21	3,00	4,48	2,72	3,74	0,96	0,10	1,14	0,65	u	6,46	1,99	2,20	19,44

(20%) reprezintă andezite, microdiorite și diorite cuarțifere și 2 analize (3%) granodiorite. Această repartizare ilustrează într-o anumită măsură și frecvența principalelor tipuri petrografice în zona studiată.

Limitele de variație și conținutul mediu pentru principalii oxizi sunt redați în tabelul 5. În acest tabel sunt redate spre comparare și conținuturile medii pentru andezite orogenice (Gill, 1981) și diorite (Le Maître, 1976).

TABELUL 5

Compoziția chimică ca limite de variație și ca medie pentru corpurile intrusive din valea Firiza și Botiza și pentru andezite și diorite dată de Le Maître și Gill

Nr. crt.	Oxizi	Limite de variație	Media	Media		
				Andezite		Diorite
				Le Maître (1976)	Gill (1981)	Le Maître (1976)
1	SiO ₂	52,10—61,95	56,99	57,92	57,6	57,48
2	Al ₂ O ₃	13,10—22,50	16,96	16,88	17,3	16,67
3	Fe ₂ O ₃	1,05—6,52	3,43	3,30	3,1	2,50
4	FeO	2,64—6,29	4,41	4,13	4,3	4,90
5	MgO	1,85—6,00	3,74	3,41	3,6	3,71
6	CaO	3,78—10,00	6,82	6,84	7,2	6,58
7	Na ₂ O	1,78—3,38	2,40	3,42	3,2	3,54
8	K ₂ O	0,50—3,74	1,67	1,60	1,5	1,76
9	TiO ₂	0,25—1,25	0,77	0,86	0,77	0,95

Ca o particularitate a compozиiei chimice a rocilor studiate (valabilă de asemenea pentru întregul lanț vulcanic Oaș-Tibleș), conținutul în alcalii este mai scăzut datorită în special conținutului mult mai mic al Na₂O comparativ cu mediile citate în literatură — 2,40 față de 3,2 și respectiv 3,5. Doar 3 probe din 60 au Na₂O > 3. Conținutul în K₂O se înscrie în limite normale pe ansamblul rocilor, existind însă destul de multe probe cu conținutul în K₂O ceva mai ridicat decât normal.

Variația principalilor oxizi cu SiO₂ poate fi urmărită în figura 2. Cu toate că intervalul de variație al SiO₂ este relativ restrins (cca 10% procente) se remarcă tendința de creștere a alcaliilor cu SiO₂ și de descreștere a Al₂O₃, Fe₂O₃ + FeO, CaO, MgO (ceva mai puțin evidentă la ultimul). Cea mai mare dispersie a valorilor o prezintă Al₂O₃.

Conform indicelui Kuno (*si*) — cuprins între 14,30 și 34,49, cca 17% din probe se încadrează în rocile intermediiare (10 < *si* < 20) și 83% în rocile bazice (*si* > 20), din care 75% au *si* cuprins între



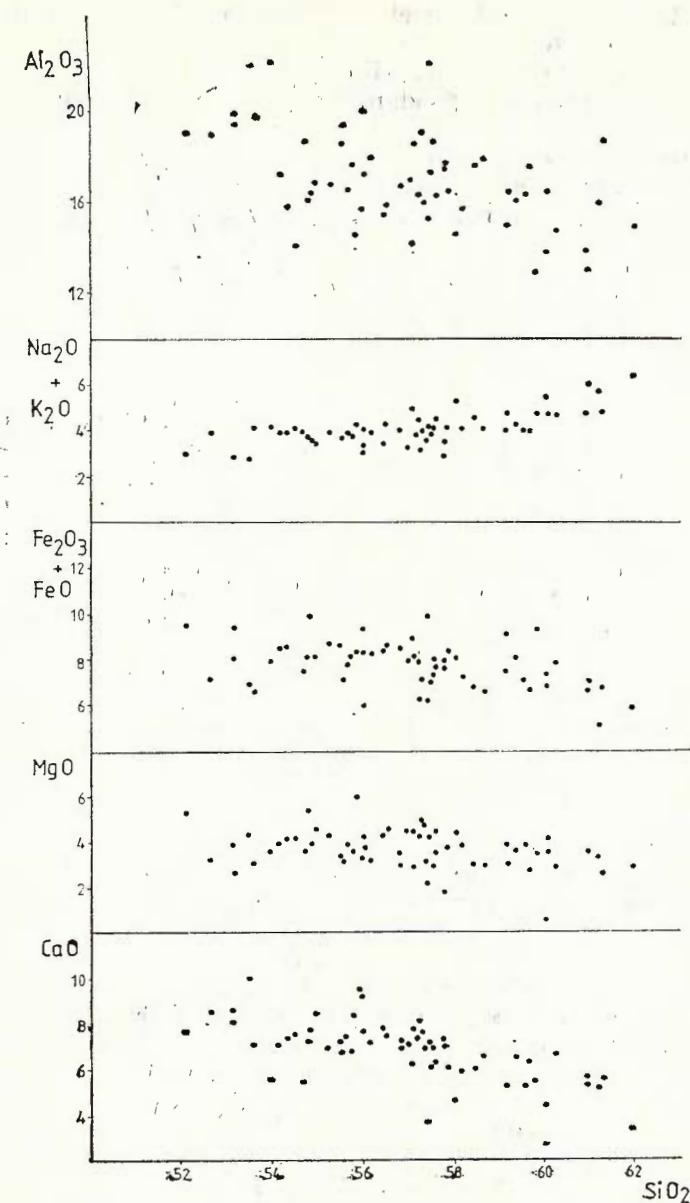


Fig. 2 — Variația principalilor oxizi cu SiO_2 .
Variation of the main oxides with SiO_2 .

20 și 30 și 8% au $\tau > 30$. Indicele serial Rittmann (τ) este cuprins între 0,58 și 2,20, marea majoritate a probelor (cca 77 %) având un caracter pacific puternic ($1 < \tau < 2$); 20% din probe sunt pacific extrem ($0 < \tau < 1$) și doar 3% pacific mediu ($2 < \tau < 3$).

Indicele alcalicalcic Peacock are valoarea 58,60 corespunzînd rocilor calcoalcaline ($56 < I < 61$).

Plecind de la faptul că în proporție de 80—90% rocile sunt porfirice și în majoritate cu masă fundamentală (mezostază) mărunt cristalizată, obținerea unei compozitii modale reale este practic irealizabilă. Definirea și clasificarea pe baza compozitiei normative nefiind satisfăcătoare în cazul rocilor studiate, am utilizat diagrama TAS și K_2O/SiO_2 (Taylor-Peccerillo). În figura 3 se poate urmări distribuția celor 60 de analize în piagrama TAS.

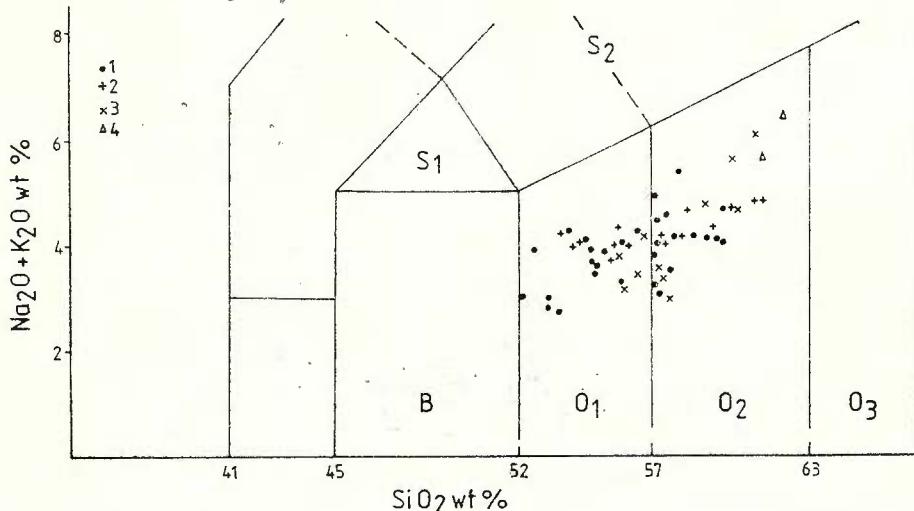


Fig. 3.— Diagrama TAS.

1, andezite, microdiorite și diorite piroxenice; 2, andezite, microdiorite și diorite cu piroxeni și hornblendă \pm biotit; 3, andezite, microdiorite și diorite cuarțifere; 4, granodioritul din mina Bolduț (Cavnic). B — bazalte; O_1 — andezite bazaltice; O_2 — andezite; O_3 — dacite; S_1 — trahibazalte; S_2 — trahiandezite.

TAS diagram.

1, pyroxene andesites, microdiorites and diorites; 2, pyroxene- and hornblende-bearing andesites, microdiorites and diorites \pm biotite; 3, andesites, microdiorites and quartz diorites; 4, Bolduț (Cavnic) mine granodiorites. B — basalts; O_1 — basalt andesites; O_2 — andesites; O_3 — dacites; S_1 — trachybasalts; S_2 — trachyandesites.

Se impun cîteva considerații pe marginea modului în care se plasează principalele tipuri petrografice în această diagramă. Din totalul de 60 de probe, 34 se plasează în cîmpul andezitelor (57%) și 26 în cel al andezitelor bazaltice (43%). Aproape jumătate din probe — 28 (cca 47%) se grupează pe intervalul a trei procente în jurul mediei de 56,99, respectiv intervalul 55—58%, fiind prin această prismă roci de trecere de la andezite bazaltice la andezite. Din cele 12 probe reprezentînd andezite, microdiorite și diorite cuarțifere, 4 se plasează în cîmpul andezitelor bazaltice dar în imediata apropiere a limitei de 57% SiO_2 și 8 în cîmpul andezitelor. Caracterul mai bazic de ansamblu al andezitelor, microdioritelor și dioritelor exclusiv piroxenice este sugerat și de modul de amplasare a acestora

în diagramă. Astfel din cele 31 de probe reprezentând roci exclusiv piroxenice, 16 se plasează în cîmpul andezitelor bazaltice iar din cele 15 probe ce se plasează în cîmpul andezitelor, 10 sunt pe linia ce separă cele două cîmpuri sau în imediata ei apropiere.

În diagrama K_2O/SiO_2 (fig. 4) aproape jumătate din probe (28) se plasează în cîmpul andezitelor — ca de altfel și media celor 60 de analize dar un număr relativ mare se plasează în cîmpurile „low Si andesite”

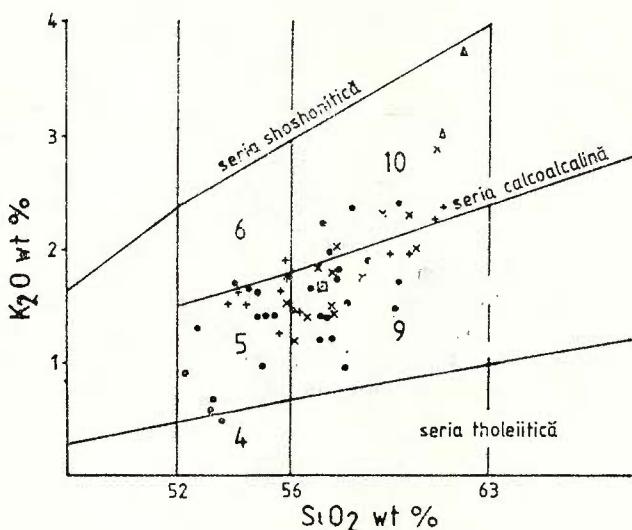


Fig. 4 — Diagrama K_2O-SiO_2 (Peccerillo, Taylor, 1976). 4, „Low K” bazalt-andezite; 5, „low Si” andezite; 6, „low Si high K” andezite; 9, andezite; 10, „high K” andezite (pentru simboluri vezi figura 3; × — media celor 60 analize.

K_2O-SiO_2 diagram (Peccerillo, Taylor, 1976). 4, Low-K basalt andesites; 5, low-Si andesites; 6, low-Si high K andesites; 9, andesites; 10, high-K andesites (for symbols see Figure 3; × — average of the 60 analyses).

(17) și „high K andezite” (11). Conținutul ridicat în K_2O al celor două probe reprezentând granodioritul din mina Bolduț (Căvnice) le plasează într-un domeniu destul de diferit față de celelalte roci. Se remarcă totodată, că o singură probă se plasează în domeniul seriilor tholeiitice (foarte aproape de linia ce delimită cele două domenii) atestând caracterul calcoalcalin al rocilor studiate.

Pentru a afla caracterul magmelor ce au generat rocile studiate am utilizat diagrama $FeO^*/MgO-SiO_2$ (Miyashiro, 1974, din Gill, 1981) în care aşa cum se observă în figura 5, media pentru rocile studiate de noi se plasează în domeniul calcoalcalin în imediata apropiere a mediei pentru andezitele orogenice date de Gill (1981) și cele date tot pentru andezite de Le Maitre (1976) și Chayes (1975). Caracterul calcoalcalin al magmelor este atestat și de diagrama $MgO-FeO+Fe_2O_3$ (Yoder jr. 1969). Așa cum se observă în figura 6, modul de amplasare a rocilor studiate indică apartenența acestora la seriile calcoalcaline de tip arc insular.

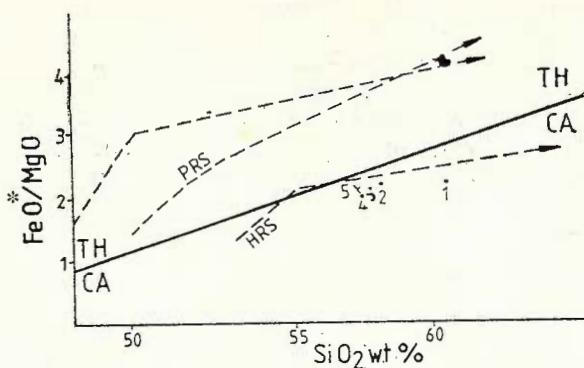


Fig. 5 — Diagrama FeO^*/MgO — SiO_2 (Miyashiro, 1974, din Gill, 1981). Simbolurile indică compozițiile medii ale andezitelor după: 1, Daly (1933); 2, Chayes (1975); 3, Le Maitre (1976); 4, Gill (1981); 5, Media rocilor descrise în această lucrare.

FeO^*/MgO — SiO_2 diagram (Miyashiro, 1974, în Gill, 1981). Symbols indicate average compositions of andesites according to; 1, Daly (1933); 2, Chayes (1975); 3, Le Maitre (1976); 4, Gill (1981); 5, Average of the rocks described in this paper.

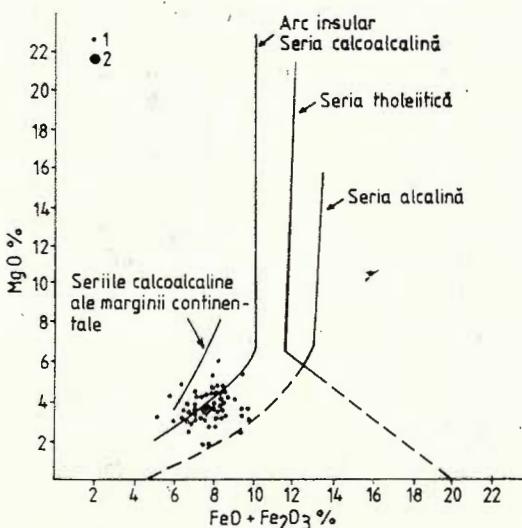


Fig. 6 — Diagrama MgO — $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Yoder jr., 1969). 1, probele studiate; 2, media acestora.

MgO — $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ diagram (Yoder jr., 1969). 1, studied samples; 2, their average.

6. Particularități și coneluții privind corpurile intrusive din regiunea studiată

În regiunea cuprinsă între valea Firiza și Botiza, corpurile intrusive sunt în număr foarte mare (mult peste 300 cunoscute numai la zi), în relații directe cu formațiuni sedimentare paleogene și neogene și formațiuni eruptive neogene. Studiul lor de ansamblu a evidențiat o serie de particularități privind modul de zăcămînt, petrografia și mineralogia lor, fenomenele legate de contactul cu rocile gazdă, chimismul lor și al magmelor generatoare.

O primă particularitate rezidă din modul de zăcămînt al corpilor intrusive care prezintă o mare varietate de forme și dimensiuni — apofize, dyke-uri, silluri, microlacolite (cu predominarea netă a primelor) de la cîțiva metri la maxim 1,5 km.

Rocile ce intră în alcătuirea corpilor intrusive sunt foarte variate petrografic: andezite, microdiorite și diorite, andezite, microdiorite și diorite cuarțifere, dacite, (micro)tonalite și (micro)granodiorite, (micro)-monzodiorite și (micro)monzogabbouri. Predomină net andezitele, microdioritele și microdioritele cuarțifere. Ca o particularitate, la nivelul tipurilor predominante, există o mare varietate mineralologică dată de prezența sau absența amfibolului, biotitului și cuarțului. Caracterul piroxenic al vulcanismului andezitic din munții Oaș-Tibleș se regăsește în rocile din corpurile intrusive studiate, piroxenii fiind prezenți în absolut toate tipurile descrise. Dealtfel, pe ansamblul zonei predomină rocile exclusiv piroxenice.

Un alt aspect particular este cel dat de existența unor roci cu caracter tranzitional atât din punct de vedere petrografic cât și structural. Sunt numeroase rocile de tip (micro)diorit-(micro) diorit cuarțifer sau (micro)-diorit cuarțifer-(micro) tonalit precum și aspectele structurale tranzitionale de tip andezit-microdiorit porfiric, andezit-diorit porfiric, microdiorit-diorit porfiric. Pe ansamblul zonei, predomină net (peste 85%) rocile porfirice.

Studiul de detaliu al microstructurilor din cadrul acestor roci a evidențiat cîteva particularități:

- pe ansamblul corpilor intrusive se regăsesc microstructuri extrem de variate, de la cele specifice unor roci efuzive (la unele corpuri există faciesuri marginale fluidale, în mod exceptional chiar vitroase) pînă la cele specifice faciesurilor intrusive;

- există o serie de microstructuri caracteristice exclusiv corpilor intrusive — cele holocrystalin-hipidiomorf sau allotriomorf, evasi sau echi-granulare și cele holocrystalline hipidiomorf sau panidiomorf-granulare cu microcristale pătratice de cuarț. La nivelul acestor microstructuri nu au fost observate texturi orientate niciodată. Sunt însă roci microdioritice chiar fără caracter porfiric cu textură orientată la nivelul întregii roci.

O serie de particularități rezultă și din studiul fenomenelor din zonele de contact ale corpilor cu rocile gazdă. Trei aspecte merită a fi evidențiate privind prezența și forma aureolelor de contact: (1) rolul cel mai important în formarea produselor specifice [(corneenelor) îl are litologia formațiunilor sedimentare intruse; (2) nu toate corpurile intrusive

dau corneene în zonele de contact și (3) nu se poate stabili o relație clară între dimensiunile corporilor intrusive și cele ale aureolelor de contact.

Din datele de chimism se desprind unele concluzii :

— marca asemănare a compoziției medii a rocilor din corporile intrusive cu cele citate în literatură pentru andezite și diorite ;

— conținutul mult scăzut în Na_2O imprimă chimismului rocilor un caracter particular, regăsit la nivelul lavelor din întreg lanțul vulcanic Oaș-Tibles ;

— caracterul mai bazic de ansamblu al rocilor exclusiv piroxenice este evidențiat de modul în care se plasează aceste roci în diagrama TAS ;

— o serie de indici (Peacock, Rittmann) și diagrame $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$, $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ indică apartenența magmelor ce au generat corporile intrusive la seriile calcoalcaline. De remarcat plasarea mediei rocilor studiate pe linia ce reprezintă seriile calcoalcaline de tip insular sau în imediata vecinătate a mediei pentru andezitele orogenice ale lui Gill din domeniul calcoalcalin.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu C., Vasiliu C. (1979) Considerații petrochimice și gecochemice asupra vulcanitelor neogene din munții Gutii. *St. tehn. econ.*, I/16, București.
- Edelstein O., Răduț M., Kovacs M., Istvan D., Pop N., Bernad A. (1985) Semnification of intrusive bodies from Oaș-Vărătec mountains. *Proceeding reports of the XIII-th Congress of KBGA — Cracow*.
- Gill B. J. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin.
- Istvan D., Edelstein O., Bernad A., Stan D., Catrina F., Kovacs M. (1985) Raport, arhiva I.P.E.G. „Maramureș”, Baia Mare.
- Kovacs M., Edelstein O., Istvan D., Bernad A., Stan D., Bordea R. (1981) Considerații preliminare privind unele probleme de petrologie a rocilor subvulcanice din partea central-nordică a munților Vărătec (comunicată 1981—Sesiunea I.G.G.) București.
- Radu P., Valdinan St., Bordea R. (sub tipar) Rocile magmatice din zăcămîntul de tip „breccia pipes” Kelemen — Rotunda (munții Vărătec — Maramureș) (1984). *Anal. Univ. București*.
 - (1985) Aspecte structo-texturale ale rocilor cu caracter intruziv din munții Ighiș — Vărătec. Simp. Geol. Carpații Orientali, Gheorgheni.
- Pop N., Pop V., Lepeduș M., Damian G., Gramă C., Pop I. (1981) Raport, arhiva I.P.E.G. „Maramureș” Baia Mare.
- Damian G., Pop V., Götz A., Lepeduș M., Gramă C., Pop I. (1984) Raport, arhiva I.P.E.G. „Maramureș” Baia Mare.
- Udubaşa G., Lang B., Vasiliu C., Mîndroiu V. (1976) Raport, arhiva I.G.G. București.



PETROLOGICAL DATA REGARDING THE INTRUSIVE BODIES
IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE OAŞ-TİBLEŞ VOLCANIC
CHAIN (BETWEEN THE FIRIZA VALLEY AND BOTIZA)

(Summary)

The study area includes the south-eastern part of the Ighiş Mts (between the Firiza Valley and the Cavnicului Valley) and the Văratec Mts (between the Cavnicului Valley and Botiza) (Fig. 1). It is the area where intrusive bodies have the widest development (at the present level of knowledge) in the entire Oaş-Tibileş volcanic chain — excepting the Tibileş Mts which are exclusively subvolcanic. They are related to Paleogene-Pontian sedimentary formations and to Pannonian-Pliocene volcanic rocks. The petrographic-petrochemical study is based on data supplied by very detailed mappings of all intrusive bodies that outcrop between the Firiza Valley and Botiza and of the great majority of bodies intercepted in the drillings and mining workings performed in the area, as well as a large number of microscopical analyses (over 700) and silicate chemical ones (60) from these bodies.

At the present of knowledge one can talk of a group of intrusive bodies in several areas of greatest development (from the points of their number and volume) : Herja-Chiuzbaia-Baia Sprie, Cavnic-Roata, Bloaja-Rotunda, Băiuţ-the Tocilei Valley, Jereapă N Glod-Botiza and Poiana Botizei. As a whole, over 300 bodies are known, taken out by erosion and many others intercepted by the mining and drilling working.

Concerning the morphology of intrusive bodies one can remark the multitude of forms — irregular apophyses — which are found in the largest number — , dykes, sills (only in the Valea Albă Valley-Cavnic area), microlaccoliths and extremely varied dimensions — between several metres and 1,5 km.

The petrographic types — on the basis of mineralogical composition — which take part in the composition of intrusive bodies are (in the order of their frequency) :

- andesites, microdiorites and diorites that represent over 70% of the bodies, while only andesites form more than a half of the total. Mineralogically, they are either exclusively pyroxene-bearing (Tab. 1) — predominant in the entire area, or with pyroxenes \pm hornblende \pm biotite \pm quartz ;

- quartz andesites, quartz microdiorites and diorites whose mineralogical composition is rendered in Table 2 ;

- (micro) tonalites, (micro) granodiorites and macroporphry dacites, monzodiorites and monzogabbros, much subordinated to others and sometimes as isolated occurrences.

The general pyroxenic character of the andesitic volcanism in the Baia Mare area is found in the studied zone too, as rocks without pyroxenes do not exist. Both ortho- and clinopyroxenes are present in all cases. Amphibole is represented by green hornblende in almost all cases. Biotite, excepting macroporphry dacites of Laleaua Albă, appears in small quantities and is present especially in the rocks from Băiuţ-Botiza area. Quartz



appears both as phenocrysts — with reaction rims and/or magmatic corrossions — and in the groundmass (mesostasis) as xenomorphic crystals and more rarely bipyramided or square or as interstitial components — between plagioclase crystals — without having well individualized crystallographic forms. Alkali feldspar occurs in subordinated quantities in the mesostasis of quartz diorites and (micro) granodiorites and in graphic intergrowth in the isolated occurrences of quartz monzodiorites and monzogabbros described by Pop et al. (1981) in the Cisma-Poiana Botizei area.

From the structural and textural viewpoints, with certain exceptions, rocks are holocrystalline, inequigranular (porphyritic) and subordinately, equigranular, fine- and medium-grained — the former being predominating. From the point of view of absolute dimensions of the components in the porphyritic phase and in mesostasis, certain structural aspects of a transitional character of the andesite-microdiorite-porphry, andesite-diorite-porphry and microdiorite-diorite-porphry types can be distinguished. In most intrusive bodies extremely varied microstructures are to be found, including also microstructures characteristic of effusive rocks. There is a series of microstructures characteristic only of intrusive bodies — the holocrystalline-hypidiomorphic or xenomorphic, quasi- or equigranular ones and the holocrystallinehypidiomorphic ones or pani-diomorphic-granular with square quartz microcrystals. Orientated textures have never been noticed in these microstructures. In many situations structural and textural nonhomogeneities were remarked in the same bodies, but also there are bodies that have a remarkable structural and textural homogeneity (nevertheless in less frequent situations).

The study of contact zones between intrusive bodies and the host formations pointed out three types of contacts : clear — cut — less frequent, interfingered — the most frequent and contact breccias. In forming products characteristic of contact areas (hornfelses) the lithology of the intruded formations held the most important role. In the whole studied area, the identified hornfelses types belong to the epidote albite facies — the majority being amphibole-bearing —, and to the passing amphibole — pyroxene domain (certain hornfelses with potassium feldspar).

The petrochemical characterization is achieved on the basis of 60 silicate chemical analyses (50 new analyses, 10 included in literature), representing the main petrographic types (Tab. 4) : andesites, microdiorites and diorites — 46 analyses (77 %), quartz andesites, quartz microdiorites and diorites — 12 analyses (20 %), (micro) granodiorites — 2 analyses (3 %).

The variation of the main oxides with SiO_2 can be followed up in Figure 2. The low Na_2O content (Tab. 5) determines a peculiar character for the rock chemism, which is to be found also in the lavas in the whole Oaș-Tibleș volcanic chain. The Kuno index varies between 14.30 and 34.49, the serial Rittmann index (ξ) between 0.58—2.20, the majority of samples (77 %) having a strong pacific character, while the Peacock alkalicaleclic index has the value of 58.60.

Taking into account the fact that 80—90 per cent of the rocks are porphyritic and have a fine mesostasis, and consequently it is practically impossible to obtain a real composition, while the definition and classifi-



cation on the basis of normative composition is not satisfying in the case of studied rocks, the TAS diagram (Fig. 3) and K_2O/SiO_2 (Taylor-Peckerillo) (Fig. 4) have been used in this sense.

Regarding the nature of generating magmas, a series of indexes (Peacock, Rittmann), and diagrams (K_2O/SiO_2 ; $FeO^*/MgO - SiO_2$, Fig. 5; $MgO/FeO + Fe_2O_3$ — Fig. 6) prove their calc-alkaline character and their appartenance to the calc-alkaline series of the island arc type.

EXPLICATIA PLANŞELOR

Planşa I

Fig. 1 — Microdiorit (porfircic) piroxenic, forajul 525 Herja SV. Nic. + ; $\times 32$.

Pyroxene (porphyry) microdiorite, 525 Herja SW drilling. Nic. + ; $\times 32$.

Fig. 2 — Aspect structural tranzitional de tip andezit-diorit porfircic din zona Băiuț. Nic. + ; $\times 32$.

Transitional structural aspect of the andesite-porphyry diorite type in the Băiuț area. Nic. + ; $\times 32$.

Fig. 3 — Rocă de trecere spre microtonalite din zona Băiuț (Valca Caprei). Nic. + ; $\times 32$.

Transition rock towards microtonalites in the Băiuț (the Caprei Valley) area. Nic. + ; $\times 32$.

Fig. 4 — Detaliu în roca din figura 3; cuarț în mezostază în proporții însemnante. Nic. + ; $\times 50$.

Detail of the rock in Figure 3; important quantities of quartz in mesostasis. Nic. + ; $\times 50$.

Planşa II

Fig. 1 — Microdiorit cuarțifer, forajul 17 Kelemen-Rotunda. Nic. + ; $\times 128$.

Quartz microdiorite, 17 drilling, Kelemen-Rotunda. Nic. + ; $\times 128$.

Fig. 2 — Microdiorit (porfircic) cu piroxeni cu textură orientată la nivelul întregii roci, zona Rotunda. Nic. + ; $\times 50$.

Pyroxene (prophyry) microdiorite with the texture oriented at the level of the whole rock, Rotunda area. Nic. + ; $\times 50$.

Fig. 3 — Microstructură holocrystalinhipidiomorfgranulară cu microcristale de cuarț patratic de dimensiuni mai mari ca restul compoziției mezostazei în microdiorit cuarțifer din zona Băiuț. Nic. + ; $\times 100$.

Holocrystalline-hypidiomorphic-granular microstructure with square quartz microcrystals larger than the rest of the mesostasis' components in the Băiuț quartz microdiorite. Nic. + ; $\times 100$.

Fig. 4 — Microdiorit porfircic cu piroxeni; zona Higea. Nic. + ; $\times 50$.

Pyroxene porphyritic microdiorite; Higea area. Nic. + ; $\times 50$.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

OBSERVATIONS SUR L'ANDÉSITE DE PIETRICELU, MONTS
CĂLIMANI DU NORD, DISTRICT DE SUCEAVA¹

PAR

EUGENIA NIȚOI²

Andesite. Neogene. Calderas. Andesitic composition. Magma differentiation. Assimilation Xenoliths Quartz. Chemical composition. East Carpathians — Neogene-Quaternary eruptive — Călimani Mountains.

Résumé

L'andésite de Pietricelu est située sur la bordure méridionale de la caldeira de Călimani et représente la dernière forme de manifestation de l'éruptif néogène de cette zone. L'étude minéralogique, pétrographique et chimique soutient l'idée de l'existence d'un mélange de magmas partiellement cristallisés, d'origine commune, mais modifiés, en des divers degrés d'évolution, par la réaction d'assimilation de certains xénolithes de quartz contactés par le magma, près du lieu de formation ou sur le trajet de son ascension.

Abstract

Observations on the Pietricelu Andesite, North Călimani Mountains, Suceava District. The Pietricelu andesite is situated on the southern border of the Călimani Caldera, representing the last form of manifestation of the Neogene eruptive of this zone. The mineralogical, petrographical and chemical study points out the existence of a mixture of partly crystallized magmas, of a common origin, but modified in different degrees of evolution by the assimilation reaction of some quartz xenoliths which contacted the magma near the formation place or in its upward way.

Introduction. L'andésite de Piétricelu est située sur la bordure méridionale de la caldeira de Călimani. Elle est considérée comme la dernière forme de manifestation de l'éruptif néogène de cette zone, qui est super-

¹ Reçue le 4 janvier 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 11 janvier 1985, présentée à la séance du 12 avril 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



posée par rapport aux autres types de roches éruptives qui forment l'ensemble de la caldeira. Des observations minéralogiques, pétrographiques et chimiques sur cette andésite ont été fournies par Szadeczky (1927—1928), Nichita (1934), Teodoru, Teodoru (1963), Cosma et al. (1964), Soare (1965), Balintoni (1970), Prischak (1973) et Seghedi (1980). La nomenclature, la composition chimique et l'origine du magma qui a fait naître l'andésite de Pietricelu ont constitué l'objet d'une série d'hypothèses énises par les auteurs susmentionnés, telles : Palfi (in Nichita, 1934) est d'avis que cette andésite serait une dacite ; Szadeczky (1930) considérait l'andésite de Pietricelu comme un produit d'assimilation issu des réactions qui ont eu lieu entre le magma basaltique primaire et le substrat cristallin ou sédimentaire traversé ; Nichita (1934) soutient l'origine de l'andésite d'un magma hybride ; selon Cosma (1964) elle résulte d'une fusion différentiée ; Balintoni (1970) soutient l'idée de la formation de l'andésite par la contamination d'un magma andésitique, dans son ascension, avec les roches adjacentes traversées. Les différentes opinions concernant l'origine du magma de provenance de l'andésite sont dues à quelques „traits caractéristiques“ qui attirent l'attention des géologues, tels : la singularité du mode d'apparition, la forme de gisement, les déséquilibres minéralogiques dans la roche, l'incompatibilité de la composition minéralogique avec celle chimique, des caractères chimiques et minéralogiques oscillants entre un type de roche acide et une intermédiaire.

Sur la base d'une étude minéralogique et chimique sur l'andésite de Pietricelu, nous avons essayé dans cet ouvrage d'argumenter l'idée de l'existence d'un mélange de magmas (à action limitée), partiellement cristallisés, d'origine communé, mais sensiblement modifiés en diverses étapes d'évolution par la réaction d'assimilation de certains xénolithes de quartz avec lesquels le magma hybride est venu en contact près du lieu de formation ou dans son ascension.

Pétrographie et minéralogie. Dans la chaîne éruptive de Călimani-Gurghiu-Harghita on a établi la suivante succession des éruptions néogènes (Peltz in Alexandrescu et al., 1968 ; Rădulescu et al., 1973 ; Peltz in Borcoș et al., 1980) : le compartiment inférieur — dacites, andésites à hornblende, andésites pyroxéniques, andésites basaltoïdes ; le compartiment supérieur — andésites à hornblende, andésites à pyroxènes et hornblende, diorites, andésites pyroxéniques, andésites à hornblende, biotite et quartz, andésites basaltoïdes et basaltes. Dans cette succession, l'andésite de Pietricelu à biotite, hornblende et quartz se situe dans le compartiment supérieur, au-dessus des andésites pyroxéniques supérieures. Comme forme de gisement, celle-ci forme un neck (Török, 1952) ou un dôme effusif (Seghedi, 1980).

Du point de vue macroscopique, la roche est gris claire et a une structure porphyrique imprimée par la présence des cristaux blancs de feldspath (2 à 3 mm), des lammelles de biotite (3 à 4 mm) et des cristaux de hornblende (3 à 4 mm). L'étude microscopique confirme la structure porphyrique et la texture massive, parfois légèrement orientée. On peut



observer des phénocristaux de feldspath plagioclase, biotite, hörnblende, augite, hypersthène et xénolithes de quartz englobés dans une masse fondamentale formée de mêmes minéraux, où on ajoute le verre cryptocrystallin, tridimite, apatite, zircone, sanidine et minéraux opaques. La composition modale moyenne est donnée dans le tableau 1.

TABLEAU 1

Analise modale moyenne de l'andésite de Pietricelu

Phénocristaux et masse fondamentale	Limite inférieure (n = 10)	Limite supérieure (n = 10)
Plagioclase	38,00	40,00
Biotite	3,00	3,70
Hörnblende	2,00	2,60
Augite	1,50	2,00
Hypersthène	1,00	1,50
Olivine	0,10	0,15
Minéraux opaques et accessoires	1,00	1,50
Quartz de xénolithes	1,70	2,00
Masse fondamentale	51,70	46,55

Le feldspath plagioclase apparaît soit comme phénocristaux, soit comme des microlithes (pl. I, fig. 1). Les phénocristaux ont des formes tabulaires ou prismatiques à contours idiomorphes ou hypidiomorphes. Ils ont des macles de type albite et Karlsbad, tout comme des structures zonées normalement ou inversement. Les inclusions de verre leurs a imprimé un aspect bigarré, chagriné (la présence des plages vitreuses montre que le feldspath a subi une refusion due aux changements de température et pression qui ont pu intervenir pendant leur formation). D'autres inclusions sont formées par les cristaux petits d'apatite, zircone et biotite, disposés chaotiquement ou en ordre le long des lignes de clivage ou des plans de macle. Certains phénocristaux de plagioclase présentent autour des contours (souvent arrondis) soit une bordure de verre isotrope, soit une auréole limpide, feldspathique qui tend à créer des formes idiomorphes dans le cristal (pl. I, fig. 1). Cette „auréole” est mieux observable aux cristaux à zonation inverse. Généralement, les feldspaths sont frais. L'étude optique indique la présence d'un plagioclase à anortite qui varie de 27% (oligoclase) à 55% (andésine). La composition calculée du feldspath a été projetée sur les diagrammes normatifs Or—Ab—An (selon Girod et Lefèvre, 1972 ; Rittmann, 1967), (fig. 1, 2). Dans les auréoles de réaction des xénolithes de quartz, tout comme parmi les minéraux récemment formés par la dévitrification du verre de la masse fondamentale, on a observé aussi un feldspath potassique (sanidine?).

La biotite apparaît sous des divers aspects dus à l'existence de deux générations : une biotite primaire, formée intratelluriquement, qui apparaît comme des cristaux arrondis ou tabulaires, corrodés par la masse fondamentale, entourés d'auréoles de réaction (formées de petits cristaux



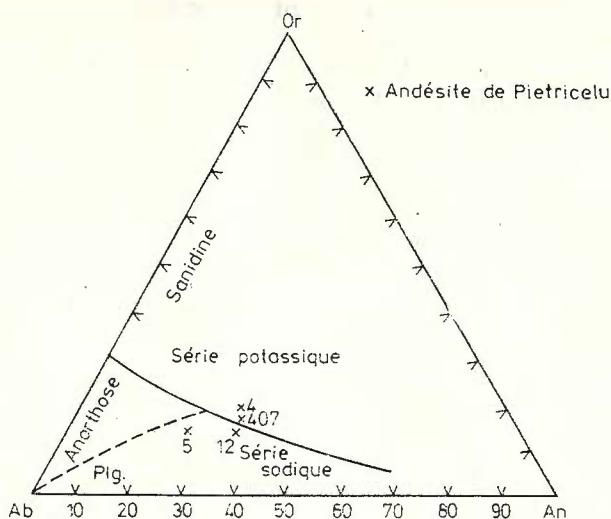


Fig. 1 — Diagramme normatif Or—Ab—An (selon M. Girod et C. Lefevre, 1972). 407, 12, 5, 4 — andésite de Pietricelu.

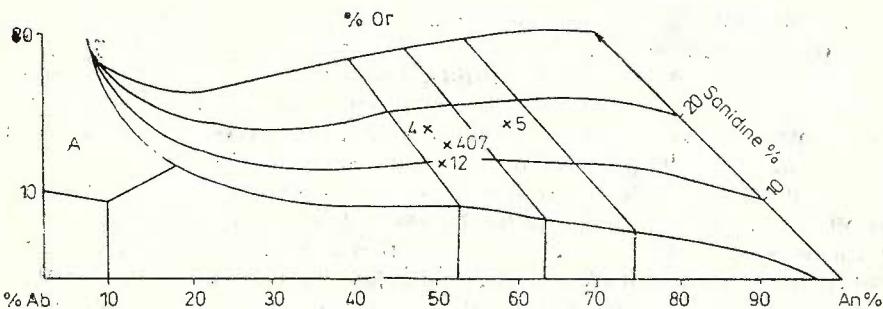


Fig. 2. — Composition calculée des feldspaths (A. Rittmann, 1973). 407, 12, 5, 4 — andésite de Pietricelu.

aciculaires d'orthopyroxène et minéraux opaques) et à inclusions de petits cristaux d'apatite et minéraux opaques. Cette biotite est englobée comme inclusion dans les cristaux de feldspath et hornblende qui se développent. Le deuxième type de biotite, secondaire, est formée au crédit de la hornblende, qui ne présente aucun phénomène de réaction, mais seulement une légère corrosion produite par la masse fondamentale.

La hornblende est représentée par la variété verte et forme des cristaux plus ou moins idiomorphes. Elle présente toujours des processus de résorption magmatique, étant soit entourée d'aggrégats pseudomorphes de minéraux opaques et pyroxènes, soit complètement résorbée. Y apparaissent sous forme d'inclusions : apatite, biotite, feldspath et miné-

raux opaques. Il y a aussi une hornblende formée à la limite entre les xénolithes de quartz et la masse fondamentale (fig. 3 ; pl. I, fig. 2).

L'augite apparaît rarement sous forme des cristaux isolés formant souvent des agglomérations gloméroporphyriques au crédit d'un minéral préexistant (hornblende). Elle ne semble pas être un pyroxène formé en des conditions intratelluriques, au contraire, elle est formée dans les stades d'évolution plus tardive du magma. Elle n'est pas corrodée par la masse fondamentale et ne présente pas d'auréoles de réaction. Elle est rarement maclée, étant associée le plus souvent à l'hypersthène.

L'olivine, mentionnée pour la première fois par Nichita (1934) apparaît sporadiquement sous forme de cristaux crevés, transformés en minéraux ferrugineux.

La masse fondamentale de l'andésite de Pietricelu est formée de microlithes de plagioclase, minéraux opaques, tridimite (celle-ci apparaît surtout au bord des xénolithes de quartz qui ont subi une fusion prononcée), verre dévitrifié, tout comme de minéraux nouveaux formés à la suite des changements ioniques entre les xénolithes de quartz et la masse fondamentale (orthopyroxènes, sanidine).

L'ordre de cristallisation des principaux minéraux est : biotite-feldspath plagioclase-hornblende-pyroxène.

Le quartz. La présence du quartz dans l'andésite de Pietricelu est une question à part. Il apparaît comme des xénolithes dont la présence diffère selon le temps et le lieu d'inclusion. Ainsi, il y a certains xénolithes angulaires, individuels ou formant des agglomérations avec un feldspath (difficilement à déterminer) (pl. I, fig. 3). Ils ne sont pas corrodés par d'autres minéraux, n'ont pas d'inclusions et d'auréoles de réaction et ne présentent pas des phénomènes de fusion marginale. Ces xénolithes semblent être arrivés et enclavés dans la roche près de la surface du relief des formations voisines traversées (formations cristallines). D'autres xénolithes apparaissent comme des individus singuliers, arrondis qui représentent des grains de quartz, fondus marginalement ou totalement, entourés en tous les cas d'une auréole de réaction au contact avec la masse fondamentale environnante. Cette auréole, dont les dimensions varient de quelques microns à un ou deux millimètres, est formée de plusieurs zones concentriques autour du grain de quartz (fig. 3 ; pl. I, fig. 2-4). Dès la proximité immédiate du grain de quartz, vers l'extérieur, on peut délimiter plusieurs zones.

Zone I : elle est formée de verre et des pyroxènes. Le verre est transparent, isotrope ou légèrement coloré en brun-marron (déterminé par l'enrichissement en oxydes de fer) ; dans le verre flottent de petits cristaux de pyroxènes, tridimite et minéraux de fer difficilement à déterminer (fig. 3). Les pyroxènes forment de petits cristaux aciculaires, radiaires sur la surface du grain de quartz, ou grenus ; non zonés, légèrement plenchroïques en jeune ; leurs dimensions augmentent vers la zone II ; analysés par la microsonde électronique, les cristaux de pyroxène sont riches en calcium (diopside) (pl. II, fig. 1). Parfois, les pyroxènes sont absents, et seulement le verre est présent.



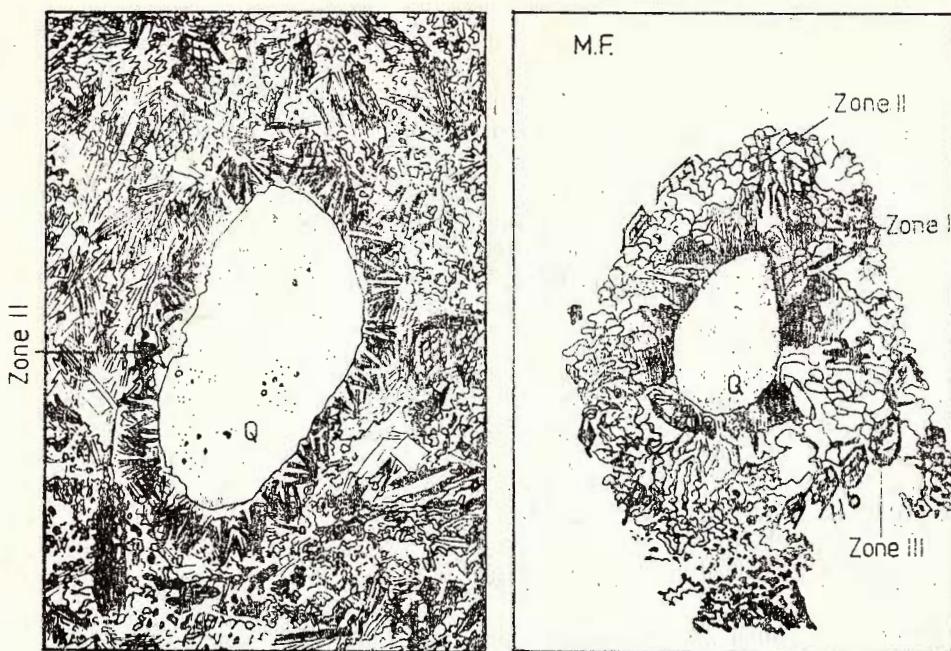


Fig. 3 — Xénolithes de quartz ; Q-quartz ; ppx-pyroxènes ; hb-hornblende ; MF — masse fondamentale.

Zone II : est formée surtout de petits cristaux de pyroxène (diopside) qui prédominent le verre, de feldspaths potassiques et plagioclases, de minéraux opaques ; les pyroxènes ont des contours arrondis ou aciculaires. Parfois on rencontre seulement cette zone, sans la zone I (pl. I, fig. 4).

Zone III : se développe près du contact entre le xénolith de quartz et la masse fondamentale environnante. Elle est formée de pyroxènes bien développés, à contours presque idiomorphes et de cristaux de hornblende verte, légèrement décolorée (pl. I, fig. 2, 3). Les trois zones sont nettement délimitées.

Composition chimique de l'andésite de Pietricelu; origine des xénolithes de quartz et origine du magma. Pour se rendre compte si les xénolithes de quartz influencent ou non la teneur en SiO_2 de la roche, nous avons recalculé les analyses chimiques (prises de la littérature de spécialité : Nichita, 1934; Seghedi, 1980; ou exécutées récemment par Erna Călinescu), en tenant compte que ces xénolithes entrent dans la composition modale de la roche, en proportion de 2 % environ. A la suite de cette recalculation (tab. 2) on peut observer que l'andésite de Pietricelu provient d'un magma à teneur assez élevée en SiO_2 , très proche de la composition chimique des dacites. La planche II, figure 2 (photos à microsonde électronique) montre la distribution assez uniforme de SiO_2 dans la roche.

Les xénolithes n'influencent que très peu la composition chimique de la roche. Le calcul de la norme Rittmann, ainsi comme les valeurs Niggli (tab. 2) indiquent d'ailleurs, pour tous les échantillons, une quantité pas

TABLEAU 2
Composition chimique recalculée de l'andésite de Pietricelu
(sans SiO₂ des xénolithes)

Oxydes	407	12	4	5
SiO ₂	62,88	59,63	62,35	64,54
TiO ₂	0,56	1,03	0,49	0,36
Al ₂ O ₃	15,79	18,35	16,37	15,17
Fe ₂ O ₃	2,61	0,37	2,02	2,71
FeO	1,97	2,26	2,32	1,55
MnO	0,08	0,09	0,08	0,06
MgO	3,12	3,97	3,21	1,79
CaO	4,34	5,76	4,69	4,28
K ₂ O	2,32	1,93	2,16	2,56
Na ₂ O	3,55	4,29	3,65	3,86
P ₂ O ₅	0,16	0,27	0,16	0,14
H ₂ O ⁺	0,78	0,41	0,12	0,43
H ₂ O ⁻	0,50	0,40	0,73	0,60
CO ₂	—	—	0,26	0,96
S	0,10	—	—	—
Total	99,10	98,76	99,01	99,01

négligeable de quartz normatif (jusqu'à 27,20%). Ce fait approche l'andésite de Pietricelu des dacites ou des andésites quartzifères (le quartz normatif dans les andésites représente 14% selon Chayes, 1971) (Girod et Lefevre, 1972).

C'est pour cela que la dénomination de cette andésite de Pietricelu fait naître surtout une question d'ordre systématique.

En ce qui concerne les diagrammes de classification des roches, basés sur des analyses chimiques (tab. 3), on peut voir que l'emplacement des points qui représentent l'andésite de Pietricelu oscille toujours entre le champ des roches acides et celui des roches intermédiaires. On a employé



TABLEAU 3

Composition chimique de l'andésite de Pietricelu; norme Rittmann; valeurs Niggli

Oxydes	Echantillons			
	407	12	4	5
SiO ₂	63,70	60,30	63,16	65,41
TiO ₂	0,57	1,05	0,50	—
Al ₂ O ₃	16,00	18,56	16,58	15,38
Fe ₂ O ₃	2,65	0,38	2,05	2,75
FeO	2,00	2,29	2,36	1,58
MnO	0,09	0,10	0,09	0,07
MgO	0,17	4,02	3,26	1,81
CaO	4,40	5,84	4,76	4,34
K ₂ O	2,35	1,96	2,20	2,60
Na ₂ O	3,60	4,35	3,70	3,90
P ₂ O ₅	0,17	0,28	0,17	0,15
H ₂ O ⁺	0,79	0,42	0,13	0,44
H ₂ O ⁻	—	0,42	0,74	0,60
S	0,10	—	—	—
Fe(S)	0,09	—	—	—
Total	99,68	99,55	99,23	99,40

Echantillon 407 — analysé par E. Călinescu; échantillon 12 — analysé par O. Nichita; échantillons 4 et 5 — analysés par A. Movileanu in Seghedi, 1980.

Norme Rittmann

Quartz	26,65	9,66	17,44	27,20
Sanidine	12,40	10,49	14,97	7,10
Oligoclase	—	—	—	49,23
Andésine	53,40	66,38	53,25	—
An	31,98	33,30	31,08	25,67
Biotite	5,36	—	—	13,26
Augite	0,27	1,48	—	—
Hypersilénie	—	9,96	10,63	—
Hornblende	0,47	—	—	—
Magnétite	0,98	0,35	0,60	0,67
Apatite	0,35	0,56	0,34	0,29
Ilmenite	0,40	1,11	0,54	—
Sphène	0,04	—	—	—
Pyrite	0,21	—	—	—
C.I.	7,56	13,47	14,00	15,47
Valeurs Niggli				
si	276,64	194,98	223,17	258,63
al	40,94	35,36	34,52	35,83
fm	16,94	26,75	29,85	24,30
c	20,46	20,22	18,01	18,38
atk	21,85	17,67	17,62	21,50
ti	1,86	2,55	1,33	—
p	0,31	0,38	0,25	0,25
k	0,30	0,23	0,28	0,30
mg	0,06	0,72	0,57	0,44
qz	90,02	24,30	52,68	72,65



les suivants diagrammes de classification, fondés sur la composition chimique : le diagramme QAP (selon Streckeisen, 1967) (fig. 4) ; le diagramme $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (selon Middlemost, 1972) (fig. 5) ; diagramme Q'(F') —

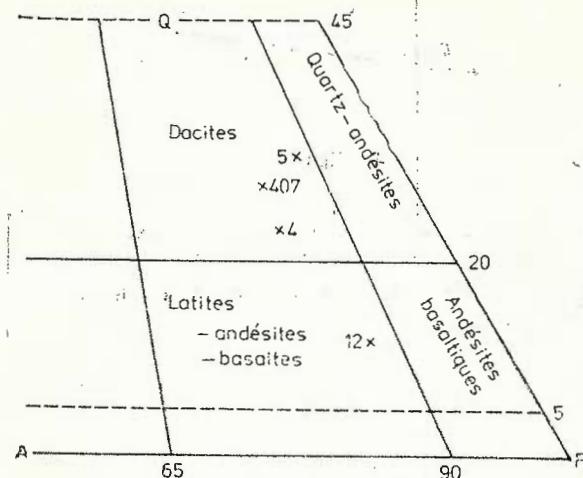
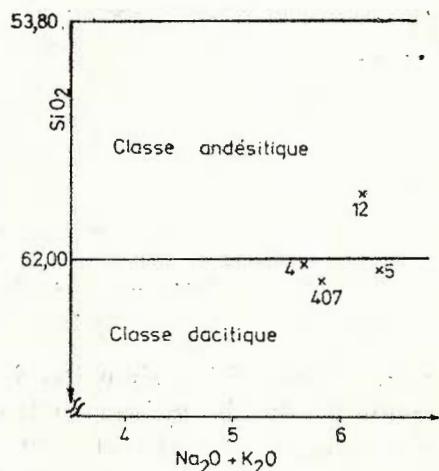


Fig. 4 — Diagramme QAP (Streckeisen, 1967). 407, 12, 5, 4 — idem fig. 1.

Fig. 5 — Diagramme $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1972). 407, 12, 5, 4 — idem fig. 1.



ANOR (selon Streckeisen et Le Maître, 1979) ; R_1/R_2 (selon H. de la Roche et al., 1980) (fig. 7) ; diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (selon Peccerillo et Taylor, 1976) (fig. 6). Selon ces diagrammes de classification, l'andésite de Pietricelu peut être nommé : andésite, andésite riche en potassium, dacite ou ryodacite. Les difficultés de classification sont dues au caractère hybride du magma d'où provient-elle, ainsi comme aux processus de contamination.

En ce qui concerne la teneur en oxydes principaux, on a fait une moyenne de ceux-ci, qui a été comparée ensuite avec la moyenne d'autres

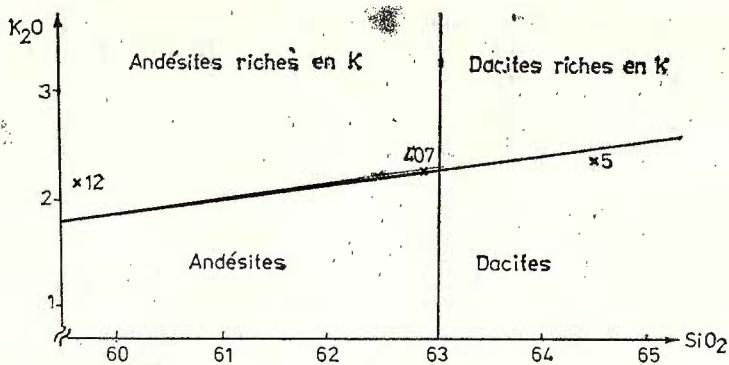


Fig. 6 — Diagramme K_2O/SiO_2 (Peccerillo-Taylor, 1976). 407, 12, 5, 4 — idem fig. 1.

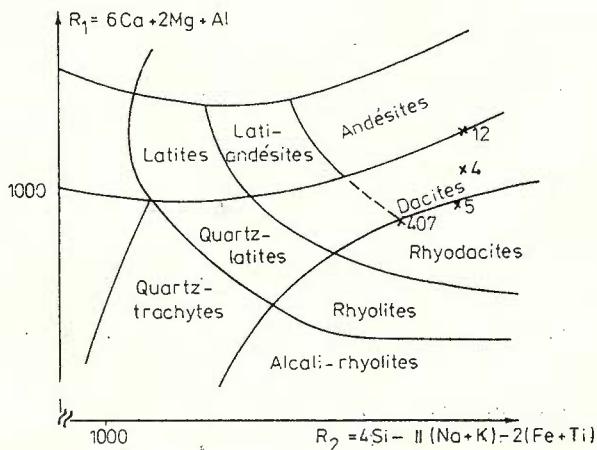


Fig. 7 — Diagramme R_1/R_2 (H. de la Roche, 1980). 407, 12, 5, 4 — idem fig. 1.

roches à composition similaire, à savoir : andésites de Călimani (selon Peltz et al., 1973), andésite-dacites (selon Vlodavet, 1939), in Peltz et al., 1973) et dacites (selon Girod, 1978) (tab. 4).

On peut donc tirer les suivantes conclusions : la teneur en SiO_2 de l'andésite de Pietricelu se trouve entre celle des andésite-dacites (61;64) et celle des dacites (64,30), étant supérieure à la moyenne des andésites (58,66) ; le contenu en Al_2O_3 est inférieur à celui des andésites (18,60), étant très proche de celui des andésite-dacites (16,84) ou des dacites (15,80) ; CaO est inférieur au contenu moyen des andésites (6,73), inférieur à la moyenne des andésite-dacites (5,23), étant très similaire à la moyenne des dacites (4,40) ; la somme $Na_2O + K_2O$ est égale avec la somme des alcalies des dacites et beaucoup supérieure à celle des andésites. En suivant

les contenus en d'autres oxydes, on peut observer la position oscillante de ceux-ci entre les contenus des roches acides et ceux des roches intermédiaires.

TABLEAU 4

Composition chimique moyenne de l'andésite de Pietricelu et des termes de comparaison

Oxydes	Andésite de Pietricelu	Andésite Călimani (Peltz, 1973)	Andésite-dacite (Vlădăveș, 1939)	Dacite (Girod, 1978)
SiO ₂	62,48	58,66	61,64	64,30
Al ₂ O ₃	16,46	18,60	16,84	15,80
TiO ₂	0,52	0,76	0,48	0,76
Fe ₂ O ₃	1,93	3,59	3,93	3,70
FeO	2,13	2,44	2,31	1,80
MnO	0,08	0,14	0,11	0,10
MgO	3,03	3,12	2,32	2,20
CaO	4,78	6,73	5,23	4,30
K ₂ O	2,25	1,70	1,75	2,70
Na ₂ O	3,85	3,63	3,66	3,40
P ₂ O ₅	0,12	0,18	0,21	0,19
H ₂ O ⁺	0,43	0,66	1,75	1,00
H ₂ O ⁻	0,58	—	1,52	—
CO ₂	0,61	—	—	—
Total	99,14	100,21	100,00	100,00

Les propriétés minéralogiques et chimiques de l'andésite de Pietricelu suggèrent l'existence d'un mélange intime local entre un liquide acide et un liquide intermédiaire, à la suite duquel s'est formé un magma hybride ultérieurement contaminé (le mélange étant favorisé, peut-être, par la présence d'un accident tectonique).

Les principaux indices de hybridation ont été considérés les suivants : la coexistence des cristaux de feldspath plagioclase à zonation normale et inverse ; l'existence des xénocristaux de feldspath plagioclase plus acide et un autre plus basique, tout comme l'existence des auréoles de feldspath acide autour de celui basique arrondi ; l'existence des auréoles de verre autour des cristaux de feldspath ; l'ordre de cristallisation inverse des minéraux ; les caractères chimiques oscillants entre un type de roche acide et une roche intermédiaire ; des indices de couleur spécifiques aux roches acides ; l'emplacement sur les diagrammes de classification (basés sur les analyses chimiques) dans des champs situés soit à la limite dacite-andésite, soit dans le champ des dacites uniquement. Ce travail ne constitue pas une étude des éléments mineurs, car pour les processus de hybridation ceux-ci ne peuvent pas fournir des informations précises sur le magma résultant. Selon Taylor et al. (1969) le simple mélange entre un matériel acide et un autre intermédiaire peut conduire à une composition à caractère mixte, évidentié par les éléments majeurs, mais non concluent par les éléments mineurs y compris.

La minéralogie et le chimisme de l'andésite de Pietricelu ont été influencés aussi par l'existence d'un processus de contamination superposé

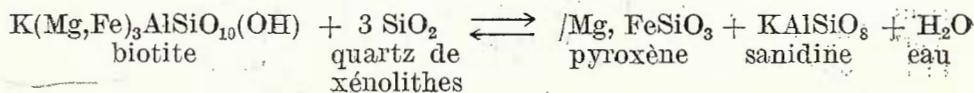
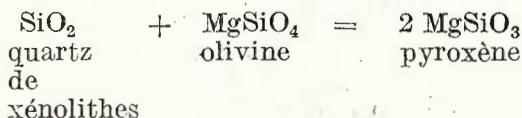


*je p
mult*

à celui de hybridisation. Ce fait détermine : la coexistence de certaines associations de minéraux incompatibles, tels : le quartz et l'olivine, le quartz et le tridimite, l'olivine et le feldspath potassique ; l'existence de deux types différents de pyroxène (ortho et clino-) ; l'existence des xénolithes de quartz entourés d'auréoles de réaction dont l'apparition déterminera dans le liquide qui les a englobé une série de réactions, pour le déclanchement desquelles les processus de diffusion ont eu un rôle important. Concernant la présence de ces xénolithes de quartz on a émis des diverses opinions sur l'origine et le mode d'apparition dans les roches intermédiaires. Ainsi, Turner (1967) les considérait d'origine exogène au magma de base, enlevés par celui-ci à des parois des roches traversées et une fois arrivés ici, étaient partiellement assimilés ; Doe et al. (1969) soutiennent l'idée selon laquelle ces xénolithes de quartz représenteraient un bon indicateur de la contamination du magma basaltique à croûte sialique continentale ; Green et Ringwood (1968), Nocholds et al. (1971) (in Rea, 1974) soutiennent l'origine primaire des cristaux arrondis de quartz des andésites, celle-ci représentant les premiers phénocristaux formés à pressions élevées et qui en arrivant à basse pression, à cause de l'ascension du magma, ne sont plus en équilibre avec la fusion et alors a lieu leur résorption. Sato (1975) apporte des arguments en faveur de l'origine exogène des xénolithes de quartz.

En parlant des xénolithes de quartz de l'andésite de Pietricelu, on est d'avis qu'ils sont provenus, comme des éléments exogènes, soit du tuf dacitique situé au-dessous de la dacite de Drăgoiasa, soit des roches du soubassement cristallin traversé par le magma dans son chemin vers la surface.

L'apparition des trois zones de l'auréole de réaction du grain de quartz pourrait être ainsi expliquée : une fois arrivé dans le magma, le grain de quartz passe par des processus de fusion et résorption. Par incorporation dans la phase liquide, il subit des modifications, devient similaire à un centre de cristallisation, se forme une auréole de réaction par le changement d'ions avec la masse fondamentale environnante en lui modifiant en même temps la composition minéralogique par l'apparition du tridimite, diopside et l'hypersthène. Le grain de quartz, même en état pur (Bowen in Turner, 1967), peut élibérer une quantité suffisante de SiO_2 pour déclencher les réactions :



Le caractère complexe du magma qui a généré l'andésite de Pietricelu a conduit aussi à la diversification des caractères minéralogiques, pétrographiques et chimiques de celle-ci, caractères que nous avons essayé clarifier dans la présente note.



Je remercie dr. S. Peltz pour les observations et les suggestions utiles faites sur le manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexandrescu Gr., Mureşan G., Peltz S., Săndulescu M. (1968) Notă explicativă la harta geologică a României sc: 1: 200 000, Foaia Toplița.
- Balintoni I. (1970) Date și idei noi în legătură cu geneza zăcămîntului de sulf nativ din munții Călimani și cu fenomenele geologice din terenurile adiacente zăcămîntului. *D. S. Inst. Geol.*, LV/2, p. 5—21, București.
- Borcoș M., Peltz S., Stan N., Berbeleac I. (1980) *Guidebook for the Field Works of the Group 3.4. Inst. Geol. București, România*.
- Bruce D., Lipman P., Hedge C. (1969) Primitive and Contaminated Basalt from the Southern Rocky Mountains, USA. *Centr. Mineral.*, 21, p. 142—156.
- Coșma St., Teodoru I., Teodoru C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei munților Călimani de nord și Birgăului de sud. *D. S. Com. Geol.*, L/2, București.
- Girod M., Lefevre C. (1972) Nature et origine des andésites et trahytes cénozoïques du Massif Central Français. *Contr. Mineral. Petrol.*, 36, p. 315—328, Springer-Verlag.
- Green T. H., Ringwood E. (1968) Genesis of the Calc-Alkaline Igneous Rock Suite. *Contr. Mineral. Petrol.*, 18, p. 105—108.
- Nichita O. (1934) Étude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haïta du Massif des Monts Călimani. Univ. Iași, Rezumatul tezei de doctorat.
- Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C., Vasilescu Al. (1973) Geochemistry of volcanic rocks from the Călimani, Gurghiu and Hârghita Mountains (Major and trace elements). *An. Inst. Geol.*, XLII, p. 340—393, București.
- Prischak C., Dordea D., Crudu E. (1973) Rapport, les archives I.P.G.G. Bucarest.
- Rădulescu D., Peltz S., Popescu A. (1973) Lower compartment of the structure of the Călimani, Gurghiu and Hârghita Mountains: the volcano-sedimentary formation. *An. Inst. Geol.*, XLI, București.
- Rea J. (1974) The volcanic geology and petrology of Montserrat West Indies. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 130, p. 431—466, Ireland.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Masson, Cie, Paris.
- Sato H. (1975) Diffusion Coronas around Quartz Xenocryst in Andesite and Basalts from Tertiary Volcanic Region in Northeastern Shikoku, Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, 50, p. 49—64, Springer-Verlag.
- Seghedi I. (1980) Contribuții la studiul petrologic al calderei Călimani. *D. S. Inst. Geol.*, LXVII/1, București.
- Soare C. (1965) Rapport, les archives I.P.G.G. Bucarest.
- Szadeczky I. (1930) Munții vulcanici Hârghita-Călimani. *D. S. Inst. Geol.*, XVI, București.
- Taylor R. S. (1968) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Proc. Symposium on Andesites. Univ. Oregon.*
- Teodoru I., Teodoru C. (1963) Rapport, les archives I.P.G.G. Bucarest.
- Török Z. (1952) Vulcanologie et stratigraphie des Monts Călimani du NE. *Comit. Geol. C. R.*, XXXVI, București.
- Turner Fr., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.



OBSERVAȚII ASUPRA ANDEZITULUI DE PIETRICELU, MUNȚII CĂLIMANI DE NORD, JUDEȚUL SUCEAVA

(Rezumat)

Andezitul de Pietricelu este situat pe marginea sudică a calderei Călimani și este considerat a reprezenta ultima formă de manifestare a eruptivului neogen din această zonă. Asupra nomenclaturii și, mai ales, asupra originii magmei din care a luat naștere acest andezit s-au emis diferite opinii de către cercetătorii anteriori. Astfel, andezitul de Pietricelu a fost considerat : fie un produs de asimilare, fie un rezultat al proceselor de diferențiere sau al celor de hibridizare. În lucrarea aceasta, s-a încercat ca pe baza unui studiu mineralologic și chimic asupra andezitului de Pietricelu să putem argumenta ideea existenței unui amestec de magme (pe o rază de acțiune limitată), parțial cristalizate, de proveniență comună, dar modificate în diverse grade de evoluție, de către reacția de asimilare a unor xenolite de cuarț cu care magma hibridă a venit în contact în apropierea locului de formare sau în drumul ei ascensional.

Petrografia și mineralogia

Andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț de Pietricelu se situează în compartimentul superior, deasupra andezitelor piroxenice superioare. Ca formă de zăcămînt — dom efuziv. Microscopic, roca este alcătuită din : fenocristale și microlite de : plagioclaz, biotit, hornblendă, augit, hipersten, olivină, minerale opace și cuarț din xenolite prinse într-o masă fundamentală alcătuită din aceleasi minerale, la care se mai adaugă : sticla criptocristalină, tridimit, apatit, zircon. Prezența cuartului în andezitul de Pietricelu constituie o problemă aparte. Apare, în general, sub forme rotunjite, topite marginal sau total, întotdeauna înconjurate de o aureolă de reacție la contactul cu masa rocii înconjurătoare. Această aureolă este alcătuită din mai multe zone concentrice în jurul granulului de cuarț.

Zona I este alcătuită din sticla și piroxeni (diopsid) ; zona II cuprinde, mai ales, cristale de piroxeni care predomină asupra sticlei și minerale opace ; zona III (piroxeni și hornblendă) apare în apropierea contactului dintre granulul de cuarț și masa fundamentală a rocii înconjurătoare. Cele trei zone au limite clare între ele.

Compoziția chimică a andezitului de Pietricelu

Andezitul de Pietricelu provine dintr-o magmă cu un conținut destul de ridicat de SiO_2 , apropiindu-se mult de compoziția chimică a dacitelor. În urma recalculărilor făcute asupra analizelor chimice s-a observat că, xenolitele de cuarț nu influențează, decit în mică măsură, compoziția chimică a rocilor. Privind diagramele de clasificare a rocilor, bazate pe analizele chimice, se poate observa că amplasarea punctelor ce



reprezintă andezitul de Pietricelu oscilează întotdeauna între cîmpul rocilor acide și cel al rocilor intermediare. Pe baza acestor clasificări, andezitul de Pietricelu poate fi numit andezit, dacit, andezit bogat în potasiu.

Concluzii și discuții

Trăsăturile mineralogice și chimice ale andezitului de Pietricelu sugerează existența unui amestec intim, local între un lichid acid și unul intermediar, în urma căruia a luat naștere o magmă hibridă (amestecul fiind favorizat, probabil, de existența unui accident tectonic) ulterior contaminată. Principalii indicii de hibridizare i-am considerat a fi : coexistența cristalelor de feldspat plagioclaz cu zonare normală și inversă ; coexistența xenocristalelor de feldspat mai acid și unul mai bazic ; existența coroanelor de feldspat acid în jurul celui bazic rotunjit ; ordinea de cristalizare inversă a mineralelor ; caractere chimice oscilante între un tip de rocă acidă și una intermediară ; indicii de culoare specifice rocilor acide ; amplasarea pe diagramele de clasificare în cîmpuri dispuse fie la limita dacit-andezit, fie numai în cîmpul dacitelor. Mineralogia și chimismul andezitului de Pietricelu au fost influențate și de existența unui proces de contaminare suprapus celui de hibridizare. Acestui fapt îl s-ar datora : existența unor asociații de minerale incompatibile cum sunt : cuartul și olivina ; cuartul și tridimitul ; olivina și feldspatul potasic ; existența a două tipuri diterite de piroxen (orto și clino) ; existența xenolitelor de cuart înconjurate de aureole de reacție.

Xenolitele de cuart din andezitul de Pietricelu au provenit, ca element exogen, fie din tufitul dacitic de la Drăgoiasa, fie din rocile fundamentului cristalin străbătut de magmă în drumul ei spre suprafață.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

- Fig. 1 — Aspect microscopique du feldspath plagioclase. N +.
- Fig. 2 — Xénolith de quartz entouré d'auroéoles de réaction. On peut observer l'apparition de la hornblende à la limite avec la masse fondamentale. Q-quartz ; px-pyroxène ; hb-hornblende ; s-verre ; MF-masse fondamentale. N//, $\times 29,3$.
- Fig. 3 — Xénolith de quartz gloméroporphyrique sans auroéoles de réaction. Q-quartz ; fld-feldspath. N//, $\times 58,7$.
- Fig. 4 — Xénolith de quartz entouré de pyroxènes de la zone II. N + ; $\times 29,3$.

Planche II

Analyses qualitatives executées à la microsonde électronique

- Fig. 1 — Image de distribution de Ca. px-pyroxènes ; Q-quartz.
- Fig. 2 — Image de distribution de Si.
- Fig. 3 — Image de distribution de K. S-sanidine ; bi-biotite ; Q-quartz.



Călătorie de la ICR la Institutul Geologic al României, în cadrul proiectului "GEOLOGIE 2000"

Geotectonice

Cea mai mare parte din teritoriul României este acoperită de un strat de sedimente cu grosimea de la cca 1000 m până la cca 2000 m. În ceea ce privește compoziția acestor depozite, se poate distinge între depozitele continentale și marine. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă.

Geotectonice

1.

Cea mai mare parte din teritoriul României este acoperită de un strat de sedimente cu grosimea de la cca 1000 m până la cca 2000 m. În ceea ce privește compoziția acestor depozite, se poate distinge între depozitele continentale și marine. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă.

Cea mai mare parte din teritoriul României este acoperită de un strat de sedimente cu grosimea de la cca 1000 m până la cca 2000 m. În ceea ce privește compoziția acestor depozite, se poate distinge între depozitele continentale și marine. În ceea ce privește proveniența lor, se poate distinge între depozitele cu origine continentala și maritimă.



1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

OBSERVATII GEOLOGICE, PETROGRAFICE ȘI CHIMICE ASUPRA FORMAȚIUNILOR ERUPTIVE DIN EXTREMITATEA NORDICĂ A MUNTILOR CĂLIMANI (ZONA VĂII HAITA-VÎRFUL LUCACIUL, JUDEȚUL SUCEAVA)¹

DE

EUGENIA NIȚOI²

Eruptive rocks. Ahdésites. Magmatic differentiation. Assimilation processes. Calc-alkali series. Neogene. East Carpathians — Neogène-Quaternary eruptive — Călimani Mountains.

Abstract

Geological, Petrographical and Chemical Observations on the Eruptive Formations in the Northernmost Part of the Călimani Mountains (Haita Valley-Lucaciul Summit Area, Suceava District). This paper is a detailed study of the geology of the Haita Valley-Lucaciul Summit area, of the lithology of the eruptive formations, of the time and space succession of the main stages of magmatic activity; it also presents data on the chemical characters of the studied rocks. Bodies of intrusive rocks are described for the first time in subvolcanic facies. The presence of the basalt-basaltic andesite-andesite-quartz andesite association is proved mineralogically and chemically. The chemical composition of the rocks indicate their appurtenance to the calc-alkali domain.

Résumé

Observations géologiques, pétrographiques et chimiques sur les formations éruptives de l'extrême septentrionale des monts Călimani (zone de la vallée de l'Haita-sommet Lucaciul, district Suceava). L'auteur présente une étude détaillée sur la géologie de la zone, la lithologie des formations éruptives, la succession en temps et espace de principales étapes de l'activité magmatique, tout comme des données sur les caractères chimiques des roches étudiées. On décrit pour la première fois des corps de roches intrusives dans la facie subvolcanique. La présence de l'association basalt-basaltique andésite-andésite-quartz andésite est démontrée minéralogiquement et chimiquement. La composition chimique des roches indique leur appartenance au domaine calc-alkali.

¹ Depusă la 9 mai 1986, acceptată pentru comunicare și publicare la 9 mai 1986, comunicată în ședință din 16 mai 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică: Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



mière fois des corps de roches intrusives en faciès sous-volcanique. On démontre, de point de vue minéralogique et chimique, la présence de l'association basalte-andésite basaltique-andésite quartzifère. La composition chimique des roches démontre leur appartenance au domaine calco-alcalin.

Introducere

Obiectul acestei lucrări îl reprezintă rocile eruptive aparținând magmatismului neogen din nordul munților Călimani. Acestea sunt răspândite pe o suprafață de aproximativ 34 km², cuprinsă între satul Gura Haitei la est, valea Haitei la sud, valea Tamăului la vest și creasta dintre vîrful Pietrele Roșii — vîrful Lucaciul la nord. Studiul de față lărgește spre vest aria cercetărilor efectuate anterior (Nițoi, 1982; Nițoi, Constantinescu, 1984) aducind completări și detalieri asupra geologiei zonei, a litologiei formațiunilor eruptive, a succesiunii în timp și spațiu a principalelor etape de activitate magmatică, precum și completeri asupra caracterelor chimice ale rocilor studiate.

Cu ocazia cercetărilor din ultimii ani, am constatat că zona la care ne referim este mult mai complexă decât se credea, alături de rocile efuzive și explozive de natură andezitică sau bazaltică apărind și cîteva mici corpori intrusive în facies subvulcanic, necitate pînă în prezent (microdiorite).

Pentru prima oară s-a întocmit o hartă de detaliu a zonei, în care, pe lîngă formațiunile geologice, au fost conturate și ariile de transformări exogene sau datorate soluțiilor postvulcanice. De asemenea, este demonstrată, mineralologic și chimic, prezența asociației bazalt-andezit bazaltic-andezit-andezit cuarțifer.

Cercetări geologice privind strict zona la care ne referim sunt puțin numeroase. Pot fi cități : Bușureanu (1903), Nichita (1934), Savul (1938), Cosma et al. (1964) precum și Nițoi și Seghedi în Balintoni et al. (1983).

Dacă ținem seama de rezultatul cercetărilor anterioare (Nițoi, 1982; Nițoi, Constantinescu, 1984; Balintoni et al., 1983; Peltz, Seghedi, 1984) atunci cea mai mare parte din zonă este situată la nivelul compartimentului inferior C₁ (formațiunea vulcanogen-sedimentară), cuprinzînd mai ales, seriile II și III ale acesteia. Prezența „faciesului de Dorna” (ciclul II efuziv — Török, 1952) și a suprafetelor de eroziune de la nivelul andezitelor cu augit, hipersten și hornblendă (considerate de Nichita (1934) dovada unui vechi relief sau de Rădulescu et al. (1984) un moment ce stabilește limita superioară stratigrafică a formațiunii vulcanogen-sedimentare) ne permit ca, cel puțin o parte din suprafață cercetată (cotele superioare) să o atribuim limitei dintre cele două compartimente structurale (C₁ și C₂) caracteristice întregului lanț vulcanic Călimani—Gurghiu—Harghita.

Vîrstă acordată acestor vulcanite, deocamdată o preluăm din literatura anterioară (Balintoni et al., 1983): Pontian superior.



Caracterizare mineralogică și petrografieă

Caracterul petrografic dominant al formațiunilor eruptive de la vest de satul Gura Haitei este dat de andezitele piroxenice mai mult sau mai puțin bazaltice. Acestea reprezintă produse ale unor erupții recurente, cu caracter efuziv și exploziv, cu intensități diferite de la o erupție la alta și care formează o succesiune de curgeri de lave separate, sau acoperite în întregime de nivele discontinue de roci vulcanoclastice. Din harta anexată (pl. I) și din tabelul 1 se poate vedea succesiunea și răspândirea produselor eruptive pe teatăr suprafăță cercetată, luate în comparație cu succesiunea erupțiilor stabilită de Teodoru et al. (1970) pentru Călimanii de nord (zona pîrului Negrișoara situată în nordul zonei noastre, în imediata apropiere).

În afara curgerilor de lave și a rocilor vulcanoclastice, întreaga suprafață este străbătută de dyke-uri, silluri și mici corpuri intrusiv-de dimensiuni reduse ($0,30 - 0,50$ m grosime și $10 - 20$ m lungime) (dimensiunile reale nu pot fi apreciate decât cu aproximativă) a căror venire este legată fie de fâlia transversală Răchiș-Panacul, fie de fracturi mai mici cu dezvoltare locală.

Pe criterii petrografice și mineralogice au fost separate următoarele tipuri de roci: andezite piroxenice, andezite piroxenice bazaltice, andezite

TABELUL 1

Teodoru et al., 1970 (pîrul Negrișoara)	Nițoi, 1984 (valea Haitea)
Bazalte (lave, dyke-uri); andezite cu biotit	—
Andezite cu hornblendă verde (dyke-uri)	—
Andezite cu hornblendă brună (curgeri)	—
Andezite piroxenice superioare (curgeri)	↑ Andezite cu augit, hipersten (\pm hornblendă); andezite cu hipersten, augit. (curgeri)
Piroclastite ciclul II	↑ Rocî vulcanoclastice (breccii, aglomerate, tufurii); intercalări de andezite cu hornblendă.
Andezite bazaltice „tip Dorna“ (curgeri)	↓ Microdiorite, andezite cuarțifere, andezite bazaltice, bazalte (dyke-uri)
Microdiorite (dyke-uri)	↑ Andezite cu augit, hipersten (\pm hornblendă) (curgeri)
Andezite piroxenice inferioare (curgeri)	Andezite bazaltice „tip Dorna“ (curgeri și corpuri)
Piroclastite ciclul I	↓ Andezite cu hipersten, augit (\pm hornblendă, olivină); intercalări de roci vulcanoclastice și andezite cu hornblendă (curgeri)
Sedimentar	Alternanță de roci epiclastice, vulcanoclastice și sedimentare Sedimentar



cu piroxeni și amfiboli, bazalte, andezite cu amfiboli, microdiorite porfirice, andezite cuartifere. După gradul de participare a piroxenului (rombic sau monoclinic) în compoziția modală a andezitelor piroxenice au fost separate varietățile : andezite cu hipersten, augit (\pm hornblendă, olivină), andezite cu augit și hipersten (\pm hornblendă), andezite cu augit și hornblendă resorbță, andezite cu augit și olivină. Deoarece rocile eruptive din ambele compartimente structurale (C_1 -formațiunea vulcanogen-sedimentară și C_2 -stratovulcanic) prezintă, în mare, aceleași caractere mineralogice, texturale și structurale, vom face caracterizarea acestora pe tipuri de rocă și nu strict în ordinea punerii lor în loc.

Andezite cu hipersten, augit (\pm hornblendă, olivină)

Formează curgeri masive de lavă, asociate cu nivele discontinue de roci vulcanoclastice. În versanții văii Haia, curgerile de lavă, cu o viscozitate destul de ridicată, au alternat cu momente explosive dind naștere la un amestec de lave, lave scoriace și lave cu blocuri, creând, pe alocuri, falsa impresie de rocă piroclastică. Se deosebește de andezitul cu augit și hipersten atât prin predominarea piroxenului rombic cît și printr-un chimism ușor diferit (andezitul cu augit și hipersten are o cantitate mai mică de SiO_2 și mai mare de fier, magneziu și calciu).

În general roca este neagră sau roșcată, cu aspect compact sau veziculat. Fenomenele de alterare superficială (și pe alocuri alterarea datorată soluțiilor postvulcanice) au modificat mult aspectul inițial al rocii, iar grosimea nivelului de lavă a influențat structura și textura rocii, încit aceasta variază funcție de locul de recoltare a esantionului. Pe valea Panacul andezitul prezintă aspecte de „pillow lava”.

Sub microscop, roca se caracterizează prin asocierea fenocristalelor de feldspat plagioclaz cu cele de hipersten și augit prinse într-o matrice microcristalină, pilotaxitică, adeseori fluidală constituită din aceleași minerale. Subordonat apar cristale de hornblendă și olivină. Cînd roca prezintă aspectul veziculat, în masa fundamentală a acesteia apar numeroase minerale de neoformăție : calcit, clorit, cuarț, silice criptocrystalină. În figura 1 sunt redate cîteva aspecte cu forme de umplere a gôlurilor.

Fenocristalele de plagioclaz (50–54 % An) apar ușor argilizate maclate tip albă sau zonate (zonări oscillatorii sau normale); conture idiomorfe sau hipidiomorfe; uneori apare un feldspat cu simbure rotunjite; numeroase incluziuni vitroase. Hiperstenul formează cristale mărunte, incolore sau ușor colorate în galben-verzui ce au tendința de a se reuni în agregate din mai mulți indivizi, alături de piroxenul monoclinic (augit diopsidic) adeseori calcitizat. Se întâlnesc și fenomene de exoluție între augit și hipersten. În apropierea faliei Răchițiș-Panacul, acolo unde andezitul este afectat de soluțiile postvulcanice, pe lîngă piroxenul rombic și monoclinic proaspăt, mai apare o varietate de piroxen complet transformat. Astfel, apare un mineral cu contur de piroxen, incolor în NII și cu birefringență ridicată în N+, cu structură „celulară” dată de numeroasele fisuri longitudinale și transversale ce străbat mineralul și care sunt umplute cu granule de magnetit și minerale serpentinice



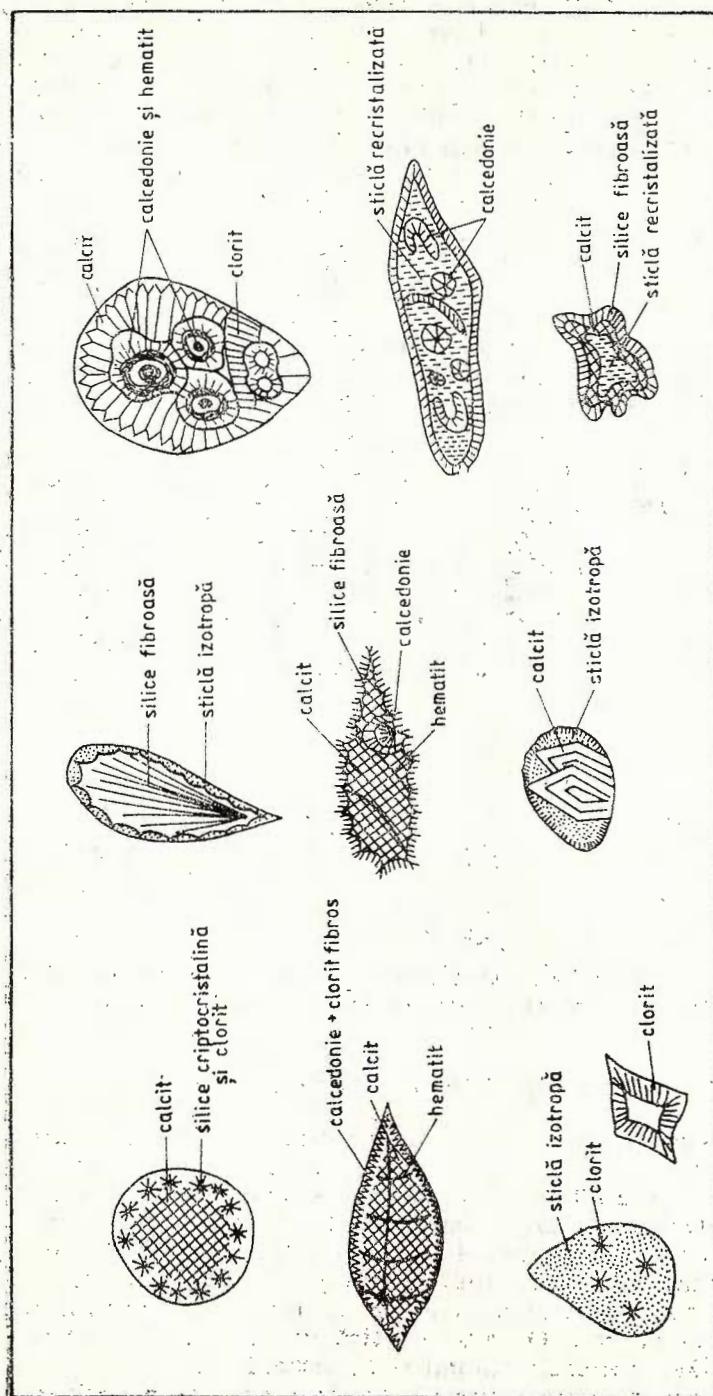


Fig. 1 — Forme de umplere a golurilor din andezitele vacuoare.
Forms of filling the voids in the vacuolar andesites.

fibroase, orientate perpendicular pe pereții fisurilor; în „celule” se găsesc fie reliete din piroxenul inițial (greu determinabil), fie calcit, fie silice criptocristalină; pe întreaga suprafață a cristalului apare un amestec intim de paie de muscovit, clorit, feldspat și talc. Urmărind relațiile dintre cele trei tipuri de piroxeni și feldspați se poate stabili ordinea de cristalizare: feldspat-hipersten-piroxen transformat-augit. S-ar putea că acest piroxen transformat să fie tot un piroxen rombic format în primele stadii de cristalizare și care în momentul apariției piroxenului monoclinic să fi devenit instabil. Înainte de a ajunge la stadiul de transformare completă, în care să fie prezente toate mineralele de neoformare citate piroxenul prezintă o multitudine de stadii intermediiare (fig. 2) (Andezite cu hipersten și augit de la vest de Gura Haitei corespund cu andezitele inferioare descrise de Teodoru et al. (1970) în zona văii Negrișoara). Compoziția modală a acestui andezit, ca și a celorlalte tipuri, este redată în tabelul 2.

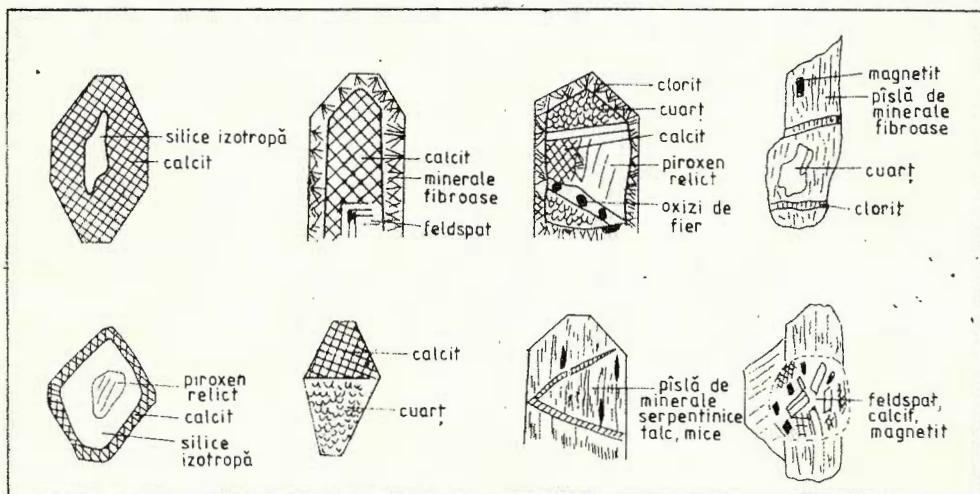


Fig. 2 — Stadii de transformare a piroxenului în minerale de neoformare.
Alteration stages of pyroxene in the neoformation minerals.

Andezite cu augit, hipersten (hornblendă)

Pe harta geologică anexată am încercat să delimităm cartografic, prin semne convenționale, acest tip de rocă față de andezitele descrise anterior. Acest lucru a fost posibil, mai ales acolo, unde, între cele două curgeri s-a interpus andezitul bazaltic „tip Dorna”. Este foarte greu de precizat și de trasat limite nete între cele două tipuri de curgere, care de cele mai multe ori se suprapun același areal de apariție. Proportia în care participă piroxenul rombic sau cel monoclinic variază chiar în cadrul aceleiași curgeri. O caracteristică generală a acestor roci este separația în plăci orizontale sau puțin înclinate. Roca, în general masivă, altori vacuolară se caracterizează printr-o culoare cenușie-deschisă,

negricioasă și o structură porfirică bine evidențiată chiar și macroscopic. În secțiuni subțiri apare alcătuită din fenocristale de plagioclaz, augit și hipersten prinse într-o masă fundamentală impregnată cu oxizi de fier. S-a observat că pe măsură ce roca conține o cantitate mai mare de piroxen monoclinic, cel rombic dispare sau este transformat într-un agregat amorf, feruginos.

Andezitele piroxenice de la vîrful Lucaciul și aparăriile sporadice de pe creasta spre Pietrele Roșii (andezitele piroxenice superioare descrise de Teodoru et al., 1970) nu prezintă mineralogic, structural sau textural caractere deosebite față de cele situate la cotele inferioare ale zonei (andezitele piroxenice inferioare). Putem doar să menționăm că piroxenul rombic din acestea a fost determinat de Beke (în Buțureanu, 1903) ca fiind bronzit.

Andezite cu hornblendă verde, hipersten și augit

Formează curgeri subțiri de lavă (10–20 m) care au fost întâlnite la altitudini diferite: o primă curgere apare între cotele 1140–1170 m în malul stîng al văii Haita și suportă un nivel de roci vulcanoclastice; o a doua curgere apare între cotele 1270–1300 m unde formează acel „facies de Dorna” (Török, 1952). Ca iviri izolate andezitul cu hornblendă verde mai apare pe valea Harlei și valea Pădurețu. Aceste andezite, macroscopic, prezintă o culoare cenușie cu tonuri verzui, masive, cu structură porfirică vizibilă. Analiza microscopică arată că roca este compusă din fenocristale de plagioclaz, hornblendă și hipersten prinse într-o masă pilotaxitică sau hialopilitică. Subordonat apare augitul. Ca minerale accesori apar magnetitul, apatitul și quartul. Feldspatul plagioclaz (57–62% An) apare în cristale tabulare, rar limpezi, maclate polisintetice sau cu structuri zonare; au frecvențe incluziuni de sticlă. Mineralul melanocrat, hornblenda, este reprezentată, mai ales, prin varietatea verde (predominantă) sau, mai rar, cea brună. Cele două varietăți pot apare și împreună (de obicei, în faciesul de Dorna). Cristalele de hornblendă au conture idiomorfe, margini opacitizate sau înlocuite integral de un agregat format din minerale opace, plagioclaz și piroxen. Hiperstenul și augitul apar în cristale mici, izolate, opacitizate marginal; unele cristale de hipersten au coroane de augit. Pasta, de cele mai multe ori cu aspect fluidal, este constituită din microlite de feldspat, piroxeni, sticlă, magnetit și hematit (destul de abundant).

Pe valea Panacului, sub andezitul cu augit, hipersten (hornblendă) au fost întâlnite aflorimente de andezite cu hornblendă, hipersten și augit intim asociate cu andezite bazaltice. Török (1956) consideră aceste andezite ca fiind în facies subvulcanic. Datorită gradului redus de deschidere a numeroaselor procese exogene sau postmagmatische care au influențat aspectul actual al rocii, este greu de infirmat ipoteza lui Török, iar studiul mineralologic pledează cînd spre un facies subvulcanic, cînd spre o curgere. Dacă ținem însă seama că asemenea andezite apar și în nordul zonei noastre, pe valea Negrișoara, sub formă de curgeri (Teodoru et al., 1970) atunci este mai plauzibil să le considerăm tot



ergeri ale aceleiași faze magmatische. În cadrul unui singur afloriment au fost întâlnite, fie andezite bazaltice, fie andezite cu hornblendă între care există relații neclare : cînd se întrepătrund, cînd sunt limite clare. Această situație l-a făcut pe Török (1952) să le considere ca roci „hibride” care au luat naștere dintr-un amestec al magmei andezitice cu cea bazaltică. L. Atanasiu (1956) presupune că asociația intimă dintre cele două tipuri de andezite s-ar datora unor veniri de lave succesive, foarte apropiate în timp, dar care aparțin aceleiași faze magmatische.

Atât pe teren, cât și prin studiul microscopic s-au pus în evidență, în cadrul acestui „facies de Dorna” procese de transformare exogenă alături de transformări datorate soluțiilor postvulcanice. Intensitatea cea mai mare a acestor transformări (la zi) o găsim în apropierea faliei Răchiță-Panacul, iar pe măsură ce ne îndepărăm de aceasta, scade. Determinările în Rx (analist T. Urean I.P.G.G.) făcute pe o probă recoltată din imediata apropiere a faliei amintite (roca este complet sfărmată pînă la stadiul de pudră de culoare galben-ocru) au dat următoarea compoziție mineralogică : halloysit (posibil cantități reduse de montmorillonit), cuart, feldspat. (Mineralele sunt trecute în ordinea participării lor la compoziția mineralologică). De remarcat prezența halloysitului, mineral ceva mai rar întâlnit, produs de alterarea tipic exogenă a unor roci eruptive bazice (necitat pînă acum în zonă, dar semnalat de Teodoru et al. (1965) în caldera Călimani). Reflexele caracteristice mineralului respectiv obținute sunt foarte aproape de datele din literatură și anume : 7,360 Å ; 4,440 Å ; 3,625 Å ; 2,133 Å. Fisurile rocii, de dimensiuni milimetrice, sunt umplute cu silice criptocristalină și calcit. Cînd roca este ceva mai proaspătă, sub microscop, se pot observa foile mici de biotit, un clinopyroxen de neoformăție care impregnează roca, turmalina ce formează rozete din cristale mici aciculare precum și minerale din grupa cloritului (penninul).

Un facies local al andezitelor apare pe valea Haita la confluența cu valea Tamăului reprezentat prin andezite lipsite de minerale feromagneziene și de fenocristale, doar cu microlite de feldspat dispuse fluidal într-o masă hialopilitică de culoare neagră. Rarele microlite de hornblendă care apar sunt complet opacizate. (La sud de zona cercetată acest tip de andezite a fost întâlnit ca elemente în masa de piroclastite de pe valea Zăpodiei (caldera Călimani), iar la sud-est în dealul Măgura (Drăgoiasa)).

Andezite bazaltice

Referindu-ne strict la andezitele bazaltice din „faciesul de Dorna” le putem caracteriza ca o rocă negricioasă cu un grad de cristalinitate scăzut. Microscopic se compune din fenocristale de plagioclaz, augit, hipersten și olivină prinse într-o masă de bază hialopilitică, pilotaxitică uneori intersertală, în care apar separații sferulitice, amigdaloide formate din concreșteri de clorit, calcit, cuart, hematit sau silice criptocristalină, asemănătoare celor întâlnite în andezite.

TABELUL 2.

Compoziția modală a probelor analizate

Proba	Tip de rocă	Fld. plg.	Oliv.	Hiper- sten	Augit	Hornbl.	Acces (sec)	M. F.
310	andez. cu hip. augit, hornbl.	27	—	15	7	3	4	44
208	andez. cu hip. augit, (oliv)	35	1	13	10	2	3	36
236	andez. cu hip. augit,	40	—	10	7	3	5	35
239	andez. cu aug., hipersten	37	—	11	15	4	7	26
405	andezit cu hornbl., hipers.	25	—	7	—	15	7	44
306	andezit bazaltic	40	1	9	7	—	3	40

Roci vulcanoclastice

În zona cercetată rocile vulcanoclastice (breccii piroclastice, aglomerate, microaglomerate, tufuri grosiere) alcătuiesc fie intercalații subțiri (10–20 m) între cărjerile de lave (valea Pădurețu, afluenți stângi ai văii Haita), fie stive groase (200–300 m) care acoperă în întregime produsele erupțiilor precedente. Deoarece depozitele de roci vulcanoclastice situate la cotele inferioare ale zonei au fost descrise în amănunte în lucrările anterioare (Nițoi, 1982; Nițoi, Constantinescu, 1984) ne vom limita doar la descrierea sumară a celor aflate la cotele superioare (piroclastitele ciclului II — în acord cu Teodoru et al., 1970). Acestea formează depozite groase pe creasta dintre vîrful Tamău și vîrful Lucaciul. Urmărind litologia acestora se poate observa o schimbare atât a faciesului cît și a modului de depunere a acestora pe măsură ce înaintăm, pe creastă, de la vest spre est. În vestul zonei, în șaua dintre vîrful Tamău și Pietrele Roșii stivele de breccii piroclastice ating cca. 30 m grosime. Sunt nesortate, nestratificate, alcătuite din elemente colțuroase, cu dimensiuni mari (chiar 0,50 m) care predomină asupra cimentului; elementele constitutive, dispuse haotic, aparțin andezitelor cu piroxeni, andezitelor cu hornblendă și piroxeni și rar, andezitelor bazaltice. Matricea elementelor este slab dezvoltată, microbrecciosă, lappilică, andezitică. În baza stivei de breccii piroclastice de la Pietrele Roșii apar intercalații subțiri de andezite hialine cu hipersten și tufuri vitroclastice groase asemănătoare celor care apar mult mai la est (la Stîncile Doisprezece Apostoli). Relațiile dintre breccile piroclastice și tufurile groase par să fie de străpungere: breccile străbat tufurile. Cu cît ne îndepărțăm de vîrful Pietrele Roșii spre est, depozitele de roci vulcanoclastice sunt alcătuite din elemente din ce în ce mai mărunte, cu o stratificație evidentă ce dă frumoase forme de eroziune eoliană. De data aceasta elementele mărunte (pînă la 2–3 cm) sunt subordonate unui ciment grosier, cineritic. Se poate constata aici prezența unor microaglomerate și tufuri groase, dispuse fie alternativ unele cu altele, fie îndințate.

Dacă aspectele macroscopice ale rocilor vulcanoclastice din jurul vîrfului Pietrele Roșii sugerează apropierea unui centru de erupție, cele dinspre Stîncile Doisprezece Apostoli par să aparțină unui centru de



erupție situat în afara zonei cercetate (caldera Călimăni?). După Savul (1938) și Teodoru et al. (1970) toate curgerile de lave și roci piroclastice din această zonă ar apartine centrelor de erupție din caldera Călimăni.

Roci filoniene

După punerea în loc a principalelor produse efuzive și explozive, au apărut (mai ales în compartimentul inferior C₁) numeroase căi de acces al magmei spre suprafață, luând nastere o gamă variată de roci filoniene, atât în zonele periferice cât și în partea centrală a suprafeței cercetate, care au putut fi cartografiate. Multe dintre ele au aceeași compoziție mineralogică ca și corespondentele lor efuzive, în schimb structura și textura lor diferă funcție de condițiile diferite de cristalizare și punere în loc. Tipurile petrografice întâlnite sunt: andezite cu hornblendă (piroxeni), andezite bazaltice, bazalte, andezite cuarțifere, microdiorite cu piroxeni. Ponderea cea mai mare o detin andezitele bazaltice și bazaltele, următe de andezitele cu hornblendă, mai puțin răspindite fiind microdioritele cu piroxeni și andezitele cuarțifere. Dacă ținem cont de falia Răchițiș-Panacul (marcată de zone de brecciere intens caolinizate, cu direcție VNV-ESE și paralelă cu principalele linii de fractură situate în nordul zonei) putem observa că linile de minimă rezistență de-a lungul căror magma s-a insinuat spre suprafață, situate în compartimentul ridicat (vestic), au direcții aproximativ aceleasi cu ale faliei amintite sau N-S, pe cind cele din compartimentul căzut (estic) au direcții NE-SV. Repartiția rocilor filoniene pe suprafața cercetată este neuniformă. Apariția rocilor în facies subvulcanic, mai ales în apropierea faliei Răchițiș-Panacul pledează pentru o strânsă legătură între acestea și falie. Identificarea formelor de zăcămînt a rocilor intrusive s-a putut face fie direct în afloriment, fie prin studiul microscopic.

Andezite bazaltice, bazalte

În ambii versanți ai văii Haita și pe pîraiele Pădurețu, Roșie și Panacul au fost întâlnite dyke-uri, silluri și corpuri intrusive de roci bazice, care străbat sau sunt concordante cu lavelle andezitice. Bazaltele au o culoare cenușie-inchisă pînă la neagră, textură masivă, cu ochiul liber nedistingindu-se mineralele componente. Microscopic apare o textură microlitică trahitică (cu mai puțin de 10% sticlă) în care lipsesc fenocristale, iar microlitele orientate de feldspat sunt „sprijinate” una de alta într-o matrice discretă bazaltică și cu structura aproape holocristalină; deseori este prezentă și o textură fluidală alături de o structură porfirică, în care fenocristalele și microlitele masei fundamentale (ce predomină) sunt orientate după un plan de curgere. Masa fundamentală este în general opacitizată (pl. III, fig. 4).

Plagioclazul (62–65% An) apare tabular, idiomorf, limpede, cu incluziuni rare dispuse dezordonat: picături de sticlă, piroxeni, spineli nedeterminabili sau o substanță amorfă, roșie. Unele fenocristale apar rotunjite, complet transformate într-o masă compactă formată din calcit, piroxeni, minerale opace. Au fost întâlnite macle tip albit, Karlsbad și



măce în cruce. Piroxenii (augit titanifer, hipersten) au tendința de a forma asociații atât în cazul fenocristalelor cît și la nivelul microlitelor. Piroxenul rombic din masa fundamentală (și mai rar fenocristalele) este complet transformat într-o masă fibroasă, de culoare verzuie, din mineralul initial rămînind doar conturele. Fenocristalele de augit sunt însă proaspete, cu conture idiomorfe și cu incluziuni de magnetit și hipersten. Unele dintre fenocristalele de augit suferă și ele, pe crăpături, un inceput de transformare în minerale fibroase; rare măce polisintetice. Olivina, rar întâlnită, prezintă conture hexagonale cu o usoară alterare serpentinică pe crăpături. Este prinsă în cristalele de piroxen formate ulterior. Spre deosebire de bazalte, andezitele bazaltice din dyke-uri au o structură porfirică mai accentuată dată de fenocristalele de feldspat plagioclaz, piroxen și olivină, prinse într-o masă fundamentală hialopilitică, miciolitică ce predomină. Masa fundamentală este impregnată cu oxizi de fier (hematit) și calcit.

Tipul de andezit bazaltic ce apare sub formă de corp intrusiv a fost întâlnit în versantul sting al văii Haita. Textura masivă și structura holocristalină îl diferă de același tip de rocă dar care formează curgeri de lavă. Sub microscop se observă fenocristale de feldspat plagioclaz și piroxeni prinse într-o masă fundamentală cu aceeași compoziție mineralologică. Ca minerale accesori apar biotitul, zirconul, apatitul și minerale opace. Majoritatea fenocristalelor de piroxen sunt transformate în piroxeni de neoformație (posibil diopsid).

Andezite cu hornblendă

Dyke-urile și corporile intrusive de andezite cu hornblendă apar pe toată suprafața cercetată, având o frecvență destul de mare în comparație cu celelalte tipuri de roci intrusive.

Atât microscopic cât și macroscopic nu se deosebesc prea mult de andezitele cu hornblendă din curgerile de lave. Textura rocii este pilotaxitică, fluidală, iar structura porfirică dată de cristalele bine dezvoltate de feldspat plagioclaz și hornblendă, prinse într-o masă fundamentală impregnată cu oxizi de fier și calcit. Feldspatul plagioclaz (52–55% An) este idiomorf, rar zonat, maclat alb și Karlsbad cu incluziuni vitroase și amorfă. Hornblenda, varietatea verde măslinie (rar cea brună) aparține la două generații: una primă, formată direct din magmă și alta secundară formată pe seama unui piroxen. Cea primă are fie conture dantelate, puternic decolorată, fie conture idiomorfe, opacitate total sau marginal; adesea este zonată, în cadrul aceluiași cristal întâlnindu-se culori ce variază de la centru (verde-albăstrui) spre marginea (verde-gălbui). Cind există o aureolă opacizată, aceasta este formată din clinopiroxeni, feldspati și minerale opace. Rare apar biotitul și tridimitul.

Andezite cuarțifere

Pe unul din afluenții văii Panacul, în apropierea faliei Răchițiș-Panacul au fost întâlnite deschideri cu andezite cuarțifere de culoare verzuie-negricioasă, cu textură masivă și ale căror minerale componente macroscopic sunt greu vizibile. Structura rocii este porfirică. Fenocristalele de plagioclaz,



hornblendă și piroxeni sunt răspândite într-o masă microgranulară ce predomină. Fenocristalele de plagioclaz (35–45% An) prezintă structuri tip albit, rar zonate. Sunt străbătute de numeroase crăpături fine, neregulate. Contrastarea prospetimea plagioclazului (rar sericitizat) cu transformarea completă a mineralelor melanocrate. Unele cristale de plagioclaz capătă un aspect mozaicat format dintr-o aglomerare de cristale granulare, xenomorfe de feldspat plagioclaz, feldspat potasic și cuarț (pl. III, fig. 1). Aceste aglomerări sunt impregnate cu oxizi de fier, clorit și sericit de culoare brună. Fisurile fine care traversează plagioclazul sunt umplute cu clorit, albit și cuarț.

Mineralele melanocrate sunt reprezentate prin hornblendă și piroxeni complet transformate, prin substituții metasomaticice, în clorit (pen-nin) și minerale opace. Unele minerale nu mai pot fi recunoscute decât prin conturele caracteristice, deși, în timp ce piroxenul transformat își păstrează conturul inițial, hornblendă și-l pierde, de multe ori, răminind doar un contur scheletic din aceasta. Pasta rocii, microgranulară este traversată de fisuri și cavități umplute cu rozete sau lamele de clorit și turmalină. Ca minerale accesoriile apar pirita și hematitul.

Microdiorite porfirice cu piroxeni

În versantul stâng al văii Roșiei (cota 1150), pe Valea cu Pești (cota 1250) și în versanții văii Panacului (cota 1250) pe un aliniament aproksimativ NE – SV (perpendicular pe falia Răchițiș-Panaecul) au fost întlnite (pentru prima oară) cîteva iviri de roci în facies subvulcanic. Apariția lor punctiformă, aranjarea spațială, precum și asemănarea mineralologică dintre ele ne fac să presupunem existența unor apofize ale aceluiasi corp subvulcanic, aflat undeva în adîncime în zona cercetată sau în afara acesteia (caldera Călimani?). Poziția clară a acestor roci este greu de stabilit, însă în unele aflorimente, ele străbat andezitele cu augit, hipersten și hornblendă. Pînă în prezent existența acestor roci la nivelul C₁ (compartimentul inferior-formațiunea vulcanogen-sedimentară) a fost doar amintită la descrierea elementelor din tufite, ca reprezentînd un tip de rocă întlnită (Nițoi, 1982).

Macroscopic roca are o culoare cenușie-verzui pînă la cenușie-negricioasă. Microscopic se observă o structură holocrystalină, microgrăunoasă și o textură masivă. Mineralele principale sunt: feldspatul plagioclaz, piroxenul și hornblenda; mai apar biotitul, cuarțul, magnetitul și apatitul (pl. III, fig. 2, 3).

Feldspatul plagioclaz (40–42% An) are conture neclare, este proaspăt, rar zonat, maclat tip albit, polisintetic și albit-Karlsbad, rar aspecte pertitice; microlitele apar înconjurate uneori de o zonă limpede de andezin. Feldspatul potasic apare rar, doar în interstițiile dintre cristalele de plagioclaz, alături de un cuarț interstîțional. Piroxenul este mineralul melanocrat cel mai des întlnit; hiperstenul are conture tabulare sau prismatice, ușor pleueroic; augitul este izometric, scurt prismatic, maclat. Hornblenda verde apare la două generații: una primă și alta formată pe seama piroxenului. Biotitul este răspîndit neuniform



în masa rocii formînd cristale mici, ce aparțin, de asemenea, la două generații : un biotit primar, pleucroie intens, cu conture nete și un biotit secundar format pe seama piroxenului, fără conture proprii. Marginile foilelor de biotit, indiferent de generație, sănt bordate de minerale opace. Acolo unde aceste microdiorite cu piroxeni străbat andezitele cu augit, hipersten (\pm hornblendă) apar zone în care andezitul este invadat de minerale de neoformăție (clinopiroxeni, biotit).

Compoziția chimică

Așa cum s-a arătat în capitolele anterioare, pe criterii mineralogice și petrografice au fost separate tipurile de roci : bazalte, andezite bazaltice, andezite, andezite cuarțifere, microdiorite (tab. 3). Au fost executate 20 analize chimice pe probe proaspete (tab. 4) care prezintă conținuturi scăzute în H_2O și CO_2 (cu mici excepții). Pentru a putea urmări dacă aceste roci și păstrează nomenclatura dată pe criterii mineralogice și din punct de vedere chimic am folosit cîteva diagrame de clasificare bazate pe rezultatul analizelor chimice și anume : diagrama SiO_2/Na_2O+K_2O (Andreeva et al., 1981) (fig. 3); $R_1 - R_2$ (H. de la Roche, 1980) (fig. 4); SiO_2/K_2O (Peccerillo, Taylor, 1976) (fig. 5); CI/An (fig. 6).

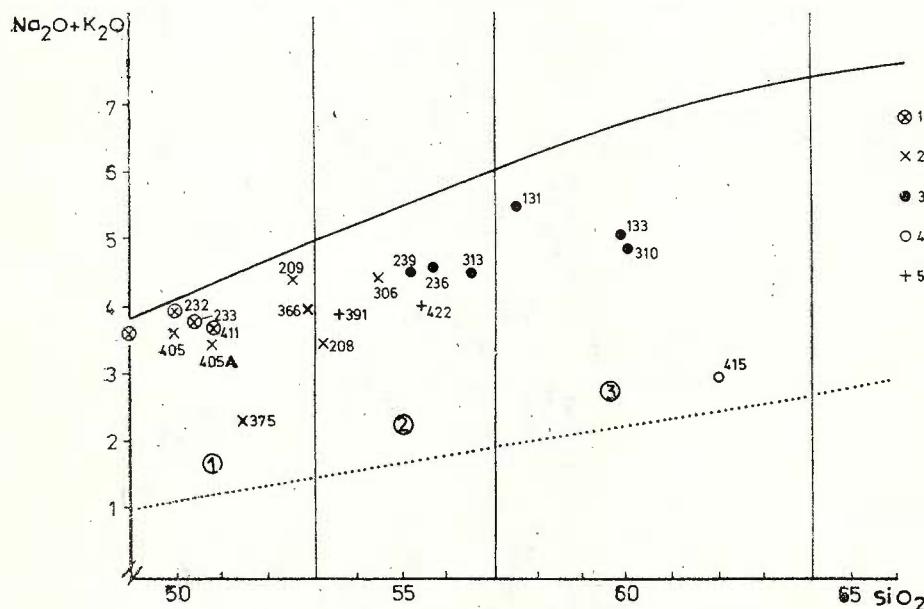


Fig. 3 — Diagrama SiO_2/Na_2O+K_2O (Andreeva et al., 1981). Denumirea cîmpurilor : (1) bazalte hipersténice; (2) andezite, bazalte, diorite; (3) andezite-diorite cuarțifere. 1, bazalte (dyke-uri); 2, andezite bazaltice; 3, andezite; 4, andezite cuarțifere; 5, microdiorite. SiO_2/Na_2O+K_2O diagram (Andreeva et al., 1981). Name of the fields : (1) hypersthene basalts; (2) andesites, basalts, diorites; (3) andesites-quartz andesites, 1, basalts (dykes); 2, basaltic andesites; 3, andesites; 4, quartz andesites; 5, microdiorites.

TABELUL 3
Clasificarea și nomenclatura rocilor eruptive de la vest de Gura Haitei

Nr. probiei	Localizare	Clasificare mineralogică	Peccerillo, Taylor (1976)	Clasificare chimică		De la Roche et al. (1980)
				C/I/An	Andreeva et al. (1981)	
1	Valea Haitei	andezit bazaltic	bazalt	bazalt	bazalt hiperstenic	bazalt
232	Valea Haitei	andezit bazalt	bazalt	bazalt	bazalt hiperstenic	bazalt
233	Valea Haitei	andezit bazaltic	bazalt	bazalt	bazalt hiperstenic	bazalt
405A	Valea Panacului	andezit bazaltic	bazalt	bazalt	bazalt hiperstenic	andezit bazaltic
411	Valea Pădurețu	andezit bazaltic	bazalt	bazalt	bazalt hiperstenic	andezit bazaltic
375	Valea Panacului	andezit bazaltic	bazalt	bazalt	bazalt hiperstenic	andezit bazaltic
209	Valea Haitei	andezit bazaltic	andezit sărac în Si	andezit	andezit bazaltic	andezit bazaltic
366	Valea Preoțesii	andezit bazaltic	bazalt	andezit	andezit bazaltic	andezit bazaltic
208	Valea Haitei	andezit bazaltic	andezit sărac în Si	andezit	andezit bazaltic	andezit bazaltic
391	Valea cu Pești	microdiorit	andezit sărac în Si	andezit	andezit bazaltic	diorit
306	Valea Tamău	andezit bazaltic	andezit sărac în Si	andezit	andezit bazaltic	andezit bazaltic
239	Valea Haitei	andezit	andezit sărac în Si	andezit	andezit bazaltic	andezit bazaltic
405	Valea Panacului	andezit	andezit sărac în Si	andezit	andezit bazaltic	andezit bazaltic
422	Valea Preoțesii	microdiorit	andezit	andezit	diorit	cuarț diorit
236	Valea Haitei	andezit	andezit sărac în Si	andezit	andezit bazaltic	andezit bazaltic
313	Pietrele Roșii	andezit	andezit bogat în K	andezit	andezit	andezit
131	Tamău	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit
133	Pietrele Roșii	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit
310	Valea Tamău	andezit cuarțifer	andezit	andezit	andezit	andezit
415	Valea Roșie				dacit	



TABELEUL 4
Analizele chimice ale rocilor studiate

Nr. crt.	Nr. pr.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₃ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Total
1	1	48,36	1,87	17,43	2,73	6,46	0,17	4,16	10,48	1,53	2,41	0,20	4,20	0,36	0,52
2	232	49,91	1,10	16,76	6,48	3,20	0,16	5,95	9,42	1,32	2,69	0,28	1,88	—	100,38
3	233	50,42	1,14	16,91	3,71	4,17	0,16	5,68	9,66	1,13	2,67	0,14	1,63	—	100,03
4	405A	50,79	1,14	14,14	4,29	4,37	0,16	8,86	9,03	1,04	2,77	0,21	1,58	1,00	100,40
5	411	50,99	1,02	17,56	4,26	4,91	0,16	3,01	8,58	1,40	2,54	0,25	2,29	—	99,56
6	375	51,41	0,79	22,12	4,77	4,70	0,12	4,40	6,81	0,77	2,00	0,10	0,72	0,54	99,91
7	209	52,56	1,13	17,11	6,23	3,91	0,15	3,48	8,73	1,63	2,84	0,17	0,56	1,30	100,33
8	366	53,37	0,63	18,29	3,85	3,80	0,10	5,50	7,62	1,08	2,90	0,08	0,79	1,63	99,90
9	208	53,37	0,89	17,56	4,43	3,48	0,16	4,94	8,91	1,59	3,04	0,32	0,70	—	99,92
10	391	53,98	0,82	17,36	4,40	4,09	0,19	4,98	8,62	1,26	2,79	0,05	0,79	—	99,33
11	306	54,75	0,59	17,62	3,62	4,01	0,11	5,80	7,56	1,56	2,85	0,10	0,36	0,52	99,99
12	239	55,30	0,96	16,91	2,51	3,94	0,14	4,42	7,94	1,59	3,09	0,17	0,67	—	100,00
13	405	55,40	0,88	16,36	2,82	3,85	0,12	4,85	7,86	1,44	3,09	0,15	1,27	—	99,64
14	422	55,46	0,63	18,33	3,81	4,01	0,11	5,10	7,35	1,08	3,00	0,11	0,52	0,43	100,03
15	236	55,96	0,88	17,56	2,36	3,64	0,13	4,57	8,28	1,57	3,16	0,16	1,21	—	99,55
16	313	56,66	0,69	18,02	4,85	2,90	0,13	4,30	6,34	1,56	3,10	0,11	0,82	0,37	99,91
17	131	57,78	0,94	18,76	3,05	4,45	0,18	1,63	6,75	1,60	4,14	0,16	0,32	0,32	99,92
18	133	59,70	0,83	19,05	1,75	2,89	0,14	2,52	6,37	1,92	3,43	0,17	1,12	0,43	100,32
19	310	59,85	0,46	18,30	4,16	1,79	0,07	3,50	5,46	1,87	3,12	0,07	—	0,80	99,92
20	415	62,18	0,43	18,75	2,58	2,69	0,10	2,80	3,84	0,93	2,35	0,10	2,06	0,34	99,96

Probele 1,131 și 133-analist O. Nichita; probele 232, 233, 405 A, 411, 391, 239, 405, 236-analist V. Neacșu; probele 375, 209, 366, 208, 306, 422, 313, 310, 415-analist A. Dăneșcu.



În tabelul 4 sunt prezentate, în paralel, nomenclatura rocilor dată pe criterii mineralogice și chimice. Majoritatea probelor corespund, ca nomenclatură, indiferent de criteriu folosit.

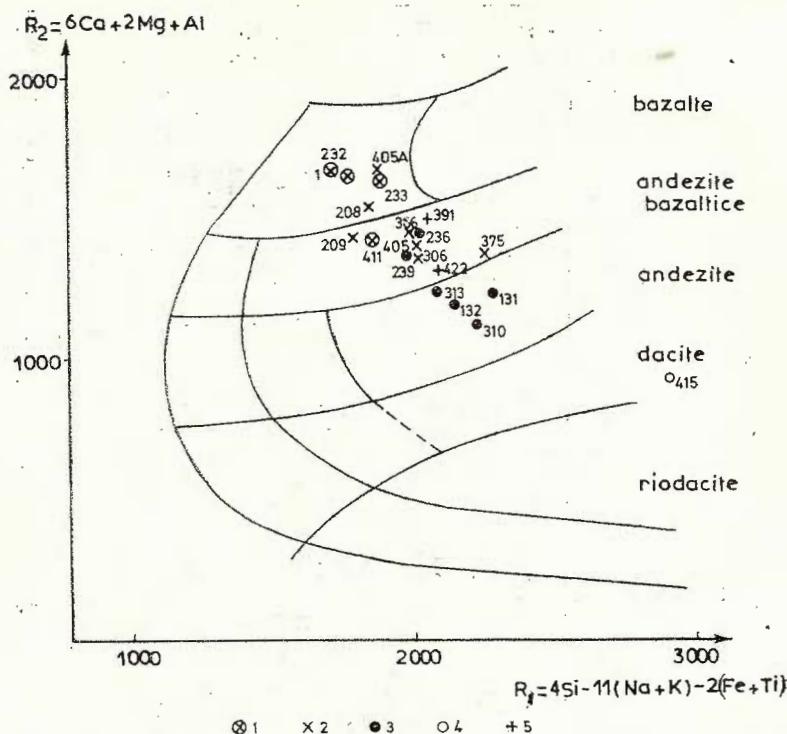


Fig. 4 — Diagrama $R_1 - R_2$ (H. de la Roche et al., 1980). 1, 2, 3, 4, 5, idem fig. 3.
 $R_1 - R_2$ diagram (H. de la Roche et al., 1980). 1, 2, 3, 4, 5, see Fig. 3.

Rocile analizate (Tab. 4 și pl. II) se caracterizează printr-un conținut de SiO_2 ce variază în limite largi, de la 48, 36 la 62, 18%. Se remarcă apartenența la domeniul calcoalcalin (fig. 5) precum și predominanța caracterului bazaltic al rocilor, majoritatea având conținuturi mici în SiO_2 (indiferent de modul de apariție, curgere sau dyke) și destul de ridicate în fier, calciu și magneziu. Conținuturile cele mai ridicate în SiO_2 se pot observa la curgerile de lave andezitice cu hipersten, augit (\pm hornblendă) și la andezitele cu hornblendă, hipersten și augit situate la cotele cele mai înalte ale zonei. Dacă ținem cont de conținuturile în SiO_2 ale rocilor, atunci limita dintre cele două compartimente structurale C_1 și C_2 (formațiunea vulcanogen-sedimentară și stratovulcanic) trasată pe criterii stratigrafice și petrografice ar putea fi marcată și ținând cont de chimismul rocilor (rocile din C_1 având caracterul bazaltic pregnant).

Din punct de vedere al conținutului în Al_2O_3 rocile de la vest de Gura Haitei depășesc cu mult conținutul de 16% al rocilor calcoalcaline,

putind fi încadrate, cu certitudine, în domeniul „high aluminobasalts” (Kuno, 1960). O anomalie observată este faptul că, odată cu creșterea conținutului în SiO_2 , crește și cel de Al_2O_3 .

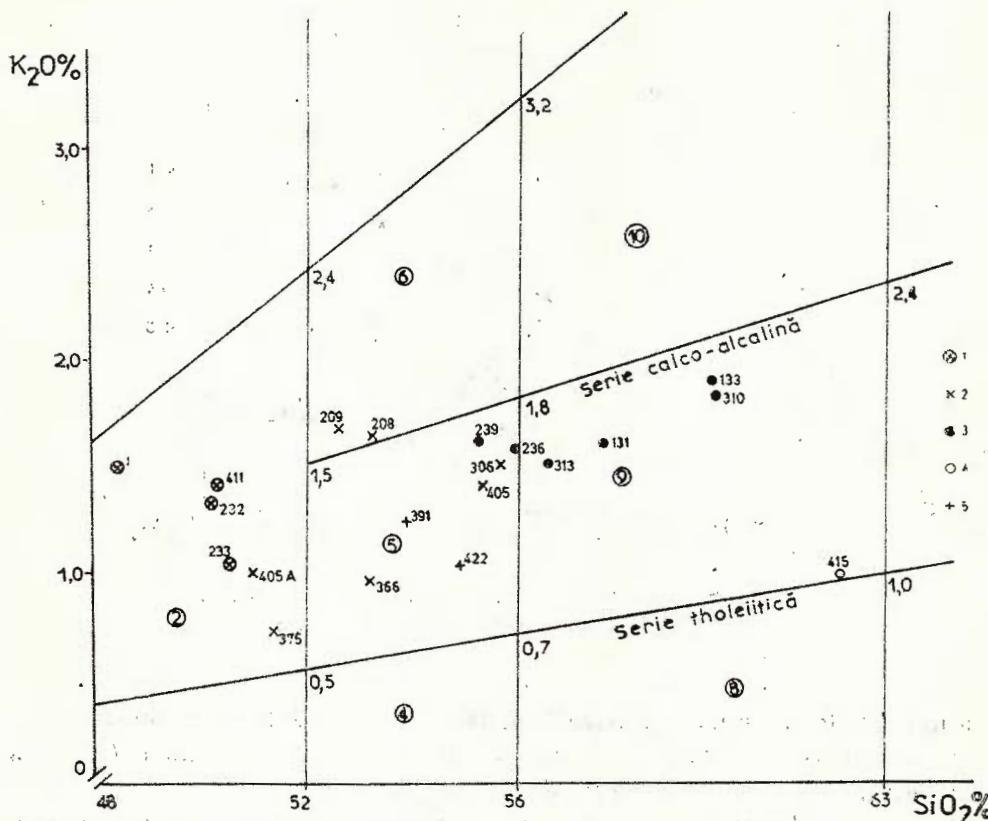


Fig. 5 — Diagrama $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ (Taylor, 1969; Peccerillo, Taylor, 1976). Denumirea cimpurilor: (2) bazalte; (4) andezite cu conținut scăzut de Si; (5) andezite cu conținut scăzut de Si; (6) andezite cu conținut ridicat de K și scăzut de Si; (8) andezite cu conținut scăzut în K; (9) andezite. 1, 2, 3, 4, 5, idem fig. 3.

$\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ diagram (Taylor, 1969; Peccerillo, Taylor, 1976). Name of the fields; (2) basalts; (4) low-Si andesites; (5) low-Si andesites; (6) high-K, low-Si andesites; (8) low-K andesites; (9) andesites. 1, 2, 3, 4, 5, see Fig. 3.

Examinarea diagramei de variație a parametrilor Niggli (fig. 7) indică particularități de diferențiere care, de asemenea, confirmă separațiile petrografice făcute. Curbele de variație construite au o alură destul de regulată, menținându-se în limitele mersului normal al diferențierii unei serii calcoalcaline. Se poate observa sensul ascendent al curbelor *alk* și spre valori mai ridicate ce corespund probelor 313, 131, 310 și

133 (andezite piroxenice și andezite cu hornblendă din C_2). Faptul că parametrul al crește în loc să scadă odată cu creșterea lui și ar pleda pentru excesul de aluminiu, provenit, probabil, din asimilarea de material

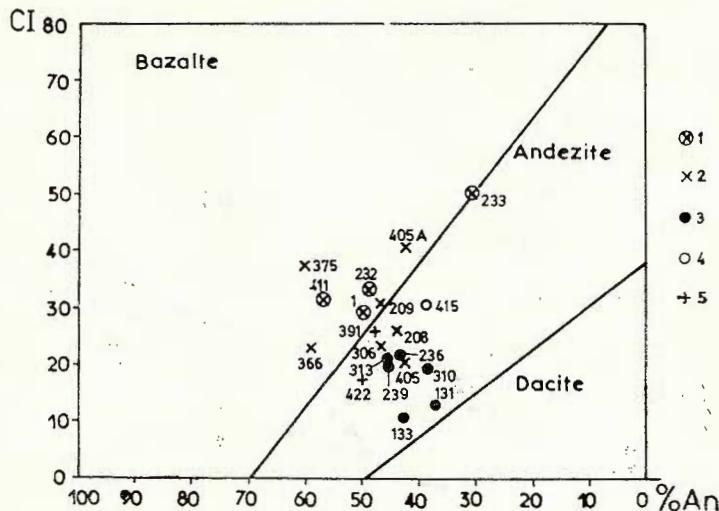


Fig. 6 — Diagrama CI/An. 1, 2, 3, 4, 5, idem fig. 3.
CI/An diagram. 1, 2, 3, 4, 5, see Fig. 3,

aluminos de către magma bazaltică. După Kuno (1959) acest lucru determină formarea hiperstenului asociat cu un plagioclaz calcic (în zona cercetată acesta fiind mineralul cel mai des întâlnit).

În cazul parametrilor fm și c apar unele neregularități mai accentuate în dreptul domeniului andezitelor bazaltice și al bazaltelor.

Din punct de vedere al repartiției calciului și femicelor, diagrama $mg - c/fm$ (fig. 8) arată că majoritatea probelor sunt repartizate în cimpurile în care calciul este mai mare decât media femicelor, și, cu mici excepții în cimpurile unde calciul are o valoare cantitativă intermediară între valorile femicelor.

Privitor la parametrul qz se constată cîteva diferențieri. Andezitul cuartifer (proba 515) are $qz = 91,81$ (rocă suprasaturată); majoritatea andezitelor și andezitelor bazaltice au qz între 0,44 și 38,83 (roci sature), iar probele 1, 232, 233, 405A aparțin grupei rocilor nesaturate avînd qz între -3,14 și -9,64.

Separațiile petrografice și sensul normal al diferențierii sunt confirmate și de diagrama $SiO_2/Na_2O + K_2O$ (Kuno, 1968) (fig. 9).

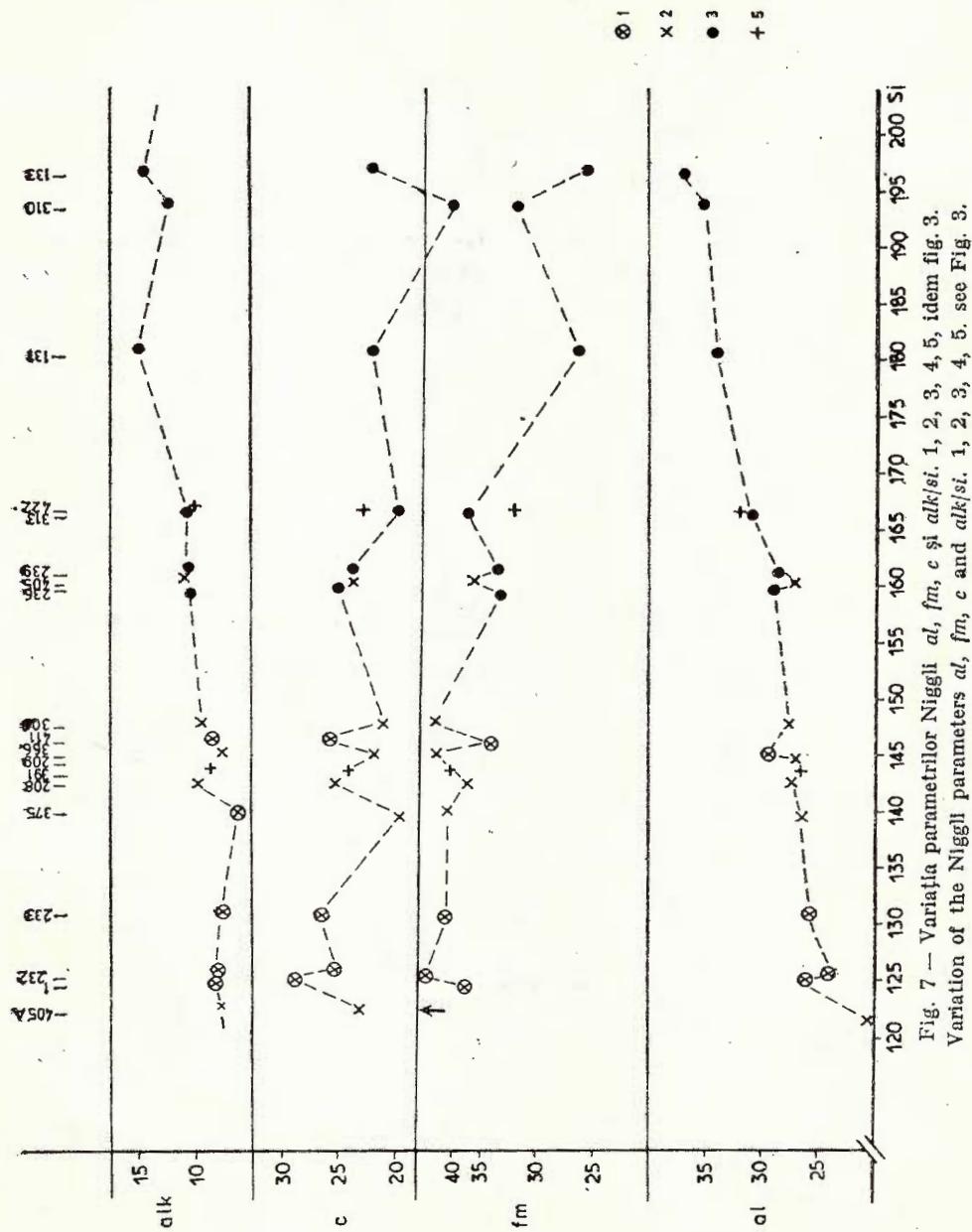


Fig. 7 — Variatia parametrilor Niggli al , fm , c și a_l/fm si alk/fm . 1, 2, 3, 4, 5, idem fig. 3.
Variation of the Niggli parameters al , fm , c and a_l/fm , c and alk/fm . 1, 2, 3, 4, 5, see Fig. 3.

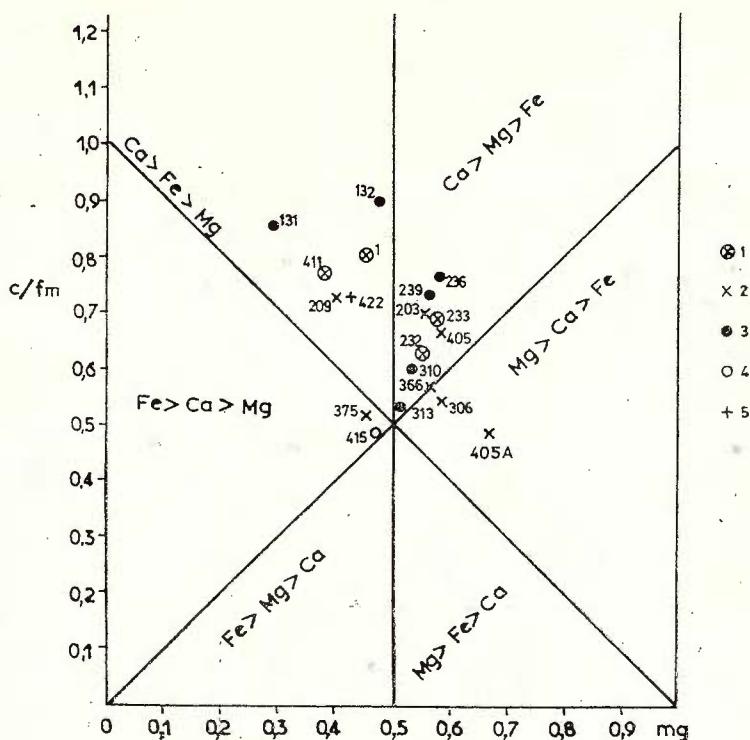


Fig. 8 — Diagrama $mg-c/fm$. 1, 2, 3, 4, 5, idem fig. 3.
 $mg-c/fm$ diagram. 1, 2, 3, 4, 5, see Fig. 3.

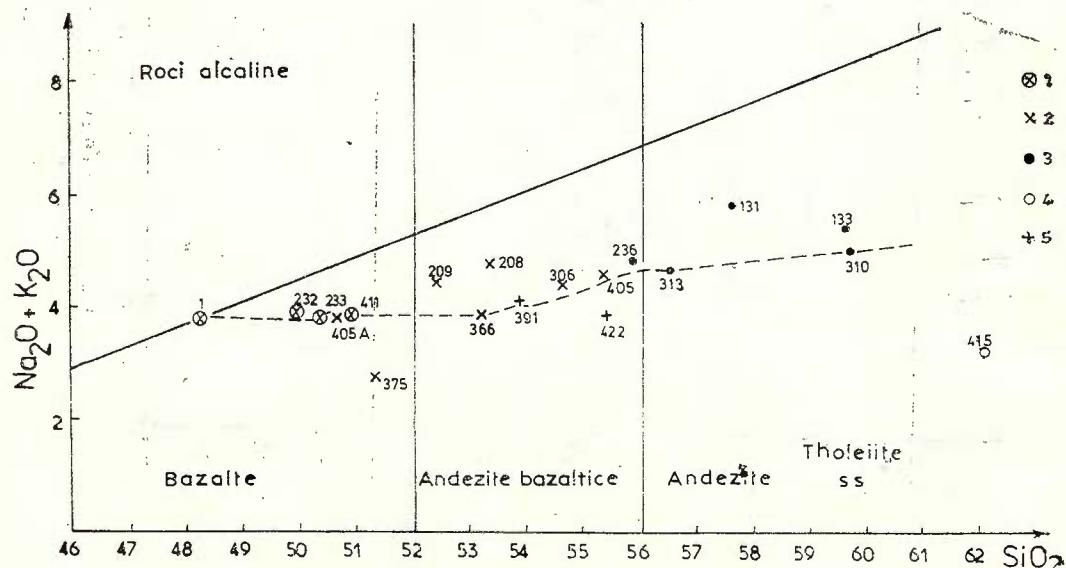


Fig. 9 — Diagrama $SiO_2/Na_2O + K_2O$ (Kuno, 1968). 1, 2, 3, 4, 5, idem fig. 3.
 $SiO_2/Na_2O + K_2O$ diagram (Kuno, 1968). 1, 2, 3, 4, 5, see Fig. 3.

Concluzii

Descifrarea evoluției activității magmatice din zona văii Haita a fost destul de dificilă, dar corelând principalele etape de punere în loc a produselor efuzive și explozive din zonă cu cele din nordul acesteia (descrise detaliat de Teodoru et al., 1970) s-a putut presupune următoarea succesiune:

- în primele momente ale activității vulcanice au luat naștere depozitele alcătuite din alternanțe de roci vulcanoclastice, sedimentare și epiclastice, aparținând seriilor II și III ale formațiunii vulcanogen-sedimentare (Nițoi, 1982) (corespond cu piroclastitele ciclului I-Teodoru et al., 1970);

- urmează curgeri de lave andezitice cu hipersten, augit (\pm hornblendă, olivină) ce formează un nivel continuu în versantul stâng al văii Haita; între curgerile de lave apar nivele discontinue și subțiri de roci vulcanoclastice și lave cu hornblendă verde (corespondentele acestor andezite sunt andezitele piroxenice inferioare, care în nordul zonei, pe valea Negrișoara, ocupă aceeași poziție stratigrafică-Teodoru et al., 1970);

- andezitele bazaltice „tip Dorna” au fost întlnite stînd peste un nivel de roci vulcanoclastice (ce aparțin intercalărilor din curgerile de andezite cu hipersten, augit (hornblendă) și suportind curgerile de lave cu augit, hipersten (hornblendă resorbită);

- o nouă etapă explozivă aduce la zi o masă imensă de roci vulcanoclastice care ocupă zonele cele mai înalte ale reliefului, acoperind în întregim produsele erupțiilor anterioare (piroclastitele ciclului II);

- ultimele manifestări efuzive pun în loc andezite cu hipersten, augit (\pm hornblendă) și andezite cu hornblendă și piroxeni. Acestea apar ca mici petice intercalate în masa mare de roci vulcanoclastice de pe creasta Pietrelor Roșii-vîrful Lucaciul.

După terminarea activității principale efuzive și explozive are loc apariția la zi a rocilor filoniene. Momentul apariției acestora, în timp, este greu de precizat datorită dimensiunilor lor reduse, a răspândirii neuniforme și a gradului redus de aflorare. Se mai pot observa următoarele trăsături:

- erupțiile au avut un caracter recurent, andezitele cu hornblendă și andezitele cu piroxeni repetindu-se la diferite nivele în succesiunea erupțiilor;

- primele erupții efuzive au avut o viscozitate mai mare ducînd la apariția lavelor cu blocuri și a lavelor scoriacee;

- erupțiile încep cu un caracter liniștit, alternînd cu scurte momente explozive (valea Pădurețu, valea Hătiei, valea Tamăului) pe cînd cele terminale sunt puternic explozive, producînd stive groase de depozite piroclastice, cu intercalări subțiri de lavă;

- apariția faliiei transversale Răchiis-Panacul (marcată de puternice zone de brecificiere) cu direcție VNV-ESE a favorizat atît circulația unor soluții postmagmatische (care la zi, au afectat mai ales andezitele „tip Dorna”) cît și scoaterea la zi a unor apofize ce par a apartine



unui corp subvulcanic, aflat undeva în adîncime, fie în zona cereetată, fie la sud de aceasta (caldera Călimani?).

Datele petrografice și chimice sugerează cîteva observații asupra magmei din care au provenit rocile analizate;

— magma a fost de compoziție bazaltică (predomină rocile cu caracter bazic și bazalte);

— în evoluția acesteia au intervenit procese de asimilare care au determinat o modificare a compoziției spre una andezitică ce a evoluat în sensul creșterii acidității sale;

— curbele de diferențiere se mențin în limitele mersului normal al diferențierii unei serii calcoalcaline.

Mulțumesc dr. S. Peltz pentru observațiile și sugestiile utile făcute asupra manuscrisului. Mulțumesc de asemenea lui T. Urucan pentru determinările în Rx făcute.

BIBLIOGRAFIE

- Andreeva et al. (1981) Klassifikacija i nomenklatura magmatisckih gornih porod. Izd. Nedra Moskva, 199 p.
- Aianasiu S. (1898) Studiu geologic în districtul Suceava-Călimani și bazinul Negrii. *Bul. Soc. St. An.*, VII, București.
- Balintoni I., Gheuca I., Nedeleu L., Szasz L., Nițoi E., Seghedi I. (1983) Harta geologică a R.S.R., foaia Șaru Dornei. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Buțureanu V. (1903) Etudes pétrographiques et chimiques sur le massif eruptif Călimani, Pietrele Roșii. *Ann. Scient. Univ. Jassy*.
- Cosma St., Teodoru I., Teodoru C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologică a munților Călimani de nord și Birgăul de sud. *D. S. Inst. Geol.*, L/2, p. 25, București.
- Kuno H. (1968) Origin of Andesite and its Bearing on the Island Arc Structure. *Bull. volc.*, XXXII, Napoli.
- Nichita O. (1934) Etudes pétrographiques et chimiques de la région des Valea Neagra et Haïta, du massif des monts Călimani. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XXI, Jassy.
- Nițoi E. (1982) Notă asupra depozitelor vulcano-sedimentare din munții Călimani, zona Neagra Șarului-Gura Haitei, județul Suceava. *D. S. Inst. Geol.*, LXVII/1, București.
- Constantinescu R. (1984) New data on volcano-sedimentary formation from north Călimani Mts-Gura Haitei zone, East Carpathians. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/1, p. 95—126, București.
- Pecceirillo A., Taylor S. R. (1976) Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63—81.
- Peltz S., Seghedi I. (1984) The structure of the Călimani volcanic mountains (East Carpathians, Romania). *Konferenție sympozia seminare*, Bratislava.
- Rădulescu D., Vasilescu A., Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Savu M. (1938) La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol.*, XIX, București.
- Seghedi I. (1982) Contribuții la studiul petrologic al calderei Călimani. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/1, București.



- Teodoru I., Teodoru C. (1965) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera Călimani. *D. S. Com. Geol.*, LII/1, București.
- Teodoru C., Întorsureanu I. (1970) Cercetări petrografice în munții Călimani de nord. *D. S. Inst. Geol.*, LVI (1968—1969), București.
- Török Z. (1956) Date noi asupra naturii maselor subvulcanice din munții Călimani. *D. S. Com. Geol.*, XL, București.

**GEOLOGICAL, PETROGRAPHICAL AND CHEMICAL
OBSERVATIONS ON THE ERUPTIVE FORMATIONS IN THE
NORTHERNMOST PART OF THE CĂLIMANI MOUNTAINS
(HAITA VALLEY—LUCACIUL SUMMIT AREA, SUCEAVA DISTRICT)**

(Summary)

This paper presents the eruptive products of the Neogene magmatism in the north of the Călimani Mts. The study area consists of effusive and explosive rocks of andesitic and basaltic origin as well as of small intrusive bodies in subvolcanic facies. The presence of the basalt-basaltic andesite-quartz andesite association is proved mineralogically and chemically. Most of the eruptive formations are found in the lower compartment (volcano-sedimentary formation) including its series I and series II. Lava flows (andesites with hypersthene, augite \pm hornblende, olivine; andesites with augite, hypersthene \pm hornblende; andesites with green hornblende, augite; basaltic andesites), volcanoclastic rocks and dykes, sills and intrusive bodies in subvolcanic facies (microdiorites, basaltic andesites, basalts, hornblende andesites) have been separated. The mineralogical and chemical data give evidence on the magma generating the study rocks: its basaltic composition; its evolution has been influenced by the assimilation processes that changed the composition to a basaltic one tending to increase its acidity; the differentiation curves are within the normal differentiation limits of a calc-alkali series.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Geological map of the Haita Valley-Lucaciul Summit area (Călimani Mts).

1, Quaternary: upper compartment; 2, andesites with hypersthene, augite (\pm hornblende); andesites with augite, hypersthene; 3, pyroclastic breccias, microconglomerates, tuffs; lower compartment: 4, microdiorites; 5, andesites with augite, hypersthene (\pm hornblende); 6, "Dorna type" basaltic andesites, basaltic andesites; 7, andesites with hornblende, augite and hypersthene; 8, volcanoclastic rocks (breccias, agglomerates, tuffs); 9, andesites with hypersthene, augite (\pm hornblende, olivine); 10, fractures; 11, dykes, sills; 12, fault breccias; 13, exogene and hydrothermal alteration zones; 14, chemical analyses.



Plate II

Variation of the main oxides of the study rocks.

1, basalts (dykes); 2, basalt andesites; 3, andesites; 4, quartz andesites; 5, microdiorites.

Planşa III

Fig. 1 — Andezit cuarțifer. Fenocristale de feldspat plagioclaz proaspăt, alături de fenocristale de augit și hornblendă eloritizate și calcitizate, prinse într-o masă fundamentală microcristalină. N +, $\times 10$, valea Panacului.

Quartz andesite. Phenocrysts of fresh plagioclase feldspar in association with chloritized and calcitized augite and hornblende phenocrysts included into a microcrystalline groundmass. N +, $\times 10$, Panacului Valley.

Fig. 2 — Microdiorit porfiric cu piroxeni. N II, $\times 10$, Valea Roșiei.

Pyroxene-bearing porphyry microdiorite. N II, $\times 10$, Roșici Valley.

Fig. 3 — Microdiorit porfiric cu masa fundamentală holocristalină. N +, $\times 10$, valea Preotești.

Porphyry microdiorite with holocrystalline groundmass. N +, $\times 10$, Preotești Valley.

Fig. 4 — Andezit bazaltic, valea Haita. N +, $\times 10$.

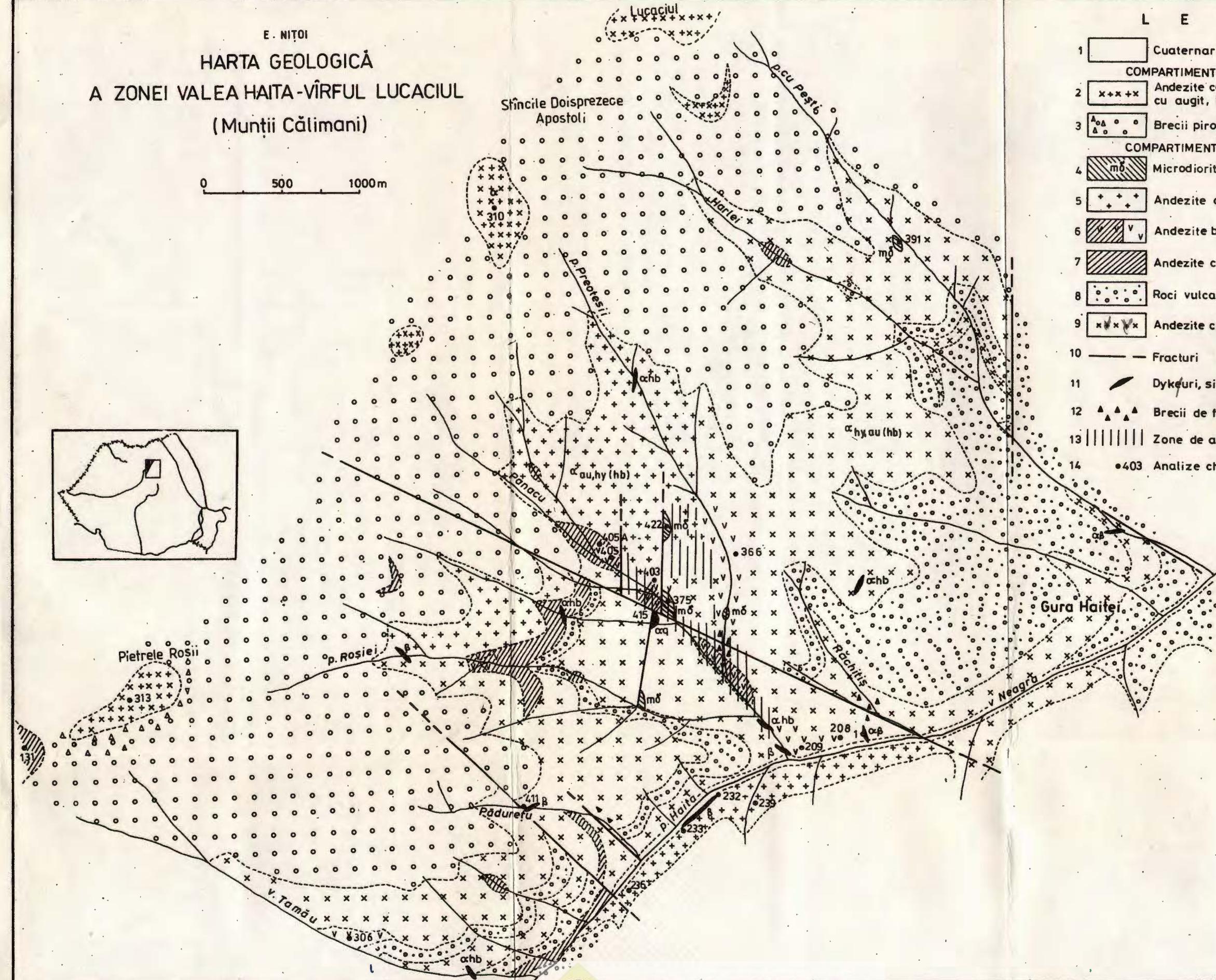
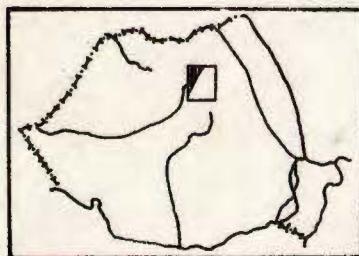
Basaltic andesite, Haita Valley. N +, $\times 10$.



E. NIȚOI
HARTA GEOLOGICĂ

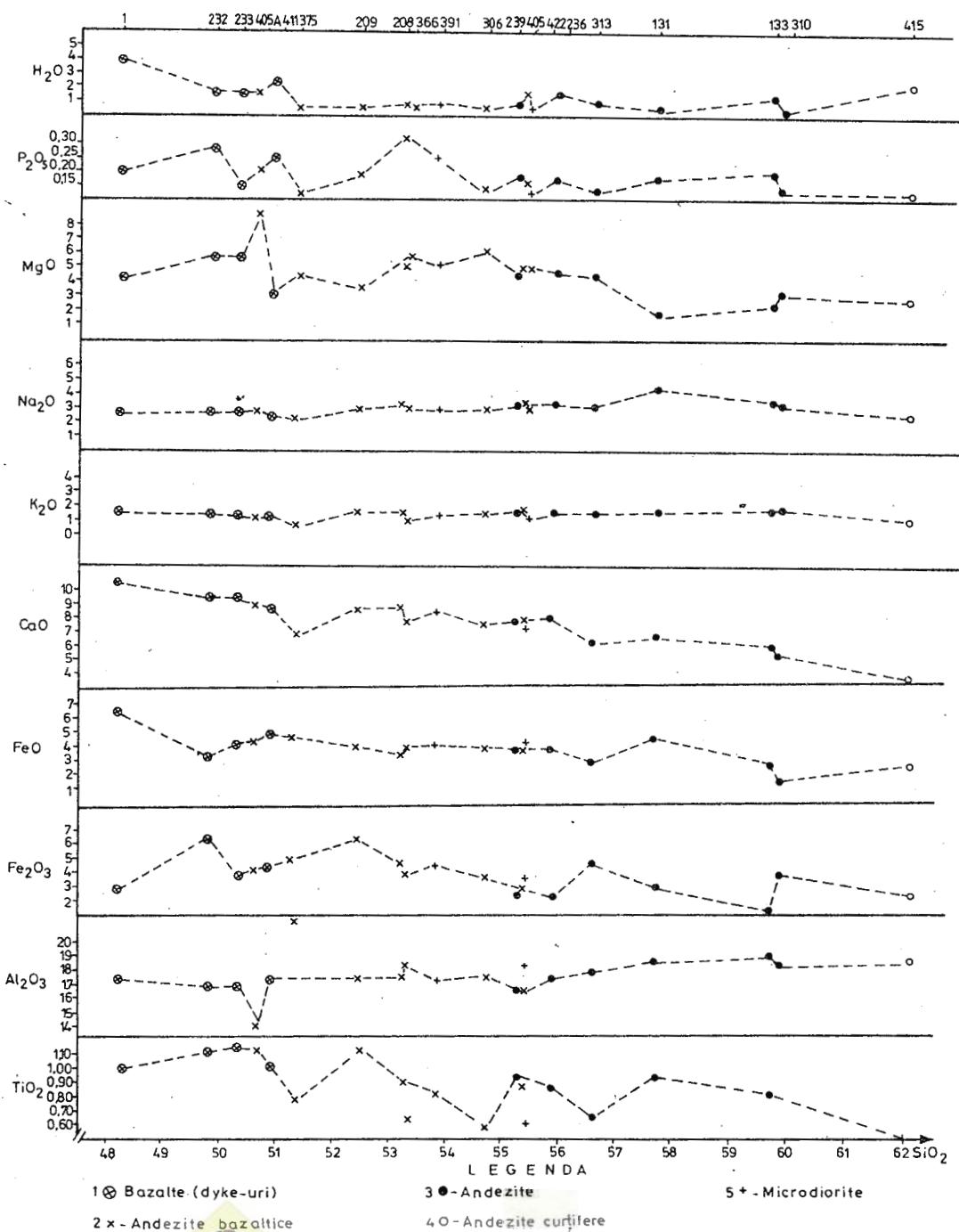
A ZONEI VALEA HAITA - VÎRFUL LUCACIU
(Munții Călimani)

0 500 1000 m



L E G E N D A

- 1 Cuaternar
- 2 COMPARTIMENT SUPERIOR
Andezite cu hipersten, augit (± hornblendă); andezite cu augit, hipersten
- 3 COMPARTIMENT INFERIOR
Brecii piroclastice, microconglomerate, tufuri
- 4 mō Microdiorite
- 5 Andezite cu augit, hipersten (± hornblendă)
- 6 Andezite bazaltice „tip Dorna” andezite bazaltice
- 7 Andezite cu hornblendă, augit și hipersten
- 8 Rocii vulcanoclastice: brecii, aglomerate, tufuri
- 9 Andezite cu hipersten, augit (± hornblendă, olivină)
- 10 Fracturi
- 11 Dykeuri, silluri
- 12 Brecii de falie
- 13 Zone de alterări exogene și hidrotermale
- 14 •403 Analize chimice

Diagrama SiO_2 -oxizi%

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE



Project 195: Ophiolites and Lithosphere of Marginal Seas

MID-OCEAN CHARACTERISTICS OF OPHIOLITES IN
BAIA-LUPEŞTI-VĂRĂDIA AREA (DROCEA MOUNTAINS), THEIR
TECTONICS AND PETROLOGY¹

BY

HARALAMBIE SAVU², CONSTANTĂ UDRESCU³, VASILICA NEACŞU³,
DIDINA NACU⁴

"Mid-ocean" ophiolites. Sheeted dyke. Ocean-floor spreading. Olistoplate. Basalt. Chemical composition. Magma differentiation. Tholeiitic composition. Sulphides. Apuseni Mountains — South Apuseni Mountains — Drocea Mountains.

Abstract

Baia-Lupeşti-Vărădia area (Drocea Mts) is situated in the northwestern part of the sheeted dyke complex in the Mureş Zone. The ophiolitic series was formed on the floor of the Mureş Ocean, in a mid-ocean ridge zone under conditions of the spreading process, as shown by the sheeted dyke complex and by the diagrams in the text. The ophiolitic rocks in the Mureş Zone, which did not undergo the bilateral subduction, were obducted over the plate formations from N and S of them, so that nowadays it occurs as a big slab (olistoplate) or a nappe (Mureş Ophiolitic Nappe). A part of this nappe constitutes the basement of the present Căpâlnaş-Techereu Nappe. The ophiolitic suite with its two complexes (ocean floor basalts — O₁ — and sheeted dyke complex — O₂) resulted from a tholeiitic magma formed in the mantle at a depth of about 110 km. The parental tholeiitic magma differentiated towards basic magmas rich in Fe, Ti and V in one sense and towards acid magmas rich in SiO₂, Na₂O, REE and gases in the other sense. The differentiated basic magmas gave rise to ferrogabbros with Ti-vanadiferous magnetite, and acid ones to orthospilites, granophyres and albitic plagiogranites whose residual solutions determined the formation of some sulphide mineralizations.

¹ Received March 1, 1985, accepted for communication and publication April 10, 1985 communicated in the meeting April 12, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.

³ Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice, Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.

⁴ Centrul de Cercetări Fizice și Tehnice, Splaiul Bahluiului, nr. 47 Iași.



Résumé

Les caractéristiques de „mid-ocean” des ophiolites de la région Baia-Lupești-Vărădia (monts Drocea), leur tectonique et leur pétrologie. Cette région est située à la partie nord-occidentale du complexe de sheeted dykes de la zone Mureș. La série ophiolitique s'est formée sur le fond de l'océan Mureș, dans une zone de ridge médian, selon le complexe de sheeted dykes et les divers diagrammes du texte, dans les conditions du processus de spreading. La masse de roches ophiolitiques de la zone Mureș qui est échappée de la subduction bilatérale a été charriée par obduction au-dessous des formations des plaques situées au nord et au sud de celle-ci, comme un grand slab (olistoplaque) ou comme une nappe (la nappe ophiolitique de Mureș), dont une partie forme le socle ophiolitique de l'actuelle nappe de Căpilnaș-Techereu. La série de roches ophiolitiques avec ses deux complexes (le complexe des basaltes de fond océanique O₁ et le complexe de sheeted dykes O₂) est résultée d'un magma tholéïtique, formé dans le manteau à une profondeur de 110 km environ. Le magma tholéïtique parental s'est différencié vers des magmas basiques riches en Fe, Ti et V d'une part et vers des magmas acides riches en SiO₂, Na₂O, REE et gaz de l'autre part. Des magmas différenciés basiques ont résulté des ferrogabbros à Ti — magnétite vanadifère et de ceux acides se sont formées les orthospilites, les granophyres et les plagiogranites albitiques dont les solutions résiduelles ont déterminé la formation des minéralisations des sulfures.

Introduction

The present paper represents a thorough study of the structural, petrological and geochemical aspects of the sheeted dyke complex of the Mureș Zone in the Baia-Lupești-Vărădia area (Drocea Mts).

The basic rocks occurring in this region were mentioned by Szontagh (1892) and Szentpetery (1928). Later on Socolescu (1944) figured on his map (sc. 1 : 100 000) diabases, melaphyres and gabbros of Triassic age, penetrated by banatite veins. In 1953 Papiu mentioned the "basic effusive series" penetrated by Laramian intrusions. The ophiolites in the southern part of the region were studied by Savu in 1953 and 1957 (unpublished reports). In 1982 Savu et al. studied the Julița gabbro body and in 1981 he discovered the sheeted dyke complex in the Drocea Mts (Savu, 1983; 1984).

Geological Structure of the Region

The study region is situated in the south of the Drocea Mts, in the cropping area of the sheeted dyke complex of the ophiolitic suite of the Mureș Zone. The geological formations are represented by ophiolites, flysch and Late Kimmerian magmatites. The ophiolitic rocks constitute an oceanic crust slab thrust over the J₂—Cr₁ flysch, displaying between them the Baia scale made up of basic rocks of the upper complex of the ocean floor basalts (Savu, 1983).

Up to the actual allochthonous position as basement of the Căpilnaș-Techereu Nappe — a name given by Lupu (1975) — and of other nappes the Mureș Plate underwent several processes during which it covered a



long way. According to Savu's model (1983) the Mureş Plate occurred on the Mureş Ocean floor by spreading processes during the Liassic (ca 180 m.a.). At the end of the Callovian the closure of the Mureş Ocean started by the intraoceanic bilateral subduction of the Apuseni Mountains Plate from the north and of the Transylvanian Plate from the south under the Mureş Ocean crust. From the latter the primary Mureş Ophiolite Slab (sheet) occurred, which is penetrated and overlain by island arc volcanics (J_3 — Cr_1). It will be obducted and then overthrust on both plates subducted under it. The subduction and overthrust process continued with a new cycle in the Upper Cretaceous, when the two submerged plates were underthrust more deeply under the Mureş Ophiolite Slab up to collision (Savu et al., 1982; discussions). It will give rise to the divergent nappes from north and south of the Mureş ophiolitic suture, which resulted finally, including the Căpilnaş-Techereu Nappe and the Baia Scale with ophiolite socles we are dealing with in this paper (Pl. I).

Due to their position, the Căpilnaş-Techereu Nappe and the Baia Scale display only two of the four complexes characteristic of an oceanic crust (Pl. I), i.e. complexes O_1 and O_2 (Savu, 1983). A structural bore-hole at Corbeşti or Juliţa could clear up whether there are also the complexes O_3 (gabbroic) and O_4 (ultramafic) under the sheeted dyke complex O_2 of the primary Mureş Ophiolite Slab, the collision of the Apuseni Mountains Plate with the Transylvanian Plate (Fig. 1), and whether the Mureş Ophiolite Slab had or had not an axial root.

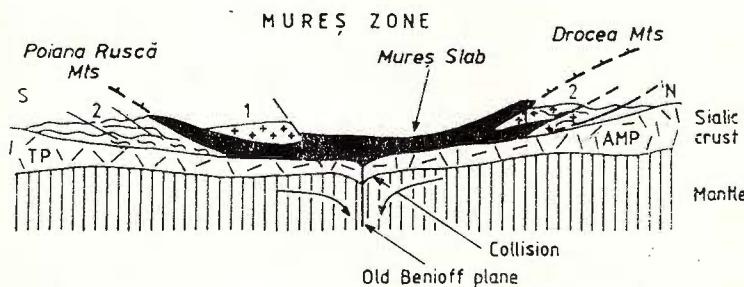


Fig. 1 — Model of the Apuseni Mountains and Transylvanian plates collision beneath the Mureş Ophiolite Slab (continuation of Savu's model, 1983).

1, island arc ; 2, flysch and island arc volcanics ; TP, Transylvanian Plate ; AMP, Apuseni Mountains Plate.

The J_2 — Cr_1 flysch consists of alternations of marls, marly clays and marly-limestones typical of the Neocomian. They pass downwards to alternations of jaspers and red argillites, as well as limestones which contain pyroclastic intercalations of oligophyres and rhyolites of the submarine island arc bimodal volcanism (Savu et al., 1986 a) and olistoliths of Liassic ophiolites (Muşa Valley). These formations constitute the Baia-Saturani Valley syncline facing NW, whose reverse southeastern flank is overlapped by ophiolites of the Baia Scale, sliding over red argillites and jaspers (Papiu, 1953; Lupu, 1975; Savu et al., 1979). The overthrust line is sectioned by the Jidovina-Pirneşti Fault. Due to this fault the north-

eastern block is uplifted, levels of older sedimentary formations (J_3), situated in the reverse flank of the mentioned syncline, cropping out from under the eroded ophiolitic nappe. West of the mentioned fault, in the less eroded and sunk block, the ophiolitic nappe advances much north-westwards so that the reverse flank of the syncline sinks with 2–3 km under the ophiolites and reappears towards SW at Laleşin (on the Mureş) in another block (Savu, Manea, 1982).

The above-mentioned fault and the Dumbrăviţa-Valea Lupeşti and Valea Mare-Vărădia faults constitute a system of fractures trending NW—SE, which divide the ophiolitic slab into three main bodies, they thus getting a special significance in the tectonics of the region (Savu, 1984). Other faults of a less importance occur in the region (Savu et al., 1979) as indicated on the enclosed map (Pl. I).

The microtectonics data obtained on sheeted dykes indicate that in the three blocks separated by the mentioned faults the dykes trend from WNW to NE so that on the cumulative diagram (Fig. 2) three successive maximums (M_1 , M_2 and M_3) occur comprising the poles of the dykes

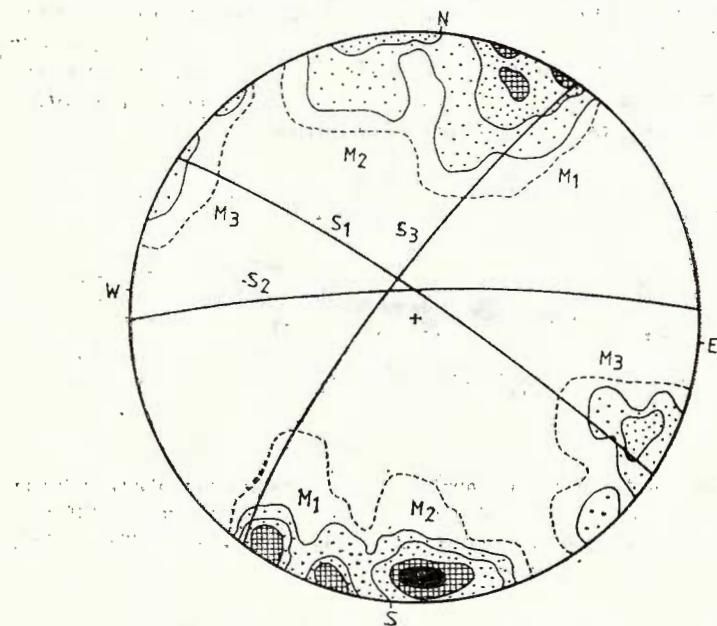


Fig. 2 — Structural diagram for the sheeted dyke tectonics in the study region (80 measurements). Isolines : 0.5—2—4—5—8%.

walls. M_1 represents the plotting of 28 dykes east of the Juliţa Valley and on the Cerătoaia Brook, situated N 62° W/ 85° S, with the same position as those west of the mentioned valley (Savu, 1985). M_2 comprises the plotting of 37 dykes from the Lupeşti Valley, situated N 82° E/ 82° S. M_3 represents the plotting of 15 dykes from Hălălis and Vărădia, situated

N 82° /72°S. The turning of the dyke trend in the three blocks clears up the question that the perturbation of the dyke trend is determined by those significant fractures which divide the complex into several blocks (Savu, 1985).

In the Neogene, the obducted ophiolite slab was affected by isostatic movements, so that within it two posttectonic sedimentary basins (Lupești and Baia), filled with Pliocene deposits, occur immediately south of the overthrust plane.

Occurrence and Petrography of Ophiolitic Rocks

The ocean crust slab includes the two ophiolitic rock complexes typical of the Mureș Zone : (1) ocean floor basaltic complex and (2) sheeted dyke complex.

(1) *Basaltic complex (O_1)*. It is mostly eroded and is represented by the scale in the base of the ophiolitic nappe, made up of basalts, often in pillow lava facies, developed between Baia and Lupești. A band of basalts in pillow lava facies, whose position (Pl. I) indicates that the basaltic complex has been fed with deep-seated lava by the sheeted dykes of the lower complex (O_2), is found between Vărădia and Hălăliș. The pillow lava basalts of the Vălcuța Valley are fixed between sheeted dykes which exceeded the lower level of the basaltic complex (O_1) lavas.

The pillow crust, of about 1–1.5 cm thick (Fig. 3), consists of hyalobasalt or tachylite, being made up of devitrified glass and impregnated with magnetite powder, within which rare idiomorphous microphenocrysts of basic or albite plagioclase being observed. In places one can ob-

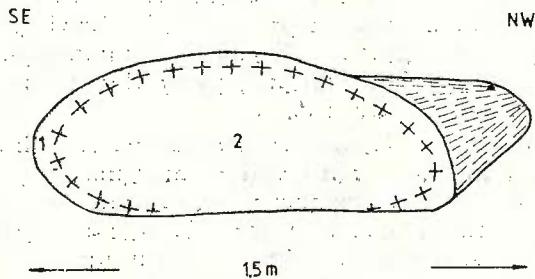


Fig. 3 — Pillow lava separation on the Hălăliș Valley. 1, crust formed of hyalobasalt; 2, internal part formed of basalt and anamesite.

serve globulites as isolated rows, indicating future plagioclase microlites, or radially grouped, pointing to a future variolitic structure. In case of a more advanced crystallization, in hyalobasalts magnetite forms larger crystals, but more rare; plagioclase microlites and amygdals filled with quartz, chlorite and calcite occur beside microphenocrysts.

Basalts and anamesites which form the interior of the pillows and the normal basalt flows display an intersertal texture; they consist of a network of plagioclase crystals (often albitized), augite and devitrified

glass. Some rocks include spheric or ovoid separations, more fine-grained than the surrounding basaltic mass, giving a condritic aspect to the rock.

(2) *Sheeted dyke complex (O_2)*. It is represented by dykes (100%) of intergranular basalts and dolerites (Pls. II, III) which alternate with dykes of gabbros, ferrogabbros, gabbrodolerites, orthospilites, granophyre and albitic plagiogranites. Dykes show "chilled margins" on one or on both parts. Small bodies of gabbros are to be found at Baia and north of Hălăliș. At Julita, an intrusive sheet of gabbros (Savu et al., 1982) intruded approximately the contact plane between complexes O_1 and O_2 . These gabbroic bodies, having as root one or several dykes, are penetrated by dykes and veins of albite quartzdiorites and albitic plagiogranites.

Between Vărădia and Lupești the sheeted dyke complex is penetrated by a swarm of dykes, veins and small bodies of Late Kimmerian acid and alkaline (Savu, 1962) rocks (116–120 m.a., Savu et al., 1983, unpublished data) and more southeast by the Late Kimmerian Săvîrșin granitoid body (Savu et al., 1986 b).

The sheeted dyke complex is quite varied in petrographic respect. Dykes of dolerites, quartz dolerites and intergranular basalts are the most widespread ones. These rocks consist of laths of basic (An_{54}) or albitized (An_{10-12}) plagioclase disposed divergently, between which a clinopyroxene ($c \wedge Ng = 40^\circ$), locally uralitized, magnetite and pyrite are developed. The rocks differentiated from the tholeiitic magma are represented by ferrobasalts and ferrodolerites, which contain more magnetite, and by orthospilites (Savu et al., 1984).

Dykelets (Rothery, 1983) of hyalobasalts or hyaloferrobasalts consolidated rapidly due to their small thickness (2–15 cm). Consequently, they consist mostly of devitrified or even chloritized glass, impregnated with fine magnetite grains. Plagioclase idiomorphous crystals — which form, on the dykelets margins, platy flow structures parallel to their walls — are floating within it.

Gabbros consist of plagioclase crystals polysynthetically twinned, more basic inside (An_{58}) and more acid on margins (An_{46}). Twinned diopside ($c \wedge Ng = 39^\circ$), often with magnetite exsolutions on cleavages (dialag), developed between the plagioclase crystals. Quartz gabbros are rarely found. In gabbroic bodies ferrogabbros contain up to 10–15% vanadiferous titanomagnetite (Baia). Ferrogabbro dykes occur as well. Gabbrodolerites — transition rocks as regards both the structure and the granulation — are also included in this group. The gabbroporphyrite dykes (Brătească Valley) consist of a fine-grained, holocrystalline groundmass including plagioclase and clinopyroxene phenocrysts, locally grouped together generating the glomeroporphyritic structure.

Granophyres consist of a network of elongated crystals of albite (An_{8-10}) (1–2 cm long) in whose meshes green amphibole, in places actinolite and epidote, are formed. Albite crystals form together with quartz myrmekitic or even micrographic intergrowths. Such rocks have been previously described (Savu, 1962) as micropegmatite at Almășel.



These rocks, as well as the following two types, are similar with the rocks described by Coleman and Donato (1979) and Malpas (1979) in other ophiolitic series.

Albitic (trondhjemitic) plagiogranites consist of quartz, albite (An_{8-10}), green amphibole, epidote and chlorite. On the albite crystal margins occur small portions of low-temperature fine-twinned albite, which indicate the preexistence of a potash feldspar.

Albitic felsites (Dobreiu Brook) are made up of a compact mass including rare, very elongated crystals of augite, clinozoisite and epidote.

Ophiolitic rocks have been affected by processes of hydrothermal metamorphism or autometamorphism (Coleman, 1977), ocean floor metamorphism, respectively. The presence of uralite, actinolite and chlorite in the rock parageneses of the sheeted dyke complex (O_2) show that the metamorphism manifested under conditions of albite amphibolite facies and of greenschist facies (Savu, 1967) at temperatures of $450^\circ - 200^\circ$ (Winkler, 1967). Within the basalt complex (O_1) the metamorphism took place under conditions of zeolitic facies ($T < 200^\circ$).

Geochemistry of Ophiolites

According to the FeO_{tot} / MgO ratio (Miyashiro, 1975) and SiO_2 (Table) the rocks of the two complexes are divided into undifferentiated tholeiitic rocks ($FeO_{tot} / MgO < 2$) and differentiated rocks ($FeO_{tot} / MgO > 2$) — basic rocks with $SiO_2 < 56\%$ and acid rocks with $SiO_2 > 56\%$ (Savu et al., 1984).

a) In the basic undifferentiated rocks the major elements are typical of the tholeiitic rocks with a low content of SiO_2 and K_2O ($< 0.50\%$) characteristic of the abyssal tholeiites or of the ocean floor basalts. The value of the FeO_{tot} / MgO ratio varies between 0.90 and 1.98, limits also characteristic of the ocean floor or abyssal tholeiites, a conclusion also supported by the Na_2O content of these rocks.

b) In the group of basic differentiated rocks a concentration of iron occurs (Fenner, 1929), which represents a characteristic feature of the tholeiitic rocks. For this reason the amount of Fe_2O_{3tot} varies between 7.29 and 19.05% and the FeO_{tot} / MgO ratio is higher than 2, ranging from 2.03 to 7.14. Both Na_2O and K_2O are generally higher than in the undifferentiated rocks although the SiO_2 content is only a little higher than in the first group (Table).

c) In the group of acid (albitic) differentiated rocks there is a significant increase of SiO_2 (56.24—71.59%). The contents of CaO , MgO and K_2O are lower and the content of Na_2O is higher. As the MgO content is low (0.20—1.12%) the FeO_{tot} / MgO ratio is generally higher than 10, thus exceeding the value of this ratio in the group of basic differentiated rocks.

The character of tholeiitic rocks of the ophiolites of the two complexes results from the diagrams in Figure 4 (Miyashiro, 1975) on which undifferentiated rocks are plotted along the line of the abyssal tholeiites and the differentiated rocks fall along the magma differentiation line at Skaergaard. This conclusion also results from Figure 5 (Irvine, Baragar,



TABLE
Chemical composition of ophiolitic rocks

Sample	Basic undifferentiated rocks														Basic			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15			
SiO ₂	47.47	48.79	48.90	49.56	49.80	50.16	50.18	50.49	50.50	51.18	51.50	51.75	46.59	46.71				
Al ₂ O ₃	15.73	14.08	14.40	15.94	15.18	14.93	14.66	14.71	15.12	13.85	13.78	13.44	15.26	12.56				
TiO ₂	1.37	1.95	1.57	1.56	1.82	1.35	1.85	1.83	1.20	1.91	1.91	1.40	1.91	3.01	3.85			
Fe ₂ O ₃	3.42	3.74	5.30	2.69	3.38	4.95	2.81	3.55	2.40	4.91	3.22	2.34	4.15	6.42	5.58			
FeO	5.70	8.20	6.61	7.23	6.18	3.26	7.58	7.73	6.12	4.61	6.52	7.66	6.92	7.22	10.67			
MgO	8.02	6.07	6.80	6.59	6.28	8.16	6.58	6.59	6.88	8.41	6.82	5.77	5.34	4.63	4.93			
MnO	0.160	0.156	0.180	0.152	0.156	0.168	0.180	0.194	0.134	0.172	0.178	0.186	0.144	0.120	0.252			
CaO	11.96	10.07	10.70	10.83	12.46	7.97	10.69	7.84	12.64	9.42	9.60	10.40	10.44	7.57	8.27			
Na ₂ O	0.86	3.71	2.66	2.56	2.41	3.68	2.96	3.62	2.65	3.58	3.38	2.41	3.11	4.12	3.56			
K ₂ O	0.50	0.35	0.45	0.65	0.65	0.55	0.45	0.45	0.43	0.34	0.68	0.88	0.68	0.35	trs			
P ₂ O ₅	0.217	0.205	0.203	0.210	0.137	0.190	0.137	0.185	0.117	0.195	0.170	0.177	0.175	0.357	0.357			
CO ₂	0.31	trs	trs	trs	0.81	trs	trs	trs	trs	trs	trs	trs	trs	0.90	trs			
H ₂ O ⁺	3.67	2.34	1.79	1.47	1.18	4.74	1.90	2.48	1.08	1.76	1.79	0.81	1.51	2.67	2.68			
Total	99.38	99.66	99.56	99.44	100.34	99.30	100.01	99.36	99.26	99.65	99.23	99.48	99.54	99.23	99.42			
NI (ppm)	150	44	55	90	88	185	48	30	60	200	46	42	37	44	40			
Co	28	31	38	34	42	30	23	32	26	33	36	32	24	26	38			
Cr	380	110	150	300	320	485	150	46	210	565	135	85	68	80	100			
V	220	325	270	270	270	240	210	280	250	275	270	230	240	330	380			
Sc	32	30	32	26	32	28	28	28	40	30	32	29	31	33	26			
Zr	80	100	110	100	85	66	65	95	72	80	72	70	75	250	200			
Y	24	35	37	32	30	20	25	32	25	21	30	30	36	56	60			
Yb	2.3	3.7	3.8	3.4	1.7	2.7	3.8	2.6	2.2	3.4	3.6	3.0	7.5	6.3				
La	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30			
Ba	130	34	22	48	17	17	32	42	13	19	37	80	53	19	20			
Sr	460	180	160	180	110	160	200	125	120	120	180	180	200	140	170			
Ga	17	14	17	15.5	22	13	16	19	18	18	18	18	22	23	18			
Pb	4.5	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	2	5	<2	<2	4.5	<2	2			
Cu	2	30	3	52	27	38	38	45	23	45	22	45	22	4.5	5	15		
Sn	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2.5	2.5		



TABLE (continuation)

Sample	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	Basic differentiated
	differentiated	rocks														
SiO ₂	46.78	49.09	49.30	49.42	49.78	49.83	49.87	49.90	49.93	50.25	50.80	51.17	51.36	52.06	52.12	
Al ₂ O ₃	12.67	13.41	13.97	12.47	11.16	12.24	10.88	17.73	13.23	16.02	13.27	14.63	14.61	12.91	11.65	
TiO ₂	3.52	2.47	2.89	3.27	4.30	2.90	4.24	0.55	3.64	2.68	2.60	2.10	1.28	2.84	3.11	
Fe ₂ O ₃	9.51	4.51	4.02	5.45	4.23	4.31	5.21	6.40	5.34	6.13	3.38	3.34	4.43	9.44	4.98	
FeO	7.63	8.77	9.56	9.07	9.55	10.00	12.59	0.80	9.82	6.54	8.90	8.36	7.58	2.25	11.04	
MgO	5.05	5.25	4.83	4.86	5.76	5.25	3.07	tr	3.18	4.39	5.81	5.34	1.66	2.67		
MnO	0.172	0.172	0.218	0.221	0.230	0.222	0.278	0.050	0.220	0.209	0.246	0.176	0.206	0.080	0.208	
CaO	8.36	9.46	10.48	8.61	10.31	8.84	7.26	15.81	7.95	8.08	7.48	9.30	7.95	11.66	6.83	
Na ₂ O	3.68	3.27	2.81	3.68	2.76	2.46	3.45	tr	3.67	3.10	3.38	3.18	3.12	2.89	4.11	
K ₂ O	tr	0.45	tr	0.38	tr	0.90	0.48	0.37	tr	0.40	0.35	0.45	1.30	tr	0.45	
P ₂ O ₅	0.348	0.237	0.236	0.303	0.287	0.287	0.432	0.040	0.377	0.250	0.277	0.277	0.210	0.227	0.510	
CO ₂	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	
H ₂ O+	1.78	2.14	1.42	1.66	1.59	2.27	1.47	7.85	1.92	2.53	2.07	1.36	2.42	3.47	2.07	
Total	99.50	99.23	99.73	99.39	99.95	99.51	99.23	99.50	99.29	100.57	99.16	99.68	100.03	99.16	99.75	
Ni (ppm)	30	38	47	24	48	34	14	14	20	40	60	28	34	15	15	
Co	16	27	32	22	40	36	26	4	32	31	28	28	35	18	32	
Cr	65	100	125	58	105	76	2	43	4	61	190	23	51	15	5	
V	290	220	340	190	370	300	300	290	415	420	210	310	270	280	240	
Sc	20	25	40	23	32	29	28	11	30	32	25	24	30	25	27	
Zr	140	90	125	120	160	145	210	54	220	132	115	80	105	95	270	
Y	50	33	48	41	50	44	62	10	62	44	40	27	37	30	80	
Yb	5.5	3.8	5.0	4.4	5.5	5.2	6.8	1.7	7.2	4.3	4.0	3.4	4.4	3.3	9.5	
La	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	
Ba	13	30	24	33	76	95	25	12	15	28	16	20	110	10	13	
Sr	100	150	130	135	120	175	120	26	70	240	100	160	210	18	48	
Ga	16	20	19	24	26	25	24	51	17	18	12	21	18	26	27	
Pb	<2	<2	2	5	<2	2	2.5	<2	<2	<2	2	2	2	2.5	2	
Cu	36	7	40	44	34	2.5	30	7	15	27	30	34	24	32	21	
Sn	2.5	<2	<2	<2	2	2	<2	<2	<2	<2	2	2	<2	<2	7	



TABLE (continuation)

Sample	31	32	33	34	35	36	
rocks	Acid differentiated rocks						
SiO ₂	52.14	56.24	56.97	62.91	66.50	71.59	a) The basic undifferentiated rocks are represented by : hyalobalsalts-1, 11, Lupești Valley; 5, Grădinii Brook (Vărădia); basalts - 2, Hălălis; 8, Văleuța Valley; 10, Jidovina Valley; dolerites - 4, 7, Lupești Valley; 6, Obloch Brook; gabbros - 3, Cerătoia Brook; 9, Valea Mare; 12, Hălălis Valley; gabbro-dolerites - 13, Cerătoia Brook.
Al ₂ O ₃	10.95	11.65	12.77	12.28	12.92	13.68	
TiO ₂	3.78	3.32	1.08	1.98	0.81	0.77	
Fe ₂ O ₃	5.11	6.11	5.64	6.77	2.25	2.57	
FeO	11.13	7.15	3.19	3.29	3.92	1.65	
MgO	4.01	2.46	0.81	0.92	1.12	0.21	
MnO	0.220	0.208	0.088	0.125	0.080	0.068	
CaO	8.21	5.47	16.66	4.95	5.34	3.35	
Na ₂ O	3.38	4.93	trs	4.56	4.87	4.93	
K ₂ O	0.33	0.32	trs	0.35	0.345	trs	
P ₂ O ₅	0.330	0.455	0.445	0.606	0.215	0.135	
CO ₂	-	trs	trs	trs	trs	trs	
H ₂ O ⁺	1.34	1.21	1.62	0.78	0.96	0.50	
Total	100.93	99.52	99.27	99.52	99.33	99.45	
Ni (ppm)	20	18	7	8	15	6	
Co	37	22	10	8	19	5.5	
Cr	6	38	<2	2	3	2	
V	250	210	42	32	68	34	
Sc	30	26	13	20	10	8	
Zr	190	295	286	240	650	530	
Y	57	105	60	110	120	150	
Yb	7	8.6	6.5	11	11	16	
La	<30	<30	<30	<30	<30	38	
Ba	26	17	<10	19	<10	14	
Sr	190	75	75	95	43	100	
Ga	28	22	22	21	21	30	
Ph	2	4	<2	3	<2	<2	
Cu	6.5	24	32	28	21	14	
Sn	2.5	2	<2	4.5	<2	4.5	

b) The basic differentiated rocks are represented by : hyaloferro-basalts - 15, Lupești Valley; 16, Podului Valley; pillow lava matrix - 23, Lupesci Valley; basalts - 14, Podului Valley; 20, Brătească Valley; 25, Cerătoia Brook; amygdaloïdal basalts - 29, Lupești Valley; ferrobasalts - 21, Lupești Valley; 24, Cerătoia Brook; dolerites - 17, 18, Brătească Valley; 26, 28, Văleuța Valley; ferrodolrites - 22, 31, Juliuța Valley; gabbros - 27, Valea Mare (Baia); quartziferous ferro-teased Valley.

c) The acid differentiated rocks are represented by : ortho-splilites - 32, Juliuța Valley; granophyres - 33, Lupești Valley; 34, Hălălis Valley; albitic quartzdoliterites - 35, Valea Mare (Baia); albite plagiogranites - 36, Baia.



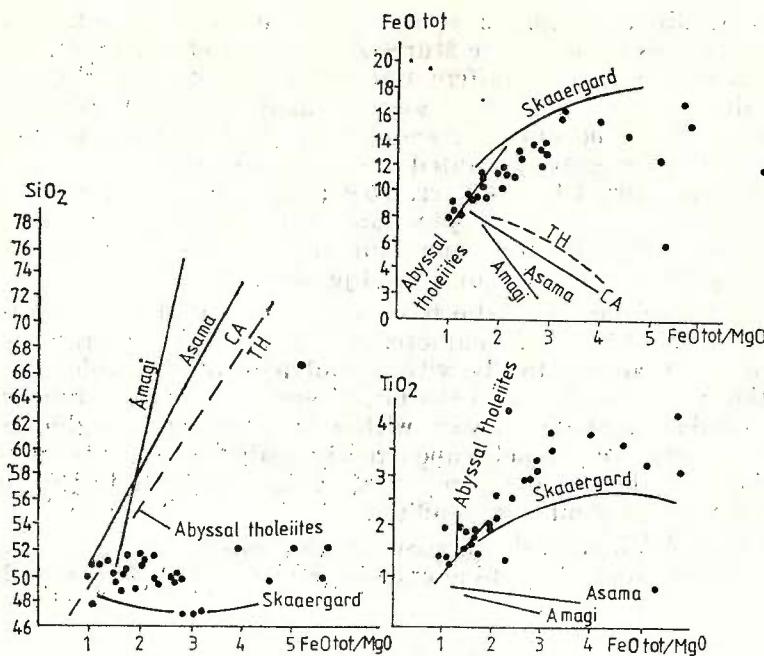


Fig. 4 — SiO_2 , FeO_{tot} , TiO_2 — $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ diagram.

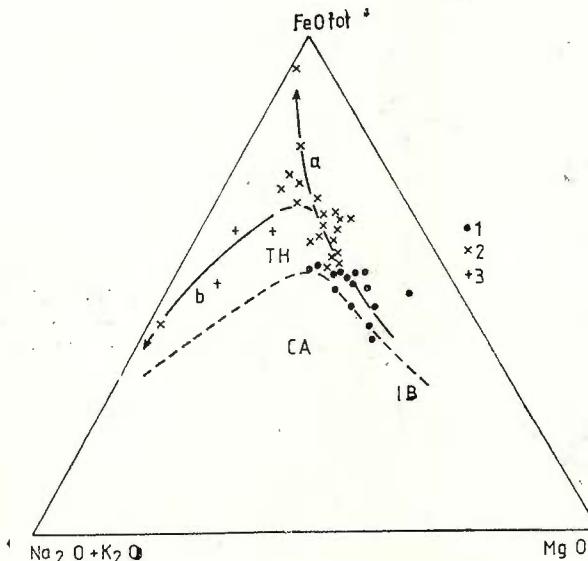


Fig. 5 — $\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagram. IB, limit between tholeiitic realm (TH) and calc-alkali one (CA); a, differentiation line towards ferrobasaltic magmas; b, differentiation line towards plagiogranitic magmas. 1, undifferentiated basic rocks; 2, differentiated basic rocks; 3, differentiated acid rocks.

1971). Their differentiation curves correspond to those established for the sheeted dykes in the whole Mureş Zone (Savu et al., 1984). From the parental tholeiitic magma differentiated in one sense (a) Fe-rich rocks (ferrobasalts, ferrogabbros, etc.) and in another sense (b) SiO_2 - and Na_2O -rich rocks (orthospilites, granophyres, albitic plagiogranites, albitic felsites). The latter were separated from the residual magma by immiscibility (Ohnenstetter, Ohnenstetter, 1980; Savu et al., 1984), a phenomenon that took place in the junction zone of the curves (a) and (b). The resulting rocks fall within the limits of the chemical composition established by Barker (1979) for trondhjemites.

The trace elements in the basic undifferentiated rocks are specific to the ocean floor basalts. Characteristic changes in the trace elements behaviour occur concomitantly with the advance of the tholeiitic magma differentiation. In the basic rocks Co, V and Sc display values ranging within close limits. Ni and Cr vary within wide limits; the values of these elements decrease very much concurrently with the advance of the differentiation. All siderophylite elements show low contents in the acid differentiated rocks, except some spilites.

Zr, Y and Yb (Fig. 6) increase simultaneously with the tholeiitic magma differentiation, beginning even in the basic undifferentiated rocks.

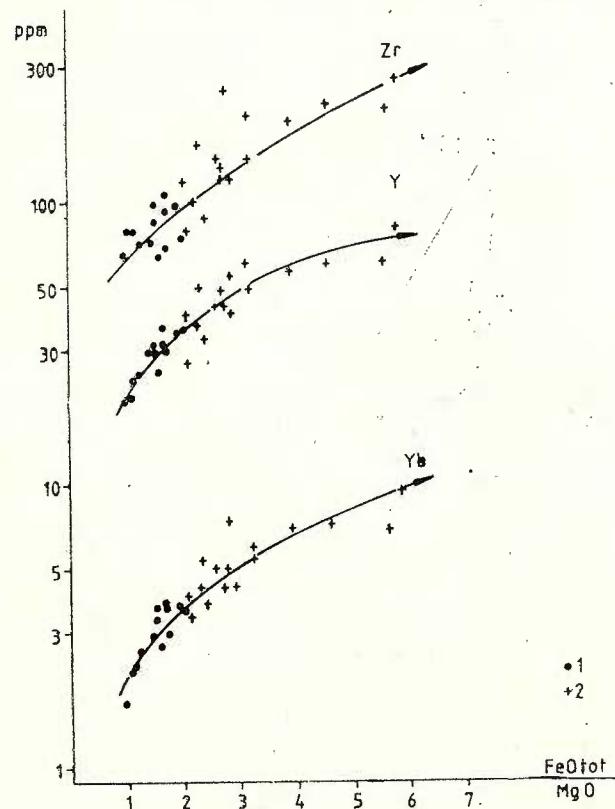


Fig. 6 — Zr, Y, Yb— $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ variation diagram.
1, undifferentiated basic rocks;
2, differentiated rocks.

In the acid differentiated rocks these elements reach higher values (Table). La has been identified by emission spectrography only in the Baia plagiogranite, the most acid rock of the whole ophiolitic series.

Ba shows low contents, typical of the ocean floor basic rocks (Fig. 7), which have the same values in the basic differentiates, too, in which $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ ratio exceeds 2.

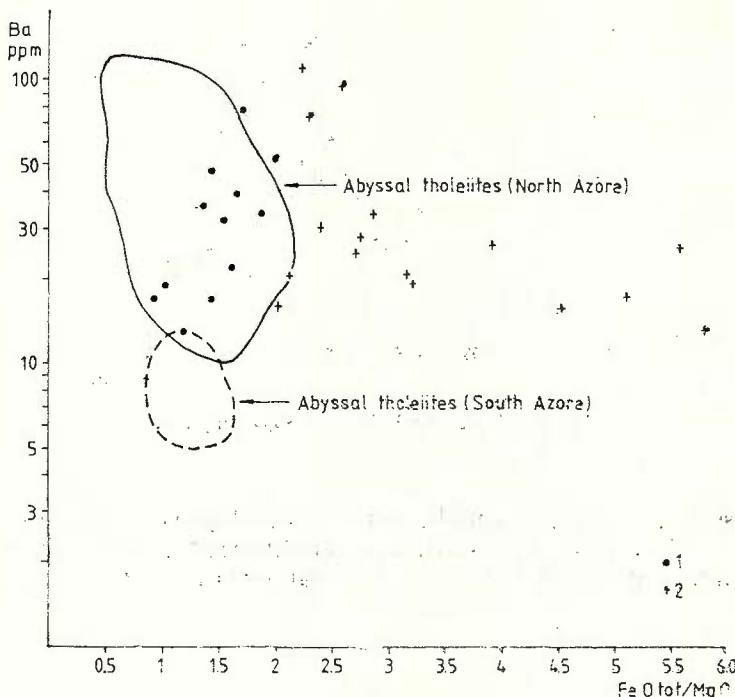


Fig. 7 — Ba— $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ diagram.

1, undifferentiated basic rocks; 2, differentiated basic rocks.

In the basic undifferentiated rocks, with the same exceptions, Sr shows values ranging from 110 to 240 ppm. In the basic differentiated rocks it has lower values (48—240 ppm) and much lower values in the acid differentiated rocks (43—100 ppm). The Sr average value in the ophiolitic series is, excepting the epidotized rocks, of 148 ppm. On Hart et al. diagram (1970) the plotting of this value indicates that the tholeiitic magma formed in a magmatic chamber situated in the mantle at about 110 km deep, beneath the spreading centre (Macdonald, 1982). Ga increases slightly concomitantly with the magma differentiation.

Origin of Ophiolitic Rocks

The primary tholeiitic magma differentiated in the magmatic chamber towards magmas rich in Fe, Ti and V and towards acid magmas rich in SiO_2 , Na_2O , Zr, REE and volatiles. Thus, the alternation of dykes



belonging to the three rock groups of complex O₂ is explained. Rocks with a chemistry similar to the mentioned ones occur in complex O₁, as well, which was fed with magma by the dykes. There results a "high Ti"-type ophiolitic series (Fig. 8) similar to the basic rock series of the mid-ocean ridges (Serri, 1980). This ophiolitic series corresponds to the ocean

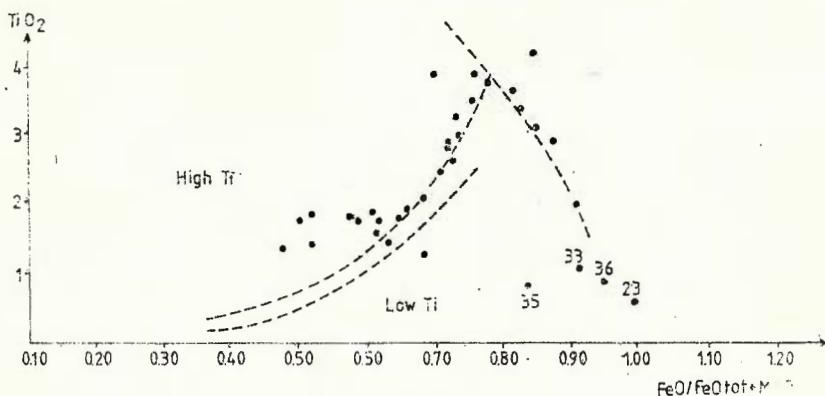


Fig. 8 — $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ diagram.

floor basalts as indicated on the diagrams in Figure 9 (Pearce, 1975) and Figure 10 (Pearce, Cann, 1973). Due to differentiation the residual tholeiitic magmas enriched in Fe, Ti and became poor in Cr and for this reason

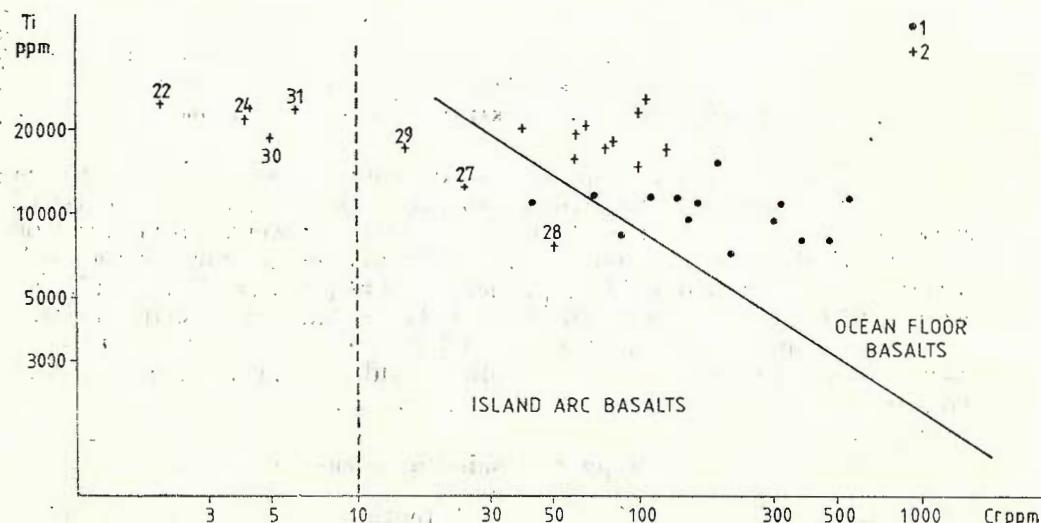


Fig. 9 — $\text{Ti} - \text{Cr}$ diagram, 1, undifferentiated basic rocks; 2, differentiated basic rocks.



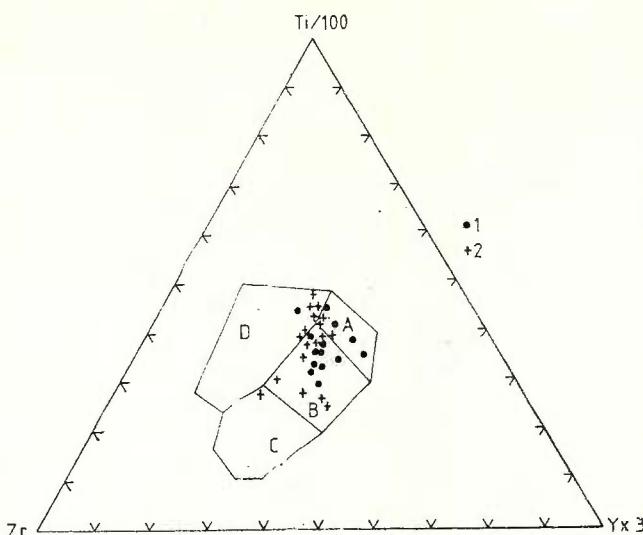


Fig. 10 — Ti/100—Y_x3—Zr diagram.

1, undifferentiated basic rocks ; 2, differentiated basic rocks.

on the diagrams on which these elements are taken into account the rocks generated by these magmas are successively moved off the field of undifferentiated rocks. Consequently only the latter can be used successfully when establishing the "tectonic setting" of the ophiolitic series (see Figs. 9 and 10).

The last conclusion is very well illustrated also by the diagram in Figure 11 (Shervais, 1982) on which the basic undifferentiated rocks and some of the basic differentiated ones are situated between the values 20 and 50 of the Ti/V ratio, a domain in which the mid-ocean ridge basalts (MORB) are plotted. Here the richest rocks in Fe and therefore in Ti fall in the field in which the value of the Ti/V ratio is higher than 50, where some alkaline rocks series are normally situated. As a matter of fact the basic differentiated rocks are rich in Na₂O, iron and Ti, like the alkaline rocks, but as they differentiated from a tholeiitic magma saturated in SiO₂, not from a basaltic magma subsaturated in SiO₂, no minerals typical of the alkaline series could form in them.

It is worth mentioning that on the mentioned diagram no rock falls in the domain ranging from 10 to 20 Ti/V of the island arc tholeiites ; it invalidates the conclusions of some authors who consider that the ophiolitic rocks series in the Mureş Zone should represent an island arc tholeiitic complex. On the contrary, this diagram, as well as the other ones, indicates that the ophiolitic series in the Mureş Zone is an ocean floor tholeiitic series formed in a mid-ocean ridge.

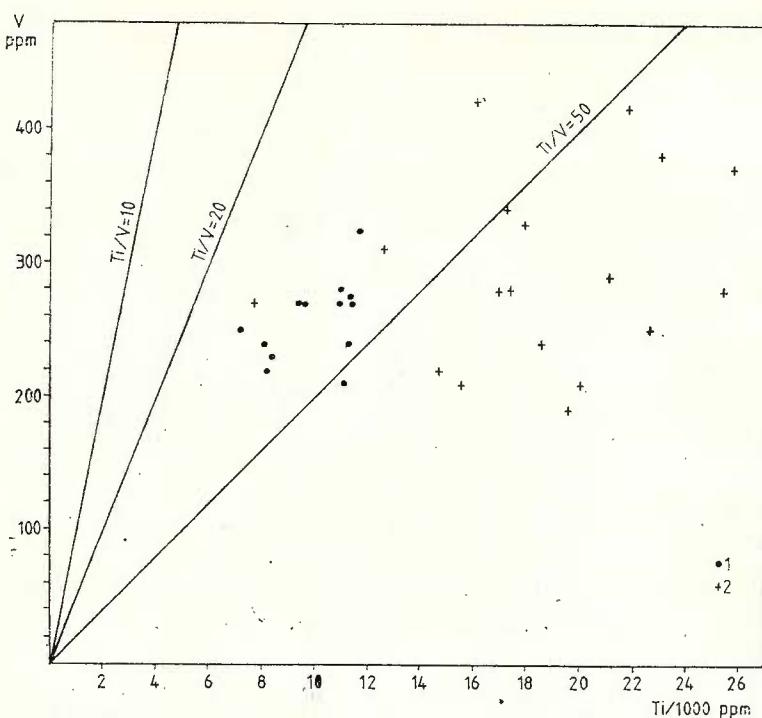


Fig. 11 — V-Ti/1000 diagram.
1, undifferentiated basic rocks ; 2, differentiated basic rocks.

Conclusions

Several conclusions can be drawn from this paper, as follows :

The ophiolitic series formed on the floor of the Mureş Ocean, as shown by the sheeted dyke complex and by the different diagrams, under conditions of the spreading process.

The ophiolitic rocks of the Mureş Zone, which had not undergone the bilateral subduction, were obducted over the formations of the plates south and north of it as a huge slab (olistoplate) included in the flysch deposits and island arc pyroclastics (J_2-Cr_1) and then all of them over-thrust as Criş, Căpîlnaş-Techereu and other nappes over the two plates.

The ophiolitic rock series with its two complexes originates in a tholeiitic magma formed in the mantle at a depth of about 110 km.

The parental tholeiitic magma differentiated towards basic magmas rich in Fe, Ti and V in one sense and towards acid magmas rich in SiO_2 , Na_2O , REE and volatiles in another sense.

The basic differentiated magmas generated ferrogabbros with vanadiferous titanomagnetite and the acid differentiated magmas generated orthospilites, granophyres and albitic plagiogranites whose residual solutions determined poor pyrite and chalcopyrite mineralizations.

The Upper Jurassic volcanics and the Lower Cretaceous (Late Kimmerian) intrusions penetrating the ophiolitic slab in the Mureş Zone would be equivalents of the Nevadian eruptions in the west of the United States.

REFERENCES

- Barker F. (1979) Trondhjemite : definition, environment and hypotheses of origin. In trondhjemites, dacites, and related rocks. F. Barker Edit. Elsevier Sci. Publ. Co, p. 1–12, Amsterdam.
- Coleman R. G. (1977) Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere?. Springer-Verlag, Berlin, 228 p.
- Donato M. M. (1979) Ocean plagiogranite revisited. In Trondhjemites, dacites, and related rocks. F. Barker Edit. Elsevier Sci. Publ. Co, p. 149–168, Amsterdam.
- Fenner C. N. (1929) The crystallization of basalts. *Amer. J. Sci.*, 5th Ser. 18, p. 225–253, New Haven, Conn.
- Hart S. R., Brooks C., Krogh T. E., Davis G. L., Nava D. (1970) Ancient and modern volcanic rocks : a trace element model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, p. 17–28, Amsterdam.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 523–548, Toronto.
- Lupu M. (1975) Eigene Bemerkungen zur Tektonik des südlichen Apuseni Gebirges (Siebenbürgisches Erzgebirge). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie*, 19, p. 95–104, Bucureşti.
- Macdonald K. C. (1982) Mid-oceanic ridges : fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, p. 155–190, Palo Alto, Calif.
- Malpas J. (1979) Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in western Newfoundland : initial report. In Trondhjemites, dacites, and related rocks. F. Barker Edit., Elsevier Sci. Publ. Co, p. 465–487, Amsterdam.
- Miyashiro A. (1975) Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 3, p. 250–269, Palo Alto, Calif.
- Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. (1980) Comparison between Corsican albitites and oceanic plagiogranites. *Arch. des Sci.*, 33, 2–3, p. 201–220, Genève.
- Papiu V. C. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, V, p. 107–213, Bucureşti.
- Pearce J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41–67, Amsterdam.
- Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, p. 290–300, Amsterdam.
- Rothery D. A. (1983) The base of a sheeted dyke complex, Oman ophiolite : implications for magma chambers at oceanic spreading axes. *J. Geol. Soc. London*, 140, p. 287–296, London.
- Savu H. (1962) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuția la cunoașterea chimismului și petrogenizei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 211–256, Bucureşti.
- (1967) Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten. *Acta Acad. Sci. Hung.*, 11, (1–3), p. 59–70, Budapest.



- (1983) Geotectonic and magmatic evolution of the Mureş zone (Apuseni Mountains). *Carp.-Balk. Geol. Assoc. XII th Congr., Bucharest, 1981. An. Inst. Geol., Geofiz.*, LXI, p. 253—262, Bucureşti.
- (1984) The sheeted dyke complex in the Mureş zone (Apuseni Mountains). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie*, 28, p. 29—34, Bucureşti.
- (1985) Structural, petrographic and geotectonic study of the sheeted dike complex in the Mureş zone, Dumbrăviţa-Baia-Bătuşa-Juliuş region (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5 (1982), p. 41—56, Bucureşti.
- Lupu M., Avram E., Marinescu Fl. (1979) Harta geologică a RSR scara 1 : 50000, foaia Săvîrşin. Ed. I.G.G., Bucureşti.
- Manea Z. Al. (1982) Petrogenetic studies on ophiolitic rocks from the Laleşin-Bata region (Mureş Zone). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/1, p. 69—86, Bucureşti.
- Vasiliu C., Udrescu C. (1981) Structure, petrology and geochemistry of the gabbroic body of Juliuş — Alpine ophiolites in Drocea Mountains (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LVI/1, p. 127—152, Bucureşti.
- Udrescu C., Neacşu V. (1982) Contributions to the petrology and metallogenesis of Alpine initialites from the Vălişoara-Dumeşti region (Metaliferi Mountains), with notes on the Pre-Alpine basement. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/1, (1979—1980), p. 47—67, Bucureşti.
- Udrescu C., Neacşu V., Stoian M. (1984) Trends of tholeiitic magma differentiation in the sheeted dyke complex from the Mureş zone (Romania). *An. Inst. Geol., Geofiz.*, LXIV, p. 121—131, Bucureşti.
- Udrescu C., Neacşu V. (1986a) Bimodal volcanism in the north western island arc of the Mureş Zone. *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, 70—71/1 (1983 ; 1984), p. 153—170, Bucureşti.
- Vâjdea E., Romanescu O. (1986 b) The radiometric age (K/Ar) and the origin of the Săvîrşin granitoid massif and of other Late Kimmerian intrusions from the Mureş Zone. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/1 (1983 ; 1984), p. 419—429, Bucureşti.
- Serri G. (1980) The petrochemistry of ophiolite gabbroic complex : a key for the classification of amphibolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, p. 203—212, Amsterdam.
- Shervais J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, p. 101—118, Amsterdam.
- Socolescu M. (1944) Les affleurements de minéraux de la région de Vaţa-Şoimus-Buceava-Săvîrşin-Zam (départements de Hunedoara et d'Arad). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII, p. 93—125, Bucureşti.
- Szentpetery S. (1928) Petrologie des südlichen Teiles des Drocsa Gebirges. *A Mag. kir. Földt. Evkonyve*, XXVII, p. 191—316, Budapest.
- Szontagh Th. (1892) Geologische Studien an der rechten Seite der Maros, in der Gegend von Soborsin und Baia. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, 1890, p. 64—75, Budapest.
- Winkler H. G. F. (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 2nd ed. 237 p.



CARACTERISTICILE DE „MID-OCEAN” ALE OFIOLITELOR DIN REGIUNEA BAIA-LUPEȘTI-VĂRĂDIA (MUNTII DROCEA), TECTONICA ȘI PETROLOGIA LOR

(Rezumat)

Regiunea cercetată se găsește în aria de dezvoltare a complexului de sheeted dyke-uri din zona Mureș. Placa Mureș, formată din roci ofiolitice, reprezintă un mare „slab” de crustă oceanică, ce a fost obdus (săriat) atât pe placa Munților Apuseni de la nord, cît și pe placa Transilvană de la sud, care se subdue sub ea în condițiile procesului de subducție bilaterală (Savu, 1983). În regiunea Baia ea șariază ca pînză de Căpîlnaș-Techereu și solzul de Baia peste flysch-ul J_2-Cr_1 și este secționată de un sistem de falii în trei blocuri principale. În aceste blocuri poziția dyke-urilor se modifică succesiv de la VNV la NE (fig. 1). Datorită poziției lor, cele două unități rezultate din placa Mureș prezintă la zi doar două complexe de roci ofiolitice și anume, complexul bazaltelor de fund oceanic (O_1) și complexul sheeted dyke-urilor (O_2). Un foraj structural ar putea elucida dacă sub complexul de sheeted dyke-uri există și complexele (O_3) gabbroic și (O_4) ultrabazic, caracteristice unei crûste oceanice.

Complexul bazaltelor de fund oceanic (O_1) este slab reprezentat în regiune. El comportă bazalte adesea în facies de pillow lava (fig. 2), ce apar atât la nord cît și la sud de aria sheeted dyke-urilor. Crusta pillow-urilor (1–1,5 cm grosime) constă din hialobazalt sau tachilit devitrificate, iar interiorul lor constă din bazalte și anamesite. Complexul de sheeted dyke-uri (100%) este format din dyke-uri de bazalte intergranulare și dolerite, care alternează cu dyke-uri de gabbrouri, ferrogabbrouri, gabro-dolerite, ortospilite, granofire și plagiogranite albitive; rar se întâlnesc și corpuri de gabbrouri, precum și „dykelet-uri” de ferrobazalte.

Între Vărădia și Lupești complexul de sheeted dyke-uri este străbătut de un roi de dyke-uri, filoane și corpuri de roci acide și alcaline neokimmerice.

Rocile ofiolitice au fost afectate de procese de metamorfism hidrotermal (autometamorfism) sau metamorfism de fund oceanic, ale cărui parageneze arată că el s-a realizat în condițiile faciesurilor amfibolitelor cu epidot, sisturilor verzi și zeolitic.

Analizele chimice și spectrale, ca și datele petrografice, permit separarea rocilor ofiolitice în roci bazice nediferențiate, roci diferențiate bazice și acide (tab.), fiecare grupă având particularitățile sale. Magma parentală are caracter tholeitic (fig. 3). Ea s-a diferențiat (fig. 4) într-un sens spre ferrogabbrouri și ferrobazalte și în altul spre plagiogranite albitive.

Elementele minore caracterizează, de asemenea, cele trei grupe de roci. Elementele siderofile cresc în rocile diferențiate bazice și scad treptat în rocile diferențiate acide, în timp ce Zr, Y și Yb au o comportare inversă (fig. 5). Bariul prezintă conținuturi specifice pentru o serie bazică de fund oceanic (fig. 6).

Conținuturile de Sr arată că magma parentală s-a format în manta sub zona de spreading, la adâncimea de cca 110 km. A rezultat astfel o



serie ofiolitică de tip high-Ti, asemănătoare serilor de roci bazice din ridge-urile oceanice mediane (fig. 7). Ea are caractere specifice de magmă de fund oceanic (fig. 8 și 9).

Se constată că particularitățile magmei parentale se păstrează neterminate numai în rocile bazice nediferențiate, pe cind termenii din cele două grupe de roci diferențiate, din cauza procesului de diferențiere și deci a îmbogățirii în unele elemente chimice și a sărăcirii în altele, pe diferențite diagrame ele se îndepărtează de cîmpul rocilor bazice nediferențiate (fig. 10). De aceea, concluzia finală și generală este că numai rocile bazice nediferențiate pot fi utilizate cu succes în determinarea „tectonic setting-ului” diferențelor serii de roci ofiolitice.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

Fig. 1 — Quarry north of Julița (in sheeted dykes).

Fig. 2 — Sheeted dykes in Julița quarry.

Plate III

Fig. 1 — Sheeted dykes in Julița quarry.

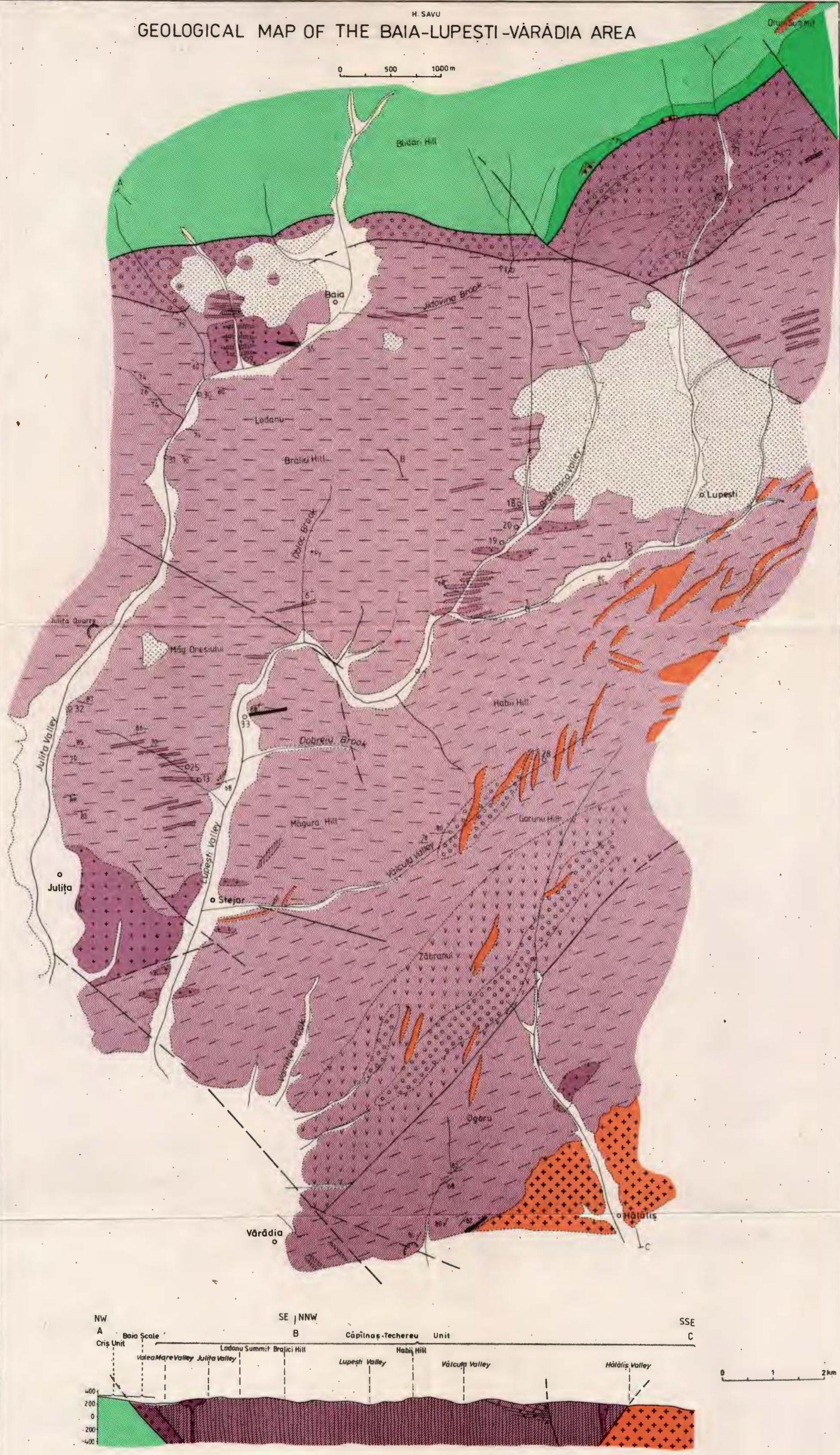
Fig. 2 — Two sheeted dykes quite obvious in Julița quarry.



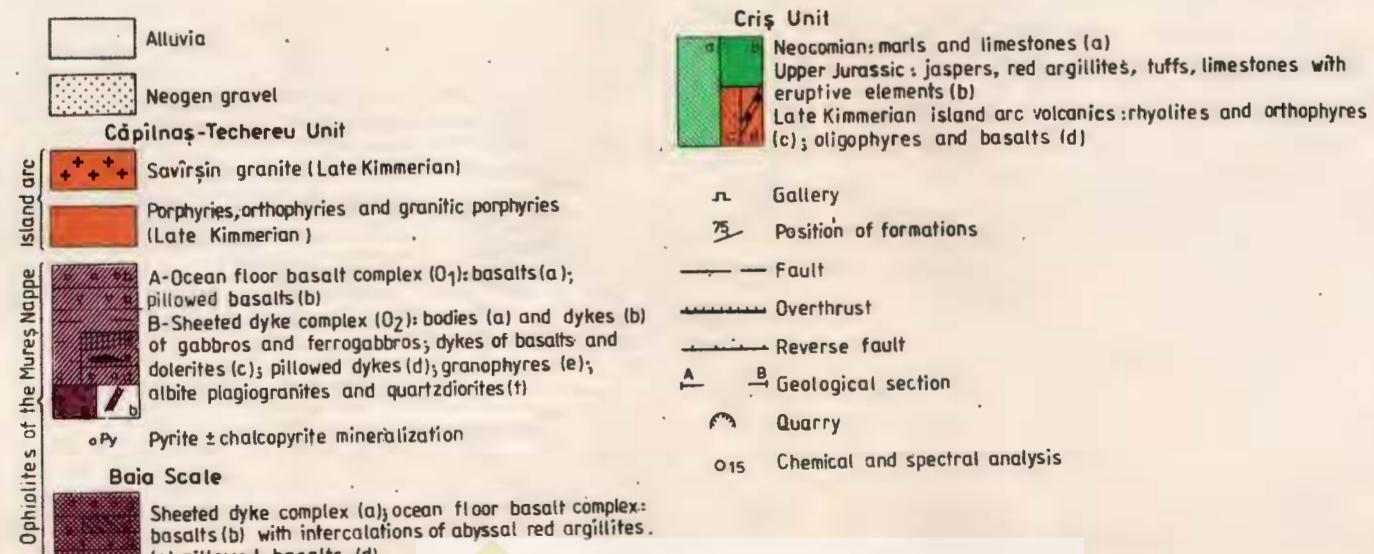
H. SAVU

GEOLOGICAL MAP OF THE BAIA-LUPEŞTI-VÂRĂDIA AREA

0 500 1000 m



L E G E N D



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



Проект 2

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

ORIGIN, PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF ULTRAMAFIC ROCKS IN THE GETIC NAPPE CRYSTALLINE WEST OF MĂRU (MUNTELE MIC)¹

BY

HARALAMBIE SAVU², HORST HANN², CONSTANTĂ UDRESCU²,
VASILICA NEACSU³

Ultramafic rocks. Olistolith. Olistostromes. Dalslandian. Metamorphic differentiation. Isograds. Sillimanite. Serpentization. Migration of elements. South Carpathians — Getic and Crystalline Suprategic Realms — Semenic Mountains and West Tarcu Mountains.

Abstract

The ultramafic bodies in the crystalline schists of the Getic Nappe in the Măru Zone (South Carpathians) do not represent magmatic intrusions. They are olistoliths torn off from an Alpine-type oceanic crust and insediinated in a Precambrian olistostrome with a tuffaceous sedimentary matrix. Under conditions of the Dalslandian metamorphism, which reached here the sillimanite isograds, the ultramafic bodies recrystallized completely, a reaction zone consisting of anthophyllite± clinopyroxene rocks occurring on their margins. The serpentization of the recrystallized ultramafic bodies is due to the late-metamorphic solutions whose temperature below 500 °C determines the replacement of olivine and orthopyroxene by secondary minerals, which are no longer in equilibrium under the new physico-chemical conditions. At the same time iron is eliminated from the destroyed network, from which secondary magnetite will result in serpentinites.

Résumé

Origine, pétrologie et géochimie des roches ultrabasiques du cristallin de la nappe gétique à l'ouest de Măru (Muntele Mic). Les corps des roches ultrabasiques des schistes cristallins de la

¹ Received January 28, 1985, accepted for communication and publication February 27, 1985, communicated in the meeting March 22, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.

³ Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



nappe gétique de la région Măru (Carpates Méridionales) ne représentent pas d'intrusions magmatiques. Ce sont des olistolites rompus d'une croûte océanique de type alpin et insédimentés dans une olistostrome précambrienne à matrice sédimentaire et tufogène. Dans les conditions du métamorphisme dalslandien qui atteint ici l'isograde de la sillimanite, les corps ultrabasiques recristallisent complètement, sur leurs bords se formant une zone de réaction constituée de roches à anthophyllite \pm clinopyroxène. La serpentinitisation des corps de roches ultrabasiques recristallisées est due aux solutions tardî-métamorphiques dont la température, en se diminuant sous 500°C détermine le remplacement de l'olivine et de l'orthopyroxène par des minéraux secondaires qui ne sont plus en équilibre dans les nouvelles conditions physiques et chimiques. En même temps, le fer est éliminé de leur réseau détruit, un élément qui va former la magnétite secondaire des serpentinites.

Introduction

In the Getic Nappe Crystalline, situated west of the locality of Măru (Muntele Mic), ultramafic bodies have been known since the end of the last century (Schafarzik, 1899). Later on, several references on the mentioned rocks have been made in several unpublished reports (Gherasi, 1952; Minzatu and Minzatu, 1957; Gherasi and Zimmermann, 1968) as well as in Hann's thesis of doctor's degree (1987). In cartographic respect, it is worth mentioning that they have been indicated on the map scale 1 : 50 000, Muntele Mic Sheet (Savu et al., 1981), which can be used in establishing the tectonic setting within which the ultramafic bodies occur.

As the ultramafic rocks have not been studied minutely up to now we considered it useful to present a systematic study on them and with this aim in view we elaborated the present paper.

Considerations on the Ultramafic Rocks Occurrence

The ultramafic rocks of the Getic Nappe Crystalline occur as lenticular bodies whose sizes vary from some metres up to some hundreds of metres. They are mostly grouped in the Pietroasa Valley basin, northwest of Măru (Fig. 1). In this zone only the seven large bodies, which could be mapped, are presented on the annexed map. Between them, there are, however, numerous small bodies of ultramafic rocks included in the ground-mass of micaceous \pm sillimanite paragneisses of the Sebeș-Lotru Series. This situation excludes the possibility that small ultramafic bodies might represent independent magmatic intrusions. Isolated bodies of ultramafic rocks are also to be found in the region east of the locality of Măgura, north of the Pietroasa Valley, east of the locality of Var, on the Spinei Summit and south of the Cornuțel Valley, situated east of Turnu Ruieni (Fig. 1). The southernmost ultramafic body is hosted by the crystalline schists of the Turnu Ruieni scale. Except for the last body of ultramafic rocks, the others are situated in the horizon of micaceous paragneisses and of mica-schists, which comprises numerous orthoamphibolite intercalations and lenses of crystalline limestones. This is more intensely migmatized than



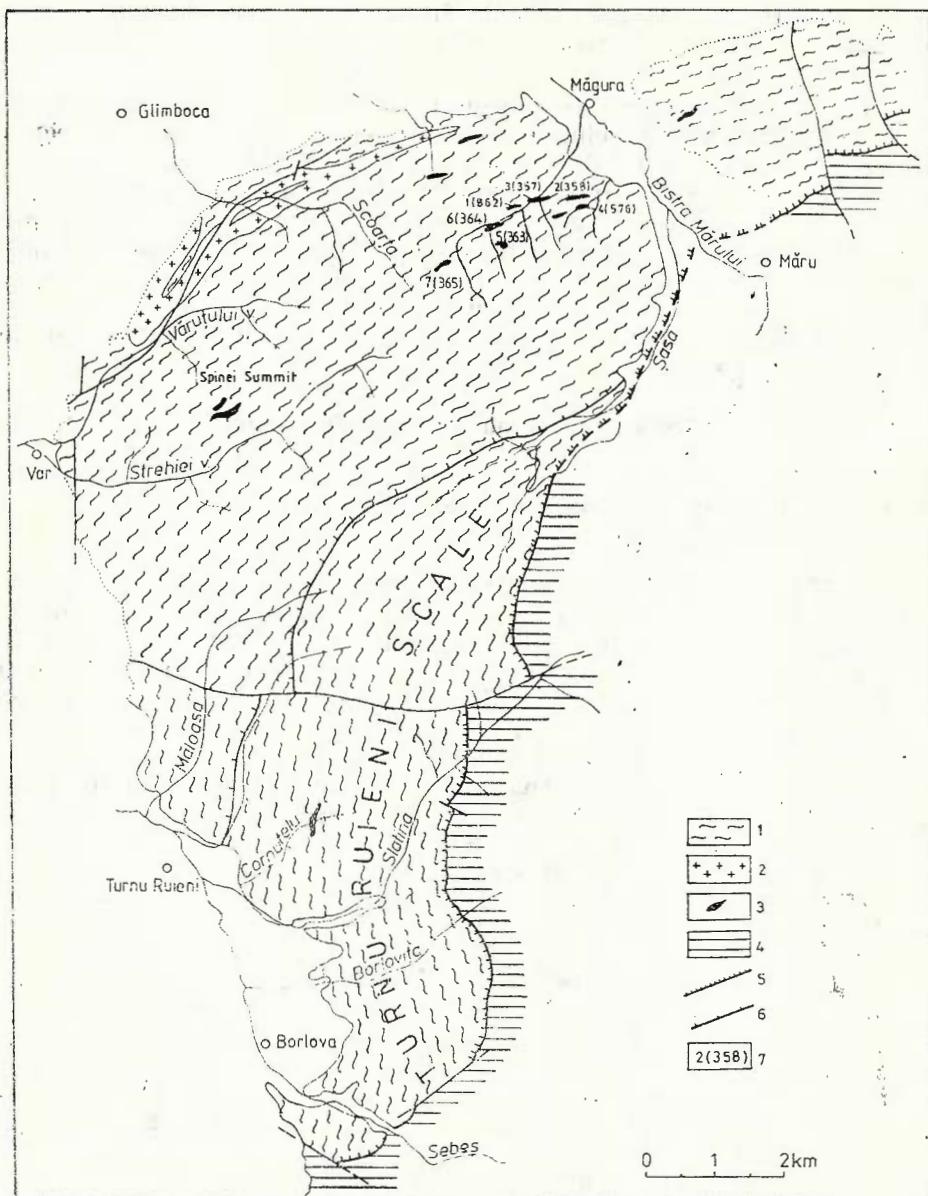


Fig. 1 — Geological sketch of Măru-Borlova area (Muntele Mic). Getic Realm — Sebeș-Lotru Series (1–3) : 1, paragneisses, micaschists, amphibolites, migmatites ; 2, Criva granites (Glimboca) ; 3, ultrabasic rocks. Danubian Realm — Măru Series (4) : 4, amphibolites, amphibolic gneisses, quartz-feldspathic gneisses ; 5, overthrust ; 6, digitation ; 7, chemical and spectral analysis.

the other levels of crystalline schists of the Sebeș-Lotru Series and includes frequently pegmatite bodies (Hann, 1987). The crystalline schists horizon, in which the ultramafic rocks are encompassed, occurs also to the southwest (the Semenic Mts) (Savu, 1970).

The ultramafic rocks bodies usually show a zonary structure. Inside they are mostly massive being made up of peridotites and dunites, recrystallized and partly or totally serpentized, rocks that might represent the typical bands of a primary layering. On margins the bodies display a narrower zone consisting of rocks with anthophyllitic amphibole and clinopyroxene. The mentioned structure is the result of the bimetasomatic changes of ions between the high-Mg ultramafic rocks and the surrounding high-Si and high-Al crystalline schists. These processes manifested during the high-grade Dalslandian metamorphism which here reached the sillimanite isograds.

Petrographical and Mineralogical Data

The ultramafics from the crystalline schists of the Getic Series are represented by metamorphosed dunites, rocks with anthophyllite, clinopyroxene and serpentinite.

1. *Metamorphosed dunites.* These rocks occur beside peridotites in the inner part of the ultramafic bodies which have not been totally serpentized. In this respect the first body on the Pietroasa Valley (2, 358) is the most characteristic of all. The rocks have a black-greenish colour and a granoblastic-pseudotriomorphic texture as a result of the regional metamorphism under the sillimanite isograds condition (Winkler, 1967). They consist mainly of olivine, a mineral penetrated by a network of fissures formed due to the weak deformations in the late stage of metamorphism. On these fissures serpentinite is formed with separation of iron oxides, an element released from the destroyed network of olivine. Orthopyroxene crystals, usually bastitized, and locally talc lamellas occur only accidentally. When the orthopyroxene crystals are frequent they generate harzburgitic peridotites.

2. *Serpentinites.* These rocks, formed at the expense of peridotites and dunites inside the ultramafic bodies, are found more abundantly. They present a cellular structure and a massive texture which indicate that serpentization was achieved under static conditions. The rocks consist of serpentine (antigorite-lizardite) and contain locally bastite pseudomorphoses after orthopyroxene crystals. In some cases under the microscope the serpentized rocks also show another characteristic cellular or reticular structure. This structure is generated by the grains or fine powder of secondary magnetite spread on the margins of primary silicate crystals (olivine and pyroxene) subsequently replaced by serpentinic secondary minerals. Thus, iron — from which secondary magnetite was formed — is removed from the silicated network. In these rocks one can seldom observe magnesite or talc nests, generated under the same conditions of hydrometasomatic alteration of metamorphic harzburgitic peridotites and dunites.



In some cases, as in the above-mentioned serpentinite with a cellular structure, lamination planes are also observed, on which the closest serpentinitic lamellas are oriented.

3. *Anthophyllite rocks.* These rocks occur on the margins of the ultramafic bodies. They have a dark green up to black colour and present a fibrous structure. The anthophyllite rocks consist of colourless, thin and very elongated crystals of anthophyllite, whose extinction angle $c \wedge Ng$ is 0° .

4. *Anthophyllite and clinopyroxene rocks.* These rocks are also of a dark green colour and were formed under the same conditions of the high-grade metamorphism. They consist mainly of the mentioned minerals beside talc and rare magnesite nests. It is worth mentioning the poikilitic structure of clinopyroxene that includes anthophyllite crystals and which in their turn include fine pyroxene crystals; these relationships indicate that the constituting minerals crystallized about at the same time due to the regional metamorphism. Locally one can observe nests made up of olivine as granoblasts in association with magnetite crystalloblasts, very elongated anthophyllite crystals, seldom talc lamellas and magnesite crystals, the last two minerals being developed in the interstices between the other crystals. Nests constituted of talc lamellas in association with pyroxene crystalloblasts are observed in other portions of the rock.

Geochemistry and Origin of Ultramafic Rocks

The chemical composition of the study rocks (Table) shows clearly their appurtenance to ultramafic rocks. SiO_2 generally varies between 40.20 and 41 %. An exception is the anthophyllite + pyroxene rocks (nos. 3 and 4) in which SiO_2 reaches 46.65 % and 54 %, respectively. The last rocks show a higher content of Al_2O_3 and TiO_2 as against the others. Their content of MgO is, however, lower (28.35—33.80 %) than that of the other rocks (37.44—38.29 % MgO).

The dunitic and peridotitic serpentinized rocks are characterized by a high content of H_2O^+ , which ranges between 11.15 % and 12.7 % while in the anthophyllite and pyroxene rocks H_2O presents values of 5.44 and 7.56 %.

As regards the trace elements contents (Table) they characterize also a series of ultramafic rocks. The anthophyllite and clinopyroxene rocks present higher contents of Cr, V, Sc, Cu and Ga as compared with other rocks. In serpentinized rocks the content of Cr is lower, the lowest contents occurring in samples 3 and 4 (Table) which contain 610 and 670 ppm Cr, respectively. These values are much below the average value — 1600 — 2400 ppm Cr established by Turekian and Wedepohl (1961) for the ultramafic rocks. However, these rocks contain the highest contents of Ni (2900—3400 ppm), much higher values than the average value (1)500—2000 ppm Ni, established by Turekian and Wedepohl (1961) for this element in the ultramafic rocks.



TABLE
Chemical composition of the ultramafic rocks

No	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ (%)	54.00	46.65	41.00	40.40	40.20	41.00	40.40
Al ₂ O ₃	2.82	2.06	0.21	0.17	0.80	0.72	1.11
Fe ₂ O ₃	3.42	5.20	6.62	7.33	5.40	5.85	5.64
FeO	3.16	2.49	1.33	0.95	1.53	1.43	1.85
MnO	0.11	0.10	0.08	0.07	0.10	0.10	0.10
MgO	28.35	33.80	37.44	38.29	38.20	37.92	37.79
CaO	1.32	0.89	0.40	0.55	0.60	0.64	1.08
Na ₂ O	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
K ₂ O	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02
TiO ₂	0.51	0.22	0.05	0.04	0.10	0.18	0.18
P ₂ O ₅	0.20	0.16	0.06	0.10	0.18	0.16	0.20
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0.20
S	0.10	0.11	0.22	0.34	0.17	0.11	0.15
Fe(S)	0.09	0.09	0.19	0.29	0.15	0.09	0.13
H ₂ O ⁺	5.44	7.56	11.72	11.36	12.77	11.15	11.30
Total	99.58	99.38	99.34	99.93	100.26	99.40	100.20
Cr (ppm)	2000	3700	610	670	1700	1500	1900
Ni	1100	1900	2900	3400	1700	1400	1800
Co	61	93	90	115	83	65	90
V	60	40	7	7	17	15	33
Sc	11	6.5	2	2	3.5	3.5	7
Cu	5.5	24	9	6	4	3.5	2.5
Ga	6	5	<2	<2	2.5	3	2.5

The study rocks represent: anthophyllite and clinopyroxene rock — 1 (Iedera Valley); anthophyllite rock — 2 (Pietroasa Valley); serpentinites: 3 (Piriul cu Mărul Brook); 4 (Runcelul Mare Valley); 5 and 6 (Iedera Valley); 7 (Cioaca cu Tei Hill).

In respect of the origin of the ultramafic rocks, one can state that the numerous small bodies of such rocks in the Getic Nappe Crystalline cannot represent magmatic intrusions. In all respects they rather indicate olistoliths of ultramafic rocks (Savu, Udrescu, 1982) torn off from a dismembered oceanic crust, obducted and insedimented in an olistostrome with a pelitic and tuffaceous matrix of Precambrian age. The origin of ultramafic rocks in such an oceanic crust is clearly indicated on the diagram in Figure 2 (Malpas, Stevens, 1977) on which the study rocks, with one exception, plot in the Alpine-type peridotite domain, characteristic of the ultramafic complex of an oceanic crust. The ocean within which this crust was formed, developed in the Precambrian, approximately in the actual area of the Carpathians (Giușcă et al., 1969).

The olistoliths of ultramafic rocks insedimented in the mentioned olistostrome have been slabs or fragments broken from different parts of the ultramafic complex of this crust some of them with a layering, which explains the presence within the same small body of ultramafic rocks, both of peridotites (harzburgites) and of dunites.

After their insedimentation in the Precambrian olistostrome, olistoliths as well as the whole formations were affected by the Dalslandian



metamorphism (Savu, 1975), which, in this region, reached the sillimanite isograds indicating temperatures of about 700° C and an intermediary pressure (Winkler, 1967).

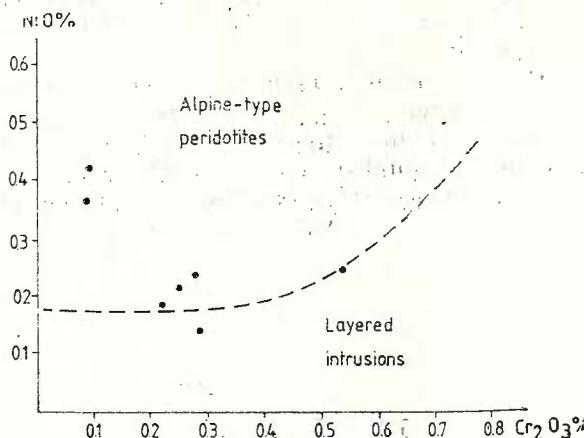


Fig. 2 — NiO—Cr₂O₃ diagram.

The olistoliths of homogeneous or layered ultramafic rocks recrystallize completely at that temperature; this process is an isochemical one inside the bodies (Savu et al., 1982). On the margins of the ultramafic bodies processes of bimetasomatic exchange took place, which would lead to the formation of the marginal zone of anthophyllite and clinopyroxene rocks resulting from the SiO₂ and Al₂O₃ supply as shown in Table. Concomitantly, the surrounding paragneisses of the matrix enriched in biotite. Processes of anatectic migmatization, favoured by the high temperature, generating pegmatitic bodies, develop simultaneously.

In the final stage of the metamorphism when the temperature of the late-metamorphic solutions decreased below 500°C (Turner, 1968), olivine and orthopyroxene became unstable and altered into serpentinic minerals, bastite respectively; thus the static serpentinization — partial or total — of the ultramafic bodies without the rock deformation was achieved. In this case the solutions intruded the ultramafic bodies on the fissures which began to be formed in the crystalline schists which were being cooled (Savu et al., 1977). They also circulated along some proto-fractures and if the blocks separated by them moved generating lamination zones, the serpentinic minerals under formation trended parallel to the fracture plane.

Conclusions

Several conclusions can be inferred from the present paper :

The ultramafic bodies in the Getic Nappe Crystalline at Măru are not magmatic intrusions.



These bodies represent olistoliths torn off from a dismembered Alpine-type oceanic crust and insedimented in the Precambrian olistostrome with a sedimentary and tuffogenous matrix.

Under conditions of the Dalslandian metamorphism which reached here the sillimanite isograde, the ultramafic bodies recrystallized completely, a reaction zone consisting of anthophyllite and pyroxene zone being formed on their margins.

Serpentinization of the ultramafic rocks is due to the late-metamorphic solutions, whose temperature below 500° determined the olivine and orthopyroxene replacement, minerals that were not in equilibrium under the new physico-chemical conditions; concomitantly iron — an element which will generate the secondary magnetite in serpentinites — has been removed from the destroyed network of the mentioned minerals.

REFERENCES

- Gherasi N. (1952) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
 — Zimmermann P. (1968) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of Tectonomagmatic pre-Alpine Cycles on the Territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, p. 221—234, Budapest.
- Hann H. P. (1987) Studiul petrografic al pegmatitelor din Teregova și Marga. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 67, (1983), București.
- Malpas J., Stevens R. K. (1967) The origin and emplacement of the ophiolitic suite with examples from western Newfoundland. *Geotectonics*, 6, p. 83—102, Moscow.
- Mânzatu S., Mânzatu E. (1957) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Savu H. (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic. *An. Inst. Geol.*, XXXVII, p. 223—311, București.
 — (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. Geol.*, XLVI, p. 219—239, București.
- Udrescu C. (1982) The prealpine basic and ultramafic rocks from Romania. *Veröffentl. Zentralinst. Phys. Erde*, 73: Ophiolite — Initialite 1981, p. 13—20, Potsdam.
- Udrescu C., Călinescu E. (1982) Petrology and Geochemistry of Dalslandian ultramafic and basic metamorphosed rocks of the Getic Unit (Lotru Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/1, p. 175—197, București.
- Maier O., Neacșu V., Udrescu C. (1977) Petrografia și geneza corpului de roci ultrabazice de la Cuca — Munții Semenic. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/1, p. 113—130, București.
- Hann H. P., Năstaseanu S., Marinescu Fl., Morariu A., Rogge-Tăranu E. (1981) Harta geologică a R. S. Romania, scara 1 : 50000, foaia 104 d, Muntele Mic. Ed. I.G.G., București.
- Schafarzik F. (1899) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung Von Borlova und Poiana Märului. *Jahresb. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1899, p. 120—151, Budapest.



- Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bul. Geol. Soc. Am.*, 72, p. 175—192, Washington.
- Turner F. J. (1968) Metamorphic Petrology. Mineralogical and field aspects. McGraw — Hill B. Comp., 403 p., New York.
- Winkler H. G. F. (1967) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verl., 237 p., Berlin.

ORIGINEA, PETROLOGIA ȘI GEOCHIMIA ROCILOR ULTRABAZICE DIN CRISTALINUL PİNZEI GETICE LA VEST DE MĂRU (MUNTELE MIC)

(Rezumat)

Rocile ultrabazice din cristalinul pînzei getice de la vest de Măru (Muntele Mic) se prezintă sub formă de corpuri lenticulare, cu dimensiuni care variază de la cîțiva metri pînă la cîteva sute de metri. Corpurile de roci ultrabazice se întîlnesc aproape exclusiv în cadrul orizontului paragnaiselor micacee și al micașisturilor (\pm sillimanit) din seria de Sebeș — Lotru. În ceea ce privește structura internă ele se caracterizează prin aceea că prezintă o zonare mineralologică. Aceasta se datorează schimbările bimetasomatice de ioni dintre corpurile ultrabazice bogate în Mg și șisturile cristaline încunjurătoare bogate în Si și Al, procese ce se manifestă în timpul metamorfismului dalslandian. Sub aspect petrografic ele sunt reprezentate prin dunite metamorfozate, serpentinite, roci ultrabazice cu antofilit și roci cu antofilit și clinopiroxen. Atât compoziția lor chimică, cât și conținutul de elemente minore indică apartenența lor la o serie de roci ultrabazice. Aceste roci nu prezintă însă intruziuni magmatice, ci olistolite de roci ultrabazice rupte dintr-o crustă oceanică dezmembrată, obduse și însedimentate într-o olistostromă cu matrice pelitică și tufogenă de vîrstă precambriană. Ulterior roci au recristalizat complet în timpul metamorfismului dalslandian, care a atins în această regiune izogradul sillimanitului. Pe marginea corpurilor s-a format o zonă de reacție constituită din rocile cu antofilit și clinopiroxen. Serpentinizarea corpurilor de roci ultrabazice se produce static, în stadiul final al metamorfismului, cînd temperatura soluțiilor tîrziu-metamorfice a scăzut sub 500°C, olivina și ortopiroxenul devenind instabile. Concomitent se elimină fierul din rețeaua lor distrusă, element din care se va forma magnetitul secundar. În cazul apariției unor plane de laminare, mineralele serpentinice în curs de formare se orientează paralel cu aceste zone.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

RELATIONSHIPS BETWEEN SEDIMENTATION AND VOLCANISM
DURING DEPOSITION OF THE CARAPELIT FORMATION
(NORTH DOBROGEA)¹

BY

ANTONETA SEGHEDI², IOAN SEGHEDI², ALEXANDRU SZAKÁCS²,
GHEORGHE OAIE²

Carapelit Formation. Explosive volcanism. Lithofacies. Paleovolcanology. Ignimbrites. Pyroclastic flows. Lapilli. North Dobrogea — Măcin Nappe.

Abstract

The Carapelit Formation in the central part of the Măcin nappe consists of terrigenous, volcanic and epiclastic deposits. Volcanic rocks are mainly pyroclastic deposits (ignimbrites — pyroclastic flows — air fall tuffs, ground surges, accretionary lapilli tuffs) and subordinately lava flows (massive rhyolites). Terrigenous deposits interfinger with volcaniclastic sequences, but while terrigenous sedimentation is controlled by the tectonics of the source area, volcaniclastic deposition is ruled by the frequency of major eruptions, eruptive phases being followed by erosion and redeposition of the unconsolidated volcaniclastic material in alluvial fans.

Résumé

La relation sédimentation-volcanisme dans la formation de Carapelit (Dobrogea de nord).
La formation de Carapelit de la partie centrale de la nappe de Măcin est formée de dépôts détritiques, volcaniques et épicrostiques. Les roches volcaniques sont surtout pyroclastiques (ignimbrites, tufs sousaériens, dépôts de „ground surge”, tufs à lapillis accrétionnaires) et subordonnement des écoulements de lave (rhyolites massives). Les dépôts détritiques passent latéralement à ceux volcanoclastiques, mais pendant que la sédimentation détritique est dirigée par la tectonique de l’aire source, celle volcanoclastique est contrôlée par la fréquence des éruptions majeures, les phases éruptives étant suivies par l’érosion et la redéposition du matériel volcanoclastique non-consolidé en cônes alluviaux.

¹ Received May 21, 1986, accepted for communication and publication May 23, 1986, presented at the meeting May 27, 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



1. Introduction

The Carapelit Formation is a thick sequence of lower Carboniferous deposits which crops out in the Măcin nappe of North Dobrogea. The presence of volcaniclastic rocks in the "Carapelit Sandstone" was noticed from the very beginning of geological research in the area, when tuffaceous sandstones have been described besides sandstones, mudstones and conglomerates (Mrazec, Pascu, 1896). Further research revealed both rhyolites cutting the Carapelit Formation and "porphyritic tuffs" interbedded with the terrigenous deposits of the sequence in Crapcea, Amzalar, Carapelit, Babair and La Patru Hectare Hills (Pascu, 1904; Murgoci, 1914; Mirăuță, Mirăuță, 1962; Mirăuță, 1966).

Detailed petrographic studies of the rhyolitic rocks showed that mainly acid tuffs (pyroclastic rocks) and tuffites occur, some highly welded tuffs (in the Crapcea Hill) being ignimbrites (Russo-Săndulescu et al., 1975). Minor rhyolitic occurrences were considered lava flows or sills. The association of subaerially deposited acid pyroclastic rocks with coarse alluvial terrigenous deposits provides suggestive evidence for the continental origin of the Carapelit Formation (Drăgănescu, in Russo-Săndulescu et al., 1975) at least in the southern part of the Măcin Mountains.

Recently rhyolitic rocks in Crapcea-La Patru Hectare Hills are regarded as breccias (possibly failed explosion breccias) emplaced during the Jurassic (Ştefan, in Berbeleac et al., 1985 and Nedelcu et al., 1986).

2. Geological Setting

In the area between Crapcea and la Patru Hectare Hills, the Carapelit Formation shows tectonic relationships towards the underlying granitic and metamorphic basement (Ştefan et al., 1969; Seghedi, 1985; Seghedi, Oaie, 1986). Mylonitic rocks develop along these contacts, well exposed in Coada Muchii Hill (Seghedi, 1985, 1986). Sedimentological and structural evidence suggest that deposits are exposed on the limbs of a large, NW—SE trending syncline, with the axial plane parallel to the Carapelit Creek. Since rapid facies changes occur on both limbs of the syncline while marker beds are absent, the determination of the structure relies on the younging directions revealed by sedimentary structures.

On the NE limb of the syncline, in Crapcea-Coada Muchii Hills, bedding trends NW to E-W, steeply dipping to the SW or S ($40-80^\circ$) while sedimentary structures suggest south or south — westward younging (Plate I). Maximum thickness of the deposits attains 750 m in Crapcea-Piscul Firului area. Deposits in Velicele, Muchia lui Neacşu, Babair and La Patru Hectare Hills lie on the SW limb of the syncline, with bedding trending NW—SE or N—S and dipping $60-80^\circ$ to NE or E. The sequence youngs towards NE, attaining maximum thickness — 500 m — in La Patru Hectare Hill.

Several thin dykes of rhyolites (up to 5 m in thickness) are emplaced in the dominantly coarse terrigenous deposits in the Coada Muchii Hills. Dykes parallel the NW—SE trend of the S_1 cleavage (resulted during



folding of the formation) obviously intersecting bedding which here is oriented E—W (Plate I). Dyke rocks in the Coada Muchii Hill have spherulitic devitrification fabric (Pl. XII, Fig. 1) as well as strong geochemical affinities with the Triassic rhyolitic dykes of the Măcin nappe (Pl. XIII, Fig. 1) (Seghedi et al., 1985).

3. Facies Analysis

Difficulties in studying ancient volcaniclastics — like those of the Carapelit Formation, which underwent diagenesis and deformation by folding and very low grade metamorphism — arise from their investigation by methods used for modern volcaniclastic rocks, not always suited to ancient deposits. Sedimentological approach suggested for ancient volcaniclastic rocks (Lajoie, 1980; Suthren, 1985), based mainly on recognition and critical analysis of field observation — vertical and lateral facies changes, structure and geometry of the deposits — has been relevant for understanding the depositional history of the Carapelit Formation.

Clast petrography suggests that three main types of deposits make up the Carapelit Formation in Crapcea-La Patru Hectare area : terrigenous (with terrigenous source areas), volcanic (resulted through volcanic activity) and epiclastic (born by erosion and redeposition of unconsolidated volcaniclastic material). However, gradations exist between these main groups, due to the mixture in various proportions of material from different sources.

Facies analysis favoured the distinction of several lithofacies and facies associations within each main group. Evolution of volcanic and sedimentary processes controlling the deposition of the Carapelit Formation results from vertical and horizontal distribution of distinct facies associations.

3.1. Terrigenous deposits

For the grey or red coloured deposits which build up thick sequences (80—300 m), in Crapcea, Coada Muchii and Muchea lui Neacșu Hills, a main source area consisting of metamorphic and granitic rocks results from clast petrography. Volcanic activity contributes with various, but commonly small amounts of feldspars and volcanic quartz crystals or even sparse clasts of rhyolites (Seghedi, Oaie, 1986; Oaie, 1986).

In Crapcea-La Patru Hectare area, several facies associations occur : massive conglomerates (debris flows); parallel bedded conglomerates and sandstones, lenticular bodies of red sandstones (sheet flood or stream flood deposits); lens shaped conglomerate units associated with sandstones (channel deposits); parallel and cross-bedded pebbly red sandstones (deposits of a low sinuosity, sand wave dominated braided stream). Detailed description of the facies associations and respective depositional environments as inferred from lithologies, lithologic sequences and sedimentary structures are given by Seghedi, Oaie (1986), Oaie (1986).

On the western slope of La Patru Hectare Hill, a lens shaped body of red mudstones attaining maximum thickness of 100 m overlies pyro-



clastic and epiclastic deposits and underlies green epiclastic rocks (Pl. I). Volcanic quartz as well as rounded clasts of vein quartz locally occur in the mudstone (Pl. II). Red mudstones frequently appear as intraclasts in coarse or fine epiclastic deposits as well as in pyroclastic flows. Mud clasts do not exceed centimetric or millimetric sizes in Piscul Firului, but in ignimbrites in La Patru Hectare Hill they are larger, locally attaining 50 cm in length. Red mudstones or siltstones in Piscul Firului also occur as thin, discontinuous layers with planar or irregular base and commonly eroded tops, capping the fining upward cycles. At one outcrop, mudstones mantle an irregular body of ignimbritic rocks and enclose fiamme next to the contact. The facies was probably deposited by settling from suspension in pools of standing water.

3.2. *Volcanic rocks*

The bulk of the volcanic deposits within the Carapelit Formation are pyroclastic rocks, and only a small part of them are massive rhyolites. Based on geometry and internal features of the deposits, pyroclastic rocks occur in several lithofacies : ignimbrites, cross and parallel bedded tuffs, accretionary lapilli tuffs.

3.2.1. *Ignimbrites*

Ignimbrites are the dominant facies of the volcanioclastic rocks in the Carapelit Formation. They occur as massive bodies lenticular in shape, with concave base and planar top. The thickness of a single ignimbritic sheet varies between 10 and 30 m, but commonly several individual sheets are superimposed resulting rock bodies 50 to 300 m thick (Cracea Hill). Rocks show poor sorting with the matrix making up more than 50% of rock volume.

Ignimbrites occur as greenish-grey or red coloured rocks resembling rhyolites, composed of various sizes of pumice and lithic clasts, floating in an ash sized matrix, made up by vitric clasts and crystals (Pl. III, IV).

The chief rock constituents are vitroclastic fragments of rhyolitic glass (shards) — now recrystallized — conferring the ground mass a fine grained tuff fabric (Pl. VII, VIII). Various types of shards have been described (Russo-Săndulescu et al., 1975), representing the vesicle walls in a highly vesiculated and fragmented magma. Commonly shards are welded and deformed. Welding intensity is variable, often entirely obscuring the initial pyroclastic fabric (Pl. VIII, IX). In places strong welding of glass fragments results in eutaxitic fabric (Babair Hill).

Crystals — mainly quartz, plagioclase and potash feldspar — are often crushed, cracked or strongly deformed (Pl. IX). Dark green pumice and collapsed pumice (fiamme) form flat patches on the pale green background of the ignimbritic rocks (Pl. VIII, Fig. 1). They vary in size between lappili and coarse ash, and consist of vesiculated rhyolitic glass — often with tubular vesicles — with or without microphenocrysts. Fiammes are typical for strongly welded ignimbrites, occurring as dark layers or tiny lenticles of rhyolitic glass.



Juvenile lithoclasts are angular clasts of ignimbrites (Pl. V, Fig. 1) or rounded clasts of sferulitic or granophytic rhyolites (Pl. III, IV); they occur in La Patru Hectare and Crapcea Hills, with various sizes ranging from centimetric, seldom decimetric to submilimetric, the latter possibly originating in magma consolidated at depth.

Accidental (nonvolcanic) clasts are abundant in the pyroclastic rocks of the Crapcea and La Patru Hectare Hills. Clasts vary from sand to gravel size, but cobble size dominates (Pl. III, Fig. 2; Pl. V, Fig. 2). Shape is rounded or angular, while clast lithotype (vein quartz, quartzites, phyllites, seldom granites, micaschists) and sorting are similar to clasts in the terrigenous deposits of the Carapelit Formation. Red mudstones and siltstones or green epiclastic rocks occur as intraclasts; they show various sizes, from milimetric to centimetric usually, but locally may attain several decimetres.

Usually clast distribution is haphazard in the pyroclastic rock, but sometimes the distribution of vein quartz and intraclasts suggest size sorting during flow. Such situations frequently occur at the base of normal graded flows (La Patru Hectare Hill, Piscul Firului) (Pl. II), where local abundance of accidental clasts creates a clast supported conglomerate with an entirely subordinate tuff matrix (pore or pelicular). Platy clasts of red mudstone or siltstone are oriented parallel to the base of the deposit and may show normal grading. Sometimes they concentrate in centimetric layers which possibly attain 1 m thickness in the pyroclastic rock. Grading and clast distribution allowed distinction of individual flow units (Pl. II).

The characteristic of the facies suggest deposition from highly concentrated gravitational mass-flows, moving as a laminar flow and favouring size sorting at the base of the flow. In rhyolitic volcaniclastic rocks such gravitational flows result by collapse of the eruption column of a strongly vesiculated magma and characterise subaerial ash flows. Accidental clasts were probably picked up from alluvial gravel when the pyroclastic flow moved along a river bed. The facies geometry suggests preservation in depressions.

3.2.2. Parallel bedded tuffs

This facies occurs in the SW part of the Crapcea Hill, on Piscul Firului, as thin layers (centimetric to decimetric) with greenish colour. The constituent clasts — vitric fragments (shards), quartz, alkali and plagioclase feldspars, biotite — range in size from fine to coarse grained ash. Rocks are parallel bedded, with thin laminations (Pl. X, Fig. 1), some beds may show graded bedding (Pl. X, Fig. 2). Individual beds are well sorted and sudden size changes occur from one bed to another. The facies occurs as interbeds within epiclastic deposits or at the base or top of some pyroclastic flows.

Facies characteristics as well as association with pyroclastic flow tuffs or epiclastic deposits point to air fall tuffs, resulted from plinian eruptions. Vertical size variations suggest intermittent eruptions.



3.2.3. *Cross — bedded tuffs*

Thin (decimetric) cross — stratified deposits with low foreset angle and pale green colour underlie in Piscul Firului pyroclastic flow deposits. Laminations occur by segregation of crystal and glass debris in parallel layers. Sometimes a faint grading results by crystal concentration towards the base of the bed. Cross — bedding suggests deposition from dilute turbulent flows. These features, along with the association with pyroclastic flow deposits, suggest deposition from pyroclastic surges, while occurrence at the base of the flow points to the ground surge type (Sparks et al., 1973; Fisher, 1979). Ground surges are typically subaerial deposits.

Pyroclastic surges associated to flows develop from the peripheral part of the collapsed eruption column, preceding the pyroclastic flow derived from its central part (Fisher, 1979).

3.2.4. *Accretionary lapilli tuffs*

In La Patru Hectare Hill and South of Coada Muchii saddle a rhyolitic rock several m thick is made up by vitroclastic tuff with sparse crystals. Several decimetric layers contain tiny spheroidal or elliptical concretions and their fragments, several mm to 1.5 cm in size (Pl. XI, Fig. 1), the larger specimens easily detaching. Concretions have smooth or irregular surface, with the core highly recrystallized in spherulitic aspects (Pl. XI, Fig. 2); seldom they show interior voids, which may be infilled with microcrystalline quartz. These morphological and structural features are typical for accretionary lapilli. Armored lapilli may occur when crystal fragments are included in their core.

The vitroclastic matrix which includes the lapilli shows a brecciated or perlitic fabric (Pl. XII, Fig. 1); perlitic aspects have also been noticed in the outer layer of such lapilli.

During volcanic eruptions, accretionary lapilli may form in several ways : (a) in pyroclastic fallout deposits, by raindrop induced ash nucleation ; (b) in hydroclastic eruptions, sometimes associated to pyroclastic surge deposits ; (c) in phreatoplinian explosions initiated by pyroclastic flows entering water (Fisher, Schmincke, 1984; Suthren, 1985). Association with ignimbrite deposits and presence of brecciations and perlites could possibly suggest the later possibility for the origin of the accretionary lapilli tuffs in La Patru Hectare Hill. An alternative to this origin not contradicting our observations, is that accretionary lapilli have initially formed in the convective part of the subaerial eruption column which generated the pyroclastic flow, being prematurely deposited from this and enclosed in the flow which entered a subaqueous environment. This could be an explanation for the low frequency of the accretionary lapilli in the rock sequence.

3.2.5. *Massive rhyolites*

Rhyolites with massive structure occur as sheets attaining decimetres or several meters in thickness or as clasts in ignimbrites and epiclastic deposits. The rocks have a greenish or reddish colour, massive



structure and sometimes brecciation fabric. A low crystallinity index, fine grained recrystallization of the largely developed vitric ground mass and scarce phenoeryst occurrence are typical. Petrographic features clearly distinguish them from the triassic rhyolites which occur as dykes intersecting bedding (Pl. XIII, Fig. 1). Geochemical data (major and minor elements), point to close genetic relationships with the ignimbritic rocks (Seghedi et al., 1985). Beside their spatial association with ignimbrites, these features favoured their interpretation as lava flows.

3.3. *Epiclastic deposits*

A sequence of brown, yellow, red or green coarse to fine grained rocks with various thicknesses are interlayered at different levels in the lithological column with pyroclastic deposits. Clast petrography of conglomerates and sandstones (ignimbrites, massive porphyritic rhyolites, glass fragments, pumice, fiamme; crystals — volcanic quartz, plagioclase and alkali feldspar, muscovite resulted from biotite alteration—in a matrix consisting of glass and clay) indicates as main source area the previously described volcanoclastic and volcanic rocks. Volcanic debris are variously diluted with terrigenous material (quartz, quartzites, phyllites, micaschists, granites), while in well sorted, clast supported fine grained sandstones, the terrigenous clasts (mainly quartz and quartzites) are dominant. Based on internal features, epiclastic deposits are divided in several major lithofacies associations.

3.3.1. *Massive conglomerates*

Conglomerate units up to 30 m thick are associated on the north-western slope of the Crapcea Hill with pyroclastic flows. They lack stratification, size sorting and internal organization. Clasts may reach 1 m diameter. The facies shows lateral changes to stratified conglomerates and coarse sandstones. It suggests deposition from gravitational mass flows (debris flows).

3.3.2. *Parallel stratified conglomerates and sandstones*

These rocks form beds several centimeter to decimeters thick, with various sorting characteristics. Beds have sharp, planar bases, clearly erosional, as shown by the frequency of red mudstone intraclasts concentrated near the base. Graded bedding may occur in places. In Piseul Firului, such coarse epiclastic rocks include several angular blocks of ignimbritic rhyolites. Deposits point to upper flow regime conditions, either longitudinal bars (formed in braided streams) or stream flood deposits in an alluvial fan environment. Usually they grade laterally into alluvial plain facies.

3.3.3. *Coarse to fine grained sandstones, siltstones and mudstones*

Red, brown or greenish coloured rocks in Piseul Firului and La Patru Hectare Hills build up fining upward cycles, ranging in thickness from



25 to 80 m. The following lithofacies are superimposed in these cycles as minor sequences (metric or decimetric) : coarse grained massive sandstones, locally well sorted conglomerates, with erosional bases, enclosing red siltstone or mudstone intraclasts ; medium to fine grained sandstones, parallel or cross-bedded ; ripple cross laminated red sandstones and siltstones, showing heavy mineral concentrations along the foreset laminae ; thinly laminated green siltstones or mudstones ; massive red mudstones. Such fining upward cycles are superimposed or interbedded with pyroclastic flow deposits ; the sequences in Piscul Firului show lateral facies changes to distal alluvial fan or braided stream deposits from Coada Muchii Hill. Repeated superposition of these sequences reflecting gradual changes in hydrodynamic gradients suggests a cyclic sedimentation, which could possibly reflect conditions in alluvial plain deposits (Allen, 1965).

4. Analysis of facies distribution

The relationships between facies associations with different source areas are shown on lithological columns in Crapcea, Babair and La Patru Hectare Hills, where continuous outcrops favoured detailed facies analysis.

These columns reveal that terrigenous deposits make up thick distinct vertical sequences, while volcanic and epiclastic deposits are interlayered. In the Crapcea Hill, terrigenous sedimentation predates volcanoclastic deposition. Volcanic activity once started, pyroclastic and epiclastic rocks are deposited to the west, interfingering with the thick sequence of coarse alluvial fan deposits which build up the eastern part of Crapcea Hill and Coada Muchii Hill (Pl. II). The great thickness of alluvial fan deposits in this area strongly suggests that an active source area supplying terrigenous detritus was continuously uplifted on major faults.

Meanwhile, sedimentation derived by volcanic activity was cyclical, with eruptive phases followed by subsequent erosion and redeposition of unconsolidated volcanic material in alluvial fans, braided and meandering streams.

The eruptive phase (Vessel, Davies, 1981) is dominated by pyroclastic flow deposits — proximal volcanic facies. These deposits seldom occur as single flow units ; they commonly consist of several superimposed flow units (of the order of 10—30 m thick each) which make up a main cooling unit. A complete sequence in a flow unit as described by Sparks et al. (1973) and Suthren (1985) could not be revealed, however in Piscul Firului, a sequence ground surge — pyroclastic flow — fall out tuff was evidenced (Pl. II). While pumice distribution seems haphazard, accidental clasts often display normal grading at the base of the pyroclastic flow (La Patru Hectare Hill, Piscul Firului). When base surge or fall out tuff layers are not present, as is the case in Crapcea or La Patru Hectare Hills, distinction between individual flow units was based on distribution or textural changes of accidental clasts (alluvial pebbles and mudstone chips). Intense welding occurs in the cores of the flow units, while slighter welding corresponds to their peripheral parts.



5. Conclusions

Sandstone mineralogy in distinct lithofacies associations of the terrigenous deposits of the Carapelit Formation points to the existence of explosive volcanic activity during deposition (Seghedi, Oaie, 1986). A close interaction between volcanic and sedimentary processes results from the analysis of time — space facies distribution of terrigenous, volcaniclastic and epiclastic deposits. In volcaniclastic deposits, both sediment supply and depositional style are controlled by the frequency of major eruptions, while terrigenous sedimentation is controlled by tectonics of source area.

Paleovolcanological considerations resulted from evidence concerning volcanic deposits in the volcano-sedimentary sequence of the Carapelit Formation can be summarized as follows :

- the lower Carboniferous volcanic activity in the Măcin unit was dominantly explosive, subordinately effusive ;
- eruptions were subaerial, while volcanic products have been deposited in partly subaerial, partly subaqueous environments ;
- the explosive volcanic activity took place in several eruption phases, separated by intervals of intense erosion and redeposition of the volcanic material ; within each eruptive phase, the volcanic activity was intermittent and developed in a single major volcanic stage which created large volume of volcanic material ;
- origin of such volume of ignimbritic rocks is connected to calderas (indirectly, deriving by eruption on ring fractures resulted by collapse) (Smith, 1979) or to central vent eruptions (Sparks et al., 1978). The pyroclastic flows resulted by gravitational collapse of a high, strongly expanded eruption column, and by movement of the dense gas — particle suspension in turbulent regime (Fisher, Schmincke, 1984) ;
- volcanological and geochemical features of the volcanics (acid, rhyolitic, calcalkali magmas), associated to alluvial continental sequences provide suggestive evidence for a back arc ensialic basin (Seghedi, Oaie, 1986) as the geotectonic setting of the Carapelit Formation.

REFERENCES

- Allen G. R. L. (1967) Fining — upwards cycles in alluvial successions. *Geol. J.*, 4, p. 229—246.
Berbeleac I., Andrei J., Scurtu S., Văjdea V., Lemne M., Ţerbănescu A. (1985) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Fisher R. V. (1979) Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6, p. 305—318.
- Schmincke H. U. (1984) Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- Lajoie J. (1980) Volcaniclastic rocks. Walker R. G. (ed.) Facies Models, Geosciences Canada, Reprint series 1.



- Mirăuță O. (1966) Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului. *Stud. cerc. geol., geogr.*, 2, 11, București.
- Mirăuță E. (1962) Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna-Hamzearca). *D. S. Inst. Geol.*, XLVI, București.
- Mrazec L., Pascu R. (1896) Note sur la structure géologique des environs de village d'Ortakioi. *Bul. Soc. Sc. Phys.*, București.
- Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra Paleozocului și tectoniciei. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 2, București.
- Nedelcu L., Andrei J., Văjdea V. (1986) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Oaie Gh. (1986) Sedimentology of the pebbly red sandstone facies association within the Carapelit formation, N Dobrogea. *Rev. roum. géol. géophys. et géogr., géol. Ed. Acad. R.S.R.*, 30, p. 59–70, București.
- Pascu R. (1904) Studii geologice și miniere în județul Tulcea, Dobrogea. *Bull. Minist. Agric. Ind. Comerç. Domen., Serv. minelor*, București.
- Russo-Sănduleșeu D., Drăgănescu A., Berza T., Seghedi A. (1975) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Seghedi A. (1985) Variszische Faltung in alpidischen Einheiten der Nord-Dobrudscha. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 31, 11, Berlin.
- et al. (1985) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Oaie Gh. (1986) Formațiunea de Carapelit (Dobrogea de Nord): faciesuri și structuri sedimentare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/4, p. 19–37, București.
- Smith R. L. (1979) Ash-flow volcanism. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper*, 180, p. 5–27.
- Sparks R. S. J., Self S., Walker G. P. L. (1978) Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, p. 115–122.
- Ștefan R., Ghercui O., Corneanu Il. (1969) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Vessel R. K., Davies D. K. (1981) Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Publ.*, 31, p. 31–45.

RELATIA SEDIMENTARE-VULCANISM ÎN CADRUL FORMAȚIUNII DE CARAPELIT (DOBROGEA DE NORD)

(Rezumat)

Formațiunea de Carapelit (atribuită Carboniferului inferior) din zona Horia—Balabancea este constituită din trei grupe majore de depozite: detritice (provenind din surse terigene), de origine vulcanică (rezultate în urma activității vulcanice) și epiclastice (formate prin erodarea și redepunerea materialului vulcanoclastic neconsolidat). În cadrul fiecareia din aceste grupe au fost separate, pe bază analizei faciale, mai multe asociații de faciesuri, a căror distribuție pe verticală și orizontală a condus la interpretarea modului de evoluție a proceselor vulcanice și sedimentare care au controlat depunerea formațiunii de Carapelit în această zonă.

Depozitele detritice, având o arie sursă constituată, asemenea fundalului pe care s-au depus, din sisturi cristaline și granite, cuprind conglomerate și gresii cenușii asociate cu lentile de gresii roșii—depozite



de con aluvial — și gresii roșii cu stratificație paralelă și oblică tabulară — depozite de rîu despletit dominată de valuri de nisip.

Rocile vulcanice cuprind în cea mai mare parte piroclastite și cu totul subordonat, riolite masive, interpretate drept curgeri de lavă. Pe baza geometriei și a caracteristicilor interne, în cadrul piroclastitelor au fost separate mai multe litofaciesuri: ignimbrite — depuse din curgeri piroclastice subaeriene; tufuri cu stratificație paralelă — tufuri de cădere subaeriană; tufuri cu stratificație oblică — depozite de val piroclastic depuse subaerian; tufuri cu lapili acreționari — reprezentând fie depozite de cădere fie rezultate în urma unor erupții freato-pliniene.

Depozitele epiclastice — conglomerate, microconglomerate, gresii grosiere, siltite — argile roșii și pelite verzi — sunt interstratificate, cu grosimi variabile și la diferite nivele în coloana litologică, cu depozitele piroclastice. Caracterele litofaciile sugerează depunerea în conuri aluviale, râuri desplete, râuri meandrate și lacuri.

Analiza distribuției pe verticală și orizontală a faciesurilor indică, interacțiunea strânsă a proceselor vulcanice și sedimentare în timpul depunerii formațiunii de Carapelit. Alternanța verticală a depozitelor vulcanice și epiclastice, foarte evidentă pe coloanele litologice din dealurile Crapcea și La Patru Hectare, sugerează o sedimentare ciclică, în care fazele eruptive, dominate de depozite de curgere piroclastică, au fost urmate de eroarea și redepunerea materialului vulcanoclastic neconsolidat. În cadrul acestor depozite frecvența erupțiilor majore determină aportul de sediment și stilul sedimentării, în timp ce sedimentarea detritică este controlată de tectonica ariei sursă.

Principalele trăsături ale vulcanismului carbonifer inferior din aria pînzei de Măcin sunt următoarele: caracterul predominant exploziv, subordonat efuziv, al erupțiilor; caracterul subaerian al erupțiilor, materialul vulcanic fiind depus atît subaerian, cît și subacvatic; existența mai multor faze eruptive, urmate de perioade de eroziune intensă și redepunere a materialului vulcanic.

EXPLANATION OF PLATES

Plate III

Fig. 1 — Recunded and subrounded lithoclasts of massive rhyolite (ρ) in ignimbrite; La Patru Hectare Hill.

Fig. 2 — Subrounded clasts of rhyolite (ρ) and vein quartz (q) in ignimbrite; La Patru Hectare Hill.

Plate IV

Fig. 1 — Large, rounded, massive rhyolite clast (ρ) in ignimbrite, La Patru Hectare Hill.

Fig. 2 — Tiny, welded lithoclasts of massive rhyolites (ρ) in coarse ignimbrite; Crapcea Hill.



Plate V

Fig. 1 — Small fiamme (f) and large, angular clast of ignimbrite (i) from a previous eruption; Crapcea Hill.

Fig. 2 — Accidental quartz lithoclast (q) in ignimbrite; Crapcea Hill.

Plate VI

Fig. 1 — Vitroclastic debris of vesiculated glass (shards) forming the groundmass of the ignimbrite; Crapcea Hill, N||, 60 ×.

Fig. 2 — Shards (s) and crystaloclasts (c) in ignimbrite; Crapcea Hill, N||, 60 ×.

Plate VII

Fig. 1 — Lithic fragment of strongly welded ignimbrite with primary pyroclastic fabric obscured, showing microfiamme (f), in a nonwelded ignimbrite; Crapcea Hill, N||, 36 ×.

Fig. 2 — Welded ignimbrite; La Patru Hectare Hill, N||, 60 ×.

Plate VIII

Fig. 1 — Pumice fragment with tabular vesicles (p) in moderately welded ignimbrite; La Patru Hectare Hill, N||, 60 ×.

Fig. 2 — Typical, slightly welded, vitroclastic ignimbrite; La Patru Hectare Hill, N||, 60 ×

Plate IX

Fig. 1 — Shard (s) crystaloclasts (c) and accidental clasts (l) in ignimbrite; La Patru Hectare Hill, N||, 36 ×.

Fig. 2 — Ignimbrite rich in quartz (q), plagioclase (pl) and alkali feldspar (k), with accidental lithics (l); Crapcea Hill, N×, 36 ×.

Plate X

Fig. 1 — Parallel bedded pyroclastic fall tuff; Piscul Firului.

Fig. 2 — Parallel bedded and normal graded pyroclastic fall tuff; arrow points to top; Piscul Firului.

Plate XI

Fig. 1 — Accretionary lapilli tuff; La Patru Hectare Hill.

Fig. 2 — Accretionary lapillus in vitric tuff showing microperlitic fabric; perlitic fabric also occurs at the external part of the lapillus, while core is devitrified; La Patru Hectare Hill, N||, 36 ×.

Plate XII

Fig. 1 — Microperlitic fabric in accretionary lapilli tuff; La Patru Hectare Hill, N||, 60 ×

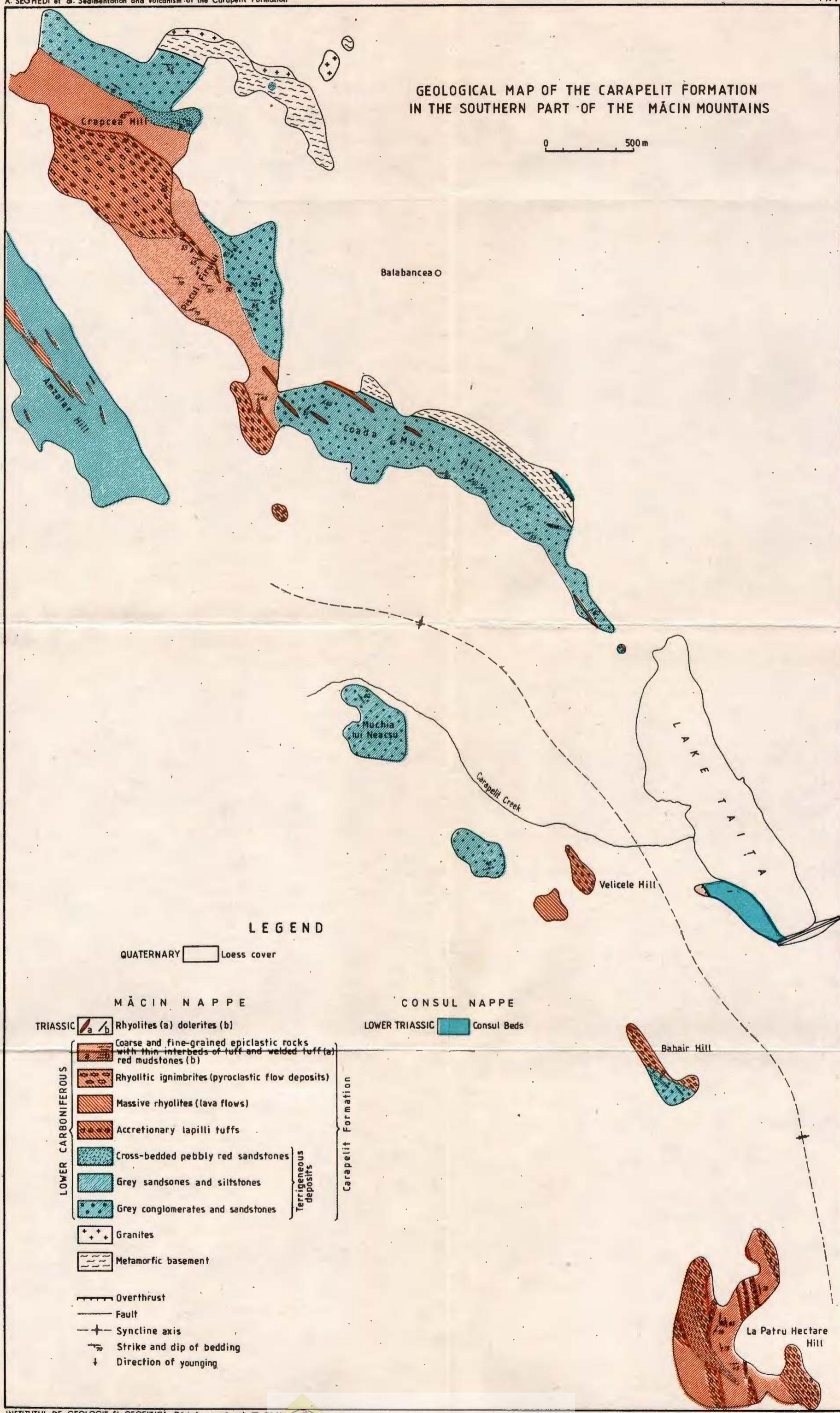
Fig. 2 — Microbreccia fabric in the ash matrix of the accretionary lapilli; La Patru Hectare Hill, N||, 36 ×.

Plate XIII

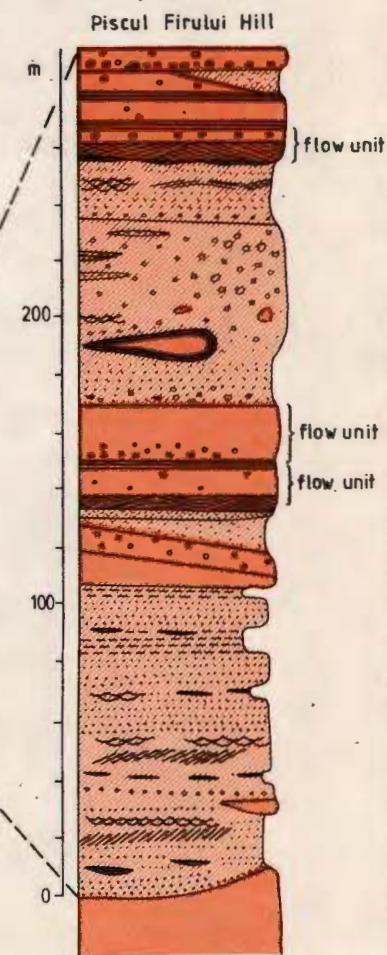
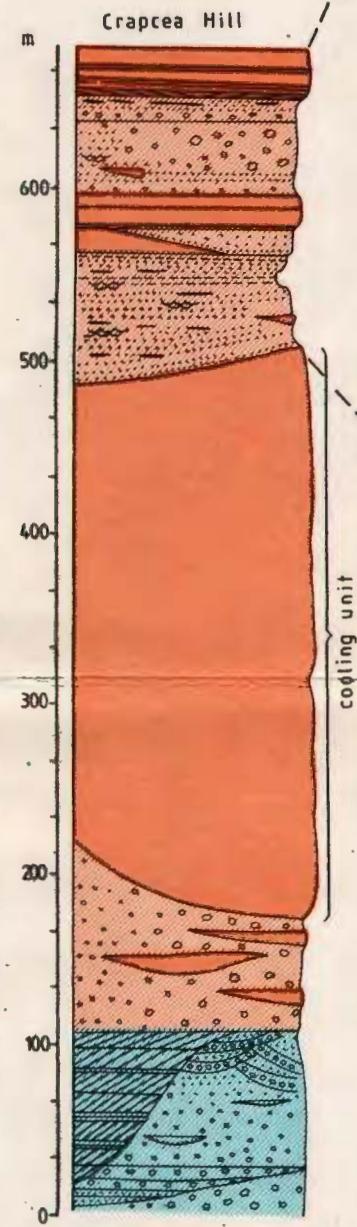
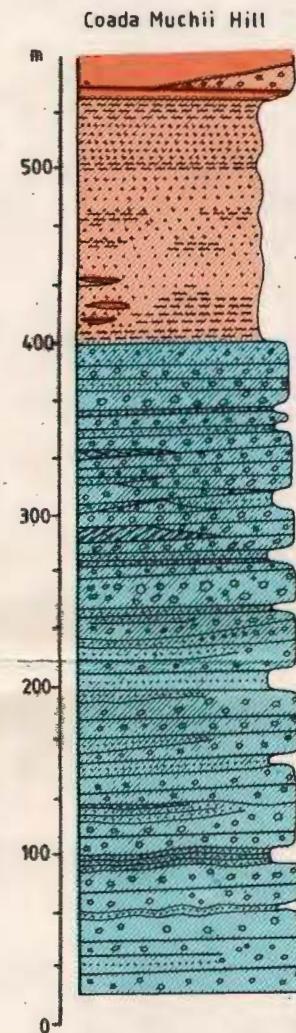
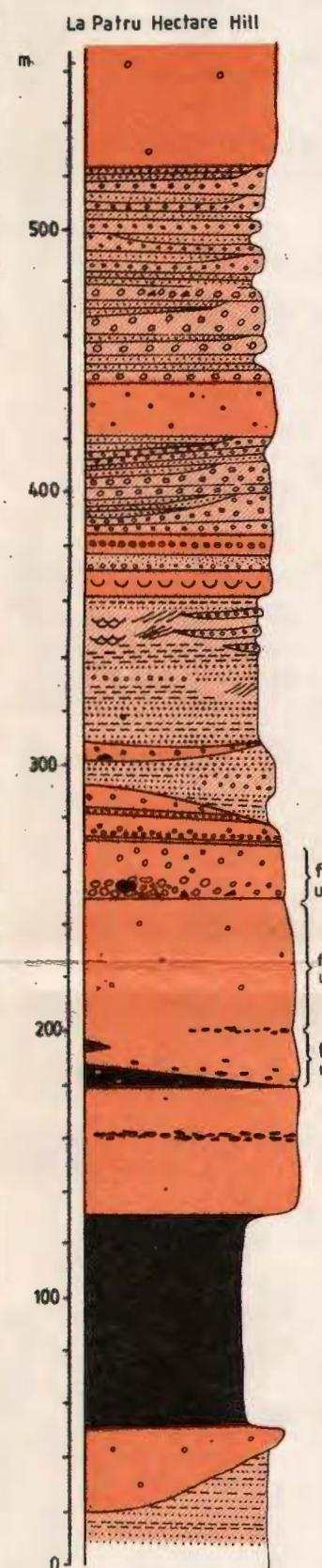
Fig. 1 — Sferulitic fabric in the ground mass of a massive rhyolite (Triassic dyke); Coada Muchii, N||, 36 ×.

Fig. 2 — Rhyolitic epiclastic rock consisting mainly of redeposited volcanic material showing parallel bedding; Crapcea Hill, N||, 36 ×.





LITHOLOGICAL COLUMNS IN THE CARAPELIT FORMATION



L E G E N D

Terrigenous deposits

- Ripple cross-laminated sandstones
- Cross-bedded pebbly red sandstones
- grey sandstones
- grey conglomerates

Volcaniclastic deposits

- Lava flows
- Accretionary lapilli tuffs
- Air-fall tuffs
- Pyroclastic flow deposits (ignimbrites)
- Ground surge deposits (cross-bedded tuffs)
- Red mudstone intraclasts (a)
- accidental clasts (b) in ignimbritic deposits

Epiclastic deposits

- Massive red mudstone
- Parallel laminated green siltstones or mudstones
- Ripple cross-laminated sandstones and siltstones (green or red)
- Cross-bedded green or red sandstones
- Conglomerates

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

ECLOGITE-GRANULITE-PERIDOTITE ASSEMBLAGE — AN ARGUMENT FOR A PROTEROZOIC CRYPTIC PALEOSUTURE IN THE SUPRACRUSTAL ROCKS OF THE SEBEŞ—LOTRU GROUP (SOUTH CARPATHIANS)¹

BY

VIORICA IANCU², MIHAI CONOVICI², TEOFIL GRIDAN²

Petrographic assemblage. Eclogites. Granulites. Peridotites. Proterozoic. Polymetamorphic rocks. Blastomylonites. Metamorphism conditions. Prograde dynamothermal metamorphism. Thermite metamorphism. Anatetic rocks. South Carpathians — Crystalline Gotic and Supracrustal Realms — Mehedinți Plateau.

Abstract

The present paper points out the existence of the eclogite-granulite-peridotite petrographic assemblage, as tectonic inclusions in the Proterozoic polymetamorphic rocks of the Sebeş-Lotru Group, outlining a Proterozoic cryptic paleosuture. Arguments are brought as regards the readjustments of the eclogitic paragenesis (stage I) under conditions of the granulitic facies (stage II) and retrograde adaptations at the level of the amphibolitic facies under different baric conditions (M_1 , M_2). The last events took place simultaneously with the prograde metamorphisms which affected the host rocks. The anatetic rocks (migmatitic neosoma and granite-granodioritic diatexites), thermally and structurally controlled, were generated during the last events — M_2 (dynamothermal metamorphism) and M_3 (dome-type thermal metamorphism) — which affected the rocks of the Sebeş-Lotru Group.

Résumé

L'association éclogite-granulite-péridotite, un argument pour une paléosuture cryptique protérozoïque des roches de supracroûte du groupe Sebeş-Lotru (Carpates Méridionales). Cette étude signale l'existence de l'association pétrographique éclogites-granulites-péridotites, comme inclusions tectoniques des roches protérozoïques polymétamorphiques du groupe Sebeş-Lotru, en esquissant une paléosuture cryptique protérozoïque. On présente des arguments concernant les réajustements de la paragenèse éclogitique (premier stade), en conditions de facies

¹ Received November 12, 1986, accepted for communication and publication November 12, 1986, communicated in the meeting May 5, 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



granulitique (deuxième stade) et des adaptations rétrogrades au niveau du faciès amphibolitique, en conditions barriques diverses (M_1 , M_2). Les derniers événements se sont produits simultanément avec le métamorphisme prograde qui a affecté les roches encaissantes. Les roches anatectiques (néosome migmatique et diatexites granite-granodioritiques), contrôlées de point de vue thermique et structural, ont été générées au cours de derniers événements, M_2 (métamorphisme dynamothermique) et M_3 (métamorphisme thermique de type dôme) qui ont affecté les roches du groupe Sebeș-Lotru.

1. Introduction

This paper presents new data on the spatial position and complex polymetamorphic evolution of some exotic rocks — eclogites, granulites, peridotites — occurring as tectonic inclusions within a sequence of Proterozoic polymetamorphic rocks belonging to the Sebeș—Lotru Group. In the Mehedinți Plateau the exotic rocks are spatially associated with the plagiogneiss formation, with a lower lithostratigraphic position, followed by the amphibolite, quartz-feldspathic gneiss and micaschist formations (Hârtopanu, Iancu, unpublished data). The mentioned sequence is associated spatially and genetically with metatectic migmatites and "autochthonous" granitoids (senso Read, 1957) trapped into the quartz-feldspathic gneiss packets.

The pre-Caledonian polymetamorphic evolution of the Sebeș—Lotru Group has been demonstrated on the basis of the mineralogical and structural studies by several researchers : Bercia (1975), Hârtopanu (1975, 1978), Iancu, Hârtopanu (1979, 1982). In relation to them the peridotite-eclogite-granulite assemblage illustrates a longer and more complex history. The eclogitic rocks preserve superposed paragenetic associations which attest the attaining of a maximum stage in the prograde evolution of the rocks (stage I, eclogitic) and successive retrograde adaptations under conditions of the granulitic (stage II) and amphibolitic facies. The re-equilibration at the level of the amphibolitic facies took place concomitantly with the regional metamorphic events M_1 and M_2 which affected the host rocks.

The granitic-granodioritic rocks occur either as a neosoma in the migmatites concordant with S_2 or as discordant bodies of massive rocks.

2. Structural Assemblage

Within the Carpathian Alpine orogen the Proterozoic and the Phanerozoic metamorphites constitute the basement of the Getic Realm involved, like the Variscan molasse deposits and the Mesozoic cover, into nappes during the Austrian and Laramian phases (Codarcea, 1940).

In the Mehedinți Plateau, in the Porțile de Fier Outlier of the Getic Nappe (Murgoci, 1905), two pre-Alpine structural units (Banat Unit, in upper position, and Jidoștița Unit) of pre-Caledonian age (Iancu,



Hârtopanu, 1982), are preserved; they are separated by a thrust plane marked by deep-seated blastomylonites.

The Banat tectonic unit consists of:

— polymetamorphic formations of the Sebeș—Lotru Group: plagiogneisses with levels of amphibolic rocks, limestones, quartzites; micaschists; quartz-feldspathic gneisses;

— exotic rocks: metaperidotites, eclogites and granulites occurring as tectonic inclusions, with modified structures, affected by retrograde mineral readjustments;

— metatectic migmatites, structurally controlled by D_2 elements, and autochthonous granitoids, „isofacial” in respect to the surrounding rocks.

The Jidoștița-Ivanu tectonic unit (Iancu, 1985) is represented by rocks of the Jidoștița Formation: quartzites, microblastic quartzitic plagiogneisses. These rocks display some structural and mineral proofs of polymetamorphism but without effects of metatectic migmatization.

The rocks of the peridotite-eclogite-granulite assemblage are found only in the upper tectonic unit (Banat Unit); they are tectonically spread on a width of ca 5–6 km and form a "band" cropping out discontinuously on some hundreds of kilometres inside the Getic Nappe, in the Mehedinți, Căpățina, Făgăraș—Leaota massifs. They appear also relatively symmetrically in the Sebeș and Semenic massifs giving the impression that they occur in a small-angled plane with a regional spreading. Data concerning the garnetiferous peridotites and eclogitic rocks (associated or not with metaperidotites) are found in the papers of Măruntu (1978), Gherasi et al. (1971), Gheuca, Dinică (1986), Hann (1983), Săbău et al. (1986).

3. Petrological Data

3.1. Polymetamorphic rocks of the Sebeș—Lotru Group

The metamorphites belonging to the Sebeș—Lotru Group in the Porțile de Fier Outlier are represented mostly by micaceous plagiogneisses and micaschists in association with quartz-feldspathic gneisses and thin levels of quartzites, amphibolites and limestones, that represent a good lithologic marker. The mentioned lithological assemblage is similar with that separated in the western part of the Mehedinți Plateau (Bahna Outlier), as the lower plagiogneiss formation, from a succession made up of the following formations (Hârtopanu, Iancu, unpublished data):

- plagiogneiss formation (at the lower part)
- amphibolitic formation
- quartz-feldspathic gneiss formation
- micaschist formation.

It is difficult to follow the lithological separations shown on Plate I because of the superposed and differentiated results of the major deformations D_1 and D_2 correlatable with the two regional metamorphic events M_1 and M_2 .

Both the aspect and the extension of the stratigraphic marker levels is rendered by:

— the preservation of the mesoscopic structures particularly in the competent levels or in the interlayered ones;



— the occurrence of the lower levels, especially in the interference zones of the anticlinal structures F_1 and F_2 , in the form of fringed "domes" elongated towards the axes B_2 ;

— the obvious transposition of the incompetent levels in the foliation S_2 plane;

— the refolding effects yielded by generations of folds F_3 and F_4 (B_3 , B_4 according to Iancu, Hârtopanu, 1982).

In the Porțile de Fier Outlier, the mineral assemblages of metapelitic rocks provide criteria of separation of two generations of index minerals and paragenetic associations (M_1 , M_2) which can be correlated with regional deformational events (orogene compression) D_1 , D_2 .

The first deformational event D_1 , represented by the generation of relict folds F_1 associated with bandings and foliations S_1 , is accompanied by blastesis at the level of the amphibolite-almandine facies, kyanite-staurolite zone, typical of the medium-pressure of Barrowian facies series (senso Miyashiro, 1975).

The second deformational event D_2 is represented by the generation of folds F_2 and the regional foliation S_2 . It developed under different physical conditions concomitantly with a differential mineral adaptation: prograde zoning at the level of the event M_2 , superposing the relict kyanite + staurolite zone. The neoformation minerals in M_2 are: muscovite, sillimanite, potash feldspar and, subordinately, cordierite. Garnet, plagioclases and biotite are partly recrystallized and partly regenerated by means of supergrowths and compositional reorganizations at the intracrystalline level. The most frequent paragenetic association is muscovite-sillimanite±cordierite, followed by sillimanite-potash feldspar±cordierite; the occurrence of andalusite (Rieni and Coșuștea valleys) represents the low-temperature zone of the series and has a local development. These associations and the preservation of the frozen reactions muscovite + quartz → sillimanite + potash feldspar indicate the crossing of the muscovite-potash feldspar isograds and a succession of zones specific to the low-pressure facies series (Hietanen, 1967; Miyashiro, 1975). The crossing of the muscovite₂/potash feldspar isograds is still very difficult point out due to the metastable persistence of muscovite (of both generations) in the potash feldspar zone. Metatectic migmatization occurs in the sillimanite + potash feldspar zone.

As shown in Table 1 the rocks of the Sebeș-Lôtru Group contain heterogenetic mineral assemblages of the composite type (group III of metamorphites, Iancu, 1986), in which the paragenetic associations generated by M_1 are preserved as relics, stable or metastable, and occur beside neoformation minerals specific to the physical conditions during the second metamorphism (M_2).

The metastable phases (kyanite, staurolite) are preserved as metastable relics under the form of metamorphic porphyroclasts, obviously deformed in D_2 , partly digested or solubilized, partly substituted. The mineral phases with a wide range of stability (garnet, muscovite, biotite, amphibole, plagioclase) are preserved as stable relics as they are restructured either intercrystalline (reorientation, subgranulation) or intracrystalline (by ionic modifications in the network, supergrowth zones, etc).



TABLE 1
Mineral assemblages

	Stage I Eclogitic	Stage II Granulitic		Dynamothermal metamorphism					
		Rel.	N.M.	M ₁ (MP)		M ₂ (LP)			
				pre-M ₁ rel.	N.M.	Me. rel.	St. rel.	N.M.	
①	1	2	3	4	5	6	7	8	
Eclogitic rocks		G(p) Px(om) (Ru)	P	Cpx					
				G ₂ Opx					
				Pl ₁					
				Am ₁	PA				
				Zo					
				Ky					
				Q					
						Am ₂ Pl ₂			
							EHA		
							HA	Am ₃ Pl ₃ (Bi) Q	
Melano-cratic granulites (pyrigarnites)		Cpx							
		Opx							
		G ₁							
		Am ₁							
		Pl ₁							
				Am ₂ Pl ₂					
								Am ₃ Pl ₃	
Leuco-cratic Granulites		Cpx							
		Opx							
		Pl							
		KFsp							
		G							
		Ky							
		Q							
				Bi					
				Pl					
				Mu					
				Q					
								Bi ₂ Mu ₂	



TABLE 1 (continuation)

0	1	2	3	4	5	6	7	8
Sebeș-Lotru metapelites					Ky St G ₁ Bi ₁ Mu ₁ Pl Q	P		(And.) Si + Mu ₂ + Co KFsp + Si ± Co Bi ₂ G ₂ Q

Abbreviations : MP — medium pressure; LP — low pressure; Rel. — relict; Me. rel. — metastable relict; St. rel. — stable relict (or partly reequilibrated); G — garnet; (py) — pyrope bearing garnet; Px — pyroxene; (om) — omphacitic; Cpx — clinopyroxene; Opx — orthopyroxene; Pl — plagioclase; Am — amphibole; Zo — zoisite; Ky — kyanite; Q — quartz; Bi — biotite; Kfsp — potash feldspar; Mu — muscovite; St — staurolite; Si — sillimanite; Co — cordierite; And — andalusite; P — paragenetic, equilibrated phases; Pa — paragenetic associations (i.e. co-genetic, synchronous phases); HA — heterogenetic association; EHA — equilibrated heterogenetic association (equilibrated non-synchronous phases). The dashed line represents the persistence of the phases indicated in the left of the table.

At the M₂ level the equilibrium is practically achieved through the partial or total consumption of the unstable relict phases and by the intimate equilibration of the stable relicts concomitantly with the neoformation of the stable phases under the new physical conditions.

The appearance of the fibrolitic sillimanite₂ (by muscovite₁₊₂ + quartz reaction) or at the expense of sillimanite₁ and biotite and the quartz recrystallization (polygonal grains with clear extinction) raises the question of the maintenance of the thermal regime after the ceasing of the deformations D₂ or of a dome-type, static, thermal reaction into a new thermal regional event (M₃). Later reactivations are illustrated by the fold generations F₃ (in association with microcrenulations and cleavages S₃) and F₄, as well as the local, retrograde readjustment at the level of the chlorite zone.

3.2. Metaperidotites

The ultramafic rocks are found as lenticular bodies reoriented towards structure D₂, with lengths up to 4—500 m. The large bodies present massive nuclei, being dismembered and marginally foliated, while the small bodies are strongly lenticularized, in the plane of the foliation S₂, laminated and almost completely serpentinized. Both the petrographic-mineralogic constitution and the varied structural aspects of the peridotitic rocks raise questions as regards their origin place, evolution and genesis.



Some ultrabasite bodies are obviously associated with eclogitic and garnetiferous rocks and show proofs of the polymetamorphic evolution (metamorphic foliations and superposed parageneses) as they underwent a retrograde adaptation during the common evolution (M_1 , M_2) with the host rocks.

The relatively large-sized bodies (Rudina, Rieni) preserve premetamorphic characters : primary parageneses and magmatic type structures, the processes of retrograde adaptation being obvious only in marginal zones. The principal primary paragenetic associations, which make possible their appurtenance to the harzburgitic and lherzolitic types are : olivine + orthopyroxene, olivine + orthopyroxene + clinopyroxene.

The microscopic evidence indicated that the primary parageneses with olivine and pyroxene preserve a series of pre-metamorphic microstructures, such as : olivine trapping by the poikilitic orthopyroxene, clinopyroxene exsolutions in orthopyroxene, myrmekitic spinel exsolutions. They are superposed by subsequent parageneses with amphibole and magnesian chlorite. The primary parageneses point to the existence of a magmatic stage in the pre-metamorphic evolution of peridotites while the solid state alterations indicate a multi-stage evolution under different physical conditions.

According to Măruntu (1978), for the ultrabasites from the Proterozoic formations in the Sebeș, Semenic and Almaj Mts the peridotitic rocks underwent successive adaptations, from conditions typical of the eclogitic facies (in which primary parageneses were formed according to the mentioned author) to the granulitic facies (shown by the alterations undergone by garnet-bearing peridotites). The adaptations at the level of the amphibolitic facies are materialized by anthophyllitic amphibole and magnesian chlorite parageneses, dynamically grown in the plane of the foliations S_1 and S_2 (in common with those of the host rocks). Locally, one can observe the reorientation of the minerals from the foliation S_1 in the plane of the foliation S_2 and their subsequent, mimetic substitution by vermiculite and iron oxides or a chlorite, vermiculite, oxide association (Pl. IV, Figs. 3,4). The serpentinization processes are the last ones, the networks of serpentinitic minerals (arranged after two different trendings) crossing the preexistent structures. Serpentinizations occur both in the massive nuclei of the bodies (celular networks) and in the foliated, marginal zones (lamellar networks).

3.3. Eclogitic and Granulitic Rocks

The eclogitic rocks crop out usually in small-sized bodies (of tens or hundreds of metres); they are mostly lenticular, elongated either towards the axes B_1 or along the axes B_2 .

The small-sized bodies are lentilized in the plane of foliations S_2 and strongly amphibolized; folds B_1 , refolded by subsequent generations (F_2 , F_3), "nucleate" on those bodies (Fig. 1).

In relatively large-sized bodies ovoidal or spherical nuclei, with massive structures, occur in which the pink-coloured, high-pyrope garnet forms centimetric porphyroclasts. Under the microscope relict bandings and blastomylonitic structures were obvious in the apparent massive



zones. The massive nuclei are included in an amphibolitic rock mass (secondary amphibolites) in which bandings S_1 and folds F_1 become visible. Bandings and foliations S_2 are predominating towards the marginal zones due to the change of structure and strong transposition after the structural directions D_2 . Due to this phenomenon the rocks resemble common am-

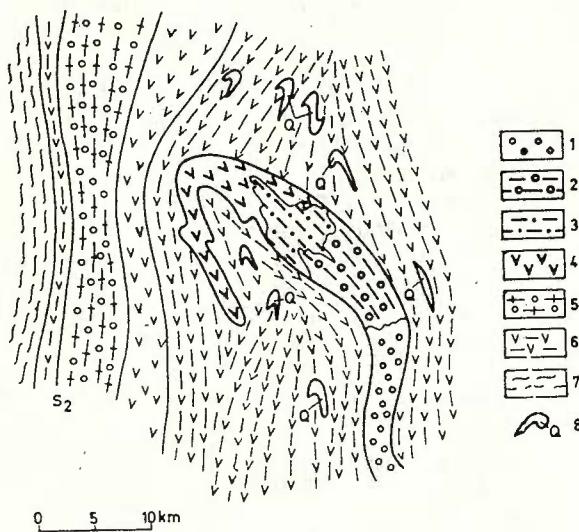


Fig. 1 — Outcrop sketch : lens of amphibolized eclogites (Pistrîja Valley).

1, massive eclogite ; 2, banded eclogite ; 3, blastomylonitic eclogite ; 4, amphibolites banded after S_1 ; 5, kyanite-bearing pyroxenic gneiss (leucocratic granulite) ; 6, amphibolite banded after S_2 ; 7, micaschist ; 8, quartz.

phibolites occurring as interfingerings intimately associated with the host rocks (plagiogneisses, micaschists).

In the central parts of the poorly or not amphibolized bodies, several petrographic-mineralogical varieties are to be found :

— granulitic eclogites (granulitized eclogites), with massive structures, including a relict metamorphic association pointing to an initial eclogitic stage (stage I) represented by : garnet rich in pyrope + omphacitic clinopyroxene, superposed by a secondary paragenesis (opx + cpx + garnet or opx + cpx + plg) that indicates a readjustment under conditions of high temperature and comparatively lower pressure — stage II, granulitic ;

— leucocratic granulites with a paragenetic association represented by : px + k fsp + plg + gt + q + ky ;

— melanocratic granulites : cpx + opx + gt + amph I ;

— relict blastomylonites, pre- S_1 , formed both at the expense of the granulitic rocks and of the eclogitic ones.

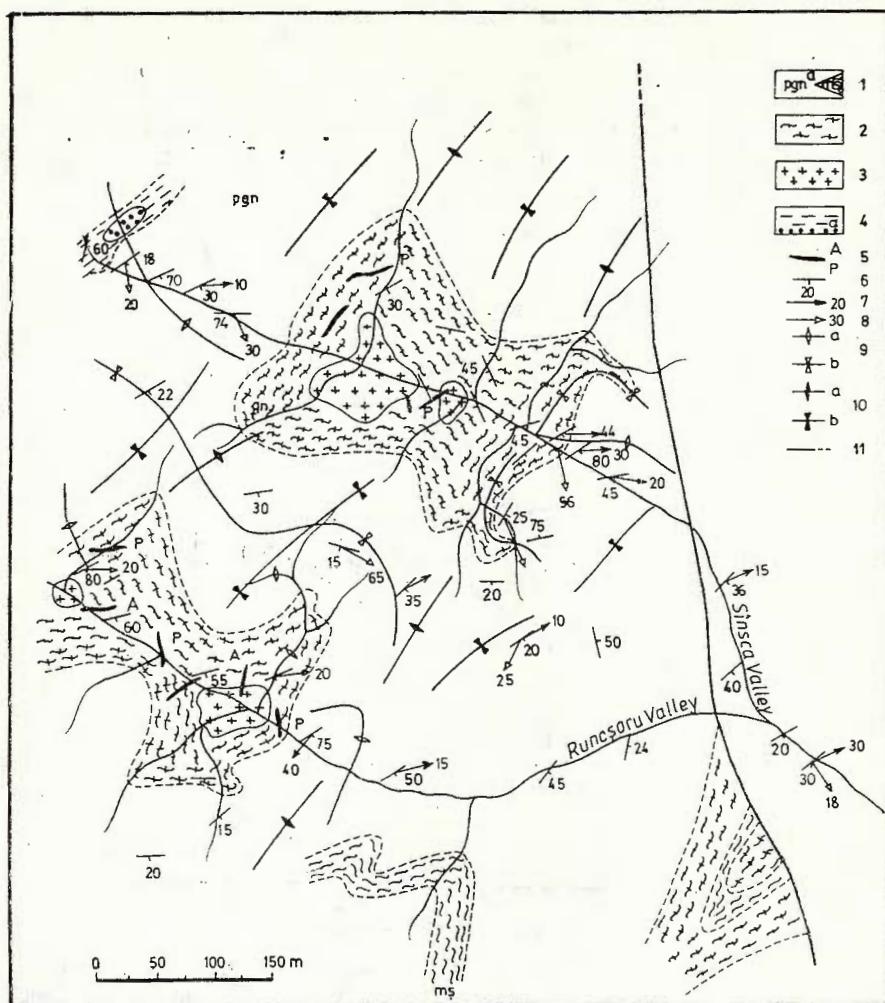


Fig. 2 — Detail geological sketch (Runcsor Valley-Sinsca Valley).

1, plagiognesses ; a, micaschists ; 2, microcline quartz-feldspathic gneisses ; 3, massive granites with biotite ; 4, amphibolites with eclogitic nuclei (a) ; 5, aplites (A), pegmatites (P) ; 6, foliation S₂ ; 7, lineation B₂ (microfolds, rods, mineral orientations) ; 8, relict mineral lineation B₁ ; 9, antiform (a) and synform (b) folds B₁ ; 10, antiform (a) and synform (b) folds B₂ ; 11, fault.

In the mentioned occurrences the subsequent processes of amphibolization are not significant quantitatively and are predominantly static, isotropic. The neoformation minerals form either simplectitic aggregates (amphibole + plagioclase), or reaction rims around garnet. Locally, the older hornblende (generated in the event M₁) is more widely crystallized and penetrated or pierced through by younger aggregates of amphibole + plagioclase (M₂). In the marginal zones, where deformations have been more penetrative, amphibolites display obvious bandings S₂.

The parageneses equilibrated successively under conditions of the amphibolite-almandine (M_1) and amphibolite-cordierite (M_2) facies contain green hornblende + plagioclase (An_{25-30}) in the basic rocks and biotite, muscovite, quartz, potash feldspar, plagioclase in the leucocrate granulites. These younger phases have an oriented crystallization in the groundmass and at random in the pressure shadows of the relict porphy-

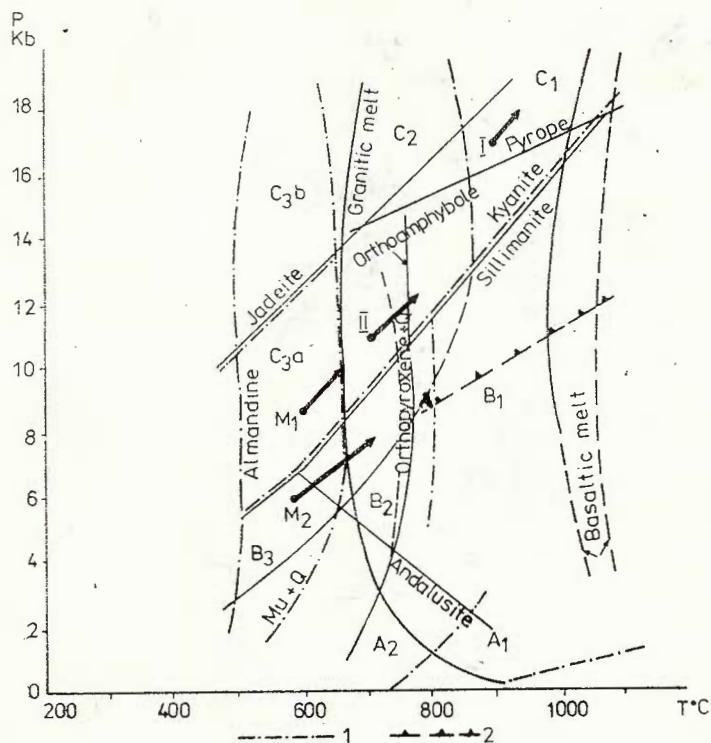


Fig. 3 — Evolution of polymetamorphic rocks in the PT field. The scheme of the facies according to Dobrețov et al. (1978). I, eclogitic stage; II, granulitic stage; M_1 , M_2 regional events (dynamo-thermal metamorphism).

1, limit of the facies and subspecies; 2, beginning of eclogitization of most of the basaltic rocks (Yoder, Tilley, 1962; Ringwood, Green, 1966).

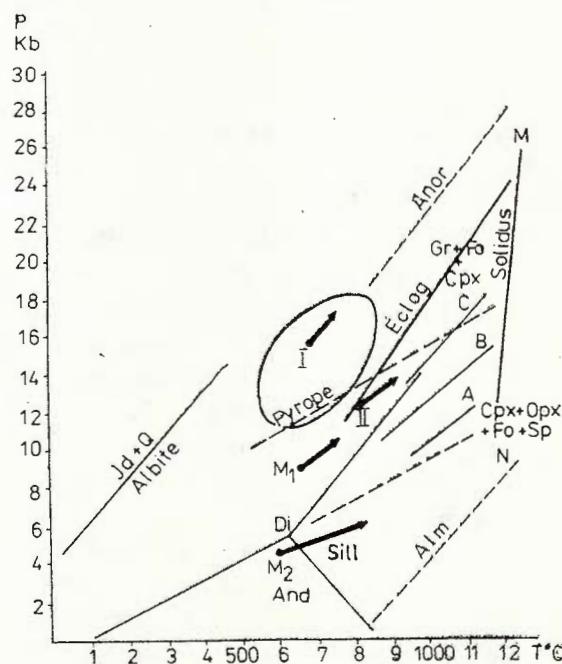
roclasts (kyanite, pyroxene, garnet). They also occur as supergrowth products on the relict phases: biotite, muscovite on kyanite, quartz rims on pyroxene, amphibole rims on garnet.

Because blastomylonites include as relict porphyroclasts only minerals from the high-grade metamorphic associations (stages I and II), and their matrix is in equilibrium with the host rocks proving the same stages of retrograde adaptation (M_1 and M_2), one can infer that the exotic rocks (eclogites, granulites and peridotites) have been tectonically included in the lithologic assemblage of the Sebeș—Lotru Group before the first regional

metamorphic event (M_1), after the solid alterations of the stages I (eclogitic) and II (granulitic).

The structural and mineral readjustment of eclogites under conditions of the granulitic facies illustrate their involvement, before the regional metamorphism, in processes developed in the crust base simultaneously with the high-grade metamorphism of some crustal leucocrate and/or melanocrate rocks. The tearing off from the initial geotectonic setting of the peridotites, eclogites and granulites, followed by regional metamorphisms simultaneously with the host rocks, represent the final evolution stages of the resulted petrographic assemblage. In the PT area, the last stages of evolution form a descending curve, with a retrograde character (Figs. 3, 4), marked by successive, independent events under variable physical conditions. The eclogitic paragenetic association indicates a maximum stage in the process of the initial metamorphism with a prograde character that affected the pre-existent basic rocks.

Fig. 4 — Evolution of poly-metamorphic rocks in the PT diagram. The transition granulite-eclogite (Eclog) for q-tholeiitic rocks according to Green, Ringwood (1967). Stages I, II, M_1 , M_2 as in Figure 3.



Both the pregranulitic history of the eclogitic rocks and the nature of the basic rocks at the expense of which they formed are elements hard to be specified. Up till now we have no analytical data concerning the global composition of the rocks or the chemical or isotopic composition of the relict mineral phases or the distribution of the constituting elements at

an intracrystalline level. However, several characters which can have geotectonic significance are observed :

- the association of eclogites with peridotitic rocks with a history "longer" than that of the host rocks of "root zone" type (Den Tex, 1969) ;
- preservation of pre-metamorphic, magmatic minerals and microstructures in some peridotite bodies ;
- the direction of the metamorphic evolution of the allochthonous basic rocks (eclogitic) indicated by solid alterations (Fig. 4) from HP/LT (typical of the subduction zones involving the oceanic crust plates) to HT regime specific to the continental margins (involved in the process of convergence) and the subsequent reactivation in successive processes of dynamo-thermic metamorphism of collision orogen type.

3.4. *Anatectic Rocks*

The granitoid rocks associated spatially and genetically to the metamorphites of the Sebeş—Lotru Group are calc-alkali rocks with a granitic-granodioritic composition obviously controlled structurally and thermally by the last regional events (M_2 and M_3).

The structural control appears both on the regional scale — the inclusion of the mappable granitoid bodies in the packets of quartz-feldspathic gneisses oriented along the structures D_2 — and on the mesoscopic scale — the disposition of the neosoma concordantly with the foliation S_2 . At the same time diatexitic arteritic or vein bodies, crossing the structures D_1 and D_2 are frequently found. The large granitoid bodies show massive textures and send apophyses in the surrounding rocks, proving the local exceeding of the structural equilibrium.

The "thermal control" appears obviously in case of the metatectic migmatites occurring frequently in the high-temperature zone (with potash feldspar + sillimanite) generated during the event M_2 . The assigning of the relatively large bodies of massive granitoids to the quartz-feldspathic gneisses, that allowed the generation of significant amounts of melts, is explained by the interference of some favourable factors, such as : temperature, close chemistry and high P_{H_2O} (proved by the abundance of the hydrated minerals and the frequency of the pegmatitic rocks).

The granitic-granodioritic rocks occur under the form of :

- bands or lenses of neosoma in the metatectic migmatites, with stromatitic or lenticular-ocular structures ;
- small, discordant bodies of the vein type ;
- larger bodies (lengths up to 800—1,000 m) circumscribed in the quartz-feldspathic gneiss packets.

According to M. Brown's definitions (1973), one can individualize :



TABLE 2
Chemical analysis (%) of the granitoid rock samples. For sample location see the annex

No.	Sample no.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Fe(S)	Fe total	Total
1	705	76.00	0.12	12.50	0.23	0.28	0.02	0.65	4.55	3.24	0.13	0.10	1.77	0.12	0.10	0.69	100.10	
2	785	77.00	0.12	12.00	0.47	0.54	0.03	0.24	4.19	3.56	0.40	0.39	0.42	0.36	0.31	1.56	100.49	
3	2887	76.50	0.10	11.80	0.06	0.87	0.04	0.33	0.69	4.34	4.01	0.22	1.11	0.25	0.22	1.34	100.76	
8	2253	75.00	0.16	12.55	0.05	0.61	0.03	0.58	0.75	3.73	3.68	0.64	0.55	0.38	0.39	0.34	1.15	99.44
9	2843	63.50	0.76	15.70	0.90	4.57	0.07	2.32	1.26	3.49	2.25	0.22	2.72	1.18	0.27	0.24	6.32	99.45
11	652	71.00	0.24	13.85	0.65	1.95	0.04	1.05	3.70	1.92	3.52	0.28	0.59	0.60	0.15	0.13	3.01	99.66
12	2953	71.50	0.36	13.60	0.56	1.70	0.03	0.52	1.69	2.00	5.60	0.80	0.60	0.86	0.32	0.28	1.59	100.42

Trace elements analysis of the same samples

No.	Sample no.	Pb	Cu	Zn	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	La	Nb	Zr	Be	Ba	Sr
1	705	27	16	30	1.5	2.5	4	2	5.5	7	3.5	26	3.4	3.0	12	75	1.8	580	100
2	785	19	12	30	2.2	5	2	2	4	3.5	2.5	55	6.5	42	10	180	3.9	390	22
3	2887	32	7.5	30	1.7	2.5	4	2	7	4	4	36	5.5	32	13	145	3.0	10	10
8	2253	8.5	1.4	30	1.5	3	2	2	4	6	2	13	1.7	30	10	100	1.5	730	80
9	2843	24	85	85	25	6.5	48	19	80	125	18	36	3.1	48	10	230	3.0	570	130
11	652	8.5	42	45	4	6	5	7	44	12.5	14	1.6	30	10	125	1.8	500	100	
12	2953	3.5	14	30	27	8.5	3	2.5	5	13	8.5	52	6.0	40	10	300	3.4	260	95



Annex to Table 2

Location of the samples for which chemical analyses of trace elements (Table 2) have been carried out and which have been used in the drawing up of the *QAP*, *QLM* and *Q-Ab-Or* diagrams

Analysed granites :

- | | |
|-------------|--|
| normative : | 1. 705 — Sovarna Valley
2. 785 — Topolnița Valley
3. 2887 — Podișca Valley |
| modal : | 4. 2176 — Rieni Valley
5. 2106 — Rieni Valley
6. 2172 B — Rieni Valley
7. 2172 A — Rieni Valley |

Gneisses with a granitic composition :

- | | |
|-----------------------|--|
| (modal and normative) | 8. 2253 — Rieni Valley
9. 2843 — Rieni Valley |
|-----------------------|--|

Granodiorites :

- | | |
|-------------|--|
| normative : | 10. 6051
11. 652 — Rudina Valley
12. 2953 — Rudina Valley |
| modal : | 13. 540 — Rudina Valley
14. 532 — Rudina Valley
15. 3285 — Păunești Valley |

Gneisses with a granodioritic composition :

16. 656 — Rudina Valley
17. 467 — Rieni Valley
18. 477 — Pojorita Valley

Gneisses with a tonalite-trondjemitic composition :

19. 652 A (septa) — Rudina Valley
20. 2882 — Podișca Valley
21. 478 — Pojorita Valley
22. 3308 — Dilbocata Valley

— a granitic neosoma, generated *in situ* by partial anatexis and hosted in the metatectic migmatites;

— diatexites (homogeneous mobilisates, generated by advanced anatexis), that exceed their structural framework and can form intrusion-like bodies of relatively large size.

Chemical analyses of silicates and trace elements (Tab. 2) have been carried out both on granitoids and on host rocks, especially quartz-feldspathic gneisses. On the *QAP* diagram (Fig. 5) in the field of granites and granodiorites there is a neosoma from migmatites (samples 705, 656) and also arteritic mobilisates from veins and apophyses (652, 532, 3285). The



chemical analyses carried out on one of the large bodies (Rieni Valley) indicate a granitic composition (2172 A and B, 2106, 2176), in contrast with the more basic quartz-feldspathic gneisses. On the above-mentioned diagram gneisses fall in the field of tonalite-trondjemites (478, 3308, 652 A) and subordinately in the field of granodiorites (656, 477, 467).

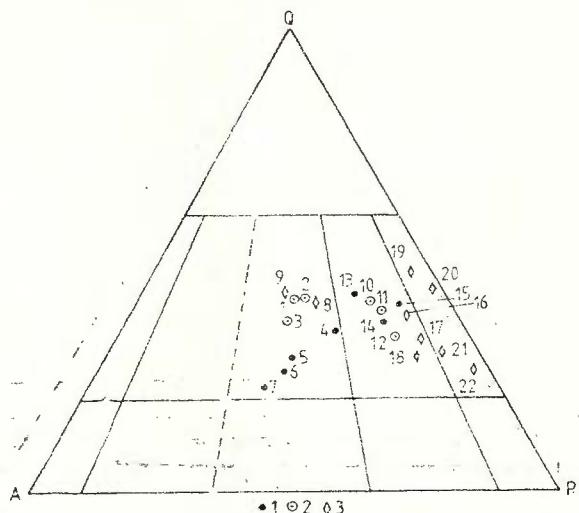


Fig. 5. — *QAP* diagram.
1, granitoid modal analyses; 2, granitoid normative analyses; 3, gneiss normative analyses. The number of the samples are those given in Table 2.

The microscopic study effectuated on quartz-feldspathic gneisses (microcline \pm biotite \pm muscovite gneisses) rendered evident the separation of the potash feldspar + albite + quartz paragenesis from meltings, the respective phases being found in the rock under the form of equigranular aggregates (nests), as intergranular phases or as neoformation inclusions in the megablasts of metamorphic microcline. The presence of the local eutectic melts in "hybrid" gneisses points out the attaining of the anatexis conditions in gneisses and their maintenance in the rock and the preservation of the metamorphic structures are explained by the small amounts of melt generating during M_2 . In these circumstances also occurs the instability of the potash feldspar (cross hatched microcline) which is indicated by the tendency of local "disordering" and the separation of drop-like potash feldspar-orthoclase, albite and quartz, resulting from reactions of partial meltings.

Meltings close to those of the granitic "ternary minimum" have been formed in small amounts in micaschists and plagiogneisses (samples 705, 785 on the *Q-Ab-Or* diagram, Fig. 7) and they constitute the neosoma of the migmatites included in structure D_2 . Large amounts of melt were formed especially in quartz-feldspathic gneisses, generating granite-granodioritic diatexitic mobilisates whose chemical analyses are spread in a relatively wide field on the *Q-Ab-Or* diagram (Fig. 7) but close to the *QL* side (Fig. 6). They constitute pseudoconcordant bands in migmatites, apophyses and large mappable bodies displaying clearly

the "intrusion" of the host rocks. Both micas (biotite, muscovite) and the more basic plagioclase seem to be "restites" from the metamorphic rocks, suggesting the mobilization of the melts, beside some of the solid phases (for which the melting conditions were not reached), under the form of "crystal-mush" (Wyllie, 1971).

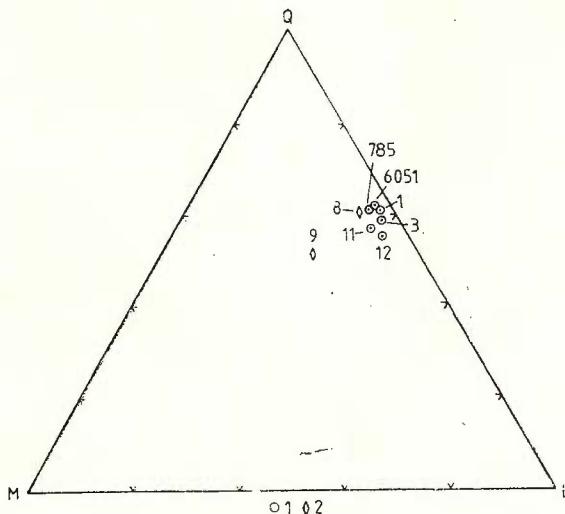


Fig. 6 — QLM diagram.

1, granitoid analyses;
2, gneiss analyses.

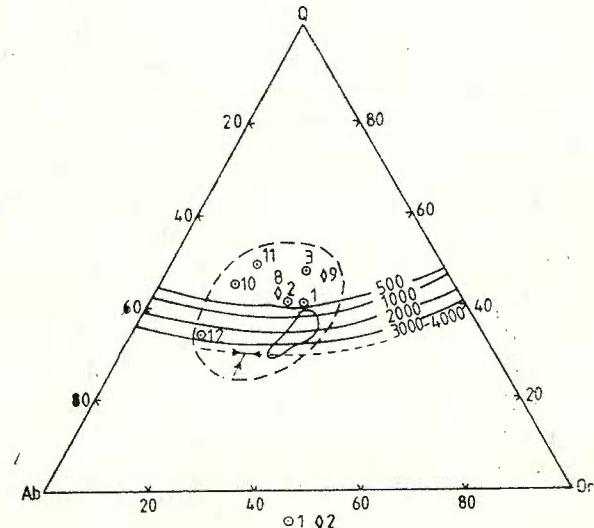


Fig. 7 — $Q-Ab-Or$ diagram.

1, granitoid analyses;
2, gneiss analyses.

The chemical analyses indicate the tendency of separation of some melts more acid than the host rocks; thus the nuclei of the massive bodies are granitic (sample 785) or granodioritic (477, 652) whereas the quartz-feldspathic gneisses from septa and marginal zones have a mostly tonalite-trondjemite composition (QAP diagram, Fig. 5).

As gneisses have the same composition (granodiorite-tonalite-trondjemitic) in the zones farther from the granitoid bodies one can infer that the marginal "basification" of these bodies is only apparent, being the result not of the magmatic differentiation but of a selective melt and of the migration of the eutectic melts from the place of formation. This inference is favoured also by the microscopic observations which attest the presence of the fraction crystallized "*in situ*" from eutectic melts; the global composition of the hybrid rock (of the melt fraction and of the residual one) also indicates a granodioritic rock (samples 656, 477, 467). Because of the close compositions and of the appearance of local, incipient melts, in the host gneisses the real limits of the bodies are hardly traced and followed in the field.

It is also difficult to specify the formation of the anatectic rocks in time. Although the formation of the migmatite neosoma is clearly correlated with the elements of the second regional metamorphic events M_2 , the presence of the apophyses post- S_2 and of the discordant main bodies can be ascribed to the maintenance of the thermal regime after the ceasing of the movement in D_2 (the static phases of M_2) and also to a dome-type regional thermal reactivation (M_3). Up till now there are no analyses of radiogenic age.

There are, however, several observations in favour of the setting of a thermal regime post- D_2 (thermal event M_3):

— the presence of the static, thermal microstructures (e.g. polygonal aggregates of plagioclase and quartz with a clear extinction) not only in the vicinity of the bodies but also at greater distances;

— the presence of the static, fibrolitic sillimanite, inclusively at the expense of the prismatic sillimanite (associated to parageneses M_2) and its appearance in rocks from both pre-Caledonian tectonic units;

— the discordant character of some bodies of granitoid rocks which cross both the foliation S_2 and some lenticular-ocular migmatites and pegmatites concordant with S_2 ;

— the presence of nebulitic and agmatitic-type structures at some bodies which cross the foliation S_2 of amphibolic rocks (Slătinic body). In this body there are preserved enclaves of amphibolitized eclogites and (under the microscope) the invasion with neosoma of the metamorphic amphibole crystals broken into small polygonal-shaped crystals after the cleavage planes.

4. Comments

The eclogitic rocks spatially associated to the polymetamorphic rocks of the Sebeș–Lotru Group are eclogites of type B, according to Coleman's classification (1965), located in migmatic metamorphic fields. After the classification made by Dobrețov et al. (1978) they belong to group C of high-pressure facies, subgroup C_2 (Fig. 3) of amphibole-bearing eclogitic gneisses.

In fact, the studied eclogitic rocks represent composed mineral assemblages and structures (group III of metamorphites, Iancu, 1986). They consist of superposed parageneses, successively equilibrated under various



physical conditions similar to those described by Vogel (1967) in the Cabo Ortegal region. These rocks contain several generations of relict minerals, the first one (omphacitic clinopyroxene + high-pyrope garnet) representing the final term of the prograde metamorphism at the level of the eclogitic facies (stage I, of high-pressure, Figs. 3, 4). The subsequent adaptations took place in successive independent events, under conditions of different geothermal gradients typical of the medium-pressure facies series (stage II, granulitic, and M_1 , dynamothermal metamorphism at the level of the almandine-amphibolitic facies) and of the low-pressure facies series (M_2 , cordierite-amphibolitic facies.)

The granulitic association (orthopyroxene + clinopyroxene + garnet \pm plagioclase) is specific both to the eclogitic rocks (as a superposed paragenesis) and to the melanocrate and leucocrate granulites. The melanocrate granulites (clinopyroxene + garnet) are presumed to have resulted from the complete mineral reorganization of the eclogitic rocks. For the leucocrate granulites this fact can hardly be supposed. They probably represent rocks with initial metamorphism under conditions of the granulitic facies, dismembered and mechanically dragged, beside eclogites, in the supracrustal assemblage of the Sebeș–Lotru Group. The retrograde adaptations (both of the eclogitic and granulitic rocks and of the associated peridotites), at the level of the amphibolitic facies, took place simultaneously with the events M_1 and M_2 that affected formations of the Sebeș–Lotru Group with which they had a common evolution in the Grenvillian events (Iancu, 1985). The transformations of stage II and of M_1 and M_2 show a retrograde direction for the eclogitic rocks; on the PT diagram they form a downward curve (Figs. 3, 4). They represent independent events, the thermic regenerations occurring under conditions of different geothermal gradients. The structural readjustments, under conditions of changing of the barić regime, took place after different directions. The mechanic effects of the superposed deformations are visible both on the mega- and mesoscopic scale and under the microscope (at the intracrystalline level). The same type of evolution can be seen at the other "exotic" rocks: granulites, peridotites.

The succession of the events which affected the rocks of the eclogite-granulite-peridotite association, inferred from the physical conditions modified in time and space, suggests the definitization of the structures in geotectonic processes comparable with those typical of the final collision stages of Wilson Cycle (see Condie, 1982; Barbey et al., 1984). The eclogitic rocks, initially involved in the direction of the increase of pressure (stage I) and temperature (stage II), in processes specific to the lower crust have been subsequently drawn in dynamo-thermal processes of collision orogen type together with the host rocks of the Sebeș–Lotru Group. They underwent a retrograde metamorphism under physical conditions specific to the medium-pressure facies series simultaneously with the prograde metamorphism M_1 of the Sebeș-Lotru Group. The second event (M_2) represents an orogenic reactivation under conditions characteristic of the low-pressure facies series. Within this event the rocks underwent variable physical conditions marked in space by prograde mineral adaptations, from the andalusite zone to the sillimanite + muscovite zone, followed by the sillimanite + potash feldspar zone. The event M_2 was



accompanied and followed by the generation of anatetic granitoids, a characteristic feature of the continental margins involved in collision processes. The subsequent deformations are represented by the results of tangential movements (overthrust, overfolds) at a superior structural level.

In the South Carpathians, the zone with tectonic inclusions of eclogites, granulites and peridotites, spatially associated with the Sebeş—Lotru Group, occurs in a plane that can be traced on hundreds of kilometres which marks Proterozoic cryptic paleosuture inside the Alpine Getic Nappe.

As compared with the Caledonian suture, represented by the Tîşoviţa-Iuţi ophiolitic complex (Măruntu, 1984), preserved in the Danubian Realm, the Proterozoic paleosuture trends WNW inside the Caledonian paleobelt (Iancu, 1985). Both the Proterozoic structures and the Phanerozoic ones were involved in the Alpine polyphase orogenic movements that generated the Alpine Carpathian Orogen.

REFERENCES

- Barbey P., Couvert J., Morea B., Capdevila R., Hameurt J. (1984) Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belt: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia). *Bull. of Geol. Soc. of Finland*, 56, p. 1–2, p. 161–188.
- Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *St. tehn. econ.*, seria I/12, p. 6–63, Bucureşti.
- Brown M. (1973) The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the geol. Assoc.*, 84, p. 4.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX (1936), 74 p., Bucureşti.
- Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. (1965) Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *The Geol. Society of America Bulletin*, 76, 5, p. 483–508.
- Condie K. C. (1982) Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press-New York-Toronto-Oxford-Sydney-Paris-Frankfurt.
- Den Tex E. (1969) Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie.
- Dobrețov N. L., Reverdato V. V., Sobolev N. V., Hlestov V. V. (1970) Fații Metamorfizma. Izdatelstvo Nedra. 464 p. Moskva.
- Gherasi N., Dimitrescu R., Kasper U., Vulpeșcu G. (1971) Contribution en problème des éclogites. Les éclogites des Monts Ezer et Leaota (Carpathes Méridionales, Roumanie). *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 15, p. 151–158, Wien.
- Gheuca I., Dinică I. (1986) Lithostratigraphie et tectonique du cristallin de Leaota, Albești-valleé de Ghimbav-vallée de Bădeanca (Iezer-Leaota). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/5, Bucureşti.
- Hann P. H. (1983) Zur Eklogitvorkommen in Căpățina Massiv (Sudkarpaten). *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. Géologie*, 27, p. 15–21, Bucureşti.
- Hărtopanu I. (1975) Le métamorphisme de basse pression dans les Monts Mehedinți. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/1, p. 217–238, Bucureşti.
- (1978) Cristalinul getic: metamorfism polifazic sau polimetamorfism? *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 23/2, p. 180–193, Bucureşti.



- Hietanen A. (1967) On the facies series in various types of metamorphism. *Journ. of Geol.*, 75/2.
- Iancu V., Hărtopanu I. (1979) Successive Deformations and Structures in the Crystalline Rocks of the Mehedinți Mountains. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. sér. Géol.*, 23/1, București.
- Hărtopanu I. (1982) Relations entre les formations polycycliques du Plateau Mehedinți. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5, (1979–1980), p. 67–88, București.
 - (1975) Polycyclic deformations and metamorphism of some crystalline rocks from the South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV (*Trav. XII-ème Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balk.*), p. 73–81, București.
 - (1986) Mineral assemblages in low grade metamorphic rocks in the South Carpathians. In: *Mineral Parageneses*, Theophrastus Publications S. A., Athens, p. 503–519.
- Mărăntiu M. (1978) Considerații preliminare asupra caracterelor morfostructurale și a evoluției geologice a rocilor ultrabazice asociate serilor cristaline precambriene din Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geofiz. geogr., geologie*, 23, 2, p. 215–227, București.
- (1984) Structura internă și petrologia complexului ophiolitic Tisova-Iuți (Munții Almaj). *Stud. cerc. geofiz., geogr., geologie*, 29, p. 44–53, București.
- Miyashiro A. (1975) Metamorphism and Metamorphic Belts. 481 p., London.
- Murgoci M. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C. R. Acad. Paris, Bul. Soc. St.* (1907), XVI, p. 50–52, Bucarest.
- Read H. H. (1957) The granite controversy. London.
- Săbău G., Tatu M., Găbudeanu D. (1986) New data regarding the Leaota Mts. eclogites. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/1 (1983;1984), p. 325–337, București.
- Vogel D. E. (1967) Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse geologische mededelingen*, 40, p. 121–213.
- Wyllie P. J. (1971) The dynamic earth textbook in geosciences. New York-London-Sydney-Toronto.

ASOCIAȚIA ECLOGIT-GRANULIT-PERIDOTIT, ARGUMENT PENTRU O PALEOSUTURĂ CRIPTICĂ PROTEROZOICĂ ÎN ROCILE SUPRACRUSTALE ALE GRUPULUI SEBEȘ–LOTRU (CARPAȚII MERIDIONALI)

(Rezumat)

Rocile proterozoice polimetamorfice ale grupului Sebeș–Lotru din Carpații Meridionali conțin incluziuni tectonice de eclogite, granulite și peridotite. Rocile acestor incluziuni sunt de asemenea polimetamorfice iar ansamblele lor minerale și relațiile structurale atestă includerea lor în rocile gazdă înaintea primului metamorfism regional, M_1 .

Rocile eclogitice conțin o asociație paragenetică relictă specifică faciesului eclogitic (stadiul I) și asociații paragenetice suprapuse ce reflectă reajustări minerale în condițiile faciesului granulitic (stadiul II). Adaptațiile retrograde la nivelul faciesului amfibolitic în cursul a două evenimente independente (M_1 și M_2) sunt vizibile și la granulite și peridotite și au fost comune cu cele ce au afectat rocile grupului Sebeș–Lotru.

Rocile anatectice, asociate genetic și spațial cu metamorfitele grupului Sebeș–Lotru, sunt reprezentate de neosomă migmatică, generată



în cursul evenimentului M_2 și coruri discordante de diatexite omogene de compoziție granitic-granodioritică și par a fi generate pe fondul unui eveniment termic regional de tip domal (M_3).

Asociația de roci exotice: eclogite-granulite-peridotite, relațiile structurale cu rocile gazdă și modul lor de evoluție dedus din variația condițiilor fizice sugerează conservarea unei paleosuturi criptice într-un complex de roci suprascrustale polimetamorfe apartinând grupului Sebeș—Lotru, migmatite și magmatite anatectice.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

- Fig. 1 — Granulitic eclogite with blastomylonitic matrix and porphyroclasts of zoisite, pyroxene and high-pyrope garnet (G) with an amphibole rim. (Șușița Valley, section 945 A), N II.
- Fig. 2 — Granulitic eclogite; garnet (G) with an amphibole rim (hb) and pyroxene (Px) with a reaction zone (Șușița Valley, 945 A), N II.
- Fig. 3 — The same rock with relict garnet (G) with optical zoning and green hornblende rim; colourless amphibole I, and zoisite of the granulitic paragenesis. N II.
- Fig. 4 — Melanocratic granulite with clinopyroxene + garnet (isotrop) (Rudina Valley, 665 A), N +.

Plate III

- Fig. 1 — Amphibolized granulitic eclogite. Relict metamorphic porphyroclasts of pyroxene (px), quartz (white) and amphibole I (amf) in a simplectitic mass of amphibole + plagioclase (Voișii Valley, Bala, 625 A), NII.
- Fig. 2 — Leucocratic granulite; relict pyroxene (px) with a quartz rim (q) in a quartz-feldspathic mass (Șușița Valley, 947 B), N +.
- Fig. 3. — Amphibolic rock from the marginal zone of the Șușița body (945 C). Intergrowths of hornblende (hb) + plagioclase (paragenesis M_1), N II.
- Fig. 4 — Strongly amphibolized eclogite with garnet relics with a keliphilic rim in the amphibolic matrix. Porphyroblastic hornblende of M_1 (hb) and 2nd generation simplectitic aggregates (spl II) (Șușița Valley, 946), N II.

Plate IV

- Fig. 1 — Amphibolic rock (Rieni Valley, 665 B) in the marginal zone of the eclogitic body, with flattened simplectitic aggregates in plane S_2 .
- Fig. 2 — Peridotite (Rieni Valley, 2114) with olivine relics (ol); orthopyroxene (px) with ex-solutions of clinopyroxene and spinel (sp) with myrmekitic structures. N II.
- Fig. 3 — Metaperidotite (Rieni Valley, 7153) with olivine relics (cellular serpentinization). Micaceous minerals (magnesian chlorite mineral substituted by vermiculite + iron oxides), oriented in the plane of the foliation S_1 and reoriented in S_2 . N II.
- Fig. 4 — Detail. Subsequent intracrystalline transformations in the magnesian chlorite. N +.

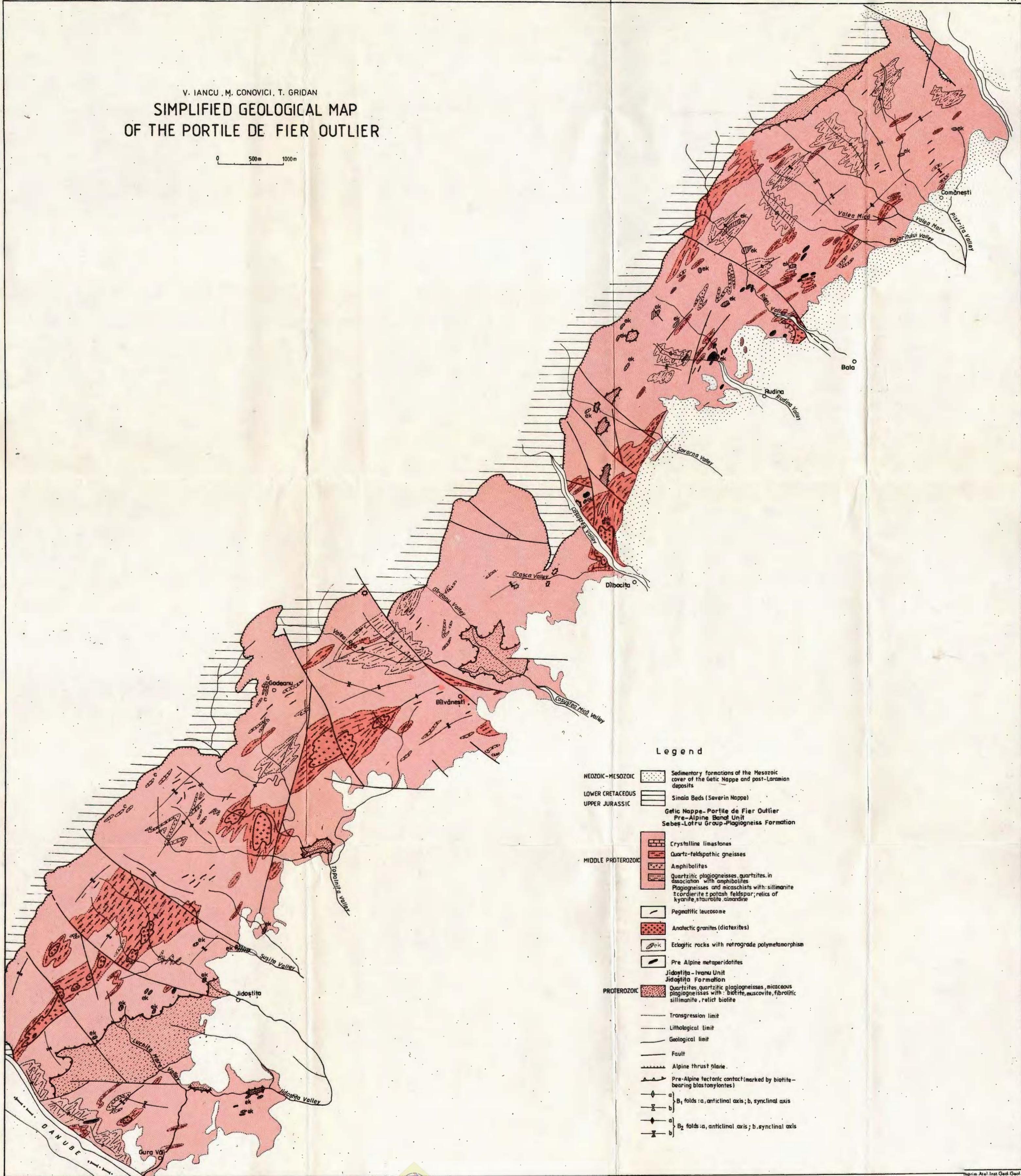




V. IANCU, M. CONOVICI, T. GRIDAN

SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF THE PORTILE DE FIER OUTLIER

0 500m 1000m



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

QUANTITATIVE MODELLING OF THE CONVERSION REACTIONS OF PLAGIOCLASE IN ALBITE, ZOISITE/CLINOZOISITE AND CALCITE (WITH EXEMPLIFICATION ON THE ARGESTRU METABASITE)¹

BY

HANS GEORG KRÄUTNER²

Quantitative modelling. Plagioclase. Albite. Zoisite. Clinozoisite. Calcite. Metabasite. Mineral reaction. East Carpathians—Crystalline-Mesozoic Area—Bistrița Mountains.

Abstract

Eleven reactions were considered representative for the conversion of plagioclase into albite, zoisite/clinozoisite and calcite. Algebraic and graphic modelling is proposed to provide the quantitative data necessary for testing the suspected reactions and equilibration with the bulk geochemical changes in the rock. The modelling refers to molecular and equivalent relations between the crystalline phases, ionic exchange, volume variation, H₂O and CO₂ consumption. As example is given the plagioclase of the Argestru metabasite showing how the proposed modelling may be used and what conclusions may be drawn.

Résumé

Modelage quantitatif pour les réactions de transformation du plagioclase dans albite, zoïsite/clinozoïsite et calcite (avec une exemplification pour le métabasite d'Argestru). La décomposition du plagioclase dans la paragenèse albite + zoïsite/clinozoïsite ± calcite à cause de différents processus géologiques peut être expliquée par onze réactions chimiques. Des solutions (modèles) algébriques et graphiques sont proposées pour obtenir facilement les données quantitatives nécessaires pour tester les réactions suspectées et pour les équilibrer avec d'autres changements minéralogiques et géochimiques dans la roche. Ces modèles se réfèrent aux relations moléculaires aussi qu'équivalentes entre les phases cristallines; la variation du volume et la consommation de H₂O et CO₂. Le mode d'emploi et les conclusions qui peuvent en résulter sont exemplifiés pour le plagioclase du métabasite d'Argestru.

¹ Received November 25, 1985, accepted for communication and publication November 28, 1985, communicated in the meeting November 23, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București; 32.

1. Introduction

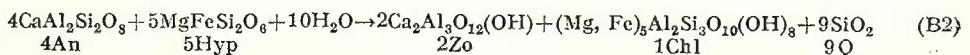
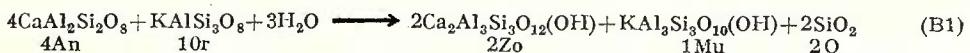
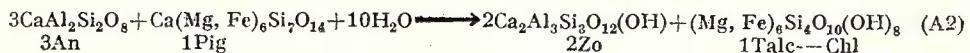
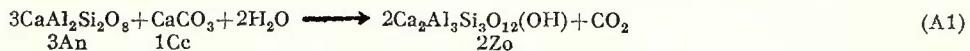
In geological environments the conversion of plagioclase into albite, zoisite/clinozoisite and/or calcite may be produced by different geochemical processes. Thus reactions for spilitisation, saussuritisation, metasomatic or metamorphic processes were proposed (e.g. Barth, 1952; Deer et al., 1965; Turner, 1968; Winkler, 1976). It seems that especially the metamorphic events develop relations more complicated than the simple reactions which are usually described (Turner, Verhoogen, 1960). This is due to the fact that in natural environments the reactions seem to develop coupled on proportions that assure a specific ionic exchange requested by the bulk mineralogical constitution, by metasomatic fluxes and by possible volume constancy or change. Therefore, in order to understand the conversion of plagioclase to other crystalline phases during the metamorphic events, we have to consider them in direct quantitative relation with the reactions concomitantly acting in the surrounding environment.

Thus, a quantitative modelling of the respective reactions, also showing the volume variation of the crystalline phases and the ionic exchange, could be useful for the interpretation of the observed mineralogical changes. It may easily and rapidly provide the quantitative data for testing the suspected reactions, as well as for equilibration with the bulk geochemical processes developing in the rock.

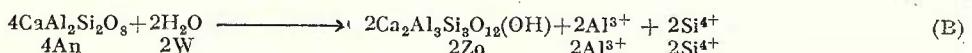
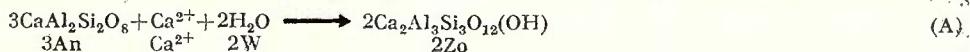
2. Reactions

The conversion of plagioclase to albite, zoisite/clinozoisite and/or calcite through metamorphic processes may be written in two different ways:

1. As a reaction with the other mineralogical phases :



2. As partial reactions regarding only the mineralogical phases and ionic exchanges directly involved in the [plagioclase conversion :



The first way considers a limited number of mineral phases disregarding possible multiphase interactions. Therefore it is applicable only to specific mineralogical changes. Following the second way, relations



(A1—A2) and (B1—B2) as well as other similar relations may be expressed by single and simple reactions (A1—A2 by A, B1—B2 by B) with no relation to specific mineralogical interactions. This offers the possibility to connect and equilibrate the ionic exchange with other reactions developing concomitantly at the interface boundary or generally in the rock. This way is favorable to quantitative modelling because the data may be used for all possible reactions due to metamorphic or metasomatic processes and hydrothermal alteration. The second way mentioned is not appropriate for the calculation of physico-chemical data as enthalpy and others, for which all mineralogical phases involved are required.

The reactions from Table 1 were considered representative of the transformation of plagioclase into albite and zoisite/clinozoisite or calcite. The relations are presented only for the anorthitic component of plagioclase, which is the part directly submitted to geochemical change. Therefore the amount of the albitic component of the initial plagioclase is to be added to the product of reactions as it is shown in Table 2. The reactions are written both as molecular relations and in equivalent molecular percentage according to the principles of Niggli's "equivalent percentage" (Burri, 1959). Thus, the cation content of anorthite (Table 1) or plagioclase (Table 2) was conventionally considered 100.

No isochemical relations are possible by adding only H_2O and/or CO_2 to the system. All reactions involve an ionic supply and/or the substitution of ions. Thus the transformation of plagioclase into albite and zoisite/clinozoisite or calcite can be achieved only by metasomatic processes or by reactions with the surrounding minerals involving intergranular ionic exchange.

The ratios between zoisite/clinozoisite and calcite production depend obviously on the H_2O and CO_2 partial pressures in the system. The conditions which lead to the formation of zoisite or clinozoisite are not clearly understood. According to Holland (1984) temperature may be decisive as above about 500°C clinozoisite is the stable phase.

2.1. Reactions with H_2O

Reaction 1, involving only a H_2O pressure, may be considered for saussuritisation (Barth, 1952) and progressive metamorphism in basic rocks (Deer et al., 1965) or greywackes, as well as for retrogressive metamorphism in amphibolites and plagiogneisses. It could be active especially in the initial stage of metamorphism due to an intergranular H_2O phase without a notable ionic charge. It produces an important volume reduction of the crystalline phase (29,3%) because of the Al^{3+} and Si^{4+} ions that are removed. It probably favours the initiation of further "epidotisation" of plagioclase (R4, R5) and of other reactions (e.g. chloritisation of pyroxene).

Reaction 2 produces albite and zoisite/clinozoisite by low and balanced ionic exchange (3,3% Na^+ ; - 6,6% Al^{3+}) and moderate volume reduction (-12,6%). It may be considered especially for regional metamorphism of hornblende-bearing basic rocks. The consumed Na^+ may result from the actinolitisation of hornblende and the removed Al^{3+} may count for the chloritisation of pyroxene/or amphibole.



TABLE 1

Main reactions for the conversion of anorthite in albite and zoisite/clinozoisite or calcite

Reactions with H₂O

(R 1)	<u>2CaAl₂Si₂O₈ + 1H₂O → 1Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH) + Al³⁺ + Si⁴⁺</u>
mol.	2An + 1H ₂ O
m. eq.	100An + (10W)
	1Zo + Al ³⁺ + Si ⁴⁺
	80Zo + 10Al ³⁺ + 10Si ⁴⁺
(R 2)	<u>6CaAl₂Si₂O₈ + 1Na⁺ + 3H₂O → 3Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH) + NaAlSi₃O₈ + 2Al³⁺</u>
mol.	6An + 1Na ⁺ + 3H ₂ O
m. eq.	100An + 3.3Na ⁺ + (10W)
	3Zo + 1Ab + 2Al ³⁺
	80Zo + 16.6Ab + 6.6Al ³⁺
(R 3)	<u>3CaAl₂Si₂O₈ + 1Ca²⁺ + 2H₂O → 2Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH)</u>
mol.	3An + 1Ca ²⁺ + 2H ₂ O
m. eq.	100An + 6.6Ca ²⁺ + (13.3W)
	2Zo
	106.6Zo
(R 4)	<u>2CaAl₂Si₂O₈ + 1Na⁺ + 2Si⁴⁺ + 1H₂O → 1Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH) + 1NaAlSi₃O₈</u>
mol.	2An + 1Na ⁺ + 12Si ⁴⁺ + 1H ₂ O
m. eq.	100An + 10Na ⁺ + 20Si ⁴⁺ + (10W)
	1Zo + 1Ab
	80Zo + 50Ab
(R 5)	<u>1CaAl₂Si₂O₈ + 1Ca²⁺ + 1Al³⁺ + 1Si⁴⁺ + 1H₂O → 1Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH)</u>
mol.	1An + 1Ca ²⁺ + 1Al ³⁺ + 1Si ⁴⁺ + 1H ₂ O
m. eq.	100An + 20Ca ²⁺ + 20Al ³⁺ + 20Si ⁴⁺ + (20W)
	1Zo
	160Zo

Reactions with CO₂

R1CO ₂	<u>1CaAl₂Si₂O₈ + 1CO₂ → 1CaCO₃ + 2Al³⁺ + 2Si⁴⁺</u>
mol.	1An + 1CO ₂
m. eq.	100An + (20CO ₂)
	1Cc + 2Al ³⁺ + 2Si ⁴⁺
	20Cc + 40Al ³⁺ + 40Si ⁴⁺
R2CO ₂	<u>3CaAl₂Si₂O₈ + 2Na⁺ + 3CO₂ → 3CaCO₃ + 2NaAlSi₃O₈ + 4Al³⁺</u>
mol.	3An + 2Na ⁺ + 3CO ₂
m. eq.	100An + 13.3Na ⁺ + (20CO ₂)
	3Cc + 2Ab + 4Al ³⁺
	20Cc + 66.6Ab + 26.6Al ³⁺
R4CO ₂	<u>1CaAl₂Si₂O₈ + 2Na⁺ + 4Si⁴⁺ + 1CO₂ → 1CaCO₃ + 2NaAlSi₃O₈</u>
mol.	1An + 2Na ⁺ + 4Si ⁴⁺ + 1CO ₂
m. eq.	100An + 40Na ⁺ + 80Si ⁴⁺ + (20W)
	1Cc + 2Ab
	20Cc + 200Ab

Reactions with excess of ionic supply

(R 6)	<u>3CaAl₂Si₂O₈ + 2Na⁺ → 2NaAlSi₃O₈ + 4Al³⁺ + 3Ca²⁺</u>
mol.	3An + 2Na ⁺
m. eq.	100An + 13.3Na ⁺
	2Ab + 4Al ³⁺ + 3Ca ²⁺
	66.6Ab + 26.6Al ³⁺ + 20Ca ²⁺
(R 7)	<u>1CaAl₂Si₂O₈ + 1Na⁺ + 1Si⁴⁺ → 1NaAlSi₃O₈ + 1Ca²⁺ + 1Al³⁺</u>
mol.	1An + 1Na ⁺ + 1Si ⁴⁺
m. eq.	100An + 20Na ⁺ + 20Si ⁴⁺
	1Ab + 1Ca ²⁺ + 1Al ³⁺
	100Ab + 20Ca ²⁺ + 20Al ³⁺
(R 8)	<u>1NaAlSi₃O₈ + 2Ca²⁺ + 2Al³⁺ + 1H₂O → 1Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH) + 1Na⁺</u>
mol.	1Ab + 2Ca ²⁺ + 2Al ³⁺ + 1H ₂ O
m. eq.	100Ab + 40Ca ²⁺ + 40Al ³⁺ + (20W)
	1Zo + 1Na ⁺
	160Zo + 20Na ⁺



TABLE 2

Main reactions for conversion of plagioclase. ($yAb + xAn = 100$) in albite and zoisite/clinozoisite or calcite

Reactions with H_2O

- (R 1) mol. $(yAb + xAn) + 0.5xH_2O \longrightarrow 0.5xZo + yAb + 0.5xAl^{3+} + 0.5xSi^{4+}$
 m. eq. $(yAb + xAn) + (0.1xW) \longrightarrow 0.8xZo + yAb + 0.1xAl^{3+} + 0.1xSi^{4+}$
- (R 2) mol. $(yAb + xAn) + 0.1\bar{6}xNa^+ + 0.5xH_2O \longrightarrow 0.5xZo + (y + 0.1\bar{6}x)Ab + 0.\bar{3}xAl^{3+}$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.0\bar{3}xNa^+ + (0.1xW) \longrightarrow 0.8xZo + (y + 0.1\bar{6}x)Ab + 0.0\bar{6}xAl^{3+}$
- (R 3) mol. $(yAb + xAn) + 0.\bar{3}xCa^{2+} + 0.\bar{6}xH_2O \longrightarrow 0.\bar{6}xZo + yAb$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.0\bar{6}xCa^{2+} + (0.1\bar{3}xW) \longrightarrow 1.0\bar{6}xZo + yAb$
- (R 4) mol. $(yAb + xAn) + 0.5xNa^+ + 1xSi^{4+} + 0.5xH_2O \longrightarrow 0.5xZo + (y + 0.5x)Ab$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.1xNa^+ + 0.2xSi^{4+} + (0.1xW) \longrightarrow 0.8xZo + (y + 0.5x)Ab$
- (R 5) mol. $(yAb + xAn) + 1xCa^{2+} + 1xAl^{3+} + 1xSi^{4+} + 1xH_2O \longrightarrow 1xZo + yAb$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.2xCa^{2+} + 0.2xAl^{3+} + 0.2xSi^{4+} + (0.2W) \longrightarrow 1.6xZo + yAb$

Reactions with CO_2

- (R 1 CO_2) mol. $(yAb + xAn) + 1xCO_2 \longrightarrow 1xCc + yAb + 2xAl^{3+} + 2xSi^{4+}$
 m. eq. $(yAb + xAn) + (0.2xCO_2) \longrightarrow 0.2xCc + yAb + 0.4xAl^{3+} + 0.4xSi^{4+}$
- (R 2 CO_2) mol. $(yAb + xAn) + 0.\bar{6}xNa^+ + 1xCO_2 \longrightarrow 1xCc + (y + 0.\bar{6}x)Ab + 1.\bar{3}xAl^{3+}$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.1\bar{3}xNa^+ + (0.2xCO_2) \longrightarrow 0.2xCc + (y + 0.\bar{6}x)Ab + 0.2\bar{6}xAl^{3+}$
- (R 4 CO_2) mol. $(yAb + xAn) + 2xNa^+ + 4xSi^{4+} + 1xCO_2 \longrightarrow 1xCc + (y + 2x)Ab$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.4xNa^+ + 0.8xSi^{4+} + (0.2xCO_2) \longrightarrow 0.2xCc + (y + 2x)Ab$

Reactions with excess of ionic supply

- (R 6) mol. $(yAb + xAn) + 0.\bar{6}xNa^+ \longrightarrow (y + 0.\bar{6}x)Ab + 1.\bar{3}xAl^{3+} + 1xCa^{2+}$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.1\bar{3}xNa^+ \longrightarrow (y + 0.\bar{6}x)Ab + 0.2\bar{6}xAl^{3+} + 0.2xCa^{2+}$
- (R 7) mol. $(yAb + xAn) + 1xNa^+ + 1xSi^{4+} \longrightarrow (y + 1x)Ab + 1xCa^{2+} + 1xAl^{3+}$
 m. eq. $(yAb + xAn) + 0.2xCa^{2+} + 0.2xSi^{4+} \longrightarrow (y + 1x)Ab + 0.2xCa^{2+} + 0.2xAl^{3+}$
- (R 8) mol. $(yAb) + 2yCa^{2+} + 2yAl^{3+} + yH_2O \longrightarrow 1yZo + yNa^+$
 m. eq. $(yAb) + 0.4yCa^{2+} + 0.4yAl^{3+} + (0.2yH_2O) \longrightarrow 1.6yZo + 0.2yNa^+$

Reaction 3 accounts for saussuritisation (Barth, 1952) and breakdown of plagioclase from basic rocks (Deer et al., 1965) or greywackes due to regional metamorphism or regressive metamorphism. By a low inflow of Ca^{2+} — from a possible limy component or removed by chloritisation or amphibolitisation of Ca-pyroxene — zoisite/clinozoisite forms with a low volume reduction (-5.8%) of the crystalline phase in the system.



Reaction 4 requires an important supply of Na^+ and Si^{4+} and produces a notable volume increase of the crystalline phase (+20,9%). It may be achieved by metasomatic processes or by regional metamorphism in basic rocks if Na^+ is available from hornblende breakdown and Si^{4+} is removed by chloritisation of mafic minerals.

Reaction 5 develops in basic rocks if during the metamorphism a high amount of Ca^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} is available. This may be achieved if mafic minerals (hornblende, pyroxene) prevail in the rock. The important volume increase (+43,3%) resulted suggests that by reaction 5 the transformed initial plagioclase crystals may be overgrown.

2.2. Reactions with CO_2

If sufficient CO_2 is available reactions 1, 2, 4 may be converted to produce calcite instead of zoisite/clinozoisite.

Reaction 1 (CO_2) may convert anorthite to calcite if only CO_2 is introduced in the system. Probably it is active only in limited proportions due to the fact that 80% of the cations are removed and the volume reduction of the crystalline phase is considerable (-87,8%). It seems that such reactions may be produced only as far as the removed cations can be consumed concomitantly by other (coupled) reactions. Because of the important volume reduction no relict structures can be conserved by this reaction.

Reaction 2 (CO_2) was described as "spilite reaction" (Barth, 1952, Deer et al., 1965). It was experimented by Eskola et al. (1935) (fide Deer et al., 1965) by using NaCO_3 . At a pressure of 220 bar albite + calcite were produced between 260°–330°C and oligoclase-andesine at temperatures higher than 360°. The ionic exchange is approximately in equilibrium as regards the cation volume. The resulted volume of the crystallized phases is reduced with -20,9% in respect of the initial anorthite component.

Reaction 4 (CO_2) requires important metasomatic processes, involving an ionic supply of 120% and a corresponding volume increase of 113%. No relict structures may be preserved.

2.3. Reactions with Excess of Ionic Supply

Somewhat different relations may occur if ions are introduced in the system in excess. So, an excess of Na^{1+} may produce instead of reactions 2 and 4 an albition of the anorthite component (spilitisation), Al^{3+} and Ca^{2+} being removed (R6 and R7). On the other hand, a high amount of Ca^{2+} and Al^{3+} in the system may start an "epidotisation" of the albite component as it is shown by R8.

2.4. Coupled Reactions

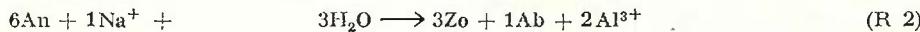
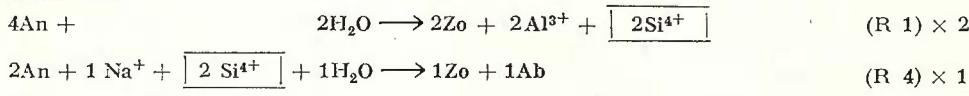
In natural environments reactions 1–5 and 1 (CO_2), 2 (CO_2), 4(CO_2) may be coupled as it is shown by plagioclase which is often converted to albite + clinozoisite/zoisite + calcite. These concomitantly developing



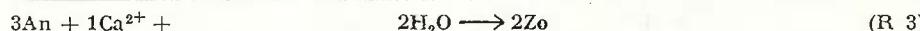
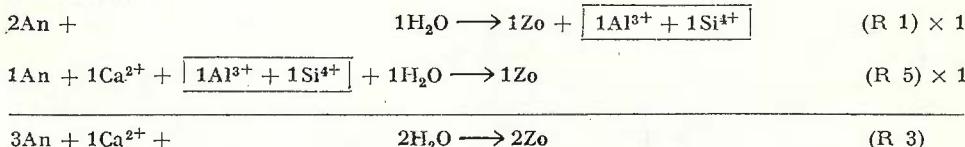
reactions are probably quantitatively dependent on the $P_{H_2O} : P_{CO_2}$ ratio of the system.

The coupling may appear also in the series of only H_2O or CO_2 dependent reactions. So, for example, Al^{3+} and Si^{4+} removed by reaction 1 may be consumed by reactions 4 or 5.

R 1 + R 4



R 1 + R 5



The stoichiometric relationships of reactions 2 and 3 result from the mentioned coupling of reactions 1, 4, 5. This shows that the plagioclase breakdown may be due to more complicated geochemical relationships than the simple reactions and stoichiometric relations usually taken into consideration. For example, during prograde or regressive regional metamorphism a H_2O inflow may produce reaction 1 during a first stage. Later, due to the volume reduction by R1, the Na^+ , Ca^{2+} , Si^{4+} ions removed by other reactions in the surrounding environment may be absorbed and consumed (or exchanged with the Al^{3+} and Si^{4+} removed from plagioclase by reactions 2, 3, 4, 5).

3. Quantitative Modelling

In some cases microscopic analyses may suggest one or a couple of the mentioned reactions as responsible for the observed mineralogical changes. This is valid especially for the rocks in which relict structures are conserved and therefore the educt (contour of the initial plagioclase) of the present paragenesis may be recognized. In these cases the volume ratios between albite-zoisite/clinozoisite-and/or calcite formed on a plagioclase crystal, as well as the parageneses of the surrounding mineral substitutions may provide the quantitative information for recognizing the responsible reaction. The aim of the following modelling of the reactions discussed is to provide easily the data necessary for such interpretations.

3.1. *Algebraic modelling.* Table 2 shows the quantitative relationships between the mineralogical phases and the ionic exchanges involved in the reactions 1—5 and 1(CO_2), 2(CO_2), 3(CO_2). They are expressed in both molecular and equivalent units. These relations may be used as follows :



- a) to write the quantitative relations between the crystalline phases and ions for a given composition of the initial plagioclase;
- b) the same for a given amount (z) of plagioclase, considering $x + y = z$;
- c) to write the quantitative relations only for a given amount of anorthite (x) by considering $y = 0$;
- d) to obtain the zoisite and albite quantities (or ratio) produced from a plagioclase of a given composition;
- e) to obtain the An content of the initial plagioclase from the (microscopically) observed amount of albite and zoisite in the reaction product (substitution).

3.2. *Graphic modelling.* Figures 1—8 offer for a given An content of the initial (educt) plagioclase (in the abscissa) the amount of crystalline phases, volume modification, ionic exchange and H_2O or CO_2 consumption (in the ordinate), produced by the reactions of Table 2.

The line for the amount of albite and zoisite/clinozoisite or calcite refers to the volume of the crystalline phases produced by the reaction ($Ab + Zo = 100$). The data are therefore directly comparable with the ratio provided by microscopic analyses of thin sections (the modal amount of zoisite, clinozoisite, calcite, albite) and do not count for volume increase or reduction due to the respective reaction. $Ab + Zo$ and $Ab + Cc$ being 100, a single line is used for marking both the albite and zoisite or calcite volumes resulted from a given plagioclase composition ($Ab = 100 - Zo$; $Zo = 100 - Ab$ and $Ab = 100 - Cc$, $Cc = 100 - Ab$).

The line for volume change refers to the volume of the equivalent crystalline phases resulted from the respective reaction, compared to the volume of the initial plagioclase, conventionally taken as 100. Therefore, the respective line indicates the percentage of volume increase (+) or decrease (-) of the crystalline phase produced by the reaction.

The ionic exchange is indicated by the percentage of supplied and removed cations (ionic equivalents) relating to the total number of ions in the initial plagioclase conventionally taken as 100.

The consumed H_2O and CO_2 are expressed in the equivalent molecular units considered for the reactions (Tab. 1, 2) ($1(OH)^-$ and $1CO_2$ respectively account for 1 cation).

The volume increase and ions or H_2O , CO_2 added to the system have been marked by positive values on the ordinate, while the volume decrease and the removed ions are shown by the negative position on the ordinate.

4. Comments

A comparative look on the crystalline phases produced by reactions R1—R5 and $R1(CO_2)$, $R2(CO_2)$, $R4(CO_2)$ (Fig. 9) shows that different amounts of albite, zoisite/clinozoisite and calcite may be produced by different reactions from the same plagioclase composition. This means that an observed $Ab : Zo$ ratio may correspond to different contents of An in the initial plagioclase, according to the reaction that brought about the



Ab Zo (Ab+Zo=100)

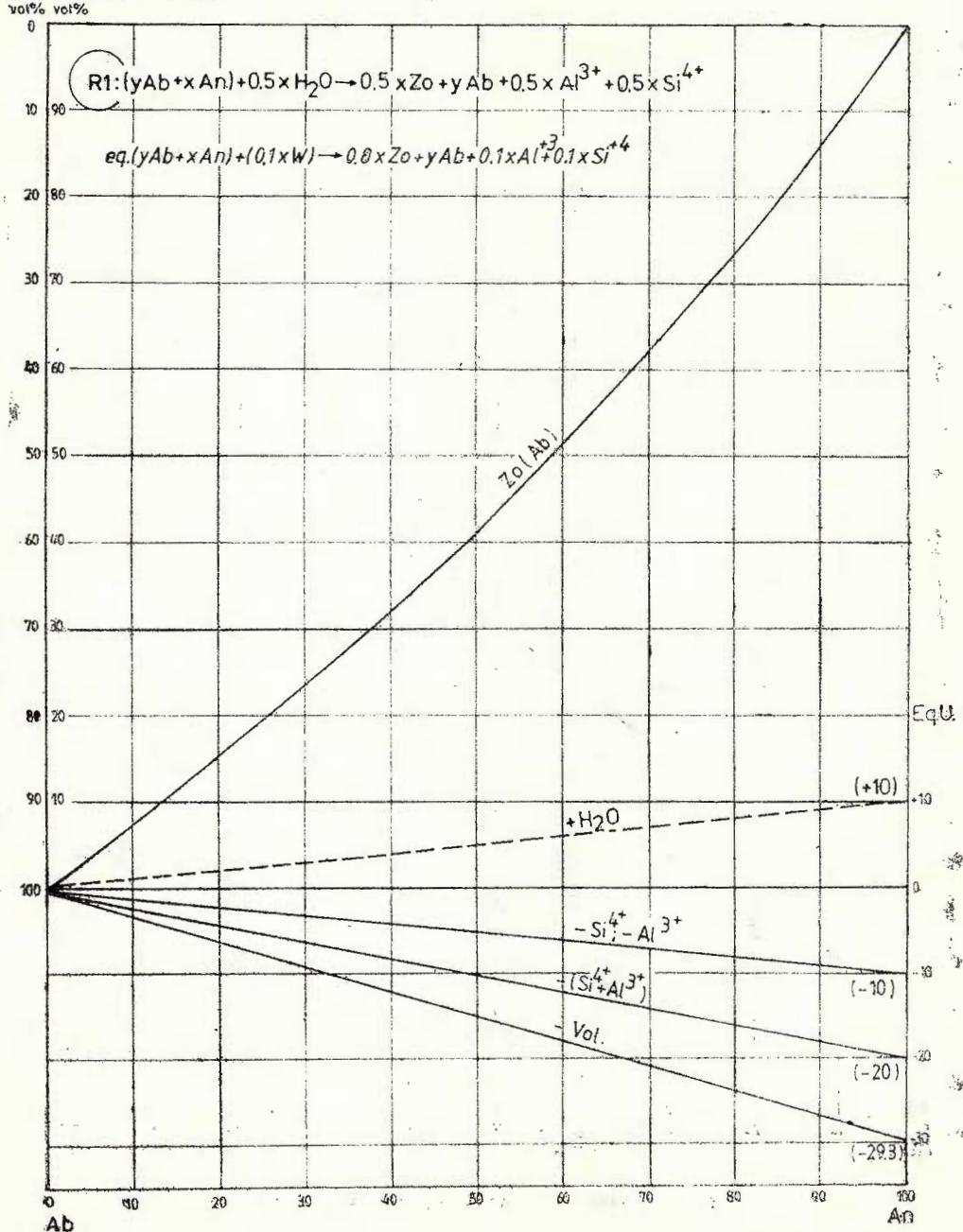


Fig. 1 — Quantitative modelling of reaction R1.

Ab Zo ($Ab+Zo=100$)

vol% vol%

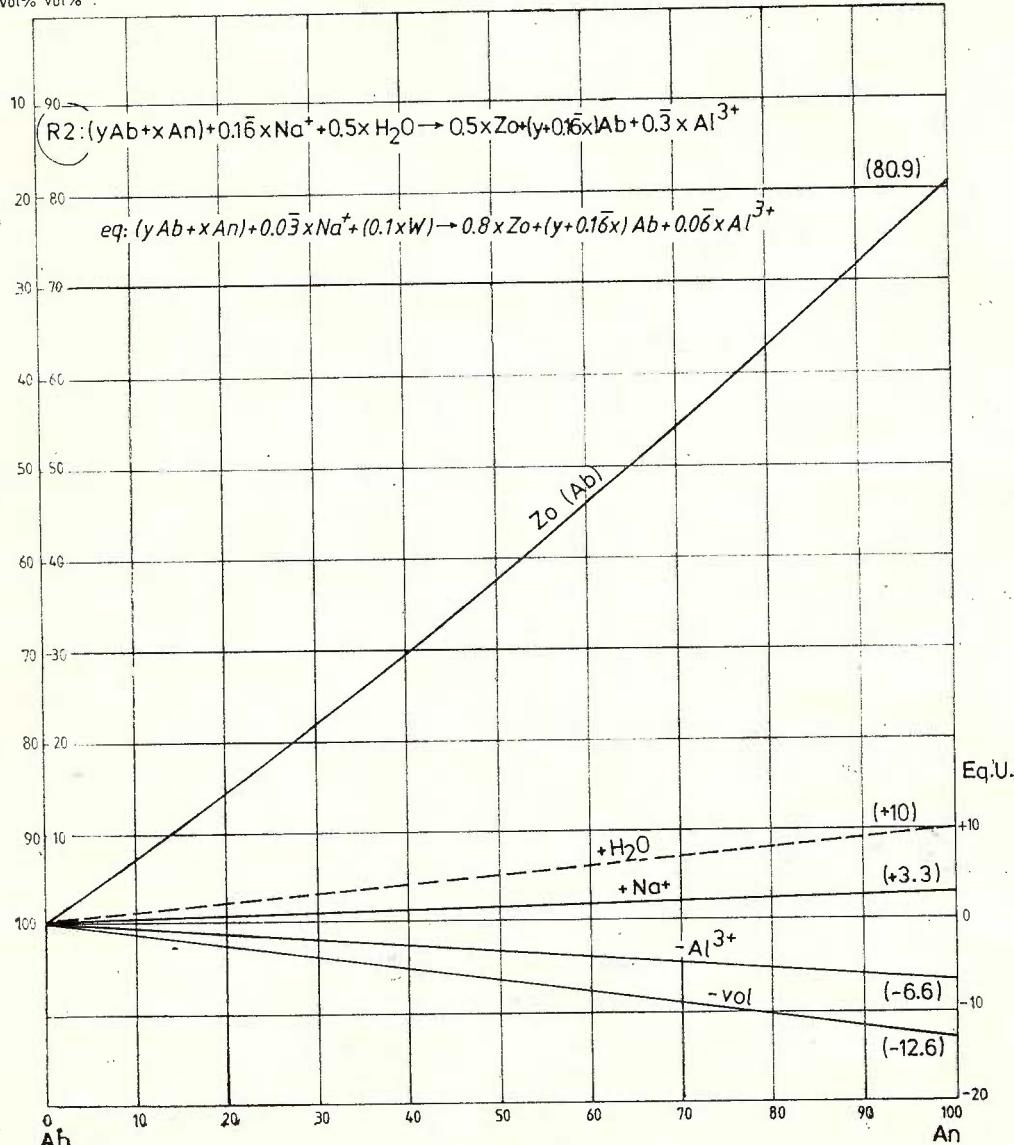


Fig. 2 — Quantitative modelling of reaction R2.

Ab Zo ($Al+Zo=100$)

vol% vol%

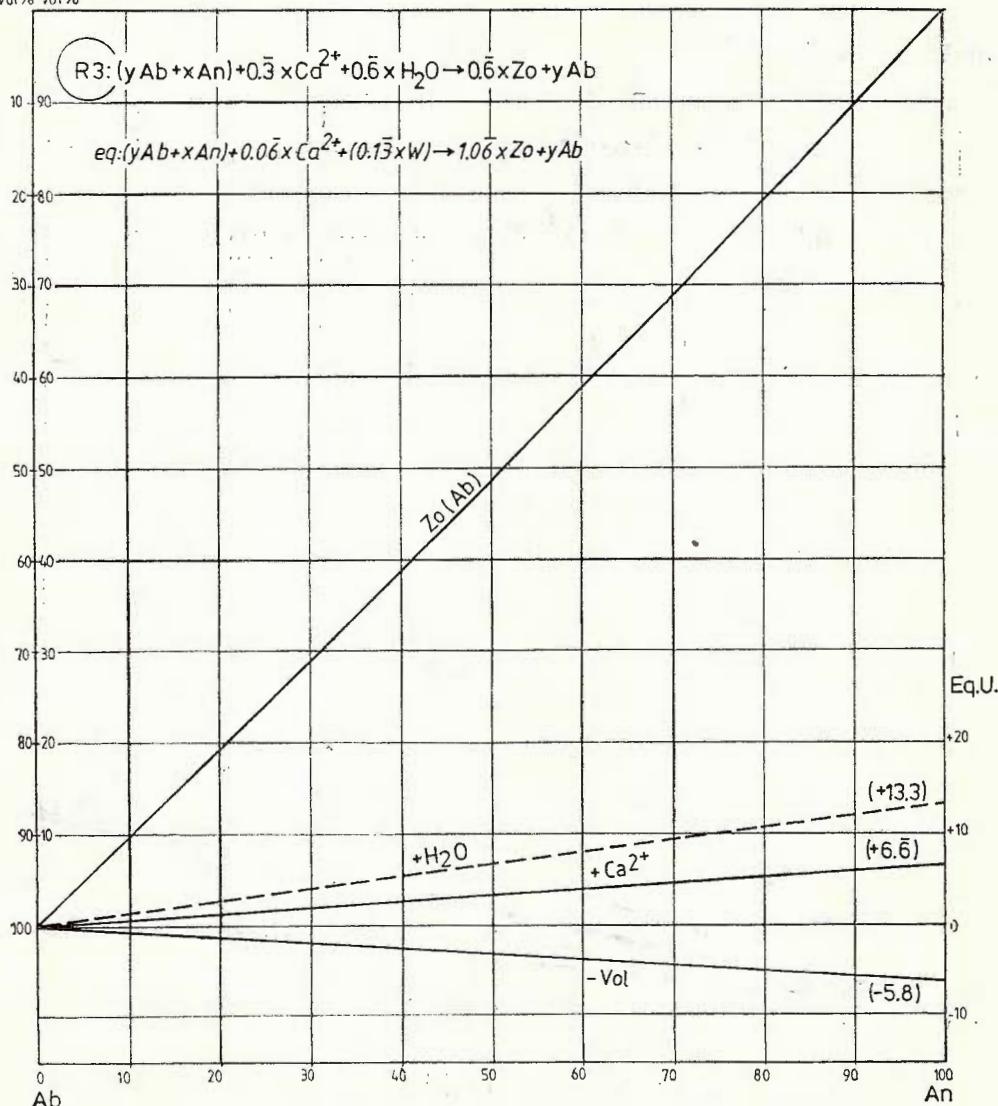


Fig. 3 — Quantitative modelling of reaction R3.



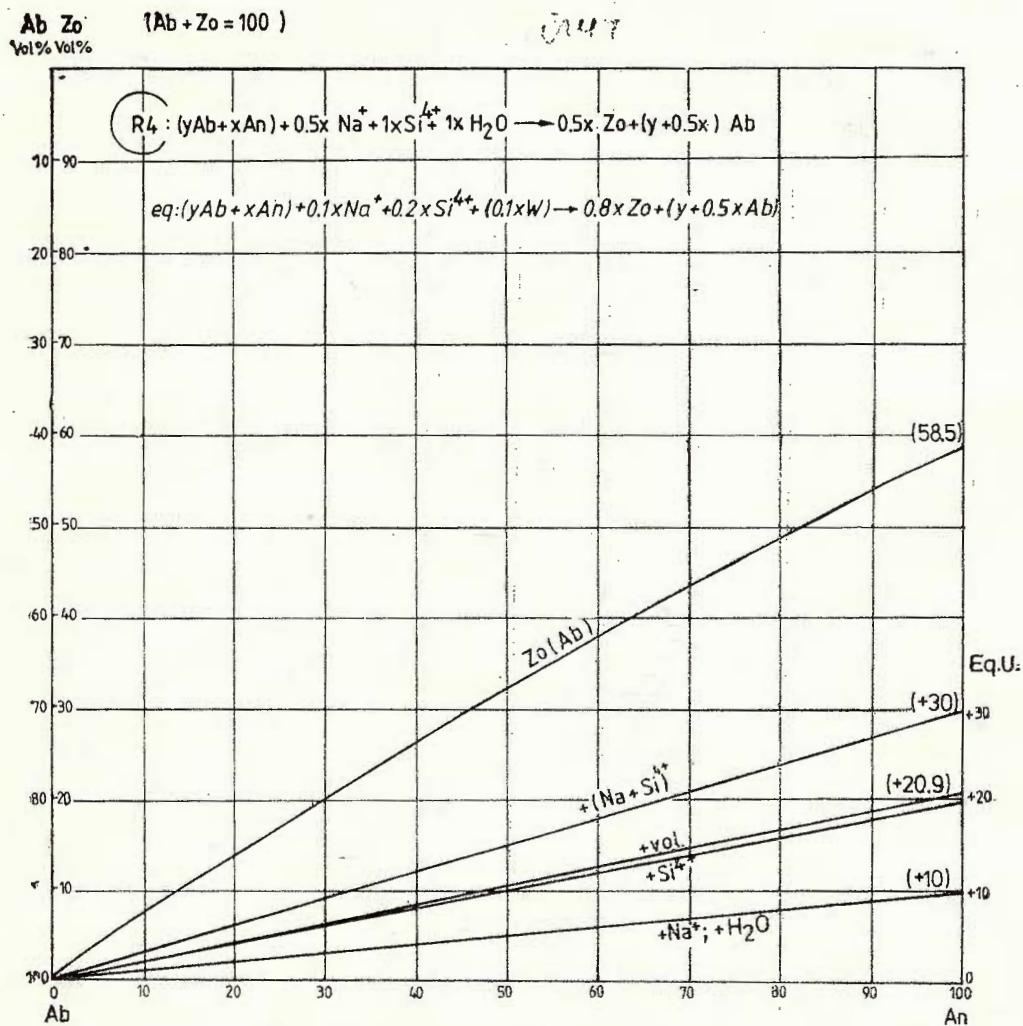


Fig. 4 — Quantitative modelling of reaction R4.

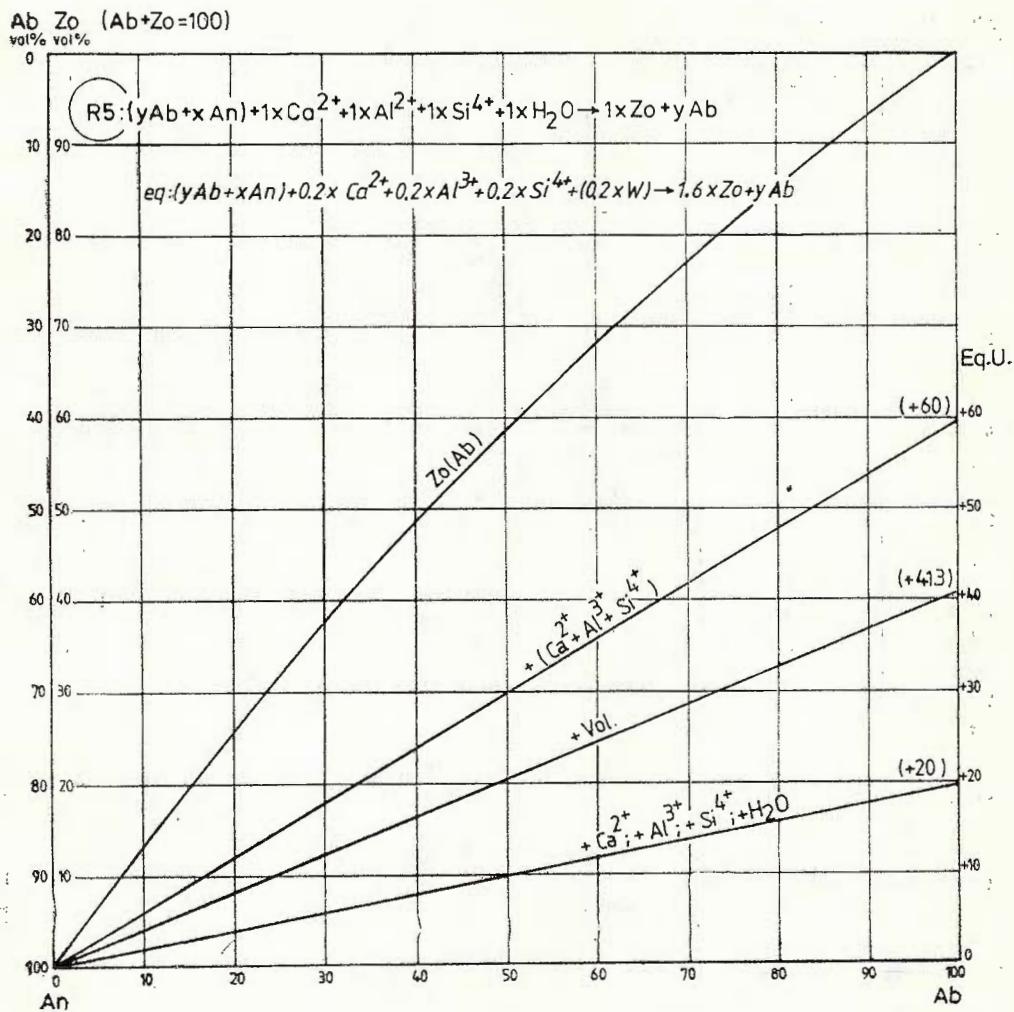
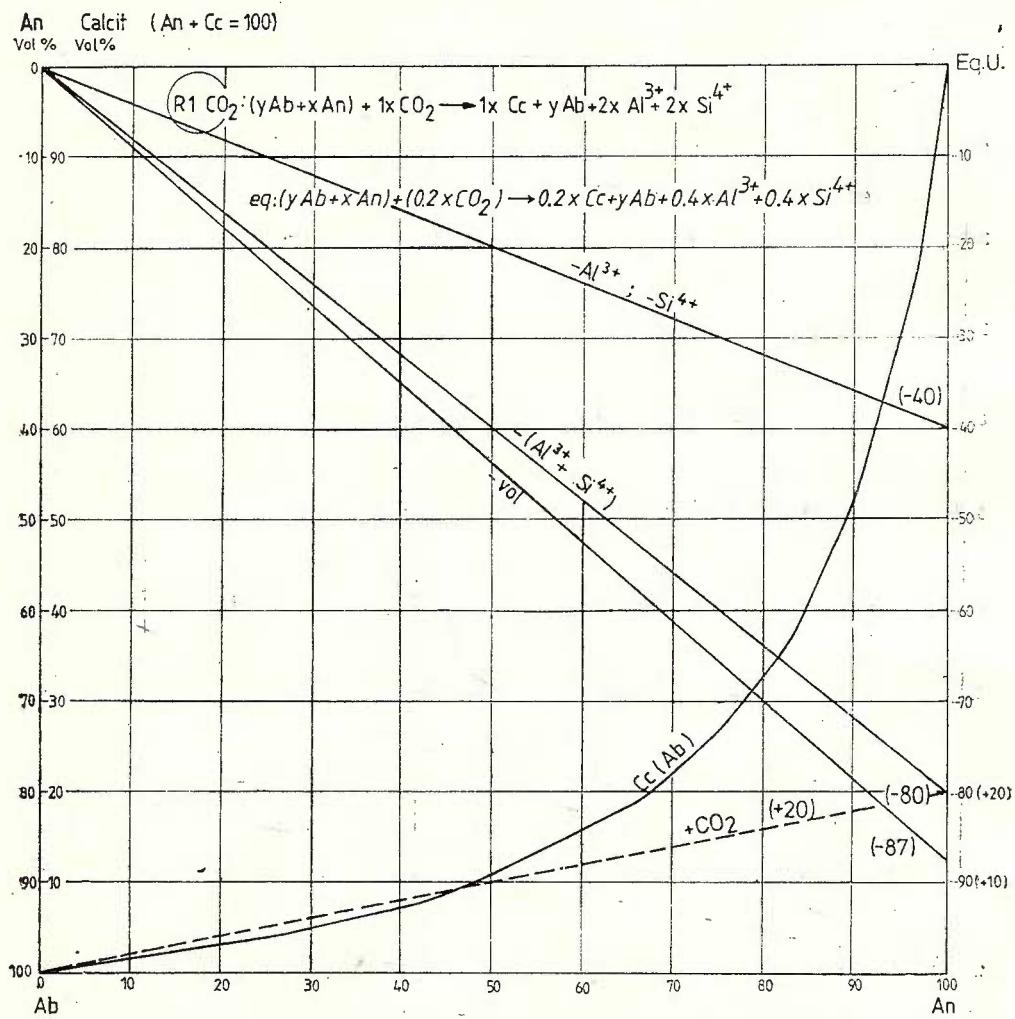
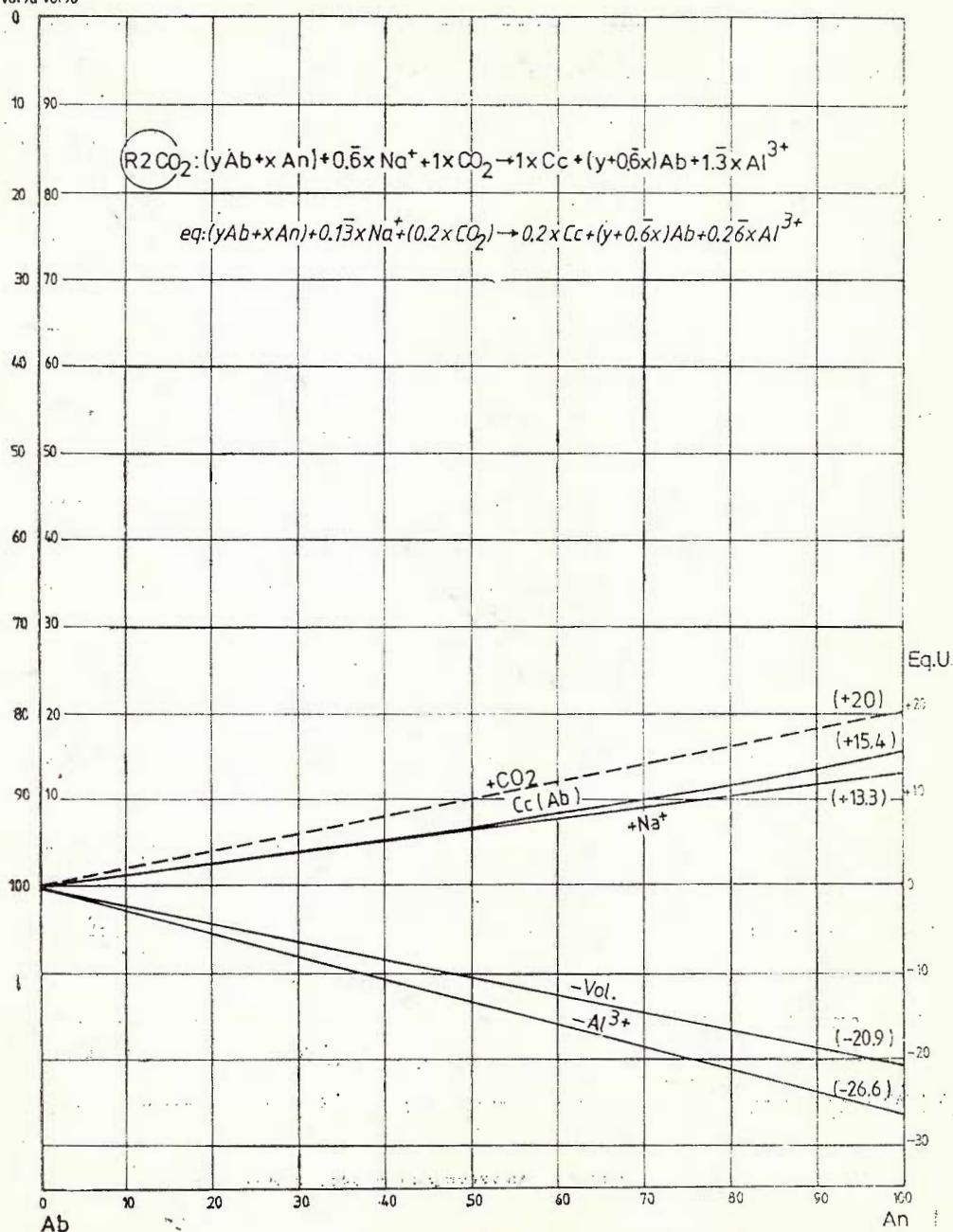


Fig. 5 — Quantitative modelling of reaction R5.

Fig. 6 — Quantitative modelling of reaction R 1(CO_2).

Ab Calcit ($An+Cc=100$)

vol% vol%

Fig. 7 — Quantitative modelling of reaction $R 2(CO_2)$.

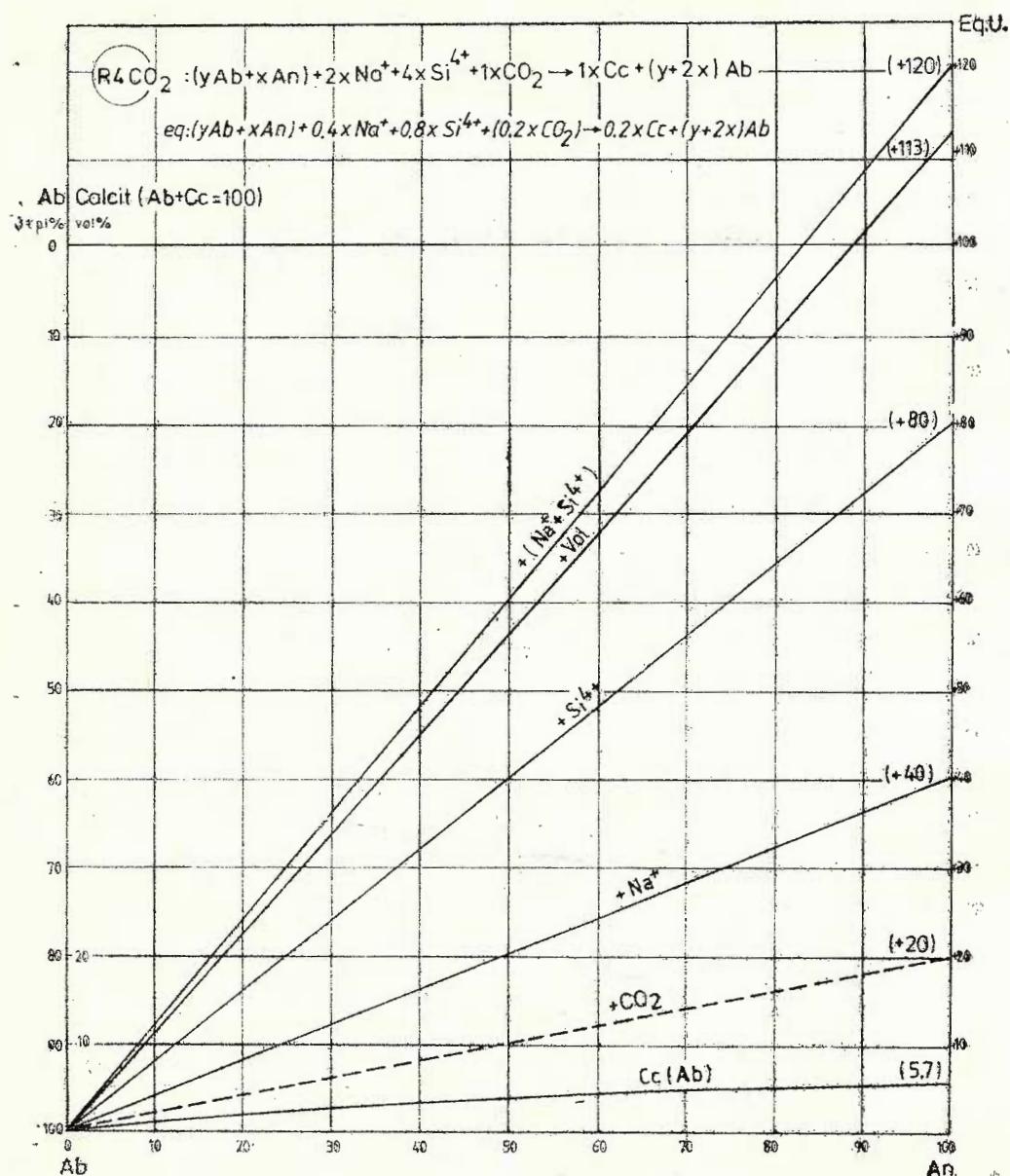


Fig. 8 — Quantitative modelling of reaction R 4(CO_2).

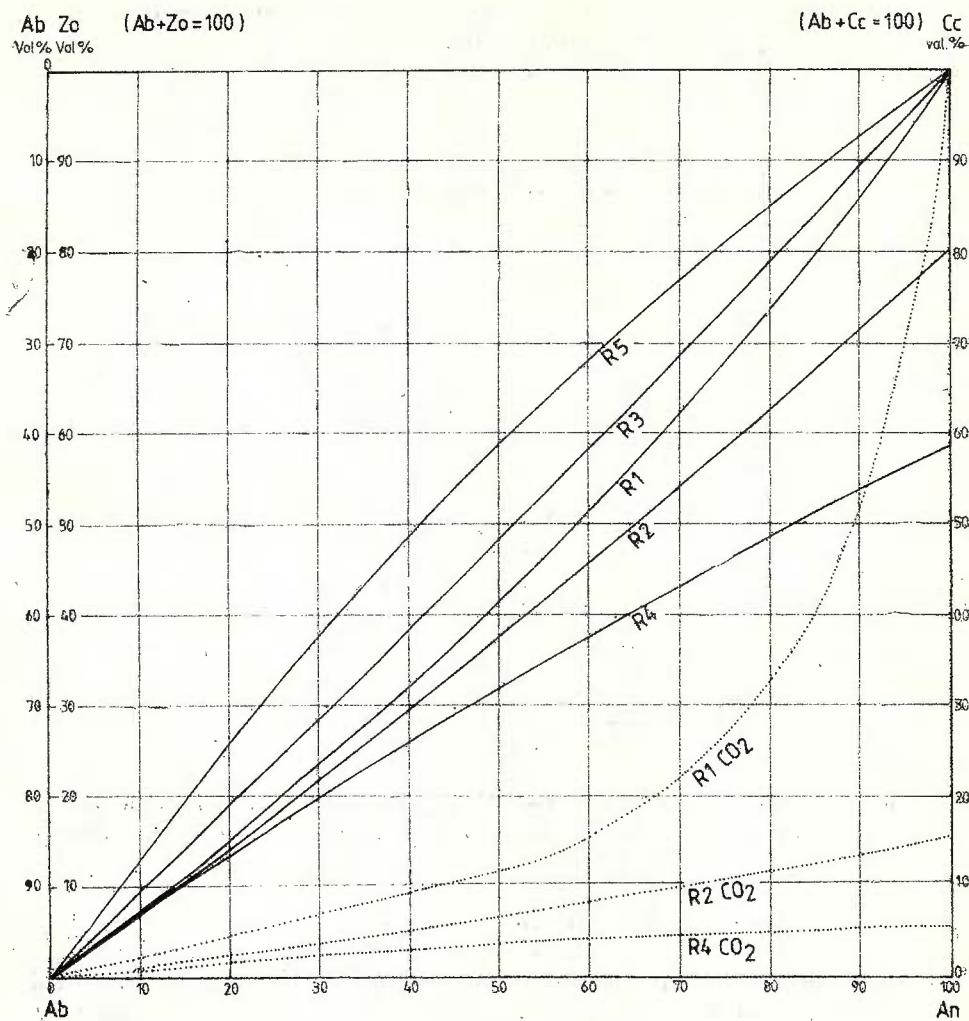


Fig. 9 — General graph for reactions R1—R5 and R₁CO₂—R₄CO₂.

respective substitution. Thus, the observed Ab : Zo ratio may be explained either by an adequate reaction or by an adequate An content of the initial plagioclase. For example following Fig. 10 an Ab : Zo ratio *a* may be produced by different reactions from plagioclase compositions *a*₁—*a*₅ or a plagioclase composition *b* may give Ab : Zo ratios *b*₁—*b*₅ according to the acting reaction.

This indetermination may be solved in three cases :

1. if the acting reaction is known ;
2. if the An content of the initial plagioclase is known ; this may be inferred from the normative plagioclase composition calculated from the bulk chemical analyses of the rock, if the plagioclase conversion can

be explained by intergranular ionic exchanges and consequently no outside coming metasomatic ionic influx in the rock is required. This is the case of most of the metamorphic rocks such as metabasites, meta-greywacke and others;

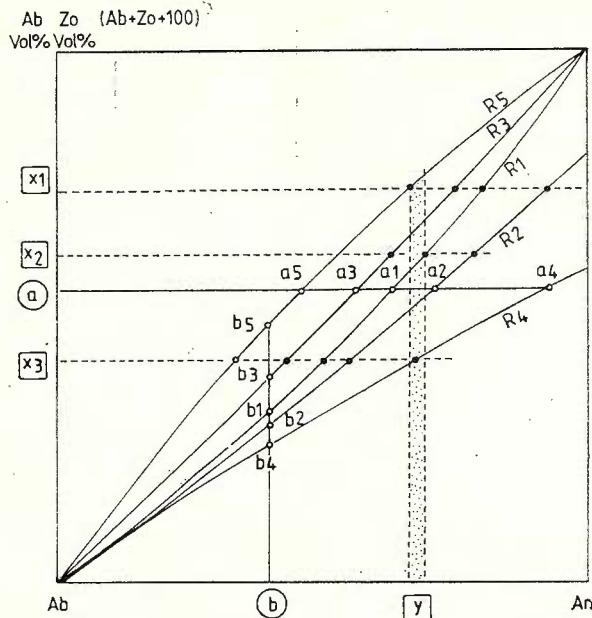


Fig. 10 — General graph for reactions R1—R5 showing indetermination for the An content ($a_1 - a_5$), at a given Ab : Zo ratio (a) or for the Ab : Zo ratio ($b_1 - b_5$) at a given An content (b).

3. if different reactions are acting on chemically homogeneous plagioclase crystals. The plagioclase composition in both metamorphic and magmatic products being usually homogeneous in the same rock sample, it is obvious that a constant Ab : Zo ratio in all substituted plagioclase crystals would indicate a single conversion reaction. On the contrary, if in the same rock sample the paragenesis formed on plagioclase crystals shows different Ab : Zo ratios, different reactions acting on a homogeneous plagioclase composition may be suspected. In this case the modal volume amounts of zoisite and albite ($Zo + Ab = 100$) in the substituted plagioclase crystals may be plotted on Figure 9. Following Figure 10, the An content (y) is given by the vertical line (or vertical narrow space) that fits for the measured Ab : Zo ratios (x_1, x_2, x_3) the same plagioclase composition (y). The acting reactions are indicated by the plot of the intersections x_1, x_2, x_3 with y on $R_1 - R_5$ curves. The given example (Fig. 10) suggests that in this way the indetermination may be solved for metamorphic rocks with relict structures in which the shape of the educt crystals may be recognized.

5. Example : the Plagioclase of the Argestru Metabasite

The Argestru Metabasite is interlayered in the probably Silurian or Devonian low metamorphic sequence (Argestru Formation, Bercia et al., 1970, 1976) of the Infrabucovinian Iacobeni Nappe in the northern Bistrița Mts (Romanian East Carpathians). It was also considered a retrogressive amphibolite (Balintoni, 1985). In the central part of the bodies the metamorphic schistosity was less penetrative and relict structures and textures of the initial magmatic rock were locally preserved. Thus, the shape of the primary plagioclase crystals and mafic minerals (pyroxene, hornblende, biotite) may be recognized, in spite of the fact that they have been completely transformed as follows : plagioclase — albite + zoisite/clinozoisite ; pyroxene → hornblende — actinolite + chlorite ± ± epidote ; hornblende → actinolite ; biotite → chlorite ; ilmenite → titanite. The normative composition of the primary rock calculated from two chemical analyses indicates 46.4—50.6 plagioclase, 23.2—26.2 pyroxene, 23.2—26.2 hornblende, 5.6—7.2 biotite, 4.1—4.8 ilmenite + magnetite + + apatite + pyrite and an anorthite content of 45—56% for the plagioclase.

The corresponding normative composition of the metamorphic paragenesis is 24.3—29.7 albite, 21.8—22.6 zoisite, 21.4—31.2 amphibole (actinolite), 19.2—22.1 chlorite ± biotite, 2.7—3.2 titanite, 0.8—0.9 apatite + pyrite.

A peculiarity of the albite + zoisite/clinozoisite paragenesis formed on the initial plagioclase consists in a large variation of the observed Ab : Zo ratio.

Three main cases may be recognized : (A) predominance of albite ; (B) similar amounts of albite and zoisite ; (C) predominance of zoisite.

The first conclusion is that different reactions were active in the plagioclase crystals of the same rock sample.

According to the known data two ways may be followed to estimate the plagioclase conversion :

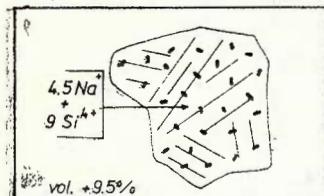
1. *The normative An content of the educt is known.* For the Argestru Metabasite a mean of An = 50% in plagioclase may be considered to result from the normative whole rock compositions characterized by brown hornblende + orthorhombic pyroxene + biotite + plagioclase + (45An, 52An) or by brown hornblende + augite + biotite + plagioclase (46An, 56An).

1A) For plagioclase substitution with albite predominance a 70Ab : 30Zo ratio has been recorded by microscopic analyses (Fig. 11). Small zoisite/clinozoisite crystals are included in an albite mass which shows a complete structural reorganisation of feldspar, as metamorphic twinning develops across the relict plagioclase contours (Pl. I).

Interface contacts are with relict hornblende and completely substituted pyroxene. Generally the relict contours of plagioclase are not well preserved. As it is shown in Figure 11 the general graph (Fig. 9) indicates reaction R4 for the recorded Ab : Zo ratio, if the initial An content was 50%. According to the graph of reaction R4 (Fig. 4) the An content of the educt was 47% ; the transformation of the initial plagioclase requi-



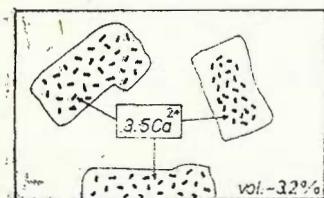
red an ionic supply of +13.5% (4.5 Na^+ and 9 Si^{4+} per 100 cations in the educt); the volume of the produced crystalline phases ($\text{Ab}+\text{Zo}$) increases by 9.5%. By using Table 2 the reaction may be easily written considering the real amounts of the components (Fig. 11) (low differences at the first decimal fraction in respect of the data inferred from graph R4 are due to the mentioned accuracy limit of 0.5% for the graphic representation). The mentioned volume increase accounts for the tendency

A

Recorded ($\text{Ab}+\text{Zo}=100$): 70Ab; 30Zo (vol.%)
Gen. graph (fig. 9): R4

Graph R4 (fig. 4): $\text{Plag.50An} \rightarrow 68\text{Ab}:32\text{Zo}$
 $70\text{Ab}:30\text{Zo} \rightarrow \text{Plag.46.5An}$
Ionic supply: +13.5% (+4.5 Na^+ ; +9 Si^{4+})
Vol. increase: +9.5%
 H_2O consume: +4.5 (eq.)

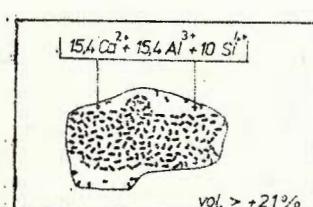
Table 2, R4 (eq.): $(53.5\text{Ab}+46.5\text{An}) + 4.6\text{Na}^+ + 9.3\text{Si}^{4+} + (4.6\text{W}) \rightarrow 37.2\text{Zo} + 76.75\text{Ab}$
(vol.% = 29.9 Zo + 70.1 Ab)

B

Recorded ($\text{Ab}+\text{Zo}=100$): 47.2 Ab; 52.8 Zo (vol.%)
49.5 Ab; 50.5 Zo

Gen. graph (fig. 9): R3
Graph R3 (fig. 3): $\text{Plag.50An} \rightarrow 51.6\text{Ab}:48.4\text{Zo}$
 $47.2\text{Ab}:52.8\text{Zo} \rightarrow \text{Plag.54.5An}$
 $49.5\text{Ab}:50.5\text{Zo} \rightarrow \text{Plag.52An}$
Ionic supply: +3.6% Cd^{2+} ; +3.5% Cd^{2+}
Vol. decrease: -3.2%; -3.5%
 H_2O consume: -7; -7.3 (eq.)

Table 2, R3 (eq.): $(45.5\text{Ab}+54.5\text{An}) + 3.6\text{Cd}^{2+} + (7.3\text{W}) \rightarrow 58.1\text{Zo} + 45.8\text{Ab}$ (vol.% = 52.9 Zo + 47.1 Ab)
 $(48\text{Ab}+52\text{An}) + 3.5\text{Cd}^{2+} + (6.9\text{W}) \rightarrow 55.5\text{Zo} + 49\text{Ab}$ (vol.% = 50.4 Zo + 49.6 Ab)

C

Recorded ($\text{Ab}+\text{Zo}=100$): 30.3 Ab; 69.7 Zo (vol.%)
Gen. graph (fig. 9) & table 1: R8 + R8
Graph R5 (fig. 5): $\text{Plag.50An} \rightarrow 41.5\text{Ab} + 58.5\text{Zo}$ (vol.%)

Abite excess = 43.1 - 30.3 = 11.2% vol. eq. = 12.5 eq. Ab

Table 2, R5 (eq.): $(50-13.5)\text{Ab} + 50\text{An} + 10\text{Cd}^{2+} + 10\text{Al}^3+ + 10\text{Si}^{4+} + (10\text{W}) \rightarrow 80\text{Zo} + 36.5\text{Ab}$
" R8 (eq.): 13.5 Ab + 5.4 Cd^{2+} + 5.4 Al^3+ + (2.7 W) → 21.6 Zo + 2.7 Na^+

R5 + R8 (eq.): 50 Ab + 50 An + 15.4 Cd^{2+} + 15.4 Al^3+ + 10 Si^{4+} + (12.7 W) → 101.6 Zo + 36.5 Ab + 2.7 Na^+
(vol.% = 29 Ab + 71 Zo)

Ionic exchange: +40.8% (15.4 Cd^{2+} ; 15.4 Al^3+ ; 10 Si^{4+}); -2.7% (Na^+)
Vol. increase: > 21%
 H_2O consume: 12.7 (eq.)

Fig. 11 — Quantitative estimation of the $\text{Ab}:\text{Zo}$ ratio in the three main plagioclase substitution in the Argestru Metabasite.

to obscure the relict structures. All the data provided may be used to equilibrate the reaction with the inflow of Na^+ resulted from the activation of the brown hornblende and of Si^{4+} produced by the chloritisation of pyroxene.

1B) For plagioclase substitution with similar amounts of albite and zoisite 47.2Ab : 52.8Zo and 49.5Ab : 50.5Zo ratios have been recorded. Relict plagioclase contours are generally well preserved (Fig. 11, Pl.II). The general graph (Fig. 9) suggests reaction R3 for an An content of 50%. The recorded Ab : Zo ratios correspond to initial plagioclases with 52 and 54.2 An content (Fig. 3). The quantitative relations of the reaction may be easily stated by using R3 from Table 2. Both Figure 3 and Table 2 indicate the required ionic supply, the volume reduction of the crystalline phases and the H_2O consumption shown in Figure 11. The data obtained are consistent with the mentioned well preserved relict contours due to the insignificant volume change (-3%) and suggest a Ca^{2+} inflow from the interface with concomitantly decomposing pyroxene crystals.

1C) For plagioclase substitution with zoisite/clinozoisite predominance ratios of 30.3Ab : 69.7Zo have been observed in thin sections. These cases are less frequent. Generally they are restricted to isolated plagioclase relicts included between mafic minerals. Therefore the maximal contact surface with the surrounding pyroxene and amphibole crystals was obtained. The general graph (Fig. 9) shows that the recorded Ab : Zo ratio cannot be explained by a single reaction. The observed high amount of zoisite requires a supplementary zoisitisation of the albite component in case the initial plagioclase exhibits only 50An. This may be achieved by reaction R8 which was probably coupled with reaction R5 due to the fact that this produces the highest Zo amount possible from the anorthite component. By using graph R5 (Fig. 5) and the recorded Ab : Zo ratio, the albite quantity submitted to zoisitisation by R8 may be inferred (Fig. 11). The relations from Table 2 allow to write the reactions R5 and R8 for the respective amounts of the albite and the anorthite components. The sum (coupling) of R5 + R8 informs on the quantitative relationships. The albite and zoisite amounts produced, transformed into volume ratios (29Ab : 71Zo) correspond to the observed 30.3Ab : 69.7Zo ratio. The differences of about 1% are due to the fact that the initial plagioclase had an An content a little higher than the estimated 50% value, perhaps similar to the An content of the foregoing case 1B. The mentioned maximal contact surface of such substitutions is in agreement with the high ionic inflow (+40.8%). The considerable volume increase accounts for less conserved crystallographic contours and maybe also for some discontinuous albitic rims suggesting overgrowths.

2. Neither the normative An content nor the acting reaction is known. In this case the suggested graphic solution may be used knowing that more than one reaction was active, due to the fact that variable Ab : Zo ratios may be observed under the microscope. By plotting the above mentioned recorded Ab : Zo ratios (A, B, C in Fig. 12) on the general



graph (Fig. 9) a single line (1 in Fig. 12) links all the three values. It suggests an An content between 46.5—62% and R4, R3, R5 as acting reactions. The exaggerated slope of this line at the upper part of the graph is due to R5. Therefore, if we suppose that the high zoisite amount of ratio C is due to a supplementary zoisite producing reaction (R8) an An content of 46.5—53% (mean = 50 An) may be inferred for the initial plagioclase. The results of this graphic solution are consistent with those obtained by knowing the normative An content (see 1A—1C above).

A peculiarity of plagioclase substitution in the Argestru Metabasite consists in the nonhomogeneous distribution of the zoisite/clinozoisite microcrystals in some of the relict plagioclase volumes. In contrast with nearly pure albitic zones, zoisite concentrations of high density (about 70—80 % zoisite) may be observed either in the central part of the relict crystal shapes or in parallel bands, suggesting a primary zoning of the initial plagioclase. Three explanations may be inferred for a quantitative testing :

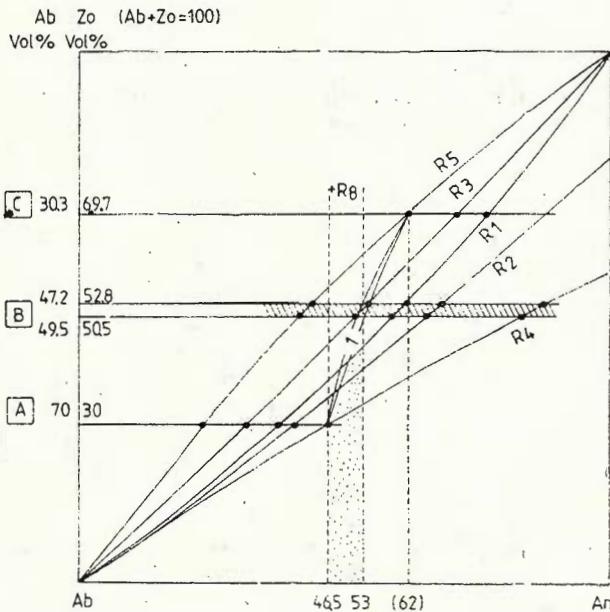


Fig. 12 — Deduction of the An content of plagioclase from the Ab : Zo ratio recorded for the Argestru Metabasite.

1. The mentioned nonhomogeneity of the Ab : Zo ratio reflects non-homogeneity in the composition of the initial plagioclase. Thus, zones with higher initial An content are marked by the bands of higher Zo content. A quantitative test with the general graph (Fig. 9) shows that there is no reaction which may produce the mentioned contrasting differences (of about 60 %) in the Ab : Zo ratio from a reasonable An content variation (of about 10—30%) in the educt. Therefore this hypothesis must be rejected.

2. The variation of the Ab : Zo ratio is due to different reactions acting concomitantly or successively in the same plagioclase crystal. The quantitative test with Figure 9 excludes such possibility due to the fact that there is no reaction that may generate the mentioned nonhomogeneity from the same An content in the educt.

3. The nonhomogeneity of the zoisite and albite distribution results both from a variable An content in the initial plagioclase crystal and from the coupling of different reactions. For this presumption the following quantitative explanations are possible :

Barth's (1952) diagram (Fig. 13 A) suggests that during the metamorphism at first the zones with higher An content became unstable being submitted to the decomposition in plagioclase + zoisite. Concomitantly the An content decreased as far as the homogenisation of feldspar composition was achieved. Therefore, a two step model may be supposed. Figure 13 shows schematically the proposed processes developping in two adjoining zones with a conventionally An content of 40 % and 60 %. For the quantitative test an amount of 100 plagioclase equivalents has been considered for each zone. The reactions are written in the right and left of the respective volumes and the mineralogical constitution and ionic exchange inside and respectively outside the zone contour.

For the first stage (T1) reaction R1 is the most suitable owing to the fact that at the beginning of metamorphism the resulted H_2O phase may be less charged by cations. For the homogenisation of plagioclase to a general 40 An content a quantity of 33.3 An from zone A must be consumed (Fig. 13).

After homogenisation different reactions may start in zones A and B due to the volume decrease achieved in zone A during the first stage, and to the ionic charge formed inside (Al^{3+} , Si^{4+}) and outside the plagioclase from the concomitantly decomposing mafic minerals (Na^+ from amphibole ; $Ca^{2+} + Si^{4+}$ from pyroxene). The microscopic observation of nearly pure albite zones (zone B in Fig. 13) suggests that an albitisation reaction — R6 — was active, as no zoisite formed.

The resulted volume decrease of the crystalline phase as well as the internal and external ionic charge may induce zoisitisation reactions in zone B, as for example the Ca^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} consuming reactions R5 and R8. As it is shown in Figure 13 a 67.9Zo : 32.1Ab volume ratio may be achieved in zone A and 100 Ab in zone B, in good concordance with the microscopic observation. This model requires a balanced ionic exchange between the plagioclase and the surrounding environment : 6 cations ($4Na^+ + 2Si^{4+}$) inflow and 6 cations (Al^{3+}) outflow. Supplementary information regards the volume decrease of zone B and the volume increase of zone A. Therefore the actual nonhomogeneity in the zoisite distribution does not reflect exactly the volume of the initial higher An content, but it is similar in shape.

Consistent with the microscopic observations are also other models following the same guiding lines. For example, the An content homogenisation during T1 may start with reaction R2 requiring from the beginning



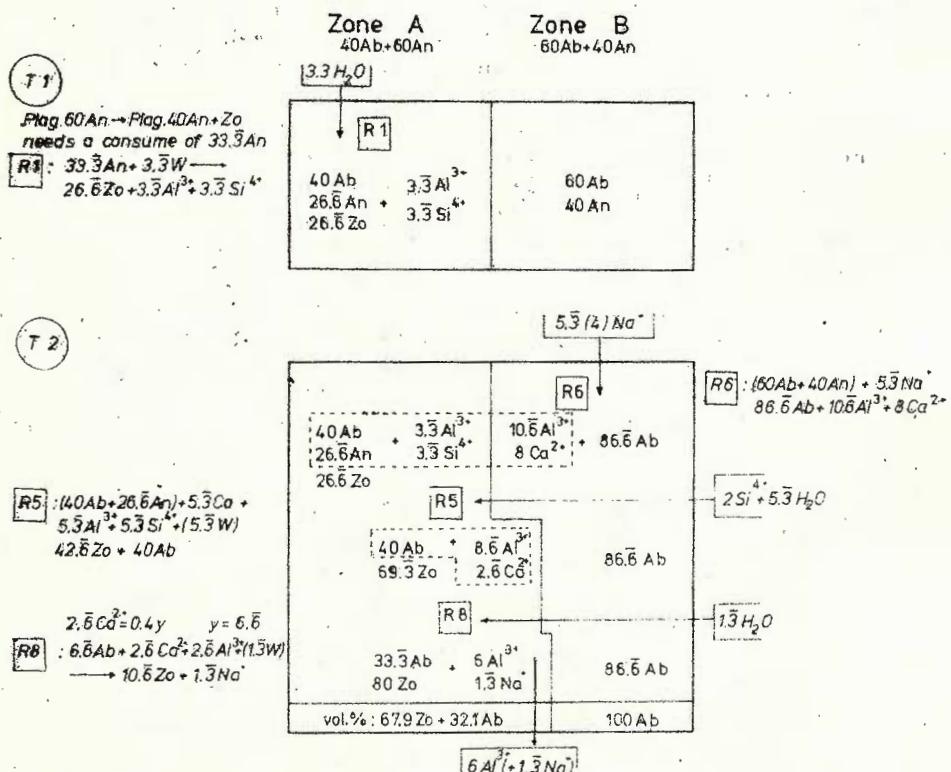
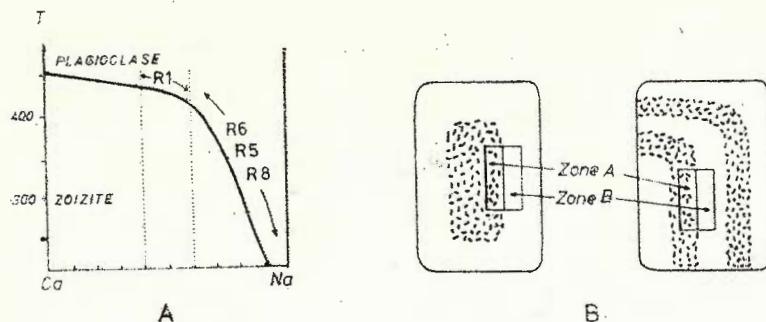
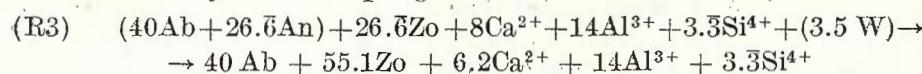
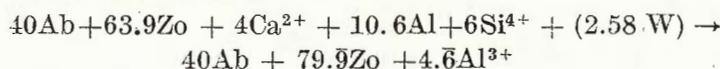


Fig. 13 — Quantitative estimation of the Ab:Zo ratio in plagioclase substitution with non-homogeneous Zo distribution (Argestru Metabasite).

a Na^+ inflow and later during T2 a somewhat higher Si^{4+} supply. A variant for T2 may be the coupling of R6 in zone B with R3 (instead of R5) :



By adding water 8.8 more zoisite is formed. If the Si^{4+} inflow is also considered the final stage is obtained :



This model leads to a 36.2Ab : 63.8Zo volume ratio in the enlarged zone A and also 100 Ab in zone B. It needs an ionic exchange of $5.3 \text{ Na}^+ + 6\text{Si}^{4+}$ inflow and 4.6 Al^{3+} outflow.

Other possible explanations for local concentrations of zoisite microcrystals may be given in terms of growing of zoisite crystals on nucleation centres formed in zones with initially higher An content. The quantitative aspects are semblable with those of the models exposed.

The following geological conclusions may be drawn from the given example (Argestru Metabasite) :

- the 50 An content of the initial plagioclase is confirmed ;
- different reactions have converted the plagioclase crystals of the same rock sample ;
- the external "ionic pressures" — depending on the surrounding minerals — are a decisive factor for starting one reaction or the other ;
- the nonhomogeneous distribution of zoisite in the relict plagioclase contours may be due to nonhomogeneities of the An content in the primary plagioclase crystals ;
- the quantitative tests are consistent with the zoned structure of the primary plagioclase crystals suggested by the microscopic study ;
- the initial rock may be considered of magmatic origin.

REFERENCES

- Balintoni I. (1985) Contributions to the knowledge of the metamorphic history of the Argeștru Series rocks in the Puciosul brook (East Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/1, p. 247—255, București.
- Barth T. F. W. (1952) *Theoretical Petrology*, 388 p., J. Wiley & Sons, New York.
- Bereia I., Bercia E. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 7—49, București.
- Kräutner H. G., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 37—70, București.



- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. 334 p., Birkenhäuser Verl., Basel.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman I. (1965) Rock Forming Minerals. 4, 435 p., Longmans ed., London.
- Eskola P., Vuoristo U., Rankama K. (1935) An experimental illustration of the spilite reaction. *Comptes Rend. Soc. Géol. Finlande*, 9.
- Holland T. Y. B. (1984) Stability relations of clino- and orthozoisits. *Progress in Experimental Petrology*, 6, p. 185–186, Cambridge.
- Turner F. J. (1968) Metamorphic Petrology. 403 p., Mc Graw Hill, New York.
- Verhoogen J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology. 694 p., Mc Graw Hill, New York.
- Winkler H. G. F. (1976) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 334 p., Springer Verl.

MODELAREA CANTITATIVĂ A REACȚIEI DE TRANSFORMARE A PLAGIOCLAZULUI ÎN ALBIT, ZOIZIT/CLINOZOIZIT ȘI CALCIT (CU EXEMPLIFICARE LA METABАЗИТУЛ DE ARGESTRU)

(Rezumat)

Transformarea plagioclazului în albit, zoizit și calcit se realizează prin procese metasomatice și prin reacții cu mineralele înconjurătoare, în prezența H_2O sau/și CO_2 , implicând schimburi ionice la nivelul intergranular. Reacțiile din tabelul 1 au fost considerate drept reprezentative pentru aceste procese. Ele sunt scrise sub forma unor relații între faze cristaline și ioni, formă favorabilă modelărilor cantitative întrucât se rezumă numai la elementele direct antrenate în schimbul intergranular indiferent de fazele mineralogice între care are loc procesul respectiv. Datele cantitative astfel obținute sunt aplicabile tuturor cazurilor particulare sub care au loc reacțiile respective (vezi reacțiile A, B și A1, A2, B1, B2).

În natură reacțiile din tabelul 1 decurg de multe ori cuplate, în funcție de presiunea parțială a H_2O și CO_2 din sistem sau de variațiile de volum ale fazelor cristaline și de agentul ionic dependent de modificările chimice ce au loc concomitent în mineralele înconjurătoare (Ex.: R1 + R4; R1 + R4).

Modelarea cantitativă a reacțiilor din tabelul 1 se poate realiza pe cale algebrică și pe cale grafică.

Modelarea algebrică este indicată în tabelul 2. Reacțiile sunt scrise atât sub forma raporturilor moleculare și ionice cât și sub formă de procente echivalente în sensul adoptat de Burri (1959). Relațiile din tabelul 2 înlesnesc următoarele operații:

- Scrierea relațiilor cantitative între fazele cristaline și ioni pentru o compoziție dată a plagioclazului;
- Același lucru pentru o cantitate dată (z) de plagioclaz, considerind $x + y = z$;
- Scrierea relațiilor cantitative numai pentru compoziția anoritică (x) considerind $y = 0$;



d) Obținerea cantității de zoizit și albit ce se formează prin descompunerea unui plagioclaz de o compoziție dată;

e) Obținerea conținutului în anortit a plagioclazului inițial care a fost transformat în zoizit, albit, calcit, pe baza cantității de albit și/sau calcit produsă prin reacția respectivă.

Modelarea grafică este indicată în figurile 1—8. Graficele respective permit citirea, pentru o compoziție dată a plagioclazului inițial (în absisă), a cantității fazelor cristaline rezultate din reacțiile inscrise în tabelul 2, modificarea de volum, valoarea schimbului ionic și consumul de H_2O și CO_2 (în ordonată).

În figura 9 sunt reunite curbele care conform graficelor 1—8 indică cantitatea de faze cristaline rezultate în urma diferitelor reacții. Din această diagramă rezultă o indeterminare pentru deducerea reacției sau a conținutului în anortit a plagioclazului pe baza fazelor cristaline rezultate: la un anumit raport între zoizit și albit din produsul reacției (a în fig. 10) pot corespunde conținuturi diferite în anortit în funcție de reacție (a1—a5 în fig. 10) și invers dintr-un plagioclaz cu un anumit conținut în anortit (b în fig. 10) pot rezulta cantități diferite de zoizit și albit (b1—b5 în fig. 10) în funcție de reacția care a avut loc.

Această indeterminare poate fi ridicată în următoarele cazuri:

a) Dacă se cunoaște conținutul în anortit al plagioclazului (ex. normativ din analiza chimică);

b) Dacă se cunoaște reacția care a avut loc;

c) Dacă mai multe reacții au avut loc în cristale de plagioclaz omogene din punct de vedere al compoziției: utilizând relațiile dintre x_1 , x_2 , x_3 și y în figura 10, cantitățile diferite de zoizit și albit obținute prin integrarea suprafețelor cristalelor respective substituite pot da indicațiile necesare atât asupra compoziției plagioclazului primar cât și asupra reacțiilor care au avut loc în fiecare caz în parte.

Modul în care se poate aplica modelarea cantitativă a transformării plagioclazului este exemplificat pentru metabazitul de Argeștru. În urma analizei cantitative rezultă următoarele concluzii referitoare la metabazitul de Argeștru:

— plagioclazul inițial a avut un conținut mediu de 50 An;

— în timpul metamorfismului au activat mai multe reacții pentru transformarea plagioclazului în albit și zoizit;

— „presiunea externă” a ionilor eliberați prin reacțiile ce decurg concomitent în mineralele înconjurătoare reprezintă factorul decisiv în declanșarea uneia sau alteia din reacțiile de transformare a plagioclazului;

— neomogenități observate în distribuția spațială a zoizitului și albitului în volumul relict al plagioclazului substituit, reflectă o neomogenitate primară în conținutul de anortit al plagioclazului inițial;

— testul cantitativ acceptă interpretarea ca neomogenitatea respectivă să reprezinte o structură zonară a plagioclazului, fapt sugerat de distribuția zonară a aglomerărilor de zoizit observabile la microscop;

— roca primară poate fi considerată de origine magmatică, stadiul actual de prezentare datorindu-se unui metamorfism regional progresiv în faciesul șisturilor verzi.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Plagioclase transformed in a twinned albite agglomerate and zoisite (nicols +), corresponding to case A in Figure 11. Argestru Metabasite.

Plate II

Fig. 1 — Plagioclase substitution with albite predominance : case A in Figure 11. Argestru Metabasite (nicols II).

Fig. 2 — Plagioclase substitution with similar amounts of albite and zoisite : case B in Figure 11. Argestru Metabasite (nicols II).

Fig. 3 — Plagioclase substitution with zoisite predominance : case C in Figure 11. Argestru Metabasite (nicols II).

Plate III

Fig. 1,2,3 — Different types of zonal distribution of albite and zoisite in relict idiomorphic plagioclase crystals of the Argestru Metabasite (nicols II) : cases of Figure 13.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

CRISTALINUL GETIC DIN TRE NUCSOARA SI HOBITA
(MUNTII RETEZAT)¹

DE
VIOREL MACALEȚ²

Metamorphic rocks. Lithostratigraphy. Petrostratigraphy. Gneisses. Paragneisses. Lithofacies. Paragenesis. Amphibolite facies. Sillimanite. Orthoclase. Microcline. South Carpathians — Crystalline Getic Realm — Retezat Mountains.

Abtract

Getic Crystalline between Nucșoara and Hobita (Retezat Mts). The present paper deals with petrographic and mineralogical aspects related to the Getic Nappe crystalline formations in the northern part of the Retezat Mts (South Carpathians). Petrographically, several types of gneisses — biotite-muscovite paragneisses, garnet-biotite paragneisses, microcline gneisses — and micaschists could be separated, within which rare intercalations of amphibolic rocks — amphibolites and actinolite gneisses — are to be found, all of them metamorphosed under conditions of almandine-amphibolite facies, kyanite-almandine-muscovite, sillimanite-almandine-muscovite and, locally, sillimanite-almandine-orthoclase subfacies. Stress has been laid on polyphase character of the metamorphism, of an older phase, whose parageneses included quartz, plagioclase, biotite, muscovite, almandine, kyanite, actinolite, followed by another phase characterized by muscovite, biotite, plagioclase, quartz, almandine, sillimanite (fibrolite), orthoclase, and microcline. Arguments are brought in favour of the hypothesis that the neo-formation minerals occurred under almost the same conditions of depth and temperature as older minerals but subsequent to the main deformation period, metamorphism mainly continuing under the influence of the lithostatic pressure (= static metamorphism).

Résumé

Le cristallin gétique situé entre Nucșoara et Hobita (monts Retezat). L'étude s'occupe d'une série d'aspects pétrographiques et minéralogiques concernant les formations cristallophyliennes de la nappe gétique de la partie septentrionale des monts Retezat (Carpates Méridionales).

¹ Depusă la 27 aprilie 1985, acceptată pentru comunicare și publicare la 25 octombrie 1985, comunicată în ședința din 24 mai 1985.

² Institutul Politehnic, Splaiul Independenței nr. 313, București,

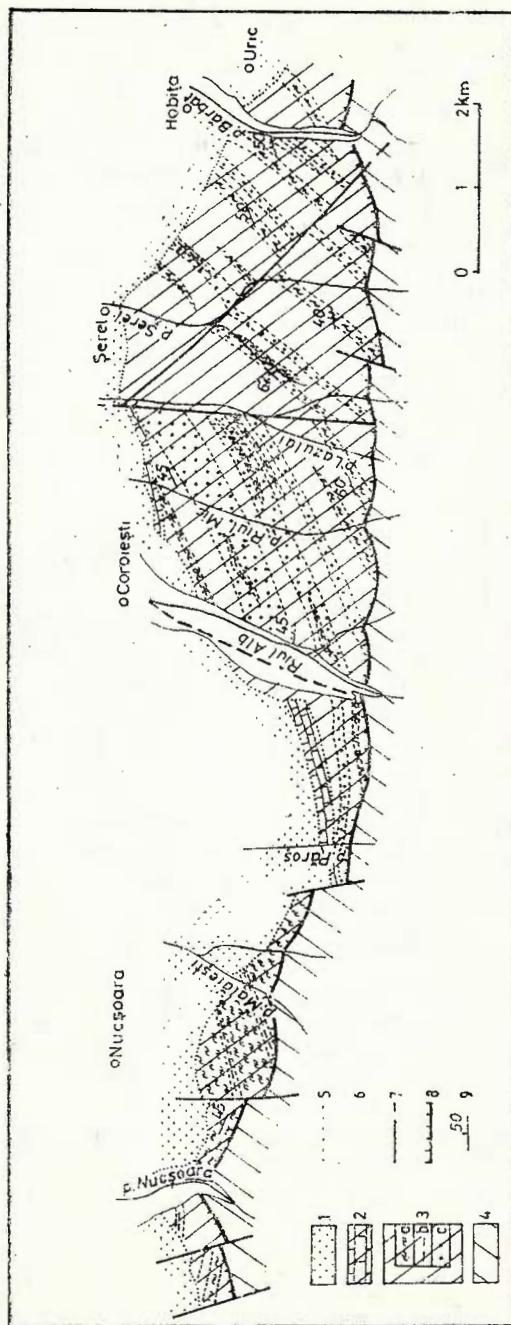


dionales). Du point de vue pétrographique, on a séparé des divers types de gneiss — paragneiss biolito-muscovitiques, paragneiss biotitiques à grenat, gneiss à microcline — et des micaschistes avec des rares intercalations de roches amphiboliques — amphibolites et gneiss actinolitiques, tous métamorphosés dans les conditions du faciès almandine-amphibolique, les sous-faciès disthène-almandine-muscovite, sillimanite-almandine-muscovite et, par endroits, sillimanite-almandine-orthoclase.

On a évidentié aussi le caractère polyphasique du métamorphisme d'une phase plus ancienne, dont les paragenèses contenaient : quartz, plagioclase, biotite, almandine, disthène, actinolite, suivie d'une autre phase caractérisée par : muscovite, biotite, plagioclase, quartz, almandine, sillimanite (fibrolite), orthoclase et microcline. On donne des arguments en faveur de l'hypothèse que les minéraux de néoformation se sont formés en des conditions approximativement égales de profondeur et de température que les minéraux plus anciens, mais après la principale période de déformation le métamorphisme continuant surtout sous l'effet de la pression lithoc-stratigraphique (= métamorphisme statique).

Considerații generale

Formațiunile cristalofiliene ale pînzei getice, care fac obiectul studiului de față, ocupă partea cea mai de nord a munților Retezat, dezvoltîndu-se pe o lățime redusă (300—1000 m) începînd din versantul stîng al Nucșoarei pînă în versantul stîng al Riului Alb, după care se lătesc (maximum 4000 m) spre est, pînă în bazinul Rîului Bărbăt (fig.). Spre nord sunt acoperite de depozitele sedimentare ale bazinului intermontan al Hategului, iar spre sud încălcă peste formațiunile Danubianului. Din punct de vedere litostratigrafic aparțin în întregime seriei de Sebeș-Lotru (s. Savu și Pavelescu, 1969)=grupul Sebeș-Lotru al supergrupului Carpathian (Kräutner, 1980) și sunt constituite dintr-o alternanță de diferite tipuri de gnais și, subordonat, micașisturi, în care se găsesc rare intercalații de roci amfibolice; cu totul izolat pot fi întlnite filonașe sau lentile mici, decimetrice, de pegmatite cuarțo-feldspatice cu muscovit. În teren, pot fi diferențiate clar două tipuri de metamorfite — unul cu structură grosieră, în care, în funcție de compoziția mineralologică și de raportul cantitativ dintre mineralele constitutive, pot fi separate paragnaise muscovito-biotitice, micașisturi, cuarțite feldspatice, gnais cu microclin și altul cu structură fin granulară, constituit predominant din paragnaise biotitice cu granat. Cu primul grup se asociază, de obicei, amfibolitele tipice, iar cu cel de-al doilea, gnais amfibolice (actinolitice). Cu excepția amfibolitelor și a unei părți reduse din gnaisele cu microclin, care prezintă contacte nete cu rocile inconjurătoare, în toate celelalte cazuri contactele sunt gradate, trecerea de la un tip de roeă la altul făcîndu-se pe o anumită distanță. De asemenea, în cea mai mare parte relațiile sunt de concordanță, excepție făcînd, și în această privință, gnaisele cu microclin: o astfel de situație se întâlnește în versantul stîng al pîriului Mălaiești, unde, în masa gnaiselor cu microclin sunt intercalații decimetrice de amfibolite, după care gnaisele au fost intens tectonizate; un alt caz a fost întlnit pe pîriul Piscurilor (afluent de stînga al pîriului Șerel), unde pe lingă corpuri mai mari de gnais cu microclin, concordanți, apar și corpuri mai mici care pot intersecta foliația celorlalte gnais.



Schiță geologică a cristalinului getic dintre Nucșoara și Hobita (munjii Retezat).

1, Formațiunile sedimentare ale bazinului Hațeg. Pinza getică ; 2, calcar cretacic-inferior ; 3, paragneise și micașisturi biotito-muscovitice : a, gnaise cu microclin ; b, amfibolite ; c, paragneise biotitice cu granati. Danubian : 4, seria de Zicani ; 5, limită litologică ; 6, limită de transgresiune ; 7, faliie ; 8, linie de incălcare ; 9, poziția sistozitatii.

Geological sketch of the Getic crystalline between Nucșoara and Hobita (Retezat Mts.).

1, Sedimentary formations of the Hațeg basin. Getic Nappe : 2, Lower Cretaceous limestones ; 3, biotite-muscovite paragneisses and mica-schists : a, gnisses with microcline ; b, amphibolites ; c, biotite paragneisses with garnets. Danubian : 4, Zicani Series ; 5, lithological limit ; 6, transgression limit ; 7, fault ; 8, overthrust line ; 9, position of systozitatii.

Mai ales în apropierea planului de încălcare peste formațiunile Danubianului, metamorfitele cristalinului getic au fost parțial retromorfozate, concomitent cu cataclazarea (brezicie și milonitizare) acestora.

Grosimea stratigrafică redusă pe care este deschisă seria de Sebeș-Lotru nu permite separarea unor subunități litostratigrafice distincte. Din același motiv, și corelarea cu regiunile înconjurătoare are de suferit. Totuși, dezvoltarea mare a paragnaiselor biotitice microgranulare între Rîul Bărbat și valea Paroșului și a gnaiselor cu microclin între Mălaiești și Nucșoara ar fi argumente pentru pătializarea cristalinului seriei de Sebeș-Lotru din aceste două zone cu partea superioară a complexului inferior (G_1) și, respectiv, cu complexul median (G_2) separate de Bereia (1975) în masivul Godeanu. Pe aceleași considerente ar mai putea fi încadrare în formațiunea gnaissică inferioară, respectiv formațiunea leptinoamfibolică (Kräutner, 1980; Kräutner et al., 1981).

În ultimul timp, cei mai mulți autori admit că formațiunile seriei (=grupului) de Sebeș-Lotru au luat naștere în Precambrianul superior A=Proterozoic mediu = Carpathian.

Petrografia

Paragnaisele biotito-muscovitice și micașisturile formează fondul petrografic al seriei de Sebeș-Lotru dintre Rîul Bărbat și valea Paroșului, având, în schimb, o pondere redusă în bazinile văilor Mălaiești și Nucșoara. Din punct de vedere mineralologic, gnaisele se caracterizează prin cantitatea mare de feldspat plagioclaz ($An_{20} - An_{34}$) alături de cuart, prin lipsa microclinului și prezența constantă și, de obicei, în cantitate mare a micașilor (pl. I, fig. 1); prin diminuarea participării plagioclazului, însoțită eventual de creșterea cantității de minerale micacee se întâlnește toată gama de trecere spre micașisturi. Micașisturile au o răspindire redusă, găsindu-se sub formă de intercalări, în general subțiri, cu grosimi de ordinul metrilor, în paragnaisele micacee. Pe lîngă mineralele vizibile cu ochiul liber – cuart, plagioclaz, biotit, muscovit, uneori și granat, sub microscop mai pot fi întâlnite sillimanitul și foarte rar, ortoclazul (tab. 1); accesoriu apar apatitul, care este comun în majoritatea probelor și mineralele opace, iar secundar, cloritul și caolinitul.

Cuarțitele feldspatiche au, ca și micașisturile tipice, o dezvoltare redusă, mai ales în partea de est a zonei, fiind constituite în principal din cuart (peste 80%) căruia î se adaugă plagioclazul, biotitul, muscovitul și granatul (tab. 2); accesoriu pot conține minerale opace și rutil.

Paragnaisele biotitice au o mare dezvoltare în toată zona de aflorare a cristalinului getic, mai ales la est de valea Rîului Alb, formind nivale continue care alternează cu paragnaisele biotito-muscovitice grosiere. Caracteristica macroscopică principală constă în structura fin granulară, aproximativ uniformă, aspect care le individualizează foarte clar mai ales în teren. Sunt formate în principal din cuart, plagioclaz ($An_{14} - An_{42}$) și biotit (pl. I, fig. 2), cărora frecvent li se poate adăuga granatul și mai rar distenul și sillimanitul (tab. 3). Muscovitul este prezent în puține cazuri,



TABELUL 1

Paragnaise și micașisturi biotito-muscovitice

Proba	Cuarț %	Plagioclas %	Biotit %	Muscovit %	Ortoză %	Granat %	Sillimanit %
575 Șerel	53	15	20	3	7	+	1
585 Șerel	50	35	12	2	—	—	+
641 Rîul Bărbat	40	45	15	+	—	—	—
1333 Șerel	30	65	3	2	—	—	—
1716 Șerel	37	45	12	5	—	—	—
1389 Rîul Mic	44	25	18	12	—	1	—
1390 Rîul Mic	48	20	15	15	—	1	—
241 Rîul Alb	32	8	31	29	—	+	—
394 Rîul Alb	65	12	16	7	—	—	—
577b Șerel	74	5	6	11	+	+	4
1703 Rîul Alb	70	+	8	15	—	4	2
Dimensiuni (mm)	0,3–4,0	0,4–3,0	0,5–4,5	0,5–4,5	0,2–1,0	0,5–5,5	<1,5

TABELUL 2

Cuarțite feldspatice

Proba	Cuarț %	Plagioclas %	Biotit %	Muscovit %	Granat %
577a Șerel	80	12	4	1	2
623 Rîul Bărbat	85	5	4	4	1
Dimensiuni (mm)	0,3–1,8	0,2–0,8	<2,0	<2,0	0,1–0,4

fiind mai degrabă o excepție. Accesoriu conțin apatit, sfen, zircon, turmalină și minerale opace, iar ca minerale secundare epidot, sericit și rutil.

Gnaisele cu microclin constituie tipul petrografic predominant în bazinele văilor Mălaiești și Nucșoara, conținând intercalări de paragnaise biotito-muscovitice și micașisturi sau alternând cu acestea, pentru ca în zona Rîul Alb-Rîul Bărbat să formeze nivele subțiri, adesea lenticulare, în masa paragnaiselor.

Atât în zona noastră, cît și în zonele învecinate, rocile asemănătoare au mai fost descrise sub numele de migmatite — Micu și Paraschivescu (1970) între Nucșoara și valea Sălaşelului, Hirtopanu et al., (1984) în munții Sebeșului, sau de gnaise cuarț-feldspatice — Macaleț (1983) între Nucșoara și Rîul Bărbat, Bercia (1975) în masivul Godeanu.

TABELUL 3
Paragnaise biotitice

Proba	Cuarț %	Plagio-claz %	Biotit %	Muscovit %	Granat %	Disten %	Sillimanit %
398 Rîul Alb	47	40	12	—	+	—	—
400 Rîul Alb	60	27	10	—	2	—	—
567 Șerel	15	40	40	—	2	2	—
567a Șerel	15	56	25	—	2	—	—
618 Rîul Bărbat	22	66	8	—	4	—	—
1292 Șerel	57	20	20	—	1	1	<1
1380 Rîul Mic	67	10	18	2	1	2	—
1402 Rîul Alb	50	28	20	1	1	—	—
Dimensiuni (mm)	0,1 – 0,5	0,2 – 0,6	0,2 – 1,5	0,2 – 2,0	0,2 – 1,5	0,1 – 1,5	

Se deosebesc de paragnaisele biotito-muscovitice prin lipsa sau conținutul scăzut de biotit și muscovit, dar mai ales prin prezența în cantitate mare a microclinului asociat plagioclazului (pl. I, fig. 3). În cea mai mare parte sunt formate aproape exclusiv din cuarț, plagioclaz ($An_4 - An_{22}$) și microclin-pertite în diferite proporții (tab. 4); în cantități reduse, pot apărea muscovitul și biotitul, granatul fiind rar. Accesorii sunt pirita, apoi apatitul și zirconul, iar secundare sericitul, calcitul și epidotul.

Referitor la geneza unor astfel de gnais, părerile sunt împărțite. Plecind de la caracterul tardiv al microclinului, majoritatea cercetătorilor consideră că gnaisele cu microclin s-au format pe seama unor metamorfite preexistente afectate de o metasomatoză potasică; astfel, Micu și Paraschivescu (1970), considerindu-le migmatite, apreciază că gnaisele cu

TABELUL 4
Gnais cu microclin

Proba	Cuarț %	Plagio-claz %	Microclin %	Muscovit %	Biotit %
265 Nucșoara	65	15	20	—	—
580a Șerel	35	30	30	0,5	3
1104 Nucșoara	20	70	8	—	—
1168 Mălăiești	50	35	5	8	—
1296 Șerel	52	20	25	1	1
267 Nucșoara	30	35	25	—	7
90 Nucșoara	65	15	10	8	+
591 Șerel	40	45	5	4	4
954 Rîul Bărbat	75	15	5	1	3
Dimensiuni (mm)	0,2 – 2,5	0,2 – 2,0	0,2 – 2,3	0,3 – 1,5	0,4 – 2,0

microclin dintre Nucşoara şi Mălăieşti sint rezultatul contaminării unor paragnaise cu soluţii alcaline potasice, furnizate de magme ascunse cu compoziţie granitică. Originea asemănătoare este acceptată de Chivu (1966, 1969), Balintoni (1970), Pavelescu (1982) — în Hîrtopanu et al. (1984) — pentru gnaisele similare din munţii Sebeşului. O altă ipoteză este aceea că gnaisele cu microclin sint produsul metamorfozării unor gra-nitoide vechi, microclinul suferind doar o recristalizare (Şeclăman, 1972).

Relaţiile de teren dintre gnaisele cu microclin şi rocile înconjura-toare, compoziţia mineralologică, aspectele structurale şi texturale, cit şi compoziţia chimică ne fac să apreciem că substanţa necesară blastezei microclinului a existat în roca iniţială, care a putut fi un sediment cu compoziţia gresiilor arcoziene sau, local, o rocă vulcanogenă acidă (riolit).

Amfibolitele au o dezvoltare redusă, întâlnindu-se sub formă de intercalării subțiri, de ordinul metrilor, izolate mai ales în masa paragnaiselor biotito-muscovitice şi a micașisturilor. Cu o frecvenţă mai mare par a apărea în bazinile piraielor Rîul Bărbat, Şerel şi Nucşoara. De asemenea, uneori se găsesc roci intermediare între gnaisele cu microclin şi amfibolitele tipice, aşa cum se întimplă în versantul stîng al pîriului Mălăieşti, prin schimbarea raportului cantitativ între feldspat şi hornblendă. Mineralogic, sint constituite predominant din nematoblaste de hornblendă între care se găsesc porfiroblaste de plagioclaz ($An_{26} - An_{48}$) — pl. I, fig. 4; în cantităţi subordonate pot conţine cuart, biotit şi granat, iar accesoriu magnetit, apatit şi sfen (tab. 5).

TABELUL 5

Amfibolite

Proba	Hornblendă %	Plagio-claz %	Cuarṭ %	Biotit %	Granat %	Magnetit %
578 Valea Şerel	55	37	5	—	+	2
617 Rîul Bărbat	37	40	7	3	10	2
622 Rîul Bărbat	45	25	10	12	5	3
1104a Nucşoara	60	35	+	—	+	2
204 Nucşoara	57	35	—	4	—	+
Dimensiuni (mm)	0,1/0,5— 0,7/3,5	0,2—1,0	0,2—0,7	0,2/0,6— 1/2,5	0,4—1,5	0,1—0,7

În cadrul rocilor amfibolice, o situaţie deosebită se întâlneşte pe pîriul Piscurilor, unde se găseşte o lentilă cu structură şi compoziţie esen-tial diferite de amfibolitele discutate mai sus. Este o rocă grosieră, masivă, cu culoare generală cenuşie. Cu ochiul liber se văd cristale larg dezvoltate, aproape incolore, care pot depăşi 10 cm, cu luciu mătăsos şi clivaj prismatic (110) şi granule mai mărunte de granat de culoare brună-rozie, ca şi aglomerări mici de biotit decolorat; se deosebeşte de celelalte amfibolite şi prin densitatea mult mai ridicată. Sub microscope se evidenţiază o struc-



tură porfiroclastică grosieră și o textură neorientată (pl. II, fig. 1), constituite din fragmente de diferite dimensiuni de tremolit și granule de granat, trecind într-o masă fin granulară, formată în principal din fragmente mărunte de tremolit și granule mici de cuarț; masa microgranulară mai poate conține sericit, biotit și albit. Biotitul poate apărea și ca porfiroblaste; accesoriu se găsesc minerale opace, apatit și sfen.

Dacă în loc de tremolit, această rocă ar conține piroxen, acesta (omfacitul) împreună cu granatul, luând în considerație și structura și greutatea specifică mare, ar da o rocă din grupa eclogitelor; în plus, albitul nou format, atât la contactul granatului cu tremolitul cît și în matricea microgranulară, presupune un conținut de sodiu ridicat, care inițial a putut fi inclus în rețeaua piroxenului. Mai poate fi adăugat și faptul că în masa microgranulară o parte din ceea ce par să fie fragmente de tremolit poate fi actinolit, care, prin formarea lui, a încorporat fierul eliberat din piroxen. Dacă aceste considerente sunt adevărate, înseamnă că porfiroblastele de tremolit s-au format pe seama piroxenului omfacitic dintr-o rocă cu compoziție inițială eclogitică.

Gnaisele amfibolice (actinolitice) formează intercalații metrice în celelalte tipuri de gnais, în general asociate cu paragnaisele biotitice microgranulare, din punct de vedere cantitativ fiind net subordonate acestora. Sunt roci fin granulare, asemănătoare cu paragnaisele biotitice, cu deosebirea că biotitul este în cantitate mai mică, apărînd în plus actinolitul, fiind astfel formate din plagioclaz, cuarț, actinolit și biotit (pl. II, fig. 2). Textura poate fi ușor stratificată, alternînd benzi subtiri (1–4 mm) în care plagioclazul și cuarțul se asociază aproape exclusiv cu actinolitul, cu benzi în care biotitul predomină asupra actinolitului (tab. 6). Ca minerale accesoriile se întîlnesc magnetitul și apatitul.

TABELUL 6
Gnaisă actinolitice

	%	mm
Plagioclaz	60–75	0,2–0,8
Cuarț	8–10	0,1–0,5
Actinolit	10–24	0,03/0,15–0,2/1,5
Biotit	4–6	0,05/0,3–0,1/1,5
Granat	<1	0,2–1,0
Magnetit	<1	0,05–0,3

Brecii și milonite. În apropierea planului de șariaj și, local, și în alte zone, mai ales gnaisele grosiere apar în diferite stadii de tectonizare și retromorfozare. În probe diferite, pot fi urmărite toate stadiile începînd de la o brecificiere incipientă, cînd granulația rămîne încă oarecum uniformă, putîndu-se recunoaște cu ușurință mineralele inițiale, pînă la o zdrobire a mineralelor în proporție de peste 50%, însotită de transformarea puternică a acestora. Structura devine astfel granoclastică neuniformă,

frecvent cu aspect porfiroclastic (pl. II, fig. 3). Luind în discuție o probă în care porfirolastele de plagioclaz (aprox. 30%) sunt subordonate masei microgranulare (70%), sub microscop se evidențiază o serie de aspecte interesante privind fazele tectonizării. Cu un Nicol, se individualizează, pe fondul unei mase microgranulare, fragmente larg dezvoltate (pînă la 7–8 mm) delimitate de o rețea de fisuri ușor limonitizate, de-a lungul cărora roca apare zdrobită mărunt. Astfel, imaginea cu un Nicol sugerează clar fragmentarea rocii în elemente destul de mari. Cu doi Nicoli, însă, fiecare element larg dezvoltat prezintă la rîndul său o structură granoclastică neuniformă, cu aspect porfiroclastic, într-o masă fin granulară relativ uniformă, care predomină, găsindu-se granule mai larg dezvoltate, relicte, de feldspat plagioclaz. Deci, combinând aspectele descrise, pare probabil că întreaga rocă a suferit mai întîi o cataclazare puternică, dobîndind o structură granoclastică porfirică, după care a fost fragmentată, în urma unei fisurări intense, în elemente poligranulare larg dezvoltate.

Probleme de mineralogie și metamorfism

Metamorfismul seriei de Sebeș-Lotru din zona cercetată corespunde tipului de metamorfism barrowian (de presiune medie), avînd loc în condițiile faciesului amfibolitic (Eskola, 1939) ~ faciesul almandin-amfibolic (Turner, Verhoogen, 1960), subfaciesurile disten-almandin-muscovit, sillimanit-almandin-muscovit și, pe alocuri, sillimanit-almandin-ortoclaz. Ca și în cazul altor zone (Hîrtopanu, 1978), în cristalinul getic dintre Nucșoara și Rîul Bărbat a fost evidențiat caracterul polifazic al metamorfismului, cel mai bine fiind ilustrat acest fapt în paragnaisele biotitice cu granat ± disten ± sillimanit și în gnaisele actinolitice. Astfel, mineralele corespunzătoare fazei mai vechi, în echilibru paragenetic, sunt cuartul, plagioclazul, biotitul, muscovitul, almandinul, distenul (și amfibolul în gnaisele actinolitice), iar acelea corespunzătoare unei faze mai noi muscovitul (și biotitul în gnaisele actinolitice și amfibolite) sillimanitul (fibrolit), granatul, plagioclazul și cuartul, ultimele două păînd forma concresteri pe plagioclazul și cuartul mai vechi. În celelalte tipuri de roci pot fi considerate minerale de neoformătie ortoclazul (în paragnaisele biotito-muscovitice) și microclinul (în gnaisele cu microclin), ambele nefiind „străine” de formarea sillimanitului.

Pentru argumentarea celor de mai sus, discutăm în continuare unele aspecte privind mineralele menționate.

Cuartul poate apărea sub formă de granule mărunte, corodate, incluse în granoblastele de plagioclaz (pl. I, fig. 1), microclin sau hornblendă, dîndu-le acestora caracter poikiloblastic. În plus, chiar unele granoblaste mai mari pe cuart pot conține, sub formă de incluzuni, granule corodate de cuart, reprezentînd o generație mai veche; astfel, în cadrul benziilor bogate în cuart din paragnaisele biotitice și gnaisele actinolitice se întîlnesc supracreșteri, o granulă bine dezvoltată, doar ușor alungită, fiind înglobată într-o masă de cuart cu orientare optică apropiată, formînd împreună o granulă mai mare (pl. II, fig. 4), ceea ce duce la concluzia că o parte din cuartul formînd lentile sau benzi reprezintă o generație mai nouă.



Plagioclazul conține frecvent incluzuni de cuart, uneori și de muscovit, putind fi la rîndul său inclus în microclin; dacă, în general, prezintă idiomorfism mai accentuat decât microclinul, care este complet xenomorf, granulele de plagioclaz incluse în microclin apar rotunjite, fiind clară tendința microclinului de a digera plagioclazul. Uneori, granulele de plagioclaz în contact cu microclinul conțin porțiuni cu structură mirmelitică.

În unele probe de paragnaise biotitice cu granat, una sau mai multe granule de plagioclaz, singur sau asociat cu biotitul, constituie partea centrală a granoblastelor de granat, granatul, mai nou, constituind doar o „coroană” în jurul plagioclazului ± biotit.

În amfibolite, plagioclazul poate conține cristale mici de amfibol (actinolit-tremolit), putind fi la rîndul său traversat de biotit. Privind relațiile temporale dintre plagioclaz și hornblendă, hornblenda este mai nouă, incluzind și corodind feldspatul.

Mai ales în gnaisele actinolitice, dar și în celelalte gnaisce, unele granoblaste de plagioclaz prezintă extincție ușor zonată (concentric), fără a fi limite nete între zone, ceea ce poate fi efectul unei zonări compozitionale. În plus, se întâlnesc și cazuri când granula de plagioclaz prezintă o parte centrală cu contur hipidiomorf, înconjurată de o zonă cu altă orientare optică.

Zonarea compozitională poate apărea foarte bine evidențiată prin alterare, în cazul gnaiselor brecificate și parțial retromorfozate. Astfel, se întâlnesc granule care au partea centrală limpede, iar marginile tulburi, cît și situații inverse. Frecventă este și situația în care sunt prezente trei zone (pl. III, fig. 1), granula având o zonă centrală oarecum hipidiomorfă, limpede, o zonă intermedie cu contur tinzind spre poligonal, puternic înțesată cu sericit și, în fine, o zonă marginală îngustă, limpede. O imagine frumoasă apare atunci când granula este formată din doi indivizi asociați după (010); în ansamblul său, granula prezintă cele trei zone descrise mai sus, interesant fiind faptul că pentru fiecare individ al maclei în parte zonele centrale și marginale limpezi au orientare optică unitară, diferită însă la un individ față de celălalt (pl. III, fig. 2).

Structura zonară, în aceste cazuri, poate fi interpretată în modul următor: zona centrală, limpede, în general hipidiomorfă, reprezentă o granulă de plagioclaz mai acid, format în timpul primelor faze ale metamorfismului; zona intermedie, tulbere, cu incluzuni de sericit reprezentă o zonă de supracreștere, mai bazică, iar zona exterioară, din nou limpede, s-a format în timpul metamorfismului regresiv, concomitent cataclazării. Faptul că structura zonară nu este evidențiată clar în cazul gnaiselor nebrecificate se poate datora lipsei alterării care să o fi evidențiat.

Microclinul, ca mineral principal în gnaisele cu microclin, formează xenoblaste de diferite dimensiuni care „umplu” spațiile dintre celelalte minerale, insinuându-se printre granulele de cuart și plagioclaz pe care le corodează și încorporează în masa sa (pl. I, fig. 3). Sunt numeroase și cazurile când microclinul pătrunde într-un granoblast de plagioclaz și înaintează în masa acestuia, înlocuindu-l, rezistind numai incluziunile rotunjite de cuart care rămân incluse, dar de data aceasta în microclin. Pe lîngă cuart și plagioclaz pot conține și incluzuni de biotit și muscovit.

Ortoclazul apare uneori, mai ales în paragnaisele biotito-muscovitice, asociat îndeosebi zonelor care conțin sillimanit, putând conține, pe lîngă sillimanit, incluziuni de cuart și muscovit. Uneori se evidențiază treceri gradate de la ortoclaz conținând cîteva fibre de sillimanit la agregate fibroase constituuite numai din sillimanit.

Granatul (almandin) are o dezvoltare caracteristică în paragnaisele biotitice, unde poate ajunge pînă la 4—5 %, sub formă de granoblaste izolate, de diferite dimensiuni și nedepășind 1,5—2 mm. Granulele mai mari au, de obicei, contur neregulat sau rotunjît, săt puternic fisurate și conțin numeroase incluziuni. În multe cazuri, granoblastele de granat prezintă un nucleu format din cuart, plagioclaz, biotit, singure sau asociate, sau granula în ansamblul său poate prezenta o structură zonară, în „atol”, avînd centrul constituit din granat, o zonă intermedie formată din cuart și/sau plagioclaz și, în sfîrșit, zona exterioară din nou din granat (pl. III, fig. 3), ceea ce evidențiază o creștere polifazică. Pot conține, de asemenea, cristale aciculare fine de rutil și cristale de apatit.

Prezența incluziunilor de biotit (resturi ale unor lamele larg dezvoltate), corelate cu cantitatea mare de rutil, săt argumente în favoarea dezvoltării granatului pe seama biotitului; în plus, majoritatea lamelelor de biotit în contact cu granatul săt puternic corodate. Pe fisuri conțin mai ales biotit și clorit.

Biotitul se poate găsi ca incluziuni în microclin și granat. În unele probe se întîlnesc situații de înlocuire parțială sau totală a lamelelor de biotit prin sillimanit (fibrolit), în masa acestuia păstrîndu-se resturi de biotit (pl. III, fig. 4). În probele slab alterate biotitul este transformat parțial în clorit (pennin), sau numai decolorat, putând conține în unele cazuri o rețea de ace fine, neorientate, de rutil.

În rocile amfibolice, biotitul se găsește atât ca incluziuni în granat, eit și sub formă de poikiloblaste neorientate, adesea dispuse transversal (pl. IV, fig. 1), conținând incluziuni de cuart, plagioclaz, hornblendă și magnetit. Cînd este în contact cu hornblendă o corodează puternic, înglobînd incluziunile pe care le conține aceasta.

Cu aceste caractere, biotitul aparține la două generații — o generație mai timpurie, întîlnită și ca incluziuni în granat și o generație mai nouă, sub formă de porfiroblaste, în general neorientate.

Muscovitul în paragnaisele și micașisturile biotito-muscovitice poate prezenta transformări gradate într-un agregat fibros de sillimanit (pl. IV, fig. 2), de obicei capetele lamelelor fiind îndoite sau rupte. Cînd se găsește ca incluziuni în feldspatul potasic este corodat, majoritatea lamelelor căpătind aspect scheletiform. În paragnaisele biotitice, unde este în cantitate redusă, spre deosebire de biotit, muscovitul prezintă tendință de a se dezvolta porfiroblastic cu o dispoziție transversală (pl. IV, fig. 3), fiind evident mai nou decît biotitul, cuartul și plagioclazul pe care le înglobează și corodează; poate conține, de asemenea și granule de disten (pl. IV, fig. 4).

Distenul este destul de răspândit, în special în paragnaisele biotice, sub formă de granule de la aproape idiomorfe pînă la rotunjite sau neregulate, de diferite dimensiuni. Structura este frecvent poikiloblastică, conținînd mai ales incluziuni de cuart (pl. V, fig. 1). În general, poikiloblastele de disten sunt puternic fragmentate și parțial sericitizate, uneori păstrîndu-se resturi de disten într-o masă fin solzoasă, sericitică (pl. V, fig. 2).

Sillimanitul este mai frecvent în paragnaisele și micașisturile biotito-muscovitice și mai rar în paragnaisele biotitice, fiind reprezentat prin fibrolit, format prin înlocuirea totală sau parțială a unor lamele de biotit ori muscovit și în măsură mai mică pe seama granulelor de disten, la marginea acestora și pe fisuri (pl. V, fig. 3). Se poate dispune în agregate fibroase neregulate, radiare sau în snopi, conținînd numeroase resturi de biotit și muscovit, sau sub formă de agregate radiare sau fibre izolate incluse în granulele de cuart (pl. V, fig. 4).

Dacă almandinul este prezent în aproape toate probele de gnaise și micașisturi, dintre silicătii de aluminiu, în majoritatea probelor, este prezent sau distenul, sau sillimanitul; mai rar, cu caracter strict local, parageneza le poate cuprinde pe amândouă.

Prezența *actinolitului*, uneori în cantitate mare, sub formă de incluziuni în granoblastele de plagioclaz din gnaisele actinolitice sugerează faptul că actinolitul format de timpuriu nu s-a putut ulterior transforma în hornblendă din cauza lipsei aluminiului care a fost incorporat în plagioclazul nou format pe seama albitalui, care în condițiile primei faze de metamorfism coexista în echilibru cu actinolitul. Ar fi astfel un caz de neatingerere a echilibrelor paragenetice din cauza indisponibilității unor elemente; deficitul de aluminiu poate fi argumentat și de lipsa muscovitului în aceste roci.

Tinînd cont de aspectele morfostructurale și de dispoziția în spațiu a mineralelor de neoformătie, apreciem că acestea au luat naștere în condiții aproximativ egale de adîncime și temperatură cu minerale mai vechi, dar ulterior perioadei principale de deformare, metamorfismul continuind mai ales sub efectul presiunii litostatice (=metamorfism static). Dacă lucrurile stau așa, înseamnă că, cel puțin în zona noastră, singurele minerale, într-adevăr nou formate în această ultimă fază, probabil a aceluiași ciclu tectonomagmatic, au fost sillimanitul, ortoclazul și microclinul, celelalte minerale — muscovitul, biotitul, granatul, plagioclazul și cuartul — suferind doar o remobilizare și reorganizare a rețelei cristaline.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *St. tehn-econ. Inst. Geol. Geofiz., seria I*, p. 3—159, București.
- Hirtopanu I. (1978) Cristalinul getic : metamorfism polifazic sau polimetamorfism ? *Acad. R. S.R. Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geol.*, 32/2, p. 180—193, București.

- et al. (1984) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Kräunter H. (1980) Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol., Geofiz.*, LVII, p. 229–296, București.
- Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and Its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Ghidul excursiei A1, Asoc. Geol. Carp. — Balc. Congr. XII, 1981*, București.
- Macaleț V. (1983) Considerations regarding the geological structure of the northern part of the Retezăt Mountains (South Carpathians). *Carp. — Balc. Asoc. Geol., Congr. XII, 1981, An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, București.
- Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a munților Retezat, între Râul Alb-Nucșoara, cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D. S. Inst. Geol.*, LVI (1968–1969), București.
- Pavelescu L. (1953) Cercetări geologice în munții Retezat. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII (1949–1950), București.
- Şeclănan M. (1972) Studiul rocilor cuarțo-feldspatice din cursul superior al văii Streiului. Teză de doctorat, Univ. București.

GETIC CRYSTALLINE BETWEEN NUCȘOARA AND HOBITA (RETEZAT MOUNTAINS)

(Summary)

The crystalline formations, we are dealing with in the present paper, lie in the northernmost part of the Retezat Mts. Northwards they are overlain by the sedimentary formations of the Hațeg basin and southwards they overthrust the Danubian formations. Lithostratigraphically they belong entirely to the Sebeș-Lotru Series (= Group) and consist of an alternation of different types of gneisses — biotite-muscovite paragneisses, biotite paragneisses, microcline gneisses — and, subordinately, amphibolic rocks — amphibolites and actinolitic gneisses.

In the study zone the metamorphism of the Sebeș-Lotru Series corresponds to the Barrovian-type (medium pressure) metamorphism and took place under conditions of almandine-amphibolite facies, kyanite-almandine-muscovite, sillimanite-almandine-muscovite and, locally, sillimanite-almandine-orthoclase subfacies.

Near by the thrust plane over the Danubian formations and locally in other zones the metamorphites of the Getic Crystalline were partly retromorphosed concomitantly with an obvious cataclasis.

Thorough mineralogical and petrographical studies point out the polyphase character of the metamorphism as best shown in the garnet \pm kyanite \pm sillimanite biotite paragneisses and in the actinolitic gneisses. Thus, the minerals corresponding to an older phase, in paragenetic equilibrium, are quartz, plagioclase, biotite, muscovite, almandine, kyanite (and amphibole in actinolitic gneisses) and those corresponding to a more recent phase are: muscovite (and biotite in actinolitic gneisses), sillimanite (fibrolite), garnet, plagioclase and quartz, the last two ones being able to form supergrowths on older plagioclase and quartz.



In the other rock types the neoformation minerals can be represented by orthoclase (in biotite-muscovitic paragneisses) and microcline (in microcline gneisses), both of them being closely connected with the formation of sillimanite.

The morphostructural aspects and the space distribution of the neoformation minerals constitute arguments of their origin under conditions of depth and temperature similar to those of the older minerals, but subsequent to the main deformation period, the metamorphism continuing especially as a result of the lithostratigraphic pressure (= static metamorphism). If this is true it means that, at least in the study area, the only minerals formed in this last phase, probably of the same tectono-magmatic cycle, are sillimanite, orthoclase and microcline, the other minerals — muscovite, biotite, garnet, plagioclase and quartz — underwent only a remobilization and reorganization of the crystalline network.

EXPLICATIA PLANSELOR

Planșa I

- Fig. 1 — Paragnais biotito-muscovitic (piriuș Serel); N +; $\times 32$.
 Biotite-muscovite paragneiss (Serel Brook); N +; $\times 32$.
- Fig. 2 — Paragnais biotitic (piriuș Serel); N +; $\times 32$.
 Biotite paragneiss (Serel Brook); N +; $\times 32$.
- Fig. 3 — Gnais cu microclin (piriuș Piscurilor); N +; $\times 32$.
 Gneiss with microcline (Piscurilor Brook); N +; $\times 32$.
- Fig. 4 — Amfibolit (Riu Bărbat); N II, $\times 32$.
 Amphibolite (Riu Bărbat); N II, $\times 32$.

Planșa II

- Fig. 1 — Granat inclus în porfiroclaste de tremolit, în amfibolit tremolitic (piriuș Piscurilor); N +, $\times 32$.
 Garnet included in tremolite porphyroclasts, in tremolitic amphibolite (Piscurilor Brook); N +, $\times 32$.
- Fig. 2 — Gnais actinolitic (piriuș Nucșoara); N +; $\times 80$.
 Actinolitic gneiss (Nucșoara Brook); N +; $\times 80$.
- Fig. 3 — Cataclazit (Riu Alb); N +, $\times 32$.
 Cataclasite (Riu Alb); N +, $\times 32$.
- Fig. 4 — Supracreșteri de cuarț în gnais actinolitic (piriuș Nucșoara); N +, $\times 80$.
 Quartz supergrowths in actinolitic gneiss (Nucșoara Brook); N +, $\times 80$.

Planșa III

- Fig. 1 — Plagioclas cu structură zonară pusă în evidență prin alternare, în paragnais biotito-muscovitic cataclazat (Riu Alb); N +, $\times 80$.
 Plagioclase with zonary structure rendered evident by alteration, in a cataclased biotite-muscovite paragneiss (Riu Alb Brook); N +, $\times 80$.



Fig. 2 — Idem, fig. 1.

See Figure 1.

Fig. 3 — Granaţi cu structură zonară, „în atol”, în paragnais biotitic (Rîul Bärbat); N +, $\times 80$.

Garnet with zonary structure, in "atoll", in biotite paragneiss (Rîul Bärbat):

N +, $\times 80$.

Fig. 4 — Lamele de biotit înlăciute parțial prin sillimanit în paragnais biotitic (piriuș Serel); N +, $\times 80$.

Biotite lamelles partly replaced by sillimanite, in biotite paragneiss (Serel Brook); N +, $\times 80$.

Plansa IV

Fig. 1 — Biotit porfiroblastic, neorientat cu structură poikiloblastică, în amfibolit (Rîul Bärbat); N +, $\times 32$.

Unoriented porphyroblastic biotite with poikiloblastic structure, in amphibolite (Rîul Bärbat); N +, $\times 32$.

Fig. 2 — Sillimanit format pe scama muscovitului, în micașist (piriuș Serel); N +, $\times 32$.

Sillimanite formed at the expense of muscovite, in micaschist (Serel Brook); N +, $\times 32$.

Fig. 3 — Lamelă de muscovit porfiroblastic dispusă transversal, în paragnais biotitic (Piriuș Rîul Mic); N +, $\times 80$.

Porphyroblastic muscovite lamelle transversally disposed, in biotite paragneiss (Rîul Mic Brook); N +, $\times 80$.

Fig. 4 — Disten inclus în muscovit porfiroblastic, în paragnais biotitic (piriuș Rîul Mic); N +, $\times 200$.

Kyanite included into porphyroblastic muscovite, in biotite paragneiss (Rîul Mic Brook); N +, $\times 200$.

Plansa V

Fig. 1 — Disten porfiroblastic, în paragnais biotitic (piriuș Rîul Mic); N +, $\times 80$.

Porphyroblastic kyanite, in biotite paragneiss (Rîul Mic Brook); N +, $\times 80$.

Fig. 2 — Fragmente de disten într-o masă sericitoasă, în paragnais biotito-muscovitic parțial retromorfozat (piriuș Rîul Alb); N +, $\times 80$.

Kyanite fragments in a sericitous mass, in partly retromorphosed biotite-muscovite paragneiss (Rîul Alb Brook); N +, $\times 80$.

Fig. 3 — Granulă de disten transformată parțial (la margine și pe fisuri) în sillimanit, în paragnais biotitic (piriuș Serel); N +, $\times 80$.

Kyanite grain partly altered (on margins and on fissures) in sillimanite, in biotite paragneiss (Serel Brook); N +, $\times 80$.

Fig. 4 — Sillimanit în cuart, în micașist (piriuș Serel); N +, $\times 80$.

Sillimanite in quartz, in micaschist (Serel Brook); N +, $\times 80$.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

POLIMETAMORFISMUL CRISTALINULUI DIN NORD-ESTUL MUNTILOR FĂGĂRAŞ (CARPAȚII MERIDIONALI)¹

DE

IOAN SOLOMON²

Polymetamorphism. Blastomylonites. Cataclasites. Dynamic metamorphism. Retrograde metamorphism. Prograde metamorphism. Paragenesis. Structural analysis. Amphibolite facies. Isograds. Prehercynian, Hercynian and Alpine orogeny. South Carpathians—Crystalline Gelic and Supragetric realms — Făgăraş Mountains.

Abstract

Polymetamorphism of the Crystalline in the North-East of the Făgăraş Mountains (South Carpathians). The mineralogical study of the mesometamorphites in the north-eastern part of the Făgăraş Mountains made possible the clearing up of the complex evolution of the metamorphic processes which affected the crystalline of the Cumpăna Group. In chronological succession one can recognize two Prehercynian prograde metamorphisms separated by a retrograde metamorphism, followed by Hercynian and Alpine retromorphic processes which led to significant structural and mineralogical alterations in the rocks of the mentioned group.

Résumé

Polymétamorphisme du cristallin du nord-est des monts Făgăraş (Carpathes Méridionales). L'étude minéralogique des mésométamorphites de la partie de nord-est des monts Făgăraş a permis le déchiffrement d'une évolution complexe des processus métamorphiques qui ont affecté le cristallin du groupe de Cumpăna. Dans la succession chronologique on reconnaît la présence de deux métamorphismes progrades préhercyniens séparés par un métamorphisme rétrograde, suivis de processus rétromorphes hercyniens et alpins qui ont généré d'importantes transformations structurales et minéralogiques dans les roches appartenant à ce groupe.

¹ Depusă la 4 mai 1985, acceptată pentru comunicare și publicare la 26 noiembrie 1985, comunicată în ședința din 24 mai 1985.

² Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



Regiunea la care ne referim în această notă este situată în partea de nord-est a munților Făgăraș, în bazinul superior al văii Bîrselor (Bîrsa Groșetului, Bîrsa Fierului) unde sunt în curs de execuție lucrări miniere și foraje.

Zona este constituită din cristalinul grupului de Cumpăna acoperit cu sedimente mezozoice și străbătut de granitoide și filoane de roci alcaline jurasice.

Dislocațiile rupturale regionale (încălecarea Holbav) sunt, în general, concordante cu structura majoră a metamorfitelor. Acestea sunt însotite de încălcări locale, alpine, în care sunt antrenate și mici resturi ale cuverturii mezozoice (valea Bîrsa Fierului).

În metamorfitele grupului de Cumpăna efectele unui metamorfism dinamic însotit de procese retromorfe au fost recunoscute de majoritatea cercetătorilor începând de la Schmidt (1930) și pînă la cei de azi.

Studiul microscopic al rocilor din lucrările miniere și forajele menționate ne-au permis să descifrăm o mare parte din evoluția metamorfică a stivei cristaline, prin recunoașterea unei succesiuni complexe de momente metamorfice evidențiate de prezența unor structuri și parageneze minerale relicte precum și a unor parageneze minerale noi, prograde și retrograde.

Cel mai vechi metamorfism prograd care a afectat stiva de roci din zona izvoarelor văii Bîrsa a condus la transformarea lor în paragnaise și micașisturi cu almandin, staurolit și disten, gnais amfibolice, calcare cristaline și cuarțite, roci cu o cristalinitate pronunțată, formate în condițiile faciesului amfibolitelor.

Evoluția ulterioară a mezometamorfitelor a fost marcată de activarea unui metamorfism cataclastic cu efecte distructive importante și generarea unor asociații minerale de temperatură și presiune scăzută (faciesul de sisturi verzi).

La cataclazitele formate în primul metamorfism retrograd aspecte caracteristice le prezintă cuarțul, mineralul cel mai sensibil la deformări. Cuarțul a fost transformat într-un agregat de mici fragmente, xenomorfe, cu o structură îndințată și o accentuată extincție ondulatorie. Procese similare de zdrobire se observă și la plagioclaz, care ajunge la granule cu dimensiuni submilimetrice, la fel ca și cuarțul cu care alcătuiește lamele caracteristice.

În aceste roci muscovitul a fost transpus în lungul noii șistozități.

Gnaisele obțin o șistozitate milonitică penetrativă, care obliteră, în mare parte, structura anterioară.

Blasteza acestor milonite a avut loc în cel de-al doilea moment metamorfic prograd, în condițiile de temperatură și presiune specifice faciesului amfibolitelor cu almandin.

Acest metamorfism, în stiva de roci, s-a manifestat tot în mod progresiv conducind la formarea unor zone diferențiate prin minerale index. În zona cea mai superioară dintre mineralele index cristalizează un biotit de neoformăție alături de cuarț, albit-oligoclaz și muscovit. Biotitul alcătuiește o rețea de mici paieți cu un pleocroism accentuat brun roșcat-gălbui caracteristic și este dispus pe șistozitate (pl. I, fig. 1) sau apare ca mici cristale izolate crescute pe muscovit sau plagioclaz.



Un stadiu mai avansat de cristalizare, odată cu creșterea temperaturii și presiunii, îl prezintă blastomilonitele din zona cu almandin. Într-o secțiune (proba nr. 86) de pe valea Bîrsa Fierului a fost surprinsă prezența, atât a granatului inițial, pseudomorfozat complet cât și a granatului nou, în curs de blasbeză, cu dimensiuni reduse, idiomorf, proaspăt, cu nucleere pe cuarț, albit sau biotit II, sub formă de granat atol. Când creșterea almandinului nou este mai avansată se întâlnesc granați mari, zonați, cu centru având o structură poikilitică-helicitică, cristalizat în condiții cinematice și o zonă periferică, omogenă, limpede, formată în condiții statice ce-i conferă granatului un contur idiomorf. Fenoblastele sunt însoțite de rojuri de mici cristale de almandin cu aceleași caractere reproduse la o scară mai mică (pl. I, fig. 2).

În blastomilonitele mai larg cristalizate se recunoaște o nouă sistozitate blastomilonitică, în special cind aceasta are o dispunere oblică față de sistozitatea milonitică, conservată în laminele de cuarț (pl. II, fig. 1).

Următoarea zonă este a blastomilonitelor cu staurolit căruia, de cele mai multe ori, i se asociază blastomilonitele cu disten.

Staurolitul nou din blastomilonite apare în cristale prismatice alungite, proaspete, cu structură poikilitică, cristale ce conțin numeroase incluziuni de cuarț, albit, oxizi de fier și granat microblastice, idiomorf și proaspăt din a doua generație. Creșterea cristalelor de staurolit are loc în lungul sistozitatii blastomilonitice (pl. II, fig. 2). Tot în lungul acestei sistozitatii, marcată de prezența cristabolastelor de muscovit, se dispun zone cu cuarț microblastice și păiete de muscovit în care a fost observată prezența staurolitului proaspăt, maclat în genunchi.

Distenul, din a doua generație, apare tot proaspăt, în cristale prismatice alungite, orientate după noua sistozitate. Distenul prezintă, de cele mai multe ori, o structură poikilitică, cu includerea unor mici păiete de biotit nou, dispuse oblic față de (010) ceea ce denotă includerea lor și nu o blasbeză ulterioară (pl. III, fig. 1). Distenul a fost observat în cristale idiomorfe, proaspete, crescute static (oblice față de sistozitatea blastomilonitică) și în laminele muscovitice alături de un granat idiomorf și proaspăt din a doua generație (proba 144, valea Bîrsa Fierului).

Recunoașterea unui al doilea metamorfism de T și P medie (barovian) pînă la izogradul distenului, în munții Făgăraș, vine să completeze cunoștințele petrogenetice asupra evoluției metamorfe a formațiunilor precambriene din Carpații Meridionali.

Aceste observații se adaugă celor analoage, anterioare, efectuate asupra blastomilonitelor precambriene și paleozoice din Culmea Cernei, platoul Mehedinți și munții Almaj (Berza et al., 1984) precum și a celor din masivul Leaota (Zincenco, 1985).

Următorul moment metamorfic a fost determinat de tectogeneza hercinică și s-a manifestat retrograd prin generarea unor ultramilonite (pl. III, fig. 1) consolidate (ulterior) însoțite de gnaise retromorfe formate pe mezometamorfitele grupului de Cumpăna.

Precizarea vîrstei acestui proces metamorfic a fost posibilă datorită găsirii unor fragmente de ultramilonite și gnaise retromorfe anclavate



în filoanele de camptonite cu barkevikit de pe valea Rușească, affluent stîng al văii Bîrsa lui Bucur.

Vîrsta filoanelor de roci bazice a fost precizată, în regiune, prin identificarea, în depozitele sedimentare liasice ale bazinului Codlea, a unor astfel de filoane (Manilici, Vilceanu, 1963) aşa încît generarea ultramylonitelor și a gnaiseelor retromorfe a fost cu certitudine prelasică.

În gnaisele retromorfe hercinice cristaloblastele de muscovit sunt îndoite, contorsionate, rupte și sericitizate biotitul este deferizat, parțial sau total, almandinul, înlocuit cu clorit și calcit, păstrează numai conurile iar staurolitul și distenul, dezaggregate, sunt transformate într-un agregat pinnitic.

Un studiu mai puțin distructiv îl reprezintă gnaisele retromorfe cataclazate în care alterarea granatului este parțială iar cristaloblastele almandinului sfărimate (pl. IV, fig. 1) ca și cele ale distenului (pl. IV, fig. 2) sunt însirate în lungul noii sistozități.

Metamorfismul dinamic retromorf, alpin, evident în regiune, s-a manifestat prin procese de milonitzare și brecifiere în vecinătatea planelor de încălecare (cataclazite și brecii pe cuarțite, plagiognaise, grani-toide, gresii și milonite pe gnaisele micacee și gnaisele oculare) și prin apariția unei sistozități milonitice incipiente, uneori oblică față de sistozitatea gnaiseelor blastomilonitice.

Modificările mineralogice retromorfe alpine se traduc prin eloritizarea biotitului II și a granatului II și prin sericitizarea incipientă a muscovitului, staurolitului II și distenului II, aceste transformări fiind mai ușor recunoscute.

În foraje au fost surprinse două sau trei pachete de roci în care se observă treceri de la ultramylonitele consolidate la gnaise retromorfe și apoi la gnaise proaspete ceea ce indică prezența unor încălecări repetate hercinice urmate de încălecările alpine recunoscute prin identificarea sedimentelor liasice prinse sub planele de încălecare și prin prezența breciilor și a milonitelor neconsolidate.

BIBLIOGRAFIE

- Berza T., Iancu V., Hann H. P., Seghedi A. (1984) Dynamic and retrograde metamorphism: example from the Romanian South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, București.
- Manilici V., Vilceanu P. (1963) Contribuții la studiul rocilor eruptive din bazinul Codlea. *Asoc. Geol. Carp.-Balcan. Congr.* V, II, București.
- Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale Munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București.
- Zincenco D. (1985) Raport, arhiva Întreprinderii de Prospecții Geologice și Geofizice, București.



POLYMETAMORPHISM OF THE CRYSTALLINE IN THE NORTH-EASTERN PART OF THE FĂGĂRAŞ MOUNTAINS
(SOUTH CARPATHIANS)

(Summary)

In the north-eastern part of the Făgăraş Mts the mineralogical studies pointed out a complex evolution of the metamorphites belonging to the Cumpăna Group.

The oldest metamorphism recognized in the mentioned rocks has a prograde character; it determined the formation of a large packet of gneisses with almandine, staurolite and kyanite under conditions of the almandine amphibolite facies.

The mesometamorphites of the Cumpăna Group present relict blastomylonitic structures with microblastic quartz and plagioclase on which crystallizes the second generation of biotite, garnet, staurolite and kyanite.

Within the Hercynian tectogenesis, due to the rocks displacement along thrust planes, conformable on the previous major structures, they were partly altered into retromorphic ultramylonites and gneisses. The age of these alterations could be determined on the basis of the enclaves of ultramylonites and retromorphic gneisses trapped in camptonite veins of Liassic age (Manilici, Vilceanu, 1963).

The Alpine retromorphic dynamic metamorphism brought the latest modifications which led to the local occurrence of some cataclastic rocks and of breccias accompanied by mineral alterations at the level of the green-schist facies.

EXPLICATIA PLANSELOR

Plansa I

Fig. 1 — Blastomilonit prehercnic cu biotit II, pîrul Orzului, Nic. II.

Prehercynian blastomylonite with biotite II, Orzul Brook, N II.

Fig. 2 — Blastomilonit prehercnic cu granat II, pîrul Orzului, Nic. II.

Prehercynian blastomylonite with garnet II, Orzul Brook, N II.

Plansa II

Fig. 1 — Blastomilonit prehercnic cu biotit II și granat II avînd două șistozități, valea Bîrsa Groșelului, Nic. +.

Prehercynian blastomylonite with biotite II and garnet II showing two schistosities, Bîrsa Groșelului Valley, N +.

Fig. 2 — Blastomilonit prehercnic cu staurolit II, valea Bîrsa Fierului, Nic. II; 1, staurolit II; 2, almandin; 3, biotit II.

Prehercynian blastomylonite with staurolite II, Bîrsa Fierului Valley, N +; 1, staurolite II; 2, almandine; 3, biotite II.

Plansa III

Fig. 1 — Blastomylonit prehercynic cu disten II, pârâul Orzului. Nic. II; 1, disten II; 2, biotite II.

Prehercynian blastomylonite with kyanite II, Orzul Brook, N II; 1, kyanite II; 2, biotite II.

Fig. 2 — Ultramylonit hercynic consolidat, valea Birsa Groșetului. Nic. II.

Hercynian ultramylonite consolidated, Birsa Groșetului Valley, N II.

Plansa IV

Fig. 1 — Cataclazit hercynic cu almandin dezagregat, valca Birsa Fierului. Nic. II; 1, cuarț; 2, almandin.

Hercynian cataclasite with desaggregated almandine, Birsa Fierului Valley. N II; 1, quartz; 2, almandine.

Fig. 2 — Cataclazit hercynic cu disten dezagregat, valea Birsa Fierului. Nic. II; 1, cuarț; 2, muscovit; 3, disten.

Hercynian cataclasite with desaggregated kyanite, Birsa Fierului Valley. N II; 1, quartz; 2, muscovite; 3, kyanite.



I. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

Проект 3

THE ALBEŞTI GRANITE : PETROGENETIC CONSIDERATIONS¹

BY

MIHAI TATU², GAVRIL SĂBĂU²

Albești granite. Intrusions. Blastomylonite. Foliation. Overthrust. Caledonian Orogeny.

Abstract

The Albești granite consists of a tabular, intrusive body, disposed on a tectonic plane materialized by a blastomylonite lineament. The intrusive character is proved by macro- and microtextural observations and by chemistry. The tectonic plane on which the Albești granite has been intruded is a polystadially reactivated thrust plane, transposed after a penetrative foliation probably of Caledonian age.

Résumé

Le granite d'Albești : considérations pétrogénétiques. Le granite d'Albești forme un corps intrusif tabulaire, disposé sur un plan tectonique matérialisé par un alignement de blastomylonites. Le caractère intrusif est documenté par des observations macro- et microtexturales et de chimisme. Le plan tectonique qui contient l'intrusion du granite d'Albești est un plan de chevauchement réactivé polystadialement, transposé selon une foliation pénétrative d'âge probablement calédonien.

Located in the Leaota crystalline, the Albești granite aroused geologists' interest, beginning with the last century, owing to its textural and mineralogical aspects and its position as against the adjacent formations. The first reference belongs to Toula (1897). Since then and until now a whole pleiad of researchers contributed to its study. Interesting mineralogical and textural observations belong to Popovici — Hatzeg (1898), Reinhardt, the first to use the term Albești granite (1909, 1912);

¹ Received February 20, 1985, accepted for communication and publication February 25, 1985, presented at the meeting June 20, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



Gheocalescu (1917), Streckeisen (1934), Oncescu (1943), Gherasi (1956), Gherasi, Dimitrescu (1964), Gherasi et al. (1966, 1971), Popovici (1978), Chirică et al. (1977, 1978, 1981–1983), all of them stating the magmatic origin and the intrusive character of the granite. Gheuca and Dinică (1981, 1983) consider the Albești granite to be the result of the anatexis and *in situ* crystallization, in a state of ultrametamorphism, of a material of granitic composition. Its chemical homogeneity and the constant position in the stratigraphical column on a 600 km² surface determine these authors to consider it "a detail stratigraphical level". As a result of the detailed mapping which we have performed within the limits between the basins of Hotarului and Bădeanca valleys (to the east of the Dîmbovița Valley), Stâncioiu and Grohotișu (to the east of the Bucegi massif), the Dîmbovița Valley — the upper course and preliminary in the Rîul Tîrgului and Bughița Valley basins, we have noticed that the present structure is the result of an superposed cleavage folding (de Sitter, 1969) whose intensity differs according to the competence of each formation.

Taking into account the textural form and the intensity of the metamorphism one can distinguish :

- a deformation moment D_1 synchronous to the metamorphism in the almandine amphibolite facies ;
- a deformation moment D_2 , materialized by an intensive mineral neoformation with a retrograde character, prevalent in the Lerești formation (Gheuca, Dinică, 1983), with a very penetrative S_2 foliation, common to the Voinești and the Lerești formations, along which the transposition of the old structure is also carried out. The Albești granite appears as a 30 m thick sill, in conformity with the S_2 foliation, nearby the biotitic paragneisses and the linear augen gneisses of the Voinești Formation. Locally, a second sill, superior to the first, of a reduced width and intensely sheared (Rîiosul Valley, Tîbra Mică Valley) appears at a distance of about 30 m.

Above the structures thus achieved, a deformation moment D_3 has been superimposed, which is intensely manifested in the Călușu Formation, with mineral neoformation, kink foldings and crenulation cleavages.

Afterwards, the assemblage has been affected by a brittle tectonics represented by two sets of fractures trending North-North East-South-South West and North West-South East with an unhooked and tipping character, active up to the alpine cycle included.

In all situations the Albești granite presents two textural facies : the median area of the sill covers a protomylonitic facies, while marginally turning to a mylonite. As a rule, the adjacent formations are also mylonitized when contacting the Albești granite.

The rock has a bluish-grey colour, a hue given by quartz, taking part into it together with an almost totally saussuritized plagioclase feldspar, megacrystals of potassic feldspar (dents de cheval), having different degrees of transformation, and biotite (isolated crystals with hexagonal outline or as agglomerations).

The mylonitized area is characterized by the presence of the feldspathic-quartz separations in alternations with mica straps.



The granite includes enclaves of metamorphic rocks with an obvious schistosity, with oval, sometimes angular contours, apparently disposed chaotically. Nevertheless, the average of the orientation of the long axes corresponds to the general foliation. As a rule, the contact between the enclaves and the granite is marked by a finely crystallized area.

In close vicinity of the granite one can notice some microblastic brown-grey rocks, with black spots orientated according to the schistosity, which have been defined by Gherasi and Dimitrescu (1964) as sillimanite — bearing garnet micaceous hornfelses (Pl. I, Fig. 1). They occur as bodies that are discontinuous along the whole area of the granite outcrop. The microscopic analysis underlines a finely schistose texture, given by an alternation of muscovite-quartz bands with albite disposed by a mylonitic foliation against whose background an intergranular garnet is developing in poikiloblastic forms, with xenomorphic contours, extremely rich in small-sized inclusions, made up of quartz and biotite.

On the basis of these textural criteria the above described rocks are defined as blastomylonites. They appear not only in the adjacent area of the granite, as we have already mentioned, but also as enclaves within it. Frequently, poikiloblasts of microcline are developing in the blastomylonitic mass.

Microscopically, as a result of a detailed textural and mineralogical analysis we have succeeded in tracing three stages in the evolution of the Albești granite. In the first magmatic stage, the crystallization of the following mineralogical association (1) has been carried out : zircon-apatite-monazite-biotite-garnet-feldspar plagioclase (oligoclase)-orthose-quartz I. The second stage, an autometasomatic one, is characterized by the appearance of the association (2) : microcline I-clorite-muscovite-titanite-rutile-magnetite. The third stage (3), a belated one, contains : albite-microcline II-sericite-quartz II -epidote.

Quartz I appears as bipyramidal crystals, with crushed rims and deformed in the case of the protomylonitic facies. The crushing and the advanced deformation of the crystals is characteristic of mylonitized varieties. It is worth mentioning the extremely ununiform character of the granulation and of the outline (anhedral-subhedral). Quartz I also appears in inclusions especially in the megacrystals of microcline I.

Quartz II forms together with albite myrmekitic structures on the brink of megacrystals of microcline (Pl. I, Fig. 2). At the same time it is inserted near albite and microcline I, on the mechanic discontinuities of the rock as films (Pl. I, Fig. 3) and on the structural discontinuities in minerals.

Plagioclase feldspar I appears as euhedral and subhedral phanerocrystals with different degrees of saussuritization, which makes its determination extremely difficult.

In a microsection from Tibra Mare (Pl. I, Fig. 4) it was possible to determine the composition of a plagioclase feldspar, a less altered one, finely recurrent zoned. Plotting the pole of the cleavage determined by means of the universal stage in the perpendicular stereogramme on $n\beta$ we have obtained for the central area ($+2V = 86^\circ$) a content of anorthite of 24 %, for the 1—3—5($-2V = 86^\circ$) areas the anorthite content reaches



13%, while for $2-2V = 84^\circ$ area it results in an anorthite content of 18%. The determinations made by Reinhard (1912) on plagioclase feldspars form the Albești granite indicate contents in anorthite between 14–24%. Popovici (1978) also determines as oligoclase a plagioclase feldspar crystal with an albitic rim, while Gheuca and Dinică (1981) point out the presence of andesine in a microsection from the Bughița Albeștilor.

Plagioclase feldspar II is represented by albite which appears as rims around oligoclase crystals and as films together with microcline II and quartz II on the structural discontinuities in minerals and on the mechanic discontinuities in the rock mass.

Orthose, mentioned by Streckeisen (1934) for the first time appears as rare subhedral individuals, with undulatory extinction, $2V(-) = 60-70^\circ$, sometimes having a perthitic texture.

Microcline I described by Reinhard (1912) appears as anhedral megacrystals, with undulatory extinction, frequently cross-hatched. The values of the angle $-2V > 80^\circ$ and the index of triclinicity calculated from the X-ray powder pattern ³, $\Delta = 0,87$, indicate the intermediate microcline. Most times it appears cataclasized, with substitution perthites and albite rims (Pl. II, Fig. 1). Sometimes, microcline I is partially sericitized and presents quartz, oligoclase, biotite and epidote inclusions (Pl. II, Fig. 2).

Microcline II appears as films inserted on the mechanic discontinuities with albite and quartz (Pl. I, Fig. 3).

Biotite is the mafic mineral that prevails in the Albești granite and appears in the form of subhedral crystals, marginally corroded, with an intense pleochroism in reddish-brown shades, presenting inclusions of zircon, apatite and rutile. As a peculiarity for the Albești granite, biotite most times presents a garnet corona (Reinhard, 1912).

Gherasi et al. (1966) and Gheuca and Dinică (1918) assert the presence of this rim only at the interface biotite-plagioclase, a result of a subsolidus reaction between these two minerals. Our observations coincide with Reinhard's, in the sense that this rim is not selectively formed, at the above mentioned interface, but it appears also at the contact between biotite and other minerals (quartz, potassic feldspar) (Pl. II, Fig. 3). Very frequently, the biotite crystals are deformed (kink bands, bendings, fractures) and affected by the following secondary processes: chloritization, baueritzation, silicification, sericitization, sagenitization (Pl. II, Fig. 4).

Muscovite occurs as a secondary product at the expense of biotite, and of feldspars (often as sericite).

Garnet occurs in the form of microcristalline reaction rims around biotite (Pl. II, Fig. 3). It has anhedral and subhedral contours and it is fracturedly deformed.

Epidote generally occurs as a product of plagioclase saussuritization; however, it has also been identified spatially unassociated with plagioclase in an obvious way.



Zircon forms inclusions with an intense pleochroic aureola in biotite crystals.

Sphene, magnetite, rutile and monazite are found in smaller quantities.

Chemistry of the Albești Granite

Out of the chemical composition of the Albești granite (Tab.) the following conclusions result : according to the CIPW normative composition the Albești granitoid is plotted in the field of monzogranites close to the granodiorites boundary (Fig. 1), an appartenance confirmed also

TABLE

Analysis/Oxides	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	67.70	68.71	71.18	74.87	67.99	70.14	69.78	70.00
Al ₂ O ₃	14.06	14.80	12.42	11.30	14.82	12.30	13.54	13.60
Fe ₂ O ₃	3.46	2.10	2.28	1.24	2.65	2.07	1.64	1.10
FeO	2.58	2.88	1.94	0.79	2.95	2.52	3.09	3.05
MnO	1.10	0.07	0.05	0.02	0.00	0.06	0.05	0.07
MgO	2.80	1.88	1.68	1.14	1.68	1.34	2.20	1.30
CaO	1.86	0.74	0.97	0.45	1.34	1.57	1.12	2.30
Na ₂ O	1.57	2.34	3.50	3.31	3.20	3.64	2.78	2.43
K ₂ O	3.36	2.91	3.10	5.35	3.10	3.85	2.72	3.25
TiO ₂	0.81	0.85	0.75	0.42	0.82	0.72	0.72	0.88
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.17	0.05	0.14	0.15	0.13	0.10
CO ₂	0.16	—	—	—	—	—	—	—
S _{total}	0.14	0.38	0.12	0.10	0.12	0.10	0.10	—
SO ₃ ⁻²	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.14	1.93	1.52	0.76	1.04	1.20	1.85	2.18
H ₂ O ⁻	0.25	0.11	0.06	0.08	0.14	0.22	0.38	0.30
Total	100.08	99.80	99.74	99.83	99.99	99.88	100.10	100.56
Sr (ppm)	250	180	200	100	130	160	150	200
Rb (ppm)	80	75	40	100	25	55	50	55

Location : 1, Bughița Albeștilor Valley ; 2, Muntele Vija ; 3, 8, Tibra Mare Valley ; 4, Tibra Mică Valley ; 5, Dăniș Valley ; 6, Fața Groșilor ; 7, Tincava Valley.

Analysts : 1, Z. Pintilie ; 2-7, E. Pappia ; 8, E. Apostol, I.P.G.G. București.

Spectral analyses : R. Safta, I.P.G.G. București.

by the Sr/Rb ratio (Fig. 2). The variation interval of the colour index 7.03–25.78 corresponds to the normal granites and partially to the melagranites ; the granite presents a calc-alkaline character, a peraluminous one (Fig. 3), with variable alkalinity in the field $al > alk$ and a semisalic one ; the ratio Na₂O/K₂O is variable and generally sub-unitary.



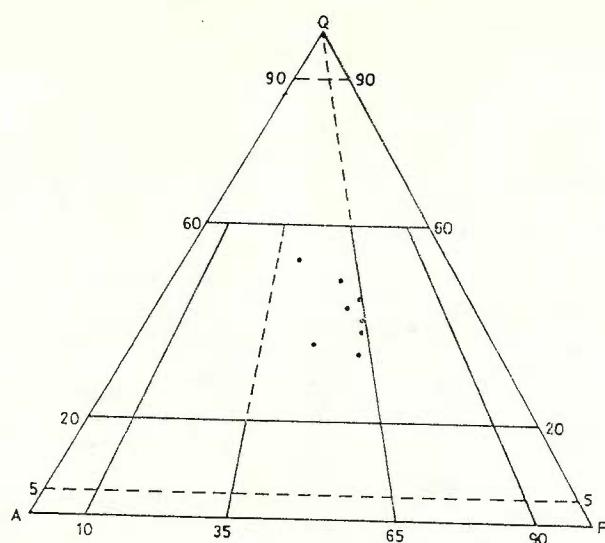


Fig. 1 — Composition of the Albești granite plotted in the diagram Q—A—P.

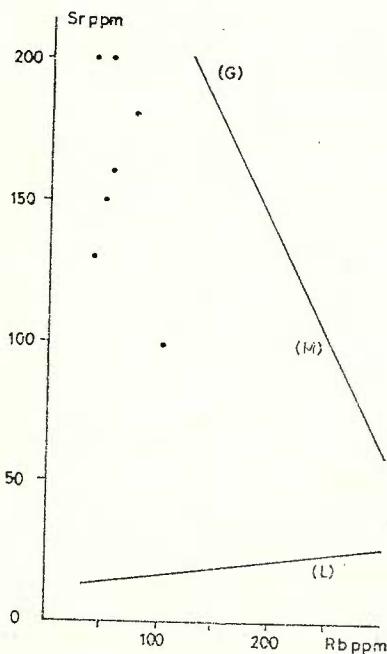


Fig. 2 — Diagram Sr/Rb (Duthou, 1977) for the Albești granite.

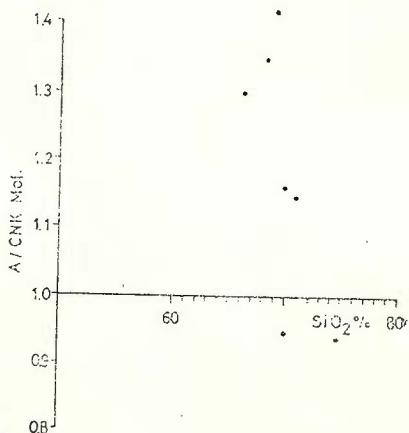


Fig. 3 — The Albești granite. Diagram A/CNK Mol./SiO₂ (Anderson, Rowley, 1981).

Problems of Petrogenesis

Two genetic patterns have been elaborated for the Albești granite. The first one stresses the intrusive character of the granite, presenting it under the form of a veined concordant or discordant body (bodies) (Gherasi, Dimitrescu, 1964), with laminated marginal facies (Gheocalescu, 1917) and forming in adjacent areas sillimanite-bearing garnet micaceous hornfelses and amphibolic hornfelses (Gherasi, Dimitrescu, 1964). The second pattern states the anatexis and the *in situ* crystallization in conditions of ultrametamorphism of a material of granitic composition (Gheuca, Dinică, 1981, 1983). This pattern could explain, according to the above mentioned authors, the quasiconcordant position in connection with the adjacent formations, constant in the lithostratigraphic column and the chemical homogeneity of the granite. It is common to these two patterns the idea that the Albești granite comes from a melt, not from the process of granitization of a preexistent material.

The peraluminous character of the analysed material, as well as the very low ratio $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, points out a magma resulted from the anatexis of an area in the continental crust. But our mineralogical, chemical and structural data deny the hypothesis of an anatexis and *in situ* crystallization. The oscillatory zoning in the plagioclase feldspar (Pl. I, Fig. 4) involves the existence of a magmatic chamber in which recurrent changes of the physical and chemical parameters (P , T , $X_{\text{H}_2\text{O}}$, chemical potentials — Vance, 1962) occurred. These processes are difficult to imagine in an about 50—60 m space. At the same time, the fine zones of the plagioclase indicate a rapid ascension of the magma.

Another problem related to the petrogenesis of the Albești granite is the existence of the garnet rims around the biotite crystals (Pl. II, Fig. 3). As we have already mentioned these are formed not only at the contact between biotite and plagioclase, but also at biotite/other minerals interfaces. This allows us to rally to Abbott's and Clarke's point of view (1979), according to which this generation of garnet results from the reaction between the liquid, aluminosilicates and biotite at a temperature of 675—725°C and a pressure of 3—6 Kb, probably during the ascension of the magma. As a matter of fact, Hoschek (1976) states, on the basis of experimental data, the forming of garnet as a result of the reaction biotite (sidérophilite)-plagioclase-quartz-melt at a temperature between 725—750°C and a pressure of 4 Kb.

Besides all this, the aspects regarding the chemical field and temperatures at which the crystallization of plagioclase feldspars begins, are extra arguments in favour of the intrusive character of the granite. On Carmichael's diagram (1963), built up on the basis of the CIPW norm, one can notice, in the triangle Q—Ab—Or, the far position of values from the minimal eutectic points established by Tuttle and Bowen (1958), which indicates high forming temperatures. In the An—Ab—Or triangle the samples are mainly placed at temperatures higher than 900 °C (Fig. 4).

Thus, on the basis of textural, mineralogical and chemical data the following can be maintained :



— after the crystallization of accessory minerals like apatite, zircon, monazite, at more than 1000 °C, plagioclase feldspar and biotite, later orthose in smaller quantities, and quartz I follow at about 900 °C. At a temperature of about 725 °C the reaction between melt, aluminosilicates

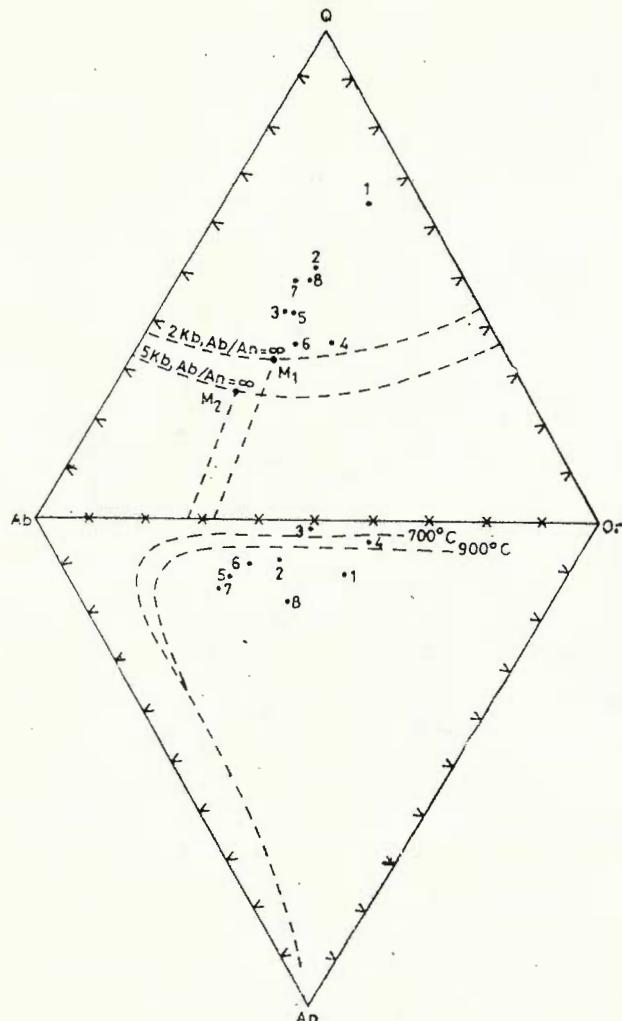
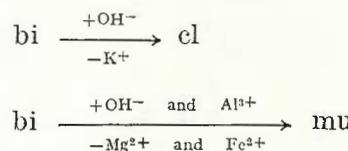


Fig. 4 — Normative composition of the Albești granite plotted in the Diagram Q—Ab—Or—An (Carmichael, 1963).

and biotite, resulting in garnet rims (Abbott and Clarke, 1979; Hoschek, 1976) takes place at the same time with the intrusion. Following this moment (650–500 °C), resulting from the enrichment in the potassic component of the residual fluid the full crystallization of microcline I takes place, the megacrystals of this generation including and sometimes



replacing already crystallized minerals. This process represents the final stage, the metasomatic one, of the granite consolidation. Simultaneously, in conditions of an extreme effort, the forming of perthitic and myrmekitic substitution structures takes place. At temperatures between 500–400 °C, under the action of great volatile quantities, in a hydrothermal regime of a high temperature, the chloritization and muscovitization of biotite takes place, at the same time with the albite formation on the basis of plagioclase. Jurain and Renard (1970) point out that these processes are imposed by the special tectonic conditions :



Simultaneously a process of albitization develops, while the plagioclase feldspar goes through the depletion of Ca^{2+} and Al^{3+} . The albite that is formed at the expense of the destabilization of plagioclase, rims the plagioclase and microcline I crystals and infiltrates on mechanic and structural discontinuities of minerals or along grain boundaries. On the basis of potassium, released as a result of the biotite chloritization, nucleates the sericite on the muscovite.

The K–Ar data in the relevant literature (Pavelescu et al., 1975; Popovici, 1978) indicate for the biotite in the Albești granite values approximating three maxims : 540 m.a., 470 m.a. and 350 m.a. Out of these only the oldest ages can be taken into consideration for estimating the granite emplacement, which correspond to the late Cadomian.

At the beginning of this paper we have stated on the basis of field evidence, the quasiconcordance between the Albești granite and the adjacent formations according to a penetrative S_2 schistosity along which an advanced transposition is achieved.

At the same time one can notice at the contact with adjacent formations blastomylonites, discontinuously disposed as a result of transposition.

These also occur as enclaves besides the supramicaceous ones. On the Riosul River, tributary of the Bădeanca Valley, one can notice that a blastomylonite enclave of decimetre size is triturated while granitic material penetrates on its fissures. That means that the Albești granite has been emplaced along the preexistent tectonic plane. The latter has been reactivated during and after the granite intrusion bringing about protomylonitic and mylonitic deformations in its mass and causing the recurrence of certain secondary mineralogical transformations.

The significance of the plane which has tectonically conditioned the emplacement of the Albești granite, by the regional extension and by the existence of blastomylonites, is one of overthrusting. As a matter of fact, Reinhard (1912) states that : "The place and the way the granite appears proves that his appearance is linked to tectonic lines and even to thrust



surfaces". Săndulescu (1984) suggests the presence of an "intrafolding pre-alpine sheet", included in the Leaota Getic crystalline, at the basis of the Bughea Formation, a fact which is in a relative similarity with our observations. Taking into account the Cadomian age of the Albești granite and the advanced transposition of the structure following the prehercynian S_2 foliation, at least the Cadomian age would result for the thrust plane, while for the deformation moment D_2 probably the Caledonian age.

³ The diffractometer TUR — M — 61, Goniometer HZG — 3, rad. CuK α , $X = 1,537395$ kX, chart speed 600 mm/min., scanning speed 20/min. Analyst T. Urcan, I.P.G.G., București.

REFERENCES

- Abbot R. N. Jr., Clarke D. B. (1979) Hypothetical liquids relationships in the subsystem Al_2O_3 — — FeO — MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(H_2O)=1$. *Can. Mineral.*, 17, p. 549—560.
- Anderson L. J., Rowley M. (1981) Sýnkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains California. *Can. Mineral.*, 19, p. 83—101.
- Carmichael J. S. E. (1963) The crystallisation of feldspar in volcanic acid liquids. *Quart. Geol. Soc. London*, 119, p. 95.
- Chirică V. et al. (1977, 1978, 1981—1983) Reports, the archives of the Enterprise of Geological and Geophysical Prospections, Bucharest.
- De Sitter L. U. (1964) Structural geology. Mc. Graw/Hill Books Company New York, San Francisco, Toronto, London.
- Duthou J. L. (1977) Chronologie Rb—Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne veristique, relations avec le métamorphisme : le nord Limousin, Massif Central Français. *Ann. Scientifique de l'Université de Clermont-Ferrand*, 63, p. 294.
- Gheocăescu C. (1917) Comunicare preliminară asupra regiunii sudice a șisturilor cristaline dintre râurile Bratia și Dîmbovița. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, p. 293—307, București.
- Gherasim N. (1956) Cercetări geologice în partea occidentală a masivului cristalin al Leaotei. *D. S. Inst. Geol.*, XL, București.
- Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului). *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 1, p. 13—25.
 - Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiu geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Geol.*, XXXV, p. 47—104, București.
 - Dimitrescu R., Kasper U., Vulpescu G. (1971) Contribution au problème des éclogites. Les éclogites de Monts Ezer et Leaota (Carpates Méridionales, Roumanie). *Tsch. Min. Peter. Mitt.*, 15, p. 151—158.
- Gheuca I., Dinică I. (1981) Asupra genezei granitului de Albești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/1, p. 245—263, București.
- Dinică I. (1986) Litostratigrafia și tectonica cristalinului Leaotei între Albești-Valea Ghimbav-Valea Bădeană (Iezer-Leaota). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/5, București.
- Hoschek G. (1976) Melting of biotite + plagioclase + quartz. *N. Jb. Miner. Mh.*, H. 2, p. 79—83.
- Jourain G., Renard J. P. (1970) Géochimie de l'uranium dans les minéraux phylliteux et les roches du massif granitique de Montagne sur Sèvre (Vendée), France. *Mineral. Deposita*, 5, 4, p. 354—364.



- Mehnert K. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Amsterdam.
- Oneescu N. N. (1943) Région de Piatra Craiului-Bucegi. Étude géologique. *An. Inst. Geol. Roum.* XXII, Bucureşti.
- Pavelescu L., Pop G., Ailenei G., Ene I., Soroiu M., Popescu G., Golovei A. (1975) K/Ar dating investigations in the Leaota and Iezer-Păpuşa Massif. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr.*, 19, p. 81–86, Bucureşti.
- Popovici-Hatzeg V. (1898) Étude géologique des environs de Campulung et Sinaia (Roumanie). Ed. Gerges Carré et C. Naud, Paris.
- Popovici I. L. (1978) Contribuții la orizontarea litostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfîtelor din Munții Iezer-Păpuşa și Leaota. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/5. (1976–1977), Bucureşti.
- Reinhard M. (1909) Șisturile cristaline din Munții Făgărașului (clina română). *An. Inst. Geol. Rom.*, III, 1, p. 165–265, Bucureşti.
- (1912) Rocile granitice granulare ale pinzei transilvanice din Carpații de Sud și de Est. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 1, p. 69–76, Bucureşti.
- Sândulescu M. (1984) Geotectonica României. Ed. tehnică, Bucureşti.
- Streckeisen A. L. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 327–417, Bucureşti.
- (1973) Plutonic rocks : classification and nomenclature recommended by the IUGS, Sub-commission the systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18 (10), p. 26–30.
- Toula Fr. (1887) Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumäniens. *N. Jahrb., Min. Geol. u. Pal.* I, p. 42–188.
- Tuttle O. F., Bowen N. J. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSiO}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, p. 153.
- Vance J. A. (1962) Zoning in Igneous Plagioclase : Normal and Oscillatory zoning. *Am. J. Sci.*, 260, 10, p. 746–760.

GRANITUL DE ALBEŞTI : CONSIDERAȚII PETROGENETICE

(Rezumat)

În contextul cristalinului getic al Leaotei, granitul de Albești se prezintă ca un corp intrusiv de formă tabulară. Punerea sa în loc a fost controlată de un plan tectonic materializat printr-un nivel discontinuu de blastomilonite cu almandin. Caracterul intrusiv și evoluția magmatică complexă sunt argumentate de zonarea fin recurrentă a plagioclazului, indicele de culoare, reacțiile biotit-liticid-alumosilicati, chimism, de existența faciesurilor microgranulare la contactul dintre granit și enclave. În plus, alături de enclavele supramicacee apar și cele constituite din blastomilonite. Considerăm după datele de K-Ar drept cadomian momentul intruderii granitului. Evenimentul deformațional D_2 care a avut ca efect realizarea foliației S_2 penetrative și transpoziția avansată a structurilor este probabil caledonian.



EXPLANATION OF PLATES

Plate I

- Fig. 1 — Blastomylonite, Păiş (Tincava).
Fig. 2 — Microcline with myrmekitic coronae, Tibra Mare; N +, 25 ×.
Fig. 3 — Quartz II — albite — microcline II film, intergranularly developed, Rîul Tîrgului;
N +, 25 ×.
Fig. 4 — Recurrently zoned plagioclase feldspar, Tibra Mare; N +, 25 ×.

Plate II

- Fig. 1 — Microcline with substitution perthites, Poenii Brook; N +, 25 ×.
Fig. 2 — The relation microcline (in extinction) — F_K , plagioclase — Pl, biotite — Bi, Păiş;
N +, 25 ×.
Fig. 3 — Biotite with garnet rims, Bughişa Albeştilor; Bi — biotite; Q — quartz; Pl — pla-
gioclase; G — garnet; N +, 25 ×.
Fig. 4 — Secondary transformations of biotite. Bi — biotite; Cl — clorite; Mu — muscovite;
Q — quartz; Pl — plagioclase; G — garnet; N +, 25 ×.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

ASPECTS CONCERNANT LA PÉTROGRAPHIE ET LA STRUCTURE DES MÉTAMORPHITES DE LA ZONE MOECIU DE SUS-SOMMET SÎNTILIA (LEAOATA)¹

PAR

MIHAI TATU², NICOLAE ROBU²

Metamorphites. Lerești Formation. Călușu Formation. Petrochemistry. Structural contact Mylonites. Tectonic contact. Hercynian overthrust. South Carpathians — Getic Realm — Leaota Mountains.

Résumé

Dans la zone Moeciu, à l'ouest des monts Bucegi, affleurent des métamorphites appartenant au domaine géétique : la formation de Lerești (niveaux de Valea Dobriașu, de Clăbucet et de Valea Frasinului) et la formation de Călușu. Au domaine du niveau de Clăbucet les auteurs ont mis en évidence l'existence d'un plan tectonique ancien (calédonien?) certifié par la présence d'une séquence mylonitique qui couvre tectoniquement des métabasites. L'analyse minéralogique et pétrochimique des métamorphites qui affleurent dans les vallées Bucsa et Grohotiș présente des ressemblances avec celle des métamorphites du niveau de Valea Frasinului. Le lever de détail ensemble avec l'analyse pétrographique et structurale ont démontré que, dans la zone Moeciu, tout comme au bassin de la vallée du Rîul Tîrgului, entre la formation de Călușu et celle de Lerești il y a un contact tectonique à valeur de charriage d'âge hercynien.

Abstract

On the Petrography and Structure of the Metamorphites in the Moeciu de Sus-Sîntilia Summit (Leaota). Metamorphites belonging to the Getic Realm — Lerești Formation (Valea Dobriașu, Clăbucet and Valea Frasinului levels) and Călușu Formation — crop out in the Moeciu Zone, west of the Bucegi Mts. In the Clăbucet Level an old (Caledonian?) tectonic plane was rendered evident, attested by the presence of a mylonitic sequence which tectonically involves metabasites. The mineralogical and petrochemical analysis of the metamorphites cropping out in Bucsa and Grohotiș valleys is similar to that of the metamorphites of the Valea Frasinului Level. The detail mapping, corroborated with the petrographical and structural analysis, revealed

¹ Recue le 9 mai 1986, acceptée pour être communiquée et publiée le 15 mai 1986, présentée à la séance du 16 mai 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



that in the Moeciu Zone, as in the basin of Riu Tîrgului Valley, there is a Hercynian tectonic contact regarded as an overthrust between Călușu Formation and Lerești Formation.

Les métamorphites qui font l'objet de la présente étude affleurent à l'ouest du massif Bucegi, entre le parallèle de la localité Cheia — au nord, une ligne qui unirait cette localité avec le mont Sîntilia — à l'ouest, le sommet Sîntilia-sommet Tătaru — au sud et l'escarpement constitué des formations sédimentaires jurassiques à l'est (Pl. I); elles appartiennent au domaine gétique (multigroupe Sebeș-Lotru, groupe Leaota — sensu Balintoni et al., 1984) et supportent la série sédimentaire de Dimbovicioara.

Cette zone, tout comme celle située au sud de la crête sommet Sîntilia-sommet Tătaru ont été étudiées dans plusieurs étapes dès le siècle passé. La première mention appartient à Popovici-Hatzeg, 1898, qui, dans sa thèse de doctorat signale la présence de certains gneiss leptinitiques à orthose entre Fundata et le sommet Sîntilia. Ultérieurement apparaissent des études à caractère général concernant aussi le cristallin de Leaota (Reinhard, 1909; Streckeisen, 1934) ou qui concernent la relation entre celui-ci et la couverture mésozoïque (Jekelius, 1928; Oncescu, 1943).

En vue de l'élaboration de la carte géologique de la Roumanie, échelle 1 : 500.000, Gherasi exécute en 1940 deux profils sur la crête qui lie le sommet Dudele avec la localité Moeciu par le sommet Goranu-crête Lacului, en signalant la présence des „schistes chlorito-sériciteux à porphyroblastes d'albite type Leaota” et „de Stina Lacului en bas des schistes quartzitiques à séricite sur une étendue limitée”. A l'occasion d'un autre profil exécuté en 1943 au bassin de la vallée du Grohotiș, le même auteur cite la présence des métamorphites de la série de Cumpăna entre la vallée du Grohotiș et la crête Bucsa.

En 1962 l'activité de ce secteur de Leaota est reprise par Gherasi à l'occasion des révisions au domaine de la feuille 87 — Zărnești, échelle 1 : 100.000. L'auteur décrit dans la vallée du Grohotiș des amphibolites et des paragneiss appartenant à la série de Cumpăna, qui vers le SO est „laminée au long d'un contact tectonique”. Au domaine de la zone Lerești-Tămasă apparaissent des schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'albite, schistes chlorito-albitiques à séricite „difficilement à séparer de ceux de la zone Călușu-Tămășel à cause des dimensions des porphyroblastes d'albite”, de rares schistes amphibolitiques qui apparaissent sur la crête Pietrele Albe-Muntele Bucsa, Bârbuleț, Sîntilia et des gneiss leucocratés à feldspath potassique blanc ou rose „intercalés à divers niveaux”. „En haut de l'amphibolite basal, dans la vallée du Grohotiș, sur le sentier Guțanul-Strunga (gneiss blancs ou roses, n.n.) ils sont associés à des gneiss très quartzeux à peu d'albite et muscovite ferrifère”. L'aspect massif des gneiss qui affleurent „entre la vallée de la Jigării et Valea Lacului jusqu'à la crête” détermine l'auteur de les considérer des orthogneiss. La zone de Călușu-Tămășel est présente „entre la vallée de la Rudărița et la vallée du Moeciu jusqu'au nord de la localité Cheia”. Dans la zone de Valea Popii les schistes chlorito-sériciteux à albite (Călușu sensu Gherasi) „inclinent vers le sud-ouest pendant qu'ils de-



vraient incliner vers le nord-est", ce qui conduit vers l'idée d'un contact tectonique, situation matérialisée sur les cartes géologiques échelle 1 : 200.000, feuille 20 Brașov (Patrulius et al., 1968) et échelle 1 : 50.000, feuille Moeciu (Patrulius et al., 1971); la situation est similaire au cas des métamorphites de la série de Cumpăna citées ci-dessus. De point de vue structural, l'auteur distingue une série de synclinaux et d'anticlinaux orientés nord-sud (Sintilia, Rudărița, Moeciu, Bîrgăleasa) et qui apparaissent au domaine de la zone Lerești-Tămăș. La zone de Călușu-Tămășel a la structure orientée ENE—OSO et représente un „étage structural supérieur". Autour de ces idées gravitent une série d'études ultérieures (Dimitrescu et al., 1962; Gherasi, Arghir, 1963; Gherasi, Dimitrescu 1963, 1964, 1970; Patrulius et al., 1968; Chirică et al., 1979).

En 1983 Chirică et al. séparent au domaine du périmètre levé (Moeciu de Sus-vallée du Stâncioiu-crête Sintilia-selle Strunga-mont Grohotiș-mont Pleșa) des métamorphites appartenant à la formation de Lerești (sensu Gheuca, Dinică, 1983).

Quant à la connaissance des dépôts qui forment la couverture sédimentaire, une contribution majeure a été celle des études du regretté D. Patrulius. Toutes ont convergé vers la réalisation de la synthèse „Géologie du massif Bucegi et du couloir Dîmbovicioara" (1969). Les formations sédimentaires d'âge jurassique, crétacé et quaternaire qui affleurent au domaine de l'aire levée ne font pas l'objet de la présente étude et, ayant en vue que nous n'avons pas la compétence de les juger, nous avons considéré comme opportune l'assimilation de l'image cartographique telle qu'elle apparaît dans la carte géologique échelle 1 : 50.000, feuille Moeciu. Les petites modifications des limites géologiques appartenant à ces formations, tout comme quelques lambeaux de calcaires jurassiques qui apparaissent en plus sur notre carte ont résulté après le lever de détail.

Considérations pétrographiques

En 1983 Gheuca et Dinică établissent une lithostratigraphie de détail pour les formations de Voinești, Lerești et partiellement Călușu ; dans ce système la formation de Călușu est non-différenciée, mais en continuité structurale et de métamorphisme avec la formation de Lerești. Conformément au schéma élaboré par les deux auteurs, la formation de Lerești est sous-divisée ainsi : le niveau des schistes de Românescu, le niveau des gneiss micacés de Valea Dobriașu, le granite de Lalu, le niveau des gneiss de Clăbucet, le niveau des schistes de Valea Frasinului. Le fait que les métamorphites qui couvrent le niveau de Valea Frasinului sont plus intensément rétromorphosées que toute la pile jusqu'à celle-ci, a déterminé les auteurs de considérer la limite entre les formations de Lerești et Călușu à la partie supérieure du niveau cité ci-dessus. Ultérieurement, les mêmes auteurs (in Șudubașa et al., 1985) ont réalisé un détaillage de la formation de Călușu, à savoir : le niveau de Căpitanu, le niveau de Voina, le gneiss de Preajba, le niveau de Tefeleica ; le niveau de Valea Frasinului de l'image précédente a été assimilé avec la séquence inférieure du niveau de Căpitanu ; en conséquence, la limite Călușu-Lerești a été déplacé à la partie supérieure des gneiss de Clăbucet en tenant compte que ceux-ci,



par leur extension, représentent un horizon repère. Sans prendre (pour le moment) en discussion certains aspects structuraux, nous sommes d'avis que de point de vue pétrographique, à savoir du degré de rétromorphisme, cette dernière option n'est pas justifiée. Si le niveau de Valea Frasinului présente des aspects similaires avec les gneiss de Clăbucet, au sens de l'intensité du rétromorphisme et discordants de ce point de vue par rapport à la pile de métamorphites immédiatement supérieure, alors la première option des auteurs reflète le mieux la réalité. En conséquence, nous allons appliquer vis-à-vis de la formation de Lerești le schéma lithostratigraphique Gheuca, Dinică, 1983.

Dans la zone étudiée affleurent des métamorphites appartenant au niveau de Valea Dobriașu, au niveau de Clăbucet (avec une extension plus grande que dans l'aire où il a été décrit initialement, avec la mention que le granite de Lalu est absent) et au niveau de Valea Frasinului, tous appartenant à la formation de Lerești ; vers le nord et vers l'ouest se développent les métamorphites de la formation de Călușu (similaires peut-être au niveau de Voina) (Pl. I).

1. Formation de Lerești

1.1. Le niveau de Valea Dobriașu occupe la plus grande partie de la zone étudiée, en se développant dans les bassins de Poarta, Șimon, le cours inférieur et moyen des vallées Bîrgăleasa et Popii, en arrivant jusqu'à la zone supérieure des vallées Stâncioiu et Fundățica (Pl. I). Ce niveau se développe à la partie supérieure jusqu'au dessous des premiers gneiss microcline-albitiques roses du niveau de Clăbucet. La limite inférieure n'est pas connue, car ici n'affleure pas le niveau de Românescu. Dans la constitution de ce niveau entrent des schistes muscovito-chloriteux albitiques à grenats et des reliques de biotite, des gneiss albitiques, des schistes chlorito-albitiques à épidoite.

1.1.1. Les schistes muscovito-chloriteux albitiques \pm grenat \pm biotite. La caractéristique de ces roches est la présence des porphyroblastes de feldspath plagioclase noirâtres. Les roches ont une structure granolepidoblastique et une texture schisteuse, à larges variations entre protomylonitique et mylonitique. Elles sont formées de : feldspaths plagioclases, micas, quartz, grenats, epidote et carbonates.

Les feldspaths plagioclases sont représentés par oligoclase neutre vers acide et albite. L'oligoclase apparaît comme des porphyroblastes dans la masse de la roche. Dans les zones intensement déformées les individus sont rompus, la déformation induisant leur albitisation et silicification. L'albite apparaît comme un produit de la destabilisation de l'oligoclase. Parfois elle est étirée selon S_2 dans une masse chloriteuse comme des porphyroclastes (Pl. II, fig. 1), ce qui indique le fait que la blasthèse de ce minéral a eu lieu en plusieurs étapes distinctes. La chlorite et la muscovite jalonnent les plans S_2 . Le quartz présente fréquemment des bandes de déformation et des récristallisations marginales. Les carbonates se distribuent soit dans les zones où le composant feldspathique est plus abondant, soit comme des masses étirées sur S_2 . Sur les cassures du grenat se développe la chlorite. Au compte de même minéral se forment des oxydes, un processus amorcé par des conditions dynamiques spéciales (Pl. II,



fig. 2). Dans une section mince exécutée sur un échantillon collecté du bassin de la vallée du Simon on a déterminé le chloritoïde, comme des individus orientés au plan de la foliation et affectés par celle-ci (Pl. II, fig. 3). Les fissures qui apparaissent dans la masse des cristaux ont des orientations parallèles à la direction de stress maximum. C'est évident que ce minéral antédéte ou est tout au plus synchrone avec le commencement du moment déformationnel D_2 . La présence des grenats et de la biotite relique certifie la source du fer et de l'oxyde d'aluminium nécessaires à la blasthèse de la chloritoïde. D'habitude l'existence des minéraux calciques dans l'association inhibe la formation de ce minéral (Hârtopanu, Hârtopanu, 1976), mais la blasthèse des carbonates postdate le chloritoïde, étant synchrone avec le moment de la cassure de celui-ci selon S_2 . À Leaota le chloritoïde a été cité aussi par Dinică et Gheuca (in Udubaşa et al., 1984), au domaine des métamorphites du niveau des amphibolites de Bughea et dans les paragneiss au-dessous de ce niveau. L'épidote est elle aussi disposée conformément à la schistosité.

1.1.2. Les gneiss albitiques sont des roches blanches, à structure granoblastique et à texture protomylonitique. A leur formation participe le feldspath plagioclase, le feldspath potassique (en proportion réduite), le quartz, les micas, le grenat, l'épidote, les carbonates. Le feldspath plagioclase apparaît en deux hypostases compositionnelles (oligoclase et albite) et structurales (porphyroclastes-oligoclase, porphyroblastes-albite). L'oligoclase se présente comme des individus à contours hypidiomorphes, maclés selon la loi albite. L'analyse microscopique évidencie une légère microclinisation au-dessus de laquelle se superposent dans les zones marginales, ou sur les discontinuités existentes dans la masse des cristaux, l'albitisation et la silicification. Synchronement à l'albitisation a lieu la décalcification, dans une première étape les carbonates apparaissent comme des agglomérations adjacentes aux secteurs albitisés (Pl. II, fig. 4) et au long des clivages et puis, quand le régime déformationnel s'augmente en intensité et l'oligoclase est complètement transformé en albite, ils migrent au long des plans S_2 . Le feldspath potassique (microcline) apparaît tout au plus subordonnement. Le quartz a, à cause de la déformation, une extension ondulatoire, en formant des structures en pavés ou il participe à la constitution des ocelles à structures composites. Les micas sont représentés par biotite verte, chlorite et muscovite. La chlorite est formée au compte de la biotite et du grenat et apparaît ensemble avec la muscovite dans les ombres de pression des niveaux saliques, ou comme des paquets conformes au S_2 . Parfois dans la muscovite on a remarqué la biotite verte comme relique. La formation de l'épidote est liée au déséquilibre de l'oligoclase et, tout comme les carbonates, elle apparaît étirée sur S_2 .

1.1.3. Schistes chlorito-albitiques à epidote. Ce sont des roches vertes, à structure lépido-granoblastique, finement schisteuses, ayant dans leur composition de la chlorite à rares reliques d'amphibole, muscovite, albite, quartz, épidoite, grenat et oxydes. La chlorite se développe d'habitude au compte d'une amphibole (actinote) qui apparaît parfois comme de petites reliques. La muscovite succède la chlorite étant, dans les zones intensément déformées, séricitisée marginalement. L'albite s'augmente statiquement, en englobant toutes les phases minérales men-

tionnées ci-dessus. Ulteriorurement, elle est aussi affectée par les moments déformationaux superposés. L'épidote est toujours étirée selon S_2 .

1.2. Le niveau des gneiss de Clăbucet est très bien représenté dans la zone moyenne des vallées Stâncioiu, Popii, Bucsa, Grohotiș et jusqu'à la crête Sintilia-sommet Tătaru. Le même niveau affleure aussi à l'est de la vallée du Grohotiș (Pl. I). L'extension spéciale de ce niveau est due à certaines fractures à orientation OSO-ENE, selon lesquelles les métamorphites sont répétées. Sur un fond de schistes muscovito-chloriteux albitiques à grenats apparaissent deux séquences de gneiss microcline-albitiques roses, gneiss albite-microcliniques blancs, blastomylonites et métabasites et, sans une régularité spatiale, des schistes chlorito-albitiques à grenats. Les limites inférieure et supérieure du niveau sont marquées par les deux gneiss microcliniques roses.

1.2.1. Les schistes muscovito-chloriteux albitiques à grenats présentent les mêmes caractères pétrographiques que ceux appartenant au niveau de Valea Dobriașu (sauf les porphyroblastes d'albite noirâtres), raison pour laquelle on n'insiste plus sur leur description.

1.2.2. Les gneiss microcline-albitiques sont des roches roses, à structure granoblastique et texture gneissique. Ils ont un développement uniforme dans l'aire étudiée, au contact avec les schistes muscovito-chloriteux albitiques en observant parfois des transitions discrètes entre les deux types de roches. D'autres fois les contacts sont nets. Les premiers aspects, tout comme la présence dans les gneiss de certaines zones surtout microcliniques plaident pour leur nature métasomatique. D'ailleurs, même dans les niveaux adjacents apparaissent de petits filons centimétriques, concordants ou pas, formés de microcline, albite et quartz. La présence sporadique des zones de transition entre les gneiss et les schistes adjacents et la grande fréquence des contacts dits nets, indique une transposition accentuée selon S_2 , les zones de transition étant effectivement effacées.

Les minéraux qui participent à la formation de ces roches sont : microcline, albite, quartz, biotite, chlorite, muscovite et oxydes. Le microcline apparaît comme des fanéroblastes à contours hypidiomorphes légèrement arrondis, déformées (les mâcles en grille présentent des torsions), étant parfois rompues dans le plan S_2 (Pl. III, fig. 1) (situation similaire à celle du chloritoïde du niveau de Valea Dobriașu).

Les fissures sont remplies d'albite et de quartz de néoformation. C'est évident que la métasomatose potassique a été amorcée et s'est développée dans la première partie de l'événement déformationnel. Quand le stress a pris des valeurs très grandes, les cristaux ont été rompus selon des directions perpendiculaires sur la direction de strain. Le microcline participe ensemble avec le quartz et l'albite à la réalisation des ocelles au cas des textures mylonitiques. L'albite borde le microcline ou s'insinue sur les discontinuités de toute origine de la masse de celui-ci. En même temps elle apparaît comme des porphyroblastes déformées. Le quartz présente des bandes de déformation de second ordre et des récristallisations marginales, en formant ensemble avec les feldspaths des bandes à structure en pavés. Dans les ombres de pression du microcline ou du quartz il y a une biotite déferrée conservée, pour la plupart des cas, muscovitisée et chloritisée. La muscovite, quand elle souffre des déformations intenses, se séricitise marginalement sur les clivages aussi. Au compte de la défor-



risation de la biotite et de la chlorite se forment des oxydes, leur fréquence étant maximum au plan de la foliation S_2 .

1.2.3. Blastomylonites et métabasites. En 1940 Gherasi signale la présence des schistes quartzitiques à séricite „de Stîna Lacului en bas... sur une étendue limitée”. En 1962, le même auteur fait la précision que dans la zone du sentier Gutănu-Strunga il y a „des gneiss très quartzueux à peu d’albite et de muscovite ferrifère”. A l’image pétrographique de 1940 on a ajouté en 1962 une image structurale, l’auteur étant surpris que ce qui affleure à Stîna Lacului incline vers le SO, au lieu d’incliner vers le NE. C’est sûr tout de même que dans ce secteur, comme d’ailleurs dans les secteurs voisins, à l’exception des zones de fracture, la schistosité a des vergences septentrionales.

Ce dilemme a été résolu dans la carte géologique échelle 1 : 50.000 feuille Moeciu (Patrulius et al., 1971) par le terrassement de deux fractures conjuguées à direction est-ouest, à amplitude grande, mais à extension réduite, qui contiennent dans l'espace délimité des métamorphites appartenant à la zone Călușu-Tămăsel. Cette image a survécu jusqu'en 1983, quand sur la carte IPGG apparaissent figurées pour la première fois dans la zone citée les métamorphites du niveau de Clăbucet. Pourtant, dans les synthèses collectives de l'IGG, l'IFLGS et l'IPGG élaborées après 1983 persiste encore la vieille image. L'interprétation tout à fait différente de la carte géologique échelle 1 : 50.000 feuille Moeciu, tout comme le conservatorisme après 1983 par rapport à cette image, nous ont déterminé d'accorder à ce problème une attention particulière.

Dans toute l'aire d'affleurement du niveau de Clăbucet, entre les deux gneiss microcliniques roses, sur une épaisseur de dizaines de mètres apparaissent des roches noirâtre-brunâtre, intensement mylonitisées, dont le composant quartzistique est dominant. L'examen microscopique met en évidence le rubanement mécanique (sensu Hărtopanu, 1982) dicté par la mylonitisation avancée du matériel. Les minéraux constitutifs sont : quartz, micas, oxydes, epidote, albite. Le quartz forme des bandes où la structure en pavés est partiellement effacée à cause de la recristallisation, ou apparaît comme des agrégats flamboyants dans une masse d'oxydes, micas, epidote, finement recristallisées (Pl. III, fig. 2). La chlorite, d'habitude étirée sur S_2 , conserve rarement des reliques de grenat et de biotite verte. Elle est accompagnée par la muscovite très séricisée. Après la déferrisation des micas et des grenats, se forment des oxydes. Toujours au compte des grenats s'est formée aussi l'épidote. L'albite, tant qu'elle est restée après la mylonitisation est elle aussi recristallisée, en corrodant ainsi les micas. Le degré assez avancé de la déformation accompagné par la recristallisation confèrent à la roche décrite le caractère de blastomylonite.

En deux zones restreintes, sur la crête située au nord du bassin des vallées Dudele-Deleanul et respectivement, à l'ouest du mont Grohotis, les blastomylonites sont étroitement liées (à la base de celles-ci ou étant incluses dans celles-ci) des roches vert foncé à „taches” approximativement circulaires vert-jaunâtre. Celui est l'aspect de la roche dans la zone centrale. Vers les marges les „taches” forment des agglomérations étirées



selon S_2 et au contact avec la blastomylonite, la roche devient gris-verdâtre, à lames de quartz et oxydes. L'analyse microscopique met en évidence l'existence d'une masse chlorito-épidotique à reliques d'amphiboles (actinote), à lames quartz-albitiques orientées selon S_2 , où „flottent” des agrégats de clinzoïsite et d'épidote à contours hexagonaux légèrement arrondis, soulignés d'oxydes (Pl. III, fig. 3). La présence des reliques de grenats dans ces agrégats a permis d'exprimer un point de vue en ce qui concerne leur mode de déformation. Le contenu assez élevé en epidote et parfois en carbonates, ensemble avec les reliques d'amphiboles et de l'albite porphyroblastique indiquent le fait que tant les amphiboles que les plagioclases ont été plus calcifères. Le matériel initial a été peut-être une roche à composition basaltique qui a souffert premièrement un métamorphisme à formation de grenat. Puis la roche est entrée brusquement dans un domaine PT inférieur au moment précédent, quand en conditions statiques a eu lieu la blasthèse clinzoïsite-épidote au compte du grenat. L'entrée dans un régime dynamique intense, conjuguée avec l'action des fluides sous pression, ont conduit vers l'effacement d'autres caractères qui auront permis une bonne diagnose de la roche. Dans les zones centrales les agrégats de clinzoïsite-épidote (certains à reliques de grenat) ont été assez bien conservés, mais vers les zones marginales, où l'influence du stress a été assez grande, ils ont été cassés, puis étirés comme des masses clinzoïsite-épidotiques selon S_2 , en arrivant finalement à des aspects microblastiques intensément déformés. Synchronément au moment déformationnel II a lieu la blasthèse d'une amphibole à pléochroïsme en nuances vert pal-vert jaunâtre-incolore, qui, à cause des dimensions extrêmement fines est pratiquement impossible de déterminer optiquement. Il faut mentionner que dans la zone sommet Clăbucet (locus typicus de ce niveau) Gheuca et Dinică (1983, in Udubasa et al., 1985) n'ont pas décrit ce terme. Il représente peut-être une caractéristique locale (tout comme l'absence du granite de Lalu), bien que son importance dans l'ensemble structural de Leaota soit notable.

1.2.4. Les gneiss albite-microcliniques apparaissent discontinument dans la zone étudiée. Ce sont des roches gris-blanchâtre, à structure granoblastique et texture gneissique. C'est significative la présence du feldspath plagioclase formé pour la plupart d'albite. Parfois il y a aussi des porphyroclastes d'oligoclase partiellement albitisées (Pl. III, fig. 4). Dans cette microphoto on observe que l'albite garde l'orientation optique de l'oligoclase, pas même le contour, la substance albitique se dissipant dans la zone adjacente. Les porphyroclastes d'oligoclase sont moins transformées quand elles sont préservées en contexte micacé. Le microcline est subordonné au feldspath plagioclase (comme dimensions et participation), mais avec la même problématique comme pour les gneiss microcline-albitiques. Les micas sont dans une situation similaire. Le quartz présente une extinction ondulatoire, des bandes de déformation et des récristallisations marginales.

1.2.5. Les schistes chlorito-albitiques à grenats apparaissent comme des intercalations au niveau des gneiss de Clăbucet et ont des caractères similaires à ceux du niveau de Valea Dobriașu.



1.3. Le niveau de Valea Frasinului représente un autre élément controversé de la zone. Les métamorphites de ce niveau présentes dans le bassin de la vallée du Grohotiș (surtout sur le versant droit) (Pl. I.), ont été attribuées à la série de Cumpăna par Gherasi (1943) et décrrites comme reposant selon une faille inverse au-dessus des métamorphites de degré plus bas (carte géologique échelle 1 : 50.000 feuille Moeciu, 1971).

Chirică et al. (1983) attribuent les métamorphites qui affleurent dans le bassin de la vallée du Grohotiș à la formation de Lerești.

A la suite des profils informatifs effectués dans la zone de la localité Rucăr (zone typique d'affleurement du niveau de Valea Frasinului — Gheuca, Dinică, 1983), tout comme de l'étude comparative sur les sections minces représentant des échantillons prélevés des métamorphites de ce niveau et mis à notre disposition par le collègue Gheuca et des échantillons prélevés du bassin de la vallée du Grohotiș, on est arrivé à la conclusion qu'entre les deux entités il y a une relation d'identité. Par rapport aux métamorphites appartenant à la zone Voinești-Păpușa (Gherasi, Dimitrescu, 1964), ou plus récemment à la formation de Voinești, respectivement le niveau des amphibolites de Bughea (Gheuca, Dinică, 1983), les métamorphites qui affleurent tant dans la zone de Valea Frasinului que dans celle de la vallée du Grohotiș sont plus rétromorphosées et sensiblement plus calcifères. La limite inférieure du niveau de Valea Frasinului est tracée au-dessus du deuxième gneiss microclinique rose du niveau de Clăbucet (Pl. I.).

Dans la zone Moeciu le niveau de Valea Frasinului est formé de schistes muscovito-chloriteux à grenat et biotite, à l'intérieur desquels se développent des schistes amphibolitiques rétromorphes à grenats.

1.3.1. Les schistes muscovito-chloriteux albitiques à grenats et biotite affleurent au versant droit de la vallée du Grohotiș et ont une extension plus importante au bassin de Valea Rea (Pl. I). Vers le nord ils se terminent brusquement à cause d'une fracture orientée ENE—OSO, selon laquelle le compartiment septentrional a été élevé et érodé jusqu'au niveau de Valea Dobriașu. Vers l'ouest la limite est partiellement tectonique, partiellement normale, par rapport au niveau des gneiss de Clăbucet, mais vers l'est le niveau de Valea Frasinului „supporte” les gneiss de Clăbucet. En réalité il s'agit d'une structure en synforme qui contient en axe le niveau de Valea Frasinului (Pl. I). La structure a une orientation NO — SE, à inclinaisons nord-orientales. Les schistes muscovito-chloriteux albitiques à grenats et biotite sont des roches à structure granolepidoblastique, à texture mylonitique et sont formés de feldspath plagioclase (albite et rares reliques d'oligoclase), micas, quartz, grenat, epidote, sphène et oxydes de fer. L'albite apparaît tout comme dans les autres cas au compte de l'oligoclase (en quelques sections on a observé des individus d'oligoclase maclés type albite, pour la plupart albitisés). La chlorite se développe surtout au compte des grenats, étant suivie par la muscovite et la séricite ; les dernières deux corrodent l'albite. Le grenat est destabilisé en contexte dynamique et sous l'action des fluides sous pression passe en chlorite et oxydes ou se transforme entièrement en epidote.

1.3.2. Les schistes amphibolitiques rétromorphes à grenats occupent approximativement la zone axiale de la synforme. Ce sont des roches vert



foncé avec des séparations épidotiques en bandes micropliées (le plan des plis axiaux est parallèle avec S_2). Ils ont une structure grano-nématoblastique et une texture mylonitique. Ils sont formés de : amphiboles, feldspath plagioclase, grenat, micas, épidote, sphène, oxydes de fer, quartz. L'amphibole est une actinote qui apparaît comme des individus hypidiomorphes déformés, cassés, rompus, fracturés marginalement. Les transformations souffrées par l'actinote en conditions de stress et à valeurs élevées de P_{fluid} sont :

- actinote → trémolite → chlorite + épidote (Pl. IV, fig. 1) ;
- actinote → biotite verte → muscovite → séricite (Pl. IV, fig. 2) ;
→ chlorite + épidote → muscovite → séricite ;
- actinote → trémolite → carbonates (Pl. IV, fig. 3).

Le grenat est partiellement transformé en épidote et chlorite et le feldspath plagioclase, peut-être une oligoclase basique-andésine, est entièrement transformé en albite, épidote et carbonates. Le quartz se présente comme des schlieres à structures en pavés ou, quand il fait partie de la deuxième génération, ensemble avec l'albite de néoformation, il corrode les phases minérales pré-existantes. Généralement, les produits de transformation (chlorite, calcite, épidote) sont étirés selon S_2 .

2. Formation de Călușu

Gherasi (1962) signale à la partie septentrionale de la zone Moeciu (Rudărița-Fundățica-Cheia) la présence des schistes chlorito-sériciteux à albite, qui appartiendraient à la zone Călușu-Tămășel. L'auteur est d'avis qu'ils représentent un étage structural supérieur dans l'échafaudage du cristallin de Leaota. La limite entre cette zone et celle de Lerești — Tămăș serait difficilement à trancher d'une part à cause d'une certaine ressemblance de point de vue pétrographique (la dimension des porphyroblastes d'albite) et de l'autre part à cause des dépôts mésozoïques et quaternaires qui la masquent. Ces idées ont formé le sujet des études mentionnées au commencement de ce travail.

Ultérieurement, Gheuca et Dinică (1983) affirment à la suite des détaillements lithostratigraphiques, la continuité stratigraphique et de métamorphisme entre les formations de Călușu et de Lerești, en établissant la limite entre celles-ci au-dessus du niveau de Valea Frasinului et puis, ayant en vue des raisons qu'on a énoncées au commencement, la retirer à la partie supérieure du niveau des gneiss de Clăbucet. Toujours au commencement de cette étude nous avons motivé la raison d'ordre pétrographique de notre option. A celle-ci on ajoute maintenant une d'ordre structural. Dans la région qui a fait l'objet de la présente étude (et pas seulement ici) on a remarqué le fait que le passage entre les deux formations est réalisé par une zone d'intense mylonitisation des roches des deux entités lithostratigraphiques. Au bassin de la vallée du Moeciu cette zone est présente dans les deux versants (Pl. I) avec des inclinaisons de 25–30° vers le nord, au-dessous des dépôts de la couverture mésozoïque (une situation similaire est rencontrée dans les bassins des vallées Stâncioiu et Fundățica). Elle met en relation directe les métamorphites des deux formations représentant des niveaux différents (Valea Dobriașu et de Voină) de ceux



qui succèdent normalement, conformément aux schémas lithostratigraphiques connus. Les mêmes aspects ont été observés aussi au cours des profils informatifs et de détail exécutés au bassin de la vallée du Rîul Tîrgului pour comparer la situation de la région Moeciu avec celle de la zone du synclinal de Călușu. Sur Rîul Tîrgului, en commençant de la zone du barrage en amont, dans les deux versants, on peut observer, sur une distance de deux kilomètres environ, la même zone mylonitique (ici avec des inclinaisons très petites, pratiquement horizontale) qui met en contact les formations de Călușu et de Lerești. Ici c'est difficile d'établir la limite, à cause de l'intensité des déformations. De plus, au-dessus de la zone mylonitisée il y a parfois des aspects pétrographiques similaires à ceux de son „sous-sol”. Ces convergences de faciès sont dues entièrement au métamorphisme dynamique. Ainsi, nous sommes d'avis que les métamorphites appartenant à la formation de Călușu sont charriées au-dessus de celles de la formation de Lerești. L'âge du chevauchement selon les données K/Ar (350 m.a. — Pavelescu et al., 1975) est hercynien.

Dans l'aire étudiée affleurent des schistes séricito-chloriteux quartzueux albítiques et des schistes chlorito-albitiques à epidote, tous les deux intensement mylonitisés. Les roches présentent un clivage pénétratif S_3 , marqué par la séricite et les oxydes de fer (Pl. IV, fig. 4). L'analyse microscopique met en évidence une concrétion avancée entre le quartz et l'albite, la séricitisation partielle ou totale de la muscovite, l'ordonnement de la chlorite selon la schistosité imposée et l'apparition d'une nouvelle génération de chlorite développée radiairement (blasthèse en conditions statiques post-déformation). A l'intérieur de la roche il y a des reliques de grenat remplacé partiellement ou totalement par la chlorite.

Considérations pétrochimiques

En vue d'obtenir une image concernant le chimisme des métamorphites de la région on a étudié 31 analyses chimiques de silicates (tabl. 1) et 35 analyses spectrales (tabl. 2) sur de divers types de roches. On a employé aussi les analyses sur les métamorphites (gneiss quartzo-feldspathiques et amphibolites) appartenant à la formation de Voinești avec le but de surprendre les différences entre celles-ci et celles appartenant à la formation de Lerești. De l'autre côté on a observé s'il y a ou pas des similitudes au domaine de divers niveaux de la formation de Lerești.

Quant aux gneiss, on peut observer que ceux de la formation de Lerești ont un contenu plus élevé en SiO_2 et Na_2O et plus diminué en Al_2O_3 , FeO , CaO et TiO_2 par rapport à ceux de la formation de Voinești, les contenus en potassium étant semblables (tabl. 2). La participation réduite des grenats et de la biotite dans les gneiss de la formation de Lerești par rapport à ceux de la formation de Voinești est due à une augmentation sensible du contenu en SiO_2 et on observe une diminution proportionnelle en Al_2O_3 (fig. 1). La présence d'un contenu relativement élevé en sodium à un contenu diminué de potassium (fig. 2) est déterminée par la présence de l'albite tant comme des porphyroblastes que des pertites de substitution dans le microcline.



TABLEAU 1

Analyses chimiques des silicates

No.	No. échan- tillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	CO ₂	S	SO ₃ ⁻²	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total	
1	149	67,45	15,21	1,12	2,95	0,14	2,70	0,70	3,28	2,90	0,90	0,14	0,62	0,00	0,00	1,60	0,09	99,80
2	148	75,65	9,20	0,77	0,72	0,07	1,40	2,59	3,30	4,60	0,15	0,07	0,96	0,00	0,00	0,29	0,21	99,88
3	93	75,70	9,85	0,88	0,65	0,00	1,60	1,12	5,32	3,70	0,27	0,10	0,15	0,00	0,00	0,40	0,15	99,89
4	146	71,95	12,21	0,80	3,24	0,14	2,60	0,91	3,66	1,50	0,77	0,13	0,32	0,00	0,00	1,48	0,14	99,85
5	683	77,27	9,32	1,76	0,58	0,00	0,42	1,40	3,12	4,95	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,40	0,20	99,59
6	893	76,64	8,30	1,20	1,08	0,00	0,49	2,80	3,85	3,75	0,00	0,07	0,20	0,00	0,00	0,95	0,10	99,48
7	152	73,78	11,63	1,39	1,58	0,07	1,10	0,98	5,93	1,00	0,52	0,13	0,43	0,00	0,00	0,95	0,12	99,61
8	837	64,84	15,03	2,00	3,96	0,10	1,38	4,06	3,30	3,00	1,05	0,08	0,17	0,00	0,00	0,63	0,24	99,81
9	838	67,45	14,57	1,20	3,24	0,08	1,17	2,59	3,00	4,30	0,90	0,08	0,00	0,00	0,00	0,96	0,24	99,78
10	150	49,73	14,51	2,72	5,83	0,18	9,10	11,20	2,95	0,50	1,02	0,07	0,77	0,00	0,00	1,15	0,14	99,87
11	151	48,68	15,20	3,12	7,27	0,29	8,10	11,34	2,60	0,00	1,17	0,17	0,00	0,00	0,00	1,41	0,24	99,78
12	888	47,94	15,04	5,20	6,84	0,19	6,79	9,03	3,67	0,00	1,75	0,12	1,54	0,14	0,00	1,16	0,22	99,63
13	891	47,70	14,01	5,04	8,06	0,22	5,49	10,64	3,07	0,27	2,35	0,20	1,40	0,12	0,00	0,63	0,30	99,50
14	891/1	43,10	15,01	5,92	7,63	0,22	5,39	14,00	3,30	0,27	2,25	0,12	1,85	0,18	0,00	0,28	0,27	99,79
15	936	50,51	15,43	5,44	7,70	0,30	6,90	7,35	3,37	0,27	1,75	0,12	0,17	0,12	0,00	0,23	0,20	99,93
16	426/7	45,95	17,92	4,28	6,77	0,18	7,00	8,84	3,50	0,65	1,30	0,07	1,98	0,00	0,00	1,28	0,14	99,83
17	427	45,62	21,92	3,40	5,04	0,20	6,35	7,52	4,07	0,85	0,05	1,81	0,00	0,00	1,59	0,34	99,61	
18	843	51,20	16,07	5,24	5,54	0,15	5,23	5,81	3,55	0,50	2,35	0,12	1,67	0,00	0,00	2,46	0,00	99,89



Continuation tab. 1

19	4201	52,80	18,00	4,23	4,96	0,17	4,14	5,00	5,44	0,17	1,30	0,17	0,00	0,10	0,00	3,16	0,42	100,06
20	T ₁	44,33	23,30	0,00	7,56	0,16	4,72	5,60	1,98	1,66	0,75	0,02	0,00	0,15	0,00	9,46	0,40	100,09
21	T ₂	47,00	13,50	9,38	5,32	0,14	2,12	6,16	2,50	1,81	0,77	0,10	0,00	0,21	0,00	10,64	0,22	99,87
22	T ₃	47,90	19,04	4,03	7,12	0,16	1,98	5,32	2,26	1,16	0,95	0,07	0,00	0,22	0,00	9,39	0,04	99,64
23	T ₄	46,85	19,12	5,60	8,71	0,12	5,08	3,01	1,99	1,23	1,50	0,17	0,00	0,40	0,00	5,95	0,52	100,23
24	T ₅	47,01	21,40	3,95	8,12	0,14	1,38	5,60	1,56	0,67	1,20	0,23	0,00	0,29	0,00	8,04	0,59	100,18
25	T ₂₄	48,96	23,04	5,46	8,72	0,17	2,86	4,97	2,42	0,93	1,27	0,12	0,00	0,22	0,00	2,56	0,06	99,76
26	T ₂₄₇	52,40	21,23	2,82	5,00	0,39	4,60	7,00	2,48	0,59	0,90	0,10	0,34	0,00	0,00	1,64	0,30	99,79
27	T ₂₅₀	48,79	16,57	5,07	9,44	0,45	5,20	6,79	2,90	0,42	1,72	0,10	0,00	0,09	0,00	1,70	0,30	99,63
28	T ₂₄₀	51,28	17,74	6,38	4,35	1,31	5,70	5,85	1,30	1,68	1,17	0,10	3,98	0,15	0,00	4,78	0,40	100,47
29	406	46,95	20,72	4,68	3,53	0,18	4,41	9,78	2,50	1,05	1,20	0,07	2,19	0,00	0,60	2,12	0,27	98,65
30	92	49,70	15,80	5,20	6,84	0,25	6,20	8,61	4,16	0,00	1,40	0,25	0,20	0,00	0,00	1,00	0,15	99,76
31	93	48,88	16,21	4,00	6,48	0,25	8,00	7,70	4,71	0,00	1,30	0,29	0,40	0,00	0,00	1,26	0,22	99,70

149, schiste muscovito-chloritique albítică (nivel de Valea Dobrișului), valea du Stâncioiu; 148, 93, gneiss microcline-albitică (nivel de Cărbucet), valea de la Sintilia; 146, gneiss albite-microclinique (nivel de Clăbucet), Piatra Albă; 683, 883, gneiss microcline-albitique (nivel de Clăbucet), valea du Grohotiș; 152, gneiss albite-microclinique (nivel de Valea Dobrișului), valea du Stâncioiu; 837, gneis liniare (formation de Voinesti), valea de la Cuca; 838, gneiss oculaire (formation de Voinesti), valea de la Cuca; 150, 151, schiste chlorito-albitică (nivel de Clăbucet), valea du Clăbucet; 888, 891, 8911, 936, 426/7, 427, schiste amphibolitique rétrémorphé (nivel de Valea Frasinului), valea du Grohotiș; 843, schiste amphibolitique rétrémorphé (nivel de Valea Frasinului), Riu Tingului; 4201, schiste amphibolitique rétrémorphé (nivel de Bughea), Gruia; T₁, schiste amphibolitique rétrémorphé (nivel de Bughea), Gal. no. 4 Gruia; T₄, T₆, schiste amphibolitique rétrémorphosé (nivel de Bughea), valea de Bughea, Gal. no. 3 Brusture; T₂₄, schiste amphibolitique rétrémorphosé (nivel de Bughea), Podul Runcului; T₂₀, schiste amphibolitique rétrémorphosé (nivel de Bughea), valea du Bărbutel, valea du Clăbucet), valea du Bărbutel.

Analysts: 1–19, 29–31, E. Agniroroatei (IPGG); 26–27, V. Merches (IPGG); 28, Z. Pintile (IPGG).



TABLEAU 2
Analyses spectrales

No.	No. échant.	Pb	Cu	Zn	Sn	Mo	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Nb	La	Be	B	Ba	Sr
1	149	40	47	125	3,5	<2	30	13	66	130	1,6	29	3	260	10	42	2,8	<30	800	110
2	148	20	13	<30	9,5	<2	5,5	2	<10	15	4,5	37	5,3	140	13	39	2,8	<30	250	34
3	147	22	7	<30	8	<2	5,5	2	<10	17	6	19	5,5	185	12	50	2,1	<30	725	53
4	146	19	43	<30	3	<2	21	11	52	100	11	17	2,5	250	10	<30	1,7	<30	650	72
5	683	7,5	10	<30	7	<2	3	3	<10	7	7	23	3,2	85	10	<30	2,4	<30	150	20
6	893	8	16	75	5,5	<2	5,5	3	<10	11	7	32	3,4	145	<10	38	1,4	<30	260	26
7	152	20	9,5	30	2,5	<2	6,5	13	50	7,5	32	3,2	190	<10	30	1,3	<30	360	100	
8	837	19	20	60	4	<2	8,5	10	15	70	17	37	2,5	280	<10	46	2,2	<30	1050	350
9	838	25	22	40	2,5	<2	10	8,5	13	55	17	38	2,5	280	<10	54	2	<30	1650	210
10	150	3	12	85	<2	<2	36	44	1300	460	68	26	2,5	65	<10	36	<1	<30	280	260
11	151	5	61	75	<2	<2	70	54	750	500	56	37	3,4	106	<10	36	<1	<30	60	280
12	888	7,5	60	100	<2	<2	110	50	235	330	40	42	3,4	165	<10	<30	<1	<30	70	320
13	891	6	37	190	2	<2	48	50	130	440	44	59	5,2	260	<10	<30	1,1	<30	85	180
14	891/1	5	48	140	3	<2	36	48	115	400	44	60	5,1	260	<10	<30	1,2	<30	90	170
15	936	14	55	220	3	<2	55	53	145	300	43	57	6	300	<10	<30	1,1	<30	35	340
16	426/7	10	36	85	<2	<2	80	48	320	440	44	40	4	115	<10	<30	<1	<30	52	470

17	427	6	67	170	<2	130	40	310	280	31	34	3,8	120	<10	<30	<1	<30	350	155	
18	843	22	150	110	3,5	<2	50	36	86	250	28	40	3,8	300	<10	<30	<1	<30	65	375
19	4201	3	<3	<100	3	<2	10	10	35	28	40	3,8	300	<10	<30	<1	<30	200	300	
20	T ₁	5	<3	100	<3	<2	30	12	30	40	28	12	6	300	<10	<30	<1	<30	800	500
21	T _a	8	<3	100	3	<2	10	10	30	30	—	15	8	300	—	30	<1	—	2000	500
22	T ₃	3	<3	100	3	5	20	15	50	80	—	20	9	300	—	30	<1	—	300	300
23	T ₄	30	<3	100	3	<2	10	10	40	60	—	25	10	300	—	30	<1	—	400	400
24	T ₅	5	<3	100	3	<2	30	12	60	50	—	24	9	300	—	50	<1	—	250	500
25	T ₆	30	<3	150	3	3	20	15	40	70	—	15	8	300	—	30	<1	—	200	800
26	T ₂₁₄	20	<3	100	<2	<2	50	12	50	30	—	15	4	300	—	30	<1	—	300	500
27	5509	3	<3	100	3	3	3	10	80	70	—	15	5	300	—	30	<1	—	300	400
28	T ₂₃₇	10	<3	100	8	<2	200	50	300	250	—	—	—	—	—	—	<1	—	—	—
29	T ₂₆₆	30	<3	100	<2	10	25	15	50	50	45	10	4	—	—	<30	<1	—	—	750
30	T ₂₇₆	5	100	100	<2	5	30	20	10	50	20	10	5	—	—	<30	<1	—	750	150
31	T ₂₈₆	30	<3	100	<2	3	20	20	<3	50	45	15	5	—	—	<30	<1	—	30	200
32	406	4	5,5	48	<2	<2	34	26	200	200	24	22	2,8	65	—	—	<1	—	44	270
33	92	13	42	135	3	<2	58	42	135	525	38	53	5,7	230	<10	<30	1,5	<30	235	600
34	93	13	60	150	2,5	<2	105	42	460	400	34	26	3	92	<10	42	<1	<30	44	535

149, schiste muscovito-chloriteux albítique (niveau de Valea Dobrișau); 148, 147, 146, 688, 893, gneiss microcline-albitique (niveau de Clăbucet); 152, gneiss albite-microclinique (niveau de Valea Dobrișau); 837, gneiss liniaire (formation de Voinești); 838, gneiss oculaire (formation de Voinești); 150; 151; schiste chlorito-albitique à épidoite (niveau de Clăbucet); 888, 891, 894/1, 936, 426/7, 427, 843, schiste amphibolique rétromorphe (niveau de Valea Frasinului); 4201, T₁, T₂, T₃, T₄, T₅, T₆, T₂₆₆, T₂₇₆, schiste amphibolique rétromorphe (niveau de Bughea); 406, 92, 93, métahastite (niveau de Clăbucet).

Analystes : 1—18, A. Șerbănescu (IGG); 19—R. Săfta (IPGG); 20, M. Matei (IPGG); 21—27, M. Matei (IPGG); 28—31, G. Măreță (IPGG); 32—34, A. Șerbănescu (IGG).



Quant aux schistes amphiboliques, on constate que ceux appartenant au niveau de Valea Frasinului sont plus riches en MgO , CaO , Na_2O , Ti_2O et CO_2 (tabl. 1) par rapport à ceux de la formation de Voinești, ce qui concorde avec les observations microscopiques.

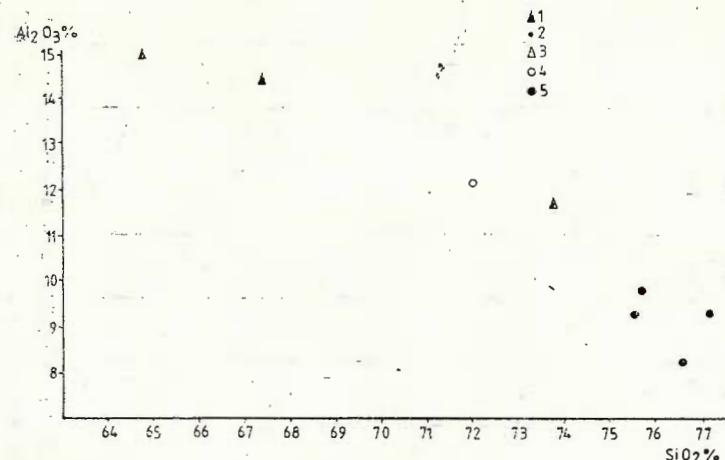


Fig. 1 — Diagramme $Al_2O_3 - SiO_2$. 1, gneiss de Cuca (formation de Voinești); 2, schiste muscovito-chloriteux albitique (formation de Lerești-niveau de Valea Dobriașu), 3, gneiss albite-microclinique (formation de Lerești-niveau de Valea Dobriașu); 4, gneiss albite-microclinique (formation de Lerești-niveau de Clăbucet); 5, gneiss microcline-albitique (formation de Lerești-niveau de Clăbucet).

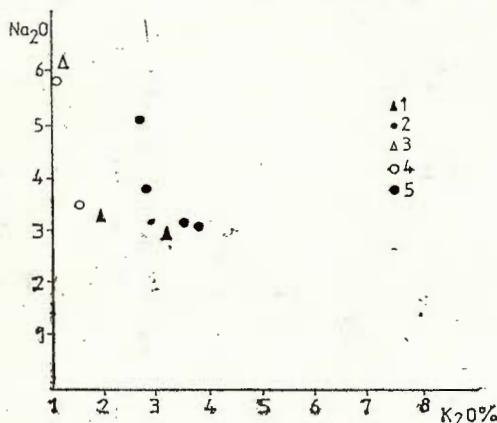


Fig. 2 — Diagramme $Na_2O - K_2O$
(la même légende de fig. 1).

Des différences évidentes entre les deux types de schistes amphiboliques apparaissent aussi à une analyse attentive du taux des éléments mineurs (tabl. 2), situation illustrée dans les diagrammes de corrélation Ni-Co (fig. 3) et Ni-Cr (fig. 4).

À l'intérieur de la formation de Lerești, à savoir du niveau de Valea Frasinului, entre les schistes amphiboliques rétromorphes qui affleurent



au bassin de la vallée du Grohotiș et ceux du bassin de la vallée du Rîul Tîrgului il y a une relation de similarité (tabl. 1).

Ensemble avec les observations d'ordre minéralogique, ce qu'on a dit ci-dessus vient de confirmer l'absence d'identité entre les schistes amphiboliques rétromorphes qui affleurent dans les bassins des vallées Grohotiș et Bucsa et les schistes amphiboliques de la formation de Voinești.

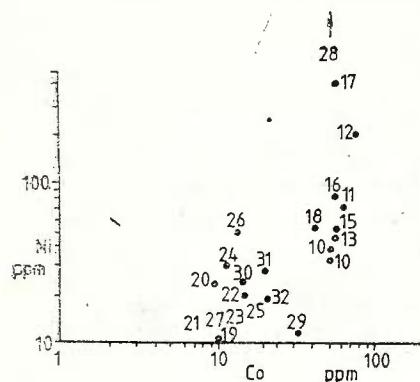
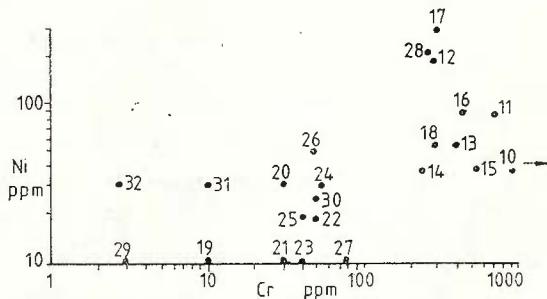


Fig. 3 — Diagramme Ni—Co.

Fig. 4 — Diagramme Ni—Cr.



Considérations structurales

Ainsi qu'on a affirmé avec une autre occasion (Tatu, Săbău, 1985), l'image actuelle des métamorphites des monts Leaota est le résultat des plissements de clivage superposés (De Sitter, 1969), résultés en étapes successives à intensités différentes. La réponse des formations a été différenciée en fonction de la compétence ou de l'incompétence des roches constitutives. Les mêmes auteurs séparent trois moments à caractère déformationnel.

— D₁ synchrone au métamorphisme dans le faciès des amphibolites à almandine ;

— D₂ caractérisé par une intense néoformation minérale à caractère rétrograde, dominante pour la formation de Lerești (Gheuca, Dinică, 1983), selon une foliation S₂ très pénétrative, commune aux formations de Voinești et de Lerești, au long de laquelle se réalise la transposition de la vieille

Corecție
maiorică

structure (Tatu, Săbău, 1985). Contemporaine à ce moment est la formation des blastomylonites afférentes au niveau des gneiss de Clăbucet. À base de la parallélisation avec les processus similaires soufferts par le granite d'Albești (sa transposition), nous sommes d'avis que ces blastomylonites sont calédoniennes. Elles marquent un plan tectonique ancien intraformationnel avec un taux significatif du mouvement. À la base et dans la masse des blastomylonites apparaissent des métabasites à divers degrés de transformation, qui ont été transposées sur ce plan. Leur aspect discontinu trahit le caractère non uniforme en temps et espace du mouvement. Ultérieurement à cet événement (au Calédonien tardif) a lieu la formation des structures de type synforme et antiforme présentes dans l'aire levée. La plus typique en ce sens est la synforme Grohotiș, à assymétrie évidente, orientée NO—SE et à inclinaison nord-orientale et fragmentée par des fractures NO—SE et ENE—OSO. Ici apparaît repliée toute la pile, les blastomylonites afférentes au niveau des gneiss de Clăbucet y incluses. Des structures en synforme apparaissent aussi dans les bassins de Moeciu, au sud de la localité Moeciu de Sus, Birgăleasa, Fundătica-Mățăoana et le sommet Goranul, toutes à orientation générale NE—SO jusqu'à E—O. Les antiformes sont généralement sectionnées longitudinalement par les fractures ENE—OSO, leur représentation sur la carte étant difficile à faire (Pl. I).

— D₃. Au-dessus de ces structures s'est superposé un troisième moment déformationnel à intensité maximum dans la formation de Călușu, accompagné par une néoformation minérale et des clivages de crénulation. À base des données K/Ar mentionnées ci-dessus, nous considérons le rétromorphisme dynamique et le chevauchement des formations de Călușu au-dessus de la formation de Lerești d'âge hercynien (phase bretonne ?).

Ultérieurement, cet ensemble structural a été affecté rupturalement par une série de fractures qui se groupent en deux familles : les unes (de premier ordre) à orientations NO—SE, plus anciennes et les autres (de second ordre) à orientations ENE—OSO plus nouvelles, qui ont produit des décrochements, des basculements et des rotations (le bassin de la vallée du Grohotiș, Pl. I). L'orientation diverse des fractures de second ordre par rapport aux fractures de même ordre de la zone Rucăr — Bădeanca reflète, peut-être, la position spéciale des monts Leaota dans l'ensemble des Carpathes roumaines.

BIBLIOGRAPHIE

- Balintoni I., Hann H. P., Gheuca I., Nedelcu L., Conovici M., Dumitrașcu G., Gridan T. (1986) Considerations on a preliminary structural model of the South Carpathian, crystalline east of the Olt river. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/5, p. 23—24, București.
- Ghircă V., Pitropov O., Gheorghiu Fl., Vaida M. (1979) Rapport, les archives de I.P.G.G. Bucarest.



- Gurău A., Tatu M., Găbudeanu D., Iliescu D., Găbudeanu R., Șerbănescu St., Costea C. (1983), Rapport, les archives de I.P.G.G. Bucarest.
- Dimitrescu R., Arion M., Pitulea G. (1962) Rapport, les archives de I.G.G. Bucarest.
- Gherasi N. (1962) Rapport, les archives de I.G.G. Bucarest.
- Dimitrescu R. (1963) Structure des schistes cristallins de l'extrême orientale des Carpates méridionales (massif de Leaota). *Assoc. Carp.-Balk., VI-e Congrès, Résumés des communications Varșovia — Cracovia, 1963*, p. 155—156.
- Arghir A. (1963) Rapport, les archives de I.G.G. Bucarest.
- Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Riu Tîrgului). *D. S. Com. Geol.*, XLIX, p. 13—20, București.
- Dimitrescu R. (1970) Structure des schistes cristallins du massif de Leaota. *An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”*, XVI, Iași.
- Manilici M., Dimitrescu R. (1966) Studiu geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXV, 47—97, București.
- Gheuca I., Dinică I. (1986) Lithostratigraphie et tectonique du cristallin de Leaota, entre Albești-vallée de Ghimbav-vallée de Bădeanca (Iezer-Leaota). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/5, București.
- Hărțopanu I., Hărțopanu P. (1976) Contribuții la studiul rocilor cu cloritoid din Carpații Meridionali Centrali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, p. 233—244, București.
- (1982) Semnificația rocilor cu minerale $\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$ în cristalinul Carpaților Meridionali. Teză de doctorat.
- Jekelius E. (1928) Über das Vorkommen von Kristallinen Schiefern in Valea Cerbului (Bușteni). *Acad. Rom., Bul.* 9, Sect. Scient., XI/2-3.
- Oncescu N. (1943) Région de Piatra Craiului-Bucegi, Étude géologique. *An. Inst. Géol. Rom.*, XX, București.
- Patrulius D. (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dimbovicioara. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Dimitrescu R., Gherasi N. (1968) Notă explicativă la Harta geologică scara 1 : 200.000, foaia 20 — Brașov. I.G.G. București.
- Dimitrescu R., Popescu I. (1971) Harta geologică a R.S.R. scara 1 : 50.000, foaia Moeciu. I.G.G. București.
- Pavelescu L., Pop G., Ailenei G., Ene I., Soroiu M., Popescu G., Golovei A. (1975) K — Ar Dating Investigations in the Leaota and Iezer-Păpușa Massifs. *Rev. Roum. Geofiz.*, 19, p. 81—86.
- Popovici-Hatzeg V. (1898) Étude géologique des environs de Cimpulung et de Sinaia. Thèse, éditée par Carée et Naud, Paris.
- Popovici I. L. (1978) Contribuții la orizontarea lithostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfite din munții Iezer-Păpușa și Leaota. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/5, p. 123—139, București.
- Reinhardt M. (1909) Cercetări în regiunile șisturilor cristaline ale Carpaților Meridionali și Occidentali. *An. Inst. Geol.*, IV, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 327—419, p. 275 — 286, București.
- Tatu M., Săbău G. (1987) The Albești Granite : Petrogenetic Considerations. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72—73/1, p. 275 — 286, București.
- Udubaşa G. et al. (1985) Rapport, les archives de I.G.G., Bucarest.

DISCUSSIONS

I. Dinică : Les métamorphites du groupe Leaota présentent un rétromorphisme de plus en plus accentué vers la partie supérieure, manifesté aussi par une réduction de la dimension des minéraux et par l'apparition fréquente des blastomylonites dans la formation de Călușu, des blastomylonites dans lesquelles on observe des reliques de minéraux index pour le faciès des amphibolites.

La formation de Lerești est caractérisée par la présence des porphyroblastes d'albite (PAb) qui se sont formés, peut-être, au rétromorphisme hercynien. Je suis d'avis que la formation de PAb est le résultat d'un certain rapport d'équilibre, entre la vitesse de blasthèse de l'albite, approximativement constante et le mouvement intime, de translation, dans les plans S_2 au rétromorphisme. Là où le taux du mouvement est plus grand, PAb sont détruits (tout comme les autres minéraux), l'albite récristallisant statiquement tardif à la suite de l'accumulation de l'énergie de déformation.

Dans la formation de Voinești on rencontre des bandes métriques ou décimétriques de rétromorphites, concordantes, où PAb sont présents aussi. Au reste de la formation, dans les paragneciss il y a des porphyroblastes d'oligoclase, peut-être antérieurs au rétromorphisme hercynien, qui ont d'autres caractéristiques.

Le mouvement beaucoup plus accentué explique donc la réduction de la dimension des minéraux surtout dans la formation de Călușu, tout comme la transposition des S antérieurs dans la nouvelle foliation, parfois jusqu'à l'effacement total de ceux-ci.

La présence de certains palynomorphes (paléozoïque inférieurs ou moyens) est considérée une contamination facilitée par la pénétration de l'eau dans les métamorphites en même temps avec la déformation qui amorce le processus de rétromorphisme. D'ailleurs, non seulement la formation de Călușu se trouve dans cette situation, mais aussi d'autres rétromorphites qui ont été initialement considérées comme étant métamorphosées seulement au faciès des schistes verts.

Si on tient compte de l'idée soutenue par Gheuca (communication, 1986) que les principales structures pliées du sédimentaire mésozoïque coïncident avec les structures pliées majeures des métamorphites sousjacentes, il faut admettre que dans les mouvements de plissement alpins de divers paquets de roches, vue leur compétence, ont pu glisser différemment les uns par rapport aux autres, en formant des laminations ou des mylonites concordantes ou quasiconcordantes.

Cela explique la présence de nombreuses zones de laminations observées dans les métamorphites du groupe Leaota qui ne reflètent pas tout de même un mouvement d'ampleur. C'est pour cela que je suis d'avis que la disposition en nappe de la formation de Călușu au-dessus de la formation de Lerești, soutenue par les auteurs à base de l'apparition des laminations ou des mylonites pourrait représenter, en effet, une telle situation ou tout au plus une nappe de type intracutané (au sens défini par Săndulescu, 1984).

ASPECTE PRIVIND PETROGRAFIA SI STRUCTURA METAMORFITELOR DIN ZONA MOECIU DE SUS-VÎRFUL SÂNTILIA (LEAOTA)

(Rezumat)

Metamorfitele ce aflorează în zona Moeciu aparțin domeniului getic și anume formațiunilor de Lerești (nivelul de Dobriașu, nivelul gnaiselor de Clăbucet și nivelul de Valea Frasinului) și Călușu. În cadrul gnaiselor



de Clăbucet aflorează continuu, cu o grosime de cîțiva zeci de metri, un nivel de blastomylonite și metabazite ce marchează un plan tectonic vechi (caledonian ?). Analiza petrografică și petrochimică a șisturilor amfibolice retromorfe aparținind nivelului de Valea Frasinului evidențiază diferențe notabile între acestea și cele aparținind formațiunii de Voinești cu care au fost în trecut asimilate.

Structura în această zonă este guvernată de cutarea de clivaj suprapusă. În arealul studiat au fost evidențiate structuri de tip antiformă și siniformă afectate de fracturi cu rol decroșant și basculant.

Cartarea de mare detaliu și analiza petrografică și structurală a relevat în zona Moeciu, ca și în bazinul văii Rîul Tîrgului, contactul tectonic anormal (hercinic) între formațiunea de Călușu și cea de Lerești.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Fig. 1 — Porphyroclaste d'albite en masse chloriteuse, entièrement étirée selon S_2 — vallée de la Birgăleasa. N +, 12,5 ×. Albite — Ab; chlorite — Cl.

Fig. 2 — Désétablissement du grenat amorcé par D_2 . Vallée de la Birgăleasa. N +, 6,3 ×.

Fig. 3 — Chloritoïde, vallée du Simon. N +, 27 ×.

Fig. 4 — Porphyroclaste d'oligoclase albitisée de début, décalcifiée et silicifiée. Ruisseau de Mijină. N +, 6,3 ×. Albite — Ab, quartz — Q, carbonate — C.

Planche III

Fig. 1 — Microcline rompu au long de la foliation S_2 . Vallée du Grohotiș. N +, 6,3 ×.

Fig. 2 — Blastomylonite. Vallée du Bărbuluțul. N +, 6,3 ×.

Fig. 3 — Pseudomorphose de clinzoïsite-épidote après grenat en métabasites. Vallée du Bărbuluțul. N +, 6,3 ×.

Fig. 4 — Porphyroclaste d'oligoclase partiellement albitisée. Vallée de la Bucșa. N +, 12,5 ×. Oligoclase — Og, albite — Ab.

Planche IV

Fig. 1 — Actinote transformée partiellement en trémolite et chlorite. Vallée du Grohotiș. N +, 6,3 ×. Actinote — Ac, trémolite — Tr, chlorite — Cl, albite — Ab, quartz — Q.

Fig. 2 — Transformations successives biotite verte-chlorite-muscovite-séricite au compte de l'actinote. Vallée du Grohotiș. N +, 12,5 ×. Biotite verte — Bi. v., chlorite — Cl, muscovite — M, séricite — Se, albite — Ab.

Fig. 3 — Carbonates formés au compte de la trémolite. Vallée du Grohotiș. N +, 12,5 ×. Trémolite — Tr, carbonate — C.

Fig. 4 — Schiste séricito-chloriteux albitique quartzitique. S_2 transposé selon S_3 . Vallée du Moeciu. N +, 6,3 ×.

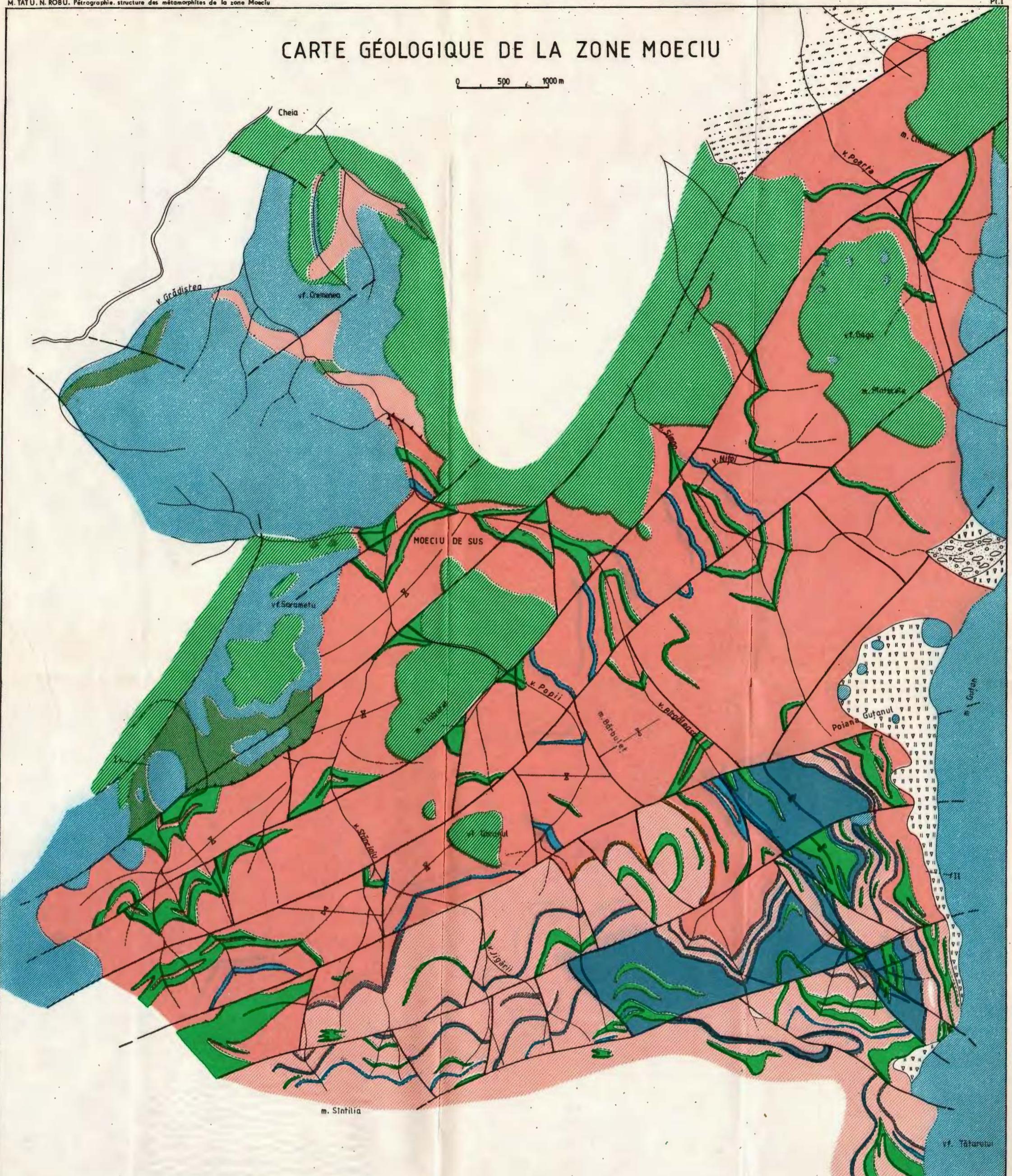




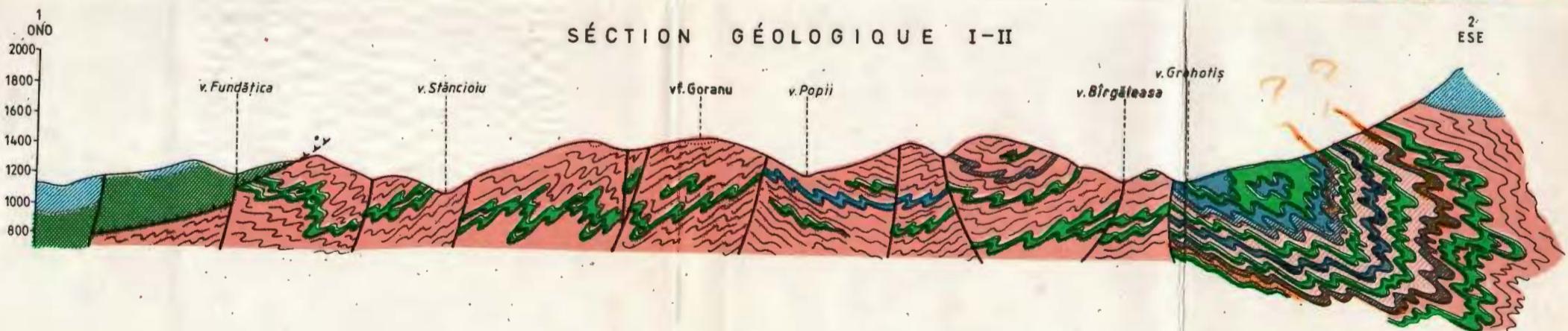
Institutul Geologic al României

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE MOECIU

0 500 1000 m



SÉCTION GÉOLOGIQUE I-II



LÉGENDE

MESOZOIQUE QUATERNAIRE	HOLOCÈNE	Dépôts colluviaux
	PLÉISTOCÈNE SUP.	Dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires
	PLÉISTOCÈNE INF.	Dépôts fluvio-lacustres (graviers)
	CRÉTACÉ	Dépôts non-différenciés
	JURASSIQUE	Dépôts non-différenciés
FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES		
Domaine géotique		
Formation de Călușu Schistes séricito-quartziques albítiques et schistes chlorito-albitiques ± séricite (a), rares reliques de grenat		
Formation de Lerești Niveau de Valea Frasinului Schistes muscovito-chloriteux albítiques à épidoze grenat ± biotite Schistes amphiboliques retrémorophes à grenats (a)		
Niveau des gneiss de Clăbucet Schistes muscovito-chloriteux albítiques ± grenats ± biotite Gneiss microcliniques ± albite (a) Gneiss albítiques ± microcline (b) Blastomylonites ± métabasiques (c) Schistes chlorito-albitiques ± grenat (d)		
Niveau de Valea Dobrișu Schistes muscovito-chloriteux albítiques ± grenat ± biotite Gneiss albítiques ± microcline (a) Schistes chlorito-albitiques ± grenat (b)		
Limite lithologique Limite de discordance Limite des formations quaternaires Ligne tectonique pré-alpine Faille Axe de synforme Position de la section géologique		

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

STRONTIUM ISOTOPE COMPOSITION OF THE VOLCANIC ROCKS FROM THE CĂLIMANI, HARGHITA AND PERŞANI MOUNTAINS¹

BY

SERGIU PELTZ², IOAN SEGHEDI², GABRIELA GRABARI²,
GHEORGHE POPESCU³

$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Strontium. Volcanic rocks. Analytical methods. Dacite. Andesite. Trachyandesite. Basaltic andesite. Basalt. Parental magma. Magma differentiation. Andesitic composition. East Carpathians—Neogene—Quaternary Eruptive—Călimani—Harghita. Perşani.

Abstract

The study of the strontium isotope composition made on 23 samples representing young dacitic, andesitic and basaltic volcanics from the Călimani, Harghita and Perşani Mountains provided important contributions to the solving of the problems connected with the origin and evolution of parental magmas. At the same time it allows a better understanding of the recently published petrogenetic models (Peltz et al., 1984 and Seghedi et al., 1986). Strontium isotope ratio obtained on the basalt at Racoşul de Jos (Perşani Mountains) supports their origin from the mantle derived magma and the lack of crustal contamination. The final characters of the andesitic magmas from the Călimani-Harghita Mountains were influenced by the assimilation processes that played a different role in space (Călimani Mountains as compared to Harghita Mountains) and time (upper compartment = pronounced crustal assimilation; lower compartment = moderate crustal assimilation). The magmas that generated the Drăgoiasa dacites were affected by important sialic contamination. The magma that gave rise to the shoshonitic volcanics in the Bixad-Malnaş area was generated at a greater depth and has been lately subject to differentiation and contamination processes in its ascension towards the surface in intermediary magmatic chambers.

¹ Received April 29, 1985, accepted for communication and publication May 3, 1985, presented at the meeting May, 3, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.

³ Institutul de Fizică și Inginerie Nucleară, Măgurele.



Résumé

Composition isotopique du strontium des roches volcaniques des monts Călimani, Harghita et Persani. L'étude de la composition isotopique du strontium effectuée sur 23 échantillons représentant des volcanites andésitiques dacitiques et basaltiques jeunes des monts Călimani, Harghita et Persani apporte des contributions importantes pour la clarification des problèmes concernant l'origine et l'évolution des magmas parentaux. De même, elle contribue à un meilleur fondement des modèles pétrogénétiques publiés récemment par Peltz et al. (1984) et Seghedi et al. (1986). Les valeurs isotopiques obtenues sur le basalte de Racoșul de Jos (Persani) soutiennent la considération de la provenance d'un magma situé dans le manteau, l'absence de la contamination croûtale. Dans la configuration des caractères finals des magmas andésitiques du territoire Călimani-Harghita, les processus d'assimilation ont joué un rôle divers en espace (Călimani par rapport à Harghita) et temps (compartiment supérieur = assimilation croûtale prononcée ; compartiment inférieur = assimilation croûtale modérée). Le magma qui a généré les dacites de Drăgoiasa a souffert d'importants processus de contamination sialique. Le magma qui a généré les volcanites shoshonitiques de la région Bixad-Malnaș provient d'un magma généré à grande profondeur, qui a souffert des processus de différentiation et de contamination, dans l'ascension vers la surface, en chambres magmatiques intermédiaires.

1. Introduction

Detailed geochemical data accumulation on the Neogene volcanics from the Călimani, Gurghiu, Harghita and Persani Mountains allowed a new understanding of the petrogenetic problems (Peltz, Stoian, 1985; Peltz et al., 1984, 1985; Seghedi et al., 1986; Peltz, Bratosin, 1986). These data contributed to a better knowledge of the evolution of parental magmas generated in different geotectonic conditions (subduction, intraplate).

Numerous papers issued after the publication of the works of Faure and Powell (1972) have demonstrated the utility of the $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio as a petrogenetic indicator. Specifically $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio can suggest an origin of magma in either mantle or crust and can indicate the contamination degree by sialic crust of a mantle derived material.

Thus, in order to check and complete the conclusions of the petrographic studies based on the geochemistry of trace elements, the study of the strontium isotope was also initiated. 22 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ determinations on samples representing various petrotypes from the Călimani and Harghita Mountains were carried out; also, an analysis of the Racoșul de Jos basalt (Persani Mountains) was made for comparison.

The results of the $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ determinations, which were the first ones of this kind on the young calc-alkaline volcanics of Romania, point to the general characteristics of the magmas that generated the volcanism of the East Carpathians in accordance with the present geotectonic and petrogenetic concepts.

Taking into account the areal extension and the large volume of the volcanics on the territory of the Călimani, Gurghiu, Harghita and Persani Mountains as well as the diversity of petrotypes, of accumulation forms and volcanic structures, our observations have a preliminary character.



2. Geologic Setting

The Călimani — Gurghiu — Harghita Mountains represent the maximum development area of the young volcanic activity inside the Carpathian orogen. The eruptive activity started in the Pannonian time and intensely continued in the Pontian and Pliocene. The volcanic edifice is made up of two structural compartments : lower — volcano-sedimentary and upper — stratovolcanic. The two compartments consist of various types of andesites, subordinately basaltic andesites and dacites. According to the chemical classification (Peccerillo, Taylor, 1976 ; TAS, 1984, Moscow variant), in addition to the mentioned volcanic rocks, andesites, high or low potassium andesites, banakites and trachyandesites, high-potassium dacites, rhyodacites and rhyolites are also present.

The volcanic activity has developed within the volcanic apparatus of central type varying in size ; the presence of the volcanic edifices of caldera type and of those with well-preserved craters is noticed. Numerous eruptive bodies are present in the superstructure and infrastructure of the volcanic edifice.

The eruptive activity in the Călimani — Harghita area as well as that in the rest of the Carpathians was generated by subduction processes (Bleahu et al., 1973 ; Boccaletti et al., 1973 ; Rădulescu, Săndulescu, 1973). The volcanics in this area have resulted from three parental magmas (Peltz et al., 1984 ; Seghedi et al., 1986) : a) dacitic magma of a reduced volume which generated the acid volcanics that crop out in the north-eastern extremity of the chain (Drăgoiasa region) ; b) andesitic magma that generated the products that built up the greatest part of the Călimani-Harghita chain, representing, a relatively homogeneous volume ; c) shoshonitic magma of reduced volume that generated the volcanic products in the southern extremity of the Harghita Mountains, in the Bixad — Malnaş area.

The basaltic volcanic activity took place during the Pleistocene in the south-westernmost part of the East Carpathian volcanic chain. The volcanic products from the Perşani Mountains occur between the localities of Racoşul de Jos and Comana. The volcanic activity was of mixed, mainly effusive nature. The small volcanoes lie on the SSW—NE trending alignment. According to the mineralogical and chemical classifications the products are called trachybasalts and basalts. According to Rădulescu, Săndulescu, 1980, Rădulescu fide Rădulescu et al., 1981, the basaltic volcanism from the Perşani Mountains is part of a magmatic activity generated in intraplate conditions, after the alpine consolidation. The parental magma of the Quaternary basalts from the Perşani Mountains is a melting of the lherzolitic peridotite type. The $K/Rb = 317$ values correlated with the $Rb/Sr = 486$, $K/Sr = 15$ ones indicate that the magma originating in the mantle was not altered by the lithosphere supply (Peltz et al., 1985 ; Peltz, Bratosin, 1986).

3. Analytical Methods

The Rb and Sr determinations were made through nondispersive XRF — spectrometry (EDXRF), using Si (Li) detector with 190 eV resolution at 5.9 Kev. A_5 excitation source Cd — 109 of about 5 mCi was used.



The samples were prepared as fine powder from which 3 g were used in a plastic case with Mylar at bottom. Currently we obtained errors above 5% on the AGV - 1 or BCR - 1 standards the Rb and Sr analyses.

The detection limits were established at 10 ppm for Rb and Sr. In the 10 - 50 ppm domain the errors are of about 10%; they decrease to below 5% for higher concentrations.

In order to determine the strontium isotopes the samples were subjected to a chemical disaggregation process through the use of an admixture of hydrofluoric and nitric acids at the temperature of 200°C for 24 hours. By this procedure Rb - Sr were dissolved, after which they were separated in pure state using Amberlit CG 120 Type II 200-400 mesh cationic resin of analytical purity. The disaggregation and separation of strontium and rubidium were achieved carefully in order to prevent the contamination with Sr and Rb from the reagents or vessels used during the chemical operations. The strontium separated from the column passed to a nitrate and has been isotopically analysed on the CH6 VARIAN MAT mass spectrometer, using the thermal surface ionization.

4. Location and Description of Samples

Table 1 shows : the location of samples ; the rock type according to the mineralogical classification ; the nomenclature in accordance with

TABLE 1
Location and classification of the analysed samples

No.	Sam- ple	Location	Mineralogical classification	Chemical classification
1	257	Drăgoiasa	Biotite-dacite	Dacite
2	DNB	Drăgoiasa	Biotite-dacite	Dacite
3	146	Pinul Hill	Microdiorite	Andesite
4	849	Calul Brook	Pyroxene-andesite	Andesite
5	1177	Purcelul Brook	Pyroxene-andesite	Andesite
6	ST4	Pietricelu Summit	Biotite, hornblende, quartz andesite	Dacite
7	CC12	Negoi Brook	Basaltic andesite	Basalt
8	1133F	Fundoi Brook	Basaltic andesite	Basalt
9	212	Voivodeasa Valley	Hornblende-dacite	Dacite
10	55	Leul Summit	Hornblende-andesite	Andesite
11	184	Voivodeasa Valley	Basaltic andesite	Basalt
12	011	Homorod Valley	Pyroxene-andesite	Basaltic andesite
13	108	Şumuleu-Ciuc	Pyroxene, hornblende ± quartz andesite	Dacite
14	139	Suta quarry	Hornblende-pyroxene andesite	Andesite
15	1	Luci Hill	Pyroxene-andesite	Andesite
16	H329	Fagul Hill	Pyroxene-hornblende andesite	Andesite
17	H276	Cucu Hill	Hornblende-biotite andesite	Andesite
18	T95	Mitaci Hill	Pyroxene-andesite	Basaltic andesite
19	T16	Pilişca Hill	Hornblende-biotite andesite	Andesite
20	T67	Ana lake	Hornblende-biotite andesite	Dacite
21	T146	Bixad quarry	Pyroxene andesite	Trachyandesite
22	3Hs	Malnaş quarry	Hornblende, pyroxene, biotite, quartz andesite	Trachyandesite
23	40	Racoş quarry	Basalt	Basalt

Observations : no. 1-11, Călimani Mts ; no. 12-22, Harghita Mts ; no. 23, Perşani Mts.



the chemical classifications used. The SiO_2 , K_2O , Na_2O values are also present in Table 2.

TABLE 2

SiO_2 , K_2O and Na_2O , Rb , Sr and $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ abundances in volcanic rocks from Călimani, Harghita and Perşani Mountains

No.	SiO_2 %	K_2O %	Na_2O %	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$
1	66.83	1.20	4.06	130	230	0.565	0.7090
2	68.07	3.20	3.70	150	300	0.500	0.7075
3	57.40	2.77	2.63	120	330	0.363	0.7090
4	61.05	2.87	2.65	130	320	0.406	0.7081
5	58.51	2.65	2.85	140	310	0.451	0.7075
6	63.13	1.70	3.70	85	300	0.283	0.7080
7	51.59	0.46	3.17	40	280	0.143	0.7062
8	51.42	0.97	3.21	30	320	0.093	0.7042
9	65.11	1.08	3.70	45	320	0.140	0.7042
10	61.53	2.00	3.87	70	280	0.250	0.7055
11	50.57	1.52	3.22	70	285	0.245	0.7053
12	56.31	1.67	3.22	50	370	0.135	0.7051
13	63.70	2.34	2.97	80	790	0.101	0.7045
14	59.55	1.56	3.23	50	350	0.142	0.7054
15	57.03	1.65	3.30	109	330	0.330	0.7062
16	57.60	1.79	3.23	71	430	0.165	0.7052
17	59.76	2.16	3.63	80	400	0.200	0.7044
18	55.47	1.71	3.72	47	790	0.059	0.7053
19	62.28	2.57	3.77	94	900	0.104	0.7044
20	67.70	3.24	4.30	101	1400	0.072	0.7050
21	56.90	4.12	3.61	58	2170	0.027	0.7041
22	58.94	3.29	4.02	65	1600	0.040	0.7062
23	48.41	1.39	3.36	35	670	0.052	0.7035

The analysed samples belong to the rock types which are representative for the different moments of volcanic activity from the eastern part of the Călimani Mountains and the southern part of the Harghita Mountains for the initial and final phases of the volcanic activity within this mountain chain.

The basalt sample from Racoşul de Jos (no. 40) which was analysed and published by Herz et al., 1974, has been reanalysed by us. The close values obtained point to the accuracy of the method used, being at the same time a comparative term for the other analysed samples.

The two volcanic regions (Călimani, Harghita) are represented by an equal number of samples. The large amount of pyroxene andesites led to the greatest number of analysed samples (5). Two analyses were carried out both for the Drăgoiasa dacites and the shoshonitic andesites from the Bixad and Malnaş areas, which we suppose to have originated in different parental magmas (Peltz, Stoian, 1985).

The geographic location of the samples is indicated in Figure 1.

All the samples represent fresh rocks containing H_2O below 1.5%; CO_2 lacks or is maximum 0.5%; Slacks or ranges between 0.04—0.08%.



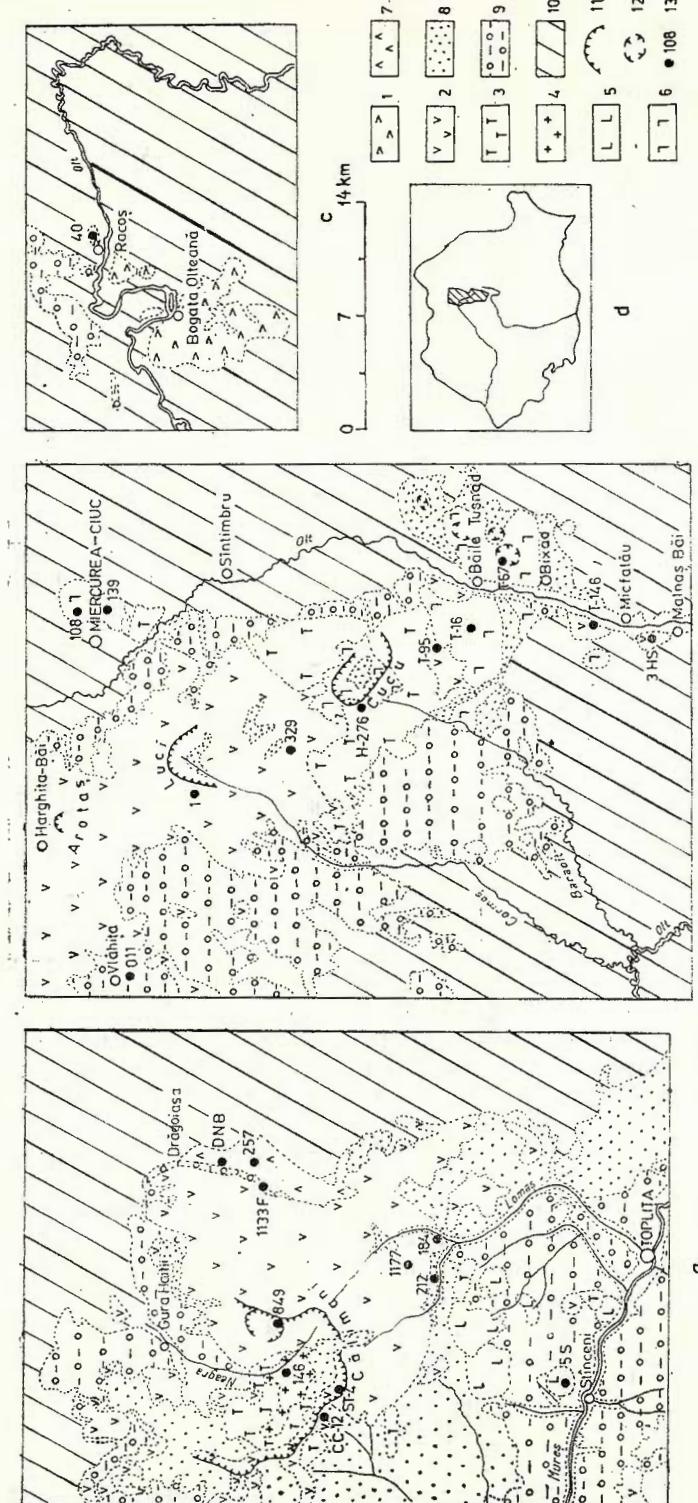


Fig. 1 — Location of the analyzed samples.
 1, basalt; 2, pyroxene andesite; 3, pyroxene hornblende andesite; 4, microdiorite and diorite, monzonodiorite; 5, hornblende-biotite andesite; 6, dacite; 7, andesitic pyroclastics; 8, volcano-sedimentary formation; 9, andesitic caldera; 10, other geological formations; 11, crater and caldera; 12, eruption crater of the pyroclastic volcanoes; 13, analyzed sample (Rb/Sr , $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$).

5. Discussion and Interpretation of Data

The strontium isotope composition and the Sr and Rb data will be discussed taking into account three groups of values corresponding to the investigated volcanic areas (Perşani — 1 sample, Călimani — 11 samples, Harghita — 11 samples).

The $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio = 0.7035 obtained on the basalt sample at Racoşul de Jos, correlated with $\text{Rb} = 35 \text{ ppm}$, $\text{Sr} = 670$, $\text{Rb/Sr} = 0.052$ values are important arguments supporting the mantle origin of the Perşani basalts. It is worth mentioning that the values obtained with the apparatus in our country are similar to those measured on the same rock type from the same place in the USA (Herz et al., 1974; $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.7043$; $\text{Rb} = 31 \text{ ppm}$; $\text{Sr} = 549 \text{ ppm}$; $\text{Rb/Sr} = 0.056$). Due to this fact we used the sample at Racoşul de Jos as a comparative term for the other determinations.

The 11 samples from the Călimani Mountains belong to the lower compartment (4 samples) and the upper one (5 samples). Two samples of the Drăgoiasa dacite formation, prior to the lower volcanic compartment, were also analysed from the Călimani Mountains (Peltz, Seghedi, 1984).

It is noticed that the Sr values range within a short interval (230—330 ppm). It is known that Sr represents an incompatible element characteristic for the mantle condition (Hart et al., 1970; Green, 1980). It can be assumed that due to the relatively constant Sr content of the

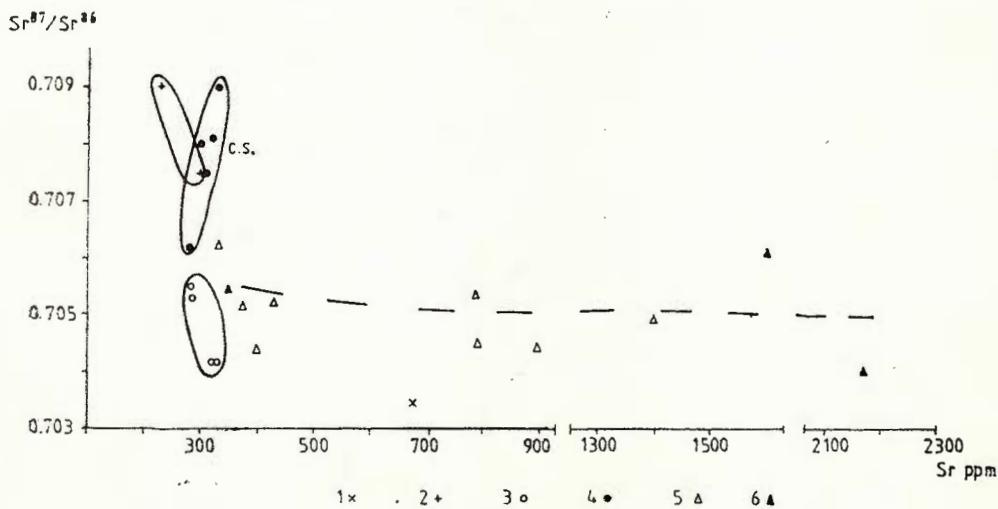


Fig. 2 — $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ — Sr diagram.

1, basalt; 2, dacite; 3, volcanic rocks from the lower compartment, Călimani Mountains;

4, volcanic rocks from the upper compartment, Harghita Mountains; 6, shoshonites.

analysed volcanics from the Călimani Mountains, these volcanics come from a common source connected with the subduction processes. Table 2 and Figures 2, 3 indicate only a differentiation of the $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio in the above-mentioned rocks. The Drăgoiasa dacites which were formed before the lower compartment volcanics stand out by their geochemical characteristics shown by the following values : $\text{Sr} = 230 - 300 \text{ ppm}$; $\text{Rb} = 130 - 150 \text{ ppm}$ (high values of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.7075 - 0.7090$). These analytical data, correlated with those regarding REE (Peltz, Stoian, 1985) suggest either a contamination of the parental magma with radiogenic strontium from the sialic crust or a contamination of the parental

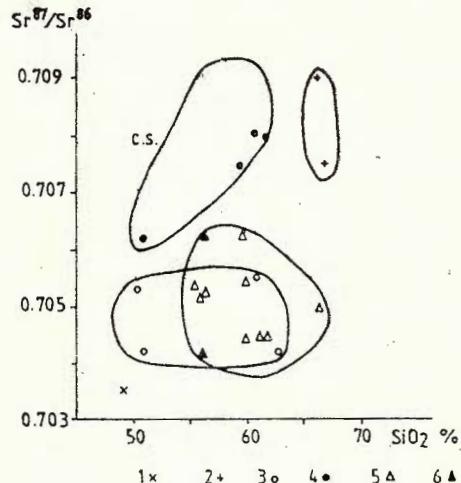


Fig. 3 — $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ — SiO_2 diagram.
Legend as in Figure 2.

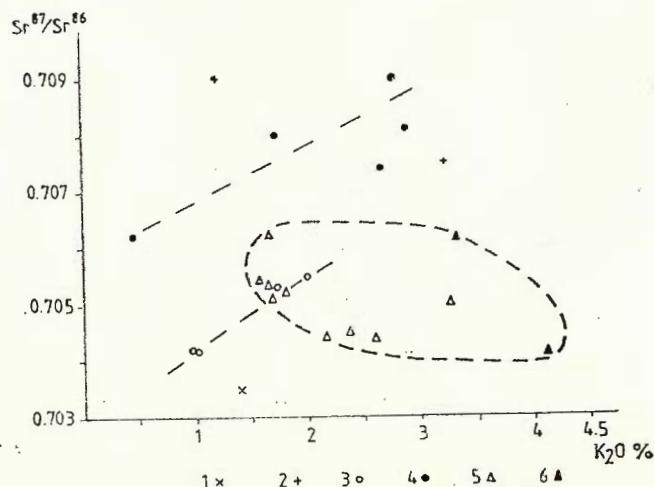


Fig. 4 — $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ — K_2O diagram.

Legend as in Figure 2.



magma from the source (oceanic lithosphere with or without continental sediments from the subduction zone, as suggested by James, 1982).

The $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio of the lower compartment volcanics differs much from those of the upper compartment (Tab. 2), being evident under the same regime of the Sr values (Fig. 2) and irrespective of the SiO_2 or K_2O variation (Figs. 3, 4); lower values (0.7042—0.7055) and respectively higher ones (0.7062—0.7090) are recorded in the upper compartment. The above statements suggest that, although the parental magma of all the volcanics comes from the same source, it subsequently underwent similar differentiation processes; during the evolution of the volcanic processes assimilation of the crust also took place. We suppose that this assimilation took place in magmatic chambers which were situated at various levels within the crust.

The 11 samples collected in the southern part of the Harghita Mountains belong exclusively to the upper compartment. They represent the products of some final movements in the volcanic activity within this area that succeeded north-southwards (Fig. 1). A systematic and significant southward increase of Sr (Fig. 2) is noticed along the volcanic arc, a situation also illustrated by the distribution of some other incompatible minor elements (Seghedi et al., 1986), concomitantly with an insignificant change in the strontium isotope ratio ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.7044 - 0.7062$). These values may be compared to those shown by the lower compartment volcanics, possibly also to the lower part of the upper compartment (sample CC-12) from the Călimani Mountains.

The above data suggest that in the evolution of the magmas assimilation processes take place within the intermediary magmatic chambers. As the Sr values of the analysed rocks in the northern part of the Southern Harghita Mountains are similar to those in the eastern part of the Călimani Mountains, their origin from a common source can be assumed. In the southern part of the Harghita Mountains the evolution of the parental magma is characterized by the sudden increase of the Sr and K values (Figs. 2, 4). This situation can be explained, if we admit the existence of an ever greater depth of the primary magma generation, from the north towards the south, correlated with the progressive decrease of the degree of partial melting of primary magma (Seghedi et al., 1986).

By their specific geochemical characteristics the shoshonites from Bixad and Malnaş are quite distinct, showing the highest K_2O and Sr values concomitantly with low SiO_2 values as well as various $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratios (0.7041—0.7062). These characteristics suggest the formation of the mentioned rocks from a primary magma which was probably generated in the upper mantle. This magma later evolved under low grade



partial melting conditions (fractional crystallization) and subsequently underwent in its ascension insignificant crustal contamination processes.

6. Conclusions

The study of the strontium isotope composition that has been recently carried out in the young volcanics of the Călimani, Harghita and Persani Mountains greatly contributes to the solving of the problems regarding the origin and evolution of parental magmas, to the better understanding of the recently published petrogenetic models (Peltz et al., 1984; Seghedi et al., 1986).

The $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio = 0.7035–0.7043 that has been obtained on the Racoșul de Jos basalt supports its direct link with a mantle source and indicates at the same time the lack of any crustal contamination.

The eruptive rocks making up the Călimani–Gurghiu–Harghita mountain chain were generated by parental magmas that had a different evolution in time and space, a fact attested by the peculiarities of the $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio:

- The magma which generated the Drăgoiasa type dacites points to either a contamination with the sialic crust or the contamination with the components of the subducted oceanic lithosphere.

- The correlation of the $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio with other geochemical data points out the same characteristics of the evolution of the andesitic magma that generated most of the volcanic products throughout the territory of the Călimani–Harghita Mountains. In the Călimani Mountains, simultaneously with some complex differentiation processes of the parental magma, an ever more pronounced assimilation of the crustal material took place along the time evolution of volcanism. A southward growth of the depth of the andesitic magma source is noticed in the Harghita Mountains, the assimilation processes playing an insignificant role in the magma composition.

- The volcanics of shoshonitic character in the southern extremity of the Harghita Mountains (Bixad–Malnaș area) come from a magma generated at a greater depth (into the upper mantle) and were subjected to differentiated contamination processes as they ascended towards the surface in intermediary magmatic chambers.

REFERENCES

- Bleahu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an "island arc". *Journ. Geophys. Research.*, 78, p. 5025–5032.



- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S. (1973) Young volcanism in the Călimani-Harghita Mountains (East Carpathians): evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics*, 19, p. 299—313, Amsterdam.
- Faure G., Powell J. L. (1972) Strontium Isotope Geology. Springer-Verlag, New York, 188 p.
- Grabari G. (1977) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Green T. H. (1980) Island arc and continent building magmatism—a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, p. 367—385, Amsterdam.
- Hart S. R., Brooks C., Krogh F. E., Davis G. L., Nava D. (1970) Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 17—21, Amsterdam.
- Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1974) Strontium Isotope Composition of Ophiolitic and Related Rocks, Drocea Mountains, Romania. *Bull. Volc.*, XXXVIII—4, p. 1110—1124, Napoli.
- James D. E. (1981) The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *An. Rev. of Earth and Plan. Sci.*, 9, p. 311—345, Palo Alto.
- Peccerillo A., Taylor S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63—81.
- Peltz S., Seghedi I. (1984) The Structure of the Călimani Volcanic Mountains (East Carpathians, Romania). In vol. Magmatism of the Molasse-Forming Epoch and Its Relation to Endogenous Mineralization. *GUDS, Bratislava*, p. 35—45.
- Grabari G., Stoian M., Tănăsescu A., Văjdea E. (1984) REE, Rb, Sr and K Distribution in Volcanic Rocks From the East Carpathians (Călimani-Harghita and Perşani Mts.). In vol. Magmatism of the Molasse-Forming Epochs and its Relation to Endogenous Mineralization. *GUDS, Bratislava*, p. 47—57.
 - Stoian M. (1985) REE Distribution in Young Volcanics from the Călimani-Harghita and Perşani Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/1 (1982), Bucureşti.
 - Grabari G., Tănăsescu A., Văjdea E. (1985) Rb, Sr, and K Distribution in Young Volcanics from the Călimani-Harghita and Perşani Mts. Petrogenetic Implications. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/1 (1982), Bucureşti.
 - Bratosin I. (1986) New Data on the Geochemistry of the Quaternary Basalts in the Perşani Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/1, p. 389—403, Bucureşti.
- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam, p. 155—161.
- Borcoş M., Peltz S., Istrate G. (1981) Subduction Magmatism in Romanian Carpathians. *Guide Exc. A2, XII Congress Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, Bucharest.
- Seghedi I., Grabari G., Iancu R., Tănăsescu A., Văjdea E. (1986) Rb, Sr, Zr, Th, U, K Distribution in the Neogene Volcanics of the South Harghita Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/1, p. 453—473, Bucureşti.
- I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Minutes of the Meeting, Moscow, August 5—6, 1984, and Formal Voting.

COMPOZIȚIA IZOTOPICĂ A STRONȚIULUI ÎN ROCILE VULCANICE DIN MUNȚII CĂLIMANI, HARGHITA ȘI PERSANI

(Rezumat)

În vederea verificării și a completării concluziilor ce au rezultat din studiile petrogenetice efectuate pe baza geo chimiei elementelor minore (Peltz et al., 1984; Peltz, Stoian, 1985; Peltz et al., 1985; Seghedi et al., 1986; Peltz, Bratosin, 1986), a fost inițiat studiul compoziției izotopice a stronțiului în vulcanitele tinere din munții Călimani, Harghita și Persani. Au fost executate 22 determinări de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ pe probe ce constituie diferențe petrotipuri reprezentative din munții Călimani și Harghita și de asemenea pentru comparație o analiză pe bazaltul de la Racoșul de Jos (munții Persani) (tab. 1 și 2).

Rezultatele acestor determinări de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, primele de acest fel executate în România pe vulcanite calcoalcaline din România, constituie o bază de comentariu privind caracterele generale ale magimelor generatoare ale vulcanismului Carpaților Orientali, în consens cu concepțiile geotectonice și petrogenetice actuale.

Probele care au fost analizate aparțin tipurilor de roci reprezentative pentru momentele de activitate vulcanică din estul munților Călimani și sudul munților Harghita, pentru fazele de început și de încheiere a activității vulcanice din cadrul lanțului.

Proba de bazalt de la Racoșul de Jos, care a fost analizată și de Herz et al., 1974, a fost analizată și de noi. Valorile asemănătoare, care au fost obținute (0,7035 față de 0,7043), constituie un termen de referință asupra acurateței metodei folosite, precum și un termen coomparativ pentru celelalte probe analizate.

Valorile $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, care au fost obținute pe bazaltul de la Racoșul de Jos (0,7035—0,7043), susțin considerarea provenienței dintr-o magmă parentală situată în manta și, totodată, indică lipsa oricărora procese de contaminare cu crusta sialică.

Rocile eruptive ce alcătuiesc lanțul Călimani—Gurghiu—Harghita au fost generate de magme parentale care au evoluat specific în timp și spațiu, fapt atestat de caracteristicile valorilor $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

Magma, care a generat dacitele de tip Drăgoiasa, într-un moment anterior edificării comportamentului inferior al munților Călimani în spațiu extremității nord-estice a acestei regiuni (fig. 1), atestă prin valorile ridicate ale $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0,7075—0,7090), fie o contaminare cu crusta sialică sau o contaminare lentă și directă cu componenții litosferei oceanice, subduse.



Corelarea valorilor $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ cu alte date geochimice (tab. 1, 2) evidențiază caracteristici specifice de evoluție a magmei andezitice care a generat majoritatea produselor vulcanice de pe întreg teritoriul lanțului Călimani—Harghita. În munții Călimani, concomitent cu desfășurarea unor procese complexe de diferențiere a magmei parentale, pe măsura evoluției în timp a vulcanismului au avut loc procese tot mai accentuate de asimilare a materialului crustal. În munții Harghita se remarcă o creștere a adîncimii sursei magmei andezitice către extremitatea sudică, procesele de asimilare avind o participare nesemnificativă în configurația compoziției magmei.

Vulcanitele cu caracter shoshonitic din extremitatea sudică a Harghitei (Bixad—Malnaș) provin dintr-o magmă generată la mare adîncime (partea inferioară a mantalei superioare) și care au suferit procese diferențiate de contaminare pe măsura ascensiunii spre suprafață, în camere magmatice intermediare.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

GEOCHIMIE



Проект 3

CONTRIBUTIONS TO THE CHRONOLOGICAL STUDY OF THE VOLCANIC PROCESSES IN THE CĂLIMANI AND HARGHITA MOUNTAINS (EAST CARPATHIANS, ROMANIA)¹

BY

SERGIU PELTZ², ELEONORA VÂJDEA², KADOSA BALOGH³, ZOLTAN PÉCSKAY³

Geochronology. K/Ar. Absolute ages. Pannonian. Pontian. Pliocene. Volcanic rocks. Lithostratigraphy. Paleovolcanology. Volcanoes. Intrusions. Volcano-sedimentary. East Carpathians—Neogene-Quaternary Eruptive—Călimani—Harghita.

Abstract

The East Carpathian Călimani-Harghita area is the widest area with Neogene volcanic occurrences in the Carpathians. The study of this large and complex territory has raised and still raises several problems. One of them consists in the elucidation of the age of the volcanic activity, as there are few instances of direct relationships between the products of different igneous stages and the sedimentary formations dated on paleontologic grounds. In order to obtain some information on the age of the volcanic activity in the Călimani-Harghita Mts, 16 K-Ar determinations have been performed. The data inferred add to the first four age determinations performed ten years ago (Rădulescu et al., 1972). All the samples analysed are important petrotypes of volcanic sequences occurring in this area, mainly in the northern and southernmost parts of the volcanic chain. According to the radiometric ages available at present, the lower structural compartment of the Călimani-Harghita volcanic chain was built during the Pannonian (A/B—E ca 3.5 m.y.) and the upper structural compartment during the Pontian,

¹ Received April 11, 1985, accepted for communication and publication April 15, 1985 presented at the meeting April 26, 1985. Presented at the 8th RCMNS Congress, September, 1985, Budapest.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32, România.

³ Institutul de Cercetări Nucleare al Academiei Ungare de Științe, H—4001 Debrecen Pf 51, Ungaria.



Institutul Geologic al României

Dacian and Romanian (ca 5.5 m.y.). The age of 10–8 m.y. (Pannonian A/B–E) has been reported for the volcanics occurring in the east of the Călimani Mts and the age of 6–1.5 m.y. (Pontian-Late Romanian, probably the Lowermost Pleistocene, in places) for the volcanics occurring in the south of the Harghita Mts. By taking into account these datings one may consider the time and space migration of the volcanic processes from north to south in the Călimani-Harghita area. In the south of the Călimani Mts, the first volcanic processes occurred in the central area (Zebrac-Bîrca) during the Pannonian A/B; the volcanic processes migrated in time and space west- and eastwards. As far as the pyroxene andesite at Drigla (8.63 ± 0.38 m.y.), which is not affected by hydrothermal transformations, overlies the Zebrac andesite (10.64 ± 0.55 and 10.10 ± 0.61 m.y.) associated with hydrothermal mineralisations, one may infer that the most important mineralisation phase known in the south Călimani-Harghita area may be correlated with the Jereapăn phase in the eastern area of the Gutti Mts. The age of 1.45 ± 0.40 m.y. yielded by the sample which represents the last eruption of the Luget (Malnaș) composite structure shows that the final andesitic occurrences in the Harghita chain are close in time to the basaltic ones in the Perșani Mts (1.39 m.y., Racoș, Lower lava; Ghenea et al., 1981).

Résumé

Contributions à la connaissance de la chronologie des processus volcaniques néogènes des monts Călimani et Harghita (Carpates Orientales, Roumanie). L'aire Călimani-Gurghiu-Harghita des Carpathes Orientales représente la région la plus étendue à volcanites néogènes des Carpathes. La recherche de ce vaste et complexe territoire a posé et pose encore de nombreux problèmes. Parmi ceux-ci, il y a aussi la clarification de l'âge de l'activité volcanique, car il y a peu de situations où on connaît des relations directes des produits de divers moments éruptifs avec les dépôts sédimentaires datés selon des critères paléontologiques. En vue d'obtenir des informations capables à contribuer à la clarification de l'âge de l'activité éruptive des monts Călimani-Harghita, on a effectué 16 déterminations par la méthode K-Ar (tab. 2, 3). Tous les échantillons analysés représentent des pétrotypes à position clé dans la succession des manifestations volcaniques de la région, surtout dans les extrémités nord et sud de la chaîne volcanique (fig. 2, 3). Les âges radiométriques à notre disposition à présent offrent des indications selon lesquelles le compartiment structural inférieur des monts Călimani a été édifié au Pannonien A/B–E, 3,5 m.a. environ) et le compartiment structural supérieur des monts Harghita, au Pontien, Dacien et Romanien (5,5 m.a. environ). On a obtenu des âges de 10–8 m.a. (Pannonien A/B–E) pour les volcanites du sud des monts Călimani et des âges de 6–1,5 m.a. (Pontien-Romanien terminal, localement la base du Pléistocène aussi) pour les volcanites du sud des monts Harghita. Ces datations apportent de nouveaux et importants éléments pour soutenir la migration en temps et espace, du nord vers le sud du volcanisme sur le territoire Călimani-Harghita. Au sud des monts Călimani, les premières manifestations volcaniques ont eu lieu à la partie orientale (Zebrac et Drăgoiasa) pendant le Pannonien A/B; le volcanisme est migré en temps et espace vers l'ouest, car l'andésite pyroxénique de Drigla ($8,63 \pm 0,38$ m.a.) qui n'est pas affectée par les transformations hydrothermales couvre l'andésite de Zebrac ($10,64 \pm 0,55$ et $10,10 \pm 0,61$ m.a.) associée aux minéralisations hydrothermales. On conclut que la plus importante phase de minéralisation connue à présent de l'aire Călimani sud-Harghita a eu lieu avant le Pannonien E. L'âge de $1,45 \pm 0,40$ m.a. obtenu sur l'échantillon qui représente la dernière éruption de la structure composée Luget (Malnaș) approche en temps les manifestations andésitiques finales de la chaîne Harghita de celles basaltiques des monts Perșani (1,39 m.a., Racoș, lave inférieure; Ghenea et al., 1981).



1. Introduction

The investigation of the Călimani—Gurghiu—Harghita volcanic area has been much improved over the last 25 years from the point of view of both geologic, petrologic and metallogenetic problems and geo-economic ones.

The studies are also concerned with the elucidation of the age of the volcanic activity. Compared to other fields, the geochronological study of igneous rocks is less advanced. This is somehow paradoxical as far as in this volcanic area of the Romanian Carpathians studies of the kind are needed at their most. Unlike the case of the volcanic regions of the Metaliferi and Oaș—Gutii Mts, in the Călimani—Harghita chain there are few instances of direct relationships between volcanic and sedimentary formations which are dated on biostratigraphic grounds.

Excepting the volcanoclastic formation occurring at the base of the volcanic edifice, on the western border, these relationships are absent.

In order to improve the knowledge of the age of the volcanic activity in the Călimani—Gurghiu—Harghita area, in 1984 a number of $^{40}\text{K} - \text{Ar}$ radiometric datings were performed within the framework of a bilateral scientific collaboration programme. These add to the datings published by Rădulescu et al. in 1972 ($n = 4$), Bagdasarian in 1972 ($n = 2$) and Michailova et al. in 1983 ($n = 4$).

The most important geochronological problem related to the volcanics in the Călimani—Harghita Mts regards the delimitation of the initial and final stages of volcanic activity. Therefore, special attention has been paid to the analysis of those samples representative for the areas including the products of this activity, the eastern Călimani Mts and the southern Harghita Mts.

As the study volcanic area is very large and complex, the number of geochronologic data should be increased as compared to the present ones (26 datings).

Bearing this in mind the present authors intend continuing their investigations in this region. They also hope that the results obtained, owing to their geologic implications, will determine the researchers of the Călimani—Harghita area to improve the geochronological study and thus to elucidate some major geological problems regarding the young volcanism in the East Carpathians.

2. Geologic Setting

The Călimani—Gurghiu—Harghita volcanic chain represents the maximum development area of Neogene volcanic activity manifested within the Carpathian orogen. Being almost 6,400 sq km wide and trending NW—SE along 160 km (Fig. 1) the volcanic chain includes the greatest and the most unitary amount of Neogene volcanic products in the Carpathians. The northern and southern segments of the chain are represented by the volcanic massifs of Călimani and respectively Harghita. It has been unanimously accepted that this area is the result of the migration of Neozoic volcanic activity — in time and space — from Cen-



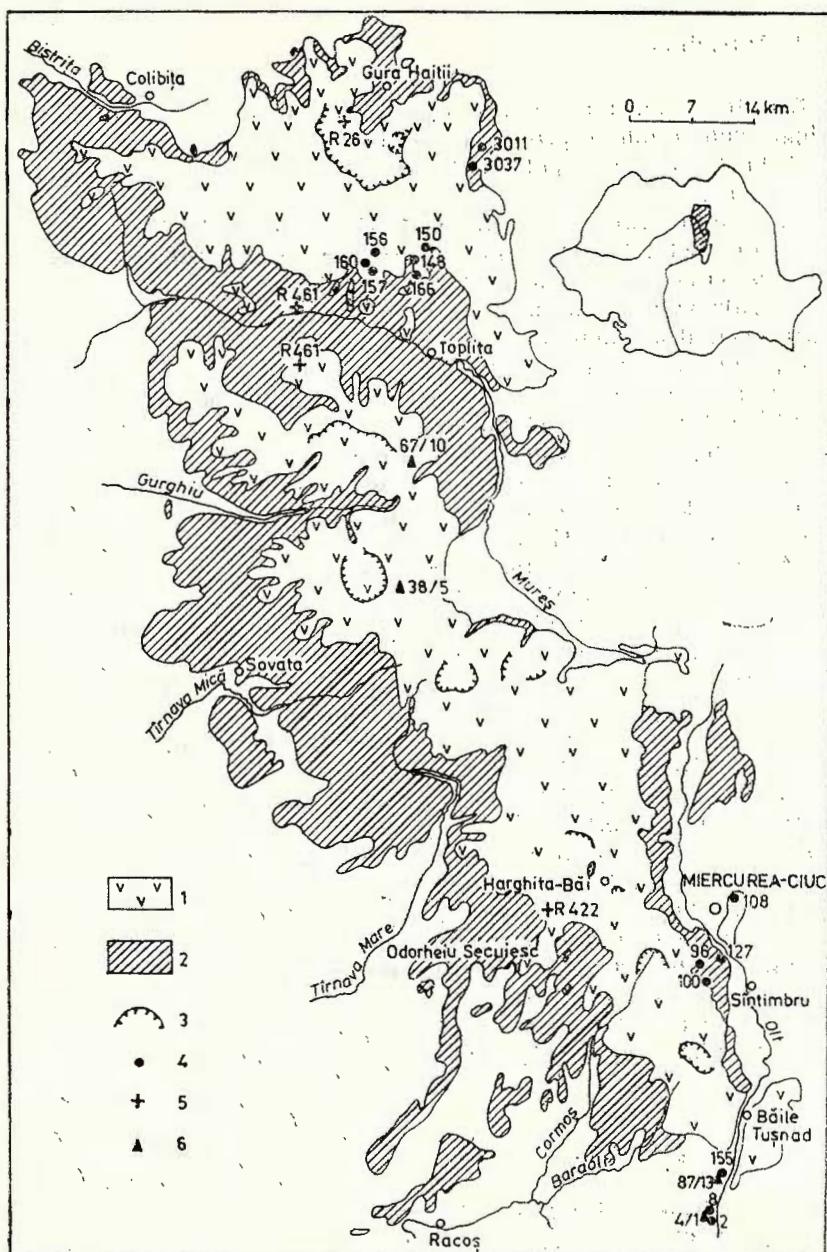


Fig. 1 — Location of samples representing eruptive rocks from the Călimani-Gurghiu-Harghita Mts, on which radiometric age determinations were carried out.

1, Upper structural compartment; 2, Lower structural compartment; 3, Crater and caldera; 4, Samples dealt with in the paper; 5, Samples with age determinations published by Rădulescu et al., 1972; 6, Samples with age determinations published by Michailova et al., 1983.

tral Slovakia to Harghita. It is also considered that in the Călimani—Gurghiu—Harghita area the volcanic activity took place during two main stages, Pannonian—Pontian and Pliocene.

To these stages have been assigned two structural compartments: a lower compartment, represented by a volcano-sedimentary formation; an upper compartment, represented by a stratovolcanic formation characterized by the prevalence of lavas.

Table 1 shows the sequence of eruptions defined as a sequence of petrotypes; this also points out the main evolution line of the andesitic magma generated by subduction processes. This sequence has been

TABLE 1

Succession of eruptions in the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic area (acc. to Peltz in Borcos et al., 1980)

Stage	Structural compartment	Petrographic type (in the order of the succession of eruptions)
II	Upper (stratovolcanic)	Basalt Hornblende \pm biotite \pm quartz andesite Basaltic andesite Pyroxene andesite Pyroxene-hornblende and/or hornblende-pyroxene andesite Hornblende andesite and/or hornblende \pm quartz andesite
I	Lower (volcano-sedimentary)	Basaltic andesite Pyroxene andesite Pyroxene \pm hornblende and/or hornblende-pyroxene andesite Hornblende andesite, phenoandesite, dacite

accepted by most of the researchers of the Călimani—Harghita area, as it had been deduced from direct superposition and/or piercing relationships among volcanics as well as from K—Ar datings (Rădulescu et al., 1972).

During the first stage, the volcanic activity had a mainly explosive character and the paroxysmal stages alternated with stages of quiescence and erosion-accumulation. Thus, there resulted a volcano-sedimentary formation with pyroepiclastic components prevailing over lavas and igneous bodies. During the second stage the volcanic activity was of mixed, mainly effusive character. Complex structures, some of caldera type, were formed. Most of them still preserve their volcanic cone and the craterial area. According to some authors this is due to second stage volcanic activity developed during relatively recent times and, to a less extent, to erosion.



3. Analytical Methods

The dating was performed on whole fresh rocks by the conventional potassium-argon method. Some of the samples were analysed during the visit paid by E. Văjdea to the geochronology laboratory of the "Atomki Institute" in Debrecen. Radiogenic argon content was determined by mass spectrometric isotope dilution analysis. An accurately measured tracer of argon ^{38}Ar of the following purity $^{38}\text{Ar} = 98.34\%$; $^{36}\text{Ar} = 0.72\%$; $^{40}\text{Ar} = 0.94\%$ was introduced into the argon extraction line from a gas pipette. The samples were fused by high frequency induction heating. The gases were purified on a double line with synthetic zeolite trap, hot copper oxide and titanium sponge. Isotopic abundances were measured by a statically operated, 90° deflection, 150 cm radius magnetic mass spectrometer. Recording and evaluation of argon spectra were controlled and accomplished by a microcomputer. Details of instruments and methods are described by K. Balogh and Gy. Mörök (1978, 1979). The Soviet standard "Asia 1/65" and glauconite GL-O were used for calibration. Potassium was determined by flame photometry.

Apparent K—Ar ages were calculated using the "closed-system hypothesis". The non-radiogenic argon was assumed to have the composition of atmospheric argon. The decay constants for ^{40}K recommended by the International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology (Steiger and Jäger, 1977) were used.

Isotopic ages are reported with 1σ errors. Errors are estimates of analytical precision at the 68% confidence level. The errors based on the reproducibility of the potassium concentration, the determination of argon isotopic composition and the atmospheric argon content were calculated according to the equation given by Cox and Dalrymple (1967). The error has no geologic significance.

4. Location and Description of Samples

Tables 2 and 3 include data concerning the location of samples, their mineralogic composition and petrographic type, SiO_2 and $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ values, the nomenclature according to TAS chemical classification (IUGS Subcommission, Moscow variant, 1984). The location of samples in the Călimani—Gurghiu—Harghita volcanic area is shown in Figure 1. All the samples analysed represent fresh rocks; $\text{H}_2\text{O}\%$ values are less than 1.5 and $\text{CO}_2\%$ is absent.

Sample 184 has yielded $\text{CO}_2 = 1.08\%$, and sample 8, $\text{CO}_2\% = 0.65$, $\text{S}\% = \text{absent or } 0.004 - 0.08\%$.

Table 2 and Figure 1 reveal that both regions are represented by an equal number of samples (8). According to the mineralogical and chemical classification, the samples are illustrative for the rock types which erupted in the volcanic units situated in the east of the Călimani Mts and south of the Harghita Mts. A number of nine samples (nos. 1—4, 6, 7, 14—16, Tab. 2) represent the eruptions considered — on paleovolcanic and biostratigraphic criteria — to belong to the initial and final phases of volcanic activity in the Călimani—Harghita area.



TABLE 2
Mineralogical and chemical classification of the analysed samples

No.	Petrotype	Phenocryst.	Microlite	SiO ₂	Na ₂ O + K ₂ O	Classific. acc. TAS
1	dacite	plg, hb, bi	plg, hb	69.39	6.81	dacite
2	dacite	plg, hb, bi	plg	68.34	6.91	dacite
3	dacite	plg, hb	lg, q	68.43	5.50	dacite
4	dacite	plg, hb, q	plg	68.97	5.60	dacite
5	basaltic andesite	plg, aug, oliv	plg, aug, oliv, mt	50.57	4.74	basalt
6	hornb — pyrox. andesite	plg, hb, hyp	plg, hb, px	62.13	4.62	andesite
7	hornb. andesite	plg, hb	plg, hb, px	62.20	4.65	andesite
8	pyroxene andesite	plg, aug, hyp	plg	61.15	5.02	andesite
9	pyroxene andesite	plg, hyp, aug	plg, hyp	59.03	5.37	andesite
10	hornblende-pyrox. andesite	plg, hb, aug, hyp	plg, aug, hyp, hb	63.70	5.31	dacite
11	pyroxene andesite	plg, hyp, aug	plg, hyp, aug	59.32	4.77	andesite
12	hornb — pyrox. andesite	plg, hb, aug, hyp, q	plg, q, mt	63.97	5.23	dacite
13	pyroxene and.	plg, aug, hyp	plg, aug, hyp, mt	58.52	5.21	andesite
14	pyroxene and.	plg, hyp, aug	plg, aug, hyp, mt	57.92	8.06	trachyandesite
15	pyroxene, hornb. quartz andesite	plg, aug, hb, q	plg, aug, hyp	56.74	6.29	basaltic trachy- andesite
16	pyroxene, horn. biotite, quartz andesite	plg, aug, hyp, bi, hb	plg, aug, hyp	58.29	6.54	andesite

plg = plagioclase; hb = hornblende; bi = biotite; aug = augite; hyp = hypersthene;
oliv = olivine; q = quartz; mt = magnetite.

TABLE 3
K/Ar age of volcanic rocks from Călimani and Harghita Mts

No.	Sam- ple	Location	K %	⁴⁰ Ar rad $\times 10^{10}$ mol/g	⁴⁰ Ar rad %	Apparent age	Stratigraphy
1	3011	Tomnatec Valley	2.83	0.4574	68	9.29 ± 0.36	Pannonian C—D
2	3037	Neagra Valley	2.66	0.3897	58	8.43 ± 0.35	Pannonian E
3	150	Cărăușu Brook	1.54	0.2157	31	8.06 ± 0.43	Pannonian E
4	166	Lomaș Valley	0.79	0.1176	52	8.56 ± 0.36	Pannonian E
5	184	Deluț Quarry	1.60	0.2359	16	8.48 ± 0.76	Pannonian E
6	160	Păltiniș Valley	0.93	0.1633	26	10.10 ± 0.61	Pannonian A—B
7	157	Păltiniș Valley	0.86	0.1591	35	10.64 ± 0.53	Pannonian A—B
8	156	Drigla Hill	0.85	0.1274	45	8.63 ± 0.38	Pannonian E
9	M30	Muntele Mic	1.73	0.1888	31	8.28 ± 0.33	Pontian
10	108	Șumuleu-Ciuc	1.83	0.1899	70	5.97 ± 0.23	Pontian
11	127	Sîncrăieni Quarry	1.47	0.1309	40	5.13 ± 0.24	Dacian
12	96	Valca Mare Quarry	1.86	0.1337	41	4.14 ± 0.19	Dacian
13	100	Valea Mare-south Quarry	1.43	0.1098	26	4.42 ± 0.26	Dacian
14	155	Carpitus Quarry	2.14	0.0898	14	2.42—0.24	Romanian
15	8	Chimia Quarry	2.70	0.0679	5	1.45 ± 0.40	Pleistocene
16	2	Malnaș Quarry	2.70	0.1038	4	2.22 ± 0.14	Romanian

Nos. 1—8, Călimani Mts; nos. 9—16, Harghita Mts.



5. Results and Comments

In Table 3 are presented the radiometric ages and the individual analytic values of K% rad. ^{40}Ar ; they are given following their geographic position (Fig. 1). The stratigraphic subdivisions corresponding to each radiometric dating are also shown.

The correspondences were stated by using the regional chronostratigraphic classification synthetized for Romania by Fl. Marinescu in 1981.

The age of the volcanic activity is considered differently with regard to the two major structural units of the Călimani—Gurghiu—Harghita area and implicitly to the two stages of volcanic activity.

As regards the first stage, the beginning of volcanic activity was stated based on superposition relationships between the volcanoclastics at the base of the volcano-sedimentary formation and the paleontologically dated sedimentary deposits. Therefore, on the western border of the volcanic chain, between the Mureş and Tîrnava Mică Valleys (Fig. 1) the andesitic pyroclastics overlie the Pannonian sedimentary deposits of the Transylvanian Depression. From a borehole located at Praid, in the Semereş Hill, Peltz and Peltz (1970) have reported an alternation of andesitic volcanoclastics and argillaceous marls of the Pannonian formation (Dumitriu et al., 1960). Considering the data which regard the occurrence of volcanic minerals in the Panonian deposits present between the Mureş and Tîrnava rivers, the beginning of the volcanic activity in the Călimani—Gurghiu—Harghita area is assigned to the boundary between Pannonian C+D and E zones (9 m.y.) (Popescu, 1966—1968).

When discussing the initial moment of volcanic activity, one should also consider the Drăgoiasa dacite-rhyodacite formation (northeastern extremity of the Călimani Mts). The authors of the geological map on scale of 1:50,000, sheet Șarul Dornei (Balintoni et al., 1982) have assigned the Drăgoiasa dacite to the Malvensian (Pannonian *s. str.*), its eruption being prior to the base of the lower compartment. Peltz and Seghedi (1984) have placed the eruption of the Drăgoiasa acid volcanics before the first stage of the lower compartment.

The only area of the volcanic chain characterized by superposition relationships between the upper member pyroclastics of the volcano-sedimentary formation and the paleontologically dated sedimentary deposits is situated in the southeast of the Călimani Mts.

With respect to this region, Peltz has shown in several studies that the first stage of volcanic activity ended during the Pontian. This is accounted for by the fact that on the southeastern border of the Călimani Mts the volcanics overlie the coal-bearing sedimentary deposits in the Bilbor Depression, which had been assigned to the Pontian (Pion, Istocescu, 1963).

The upper compartment in the Călimani—Harghita area was considered younger than Pannonian (E zone) and/or Pontian by most researchers. This is based on the superposition relationships with the volcano-sedimentary formation and on radiometric datings (Rădulescu et al., 1972). It is to note that all over the upper compartment there are no



occurrences proving relationships between the volcanics and the sedimentary deposits.

The time assignment of the closing of volcanic activity in the Călimani—Harghita chain was treated in numerous papers. In conformity with the object of the present study it is worth mentioning that Rădulescu (1973) — based on radiometric datings — considers that the volcanic activity in this area closed about 3.9 m.y. ago; it continued in a few places only, without reaching the Pliocene—Quaternary boundary.

According to paleomagnetic and radiometric datings, Michailova et al. (1983) consider that the andesites in the Bixad—Malnaș region were formed during the middle stage of the Matuyama epoch; the radiometric datings have pointed to 1.7—1.3 m.y.

The data presented above outline the background of the age of the volcanic activity in the Călimani—Harghita Mts. The dating of these eruptions stands out as an essential and topical problem on both regional and local scale. One may also see how useful is the chronological study of the different stages of volcanic activity in this area.

With respect to these inferences, the results of the present study are the following:

1. The datings of the Drăgoiasa dacite have pointed to 9.29 ± 0.36 m.y. (lava) and 8.43 ± 0.35 m.y. (body piercing the lava) (Tab. 3). These ages show that in the Drăgoiasa area, the acid volcanic activity preceded the first lower compartment eruptions and also took place during the volcanic activity of this stage. Therefore, the acid volcanic activity of Drăgoiasa type is associated with the Pannonian volcanic activity in the Călimani Mts.

2. The eruption of the Zebrac andesite which generated the biggest laccolith that crops out in the south Călimani Mts took place 10.64 ± 0.55 — 10.10 ± 0.61 m.y. ago, namely during Pannonian A—B. This stage of volcanic activity is older by 1 m.y. than the beginning of eruption stated by Popescu (1966). The disagreement may be accounted for by the fact that being a subvolcanic process it has not represented the source of volcanic minerals contained by the Pannonian deposits of the Transylvanian Depression.

3. The age of 8.56 ± 0.36 m.y. and 8.06 ± 0.43 m.y. yielded by dacite samples from the Voivodeasa—Lomaș volcanic area reveals that in the southeastern extremity of the Călimani Mts the dacites erupted during the Pannonian E, at different times, in alternation with andesites, succeeding to the eruption of Deluț basaltic andesites (Tab. 3).

4. A pyroxene andesite sample collected from the Drigla lava points to 8.63 ± 0.38 m.y. (Pannonian E). Considering that the lava overlies the hydrothermalized Zebrac andesite, the age of hydrothermal processes associated with the Zebrac body is older.

5. A sample representing the Deluț basaltic andesite has yielded the age of 8.48 ± 0.76 m.y. (Pannonian E). According to this dating the basaltic andesites are the youngest within the sequence of eruptions in this region (Peltz, 1984).

6. A pyroxene andesite sample which represents the lava of the Muntele Mic volcano situated in the north of the Harghita Mts points to



6.28 ± 0.33 m.y. (Pontian). This age shows that the second stage volcanic activity in northern Harghita Mts took place from the beginning of Pontian. One should also note that this pyroxene andesite occurs at the end of the sequence of eruptions and therefore, a part of the second stage volcanic activity might have developed prior to the Pontian.

7. A geologic problem, unsatisfactorily solved on paleovolcanologic criteria, is represented by the assignment of the igneous bodies and the volcanic products from the Miercurea Ciuc-Sîncrăieni region to one of the two structural compartments of the Harghita Mts. The datings have revealed : a) the Șumuleu-Ciuc stratovolcano was built during the Pontian (5.97 ± 0.23 m.y. — Tab. 3); b) the samples collected from Sîncrăieni (dyke) and Valea Mare (dome) bodies point to the Dacian age (5.13 ± 0.24 m.y. and 4.14 ± 0.19 m.y., Tab. 3).

Besides the assignment of these bodies to the upper compartment information is also given on the age of the pyroclastics they cross. Thus, considering that the pyroclastics belong to the Cormos volcano-sedimentary formation (Seghedi, Szakács, in Rădulescu et al., 1984), in the lower Ciuc area its age is older than 5.13 m.y.

Regarding the age of the Sîncrăieni volcano-sedimentary complex, it is to note that two tuff samples studied by Bagdasarian (1972) have yielded 5—4.9 m.y. (Dacian). Their location was not mentioned (they might have been collected from the same quarry as sample 127) and the specification whether the rocks analysed were fresh or altered tuffs was also omitted. Therefore the datings published by Bagdasarian are of informative value. However, it is worth noticing the similar ages reported for the tuffs (5—4.9 m.y.) and the pyroxene andesite at Sîncrăieni (5.13 m.y.).

8. A sample of pyroxene andesite, occurring on the eastern slope of the Harghita Mts, collected from the Luciu-Lazu volcanic edifice (Peltz, in Rădulescu et al., 1984) has yielded the age of 4.42 ± 0.26 m.y. (Dacian). At present, it is the first element which informs on the Dacian age of the important pyroxene andesite effusions from the axial zone of southern Harghita.

9. The last remarks concern a problem of special interest as regards the closing of volcanic activity. Three samples collected from the high-K volcanics at Bixad and Malnaș have yielded an age of 2.42 ± 0.24 m.y. — 1.45 ± 0.40 m.y. (Romanian-Lower Pleistocene) (Tab. 3). The results obtained by the present authors correspond to those published by Michailova et al. (1983). It is interesting to note the age of 1.45 m.y. yielded by a sample collected from the dyke crossing the Luget dome; the structural-paleovolcanic data have been confirmed by radiometric ones. The values of 1.45 ± 0.4 m.y. and of 1.3 ± 0.9 m.y. (Michailova et al., 1983) account for the Lower Pleistocene age of an eruption which had occurred within the volcanic edifice in southern Harghita. This age should be studied in the future by means of more datings as it makes topical again the problem of the continuation of the volcanic activity during the Quaternary as well.



6. Conclusions

In order to elucidate the age of the volcanic activity in the Călimani—Harghita Mts 16 K—Ar datings have been performed. The study of results and the comparison with the data regarding the evolution of volcanic processes in the Călimani—Harghita area — determined on lithostratigraphic and paleovolcanic criteria — show that radiometric ages are important for determining the sequence of eruptions in order to state the moments of initiation and closing of volcanic activity. Figures 2 and 3 show the improved diagrams of the eruption sequences in some units from the eastern areas of the Călimani and Harghita Mts.

In the Călimani Mts the volcanic activity started during Pannonian A—B (10.64 m.y.) and generated andesite-diorite subvolcanic types in the Zebrac area and during the Pannonian C—D (9.29 m.y.) generating dacite effusions in the Drăgoiasa area. According to radiometric ages, the lower structural compartment from the eastern Călimani Mts was built during a time interval of about 3.5 m.y. (Pannonian A/B—E).

The present data account for the migration in time east westwards of the volcanic activity in the Călimani Mts. They envisage a) the location in the eastern area of the region, at Zebrac and Drăgoiasa, of the oldest products of volcanic activity ; b) the occurrence in the Pannonian molasse deposits, at the boundary between zones C/D and E, of the first accumulations of volcanic minerals points to a mainly explosive volcanic activity in the western area of the territory adjoining to the Transylvanian Depression. In the western area of the Călimani Mountains, the volcanic activity seemed to have started 0.5 — 1 m.y. later than the one at Zebrac and Drăgoiasa.

The Drigla pyroxene andesite (8.63 m.y.), not affected by hydrothermal transformations, lies over the Zebrac andesite (10.64 — 10.10 m.y.) associated with hydrothermal mineralizations. These relationships show that the Zebrac mineralization stage — at present the most important in the South Călimani—Harghita area — preceded Pannonian E.

In the Harghita Mts the upper compartment volcanic activity (second stage) took place during a time interval of approximately 5.5 m.y. (Pontian—Romanian, base of Pleistocene locally). According to present data, the eruptions from the Miercurea Ciuc—Jigodin—Sîncrăieni unit are Pontian—Dacian in age. The ages of 6.28 ; 4.42 and 3.9 m.y. of the most widespread pyroxene andesite effusions in the Harghita Mts show that they do not delimit a single stage of eruption. The data on the Romanian—Lower Pleistocene age of the andesite bodies at Bixad and Malnaș account for the volcanic activity in the southern extremity of Harghita, at the end of Pliocene and beginning of Pleistocene. These data draw again the attention to the manifestation of volcanic activity during the Quaternary, at least in southern Harghita. The ages determined for the last eruption in the Luget compound structure (Malnaș) (1.45 — 1.3 m.y.) imply the presence of synchronism between the closing of andesite volcanic activity in southern Harghita and the beginning of basaltic vol-



AGE m.y.	STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION	VOLCANIC UNITS		
		ILVA - TOPLITA	VOIVODEASA - SÂRMAS	DRĂGOIASA - COVERCA
7.2			Basaltic andesite (Hurdugăș) [7.37]	Basaltic andesite (Buzelau)
8	PANNONIAN E	Pyroxene andesite (Onășel and Mesterhaza)	Dacite (Voivodeasa) [8.06] Pyroxene andesite (Driga) [8.63]	Pyroxene andesite, pyroxene - hornblende andesite dacite (Neagra) [8.43]
9	PANNONIAN C-D		Basaltic andesite (Deluț) [8.48] Dacite (Lomăș) [8.56]	Dacite (Tomnatec) [9.29]
9.8			Pyroxene-hornblende andesite (Bitca and Dușa) Hornblende andesite (Leu, Băiescul and Bitca)	
10	PANNONIAN A-B		Quartz andesite (Zebrač) Hornblende-pyroxene andesite (Zebrač)	Hornblende andesite (Zebrač) [10.64]
11				

Fig. 2 — Scheme of eruption sequence in the east Călimani Mts, lower compartment, according to Peltz.



AGE m.y.	STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION	VOLCANIC UNITS			BICSAD - MALNAŞ
		HARGHITA NORTH	MIERCUREA CIUC SÎNCRAIEI	LUCI-LAZU	
1.2	PLEISTOCENE				Pyroxene-hornblende+biotite ± diorite ± quartz andesite (Malnaş) [1.45]
1.8					Pyroxene-hornblende biotite quartz andesite (Malnaş) [2.22]
2					Pyroxene andesite (Bicsad) [2.42]
3	ROMANIAN				
3.3					
4	DACIAN				Pyroxene andesite (Mălăie)
3.92					Hornblende-pyroxene + quartz andesite Valea Mare) [4.14]
4					Pyroxene andesite (Valea Mare) [4.42]
3.3					
5					Pyroxene andesite (Sîncraie)
5.13					[5.13]
5.5					
5					Pyroxene-hornblende andesite and
5.5					Hornblende-pyroxene andesite and hornblende andesite
6	PONTIAN				
5.87					Hornblende-pyroxene + quartz andesite (Sumuleu) [5.87]
6					
5.28					Pyroxene andesite (Mt. Mic) [5.28]
6.7					
					Hornblende-pyroxene andesite

Fig. 3 — Scheme of eruption sequence in the Harghita Mts., upper compartment, according to Peltz.



canic activity in the Persani Mts (1.39 m.y., Racoșul de Jos — lower lava; Ghenea et al., 1981).

The authors thank Mrs. Eugenia Nițoi for her kind offer of two dacite samples collected from the Drăgoiasa region.

REFERENCES

- Balintoni I., Gheuca I., Nedelcu L., Szasz L., Nițoi E., Seghedi I. (1982) Harta geologică a R.S.R. sc. 1: 50.000, foaia Șarul Dornei. Edit. I.G.G. București.
- Balogh K., Mórik Gy. (1978) Magnetic mass spectrometer for K-Ar dating. *Atomki Közl.*, 20, Debrecen.
- Mórik Gy. (1979) High capacity argon extraction and purification system. *Atomki Közl.*, 21, Debrecen.
- Borcoș M., Peltz S., Stan N., Berbeleac I. (1980) Neogene and Permian volcanism in the Apuseni Mountains and the East Carpathians. *Guide, Field Works Group 3.4. Commission LX*, Bucharest.
- Dumitriu M., Dumitriu C., Zotta V., Radu O., Chirțescu M., Odobescu T., Cornea C. (1960) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Ghenea C., Bandrabur T., Mihailă N., Rădulescu C., Samson P., Rădan S. (1981) Pliocene and Pleistocene Deposits in the Brașov Depression. *Guidebook for the Field Excursion SEQS-INQUA*, București.
- Marinescu F. (1981) Scara chronostratigrafică a Neogenului. Istoria evoluției corelărilor. În: Subdiviziunile stratigrafice ale neogenului și utilizarea lor în România, p. 9—23, Editat I.G.G. București.
- Michailova N., Glevasskaya A., Tsykora V., Neștiyanu T., Romanescu D. (1983) New Paleomagnetic data for the Călimani, Gurghiu and Harghita Volcanic Mountains in the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII, București.
- Niță P. P., Istoceșcu D. (1963) Despre raporturile dintre sedimentarul Bilbor-Secu și eruptivul din vest. *D. S. Com. Stat. Geol.*, XLVIII (1960—1961), București.
- Nițoi E. (1986) Contributions à l'étude de la dacite de Drăgoiasa (monts Călimani) — District de Suceava. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/1, p. 81—95, București.
- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a Munților Călimani. *Inst. Geol., St. tehn. econ.*, Ser. I, 4, București.
- (1984) Systematization of Neogene Volcanic Products from the South of the Călimani Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/1, (1981), București.
 - Peltz M. (1970) Contribuții petrografice și paleovulcanologice la cunoașterea părții de sud-vest a Munților Gurghiu. *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LVI/1 (1968—1969), București.
 - Popescu I., Ștefănescu M., Patrulius D., Seghedi I., Țicleanu N., Mihailă N., Peltz M., Ștefănescu M., Popescu A. (1983) Harta geologică a R.S.R. sc. 1: 50.000, foaia Chirui. Editat I.G.G. București.
 - Seghedi I. (1984) The structure of the Călimani Volcanic Mountains (East Carpathians, Romania). In : vol. *GUDS*; Bratislava, Working group 3.4., J. Vozar, editor.
- Popescu A. (1966) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- (1968) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Rădulescu D., Pătrașcu St., Bellon H. (1972) Pliocene Geomagnetic Epochs New Evidence of Reversed Polarity around the Age of 7 m.y. *Earth Planetary Science Letters*, 14/1.



- (1973) Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani, Gurghiu și Harghita. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4, București.
- Peltz S., Stanciu C., Seghedi I., Szakács A., Udrescu C., Bratosin I., Tănăsescu A., Vajdea E., Grabari G., Stoian M., Popescu F., Ionescu F., Popescu L., Niculin M., Scurtu F., Moldoveanu M. (1984) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.

Steiger R. H., Jäger E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 36.

I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Minutes of the Meeting, Moscow August 5–6, 1984., and Formal Voting.

CONTRIBUTII LA CUNOAȘTEREA CRONOLOGIEI PROCESELOR VULCANICE NEOGENE DIN MUNȚII CĂLIMANI ȘI HARGHITA (CARPAȚII ORIENTALI, ROMÂNIA)

(Rezumat)

Aria Călimani—Gurghiu—Harghita din Carpații Orientali reprezintă cea mai extinsă regiune cu vulcanite neogene din Carpați. Cercetarea acestui vast și complex teritoriu a ridicat și ridică în continuare numeroase probleme. Printre acestea, se află și clarificarea vîrstei activității vulcanice, deoarece sunt puține situațiile în care se cunosc relații directe ale produselor diferitelor momente eruptive cu depozite sedimentare dateate pe criterii paleontologice. În vederea obținerii unor informații care să contribuie la clarificarea vîrstei activității eruptive din munții Călimani—Harghita au fost executate 16 determinări prin metoda K—Ar (tab. 2, 3). Toate probele analizate reprezintă petrotipuri cu poziție cheie în succesiunea manifestărilor vulcanice din regiune, în mod deosebit în extremitățile de nord și sud ale lanțului vulcanic (fig. 2, 3). Vîrstele radiometrice de care dispunem în prezent oferă indicații conform cărora compartimentul structural inferior al munților Călimani a fost edificat în Pannonian (A/B—E, circa 3,5 M.A.), iar compartimentul structural al munților Harghita, în Pontian, Dacian și Romanian (cca 5,5 M.A.). Au fost obținute vîrste de 10—8 M.A. (Pannonian A/B—E) pentru vulcanitele din estul munților Călimani și vîrste de 6—1,5 M.A. (Pontian—Romanian) terminal, local și baza Pleistocenului) pentru vulcanitele din sudul munților Harghita. Aceste datări aduc noi și importante elemente de sprijin în susținerea migrării în timp și spațiu, de la nord spre sud a vulcanismului pe teritoriul Călimani—Harghita. În sudul munților Călimani, primele manifestări vulcanice au avut loc în partea estică (Zebra-



și Drăgoiasa) în timpul Pannonianului A/B; vulcanismul a migrat în timp și spațiu spre vest. Deoarece andezitul piroxenic de la Drigla ($8,63 \pm 0,38$ M.A.) care este neafectat de transformările hidrotermale acoperă andezitul de la Zebrac ($10,64 \pm 0,55$ și $10,10 \pm 0,61$ M.A.) căruia i se asociază mineralizații hidrotermale, se conclude că cea mai importantă fază de mineralizare cunoscută în prezent în aria Călimani sud-Harghita a avut loc înaintea Pannonianului E. Vîrstă de $1,45 \pm 0,40$ M.A., care a fost obținută pe probă reprezentând ultima erupție din structura compusă Luget (Malnaș), apropie în timp manifestările andezitice finale din catena Harghita de cele bazaltice ale munților Perșani (1,39 M.A., Racoș, lava inferioară; Ghenea et al., 1981).



GLASS AND FLUID INCLUSIONS IN SOME BASIC VOLCANICS
IN THE CĂLIMANI MOUNTAINS¹

BY

VASILE POMĂRLEANU²

Basic volcanics. Basaltic andesites. Glass inclusions. Monophase gas inclusions. Fluid inclusions. Mineral inclusions. Magmatic consolidation. East Carpathians – Neogene-Quaternary eruptive – Călimani Mountains.

Abstract

Four types of glass and fluid inclusions were pointed out in the olivine, pyroxene and plagioclase phenocrysts in the basaltic andesites on the Haita Valley, Deluț (Lomaș Valley) and Plopiș (Sărmaș). The study of these inclusions indicates that basaltic andesites derived from lavas with a low and moderate viscosity rich in immiscible components. The vesiculation of the melting which had generated these rocks began at depths corresponding to the upper mantle.

Résumé

Inclusions vitreuses et fluides dans certaines volcanites basiques des monts Călimani. Dans les phénocristaux d'olivine, pyroxènes et plagioclases des andésites basaltiques de la vallée de l'Haita, du Deluț (vallée du Lomaș) et du Plopiș (Sărmaș) on a remarqué quatre types d'inclusions vitreuses et fluides. De l'étude des inclusions il résulte que les andésites basaltiques se sont formées des laves à viscosité modérée riche en composants immiscibles. La vésiculation de la masse fondu dont se sont formées ces roches est commencée à des profondeurs correspondant au manteau supérieur.

Among the volcanics in the Călimani Mts more basic rocks of basaltic andesites and basalts type are known for a long time.

From the chemical point of view these rocks were attributed to different types of magmas. Thus, Nichita (1934) assigned the basaltic andesites in the Haita Valley to a gabbrodioritic magma and the basalts

¹ Received April 6, 1986, accepted for communication and publication May 8, 1986, communicated in the meeting May 16, 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R. 79678 București, 32.



in the Neagra Valley to a normal dioritic magma. Savul and Kräutner (1936) referred the basaltic andesites in the Lomaş Valley to a normal gabbro-gabbrodioritic magma and the Sărmaş basaltic andesites to a gabbrodioritic magma. More recently Peltz (1969) studied the basaltic andesite occurrences in the Ilişoara Valley and attributed them to a normal gabbrodioritic magma. The Tarniţa basaltic andesites were ascribed to a lamprodioritic magma.

This paper brings new contributions to the study of geochemical mediums (melts and fluids) which generated the mentioned rocks and which preserved themselves as inclusions in olivine, pyroxene and feldspar phenocrysts. The basaltic andesites in the Hăita Valley, Deluţ (Lomaş Valley) and Plopiş Hill (Sărmaş) were studied for this purpose.

The basaltic andesites in the Hăita Valley occur as vein bodies that cross the pyroxene-bearing andesitic pyroclastics. They are black-coloured rocks and contain phenocrysts of plagioclases, pyroxenes and olivine.

Plagioclases display crystallographic outlines. They are elongated after axis c, have sizes up to 2 mm and present the albite twin and zonary structures.

Pyroxenes, represented by augite as tabular idiomorphous crystals, locally with a tendency of rounding, are found as isolated crystals or groups of crystals with juxtaposition twins.

Olivine occurs as isolated and fissured crystals with a proper outline.

The groundmass consists of acicular microlites of feldspars, pyroxene grains and magnetite.

The Deluţ (Lomaş Valley) and Plopiş (Sărmaş) rocks, with gradual transitions to a basaltic facies, constitute several lava flows in alternation with pyroclastics of pyroxene andesites.

The Deluţ basaltic andesites, situated in the left side of the Purcelu Brook, tributary of the Lomas Valley, at a height of about 1000 m, are found as vertical columnar separations in three quarries on the same alignment.

It is of note that the columnar separations differ from one place to another by the thickness and height of columns. In some places the basaltic andesite columns are shorter and thicker (Pl. I, Fig. 1) and in others they are thinner and higher (Pl. I, Fig. 2). If we consider James' (1920) and Waters' (1960) observations — mentioned by Peltz (1969) — according to which the larger the diameter of the columns, the smaller the lava viscosity is during the rock formation, one can state that the Deluţ basaltic andesites derived from lavas with low and moderate viscosity. The formation of basaltic andesites from a low-viscosity lava is also ascertained by the presence of melt inclusions with gas bubbles.

In some outcrops in the Plopiş Hill (Sărmaş) the basaltic andesites occur as vertical columns as observed at Deluţ. In other places the vertical columns are overlain by fan-like columnar separations which, according to Savul and Kräutner (1936), are due to a new lava supply from bottom to top that penetrated the lava nappe as a dome.

The Deluţ basaltic andesites and those in the Plopiş Hill are of a black colour and display compact structures with gradual transitions to



the vacuolar-like ones. The vacuoles have an elliptic aspect. They are empty or filled with neoformation minerals.

At Deluț some vacuoles contain prismatic aragonite crystals with a fan-like display (Pl. II). Quartz enclaves, probably of a metamorphic origin, are found within basaltic andesites at Deluț.

The Deluț and Ploptiș basaltic andesites show porphyric structures. They consist of plagioclase, pyroxene and olivine phenocrysts. The ground-mass is predominantly intergranular and is represented by fluidal-like plagioclase laths. Fine grains of pyroxene and magnetite are found between plagioclase laths as in the basaltic andesites in the Haita Valley.

Among accessory minerals, magnetite with idiomorphous contours predominates in the Ploptiș basaltic andesites. This mineral occurs both in the rock groundmass and inside olivine phenocrysts and rarely in pyroxene phenocrysts.

Glass and Fluid Inclusions

Under the microscope it has been noticed that the "impurities" found in some minerals are melt and fluid inclusions. These inclusions preserve inside them samples of melts and fluids which generated the rocks. Their study is significant in petrology as they represent the actual samples of the origin of the melt which generated the rocks. They also give us indications on the composition, temperature, pressure and succession of different stages of the magmatic differentiation processes. The microscopic observations on olivine, pyroxene and plagioclase phenocrysts in the Haita, Deluț and Ploptiș basaltic andesites indicated, for the time being, four types of inclusions (Tab.).

TABLE
Types of inclusions in the minerals from the basaltic andesites

Type	Phases present at room temperature	Phases presumed during the trapping	Mineral	Plate
I	Gas	Gas, frequent CO ₂	olivine quartz	Pl. III, Figs. 1, 2
II	Liquid + gas	CO ₂	olivine	Pl. III, Fig. 5
III	Glass + gas	Silicate melts	olivine pyroxene plagioclase	Pl. III, Figs. 3, 4
IV	Glass + gas + one or several crystals	Silicate melts	olivine plagioclase	Pl. III, Figs. 5, 7, 8
V	Halite crystal + aqueous solution + gas	Saturated solution + gas	quartz	Pl. III Fig. 9



The metamorphic quartz, containing inclusions of type I and V, were observed as enclaves in the Deluț basaltic andesites.

Due to the presence of complex inclusions, their origin concerning their primary or secondary character is generally difficult to establish. However, the large inclusions randomly spread can be regarded as primary and those situated along curve surfaces as secondary.

Type I. Gas monophase inclusions. These inclusions apparently gaseous with spheric contours, or as negative crystals are found in olivine (Pl. III, Fig. 1). Likewise, such inclusions were observed in preexistent quartz enclaves in basaltic andesites (Pl. III, Fig. 2).

The presence of gas inclusions with CO_2 under pressure and other volatile substances, indicate that the melt was saturated in these substances also at great depths, simultaneously with the nucleation of olivine crystals. Gas bubbles in the magma nucleated easily on the solid/liquid interface. According to Roedder (1965), these inclusions indicate that the process of incipient vesiculation within magma began under the depth conditions of the mantle.

Type II — Aqueous solution + CO_2 . Inclusions belonging to type II have sizes under 6 microns and are rarely found in olivine.

Type III — Glass and gas bubble. This type of inclusions trap drops of silicate magma and occur frequently in several volcanic rocks. The gas bubbles appearing within them are due to the melt contraction by cooling from the trapping temperature to that of the environment (Pl. III, Fig. 3).

The inclusions in this group are locally totally or partially devitrified (Pl. III, Fig. 4).

Type IV — Glass + gas + one or several crystals. Inclusions containing, besides glass and gas bubble, one or several opaque and transparent minerals are found in olivine crystal (Pl. III, Figs. 6, 7, 8).

In some inclusions of type IV the gas bubbles occupy up to two thirds of the inclusion volume (Pl. IV, Fig. 2). In this case it is admitted that the gas bubbles have been trapped earlier in inclusions and are not the result of a shrinkage of the included melt. Likewise, the presence of opaque crystals (Pl. III, Fig. 8), probably of magnetite or spinel, indicates that they were included during the olivine formation. This is also ascertained by the presence of undeformed gas bubbles.

Type V — Aqueous solution + gas + crystal. Inclusions of type V are found in enclaves of preexistent quartz in basaltic andesites (Pl. III, Fig. 9).

Conclusions

Preliminary observations on the inclusions in the olivine, pyroxene and plagioclase phenocrysts in some basaltic andesites in the Călimani Mts point out that these rocks consolidated under conditions of small and moderate viscosity of the lava.

According to the origin of the melt inclusions the olivine phenocrysts are considered as formed under conditions of an immiscible melt



rich in CO₂ and other volatile components during several stages of the rock evolution.

The presence of monophase gas inclusions in olivine crystals indicate that the basaltic magma vesiculation started at a depth greater than 10 km that is concomitantly with the nucleation of the olivine, spinel and magnetite crystals (Roedder, 1965).

The lack of hydrothermal fluid inclusions in these rocks suggests that the auroargentiferous and metallic sulphide mineralizations in the Călimani Mts were formed before the consolidation of the basaltic lavas in this area.

REFERENCES

- Nichita O. (1934) Etude pétrographique et chimique de la région des Vallées Neagra et Haita du massif des monts Călimani, départ. Cimpulung. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XX, p. 314, Iași.
- Pelitz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *St. tehn. econ.* I, 4, p. 206, București.
- Roedder E. (1965) Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *Amer. Mineral.*, 50, p. 1746–1782, Washington.
- Săvul M., Kräutner T. (1936) Basaltandesite von Toplija und Sărmaș. *C. R. des séances de l'Académie des Sciences de Roumanie*, I/3, p. 1–10, București.

INCLUZIUNI STICLOASE ȘI FLUIDE ÎN UNELE VULCANITE BAZICE DIN MUNTII CĂLIMANI

(Rezumat)

Vulcanitele bazice reprezentate de andezite bazaltice și bazalte din valea Haita, Deluț (valea Lomașului) și Ploptiș (Sărmaș) se caracterizează prin fenocristale de olivină, piroxeni și feldspați.

În toate mineralele menționate s-au găsit mai multe tipuri de incluziuni sticloase și fluide (pl. III). Pe baza incluziunilor fluide și a observațiilor de teren și microscopice se deduce că andezitele bazaltice s-au consolidat din lave cu viscozitate mică și moderată, constituită din compoziții imiscibili. Începutul veziculării după prezența incluziunilor gazoase în olivină a avut loc la adâncimi de peste 10 km.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Fig. 1 — Separations as short-prismatic columns of basaltic andesites. Deluț quarry.

Fig. 2 — Separations as long-prismatic columns of basaltic andesites at Deluț.



Institutul Geologic al României

Plate II

Long-prismatic aragonite crystals disposed fan-like in a vacuole in Deluț basaltic andesites.

Plate III

Fig. 1 — Monophase gas inclusions in an olivine crystal in Deluț rocks.

Fig. 2 — Monophase gas inclusions as negative crystal in a pre-existent quartz enclave in basaltic andesites.

Fig. 3 — Two-phase inclusion : melt + gas in olivine.

Fig. 4 — Partly devitrified two-phase inclusion with large gas bubble.

Fig. 5 — Groups of melt inclusions with gas bubbles surrounded by a cluster of CO₂ two-phase inclusions under pressure.

Fig. 6 — Melt inclusion + gas bubble + opaque minerals in olivine.

Fig. 7 — Melt inclusion + gas bubble. The gas bubble is intercalated between two opaque crystals. The opaque crystals have been included earlier as they do not deform the gas bubble.

Fig. 8 — Melt inclusion + gas + several crystals. One of the crystals, with a lamellar aspect, separates the inclusion in about two equal parts. This lamellar crystal might be ilmenite and is in an epitaxial position versus the olivine crystal.

Fig. 9 — Three-phase fluidal inclusion : aqueous solution + gas bubble and cubic transparent crystal in preexistent quartz in Deluț basaltic andesites.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



GEOCHIMIE

Проект 3

DISTRIBUTION OF REE, Rb, Sr AND K IN THE BANATITIC MAGMATITES OF THE SURDUC POLYPHASE PLUTON (BANAT)¹

BY

DOINA RUSSO-SĂNDULESCU², MARIA STOIAN², GABRIELA GRABARI²

Rare earths. Rb, Sr, K. Plutons. Polyphase processes. K/Ar. Absolute age (Horizon) Differentiation. Mafic magma. Schieren monzodiorite. Monzonite. South Carpathians—Neocretaceous-Paleogene magmatites — Bocșa-Ocna de Fier-Surduc.

Abstract

The distribution of REE, Rb, Sr and K in the Surduc polyphase pluton (K/Ar age 78–68 m.a. — Surduc 1 phase and 62–55 m.a. Surduc 2 phase) shows variations in each lithological unit analysed as well as from one unit to another which allow the interpretation of a complex genesis of the massif. The first moment is represented by the emplacement, in an intermediate magmatic chamber, of a basic magma with very low concentrations of REE, Rb and K which has undergone a fractional crystallization generating biproducts — gabbro-norites and anorthosites — with a layered structure. They are taken over as nodules or as remnants of crystals by a new impulse of a more potassic magma emplaced at the actual level of the massif outcropping where a "schlieren" differentiation takes place, generating the gabbro-monzonite-monazogranitic complex. An increase of the amounts of REE can be observed in this complex. Monzogranites of Surduc 2 present proper geochemical features, the abundance of REE being relatively low as compared with the monzodiorites and monzonites of Surduc 2 phase.

Résumé

Distribution des éléments de terres rares, Rb, Sr et K dans les magmatites banatitiques du pluton composé de Surduc (Banat). La distribution des terres rares, Rb, Sr et K du pluton polyphasique de Surduc (âges K/Ar 78–68 m.a. — phase Surduc 1 et 62–55 m.a. — phase Surduc 2) montre des variations pour chaque unité lithologique analysée, tout comme d'une unité à l'autre, faits qui permettent l'interprétation d'une genèse complexe du massif. Un premier

¹ Received May 24, 1985, accepted for communication and publication May 14, 1985, communicated in the meeting May 24, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr.1, R 79678 București, 32.



Institutul Geologic al României

moment est représenté par la mise en place dans une chambre magmatique intermédiaire d'un magma basique ayant une très faible concentration en terres rares, Rb et K, qui a souffert une cristallisation fractionnée, en créant des biproduits — gabbronorites et anortosites — à structure stratifiée. Ces premiers cristallisés sont repris comme des nodules ou seulement comme des restes de cristaux par un nouvel impulse de magma, plus potassique, mis en place au niveau actuel d'affleurement du massif, où a eu lieu une différenciation en „schlieres” qui a généré le complexe gabbro-monzodiorite-monzonitique. Dans ce complexe on peut observer une augmentation des quantités de terres rares. Les monzogranites de la phase Surduc 2 ont des caractéristiques géochimiques spécifiques, l'abondance des terres rares étant relativement diminuée par rapport aux roches monzodioritiques et monzonitiques de la phase Surduc 1.

Introduction

A polyphase model of emplacement of Surduc pluton intruding the Precambrian metamorphites of the Supragetic Units has been suggested on the basis of the field relationships and of the petrochemical, mineralogical and K/Ar age data (Russo-Săndulescu et al., 1986 a, b).

Surduc 1 phase (K-Ar ages of 78—68 m.a.) is represented by :

a) nodules of basic rocks with eumulate textures, some of them with an obvious layered feature (gabbronorite laminae alternating with anorthosite laminae) reach decimetric sizes. Nodules of cumulates are regarded as generated by the fractional crystallization of a basic magma in a magmatic chamber more deep-seated in the crust as compared with the present level of the massif outcropping.

b) gabbro-monzodiorite-monzonitic intrusive complex developed in the eastern part of the Surduc massif is characterized by a "schlieren" differentiation. The petrographic nonhomogeneity of the complex is given by modal composition or both by the size variation of the schlieren and of the above-described inclusions or even of some minerals resulting from the fragmentation and corrosion of these nodules. The mineral assemblages in the lithological units of the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex consist of both inherited minerals, partly reequilibrated, and minerals proper to parageneses generated by the differentiation of a new puls of a high-K magma (Russo-Săndulescu, 1986). The last differentiates — monzonites and potassic syenites with a chemistry similar to shoshonites — which occur in the northeastern part of the massif (differing from the monzonitic schlieren in the above-mentioned complex) might belong to a "new puls" of magma but within the same phase — Surduc 1. They have similar ages, being integrated on isochrones (Russo-Săndulescu et al., 1986 b).

Surduc 2 phase (K/Ar ages of 62—55 m.a.) is relatively homogeneous petrographically, being mainly represented by monzogranites with obvious calc-alkaline features. The porphyric facies at the contact with the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex, the numerous enclaves or rocks belonging to the above-described complex as well as the K/Ar apparent ages clearly indicate that this intrusion took place subsequently.



Methods of Analysis

La, Ce, Sm, Eu and Lu were determined using the nondestructive variant of the thermic neutron activation method. Samples were measured at three different "cooling" times ($T_1 = 5-8$ days; $T_2 = 12-15$ days; $T_3 = 30-40$ days); photopeaks without interference were used for the calculation of the concentrations. The amount of samples used was of about 200 mg. The irradiation of samples and standards was carried out at a flux of 5×10^{12} u/cm²s during five hours. The irradiated samples were measured by a high resolution gamma spectrometry equipment with Ge(Li) detector of coaxial type, active volume 22 cm³ and energy resolution 4 Kev FWHM for 1332 Kev of ⁶⁰Co. The signals of the detector were processed by means of the Canberra electronic equipment and SA-43 INTERTECHNIQUE type analyser with 800 channels. The determination accuracy of the concentrations was between 5 and 10 %.

Y and Yb were determined by means of emission spectrometry.

Sr and Rb were analysed by energy dispersion X-ray fluorescence spectrometry (EDXRF) with Canberra Ind. installation. In current analyses we obtained for AGV - 1, Rb = 67-70 ppm and Sr = 650 ppm, and for BCR-1, Rb = 40-45 ppm and Sr = 320-350 ppm.

The detection limits were estimated at 10 ppm for both Rb and Sr. K was determined by the flame-photometric method.

Abundances and Variation of REE

The results of the analyses carried out on nodules and rocks of the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex of Surduc 1 phase as well as of those of Surduc 2 phase are presented in Table . Microscopic determinations were given in the annex.

Rare earth element abundance was normalized to a chondrite average using normalizing values of Haskin et al. (1968). On diagrams the value for Y plots at the atomic number 66, instead of Dy, considering that Y usually behaves like heavy REE (Frey et al., 1968). In order to facilitate the comparison of REE pattern in different lithologic units analysed, on each diagram occurs the field representing REE abundances in relatively homogeneous group of monzodioritic rocks of the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex, Surduc 1 phase.

The nodules (cumulate gabbronorites and anorthosites) display the lowest REE abundances versus monzodioritic intermediary rocks. Except for Ce, which is under the detection limit in sample 405 and has a relatively high value in sample 251, the other elements show similar distributions to those found in plutonic basic rocks associated to calc-alkaline series occurring at the margin of convergent plates (Perfit et al., 1980).



TABLE

	546/5	546/7	405	251	454 E	59	288	448	25	486	540	515	523	490	113
La p.p.m.	6.5	—	6.2	6.4	13.3	20.9	12.1	21.8	24.2	29.4	23.5	18.3	17.3	23.7	19.2
Ce p.p.m.	15	23	—	34	47	32	22	32	42	90	71	91	150	61	120
Sm p.p.m.	3.2	1.9	5.0	4.7	3.8	3.4	2.9	4.1	4.1	4.4	3.2	4.2	3.5	2.4	—
Eu p.p.m.	0.6	0.83	0.4	0.3	1.1	1.3	1.6	1.2	1.6	1.8	1.7	1.6	2.4	1.7	1.7
Y p.p.m.	17	<10	14	14	19	22	28	24	24	21	29	32	42	16	16
Yb p.p.m.	1.4	<0.5	0.8	1.4	1.7	2.8	2.5	1.5	2.2	1.8	2.6	2.9	4.8	1.6	1.6
Lu p.p.m.	—	—	0.3	—	—	0.40	0.40	0.40	0.28	0.31	0.40	0.31	0.6	0.47	—
SiO ₂ %	42.7	44.8	40.7	42.8	46.4	49.8	52.7	54.6	55.5	58.1	59.2	58.9	66.0	63.4	65.5
K %	traces	0.15	0.12	0.12	0.35	1.19	1.31	3.15	3.03	2.86	3.09	3.24	4.86	3.01	3.28
Rb * p.p.m.	12.1	4.7	8.07	12.4	11.8	56.7	72.6	123	118	133	140	133	227	136	154
Sr p.p.m.	540	1730	600	740	1070	1040	640	660	700	690	670	680	630	550	550
La/Yb	4.6	—	7.7	4.6	7.8	7.5	4.8	14.5	11.0	16.3	9.0	6.3	3.6	14.8	12.0
Ce _N /Yb _N	1.95	—	—	5.5	6.3	1.9	2.0	4.8	4.3	11.4	6.2	7.1	8.5	17.0	—
Eu/Eu *	0.73	1.33	0.46	0.36	0.96	1.07	1.30	0.92	1.13	1.21	1.03	1.21	1.33	1.62	—
K/Rb	—	320.5	148.7	96.7	296.6	209.9	180.4	256.1	256.8	215.0	220.7	243.6	214.1	221.3	212.9
Rb/Sr	0.022	0.002	0.013	0.016	0.011	0.054	0.112	0.185	0.167	0.193	0.209	0.196	0.680	0.247	0.283

*) This method has errors of ca 50% for Rb values smaller than 15 ppm.



Annex to Table

Nodules

- 546 — Decimetric nodule. Cumulate with layered texture : gabbronorite laminae (546/5) and anorthosite laminae (546/7). Gabbronorite consists of clinopyroxene (41%) + plagioclase-An₈₂₋₈₄ (37%) + olivine — Fo₈₇(6%) + Fe-Ti oxides (16%). Anorthosite contains ca 85% plagioclase — An₈₂₋₈₄ + olivine — Fe₈₃(6%) + clinopyroxene, Fe-Ti oxides and biotite.
- 405 — Decimetric nodule of gabbronorite. Plagioclase — An₈₄ (42%) + clinopyroxene (30%) + olivine(13%) + Fe-Ti oxides (15%).
- 251 — Decimetric nodule with layered texture. Analysis from the gabbroic lamina : plagioclase — An₈₄ (50%) + clinopyroxene (28%) + olivine (10%) + Fe-Ti oxides (11%) + biotite (1%). Gabbro-monzdiorite-monzonitic complex.
- 454 E-Leucogabbroic cumulate with zones or nests of minerals with pegmatoidal development (clinopyroxene + biotite + Fe-Ti oxides or hornblende nests). Mineralogical association is complex, with inherited minerals from nodules (olivine, clinopyroxene, basic plagioclase) and new minerals belonging to a subsequent paragenesis — orthopyroxene, poikilitic biotite, plagioclase An₅₅ — corroding basic plagioclase and hornblende.
- 59 — Gabbro with poikilitic biotite. Plagioclase with bitownite nuclei corroded by An₅₅ + clinopyroxene (and uralite) + biotite + quartz + Fe-Ti oxides + apatite.
- 288 — Leucodiorite-gabbro. Two types of plagioclase : cumulus, euhedral type — An₅₅ and plagioclase with nuclei of bitownite + orthopyroxene + clinopyroxene + hornblende + biotite + quartz.
- 448, 25, 486 B, 540 A — Monzdiorite rocks group consisting of plagioclase (two types : a. euhedral isocompositional with An₄₀₋₄₅ and b. patchy-zoned plagioclase with bitownite nuclei and irregular zones with An₃₀₋₃₅ + K-feldspar + orthopyroxene + clinopyroxene, either isolated or corroded by hornblende + biotite + quartz + Fe-Ti oxides + apatite. Samples 448 and 540 do not contain hornblende, only pyroxenes and biotite.
- 515, 523 — Group of monzonitic rocks and of potassic syenitic segregation. Plagioclase feldspar is widely developed, pegmatoidal (1.5/1 cm) with more basic plagioclase nuclei included poikilitically in monzonitic-type K-feldspar in sample 515. Sample 523, with a porphyritic texture, has poorly zoned euhedral plagioclase, grouped glomeroporphyrically in a finely crystallized mesostasis of K-feldspar + quartz + acid plagioclase. In the order of their frequency the mafic minerals are : biotite (sometimes poikilitic) + clinopyroxene ± hornblende. Surduc 2 Phase.
- 490, 113 — Monzogranite with two types of plagioclase : some are patchy-zoned with more basic nuclei, others are recurrently zoned (An₄₅₋₃₅). Mafic minerals are represented by hornblende + biotite ± clinopyroxene (isolated crystals or remnants in hornblende). K-feldspar and quartz occur interstitially and show various textures.

In case of the nodule with a layered texture, sample 546 (Fig. 1), there is a positive Eu anomaly in anorthosite somehow compensated by the negative Eu anomaly in the gabbronorite laminae. This can be regarded as a result of the fractional crystallization of the basic magma dominated by the plagioclase feldspar accumulation and therefore the existence of biproducts.



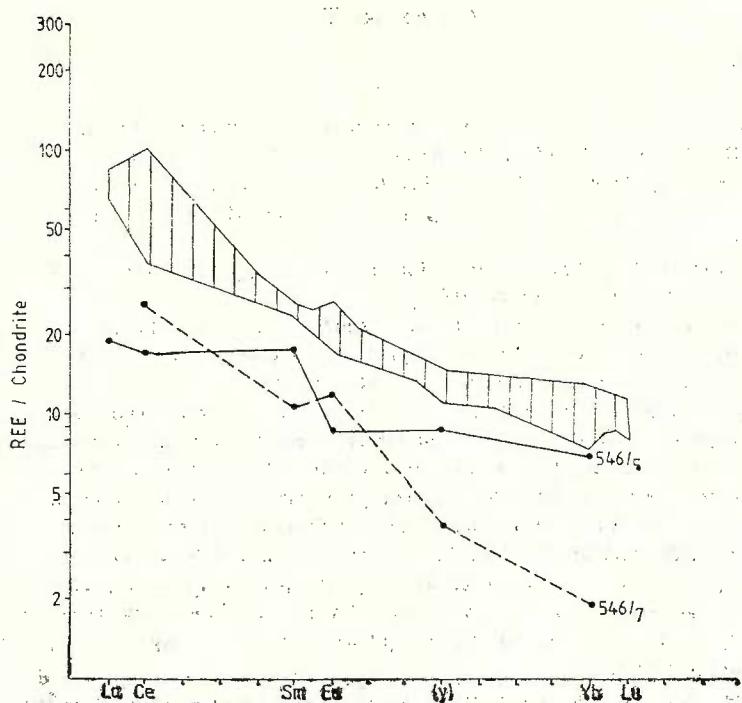


Fig. 1 — REE abundance in layered nodule (546/5 — gabbro-norite, 546/7 — anorthosite) normalized versus chondrite. Hatched — the field of monzodioritic rocks in Fig. 4 occurs in all figures.

In other gabbro-norites, samples 405 and 251, the negative Eu anomaly is more obvious although the amount of cumulate plagioclase is larger than in gabbro-norite laminae of sample 546. Therefore it is likely that the positive Eu anomaly is not generated only by feldspar accumulation. Taking into account the Sm values, which in samples 405 and 251 reach the highest values from all the analysed samples and their chondrite normalized pattern show a more conspicuous aspect, one can discuss the possibility of a different magma (resulting from the partial melt of another source?) or only the generation of these cumulates at other levels of the magmatic chamber where temperature and $f\text{O}_2$ differ from the conditions under which the layered nodule occurred (sample 546). It is worth mentioning that the analytical uncertainties are less probable as all the samples had been measured under the same conditions.

Sample 454 E, although shows a complex mineralogical assemblage with inherited minerals similar to those from nodules (unzoned basic plagioclase, olivine, clinopyroxene), by reequilibration within the new magma impuls, have a REE pattern similar to that of monzodioritic intermediary group although the values are lower.



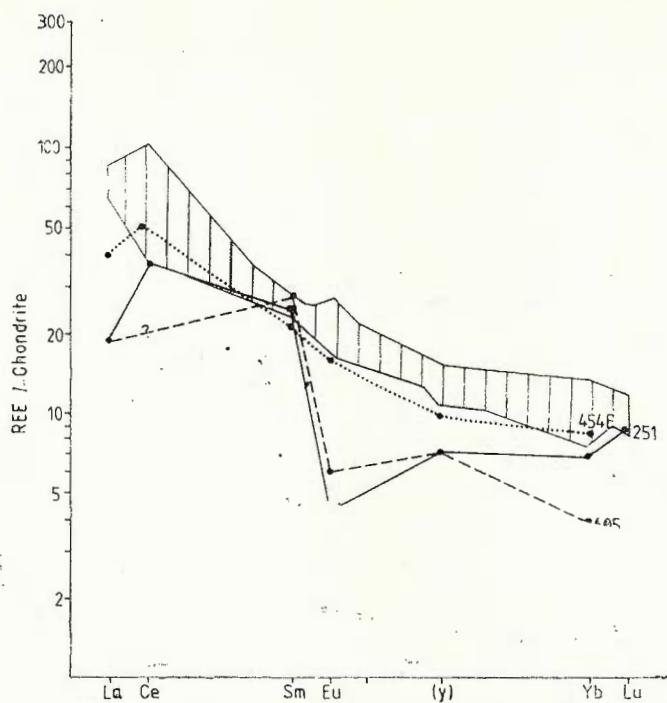


Fig. 2 - REE abundance in nodules of cumulate gabbronitic rocks (405, 251) and a gabbro with complex mineral association (minerals inherited from nodules beside minerals proper to a new paragenesis).

In gabbros, samples 59 and 288 (Fig. 3), from the gabbro-monzo-diorite-monzonitic complex REE have a small fractionated distribution (low values of $\text{La/Yb} = 4.8-7.5$ similar to those from nodules) and an almost flat or even slightly concave chondrite-normalized pattern in HREE. In comparison with nodules, a small positive Eu anomaly is observed in the gabbros of this complex.

The group of monzodioritic rocks (Fig. 4) behaves more unitary, showing a significant fractionation of the LREE and a lower one in the HREE as often displayed by calc-alkaline rocks, both from island arcs and from the active continental margins. La/Yb ratio increases, its values ranging from 9 to 16.3.

Potash syenitic differentiates, samples 515 and 523 (Fig. 5), show the highest abundance in REE from all the rocks of the Surduc polyphase massif. La/Yb ratio displays lower values (3.6 – 6.3) versus monzodiorites; Ce_N/Yb_N ratio is constant, while in case of the monzodiorite group this ratio is quite variable.

Monzogranites of Surduc 2 phase, samples 490 and 113 (Fig. 6), also have a REE fractionated distribution characteristic of the calc-alkaline rocks. These rocks are enriched in HREE as compared to chondritic average but much reduced as compared to the intermediary monzodioritic

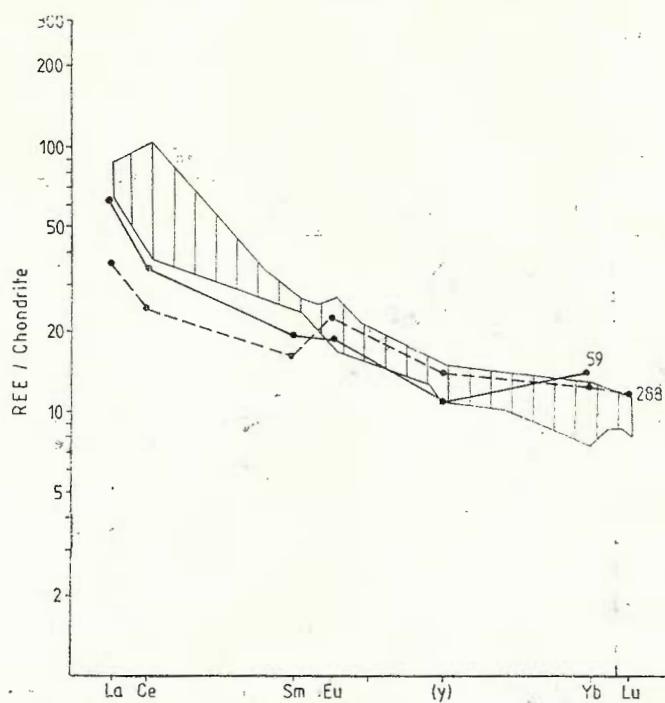


Fig. 3 — REE abundance in gabbros of the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex, Surduc 1 phase.

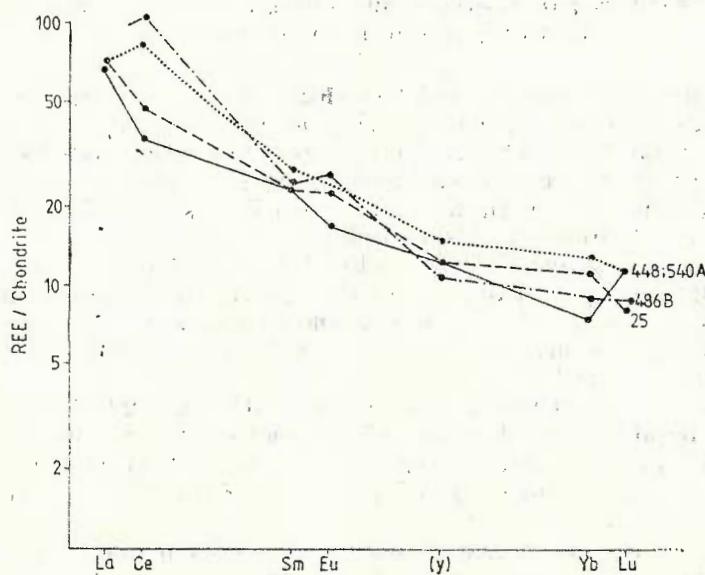


Fig. 4 — REE abundance in monzodioritic rocks of the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex.



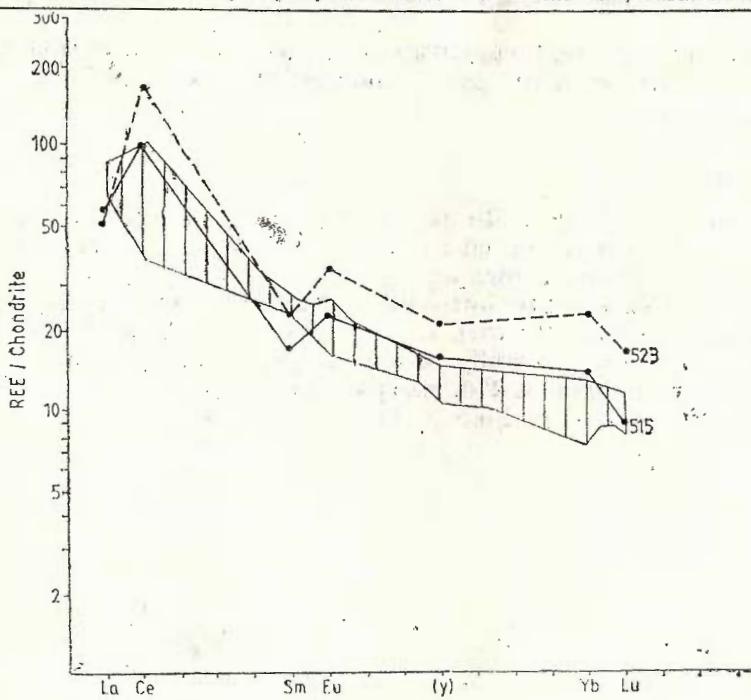


Fig. 5—REE abundance in monzonites and potassic syenites, Surduc 1 phase.

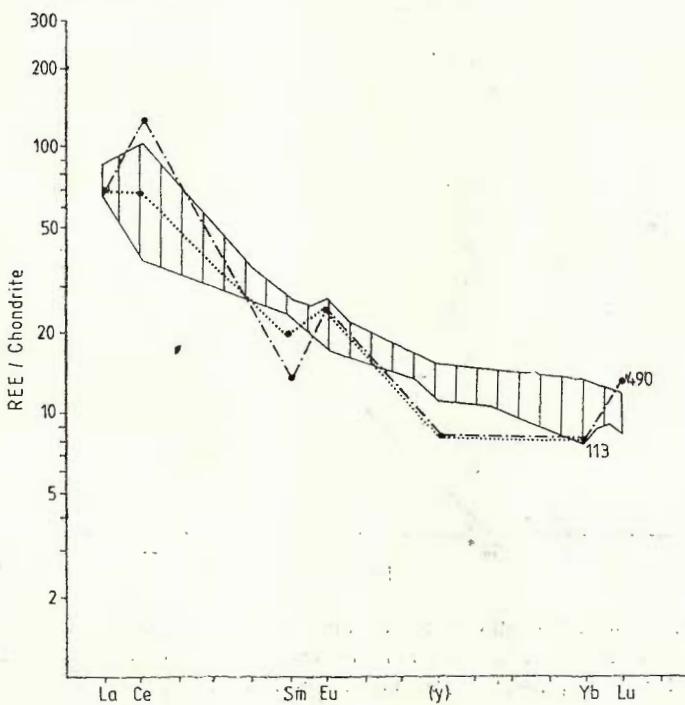


Fig. 6 — REE abundance in monzogranites, Surduc 2 phase.

group of Surdue 1 phase. It constitutes a further proof that Surdue 2 phase is not comagmatic with the gabbro-monzdiorite-monzonitic complex of Surdue 1 phase.

Rb, Sr, K

The lowest values of Rb and K are found in nodules (Tab.; not all the 43 analyses effectuated for Rb, Sr and K are included here, but the recorded values are shown on figures).

In the gabbro-monzdiorite-monzonitic complex, Surdue 1 phase, Rb enriches concomitantly with K (Fig. 7) and with SiO_2 (Fig. 8), a positive correlation being generally observed. In this complex the K/Rb ratio varies between 200 and 270, except for some gabbros, in which either smaller values — 180 — or higher ones — 380 — occur.

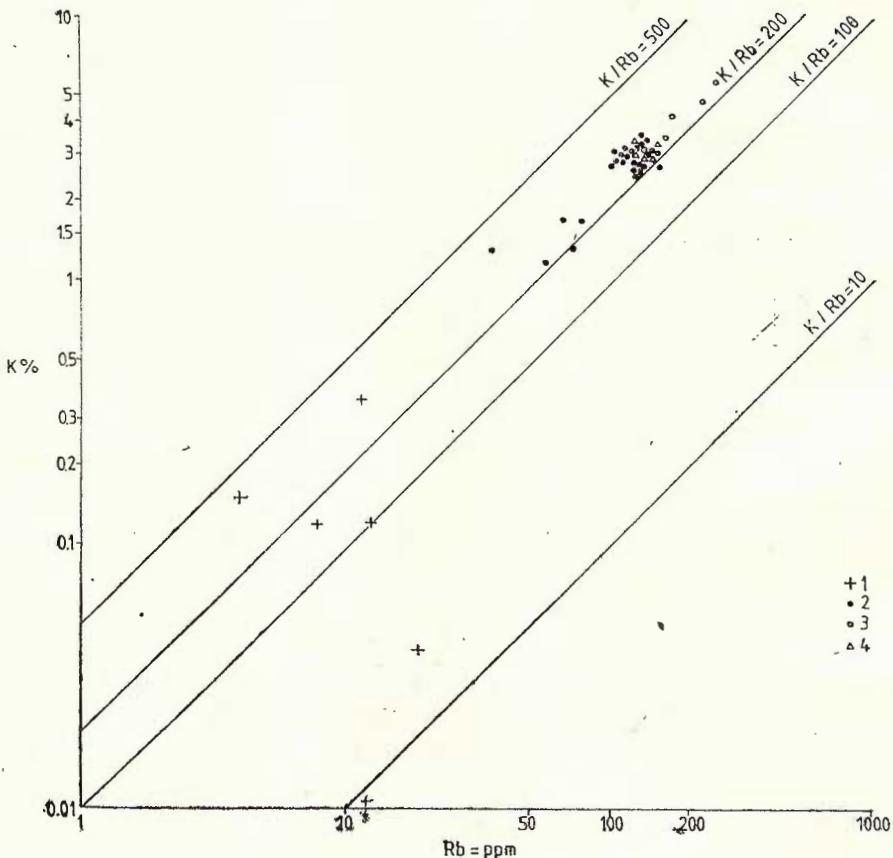


Fig. 7 — K/Rb ratio in the Surdue polyphase pluton.
1, nodules; 2, gabbros and monzdiorites; 3, monzonites and potassic syenites (1—3 = Surdue 1 phase); 4, monzogranites, Surdue 2 phase.



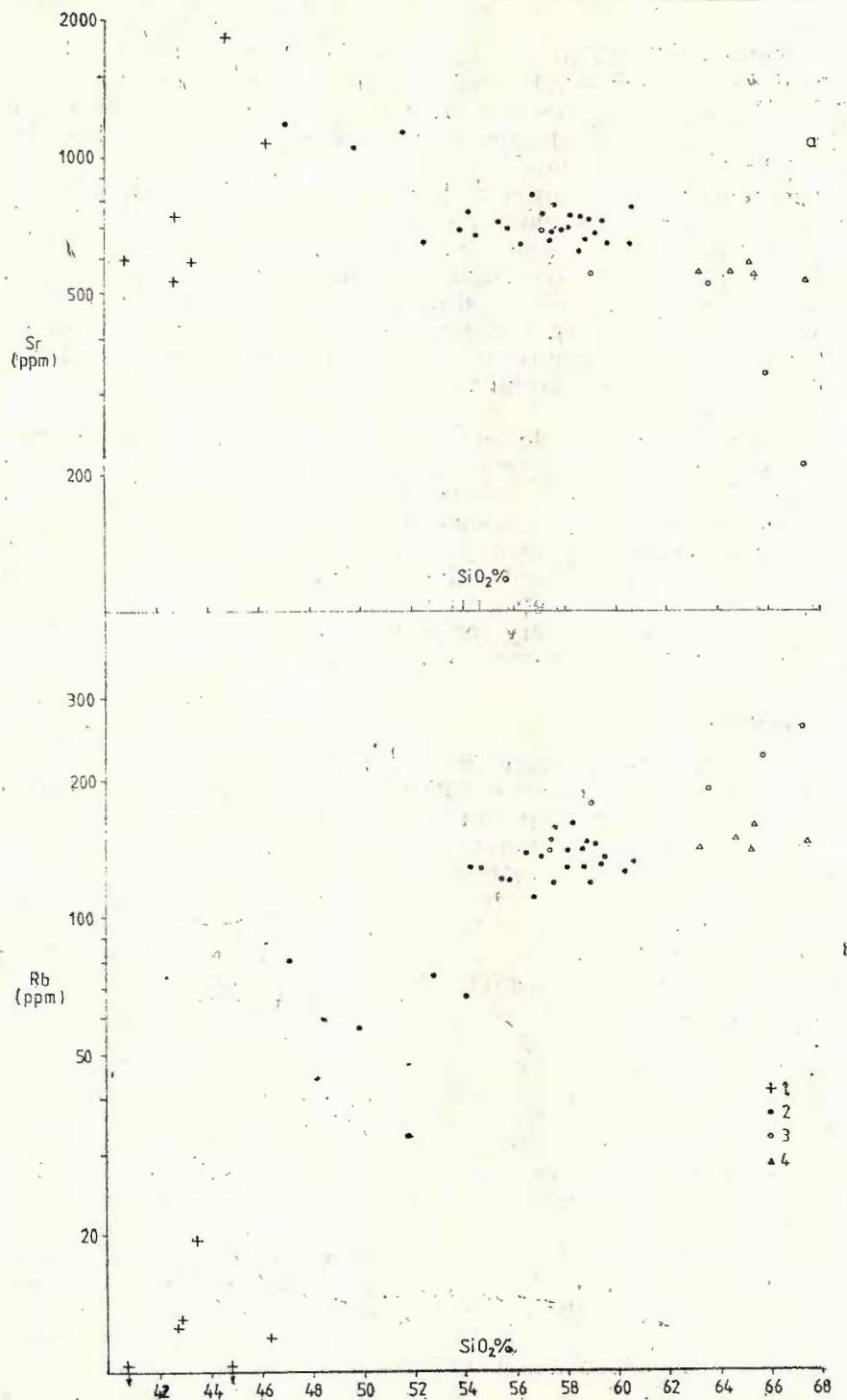


Fig. 8 — Sr(a) and Rb(b) variation versus SiO_2 in the Surduc polyphase pluton. Legend as in Figure 7.

In nodules, the K/Rb ratio is more variable, the extreme values being recorded in the nodule with a layered texture (sample 546), in which the gabbronorite laminae have traces of K and this ratio is not possible to calculate, as compared with the anorthositic laminae in which K/Rb ratio has the highest value = 320.5.

In monzogranites of Surduc 2 phase the K/Rb ratio ranges between 208 and 220, similar to the monzodioritic intermediary group, but with lower values of K as compared to the group of potash syenitic differentiates of the gabbro-monzodiorite-monzonite group, Surduc 1 phase (Fig. 7).

The same behaviour is observed in case of the Rb/SiO₂ and Sr/SiO₂ correlation, respectively (Fig. 8) : nodules with cumulate texture, on the one hand, and monzogranites of Surduc 2 phase, on the other hand, separate from the relatively evolutive aspect of the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex.

Sr shows highly variable concentrations. Generally, the Surduc pluton displays high values of this element. The highest value occurs in the anorthositic lamina of the layered nodule (sample 546, Sr = 1730 ppm). High concentrations occur also in some gabbros of the schlieren differentiate complex, exceeding 1000 ppm. The very high values of Sr correlated with lower ones of Rb are probably due to the plagioclase feldspar accumulation, according to the petrographic data.

Monzodioritic intermediary rocks contain 600–700 ppm Sr ; the mallest values occur in potash syenites (Sr = 204).

Discussions

In our attempt to illustrate the origin of the parental magmas of the plutonic banatites the contents of REE, Rb, Sr and K were used both to give a genetic hypothesis and to find out if within the polyphase plutonic complex the proposed differentiation mechanisms are in agreement with the variations in the concentrations of these elements.

Taking into account that in a cogenetic series the incompatible trace elements ratios are generally constant and their concentrations will vary according to the genetic relations, the following can be stated :

The calculation of the La/Yb, Ce_N/Yb_N, K/Rb and Rb/Sr ratios (Tab.) indicates variations, at least of some of these ratios, both from one lithologic unit to another — nodules, gabbro-monzodiorite-monzonitic complex of Surduc 1 phase and monzogranites of Surduc 2 phase — and, partly, even within the same lithological unit.

For instance, La/Yb ratio although increases from basic-gabbroic rocks to the intermediary-monzodiorite group, it decreases much in the potassic syenitic differentiates ; however, it maintains relative constant values within one group of rocks, such as gabbros or potassic monzonites and syenites.

Europium anomalies (Eu/Eu*) are negative in nodules (except the anorthositic laminae sample 546/7) but they are generally positive in the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex, Surduc 1 phase.

The ratios calculated within the same LIL cations are also variable. K/Rb ratio is fairly varied in nodules and quite constant in the other analysed samples, while Rb/Sr ratio shows a tendency of increase from nodu-



les and gabbroic rocks to the group of monzodioritic and monzonitic rocks.

Monzogranites of Surduc 2 phase display the most constant values both as regards K/Rb and Rb/Sr ratios and the compositions of many elements studied, such as Eu, Y, Yb, Sr.

From the above presented data as well as from the fact that chilled marginal rocks, which represent the initial magma, at the contact of the composite Surduc massif, do not crop out anywhere, the problem of the parental magmas is difficult to interpret.

The existence of nodules with chemical and petrographic features indicating a crystal accumulation leads to the conclusion that some of the rocks with monzodioritic intermediary characters come from a magma with primary basaltic characters by fractional crystallization. The observations in favour of this conclusion are the following :

- some of the mineral phases proper to parageneses from cumulate nodules (plagioclase An_{82-84} , olivine, clinopyroxene and small amounts of biotite) occur also in the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex (Russo-Săndulescu, 1986);

- the relative chronological succession ; nodules are included in monzodiorites which show the oldest K/Ar ages within the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex (Russo-Săndulescu et al., 1986 a);

- although there are certain discontinuities, the modal and geochemical variations seem to show differentiation tendencies at least at the level of the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex (Russo-Săndulescu et al., 1986 b).

The REE, Rb, Sr and K distribution also indicates that the Surduc composite massif was generated by successive magma puls.

The first moment includes a basic magma (low values of REE, Rb, K) whose fractional crystallization in an intermediary magmatic chamber led to the appearance of gabbronorite-anorthosite biproducts found in nodules.

A new magma puls, very likely richer in K, took over some of the previous crystals (resulting from the fragmentation of the above-mentioned nodules) and formed an intimate mixture, being emplaced at the actual intrusion level where a new magmatic differentiation in "schlieren" took place. The existence of some mineralogical disequilibriums within the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex (Russo-Săndulescu, 1986) appears also in the above-mentioned variations in the REE distribution ; yet, a general tendency of increase of the amounts of the mentioned elements is observed from gabbros to potassic syenites.

Monzogranites of Surduc 2 phase, with their typical calc-alkaline characters, behave differently from the gabbro-monzodiorite-monzonitic complex as they contain smaller contents of REE. Therefore it is possible that the products of this phase might belong to another magma, of a more recent age.

There are numerous models for the genesis of the calc-alkaline rocks which occur at the margin of convergent plates. In case of the composite banatitic plutons, whithin which basic rocks are in association with potassic alkaline rocks, it is supposed that magmas resulted from polyphasic



evolution including either partial meltings of the subducted oceanic lithospheric materials or of the possible more or less contaminated mantle (mantle ± phlogopite), followed by fractional crystallization in magmatic chambers situated at different levels of the crust.

The quantitative interpretation of the fractional crystallization process and the elaboration of a proper genetic model for the parental magmas is a problem which will be solved in the future by means of chemical analyses on the main mineral phases and by the measuring of the significant isotopic ratios. It will show if the basic nodules are products of a first magma puls or only restites of a material submitted to partial melting.

REFERENCES

- Frey F.A., Haskin M. A., Poetz J. A., Haskin L. A. (1968) Rare earth abundances in some basic rocks. *Jour. Geophys. Res.* 73, 18, p. 6085.
- Haskin L.A., Haskin M. A.; Frey F. A., Wildeman T. R. (1968) Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth in Athens Ed : Origin and distribution of the elements. Pergamon, Oxford.
- Perfit M. R., Brueckner H., Lawrence J. R., Kay R. W. (1980) Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks. Unalaska Island, Alaska : A model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite. *Contrib. Miner. Petrol.*, 73, 1, p. 69–87.
- Russo-Sândulescu D. (1986) Mineral assemblages in polyphase intrusions. An example : the Sürduc banatitic massif (Romania). In : Mineral Parageneses (Eds. Craig et al. Theophrastus, Athens), p. 681–696.
- Văjdea E., Tănăsescu A. (1986 a) Significance of K—Ar Radiometric Ages Obtained in the Banatitic Plutonic Area of Banat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/1, p. 405–417, Bucureşti.
 - Bratosin I., Vlad C., Ianc R. (1986 b) Petrochemical Study of the Surduc Banatitic Magmatites (Banat). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/1, p. 97–121, Bucureşti.

DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR DE PĂMÎNTURI RARE, Rb, Sr și K ÎN MAGMATITELE BANATITICE DIN PLUTONUL COMPUS DE LA SURDUC(BANAT)

(Rezumat)

Datele de teren, petrochimice, mineralogice și de vîrstă K/Ar (Russo-Sândulescu et al., 1986 a, b ; Russo-Sândulescu, 1986) au fost completate cu analize de pămînturi rare, Rb, Sr și K pentru a încerca să ilustrează originea magmelor parentale, precum și pentru a emite o ipoteză genetică adecvată. De altfel modelul genetic a fost prezentat și în lucrările amintite mai sus.



Ştiut fiind că într-o suita cogenetică rapoartele elementelor urmă incompatibile sint în general constante, iar concentrațiile acestora vor varia într-o manieră determinată de relațiile genetice, s-au calculat aceste rapoarte (tab.) și s-au construit diagrame de normalizare a pământurilor rare față de chondrite (fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6) precum și diagrame de variație pentru Rb, Sr și K (fig. 7, 8). Din urmărirearea acestor date s-a constatat că putonul de la Surduc a luat naștere prin veniri succesive de magmă, pe un interval mai larg de timp, fiecare puls nou având caracter relativ diferite și urmând procese de diferențiere aparte.

Într-un prim moment este implicată o magmă bazică, cu valori scăzute de pământuri rare, de Rb și de K, asemănătoare unor plutonite bazice asociate suitelor calco-alcaline ce apar la marginea plăcilor convergente. Această magmă a suferit o cristalizare fracționată într-o cameră magmatică intermediară, conducind la apariția unor cumulate cu structuri stratificate, prezente ca nodule în cadrul actualului masiv.

Un nou impuls de magmă, mai potasică, a reluat o parte din cristalizatele anterioare, cu care a format un amestec intim, punându-se în loc la nivelul actual de intruziune, unde a avut loc o diferențiere în „schlieră”. Distribuția pământurilor rare, a Rb, a Sr și a K, în acest complex de „schlieră” gabbro-monzodiorit-monzonitic arată variația în cadrul unora dintre rapoartele elementelor urmă, dar în general se poate observa o tendință generală de diferențiere de la gabbro la monzonitele și sienitele potasice.

Complexul gabbro-monzodiorit-monzonitic și nodulele asociate le-am grupat în faza Surduc 1, în care au fost obținute vîrste $K/Ar = 78 - 68$ m.a.

Faza Surduc 2 (vîrsta $K/Ar = 62 - 55$ m.a.) prezintă caracter proprii, comportându-se diferit de complexul gabbro-monzodiorit-monzonitic, în general cu un conținut mai redus de pământuri rare decit diferențiatele monzonitice din faza Surduc 1 (bineînteles raportate la valori asemănătoare de SiO_2).

Interpretarea cantitativă a fenomenelor de cristalizare fracționată și elaborarea unui model genetic adecvat pentru magmele parentale rămîne o problemă de rezolvat ulterior, prin efectuarea unor analize chimice pe fazele minerale principale. Avem în vedere mai ales rezolvarea genezei nodulelor bazice, dacă ele aparțin cu adevărat unui prim impuls de magmă, sau sănătoase doar restitele unui material supus topirii parțiale.



Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

GEOCHIMIE



Проект 2

MgO, Cr, Ni AND Co DISTRIBUTION IN ULTRAMAFIC ROCKS
IN ROMANIA : CLASSIFICATION AND ORIGIN¹

BY

HARALAMBIE SAVU², ROBERT OCTAVIAN STRUSIEVICZ²

Alpine ultramafic rocks. MgO, Cr, Ni, Co. Rock classification. Rock origin. Rock geochemistry. Serpentinized ophiolites. Serpentinites. Peridotites. Stratified intrusions. Olistoliths. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone; South Carpathians — Sedimentary Danubian Realm; Apuseni Mountains — South Apuseni Mountains.

Abstract

In Romania the ultramafic rocks have been formed during four cycles : Alpine, Hercynian (possibly Caledonian), Assyntic and Dalslandian. They are assigned to Alpine-type peridotites and to layered intrusions. In the former MgO varies between 31 and 41 % (average value 36%), the average of Cr/Ni ratio is of about 1 and that of the Ni/Co ratio is 20. In the latter MgO is smaller than 31 % (average value 28%), the average of Cr/Ni ratio is 2 and that of Ni/Co ratio is 7. The pre-Alpine peridotite bodies of Alpine type are considered olistoliths in metamorphosed olistostromes similar to the unmetamorphosed Alpine one. They are derived from oceanic zones whose sutures are at present concealed in the imbricated structure of the Carpathian Chain.

Résumé

Distribution de MgO, Cr, Ni et Co dans des roches ultrabasiques de la Roumanie : classification et origine. Les roches ultrabasiques de la Roumanie se sont formées au cours de quatre cycles : alpin, hercynien-éventuellement calédonien, assyntique et dalslandien. Elles sont réparties aux péridotites de type alpin et aux intrusions stratifiées. Dans le cadre des premières MgO varie entre 31 et 41 % (moyenne 36 %), la moyenne du rapport Cr/Ni étant d'approximativement 1 et celle du rapport Ni/Co de 20. Dans les secondes MgO ne dépasse pas 31 % (moyenne 28 %), la moyenne du rapport Cr/Ni est de deux environ, et celle du rapport Ni/Co de sept. Les corps de péridotites de type alpin préalpines sont considérés à titre d'olistolites en olistostromes métamorphosés similaires à l'olistostrome non métamorphosé alpin. Ils sont issus des zones océaniques dont les sutures sont actuellement cachées dans la structure imbriquée de la chaîne des Carpates.

¹ Received April 14, 1986, accepted for communication and publication May, 10, 1986, communicated in the meeting May 16, 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



morphisées similaires à celles alpines non métamorphisées. Elles proviennent des zones océaniques dont les sutures sont masquées à présent par la chaîne carpathique.

Introduction

Ultramafic rocks participate in the oceanic crusts either in the ultramafic complexes (O_4) or as diapiric protrusions or layered intrusions. During the closing of the oceans slabs of ultramafic and basic rocks are torn off and obducted on continents or insedimented as olistoliths in the subduction complexes in the eugeosynclinal troughs (Coleman, 1977). Therefore these ophiolite bodies are the only vestiges of the old oceanic zones and they are useful when tracing the ophiolite sutures formed during different tectonomagnetic cycles, such as those in the Alps, Urals, Appalachians, Caledonids, etc.

Savu and Udrescu (1982) and Savu (1985 a) showed that such a region with pre-Alpine and Alpine ophiolites is the Carpathian one whose geological formations occurred during four tectonomagnetic cycles : Dalslandian, Assyntic, Hercynian (Caledonian inclusive) and Alpine (Giușcă et al., 1969). The mentioned formations include ultramafic rock bodies, especially in the South Carpathians (Savu et al., 1986 c).

There are different opinions as regards the petrographic classification of these rocks (Savu et al., 1986 b). Naldrett and Cabri (1976) classified the rocks into three groups based on the tectonic conditions of formation, and Den Tex (1969) into two groups. Malpas and Stevens (1977), using an adequate diagram, assigned the ultramafic rocks to two genetic categories : Alpine-type peridotites (ophiolites) and rocks from layered intrusions. Savu et al. (1986 b) also adopted the idea of two ultramafic rock groups : (1) Alpine-type dunites and peridotites (primary peridotites) in the ocean crust complex (O_4), that is of the ophiolitic suites and (2) ultramafic rocks in the layered intrusions (secondary peridotites). The former derived from high-Mg peridotitic magmas ($MgO = 31 - 41\%$) formed as such in the mantle. The latter, with a picritic character ($MgO = 25 - 31\%$) derived from the differentiation of melagabbroic (Savu, 1962) or picritic magmas (Wager, Brown, 1968) in sills and layered bodies on continents (Lugar) or in oceanic crusts (Mureș Zone).

Alpine Ultramafic Rocks

In the Carpathians two Alpine ophiolite zones (provinces) can be distinguished (Savu, 1967 ; 1980) : (1) Carpathian Chain and (2) South Apuseni Mountains (Mureș Zone ; Fig. 1). At the beginning of the Alpine cycle rift zones with oceanic crust formed in these zones (Rădulescu, Șandulescu, 1973 ; Herz, Savu, 1974 ; Bleahu, 1974), whose opening was preceded by a continental intraplate volcanism. During the closing process the oceanic crust was dismembered, fragments of unconsumed crust being obducted (Herz, Savu, 1974) on the continent as in Mureș Zone (Savu, 1983) or insedimented in the flysch deposits in the subduction troughs



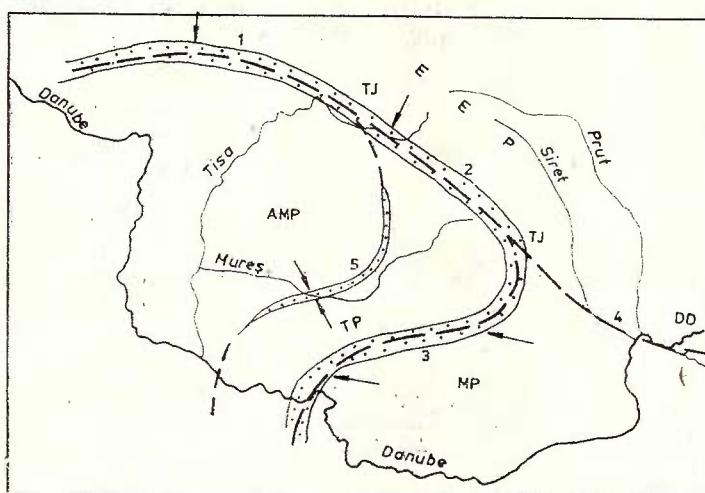


Fig. 1 — Sketch of the Alpine ophiolitic sutures in the Carpathian Realm (acc. to Savu 1980, completed). EEP, East-European Plate; AMP, Apuseni Mountains Plate; TP, Transylvanian Plate; MP, Moesian Plate; TJ, Triple junction; DD, Danube Delta;

1, West Carpathians; 2, East Carpathians; 3, South Carpathians; 4, failed branch of the initial rift (Triassic); 5, Mureş Zone (South Apuseni Mts); the arrows indicate the subduction trends (sinking) of the plates; the thick lines = suture lines; dotted areas = flysch zones (J_3 — Cr_{1-2}) with or without olistoliths of Lower Jurassic ophiolitic rocks.

between the Transylvanian Plate and the East-European Plate in the East Carpathians (Savu, 1980), and between the Transylvanian Plate and the Moesian Plate in the South Carpathians (Savu, 1985 b), as well as in the South Apuseni Mountains.

1. In the South Carpathians allochthonous ultramafic rocks occur in the Mehedinți Plateau and Tarcu Mts. In the Mehedinți Plateau the ophiolitic rocks are found as olistoliths in the anchimetamorphic olistostrome constituting the Severin Nappe of J_3 — Cr_1 age (Savu, 1985 b), previously known as Azuga and Sinajă Beds (Codarcea, 1940). The sizes of the exotic blocks vary from some centimetres to 3—4 km, the largest slabs being those at Obîrșia Cloșani and Ponoare (Savu et al., 1985 a; 1985 b). The olistoliths of ultramafic rocks and ophiolitic mélange derived from the Carpathian Ocean crust, lying between the Transylvanian Plate and the Moesian Plate. Their origin in such a crust is also shown in Figure 2 (Malpas, Stevens, 1977) in which the rocks plot in the field of the Alpine-type peridotites (ophiolites — Den Tex, 1969).

The anchimetamorphosed ultramafic rocks are entirely serpentinitized. They came from layered harzburgites with bands of dunites and wehrlites with dialagite intercalations. Chromite, magnetite and pentlandite occur as accessory minerals. The average contents of MgO, Cr, Ni and Co

(Tab. 1 a) appear within the limits found in the relevant literature (Turekian, Wedepohl, 1961; Vinogradov, 1962; Goles, 1967).

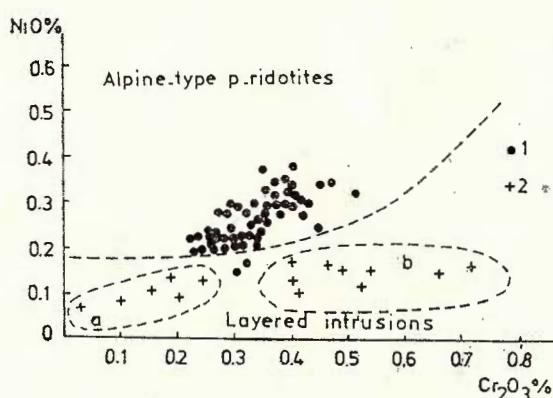


Fig. 2 — $\text{NiO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ diagram for the Alpine ultramafic ophiolites. 1, Ultramafic rocks from the olistoliths in the South Carpathians (Mehedinți Plateau and Craiu Valley), East Carpathians and from the Gialacuta body (Southern Apuseni Mts); 2, ultramafic rocks from the layered bodies in the Mureș Zone; a, bodies on the Marcu Valley and Drumul Radei Brook; b, body on the Strîmbu Brook (Almaș Săliște).

TABLE 1

*MgO, Cr, Ni and Co distribution in Alpine ophiolitic rocks
(Alpine-type peridotites) in the Carpathians*

a) Olistoliths of the Mehedinți Plateau — South Carpathians (40 analyses from Savu et al., 1985 a; 1985 b)

Elements	MgO %	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Cr/Ni	Ni/Co
Limits	26.35—39.19	1600—3500	1200—2500	55—180	—	—
Averages	36.68	2152	1750	102	1.25	19.57

b) Valea Craiului olistoliths (Banat) — South Carpathians (6 analyses from Savu et al., 1986 a)

Limits	32.65—37.85	2000—5800	2100—3400	100—150	—	—
Averages	36.37	3183	2683	132	1.19	20.33

c) Olistoliths of the Rarău-Hăghimaș syncline — East Carpathians (5 analyses from Gandrabura, 1969; 14 analyses from Russo-Săndulescu et al., 1982)

Limits	33.84—40.13	2300—3000	2100—2900	100—135	—	—
Averages	36.47	2691	2491	120	1.08	20.76



d) Gialacuta ultramafic body — Mureş Zone (2 analyses from Savu et al., 1987 b)

Limits	35.79—35.84	2300—2600	1900—2200	72—140	—	—
Averages	35.81	2450	2050	106	1.20	19.34
General averages	36.33	2619	2243	115	1.18	20.00

The olistoliths of the serpentized ultramafic rocks in the Tarcu Mts are found in the Toarcian-Oxfordian anchimetamorphosed deposits. They have the same origin as those in the Mehedinți Plateau and in Figure 2 they plot in the same field (Savu et al., 1986 a). As in the Mehedinți Plateau the rocks are rarely talcitized and listvenitized. Their average contents of Cr, Ni and Co (Tab. 1 b) are a bit higher than those occurring in the relevant literature.

2. In the East Carpathians the serpentized ophiolites are allochthonous (Russo-Săndulescu et al., 1982). They appear as olistoliths (klippe) in the Eocretaceous wildflysch in the Rarău—Hăghimăș syncline or as outliers overthrust on it. They derived from harzburgites, lherzolites and wehrlites and are, in places, listvenitized; locally they contain chromite podiform separations. In Figure 2 these rocks plot in the field of Alpine-type peridotites as they originate in the crust of the Siret Ocean (Herz, Savu, 1974; Savu, 1980) or of a rift in the Transylvanian Realm (Russo-Săndulescu et al., 1982). Considering the direction of the Alpine subductions (Fig. 1), they certainly came from the Siret Ocean. The olistoliths of ultramafic and basic rocks in the Perșani Mts, studied by Cioflica et al. (1965), should have the same origin. The origin in an oceanic crust is also indicated by the average contents of MgO, Cr, Ni and Co (Tab. 1 c), the last three being higher than those in the relevant literature.

3. In the South Apuseni Mts (Mureş Zone) there is a huge megaslab (Mureş ophiolitic nappe) represented by the ocean floor basalt complex (O_1) and the sheeted dyke complex (O_2) of the ophiolitic suite formed in the Mureş Ocean (Savu, 1983). The former complex hosts one serpentinite body and three layered ultramafic bodies, situated in the Roșia Nouă-Luncoi area.

a) The Gialacuta serpentinite body (180 m long) derived from harzburgites (Savu et al., 1987 b) and is similar with the ultramafic bodies occurring in the Carpathians (Tab. 1b). On the diagram in Figure 2 the rocks fall in the field of Alpine-type peridotites. The body represents either a fragment of ultramafic ocean crust drawn out from the depth on a longitudinal fault, or an intrusion of primary peridotitic magma insinuated among basalts.

b) The layered ultramafic bodies in the basaltic complex (Tab. 2) resulted from intrusions of melagabbroic (Savu, 1962; Savu et al., 1970; 1986 b) or picritic magma (Wager, Brown, 1968). They differentiated *in situ*, generating a lower peridotite horizon with an olivine-clinopyro-



TABLE 2

*MgO, Cr, Ni and Co distribution in Alpine ultramafic rocks
(layered intrusions) in the Mureş Zone*

a) The body of Valea Marcu-Roşia Nouă (5 analyses from Savu et al., 1970)

Elements	MgO %	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Cr/Ni	Ni/Co
Limits	26.28—29.75	1200—2975	765—900	135—150	—	—
Average	28.93	1345	729	124	1.86	5.88

b) The body of Drumul Radei Brook-Roşia Nouă (1 analysis from Savu et al., 1970)

Contents	25.17	465	325	65	1.43	5.00
----------	-------	-----	-----	----	------	------

c) The body of Strîmbu Brook-Almaş-Sălişte (9 analyses from Savu et al., 1986 b)

Limits	26.36—30.60	2750—5000	1100—1500	120—145	—	—
Average	28.99	3611	1322	128	2.73	10.33
General average	27.70	1807	729	106	2.01	7.07

xene-brown hornblende-biotite (phlogopite) paragenesis, an upper horizon of olivine \pm clinopyroxene gabbro, and a transition (critical) horizon consisting of alternating bands of peridotites, troctolites and melagabbros. Although found in the oceanic crust, the peridotites occurring in the above-mentioned bodies differ from the previous ones in geochemical respect (Tab. 2) as they fall in the field of layered intrusions (Fig. 2).

In the Mesozoic Alpine-type peridotites (Tab. 1 and 2) MgO varies from 31 to 41 % (average value 36 %); the average of the Cr/Ni ratio is about 1 and that of the Ni/Co ratio is 20.

In the peridotites of the layered intrusions the content of MgO is smaller than 31 % (average 28 %); the average value of the Cr/Ni ratio is about 2 and that of the Ni/Co ratio is 7.

HERCYNIAN (POSSIBLY CALEDONIAN) ULTRAMAFIC ROCKS

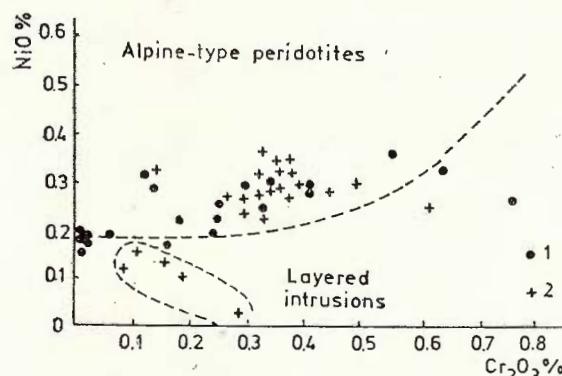
The Paleozoic ultramafic rocks belong to two tectonic units: Danubian Autochthon and Supragetic Unit.



1. In the Danubian Autochthon the ultramafic rocks occur in the South Banat and the Urdele-Ciunget region. In the South Banat they are associated with gabbros constituting an ophiolitic complex (Iuți Unit) situated tectonically between the Ogradena Unit to the east and Almaj Unit to the west (Năstăseanu, Iancu, oral communication). This complex was considered, in turn, an intrusive body (Codarcea, 1940; Bercia, Bercia, 1962), ophiolitic rocks (Karamata et al., 1980), an allochthonous ophiolitic complex (Măruntuțiu, 1984), a fragment of oceanic crust tectonically emplaced (Udubașa et al., 1984) or an ophiolite lens included in an over-thrust plane (Savu, 1985 a). This ophiolitic complex is represented by a median horizon of ultramafic rocks with an obvious magmatic lamination, bordered by the Iuți gabbros to the west and by the Plavișevița epigabbro to the east. The latter shows a blastomylonitic structure and phenomena of pyroxene uralitization. This complex, with a N—S trending, extends on a distance of about 30 km. Bercia and Bercia (1962) distinguished dunites and apodunitic serpentinites, apoharzburgitic serpentinites, and apowehrlitic serpentinites, rocks rarely affected by talcitzation and listvenitization (Udubașa, 1970). A level of black serpentinites with magnetite and sulphides is found at the western contact of the ultramafic rocks.

Among the above-mentioned rocks only the apoharzburgitic serpentinites (Tab. 3 a) display geochemical parameters close to those of the Alpine ultramafic rocks. In the other two types, the values of the Cr/Ni ratio are changed in case of the former type and the values of both ratios are changed in case of the latter type because of the chromite liquid-magmatic concentration (10200 ppm Cr, Tab. 3b) and of the Ni sulphides (Tab. 3c). As a matter of fact in the mass of the apoharzburgitic serpentinites are included lenses of apodunitic serpentinites with chromite podiform concentrations tectonically remobilized. However, in all types of serpentinites MgO is higher than 31% pointing to their origin in an oceanic crust, as shown in Figure 3, in which some rocks still plot in the gabbro field.

Fig. 3 — NiO—Cr₂O₃ diagram for the Hercynian (possibly Caledonian) ultramafic rocks.
1, Ophiolites in South Banat and Urdele-Ciunget area; 2, Agadici ultramafic rocks (Banat).



In the Urdele-Ciunget area serpentinite bodies (olistoliths — Savu, Udrescu, 1982; Savu, 1985 a) are found in the Latorița Formation (Schuster, 1980), a Paleozoic olistostrome, metamorphosed in the greenschist facies, whose matrix consists of basic and acid metatuffites, metabasalts

TABLE 3

MgO, Cr, Ni and Co distribution in Hercynian (possibly Caledonian) ultramafic rocks in the South Carpathians and Banat

a) Apoharzburgitic serpentinites — South Banat (3 analyses from Bercia et al., 1972; 4 analyses from Strusievicz et al., 1986)

Elements	MgO %	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Cr/Ni	Ni/Co
Limits	35.25—38.00	2000—5100	1500—2300	84—130	—	—
Averages	39.96	2987	1959	105	1.52	18.65

b) Apodunitic serpentinites — South Banat (6 analyses from Bercia et al., 1972; 2 analyses from Strusievicz et al., 1986)

Limits	33.80—41.81	675—10200	1800—3500	100—205	—	—
Average	37.85	6797	2398	126	2.75	19.03

c) Black serpentinites with sulphides — South Banat (10 analyses from Bercia et al., 1980; 4 analyses from Strusievicz et al., 1986)

Limits	29.45—39.69	1000—3900	800—2400	125—270	—	—
Average	34.60	991	1614	168	0.61	9.59

d) Pyroxenites — South Banat (1 analysis from Bercia et al., 1972; 1 analysis from Udubaşa et al., 1984; 2 analyses from Strusievicz et al., 1986)

Limits	13.79—25.83	600—4400	310—900	56—120	—	—
Average	17.96	2400	604	83	3.96	7.39

e) Ultramafic rocks in Urdele — Ciungel area in the South Carpathians (24 analyses cumulated by Berza et al., 1985)

Limits	30.40—39.40	1700—5300	1200—2300	30—175	—	—
Average	36.15	3339	2032	89	1.64	22.83
General average *	38.05	3163	1980	97	1.58	20.74

* When establishing the general averages the apodunitic serpentinites (b) with chromite accumulations higher than 5%, black serpentinites with sulphides (c) and pyroxenites (d) have not been taken into account.



and metagabbros (probably olistoliths), crystalline limestones, quartzites, metagrauwacke, rarely quartziferous metakeratophyres, graphitic schists and metaradiolarites. The ultramafic rocks form lenticular bodies, in places phacoidized, reaching up to 900 m in length (Turcinu Mare). They consist of antigorite-lizardite serpentinites formed at the expense of dunites and harzburgites. Some of them comprise tectonic inclusions of basic rocks, partly rodingitized, that indicate olistoliths of ophiolitic mélange (Coleman, 1980). At Ștefanu serpentinites present small magnetite schlieren. Chromite is found isolatedly, seldom as podiform concentrations. The average contents of MgO, Cr, Ni and Co, and the values of the ratios mentioned in Table 3 e point to Alpine-type peridotites; Figure 3 points to the same conclusion.

2. In the Supragetic Unit the ultramafic rocks occur at Agadici (Banat) and in the Poiana Ruscă. The Agadici bodies (400 m long) are hosted in epimetamorphic basic rocks in the Oravița Hills (Zlatarova et al., 1968), where they are found in association with dolerite and gabbro bodies, probably olistoliths, too. They consist of serpentinites formed at the expense of wehrlites with serpentinized dunite laminae. These rocks contain Cr (800–2000 ppm), Ni (900–1600 ppm) and MgO (24.56–29.30 % – average value 26.90 %) pointing to wehrlites rich in pyroxenes, pyroxenites or picritic peridotites, similar with those in the layered bodies in the Mureș Zone (Fig. 3).

The Poiana Ruscă ultramafic body (Vadu Dobrii) is hosted in the Ghelar epimetamorphic series (Lower Carboniferous) consisting in terrigene and basic tuffogene schists. It resulted from the alteration of some amphibole peridotites and dunites (Udubaşa et al., 1983). Considering its internal structure and the relationships with the crystalline schists it represents an isolated ocean crust olistolith, farther from the Carpathian source, like the Agadici ultramafic and basic bodies.

Assyntic Ultramafic Rocks

Assyntic ultramafic rocks are found in the South Carpathians, spread in the Danubian, Getic and Supragetic Units (Plate).

1. In the Danubian Autochthon the ultramafic bodies, partly serpentinized, appear in the Upper Precambrian amphibolite series of Ielova (Almaj Mts), Măru (Țarcu Mts) and Drăgșan (Părâng Mts), metamorphosed under conditions of almandine amphibolite facies. These series consist of amphibolites and paragneisses, rarely micaschists and crystalline limestones. Ultramafic rocks occur as lenses conformable with the trend of the crystalline schists. The fresh rocks show a granoblastic texture, indicating their recrystallization during the metamorphism, at a temperature above 500°C. They consist of harzburgites, dunites, wehrlites, amphibole peridotites and pyroxenites, serpentinized under the influence of late-metamorphic and granitoid solutions (Părâng) and of the Hercynian retrograde metamorphism; as a result of these processes the primary metamorphic minerals were altered into antigorite-lizardite, chlorite, actinolite-tremolitic amphibole, bastite and secondary magnetite. Later on phenomena of talcization (Marga) and carbonatization took place locally giving rise to asbestos veins. The geochemical parameters (Tab. 4) indicate, as in

TABLE 4

MgO, Cr, Ni and Co distribution in Assyntic ultramafic rocks in the South Carpathians and Banat

a) Rudăria ultramafic bodies (Banat) (4 analyses from Mureșan et al., 1974)

Elements	MgO %	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Cr/Ni	Ni/Co
Limits	24.15–33.00	342–2465	708–5511	—	—	—
Averages	29.39	821	2362	—	0.35	—

b) Măru ultramafic bodies (Banat) — (4 analyses from Savu et al., 1984)

Limits	33.05–37.95	2200–3200	1700–5300	105–190	—	—
Averages	36.17	2738	2875	167	0.95	17.22

c) Ultramafic bodies in the Păring Mts — South Carpathians (5 analyses from Savu et al., 1985; 2 analyses from Berza et al., 1985)

Limits	35.60–38.69	52–2800	710–1100	95–215	—	—
Average	35.80	679	936	153	0.73	4.35

d) Dimbovița Valley body (Sătic) — South Carpathians (2 analyses from Udubașa et al., 1985)

Contents	—	3000	2250	150	1.33	15.00
Talc						
Contents	—	28	1400	70	0.02	20.00
General* average	33.79	1809	2105	157	0.84	12.19

*) The contents of elements from talc have not been taken into account when establishing the general averages.

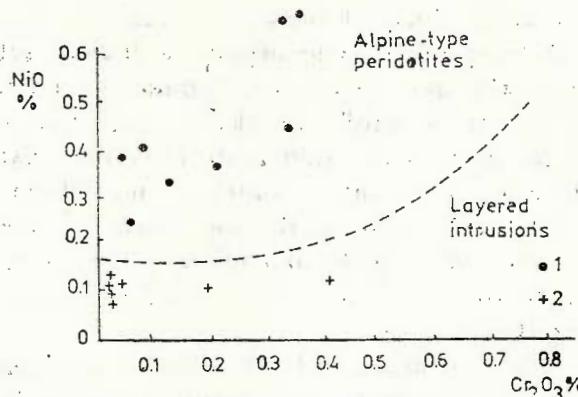
Figure 4, that the ultramafic bodies represent fragments (olistoliths) of oceanic crust insedimented in a volcano-sedimentary olistostrome, subsequently metamorphosed. In the Păring Mts the ultramafic rocks were also intensely affected by granitoid solutions, because the Ni/Co ratio



is very low and in Figure 4 they plot outside the field of Alpine-type peridotites.

2. In the Getic and Supragetic Units Assyntic ultramafic bodies occur in the Cărpiniș Series (Cibin and Lotru Mts). Another ultramafic body

Fig. 4. $\text{NiO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ diagram for the Assyntic ultramafic rocks
1, Ultramafic rocks at Rudăria (Banat) and Măru (Muntel Mic);
2, ultramafic rocks in the Parâng Mts.



lies in the Călușu Formation, in the Dimbovița Valley (Iezer-Păpușa Mts). Udubașa et al. (1985) pointed out that by the talcization of the serpentinites in the mentioned body is released almost all Cr from the initial rock (Tab. 4 d) and about half of the Ni, the latter being included into the talc network which acquires optical properties of willemseite.

Dalslandian Ultramafic Rocks

The Dalslandian Sebeș-Lotru and Miniș Series in the South Carpathians, metamorphosed from the sillimanite to the biotite isograds, include more than 100 ultramafic bodies, situated between Bozovici and Holbav (Plate). These bodies (exotic blocks) occur more frequently in the following districts: Bozovici-Pîrvova, Văliug-Delinești-Buchin, Virgișorova-Măru, South Poiana Ruscă, Cimpa Mts-Lotru Mts, Căpățina Mts, Sebeș Mts-Cibin Mts, and Holbav (Făgăraș Mts), as well as in the Bahna and Porțile de Fier outliers.

Except for the bodies in the Căpățina Mts, the other ones are hosted in different metamorphic rocks: gneisses, micaschists and amphibolites. They are found as lenses from some metres (Măru) up to 2 km (Cuca). As the metamorphism manifested at temperatures higher than 500°C, the ultramafic rocks recrystallized completely, generating the paragenesis: olivine-hypersthene(-bronzite)-actinolite-tremolite-talc in isolated large lamellae (Savu et al. 1977). Thus occurred dunites, harzburgites, wehrlites and saxonites with a granoblastic and granolepidoblastic texture. However, these bodies preserve the primary layering formed in the oceanic crust. In the Sebeș and Făgăraș Mts the harzburgite rocks occur in association with wehrlites that contain 10% garnets with keliphitic rims, minerals including 50% pyrope (Pavelescu, Pavelescu, 1972; Măruntu, 1976). The ultramafic bodies in the Sebeș Mts include gabbros and hornblendite blocks, on whose margins formed rodingite. These might represent blocks



tectonically included during the obduction, so that some ultramafic bodies might represent metamorphosed olistoliths of ophiolitic mélange.

During the metamorphism the ultramafic bodies reacted with high-temperature synmetamorphic solutions generating marginal reaction aureoles (15—20 cm thick) or veins and internal bags consisting of minerals typical of the respective metamorphic isograds: biotite (phlogopite) aureoles in the biotite and almandine isograds, actinolite-tremolitic amphibole aureoles in the staurolite and kyanite isograds and diopside and anthophyllite aureoles in the sillimanite isograd (Măru). Under the influence of colder late-metamorphic solutions, the rocks are partly serpentinized (10—20 % of the volume), the metamorphic minerals grading into antigorite-lizardite, chrysotile, kämmererite, magnesian chlorite and opaque minerals (magnetite, chromite, Ni — sulphides). In places talcization is very advanced (Pîrvova).

In most of the rocks (Tab. 5) MgO is higher than 31 %, Cr/Ni ratio is close to 1 and Ni/Co ratio is close to 20 as in the Alpine rocks. In the rocks

TABLE 5

MgO, Cr, Ni and Co distribution in Dalslandian ultramafic rocks in the South Carpathians and Banat

a) Bozovici (Banat) ultramafic bodies (2 analyses from Intorsureanu et al., 1981)

Elements	MgO %	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Cr/Ni	Ni/Co
Limits	18.49—34.57	1550—2200	1100—3000	70—150	—	—
Averages	26.53	1875	2050	110	0.91	18.64

b) The ultramafic body of Cuca Summit — Semenic Mts = Banat (10 analyses from Savu et al., 1977)

Limits	34.51—40.78	3000—4000	1300—3100	92—149	—	—
Averages	38.54	3430	2705	120.5	1.27	22.45

c) Vîrciorova-Măru ultramafic bodies (7 analyses from Savu et al., 1987 a)

Limits	28.35—38.29	670—3700	1100—3400	61—115	—	—
Averages	35.97	1725	2028	85.29	0.85	23.78



d) Ultramafic bodies in the Lotru Mts (14 analyses from Savu et al., 1982)

Limits	33.17–38.80	1750–3800	1950–3100	110–157	—	—
Averages	37.23	2746	2521	137.50	1.10	18.41

e) Ultramafic body at Arsuri Hill-Lotru Mts (9 analyses from Savu et al., 1982)

Limits	31.78–37.53	2500–3000	2050–2400	115–148	—	—
Average	34.70	2716	2218	128	1.23	17.20

f) Metasomatic ultramafic rocks in the Haneş Summit-Lotru Mts (3 analyses from Savu et al., 1982)

Limits	10.03–32.92	520–4000	135–2000	60–220	—	—
Average	19.70	2040	858	116	2.38	7.40

g) Ultramafic bodies in the Sebeş Mts (17 analyses from Măruntu, 1976)

Limits	17.20–40.40	1500–2500	1000–3200	12–55	—	—
Average	34.95	1933	2187	24.92	0.88	87.76
General average *	34.65	2407	2284	101	1.04	20.0

* The values of the metasomatic rocks (f) and that of the ratio Ni/Co from the ultramafic rocks in the Sebeş Mts (g) have not been taken into account when establishing the general average.

which reacted with a pegmatite body (Tab. 5 f) an obvious decrease of MgO and Ni is observed and, consequently, the Cr/Ni ratio increases and the Ni/Co ratio decreases substantially. For the same reasons in the Sebeş Mts the value of the Ni/Co ratio is modified due to the substantial increase of Co. It is of note that, except for the "reaction rocks", all the Dalslandian ultramafic rocks fall in the field of Alpine-type peridotites (Fig. 5), typical of the oceanic crust or of the ophiolitic series.

In the Căpătina Mts the ultramafic rocks occur in the amphibolites (Hann et al., 1986) metamorphosed under conditions of the sillimanite + cordierite isograds in a thermic dome. They consist of peridotites, some of them with plagioclase, up to melagabbros. This rock association was previously regarded as an intrusive complex differentiated *in situ* named by



Sabliovschi (1978) the Ursu gabbro-noritic massif. The rocks differ from the Alpine-type peridotites as MgO is generally less than 31%, Cr/Ni ratio is close to 2 and Ni/Co ratio is much smaller than 20 (Tab. 6). These values

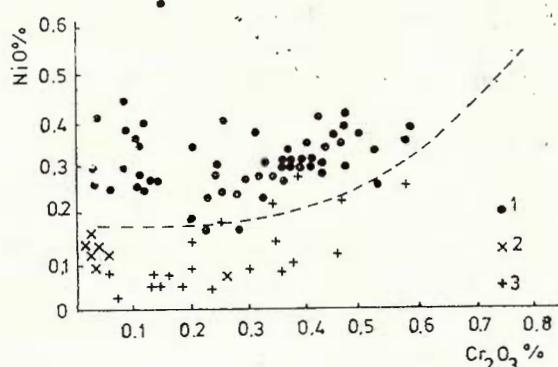


Fig. 5. — $\text{NiO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ diagram for the Dalslandian ultramafic rocks 1, Ultramafic rocks at Bozovici, Cuca Summit, Măru, Lotru-Cibin Mts and Răsinari; 2, reaction rocks in the Lotru and Sebeș Mts; 3, ultramafic rocks in the Căpățina Mts.

TABLE 6

MgO, Cr, Ni and Co distribution in ultramafic rocks from the Ursu Summit—Căpățina Mts (19 analyses from Hann et al., 1986)

Elements	MgO %	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Cr/Ni	Ni/Co
Limits	11.32—39.59	300—3200	140—330	55—175	—	—
Average	22.91	1737	898	95—37	1.93	9.45

would point to rocks belonging either to a layered intrusion, consisting mostly of gabbros and melagabbros, within which the ultramafic rocks formed schlieren or differentiation levels, or to several intrusions derived from a picritic or melagabbroic magma.

Conclusions

In Romania the Alpine ultramafic rocks are assigned to Alpine-type peridotites and layered intrusions of the oceanic crust (Fig. 2). The two kinds of ultramafic rocks differ from each other by the content of MgO, Cr, Ni and Co (Tab. 1, 2); in Figures 6 and 7 they plot in different fields. Consequently, the Alpine-type peridotites might be also called "high-Mg and Ni" and those from layered intrusions "low-Mg and Ni" peridotites. As regards the Alpine ophiolites in the Carpathians insedimented as olis-toliths in the flysch-like olistostromes, they undoubtedly originate in an oceanic crust.

There are certain reserves as regards the oceanic origin of the pre-Alpine ultramafic rocks which have been metamorphosed and locally lost



some of their primary characteristics. In our opinion these ultramafic bodies are predominantly ocean crust slabs; this opinion is first of all based on the fact that the multitude of ultramafic bodies, some of them some centimetres long, displaying geochemical characteristics of ocean floor

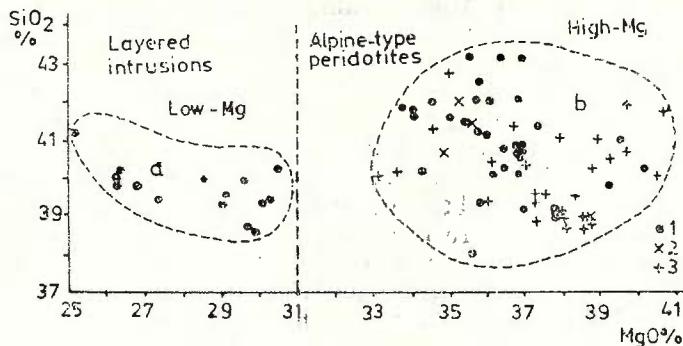


Fig. 6 — SiO_2 — MgO diagram for : (a) ultramafic rocks from the Alpine layered intrusions in the Mureş Zone ; (b) the Alpine-type peridotites — 1, Alpine ultramafic ophiolites in the Măhedinți Plateau and the East Carpathians ; 2, Hercynian ultramafic ophiolites in South Banat ; 3, Dalslandian ultramafic ophiolites in the Lotru Mts and Cucă Summit (Semenic Mts).

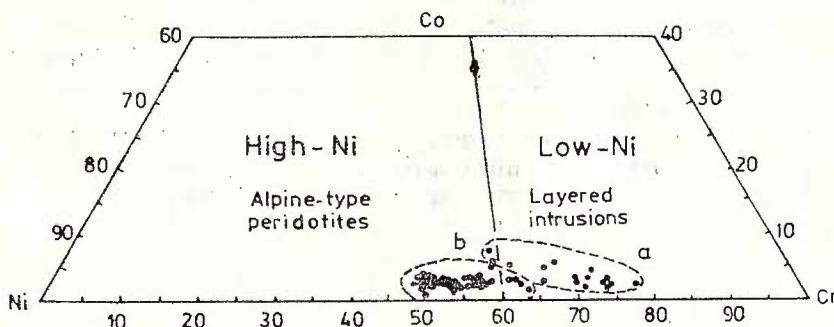


Fig. 7 — Co—Cr—Ni diagram for the Alpine ultramafic ophiolites in the layered intrusions in the Mureş Zone (a) and the Alpine-type peridotites in the olistoliths in the Măhedinți Plateau (b).

rocks, which occur in metamorphosed formations, cannot represent diapeirs or intrusive bodies. These possibilities are excluded by the very layered structure of the bodies within which peridotite bands alternate with dunite bands, even in the smallest ones, that indicate that they are fragments of layered oceanic crust (Savu, Udrescu, 1982; Savu, 1985 a). As a matter of fact aureoles of magmatic metamorphism have not been found anywhere, not even around the bodies of Paleozoic gabbros. This conclusion is also supported by the striking similitude between the geochemical

parameters of the metamorphosed ultramafic rocks with those of the Alpine ultramafic ophiolites (Tab. 3—6) as well as by the fact that the majority of the pre-Alpine rocks fall in the field of Alpine-type peridotites (Figs. 3—5). Moreover, in Figure 6 the Hercynian and Dalslandian ultramafic rocks plot in the field of high-Mg ultramafic ophiolites.

The Alpine and pre-Alpine sedimentary formations — subsequently metamorphosed — included fragments (olistoliths) of ultramafic and basic ophiolites torn off from the crusts of old oceanic zones. Therefore, the metamorphic series with such olistoliths could be regarded as metamorphosed pre-Alpine olistostromes similar to the Alpine ones.

As regards the Carpathian area where the pre-Alpine oceanic crust zones occurred it is difficult to make any specification nowadays when they have been closed, collisioned and overlain by younger geological formations and tectonic units. In this respect there is a very significant indication of space relationship. Thus, in each cycle the olistoliths of ultramafic ophiolites are more numerous and bigger as they are found closer to the external margin of the Carpathians (Plate 1). The distribution of the Paleozoic olistoliths is very suggestive in this respect : they are more and more rare towards the interior of the Carpathians up to their disappearance, so that in the Apuseni Mountains, for instance, no pre-Alpine — Paleozoic or older — ultramafic rocks are known. There, a rift with oceanic crust was formed only in the Mesozoic.

All this indicates that the pre-Alpine oceanic zones which generated the ultramafic and basic ophiolite olistoliths were situated along the Carpathian Chain. Their ophiolitic sutures, concealed nowadays, were developed on alignments almost parallel to the line of Alpine ophiolitic sutures (Fig. 1). The processes of rifting sedimentation, metamorphism, refolding and thrusting, which occurred in each cycle concealed these sutures as well as the Alpine one (Savu, 1985 b).

Another important conclusion is that the nappes in the imbricated structure of the Carpathians did not come from remote areas as one might believe, but they rather represent megascales resulting from the refolding and shearing of the sialic part of the Transylvanian Plate (Fig. 1).

REFERENCES

- Bercia I., Bercia E. (1962) Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 425—480, București.
 — et al. (1972) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Berza T. et al. (1965) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Bleahu M. (1974) Zone de subducție în Carpații românești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LX/5, p. 6—25, București.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinti. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1—74, București.
- Coleman R. G. (1977) Ophiolites. Springer-Verlag, Berlin, 229 p.
 — (1980) Tectonic inclusions serpentinites. in *Arch. Sci.*, 33 (2—3), p. 89—102, Genève.



- Den Tex E. (1969) Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history. *Tectonophysics*, 7 (5–6), p. 457–488, Amsterdam.
- Gandrabura E. (1969) Chimismul unor roci bazice și ultrabazice din sinclinalul marginal extern Rarău-Breaza. *An. șt. Univ. Iași, Geologie*, XV, p. 35–43, Iași.
- Hann H. P. et al. (1986) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate tectonics history of Romania. *G.S.A. Bul.*, 85, p. 1329–1440, Colorado.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectonomagmatische pe teritoriul României. *Bul. Soc. ști. geol. Rom.*, XI, p. 163–177, București.
- Goles G. G. (1967) II Trace elements in ultramafic rocks. *Ultramafic and related rocks*, P. J. Willie Ed., John Wiley, p. 352–362, N. Y.
- Intorsureanu et al. (1981) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Karamata S., Majer V., Pamić J. (1980) Ophioliti, Spec. issue. Tethyan ophiolites. I, G. Rocci Ed., p. 105–125, Bologna.
- Malpas J., Stevens R. K. (1977) The origin and emplacement of the ophiolitic suite with examples from western Newfoundland. *Geotectonics*, 6, p. 83–102, Moscow.
- Măruntuțiu M. (1984) Structura internă și petrologia complexului ophiolitic Tisovița-Iuți (M-ții Almaj). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Geologie*, 29, p. 44–54, București.
- (1976) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Mureșan M., Zlatarova-Țop L., Pitulea Gh. (1974) Caracterele petrochimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din cristalinul de Ieļoava. *D. S. Inst. Geol.*, LX, 1, p. 53–85, București.
- Naldrett A. J., Cabri L. J. (1976) Ultramafic and related mafic rocks : Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements. *Econ. Geol.*, 71, p. 1131–1158, El Paso, Texas.
- Pavelescu L., Pavelescu M. (1972) Piropul din M-ții Sebeș. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/1, p. 73–77, București.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonoph.*, 16, p. 155–161, Amsterdam.
- Russo-Săndulescu D., Udrescu C., Medeașan A. (1982) Petrochemical characteristics of the Mesozoic ophiolites of the Rarău-Hăghimaș marginal syncline. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/1, p. 153–185, București.
- Savu H. (1962) Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșnului. *D. S. Inst. Geol.*, XLV, p. 59–73, București.
- (1967) Die mesozoischen Ophiolite der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11 (1–3), p. 59–70, Budapest.
- (1980) Genesis of the Alpine cycle ophiolites from Romania and their associated calc-alkaline and alkaline volcanics. *An. Inst. Géol. Géophys.*, LVI, p. 55–77, București.
- (1983) Geotectonic and magmatic evolution of the Mureș Zone (Apuseni Mts). *CBGA 12 th Congr. Buch. 1981, An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 253–262, București.
- (1985 a) Doalpiiskie ophioliti i drugie baziti i utrabaziti Ruminskikh Karpat i Dobrugi. Rifeisko-nijnepaleozoiskie ophioliti Severnoi Evrazii. Nauka, p. 160–166, Novosibirsk.
- (1985 b) Tectonic position and origin of Alpine ophiolites in the Mehedinți Plateau (South Carpathians) with special regard to those in the Podeni-Isverna-Nadanova region. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5, p. 57–71, București.
- Udrescu C. (1982) The Prealpine basic and ultramafic rocks from Romania. *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, 73, p. 13–19, Potsdam.
- Vasiliu C., Udrescu C. (1970) Geochemia și petrologia ophiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, LVII/1, p. 219–252, București.

- Maier O., Neacșu V., Udrescu C. (1977) Petrografia și geneza corpului de roci ultrabazice de la Cuca-Măii Semenic. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII, p. 113—130, București.
- Udrescu C., Călinescu E. (1982) Petrology and geochemistry of Dalslandian ultramafic and basic metamorphosed rocks of the Getic Unit (Lotru Mts). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/1, p. 175—197, București.
- Hann P. H., Udrescu C., Neacșu V. (1984) Petrologia și geo chimia amfibolitelor din seria de Măru (Muntele Mic) și a rocilor ultrabazice asociate lor. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/11, p. 273—292, București.
- Neacșu V., Bratosin I., Udrescu C. (1985 a) Petrology and geochemistry of Alpine ophiolites from the Mehedinți Plateau (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/1, p. 87—107, București.
- Udrescu C., Neacșu V. (1985 b) Petrology and geochemistry of ultramafic rocks and melange olistoliths in the olistostrome of the Severin Nappe between Godeanu and Baia de Aramă (South Carpathians). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géol.*, 29, p. 45—53, București.
- et al. (1985 c) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Hann H. P., Udrescu C., Neacșu V. (1986 a) Ultramafic rocks olistoliths from the Jurassic formations on the Craiu Valley (Muntele Mic): Petrology and Geochemistry. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/1, p. 171—182, București.
- Udrescu C., Neacșu V. (1986 b) Structure, petrology and geochemistry of the ultramafic body of Almaș-Săliște (Mureș Zone). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/1, p. 143—152, București.
- et al. (1986 c) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Hann H. P., Udrescu C., Neacșu V. (1987 a) Origin, petrology and geochemistry of ultramafic rocks in the crystalline formations of the Getic Nappe, west of Măru (Muntele Mic). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72—73/1, p. 181—189, București.
- Udrescu C., Lemne M., Romanescu O., Neacșu V. (1987 b) Petrology, geochemistry and tectonics of the ophiolites and Late Kimmerian island arc volcanics in the tectonic rise Glodghilești-Săliștioara (Mureș Zone). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72—73/5, București.

Schuster A. K. (1980) Geologische u. petrogr. Untersuchungen im Danubikum der Südkarpaten, Paring Gebirge, Romanien. Dissertation, Univ. Clausthal ; RFG.

Strusievicz O. et al. (1986) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.

Şabliovschi V. (1978) Studiul mineralologic și geo chimic al rocilor bazice și ultrabazice din dealul Ursului, Măii Căpăținii. Teză de doctorat, Universitatea din Iași.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961) Distribution of the elements in some units of the Earth's crust. *Bul. Geol. Soc. Am.*, Washington, 72, p. 175—192.

Udubaşa G. (1970) Listvenitele din Banatul de Sud. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. Geologie*, 15/2, p. 381—398, București.

- et al. (1983) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.

- et al. (1984) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.

- et al. (1985) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.

Vinogradov A. P. (1962) Average contents of chemical elements in the principal type of igneous rocks of the Earth's crust. *Geochemistry*, p. 641—664, Moscow.

Weger L. R., Brown G. M. (1968) Layered Igneous Rocks. Oliver and Boyd , London, 588 p.

Zlatarova-Top L., Mureșan M., Nicoară B. (1968) Studiul rocilor eruptive bazice și ultrabazice din zona Agadici (Banatul de Sud). *D. S. Inst. Geol.*, LIV/1, p. 111—150, București.



DISTRIBUȚIA MgO, Cr, Ni și Co ÎN ROCI ULTRABAZICE DIN ROMÂNIA : CLASIFICARE ȘI ORIGINE

(Rezumat)

Rocile ultrabazice din România s-au format în patru cicluri : alpin, hercinic-eventual caledonian, assyntic și dalslandian (Pl.). Ele sunt repartizate la peridotite de tip alpin și intruziuni stratificate. În peridotitele de tip alpin MgO variază între 31 și 41% (media 36%), media raportului Cr/Ni este aproximativ 1, iar cea a raportului Ni/Co aproximativ 20 ; rocile sunt mai bogate în Mg și Ni. În rocile ultrabazice din intruziunile stratificate MgO variază între 25 și 31% (media 28%), media raportului Cr/Ni este aproximativ 2, iar cea a raportului Ni/Co aproximativ 7 ; rocile sunt mai sărace în MgO și Ni.

Multitudinea de corpuri ultrabazice metamorfozate prealpine, unele de numai cîțiva metri lungime, nu pot reprezenta diapire sau corpuri intrusiv, ci sunt tot fragmente (olistolite) de crustă oceanică stratificată ca și cele alpine, a căror structură s-a menținut și în urma recristalizării rocilor în timpul metamorfismului. Această concluzie este susținută de asemănarea frapantă dintre parametrii geoșimici ai acestor roci cu cei ai ofiolitelor alpine (tab. 1—6) și de faptul că pe diagramele din figurile 3—5 și 6 ele se situează în domeniul peridotitelor de tip alpin.

Seriile metamorfice cu olistolite ultrabazice sunt considerate olistostrome metamorfozate, similară cu cele alpine.

Olistolitele de roci ultrabazice din fiecare ciclu sunt mai numeroase și mai mari cu cît se găsesc mai aproape de marginea exterană a Carpaților, foarte sugestive fiind cele paleozoice. De aceea, considerăm că aceste olistolite veneau din zone cu crustă oceanică din Carpați, ce sunt astăzi închise, colizionate și acoperite de formațiuni geologice și unități tectonice mai noi.

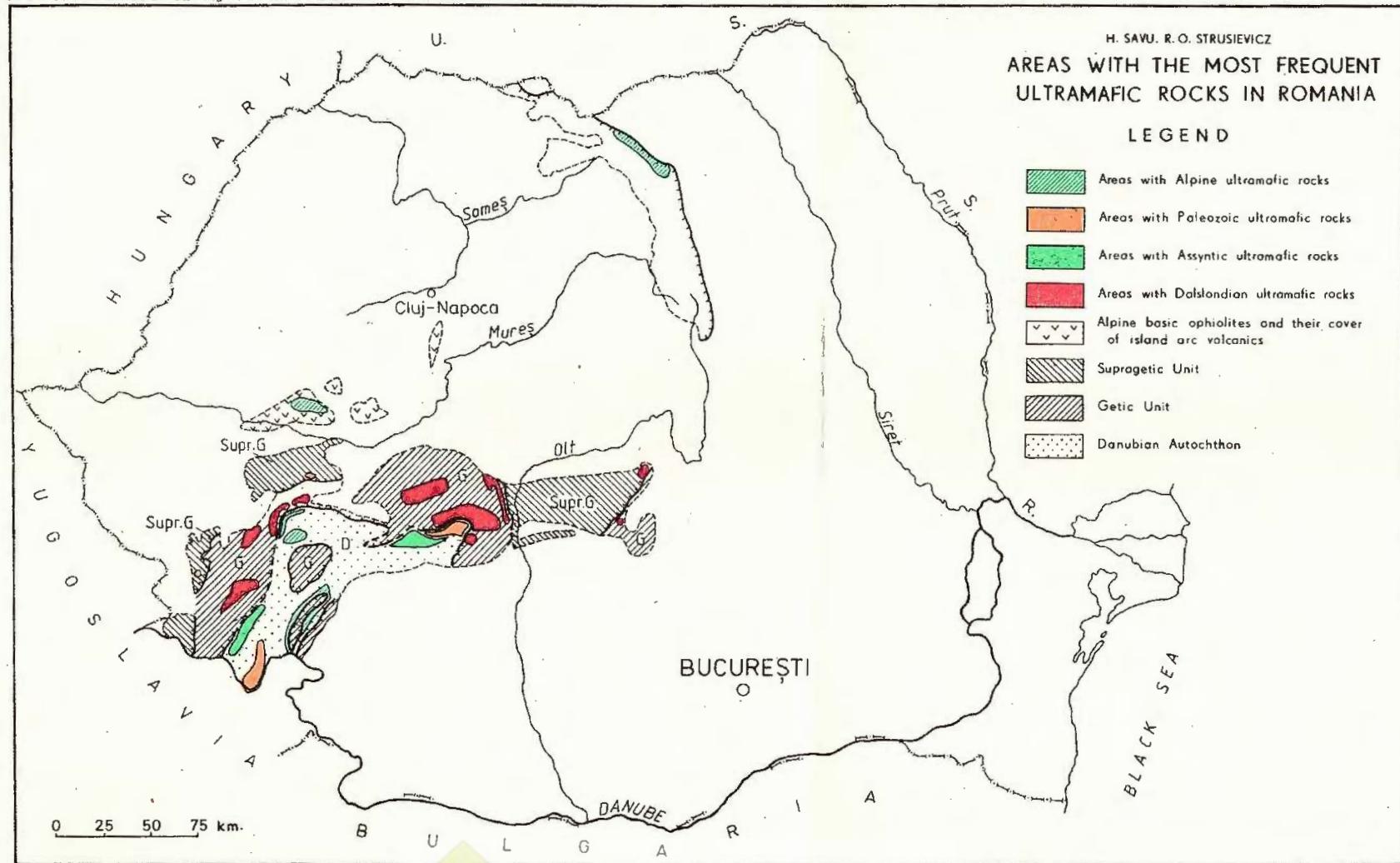
Suturile lor ofiolitice, în prezent ascunse, se dezvoltau pe aliniamente aproximativ paralele cu aliniamentele de suturi ofiolitice alpine din figura 1.

Rezultă, de asemenea, că pînzele din structura imbricată a Carpaților nu au provenit de la distanțe foarte mari, ci reprezintă mai degrabă mega-solzi rezultați din recutarea și forfecarea părții sialice a plăcii transilvane.





Institutul Geologic al României



GEOCHIMIE

TRACE ELEMENTS GEOCHEMISTRY OF THE SOUTH HARGHITA VOLCANICS (EAST CARPATHIANS) : CALC-ALKALINE AND SHOSHONITIC ASSOCIATIONS¹

BY

IOAN SEGHEDEI², ALEXANDRU SZAKÁCS², CONSTANTĂ UDRESCU²,
MARIA STOIAN², GABRIELA GRABARI²

Magmatic differentiation. Petrochemistry. Trace elements. Calc-alkaline associations. Shoshonitic associations. Genetic model. Rare earths. East Carpathians – Neogene-Quaternary eruptive – Harghita.

Abstract

Completions and nuances of the previously mentioned petrogenetic model (Seghedi et al., 1986) are brought on the basis of a new set of trace elements (42) and REE (14) analyses. The petrographical and petrochemical variation observed along the South Harghita Mts from N to S, from calc-alkaline to high-K calc-alkaline characters, is achieved by magma generation by more and more reduced degrees of partial melting, corresponding to ever higher depths of formation. In case of the most recent eruptive products (shoshonitic rocks) magma-mixing processes are observed between the calc-alkaline magma resulting from the lowest degree of partial melting and a new-formed, basic magma originating in the upper mantle. The differentiation processes by fractional crystallization and contamination with crustal material have not played a significant part in the magma evolution. The REE distribution points to the preponderent part of garnet and pyroxenes in their gradual fractioning as a result of partial melting. The geochemical characteristics of the calc-alkaline suites are compatible with Nicholls and Ringwood's (1973) and Ringwood's (1974) petrogenetic models.

Résumé

Géochimie des éléments mineurs des volcanites des monts Harghita de sud (Carpathes Orientales) : associations calco-alkaline et shoshonitique. A base d'une nouvelle série d'analyses sur les éléments mineurs (42) et les terres rares (14) on a fait des compléments et des nuances pour

¹ Received April 19, 1986, accepted for communication and publication November 1, 1986, communicated in the meeting April 23, 1986 ("Geological Symposium" Baia Mare).

² Institutul de Geologie și Geofizică Str. Caransebeș nr. 1, R 79678 București, 32.



le modèle pétrogénétique énoncé auparavant (Seghedi et al., 1986). La variation pétrographique et pétrochimique observée au long des monts Harghita de sud, du nord vers le sud, des caractères calco-alcalins aux caractères calco-alcalins très potassiques, est réalisée par une génération de magmas par les degrés de fusion partielle de plus en plus réduits, qui correspondent à des profondeurs de formation de plus en plus grandes. Quant aux derniers produits éruptifs (roches shoshonitiques), on a constaté l'interventions des processus de mélange entre le magma calco-alcalin, résulté à la suite de plus réduit degré de fusion partielle et le magma basique, nouvellement formé, originaire du manteau supérieur. Les processus de différenciation par cristallisation fractionnée et de contamination avec du matériel de croûte ont eu un rôle insignifiant dans l'évolution des magmas. La distribution des terres rares indique le rôle dominant du grenat et des pyroxènes dans leur fractionnement progressif observé, résulté à la suite du processus de fusion partielle. Les caractères géochimiques de la série calco-alcaline sont compatibles aux modèles pétrogénétiques de Nicholls et Ringwood (1973) et Ringwood (1974).

1. Introduction

The special attention given lately to the petrological problems of the South Harghita volcanics (Peltz et al., 1984; Rădulescu et al., 1984; Seghedi et al., 1986; Szakács, Seghedi, 1986; Peltz et al., this volume) attests their usefulness in the elucidation of the origin of the magmas generated under subduction conditions in the East Carpathians.

This paper brings completions to the existent bulk of geochemical data by new determinations of trace elements with a view to completing and specifying the genetical model enunciated in a previous paper on the basis of the distribution of major and "incompatible" trace elements (Seghedi et al., 1986).

On the basis of the geochemical analyses carried out on rocks belonging to five volcanic structures of the South Harghita Mts several conclusions can be drawn from the above-mentioned model :

— the existence of two magma types which generated the volcanic arc, in its southern segment : (1) a calc-alkaline magma, which develops by a gradual increase of SiO_2 , K_2O , Na_2O , Sr, Th, U from N to S; (2) a shoshonitic magma, whose products show low values of SiO_2 and the highest contents of K_2O , Na_2O , Sr, Th, U, occurring in two isolated eruptive bodies, in the southernmost part of the Harghita Mts;

— the geochemical comparison of the Harghita volcanics with geochemical features of island arcs and continental margins volcanics (regions considered different in geotectonic respect) indicates similarities with both of them. This suggests the independence of the magma generation in the Harghita Mts as against the geotectonic conditions (in this case of continental basement type);

— the particular geochemical features of the magmas have been interpreted as the result of the following processes : (1) partial melting (the most important), with an ever reduced degree from N to S, simultaneously with the increase of the source depth; (2) differentiation processes (less significant), by fractional crystallization within intermediary



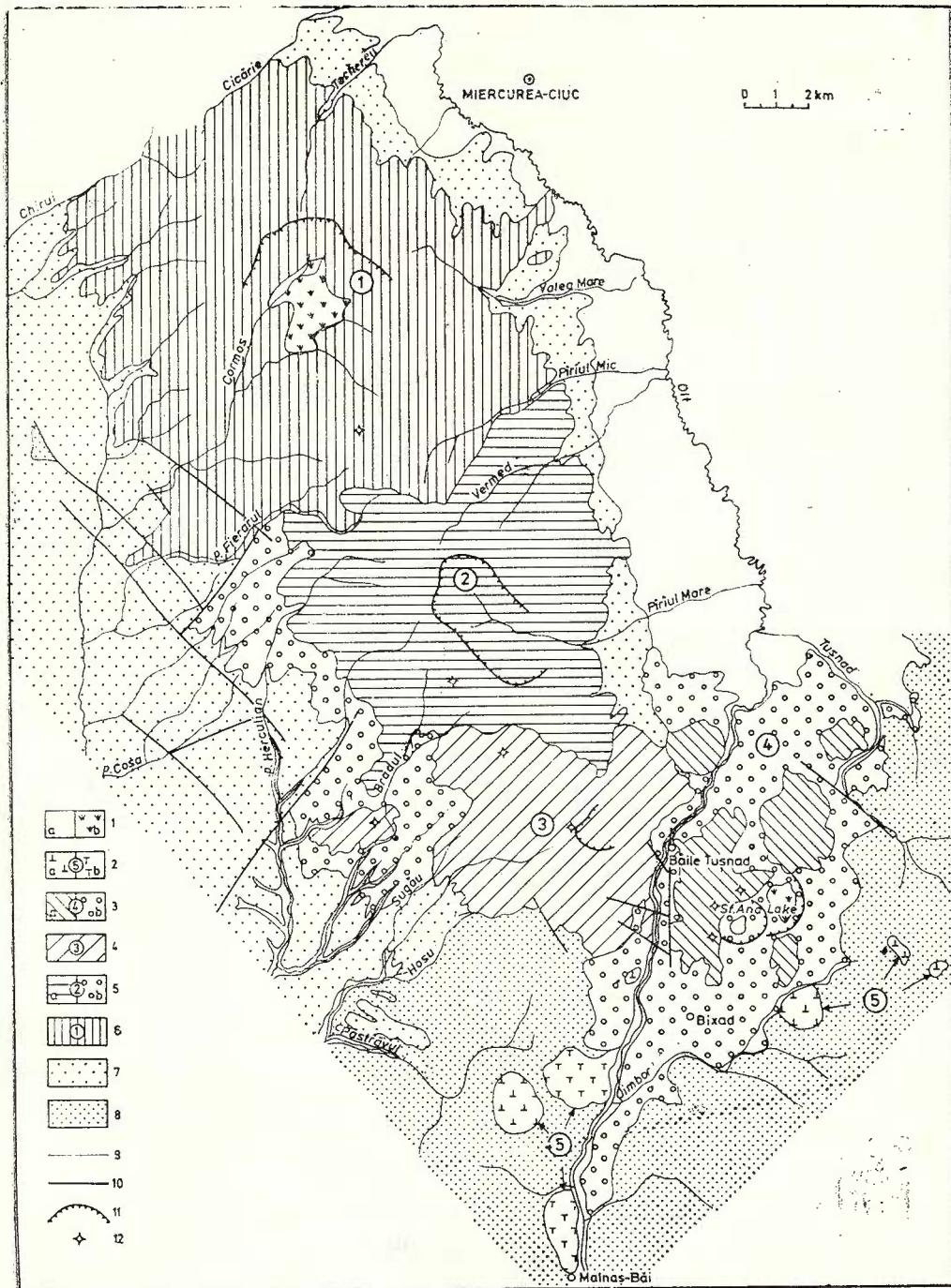


Fig. 1 -- Geological sketch of the South Harghita Mts (after Rădulescu et al., 1984).

1, Quaternary deposits : a, alluvia ; b, marshes ; 2 a, calc-alkaline extrusive domes in the Malnaș—Bixad-Balvanyos zone (5 a); b, intrusive domes of shoshonitic rocks in the Malnaș—Bixad zone (5 b); 3, Ciomadul volcanic structure (4) : a, massive volcanics ; b, pyroclastics ; 4, Pilișca volcanic structure (3) ; 5, Cucu volcanic structure (2) : a, massive volcanics ; b, pyroclastics ; 6, Luci and Lazu volcanic structures (1) ; 7, lower volcanic compartment ; 8, Mesozoic sedimentary deposits of the Flysch Zone ; 9, geological boundary ; 10, fault ; 11, crater ; 12, eruption centre.

TABLE 1

No.	Sample no.	SiO ₂	K ₂ O	Sign on* diagrams	Phenocrysts **	Location
Luci-Fagul (Lazu)						
1	T151	57.49	1.72	L ₃	Pl. Opx. Cpx. Ol	Valea Mare Brook
2	H327	56.96	1.67	L ₃	Pl. Opx. Cpx. Hb	Lugojul Mic Brook
3	H221	56.98	1.54	L ₃	Pl. Opx. Cpx. Hb	Lugojul Mare Brook
4	H339	57.30	1.75	L ₃	Pl. Opx. Hb. Cpx. Ol	Lugojul Mic Brook
5	H329	57.60	1.79	L ₃	Pl. Opx. Cpx. Hb	Covaciul Brook
6	H341	58.31	1.91	L ₃	Pl. Opx. Cpx. Ol	Lugojul Mic Brook
7	H335	60.28	2.16	L ₃	Pl. Opx. Cpx. Hb	Lugojul Mic Brook
Cucu						
8	C3	57.41	1.61	C ₃	Pl. Opx. Hb. Cpx	Aso Brook
9	H278	57.64	1.86	C ₃	Pl. Hb. Opx. Cpx. Bi	Durca Brook
10	H270	58.09	1.74	C ₃	Pl. Hb. Opx. Cpx	Cucu Summit
11	H281	58.25	1.84	C ₃	Pl. Hb. Opx. Cpx	Durca Brook
12	C4	58.62	1.70	C ₃	Pl. Hb. Opx. Cpx	Aso Brook
13	T90	58.64	1.87	C ₃	Pl. Hb. Opx. Cpx	Mitaci Brook
14	C22	58.72	1.70	C ₃	Pl. Hb. Opx. Cpx	Aso Brook
15	H247	59.10	2.28	C ₄	Pl. Opx. Hb	Cormoș Brook
16	H276	59.76	2.16	C ₄	Pl. Hb. Opx. Cpx. Bi	Durca Brook
17	H273	60.00	2.14	C ₄	Pl. Hb. Opx. Cpx	Durca Brook
Pilișea						
18	T96	54.22	1.56	P ₁	Pl. Cpx. Opx. Ol	Mitaci Brook
19	T95	54.47	1.63	P ₁	Pl. Cpx. Opx. Ol	Mitaci Brook
20	T77	58.95	2.02	P ₃	Pl. Hb. Opx. Cpx	Olt River
21	T5A	61.04	2.36	P ₄	Pl. Opx. Cpx. Hb	Hollo Brook
22	T9	61.48	2.66	P ₄	Pl. Hb. Bi	Hollo Brook
23	T33	61.63	2.37	P ₄	Pl. Opx. Cpx	Olt River
24	T101	61.73	2.72	P ₄	Pl. Hb. Bi	Pilișea Summit
25	T16	62.28	2.57	P ₄	Pl. Hb. Bi	Pilișea Summit
26	T17	64.74	3.16	P ₆	Pl. Hb. Bi	Pilișea Summit
Ciomadul						
27	T70	57.20	2.06	A ₄	Pl. Hb. Cpx	Apor Summit
28	T125	59.55	2.76	A ₄	Pl. Hb. Cpx. Bi	Molos Hill
29	T124	61.32	3.16	A ₄	Pl. Hb. Bi. Cpx	Ciomadul Hill
30	T45	62.18	3.30	A ₄	Pl. Hb. Bi	Bixad Brook
31	T28 B	63.43	2.98	A ₆	Pl. Hb. Bi	Olt River
32	VI--2	65.07	3.14	A ₆	Pl. Hb. Bi	Lake Sf. Ana
33	T36	65.42	3.16	A ₆	Pl. Hb. Bi	Ciomadul Hill
34	T67	65.80	3.26	A ₆	Pl. Bi. Hb	Apor Summit
35	T44	65.82	3.53	A ₆	Pl. Bi. Hb	Bixad Brook
36	VI--3	66.08	4.46	A ₆	Pl. Hb. Bi	Ciomadul Summit
Bixad-Malnaș						
37	T134B	55.10	3.26	B ₂	Pl. Cpx. Opx. Ol. Q. Bi. Hb	Malnaș 1 Quarry
38	T134	55.88	3.40	B ₂	Pl. Cpx. Ol. Opx. Q. Bi. Hb	Malnaș 1 Quarry
39	T135	55.88	3.20	B ₂	Pl. Cpx. Ol. Opx. Q. Bi. Hb	Malnaș 2 Quarry
40	T144	56.10	4.06	B ₅	Pl. Cpx. Ol. Opx. Bi. Q. Hb	Bixad Quarry
41	T146	56.90	4.12	B ₅	Pl. Cpx. Ol. Opx. Bi. Q. Hb	Bixad Quarry
42	T140	56.96	2.53	B ₄	Pl. Bi. Hb. Cpx. Opx	Murgul Mare Hill

* Capital letters represent the affiliation to the volcanic structures: Luci-Lazu (L); Cucu (C); Pilișea (P); Ciomadul (A); Bixad-Malnaș (B); figures represent the petrographic type according to Peccerillo-Taylor chemical classification (1976): basaltic andesites (1), shoshonites (2), andesites (3), high-K andesites (4), banakites (5) and high-K dacites (6).

** Pl: plagioclase, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Ol: olivine, Hb: hornblende, Bi: biotite, Q: quartz.



TABLE 2

No.	Sample no.	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Zr	Y	Yb	La	Ba	Sr	Rb
1	151	3.5	9	60	11	3.5	10	3	85	15	130	20	2	<30	450	500	69
2	H327	10	19	70	17	6.5	12	22	105	20	120	15	1.7	30	360	260	53
3	H221	7	20	80	17	9	15	11,5	160	24	120	17	1.7	30	380	340	61
4	H339	7	15	62	16	7	11	13	95	15	125	16	1.8	<30	620	380	72
5	H329	8	11	62	15	8	11	50	115	19	115	17	1.9	30	600	400	71
6	H341	7	9,5	58	17	6	9	11	95	15	140	18	1.9	30	530	280	79
7	H335	8	12,5	55	20	6,5	10	12	80	16	185	20	1,6	32	620	310	89
8	C-3	24	34	62	18	14	14	38	140	18	120	22	1,8	40	850	530	57
9	H278	12	11	75	16	4,5	9	4,5	75	12	130	16	1,5	30	800	500	66
10	H270	12,5	18	72	15	7,5	9,5	14	75	12	110	13	1,4	30	850	600	64
11	H281	3,5	10	—	9,5	8	12	13	85	10	120	10	1,4	<30	900	670	53
12	C-4	10	40	62	17	8	10	15	100	14	95	14	1,5	<30	750	360	75
13	T90	4,5	6	44	8	5	7	5,5	54	8	80	8	1,0	<30	570	700	66
14	C22	6,5	20	65	15	11	10	38	110	16	95	18	1,5	36	530	300	76
15	H247	12,5	7,5	50	17	7,5	9,5	19	90	14	150	15,5	1,7	40	750	380	91
16	H276	12	8,5	72	17	6	8,5	7	75	10	130	15	1,6	34	700	300	80
17	H273	8,5	14	—	15	8	10	23	85	11	140	11	1,1	<30	850	370	78
18	T96	19	18	43	12	14	13	52	180	20	80	15	1,6	<30	520	1700	35
19	T95	13	24	43	10	15	12	70	130	17	75	10,5	1,5	<30	520	1500	47
20	T77	22	15	52	14	11	8	55	100	13	100	10	1,4	<30	800	1600	68
21	T5A	17	11	—	11	12	6	29	65	9	115	32	4,6	<30	1100	900	74
22	T9	20	28	85	13	6	6	5	60	7	150	9	1,0	<30	1050	720	70
23	T33	25	20	40	15	18	11	55	130	14	125	11,5	1,0	32	950	2200	57
24	T101	15	4	62	16	5	6	4,5	62	7,5	130	11	1,4	54	1700	1150	81
25	T16	12	8	48	12	3,5	3	7,5	90	8,5	120	6,5	0,8	38	1150	630	94
26	T17	24	3,5	40	13,5	3,5	3,5	5	30	3,5	130	8	1,0	32	1500	1100	112
27	T70	11	13	46	12	7	8	15	25	11	75	16	2,1	38	900	760	62
28	T125	22	8	44	11	14	6	27	28	3,5	80	6	0,6	<30	400	2000	54
29	T124	15	5	30	12	12	7	47	70	7,5	135	11	1,0	46	1300	19000	78
30	T45	21	7,5	<30	13	11	5,5	47	46	5	140	7,5	0,8	42	1800	1350	95
31	T28P	26	30	—	17	32	4	28	36	4	125	10	0,6	<30	1450	1100	76
32	VI-2	29	9	—	19,5	33	6,5	36	60	7,5	125	10	1,4	65	2300	1500	—
33	T30	22	8	32	14	7	4	11	36	4,5	160	7,5	0,8	36	1500	800	100
34	T67	24	6	30	15	6	3	11	24	2	150	5,5	0,7	<30	1600	1200	101
35	T44	28	8	37	13	7,5	3	14	32	4	100	7	1,0	42	1400	2800	104
36	VI-3	32	5	—	19	13,5	13	16	36	5	140	9	1,2	65	1800	1500	—



No.	Sample no.	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	-Sc	Zr	Y	Yb	La	Ba	Sr	Rb
37	T 134B	18	12	40	11	24	13	115	85	13	180	11	1.1	44	1600	2200	58
38	T 134	21	7.5	58	9	20	11	120	90	12	150	10	1.0	46	1400	2100	55
39	T 135	11	11	42	12	32	17	170	160	16	230	15	1.1	60	1350	2100	49
40	T 144	17	11	43	13	31	15	155	145	14	320	17	1.2	130	2800	3100	60
41	T 146	15	7	48	10	28	15	125	150	14	320	17	1.1	150	3000	3100	58
42	T 140	4.5	6.5	46	5.5	6	6	15	57	8.5	105	10	1.0	36	670	850	80

Sample location the same as in Table 1.

TABLE 3

No.	Sample *	Sign on diagrams	I.a	Ge	Pr	Nd	Sm	Fu	Gd	Tb	Dy	Yb	Lu
1	H221	I ₃	17	23			3.6	1.10		0.6		1.7	0.20
2	H339	I ₃ I ₃	16	22			3.1	1.13				1.8	0.29
3	H270	C ₃	15	30			2.9	1.45		0.79		1.4	
4	C-3	C ₄	24	36			3.6	1.30		0.81		1.8	0.20
5	T95						3.9	1.50		0.53		1.5	0.34
6	T77	P ₁	17	15			3.9	1.40				1.4	0.46
7	T17	P ₃ P ₆	27 30	30 66			2.8	1.01				1.0	0.25
8	AM45	A ₆	32	62			2.5	1.20		0.63		1.2	0.22
9	AM62	A ₆	20	59			2.5	1.10		0.76		1.0	
10	AM34	A ₆	19	56			2.1	1.12		0.61		1.1	0.25
11	T36	A ₆	21	51			2.7	1.35		0.67		0.8	
12	T40	B ₃	28	49			2.9	1.60				1.1	0.25
13	T135	B ₂	37	52	200	157	99	4.9	1.50	0.56		1.1	
14	T144 **	B ₅	94				10.7	2.90	16.7	0.82	2.2	1.1	0.16

* Sample location: AM45, AM62 — Haronul Marc Hill; AM34 — Ciomadul Mic Hill; the other samples as in Table 1.

** Analysts: M. Sălăgean; A. Pantelica (IFIN Bucureşti).



Institutul Geologic al României

magmatic chambers ; (3) assimilation (less significant) during the magma cessation in intermediary magmatic chambers ³.

2. Geological Setting

The South Harghita Mts represent the southernmost part of the Călimani-Gurghiu-Harghita Neogene eruptive chain. They consist of a series of NW—SE trending volcanic structures whose products are characterized by a wide petrographic and geochemical variation. These volcanic structures cover a 40 km long area between the localities of Miercurea-Ciuc (to the north) and Malnaș (to the south). Their basement is composed of folded formations belonging to the East Carpathians Internal Units (Crystalline-Mesozoic Zone and Internal Flysch).

The magmatic activity developed within two main stages to which two structural compartments correspond (Rădulescu et al., 1964) : (1) the lower volcanic compartment (volcano-sedimentary), widespread on the western border of the South Harghita Mts, where it occupies a great part of the Baraolt Basin, and less extended on the eastern border of the South Harghita Mts, up to the Mitaci Brook ; (2) the upper compartment, characterized in volcanological respect by several volcanic structures with partially superposed (from N to S) products : Luci, Fagul (Lazu), Cucu, Pilișca, Ciomadul, as well as by several isolated, small volcanic apparatus (Balvanyos, Puturosul, Dealul Mare, Murgul Mare) or eruptive bodies (Murgul Mic, Luget), situated in the southernmost part (Moțoi et al., 1975 ; Rădulescu et al., 1984) (Fig. 1).

The radiogenic age data indicate a gradual "rejuvenation" of the volcanic activity from N to S in the interval between 3.7 and 1.45 MA (Rădulescu, 1973 ; Peltz et al., 1985).

3. Geochemical Data

42 spectral analyses for Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Cr, Co, V, Sc, Zr, Y, Yb, La, Ba, Sr, Rb (Tab. 1,2) and 14 analyses for REE (Tab. 3) were effectuated.

The analysed samples, collected only from the upper compartment, were selected from a larger group of samples, being considered the most representative ones. The main criterion of selection was the chemical one correlated with the petrographic diagnosis. One could observe that among the petrotypes separated on the basis of the content of phenocrysts there is a gradual increase of the Rb, Sr, Zr, Th and U values concomitantly with the predominance of hornblende and biotite over pyroxene (Seghedi et al., 1986). Table 1 shows the change of the quantitative ratios of the main phenocrysts from pyroxene-bearing types to hornblende-bearing and biotite-bearing types. The different petrographic features of the shoshonites and banakites from Murgul Mic and Luget bodies



characterized by the presence of olivine, clino- and orthopyroxene beside magmatically corroded quartz, biotite and hornblende are pointed out. Plagioclase often shows a more basic rim (Szöke, 1963).

A mixed criterion was used for the plotting of the chemical data on diagrams taking into account, on the one hand, the appurtenance to volcanic structures and, on the other hand, the rock diagnosis according to Peccerillo, Taylor petrochemical classification (1976) (Tab. 1). In case of several analyses of the same petrographic type the average value was plotted.

Figure 2 presents Ba variation versus Rb, considered as an indicator of the degree of magmatic differentiation (Robin, 1982). It is obvious the

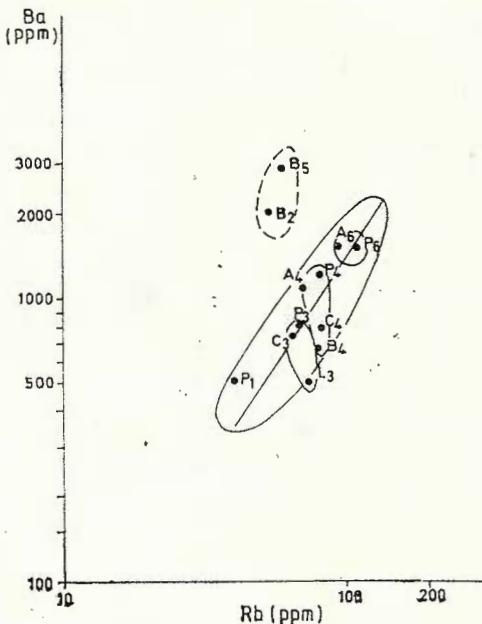


Fig. 2 — Ba(ppm) vs. Rb (ppm) diagram. Symbols as in Table 1.

tendency of a good positive correlation closely connected with separate petrochemical types. Shoshonites and banakites fall in a different area due to the relatively reduced values of Rb (50 — 60 ppm) and high values of Ba (1400 — 3000 ppm).

Sr shows a clear general tendency of increase from N to S along the volcanic chain, with maximum values for shoshonites and banakites (2100 — 3100 ppm). The Murgul Mare andesite in the Bixad-Malnaş area displays more reduced values of Sr as compared with the other andesites (Fig. 3). The sudden increase of the values from the Cucu volcanic structure (300 — 500 ppm) to the Pilişca structure (1000 — 1500 ppm) is quite obvious.

The same general tendency of increase is observed in case of Pb (Fig. 4). Shoshonites and banakites are also exceptions because of their lower values similar to those of the basaltic andesites and of the high-K

andesites from the Pilișca and Ciomadul structures. The Murgul Mare andesites occupy a special place due to their lowest values of Pb (4.5 ppm).

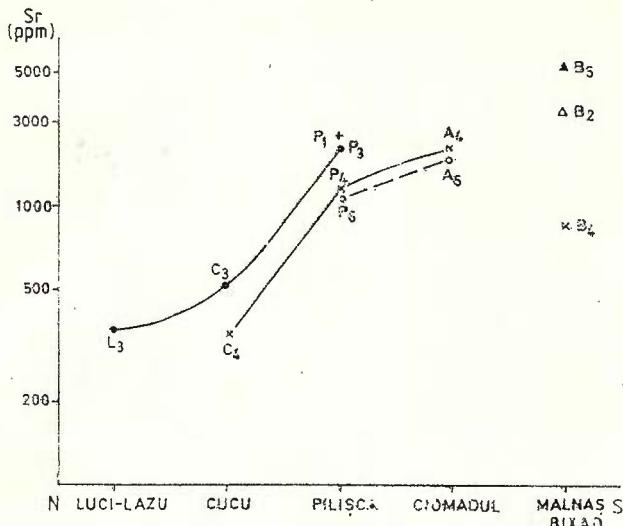


Fig. 3 — Variation of the Sr content along the volcanic structures. Symbols as in Table 1.

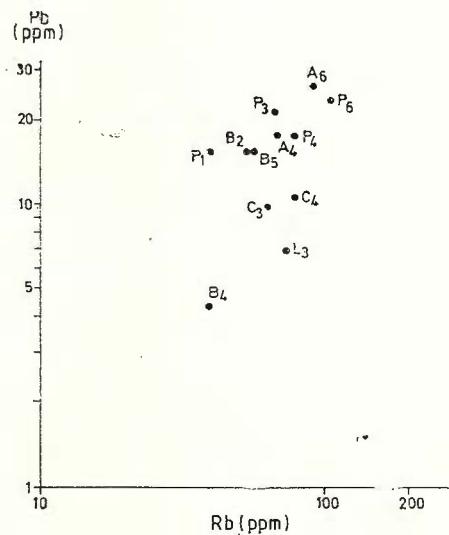


Fig. 4 — Pb (ppm) vs. Rb (ppm) diagram. Symbols as in Table 1.

The values of the transition ("compatible") trace elements Cr and Ni, versus Rb, can give information on the main processes by which the primary magmas developed (Gill, 1981; Robin, 1982). There is a negative correlation tendency both of Ni and of Cr versus Rb (Fig. 5). The small variation intervals of Ni (5–15 ppm) and Cr (20–30 ppm) are obviously in correlation with the petrochemical types. On both diagrams shoshonites and banakites have a special position due to the highest Ni (20–30 ppm) and Cr (120–170 ppm) values. On the other hand, Co, Sc and V

include the shoshonites and banakites into the same tendency of negative correlation versus Rb (Fig. 6).

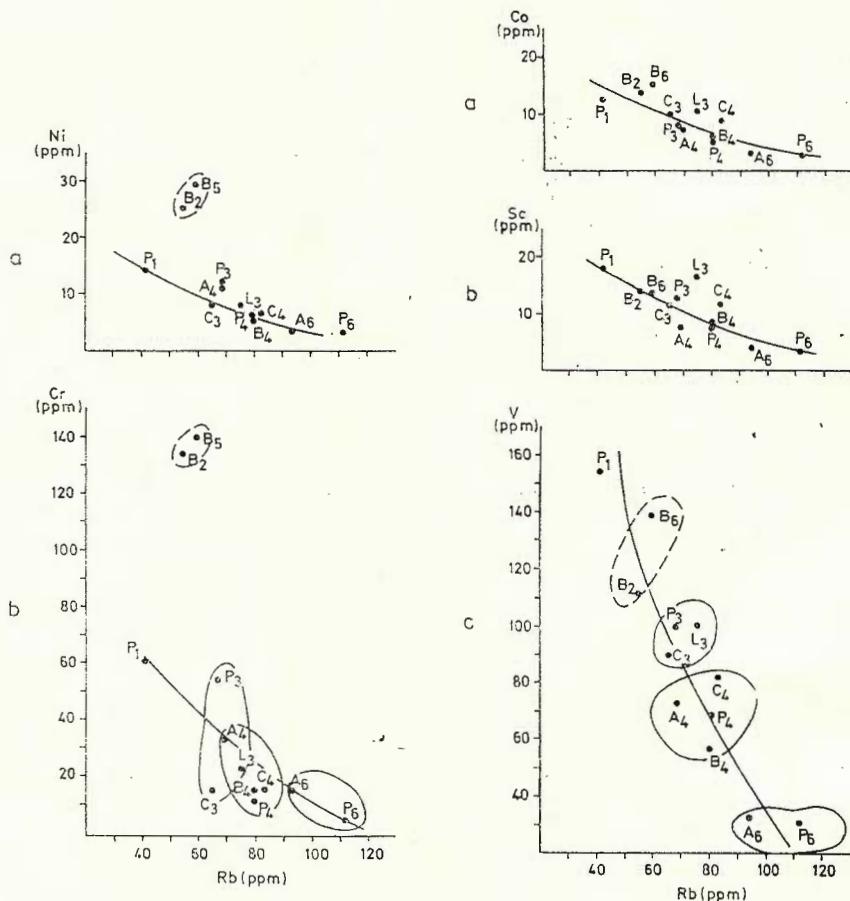


Fig. 5 (a, b) — Ni, Cr (ppm) vs. Rb (ppm) diagrams. Symbols as in Table 1.

Fig. 6 — (a, b, c) — Co, Sc, V (ppm) vs. Rb (ppm) diagrams. Symbols as in Table 1.

Figure 7 shows the chondrite-normalized REE distribution in volcanics. The continuous change of the REE distribution depends both on the volcanic structure and on the petrochemical type.

The andesites belonging to Fagul and Cucu structures display a poor fractionation of both heavy and light REE. The andesites of the Cucu volcanic structure have a higher total content; one of the sample shows a slight Eu positive anomaly. The basaltic andesite and the high-K andesite and dacite of the Pilișca structure are differentiated by the different content of Ce, the higher the more acid the rocks are. The dacites of the Ciomadul structure have a similar behaviour as the Pilișca dacites.

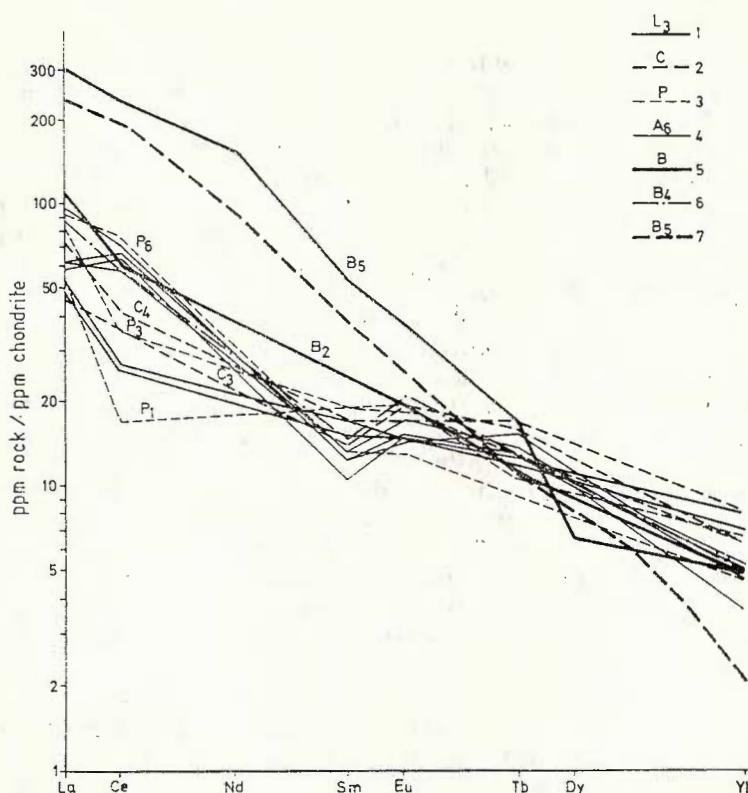


Fig. 7 — Diagram of REE distribution normalized at chondrites. For 1, 2, 3, 4, 5, 6 see Tables 3; 7, Sample R-107 (Peccerillo, Taylor, 1976 b).

tes. All the analysed samples indicate a similar distribution; unlike other rock types they show a positive Eu anomaly. The REE distribution trend in the Murgul Mare high-K andesite is similar with that of the Ciomadul high-K dacites. Shoshonites and banakites have a similar distribution, pointing to the obvious fractionation both of the light REE and heavy ones. Banakites have a higher total content in REE than shoshonites; together they differ from the other rocks by the maximum values of La, Ce and Sm.

The calc-alkaline association is characterized by the increase of the La and Ce values and the decrease of the Sm and Yb content concomitantly with the increase of the rock acidity.

At the same time we plotted the banakite sample from Murgul Mic Hill, previously analysed by Peccerillo and Taylor (1976 b). Our data are in agreement with those of Peccerillo and Taylor, confirming the accuracy of the analyses effectuated in our laboratories.

4. Discussion

Within the calc-alkaline rock associations the variation of the "compatible" trace elements versus Rb points out the relative significance of the partial melting processes and of differentiation by fractional crystallization in the outlining of the trace elements distribution in these rocks (Gill, 1981; Robin, 1982). Thus, if the processes of partial melting prevailed, the wide variation of Rb corresponds to a small variation interval of the Ni, Cr, Co, etc. values. A wide variation of Ni, Cr, Co, etc. versus a relatively constant Rb value indicates the significant part played by the fractional crystallization in the magmatic differentiation process. The Ni, Cr/Rb diagrams (Fig. 5) for the South Harghita Mts point out the partial melting as the main process responsible for the trace elements distribution in volcanics.

The REE distribution normalized at chondrites indicates that the fractional crystallization processes did not play an important part in the formation of the South Harghita volcanic suite, their geochemical characters being related to the different degree of partial melting of the primary magma source, the only process which can generate significant differences of the total REE contents (Hanson, 1980), in our case a gradual enrichment from N to S. The absence of the Eu negative anomaly or even of a slight positive Eu anomaly indicates high pressure conditions in which the partial melting and, possibly, the fractional crystallization took place.

The REE distribution in volcanics makes possible some estimations as regards the degree in which the main component minerals of the magmatic rocks are involved in the processes of partial melting or of fractional crystallization (Hanson, 1980). Thus, the increasing fractionation of the heavy and light REE along the volcanic arc simultaneously with the mentioned petrographical and geochemical changes indicates the participation of garnet and, subordinately, of clinopyroxene and of hornblende. The significant role played by garnet in the HREE fractionation culminates in shoshonites and banakites, as previously pointed out by Peccerillo and Taylor (1976 b). The presence of garnet, as a residual phase, in the genesis of the primary magma, under conditions of a gradual decrease of the degree of partial melting, correlated with relatively low values of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.7049 — 0.7062) (Peltz et al., this volume), clearly indicates — at least for the calc-alkaline association — the derivation of the magmas in the upper mantle above the subduction plane, at progressively greater depths.

The experimental petrology data concerning the genesis of the calc-alkaline magmas, in which the fusion of the upper mantle is implicated, brings evidence for the models proposed by Nicholls and Ringwood (1973) and Ringwood (1974). According to these models the suite of rocks derived from the fusion of the upper mantle has as main source the garnet-bearing Iherzolites, representing its main petrologic component. According to Ringwood (1974), the dehydration of talc, serpentine, brucite and even of micas from the composition of the subducted lithosphere took place at 100—200 km deep in the subduction zone, under



high temperature and pressure conditions. Due to the increase of the fusibility by the enrichment in volatiles there takes place the partial melting of the rocks from the suprajacent upper mantle; it generates the magmatic liquids, which leave a residual phase with garnets, pyroxenes \pm amphiboles. The resulted magmas reach the surface and form calc-alkaline rock suites. This model can explain satisfactorily the genesis of the calc-alkaline rock association in the South Harghita Mts.

Due to their particular petrographic and geochemical characters the shoshonitic rocks (shoshonites and banakites) occupy a special position within the South Harghita volcanics, which suggests their different genesis.

In geochemical respect, the shoshonitic rocks display a "duplicative" character. On the one hand, the high alkalinity, the contents of Co, Sc, V, Sr, Ba, La, Ce assign them to the general geochemical trend of the calc-alkaline suite. On the other hand, they are an exception to this trend due to the decrease of acidity, and of the Rb and Pb contents and the increase of the Ni, Cr and Sm values.

From the petrographic viewpoint, the shoshonitic rocks possess particular features given by the presence of magmatically corroded quartz, biotite and hornblende (xenocrysts), beside unaffected olivine, clinopyroxene and orthopyroxene. The plagioclase phenocrysts (An_{35-40}) show more basic rims (An_{60-65} ; Szőke, 1963).

Furthermore, one can also mention the petrographic and geochemical differences between the shoshonitic rocks from Murgul Mic and Luget bodies as well as the petrographic unhomogeneities within each of them.

The highest values of Sr, La, Ce and Ba indicate the presence of the partial melting process in the genesis of the shoshonitic rocks. In comparison with the calc-alkaline rocks they were formed by the lowest degree of partial melting. On the other hand, the mentioned petrographic and geochemical features do not correspond, at first sight, with their generation only by the lowest degree of partial melting of the same source as that of the calc-alkaline rocks. Therefore, the implication of another petrogenetic process must be admitted. If the chemical and isotopic data do not confirm the significant participation of the fractional crystallization and of the contamination with crustal material and taking into account the mentioned petrographical and chemical particularities, the intervention of magma-mixing processes represents the petrogenetic solution for these rocks. These data are compatible with magma-mixing petrogenetic models (Anderson, 1976; Eichelberger, 1978). Therefore, one can presume that the shoshonitic association was derived from the same source that generated the primary calc-alkaline suite, by the lowest degree of partial melting; this magma was then mixed, in different degrees for the two bodies, with a new-generated basic magma, derived from the same source (the upper mantle).

In comparison with the existent petrogenetic interpretations, according to which the South Harghita shoshonitic rocks come from a primary magma different from the calc-alkaline one (Peccerillo, Taylor, 1976 b; Peltz et al., 1984; Seghedi et al., 1986), this hypothesis achieves a better concordance between the petrographic and geochemical data.



The general petrographical and petrochemical characteristics of the South Harghita volcanic area are determined, in geotectonic respect, by its special position of "closing" and ceasing of the volcanic activity of a volcanic chain in connection with the thermic and density equilibrations between the "remains" of the subducted lithosphere and the surrounding mantle (Ringwood, 1975, in Green, 1980).

5. Conclusions

The geochemical features of the studied rocks confirm, to a large extent, the mentioned geochemical model (Seghedi et al., 1986). It is established the fact that the magma which generated the shoshonitic rocks differs from that which generated the calc-alkaline association, but not in the sense of a "primary" shoshonitic magma. They were derived from the same source which, however, underwent a much more reduced partial melting (5–10%) and was later mixed with a new-formed basic magma, originating in the upper mantle. This interpretation is based both on geochemical and petrographical data.

The succession of calc-alkaline and shoshonitic rocks, corresponding to a degree of partial melting of the source, gradually lower from N to S, proves a linear-type "migration" along the arc-trench system similar to the volcanic arcs from the Lesser Antilles, Papua and New Guinea (Arculus, Johnson, 1978).

On the basis of the REE distribution one inferred that the minerals which participated in their fractioning were: garnet, clino- and orthopyroxenes and, possibly, hornblende. These minerals remain in the residual phase in larger percentages corresponding to the decrease of the partial melting degree. The positive Eu anomalies point to the separation of the above-mentioned minerals at high pressure, that is under great depth conditions of the magma generation.

In case of both associations there also results the minor implication of the differentiation by fractional crystallization processes in intermediary magmatic chambers.

The values of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.7049–0.7062; Peltz et al., this volume) indicate the upper mantle as source of the primary magmas and confirm the unsignificant implication of the assimilation processes.

Considering the significant participation of the partial melting process and the unsignificant one of the fractional crystallization and assimilation in establishing the geochemical features of the volcanics, there results that the magma did not remain a long time in intermediary magmatic chambers and it did not undergo significant chemical changes during its rising through the continental lithosphere (30–35 km).

³ Recently $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data confirm the insignificant participation of the assimilation processes in the configuration of the magma composition (Peltz et al., this volume).

REFERENCES

- Anderson A. T. (1976) Magma mixing : petrological process and volcanological tool. *Journ. of Volc. and Geoth. Res.*, 1, p. 3–33, Amsterdam.
- Arculus R. J., Johnson R. W. (1978) Criticism of generalized models for the magmatic evolution of arc-trench system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, p. 118–128, Amsterdam.
- Dupuy C., Dostal J., Vernières J. (1977) Genesis of volcanic rocks related to subduction zones ; geochemical point of view. *Bull. Soc. géol. France* (7), XIX, 6, p. 1233–1243, Paris.
- Eichelberger J. C. (1978) Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275/7, p. 21–27.
- Gill J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. 398 p., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- Green T. H. (1980) Island arc and continent building magmatism — a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, p. 367–385, Amsterdam.
- Hanson G. N. (1980) Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous system. *Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci.*, 8, p. 371–407, Palo Alto.
- Moțoi G., Szakács Al., Setel A., Vrășmaș N., Setel M. (1976) Report, the archives of I.P.G.G. Bucharest.
- Nicholls I. A., Ringwood A. E. (1973) Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica saturated magmas in the island arc environment. *J. Geol.*, 81, p. 285–300.
- Peccerillo A., Taylor S. R. (1976 a) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63–83, Heidelberg.
- Taylor S. R. (1976 b) Rare earth elements in East Carpathians volcanic rocks. *Earth Planct. Sci. Lett.*, 32, p. 121–126, Amsterdam.
- Peltz S., Grabari G., Stoian M., Tănăsescu A. (1984) REE, Rb, Sr and K distribution in volcanic rocks from the East Carpathians (Călimani–Harghita and Perșani Mts.). Petrogenetic significance. Magmatism of the molasse-forming epoch and its relation to endogenous mineralization. *Geol. Ustav Dionysa Stura*, p. 47–58, Bratislava.
- Văjdea E., Balogh K., Pécskay Z. (1985) Contributions to the chronological study of the Neogene volcanic processes in the Călimani and Harghita Mountains. In: *Abstracts of VIII-th RCMNS Congress*, Budapest.
- Seghedi I., Grabari G., Popescu G. (1987) Strontium isotope composition in volcanic rocks from Călimani, Harghita and Perșani Mts. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/1, București.
- Rădulescu D., Vasilescu A., Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Stat. Geol.*, 33, București.
- (1973) Contribuții asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani, Gurghiu și Harghita. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4, București.
- Peltz S., Stanciu C., Seghedi I., Szakács Al., Ionescu F. (1984) Report, the archives of the I.G.G. Bucharest.
- Ringwood A. E. (1974) Petrological evolution of island arc system. *J. Geol. Soc. London*, 130, p. 183–204.
- Robin C. (1982) Relation volcanologie-magmatologie-géodinamique : application au passage entre volcanismes alcalin et andesitique dans le sud Mexicain. *An. Sci. de L'Univ. de Clermont Ferrand*, 70, 31, 503 p.
- Seghedi I., Grabari G., Iancu R., Tănăsescu A., Văjdea E. (1986) Rb, Sr, Zr, Th, U, K in the Neogene volcanics from the South Harghita Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/1 (1983–1984), p. 453–473, București.



Szakács Al., Seghedi I. (1986) Chemical diagnosis nature of the volcanics in the southeaste-nmost part of the Harghita Mountains — Proposal for a new nomenclature. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr.*, sér. *Géol.*, 30, p. 41—48, Bucureşti.

Szöke A. (1963) Studiul petrografic asupra rocilor andezitice din Valea Oltului între Tuşnad și Malnaș. *Acad. RPR, Stud. cerc. geol.*, VIII/2, Bucureşti.

GEOCHIMIA ELEMENTELOR MINORE ÎN VULCANITELE MUNTILOR HARGHITA DE SUD (CARPATII ORIENTALI): ASOCIAȚIILE CALCOALCALINĂ ȘI SHOSHONITICĂ

(Rezumat)

1. Introducere

Lucrarea de față aduce completări fondului de date geochemice existente, cu noi determinări de elemente minore efectuate pe 42 probe, și de pământuri rare, pe 14 probe, în intenția de a completa și de a nuanța modelul petrogenetic enunțat într-o lucrare anterioară (Seghedi et al., 1986).

2. Cadrul geologic

Activitatea magmatică a avut loc în cadrul a două etape principale, cărora le corespund două compartimente structurale (Rădulescu et al., 1964): (1) compartimentul inferior (vulcano-sedimentar), larg extins în Harghita de Sud pe rama vestică și mai puțin pe cea estică, și (2) compartimentul vulcanic superior, caracterizat prin prezența unor structuri vulcanice aliniate pe direcția NE—SV, cu produse parțial suprapuse, de la nord la sud: Luci, Fagul (Lazu), Cucu, Pilișca, Ciomadul, precum și o serie de corperi eruptive mici, izolate, situate în extremitatea sudică, în zona Bixad-Malnaș (Moțoi et al., 1975; Rădulescu et al., 1984).

3. Date geochemice

Au fost executate un număr de 42 analize spectrale pentru Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Cr, Co, V, Sc, Zr, Y, Yb, La, Ba, Sr, Rb, și 14 analize de pământuri rare (tab. 1, 2, 3).

Elementele minore cele mai reprezentative pentru interpretări petrogenetice au fost proiectate într-o serie de diagrame, în raport cu Rb, considerat ca bun indicator al gradului de diferențiere magmatică.

Ba prezintă o tendință de corelare pozitivă în cadrul rocilor calcoalcaline, față de care rocile shoshonitice contrastează prin conținuturi mult ridicate de Ba la valori reduse ale Rb (fig. 2).

Sr prezintă o clară tendință de creștere de-a lungul Harghitei de Sud, cu valori maxime pentru rocile shoshonitice (fig. 3). Aceeași tendință generală de creștere o prezintă și Pb, cu excepția rocilor shoshonitice, cu valori mai scăzute (fig. 4).



Ni și Cr au tendință de corelare negativă cu Rb, variind în cadrul unor intervale reduse, iar rocile shoshonitice distingându-se prin valorile cele mai ridicate de Ni (fig. 5). În privința conținutului în Co, Sc și V, rocile shoshonitice se conformează tendinței generale de corelație negativă față de Rb (fig. 6).

Distribuția pământurilor rare, normalize la chondrite, (fig. 7) indică variații în funcție de apartenența la structurile vulcanice și în funcție de tipurile petrografice ale rocilor analizate. Conținutul total în pământuri rare crește de la nord la sud. Rocile shoshonitice se deosebesc de asociația de roci calcoalcaline prin valorile cele mai ridicate în La și Sm.

4. Discuția și interpretarea datelor

Conform modului de variație a elementelor minore „compatibile”, față de Rb, care indică importanța relativă a proceselor de topire parțială și cristalizare fracționată în diferențierea magmatică a rocilor calcoalcaline (Gill, 1981; Robin, 1982), se constată faptul că procesele de topire parțială au jucat rolul preponderent în imprimarea caracterelor geochimice observate ale vulcanitelor din munții Harghita de Sud (fig. 5, 6).

Distribuția pământurilor rare indică rolul preponderent al granatului și al piroxenilor (Hanson, 1980) în fracționarea progresivă observată a pământurilor rare, rezultate în urma procesului de topire parțială, cu grad tot mai redus de la nord la sud.

Trăsăturile geochimice ale suitei calcoalcaline sunt compatibile cu modelul petrogenetic al lui Nicholls și Ringwood (1973) și Ringwood (1974), conform căruia aceasta se formează prin topirea parțială a unor porțiuni din mantaua superioară de deasupra planului de subducție, îmboăgățite în volatile în urma deshidratării rocilor din componența litosferei subduse.

Pentru explicarea caracterelor geochimice diferite ale rocilor shoshonitice (fig. 2, 5, 7) este nevoie să se apeleze la ipoteza unei geneze diferite a acestora. Caracterul „duplicitar” al comportamentului geochimic al rocilor shoshonitice (pe de o parte tendința lor de a se încadra în trendul geochimic al suitei calcoalcaline – Co, Sc, V, Sr – iar pe de alta, tendința de a se deosebi de acesta – Ni, Cr, Rb, Pb) și unele particularități mineralogice (prezența cuarțului, biotitului și hornblendei corodate magmatic – xenocristale – alături de olivina, clino- și ortopiroxenul nefectate, ca și prezența unor coroane de supracreștere mai bazice – An_{60-65} pe cristalele de plagioclaz – An_{35-40}) sugerează intervenția procesului de amestec de magme (Anderson, 1976; Eichelberger, 1978). Diferențele geochimice observate între cele două corpuri de roci shoshonitice (Sr, Ba, Zr, pământuri rare), ca și neomogenitățile petrografice din interiorul acestora, întăresc această interpretare. Amestecul de magme s-a produs între magma calcoalcalină cu cel mai scăzut grad de topire parțială și o magmă bazică nou formată, provenită probabil din aceeași sursă (mantaua superioară).

în cadrul căruia se desfășoară activitatea de cercetare și de dezvoltare a resurselor geologice și hidrogeologice ale României. În cadrul Institutului Geologic al României sunt organizate și funcționate următoarele unități de cercetare:

- Laboratorul de Geologia Apelor și Hidrogeologie;
- Laboratorul de Geologia Mineralurilor și Petrografia;
- Laboratorul de Geologia Cenozoică și Paleobiologie;
- Laboratorul de Geologia Antropică și Geomorfologie;
- Laboratorul de Geologia Metalurilor și Geotermie;
- Laboratorul de Geologia Industrială și Geoteknica;
- Laboratorul de Geologia Străvechiă și Geochimie.

În cadrul Institutului Geologic al României sunt organizate și funcționate următoarele unități de dezvoltare a resurselor geologice și hidrogeologice:

- Laboratorul de Geotermală și Geotermie;
- Laboratorul de Geoteknica și Geoteknologie;
- Laboratorul de Geocronologie și Geochimie;
- Laboratorul de Geofizică și Geoteknica;
- Laboratorul de Geotermală și Geotermie.

În cadrul Institutului Geologic al României sunt organizate și funcționate următoarele unități de cercetare și de dezvoltare a resurselor geologice și hidrogeologice:

- Laboratorul de Geologia Apelor și Hidrogeologie;
- Laboratorul de Geologia Mineralurilor și Petrografia;
- Laboratorul de Geologia Cenozoică și Paleobiologie;
- Laboratorul de Geologia Antropică și Geomorfologie;
- Laboratorul de Geologia Metalurilor și Geotermie;
- Laboratorul de Geologia Industrială și Geoteknica;
- Laboratorul de Geologia Străvechiă și Geochimie.

În cadrul Institutului Geologic al României sunt organizate și funcționate următoarele unități de dezvoltare a resurselor geologice și hidrogeologice:

- Laboratorul de Geotermală și Geotermie;
- Laboratorul de Geoteknica și Geoteknologie;
- Laboratorul de Geocronologie și Geochimie;
- Laboratorul de Geofizică și Geoteknica;
- Laboratorul de Geotermală și Geotermie.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

BOOK REVIEW

WOLFHARD WIMMENAUER: *Petrography of Magmatic and Metamorphic Rocks* (*Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*). Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1985, 382 p., 297 Figures, 106 Tables.

Petrography and not petrology is the aim of this book that is stressed mainly on the descriptive part of the rock science. By this synthesis of the present state in basic petrographic knowledge the author filled a gap in the recent geological literature and the editor offers to both students and specialists a modern work that may be useful for all kinds of petrologists.

The main aspects related to the petrography of magmatic and metamorphic rocks are presented in six chapters comprising 365 pages.

1. Introduction : Elements of a general order regarding classification criteria ; mineralogical constitution ; structural and textural peculiarities ; short presentation of graphic representation and interpretation methods for quantitative elements regarding the mineralogical constitution, chemical composition, granulometry, and others.

2. Magmatic rocks : Nomenclature and systematics ; description of the main rock families (e.g. : Granites and granodiorites ; rhyolites and dacites ; pyroclastic rocks) and of some typical occurrences.

3. Metamorphic rocks : Nomenclature and quantitative classification ; structure, texture and microstructural (fabric) analyses ; description of rock groups in terms of the initial lithology (e.g. rocks derived from sandstones, arkoses, grauwacke, acid magmatites, manganese-sediments) and of the intensity and the type of metamorphism (e.g. : contact metamorphism : regional metamorphism). Cataclasites, mylonites, metamorphic differentiates, pseudotachylites, hyalomylonites and products of impact metamorphism are also described.

4. Migmatites : Petrographic characterization ; geological position ; examples of migmatite complexes.

5. Metasomatic rocks : Metasomatic exchange ; pyrometasomatites ; aplites and metasomatic pegmatites ; metasomatic granites ; scapolite metasomatites ; skarns ; feldspathic metasomatites ; Mg — metasomatites on siliceous and carbonatic rocks ; hydrothermal metasomatites.

6. Rocks from the upper part of the mantle : peridotite inclusions in basalts, in kimberlites, etc.

All informations are presented in a concise and well organized form, offering maximum of data in a short volume. For suplimentary and more detailed data a selected bibliography is suggested in each chapter. The book also may be recommended for its adequate graphic presentation : A two column text, decimal classification of headings ; index ; key words pointed out by Aldine characters — very useful for rapid information . A number of 297 text figures are carefully selected in order to stress essential elements. Some photographs are suplimented by drawings of the same microscopic image, for emphasizing structural and textural relationships.

The book may be warmly recommended to students and geologists from all fields involving magmatic and metamorphic rocks. It represents an objective source of information on a non interpretative group of data which have to be used in petrologic interpretations.

II. G. Kräutner



Institutul Geologic al României



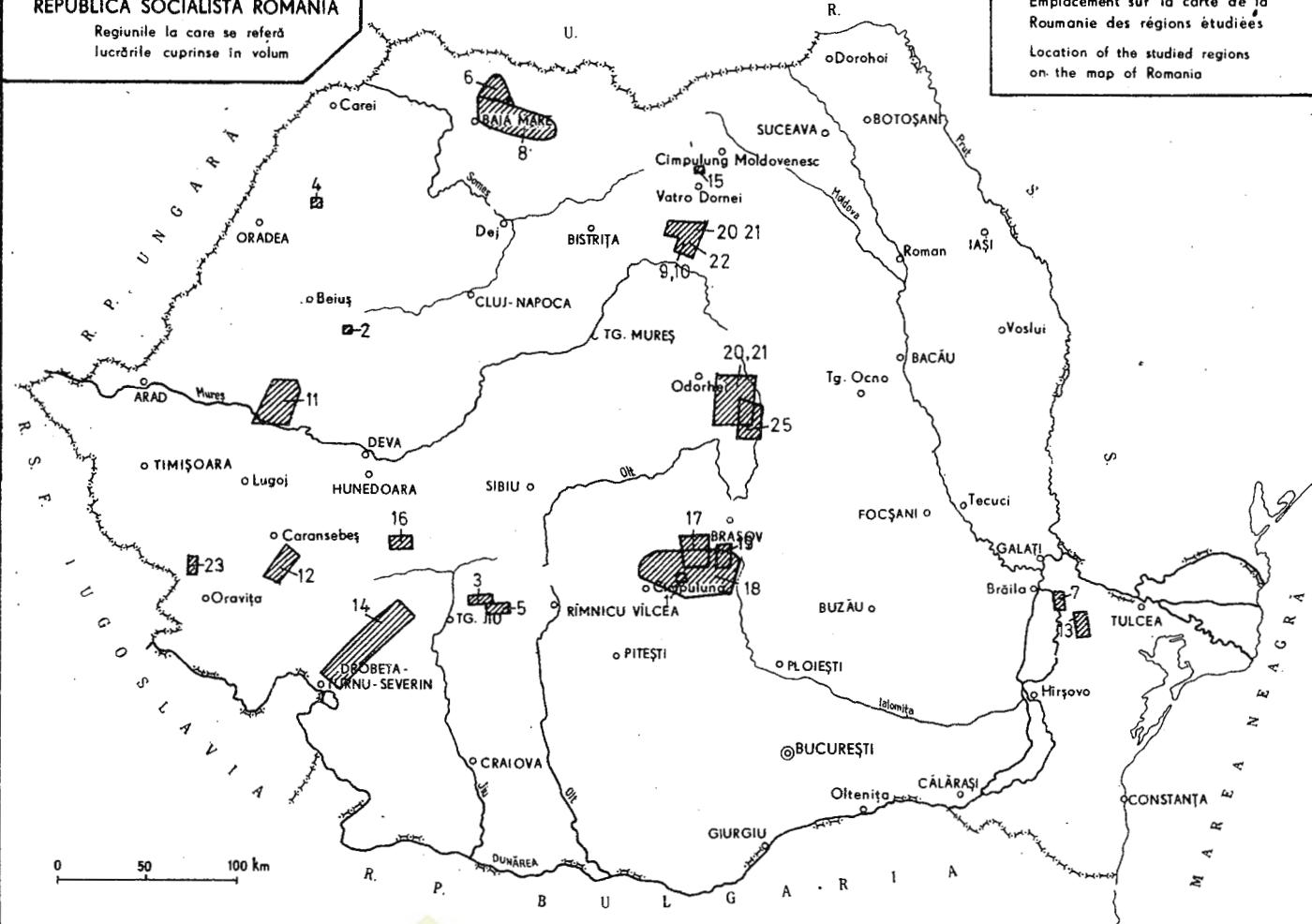
Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Regiunile la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la
Roumanie des régions étudiées

Location of the studied regions
on the map of Romania



A. CEHLAROV et al. Jarosite dans les sables glauconieux — zone Văribilău-Cimpinița.



1



2



3

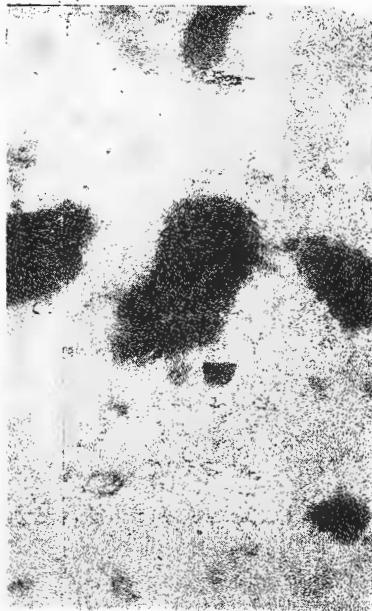


4

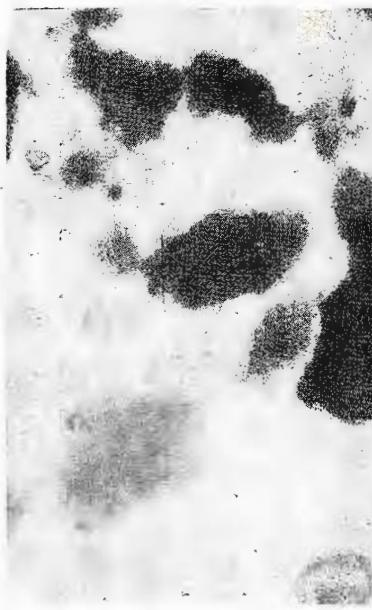
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.

A. CEHLAROV et al. Jarosite dans les sables glauconieux — zone Vărbilău-Cîmpinîța.

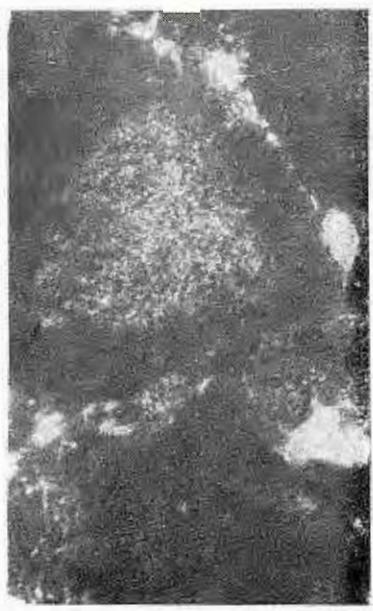
Pl. II.



1



2

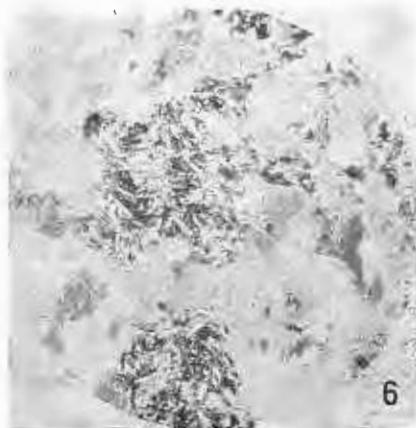
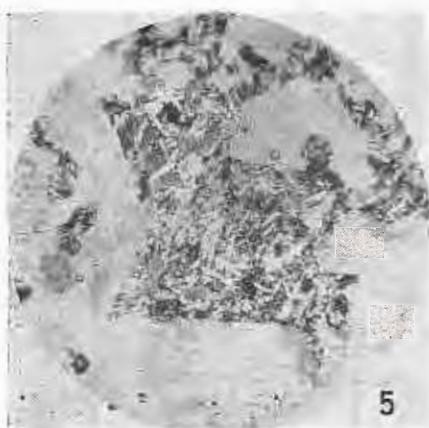
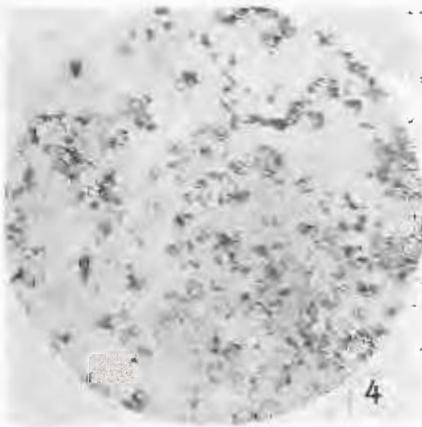
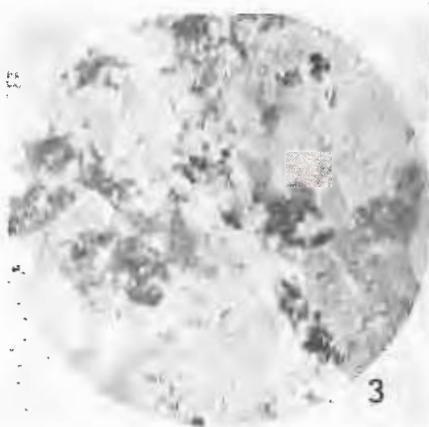
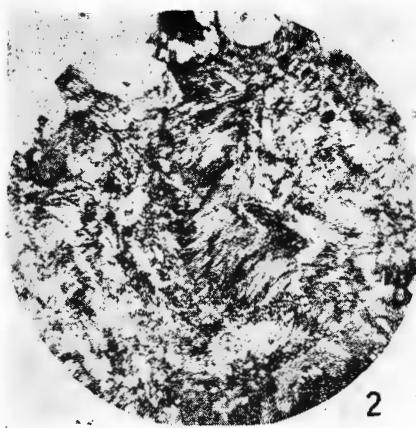


3



4

C. IONESCU. Brucite Deposit Valea Mare — Budureasa.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



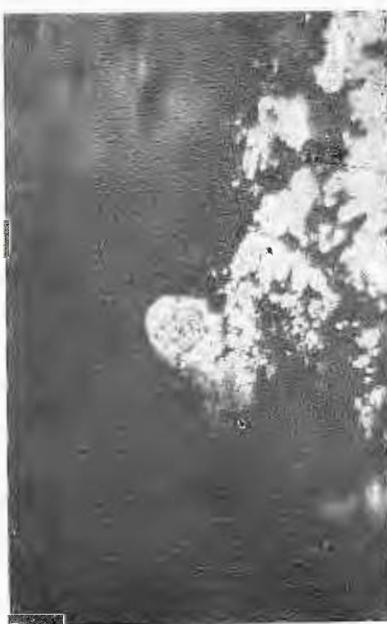
1



2



3



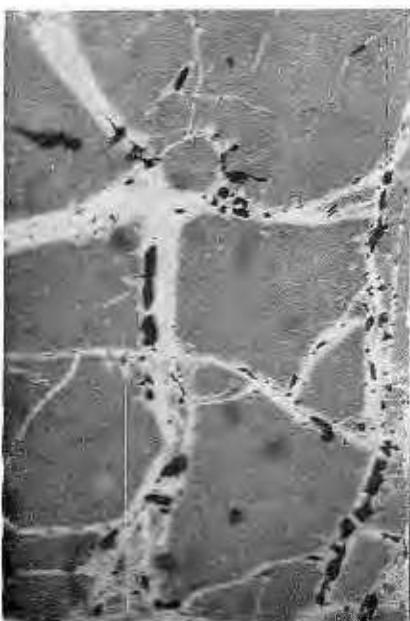
4



1



2

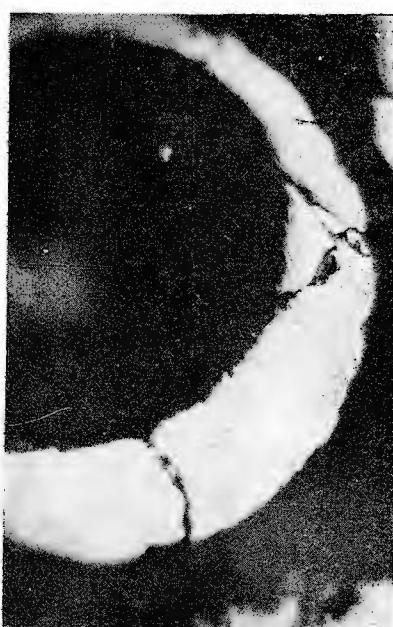


3

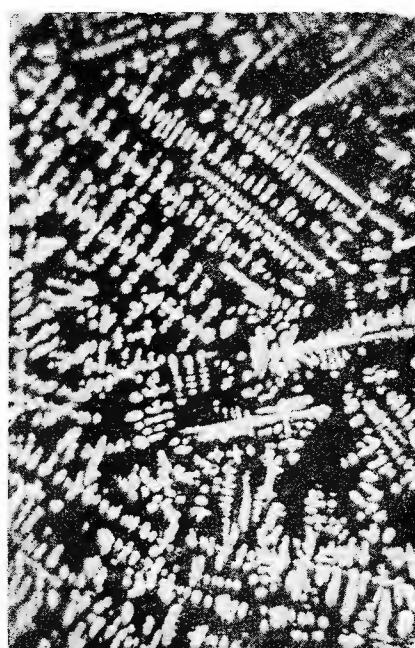


4

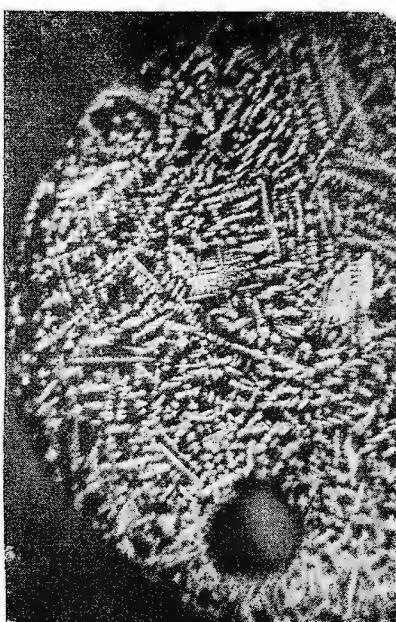
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



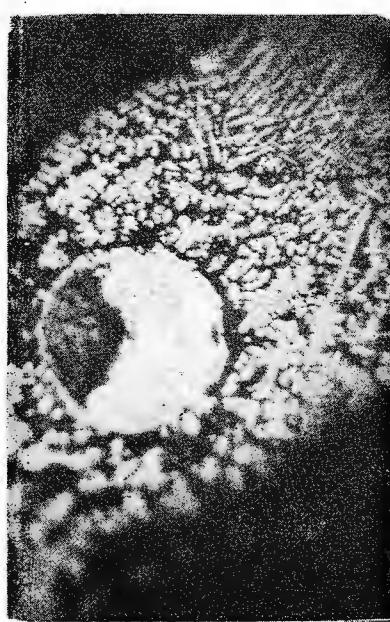
1



2



3



4

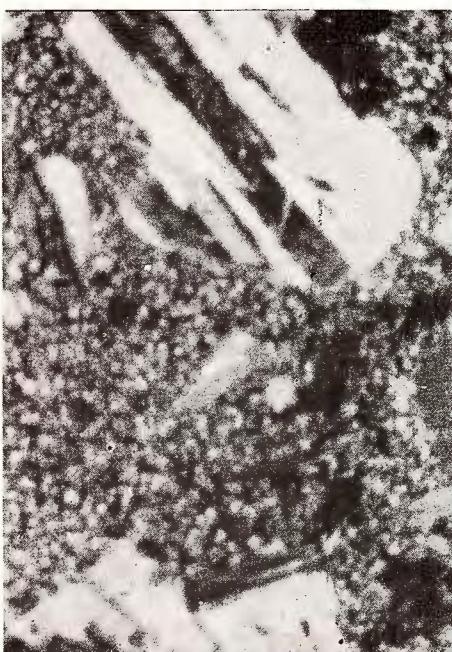
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



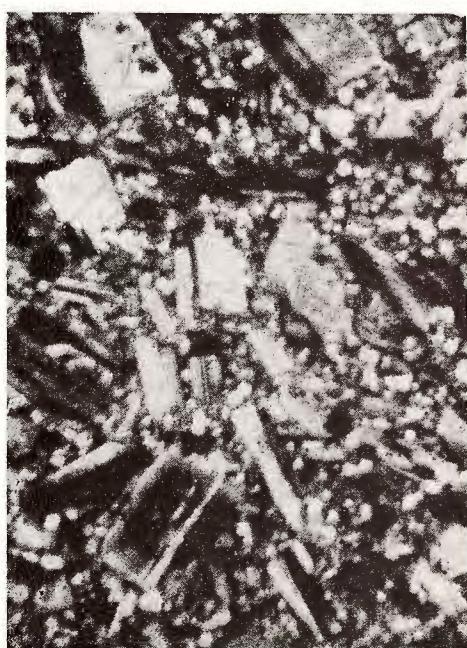
Institutul Geologic al României



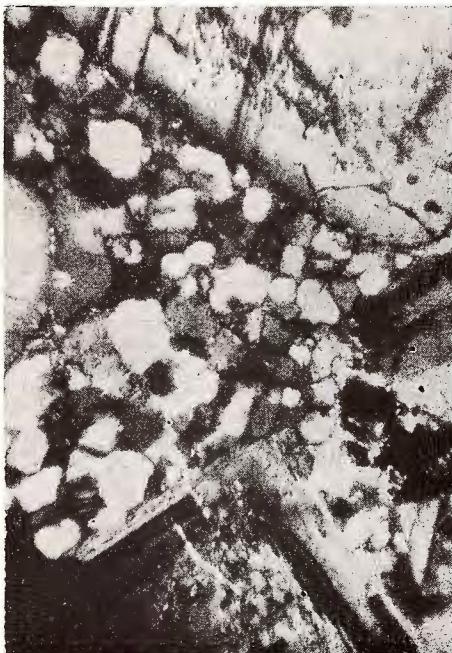
1



2



3



4

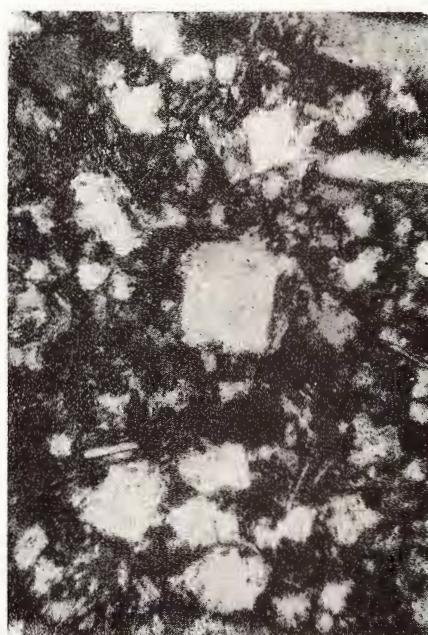
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



1



2



3

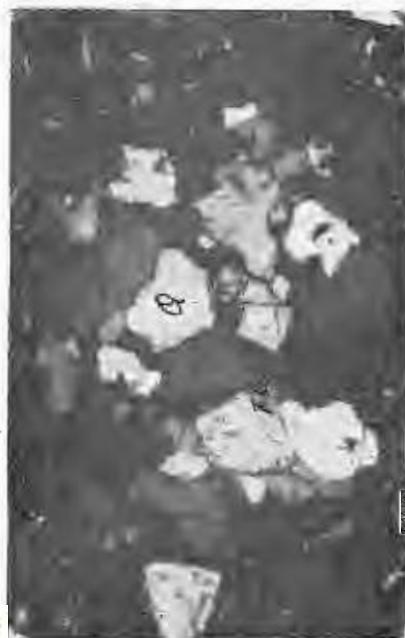


4

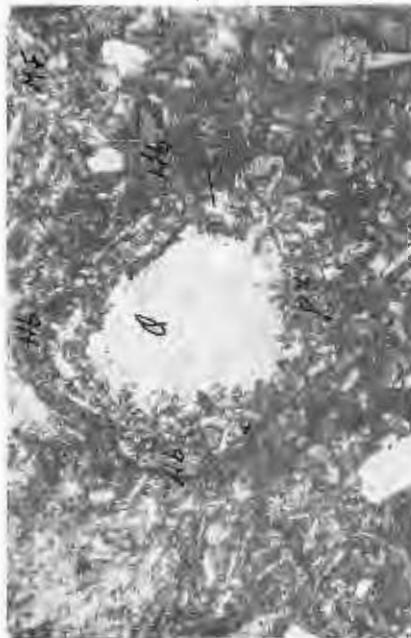
Instituțul de Geologie și Geofizică Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



1



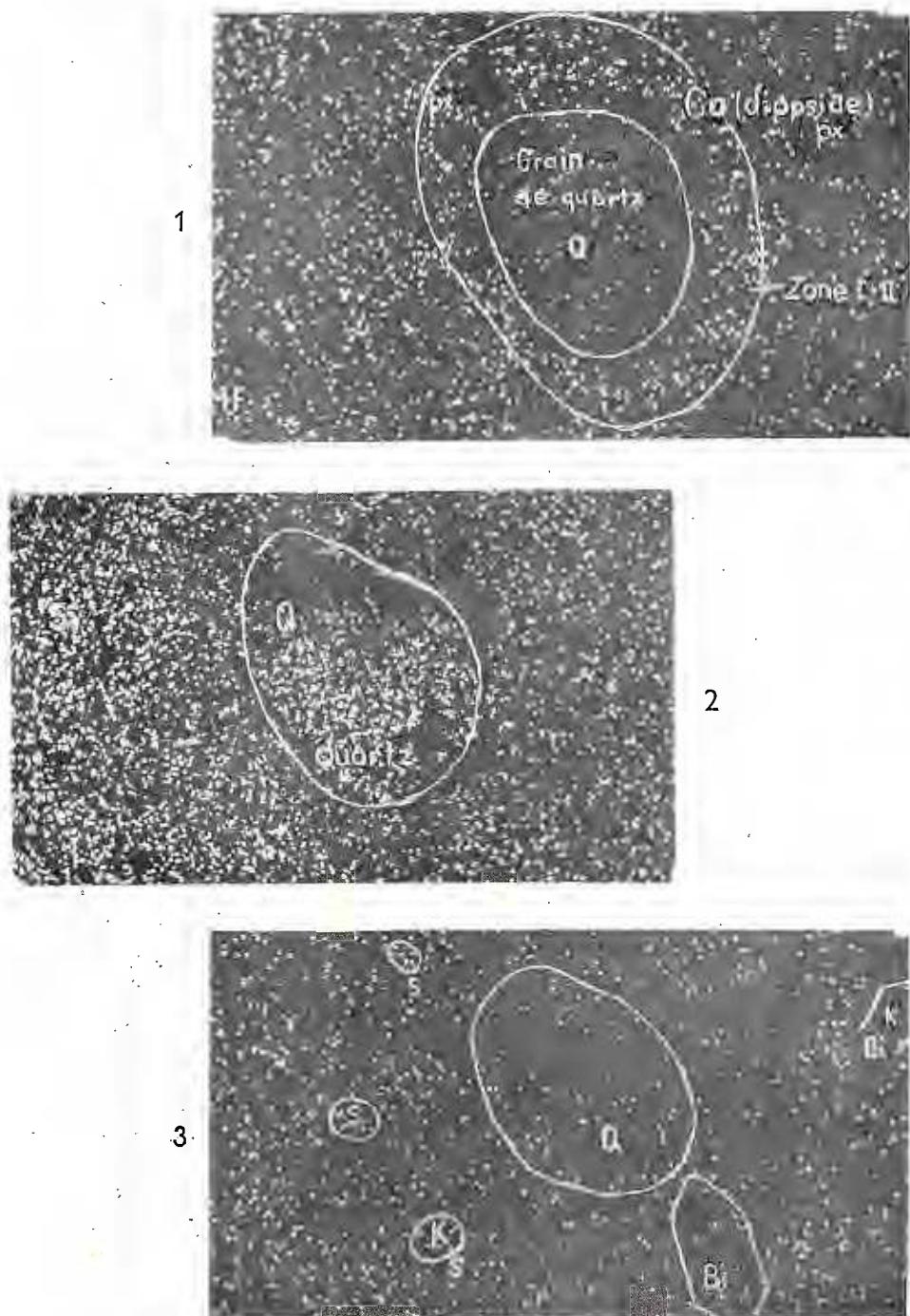
3



2



4



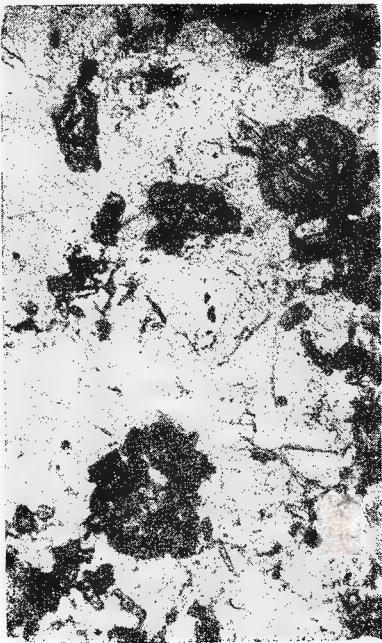
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.

E. NIȚOI. Formații eruptive din nordul munților Călimani.

Pl. III.



1



2



3



4

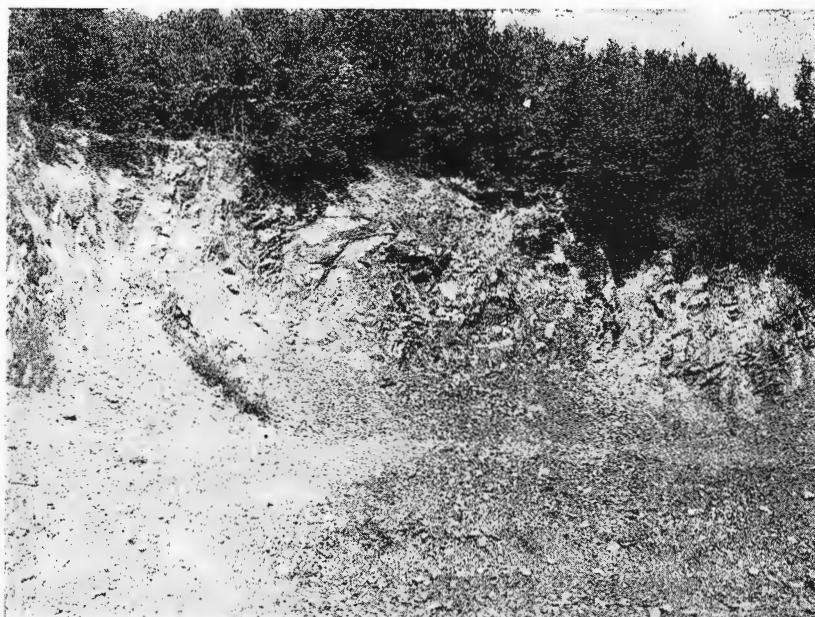
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



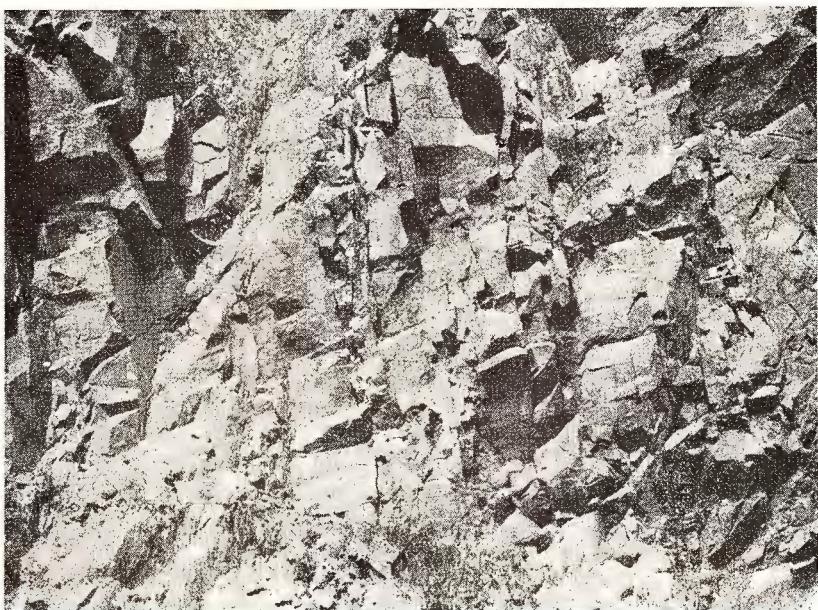
1



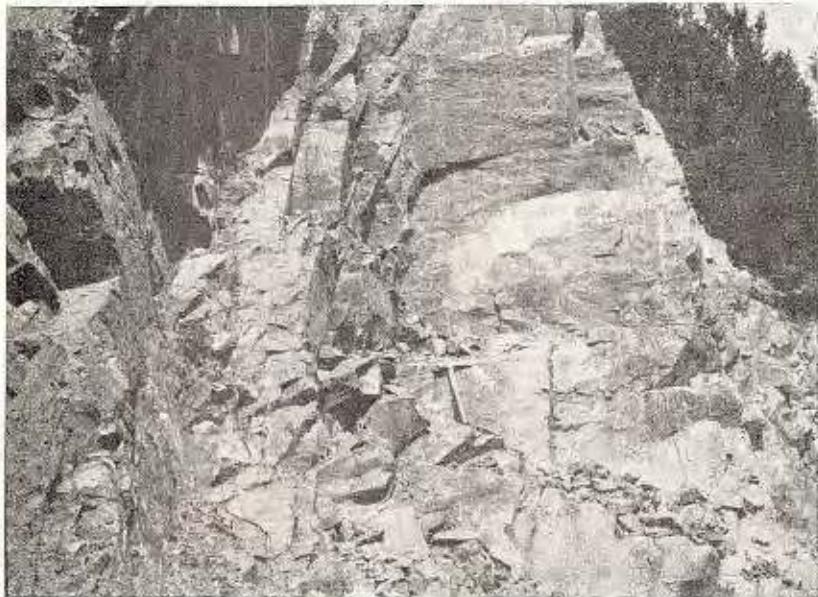
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



1



2

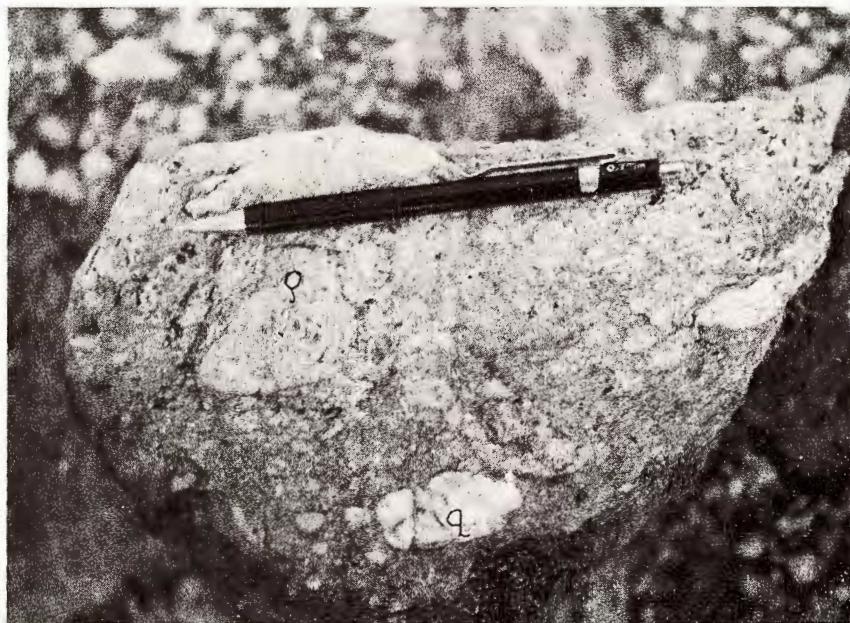
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale şedințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



1



2

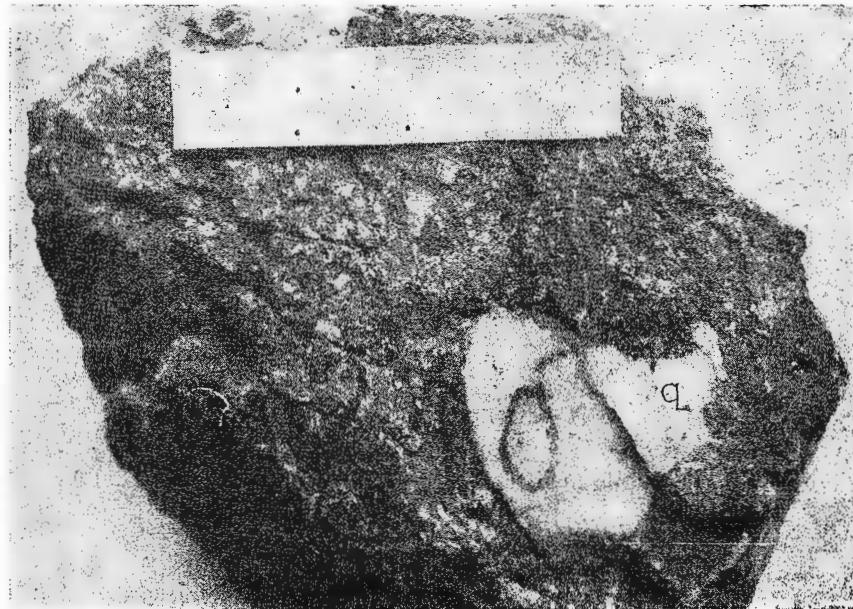
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



1

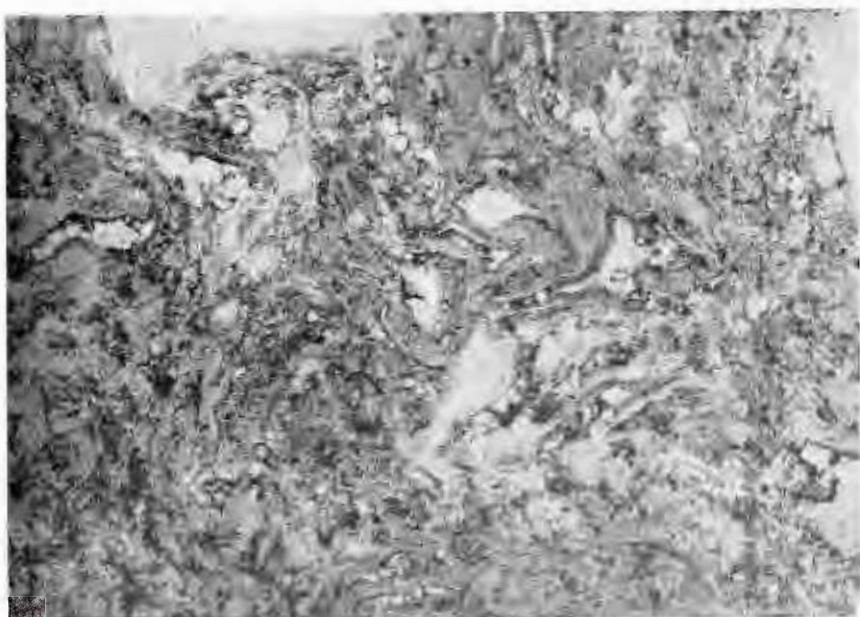


2

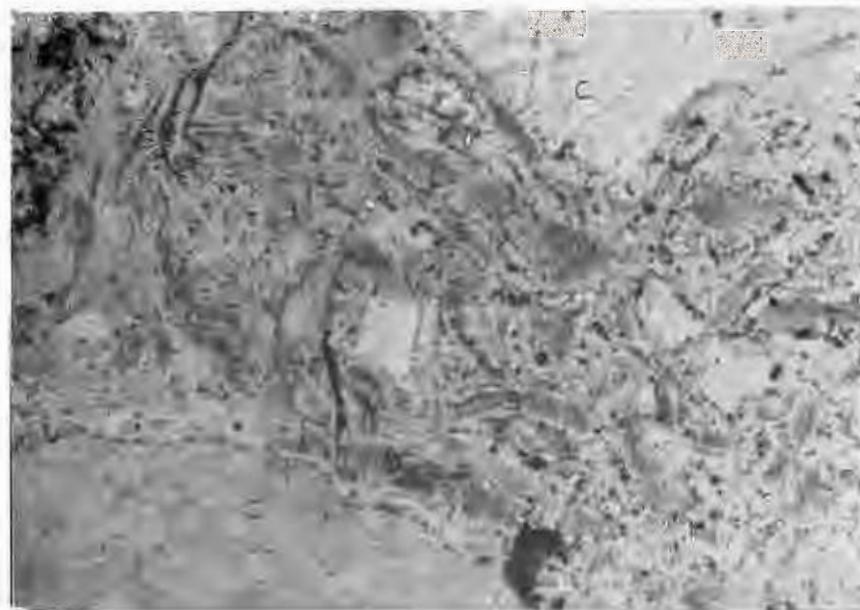
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



1



2

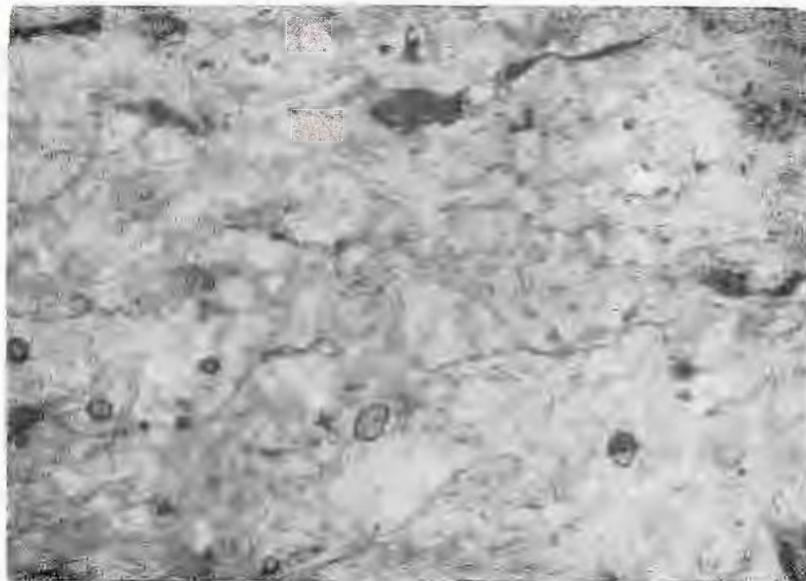
Institutul de Geologie și Geofizică: Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72--73/1.



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



1

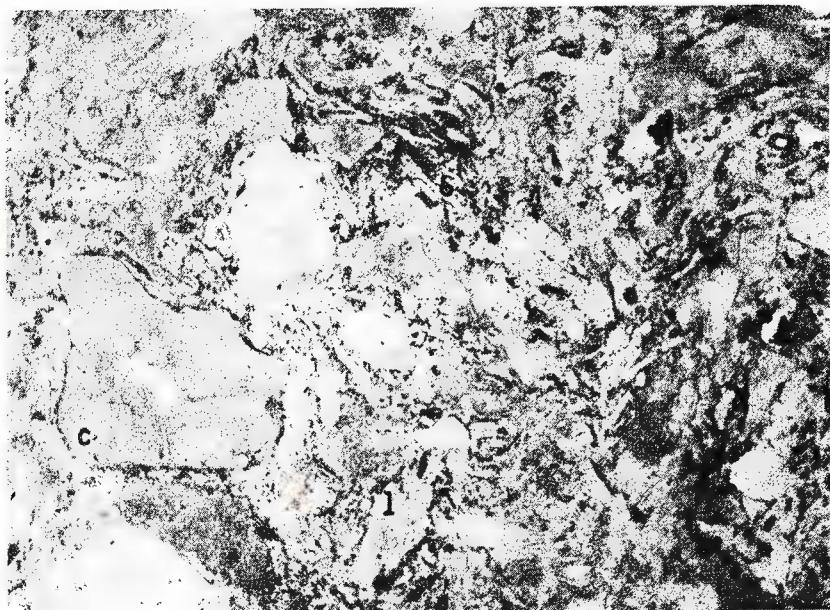


2

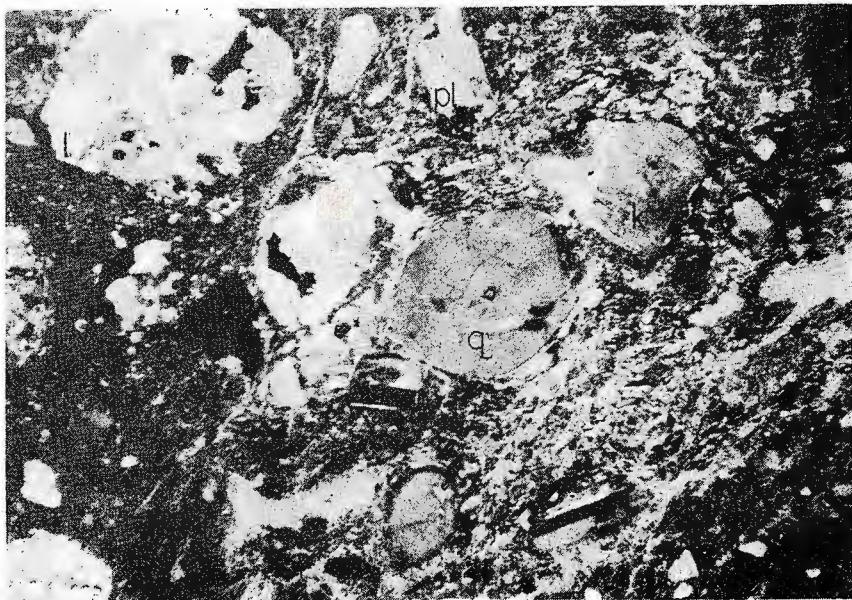
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României

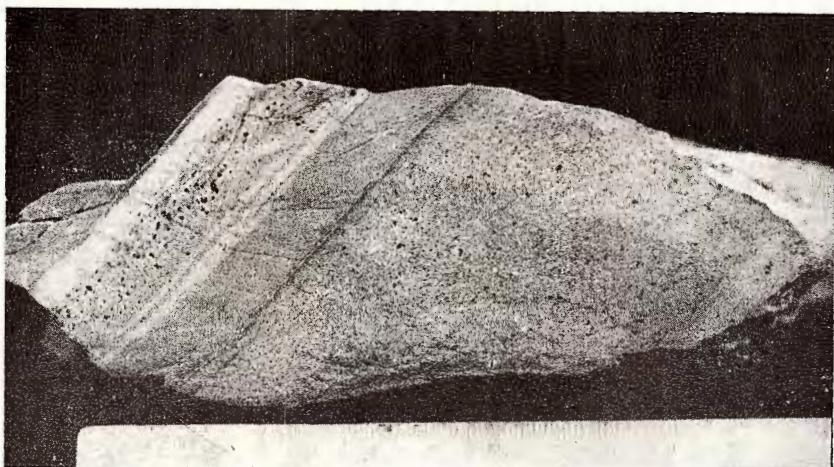


1

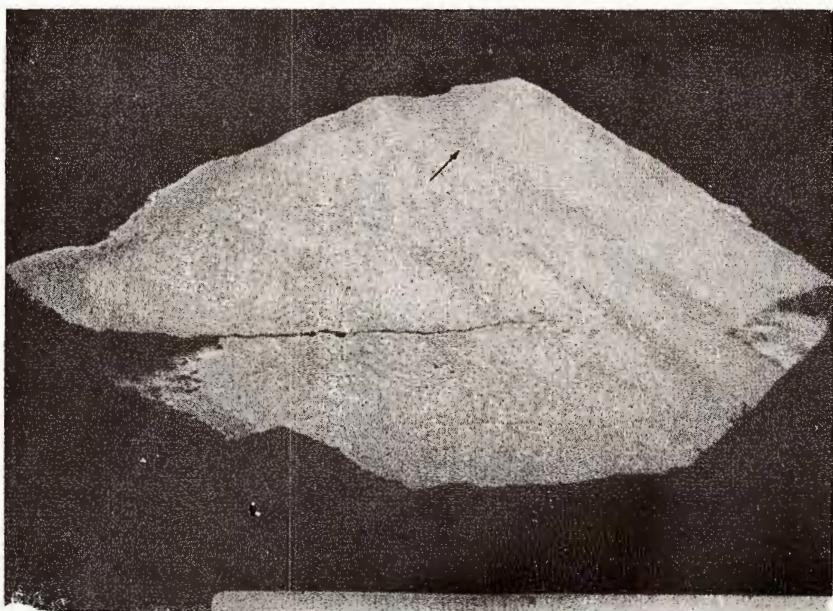


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72–73/1.



1



2

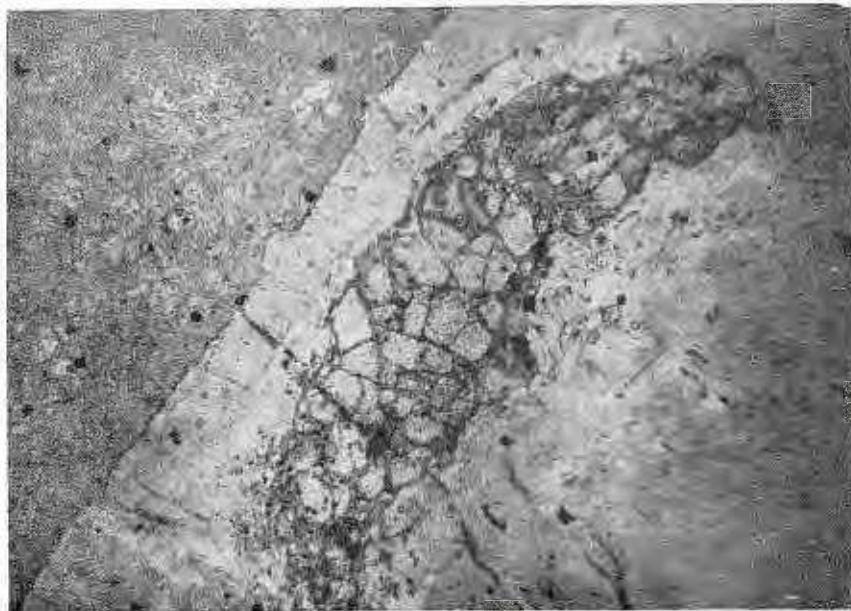
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1,



Institutul Geologic al României



1



2

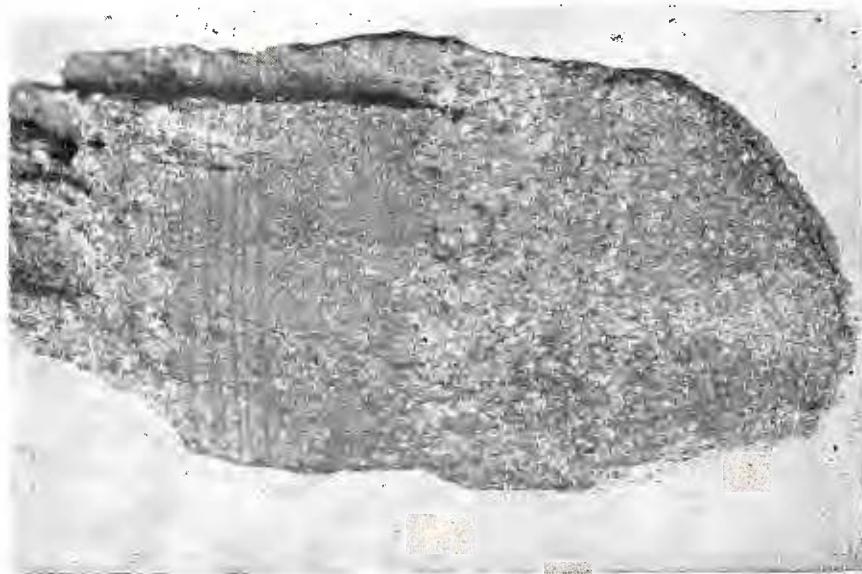
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor, vol. 72--73/1.



Institutul Geologic al României



1



2

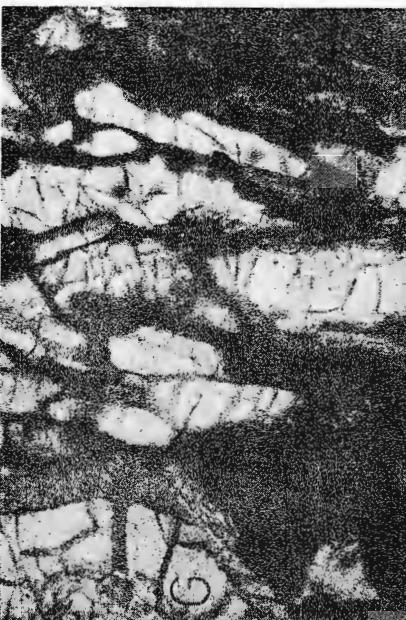
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



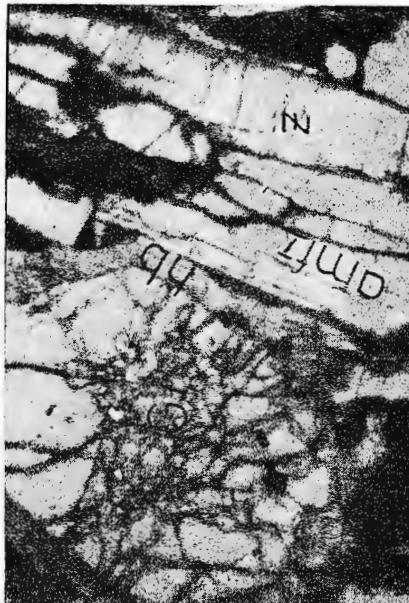
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



1



3



2



4

V. IANCU et al. Proterozoic Assemblage — Eclogite— Granulite— Peridotite.

Pl. III.



1



2



3



4



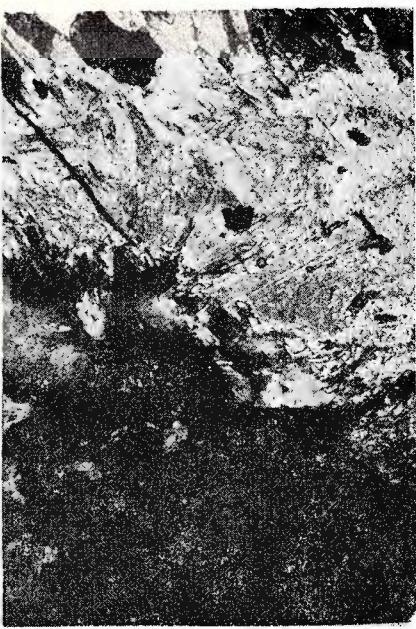
1



3



2



4



Institutul Geologic al României

H. G. KRÄUTNER. Conversion Reactions of Plagioclase in
Albite, Zoisite, Calcite.

Pl. I.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor, vol. 72-73/1.



Institutul Geologic al României

H. G. KRÄUTNER. Conversion Reactions of Plagioclase in
Albite, Zoisite, Calcite.

Pl. II.



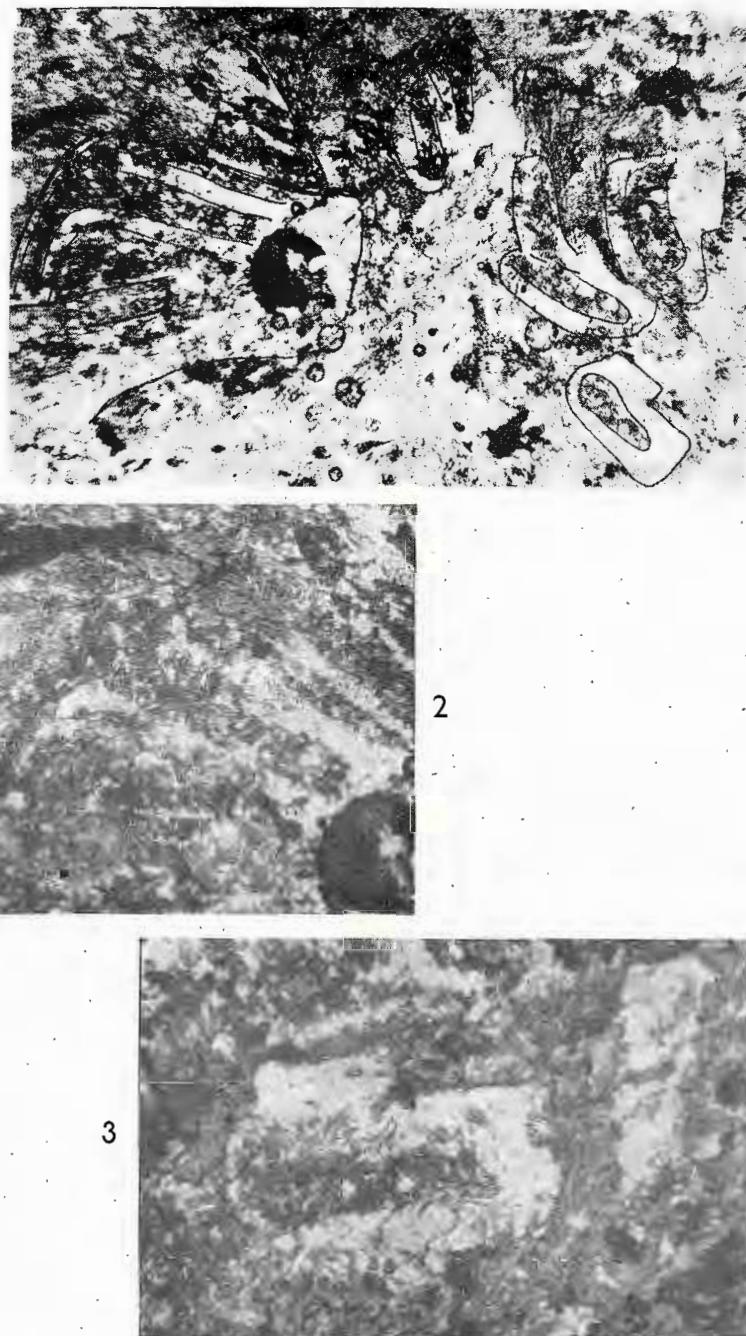
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României

H. G. KRAÜTNER. Conversion Reactions of Plagioclase in
Albite, Zoisite, Calcite..

Pl. III.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



Instituțul Geologic al României

V. MACALEȚ. Cristalinul getic dintre Nucșoara și Hobita.

Pl. I.



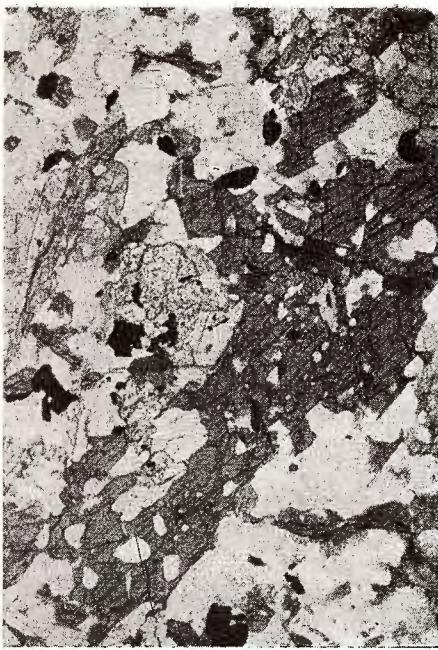
1



2



3



4

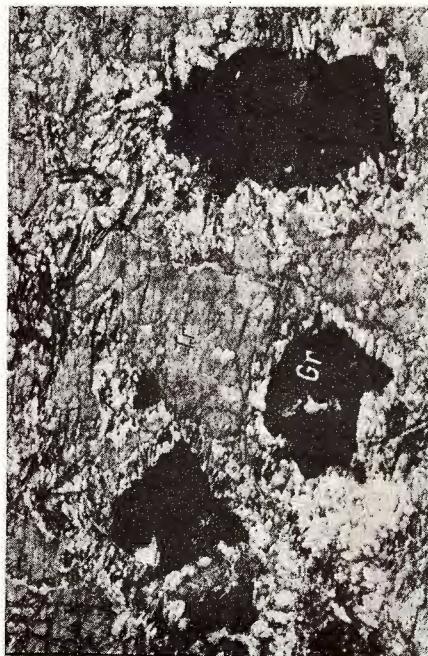
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72–73/1.



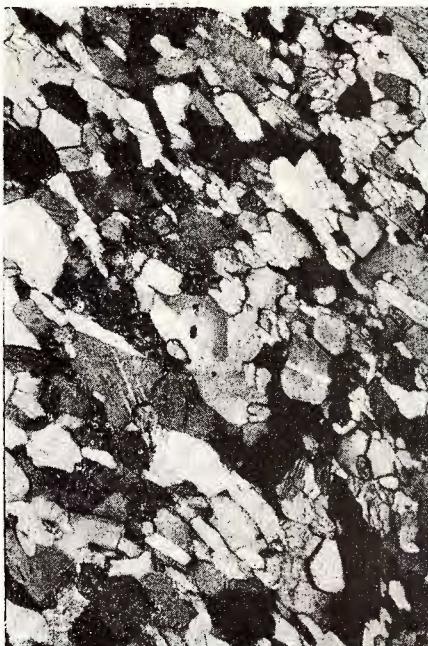
Institutul Geologic al României

V. MACALET. Cristalinul getic dintrre Nucșoara și Hobita.

Pl. II.



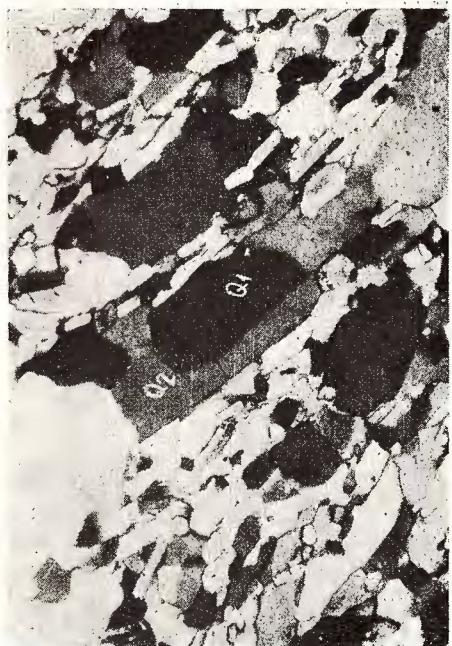
1



2



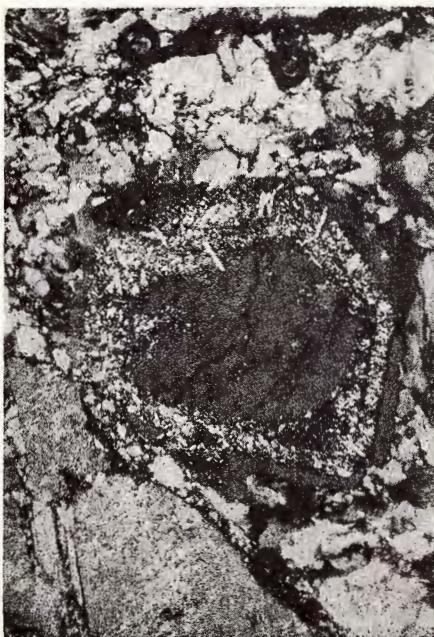
3



4

V. MACALET. Cristalinul getic dintre Nucșoara și Hobita.

Pl. III



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. 72–73/1.



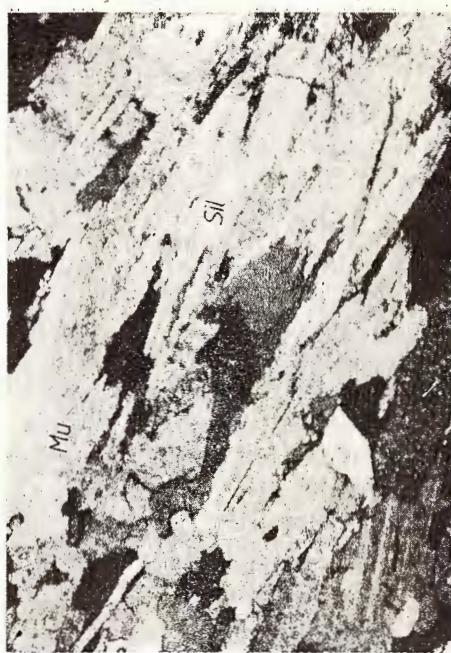
Institutul Geologic al României

V. MACALEI. Cristalinul getic dintre Nucșoara și Hobita.

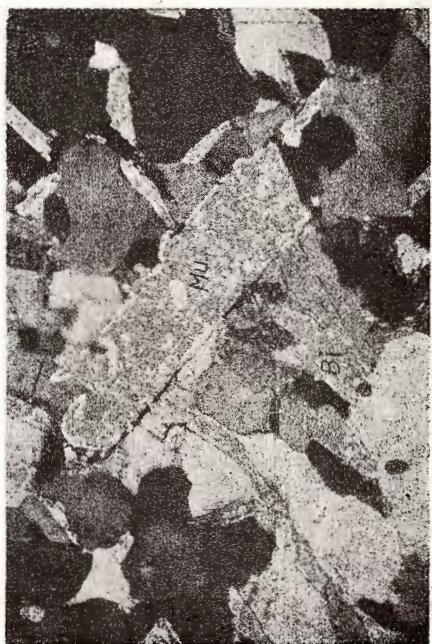
Pl. IV.



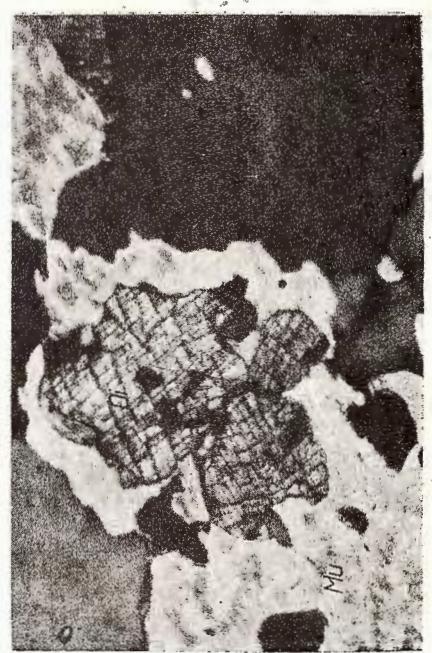
1



2

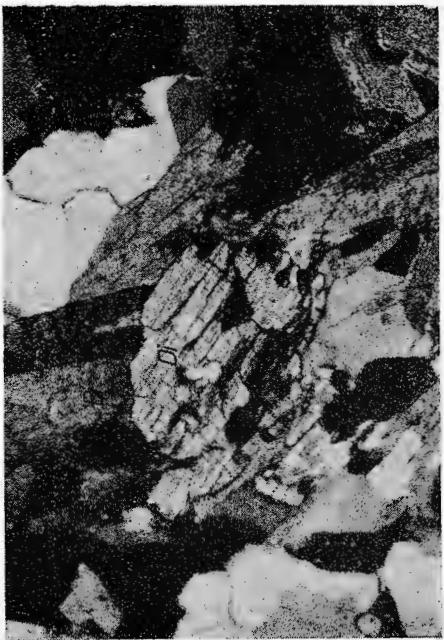


3



4

V. MACALEȚ. Cristalinul getic dintre Nucșoara și Hobita.



1



2



3

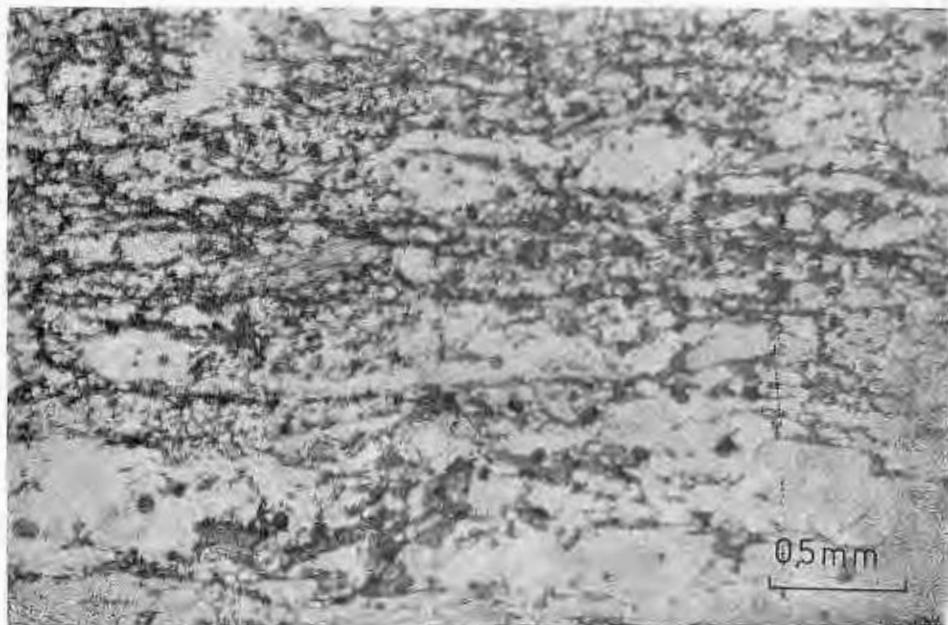


4

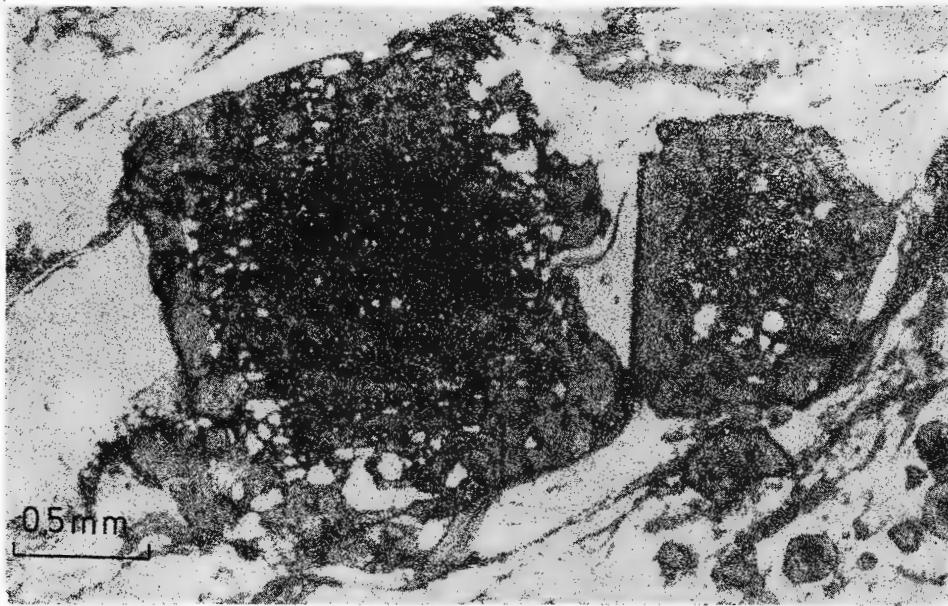


Institutul Geologic al României

I. SOLOMON. Polimetamorfismul cristalinului munților Făgăraș. Pl. I.



1



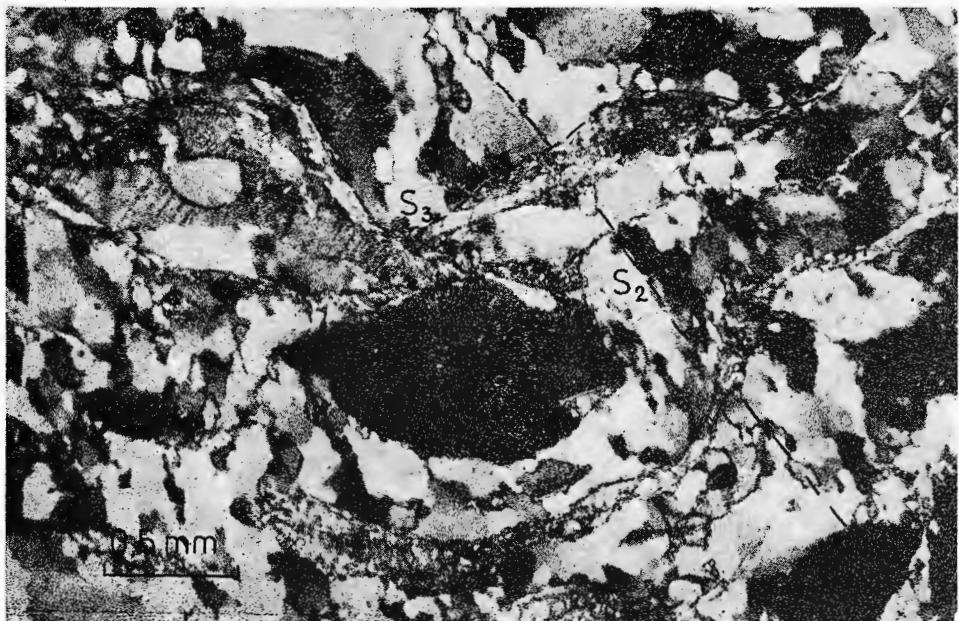
2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.

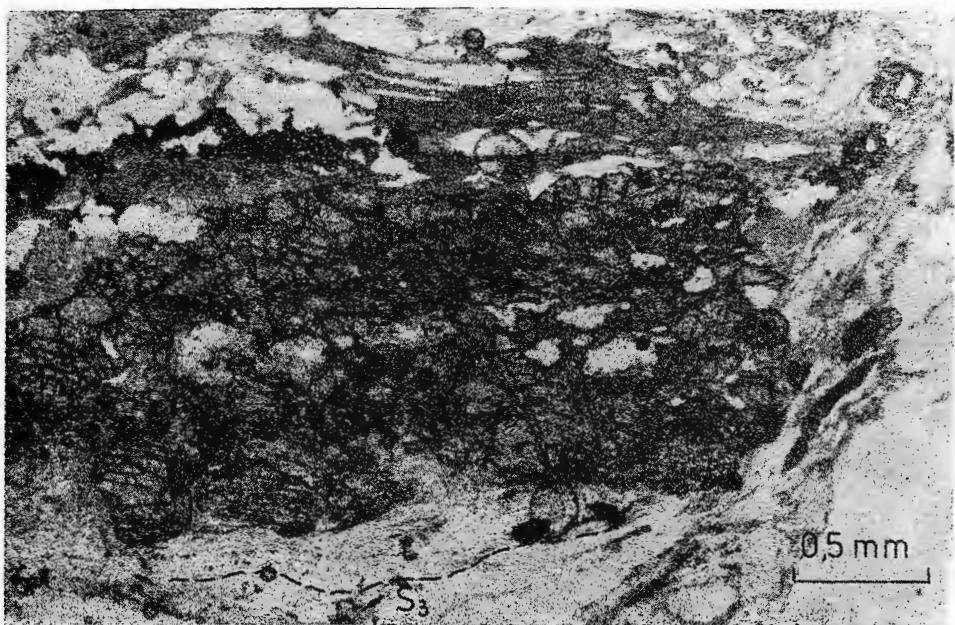


Institutul Geologic al României

I. SOLOMON. Polimetamorfismul cristalinului munților Făgăraș. Pl. II.



1



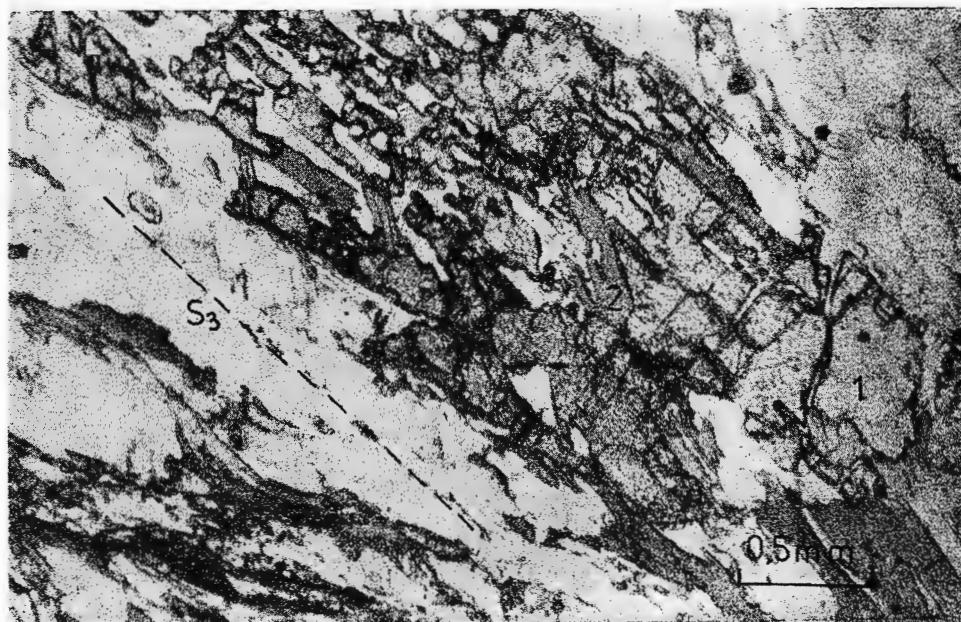
2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României

I. SOLOMON. Polimetamorfismul cristalinului muntilor Făgăraș. Pl. III.



1



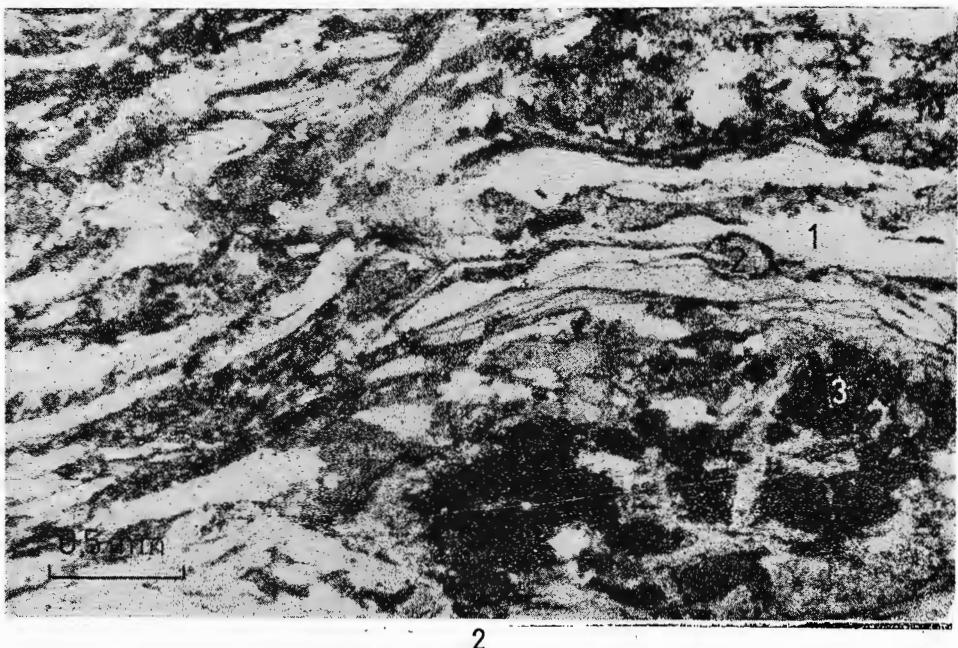
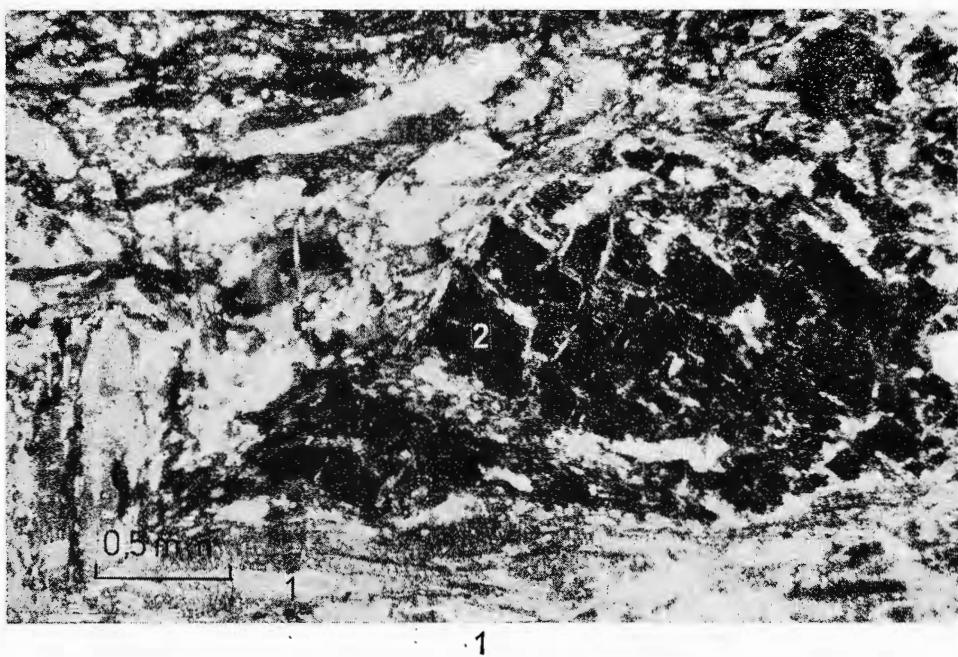
2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României

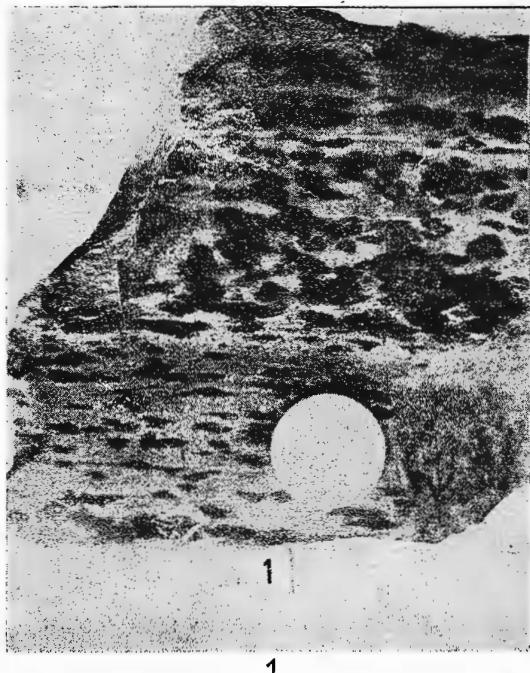
I. SOLOMON. Polimetamorfismul cristalinului munților Făgăraș. Pl. IV.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



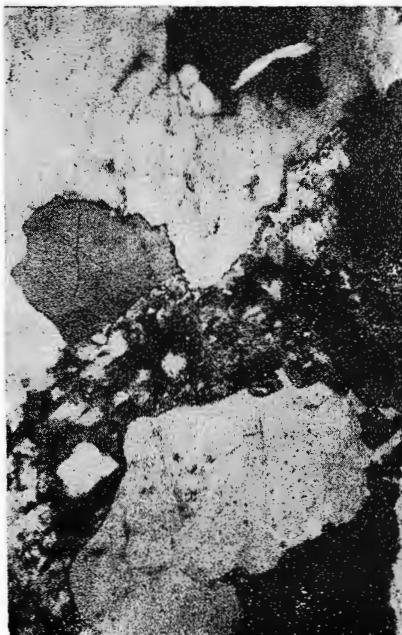
Institutul Geologic al României



1



2

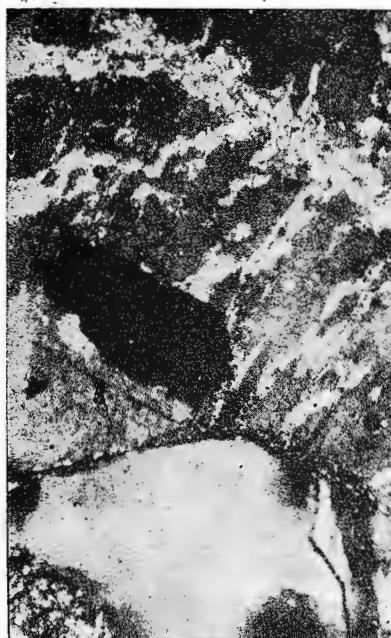


3

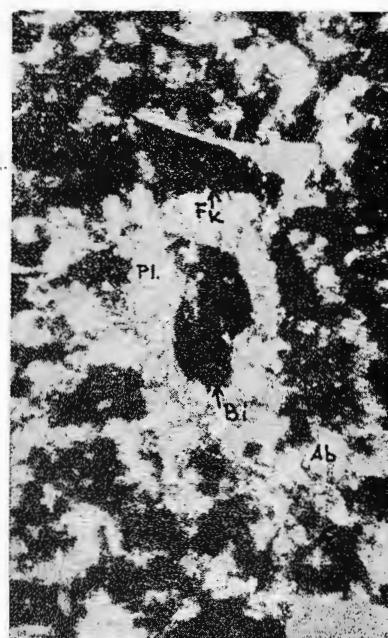


4

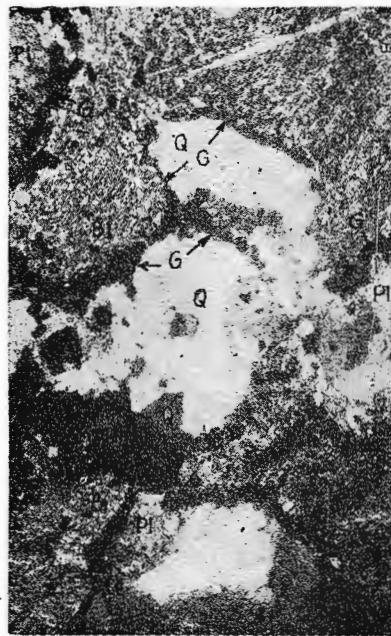
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



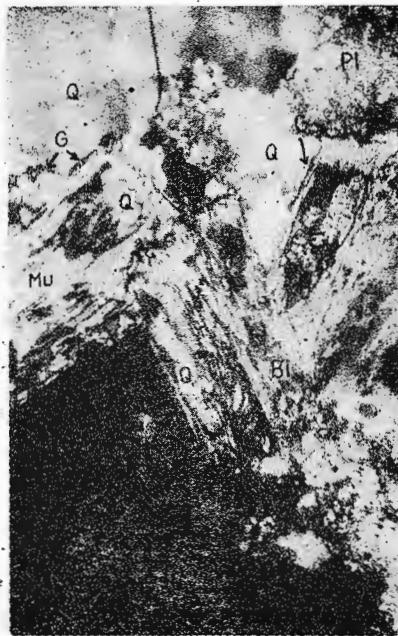
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



1



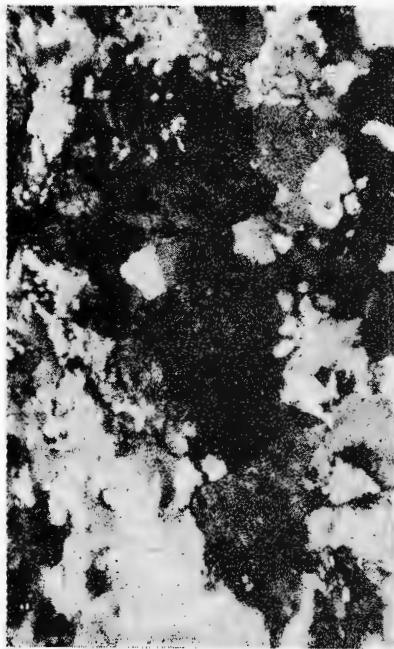
2



3



4



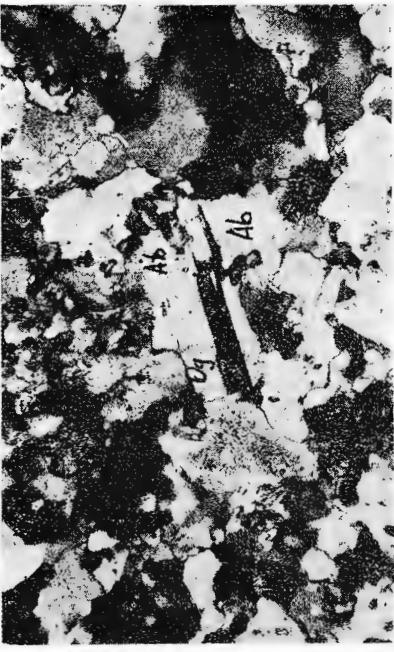
1



2



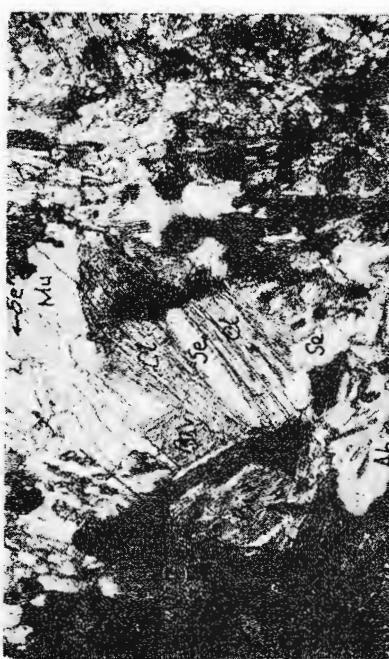
3



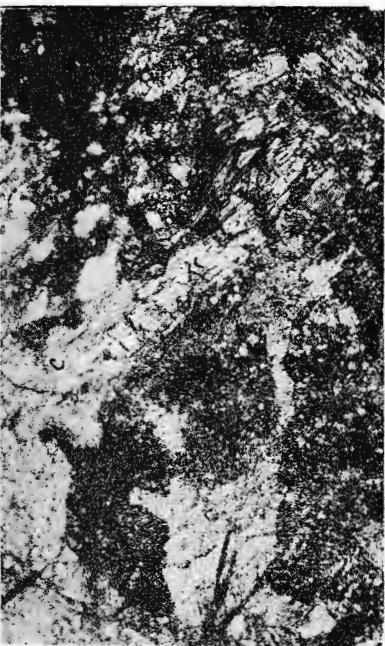
4



1



2



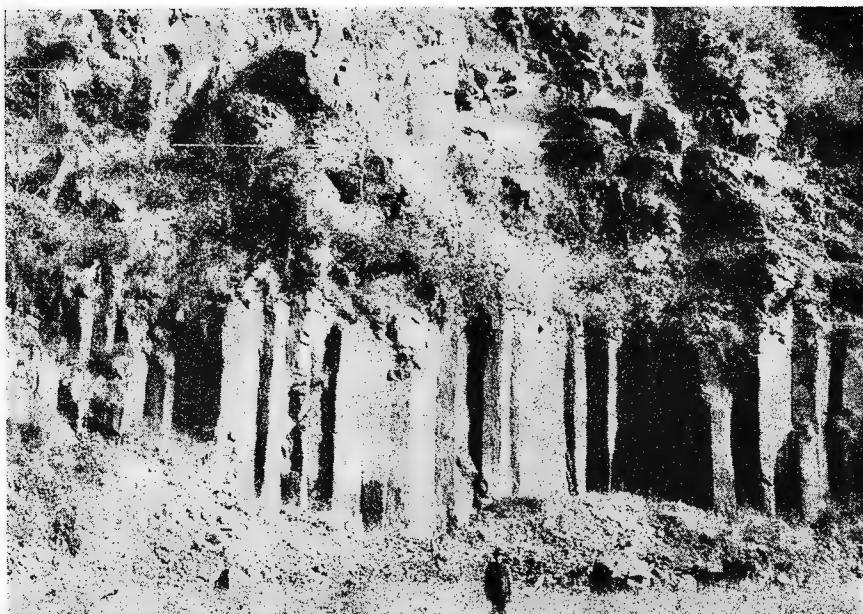
3



4



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72--73/1.



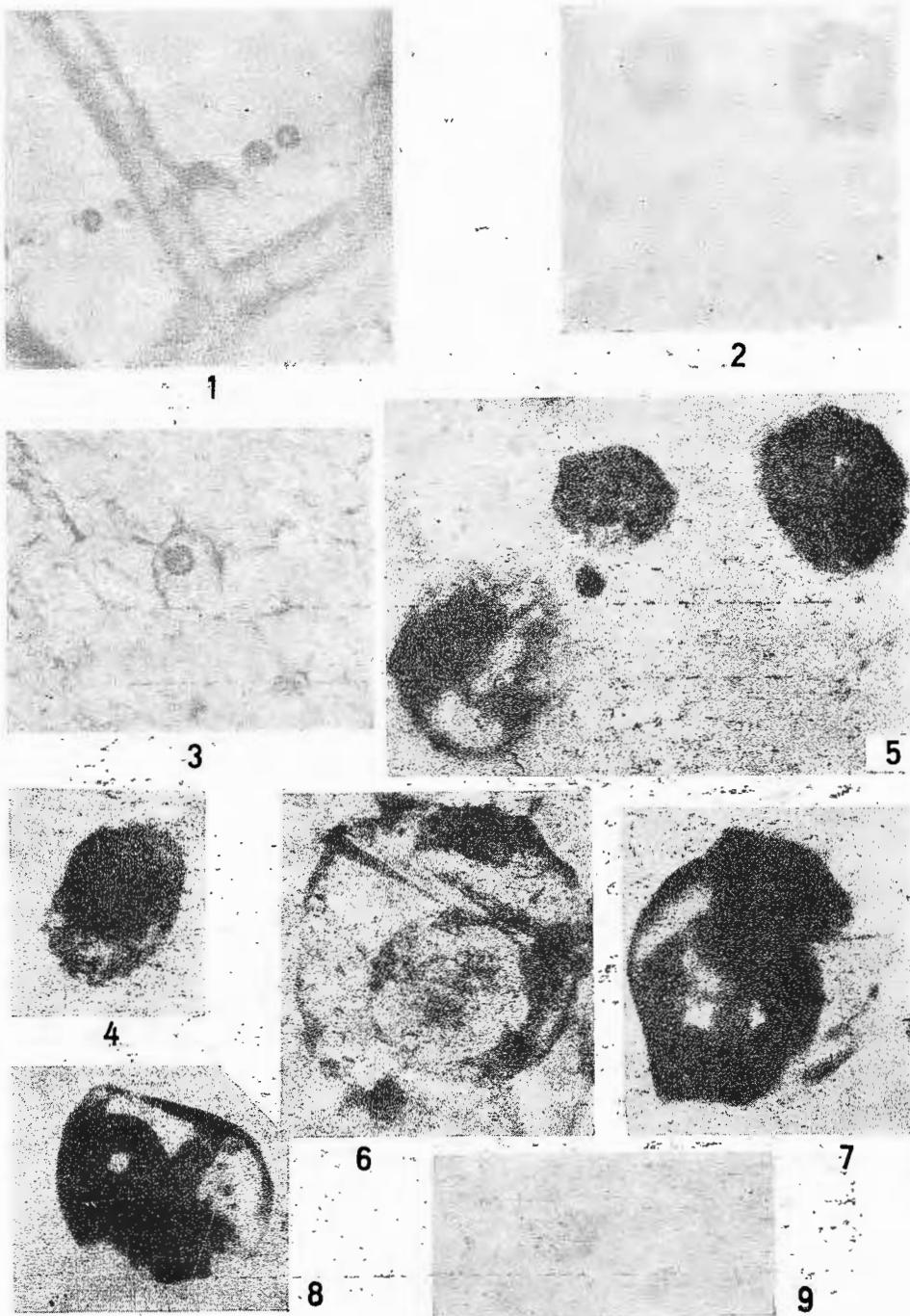
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/1.



Institutul Geologic al României



Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I - XXXVI (1910 - 1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII - LII / 1 (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / 1 (1967 - 1969)
- Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome
LXI (1975)



CUPRINS

AZCHILAROV et al.	JAROSITE DANS LES SABLES GLAUCONIEUX - ZONE VÂRBILĂU - CÎMPINITA	15
C. IONESCU	BRUCITE, DÉPOSIT VALEA MARE - BUDUREASA	27
ROBU, N. ROBU	ZIRCONUL DIN UNELE MASIVE GRANITOIDE DIN MUNTIL PARÎNG	37
R. O. STRUSIEVICZ et al.	GAHNITE IN THE PLOPIȘ MOUNTAINS	53
G. UDUBĂSCĂ, V. ARSENESCU	GREIGITE IN THE GILORT AND GALBENU RIVERS ALLUVIA	61
O. EDELENSTEIN et al.	INTRUSIVE BODIES IN THE OAS - VÂRATEC AND THE MINERALIZATIONS	67
I. INTORSUREANU	GENEZA GRANITELOR ALCALINE DIN MASIVELE IACOBDEAL - PIATRA ROSIE	81
M. KOVACS et al.	CORPURILE INTRUSIVE DIN S-E MUNTILOR OAS - TIBLES	97
E. NIȚOI	L'ANDÉSITE DE PIETRICELU	121
F. NIȚOI	FORMAȚIUNI ERUPTIVE DIN NORDUL MUNTILOR CĂLIMANI	137
H. SAVU et al.	MID-OCEAN CHARACTERISTICS OF OPHIOLITES - DROCEA MTS	161
H. SAVU et al.	ORIGIN, PETROLOGY, GEOCHEMISTRY OF ULTRAMAFICS - MUNTELE MIC	181
A. SEGHEDEI et al.	SEDIMENTATION AND VOLCANISM OF THE CARAPELIT FORMATION	191
V. IANCU et al.	PROTEROZOIC ASSEMBLAGE - ECLOGITE - GRANULITE - PERIDOTITE	203
H.G. KRAUTNER	CONVERSION REACTIONS OF PLAGIOCLASE IN ALBITE, ZOISITE, CALCITE	225
V. MACALEI	CRISTALINUL GETIC DINTRE NUȘOARA ȘI HOBIȚA	253
I. SOLOMON	POLIMETAMORFISMUL CRISTALINULUI MUNTILOR FĂGĂRĂS	269
M. TATU, G. SĂBĂU	THE ALBEȘTI GRANITE: PETROGENETIC CONSIDERATIONS	275
M. TATU, N. ROBÚ	PÉTROGRAPHIE, STRUCTURE DES MÉTAMORPHITES DE LA ZONE MOEGIU	287
S. PELTZ et al.	STRONTIUM ISOTOPE COMPOSITION - CĂLIMANI - HARGHITA, PERŞANI MTS	309
S. PELTZ et al.	CHRONOLOGICAL STUDY - CALIMANI, HARGHITA MTS	323
V. POMĂLEANU	GLASS INCLUSIONS IN BASIC VOLCANICS IN THE CALIMANI MTS	339
D. RUSSÓ-SANDJESCU et al.	DISTRIBUTION OF REE, Rb, Sr AND K IN THE BANATIC MAGMATITES	345
H. SAVU, R. O. STRUSIEVICZ	MgO, Cr, Ni, Co DISTRIBUTION IN ULTRAMAFIC ROCKS IN ROMANIA	361
A. SEGHEDEI et al.	TRACE ELEMENTS GEOCHEMISTRY OF THE SOUTH HARGHITA VOLCANICS	381

