

B. I. G.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMA
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. LXVI
1979

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

B. I. G.

BUCUREȘTI

1981



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E

Ș E D I N Ț E L O R

VOL. LXVI

(1979)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

134562

BUCUREȘTI
1982



Institutul Geologic al României

CONTENU

MINÉRALOGIE

	<u>Page</u>
1. Andâr P., Codarcea Venera. L'analyse statistique de la variabilité des minéraux lourds des loess et des dépôts loessoïdes de la Dobrogea et la Plaine Roumaine Orientale	38
2. Berbeleac I., David Margareta, Vanghelie I. Le stilbite de Valea Rea-Hărțăgani	51
3. Istrate G., Medeșan Alexandrina, Zămircă Alla. Chemistry of the Magmatogene Zeolites from the Apuseni Mountains	65

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

4. Andâr P., Andâr Anca. Etude minéralogique et géochimique du granite de Rîul Șes	92
5. Berza T., Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina. Le massif granitoïd de Frumosu (Monts Vilcan — Carpates Méridionales)	123
6. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Structure, Petrology and Geochemistry of the Julița Gabbroic Body — Alpine Ophiolites of the Drocea Mountains (Apuseni Mountains)	127
7. Săndulescu-Russo Doina, Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina. Petrochemical Characteristics of the Mesozoic Ophiolites of the Rarău-Hăghimaș Marginal Syncline	153

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

8. Anton L., Constantinescu R., Medeșan Alexandrina, Zămircă Alla. Petrological Observations on Amphibolitic Rocks from the West Făgăraș Mountains	187
9. Savu H., Tiepac I. New Data on the Geochemistry and Genesis of the Basic Metamorphosed and Alkaline Rocks Massif of Bîrzava (Drocea Mountains)	223

GÉOCHIMIE

10. Andâr P., Peltz Margareta. Le stockage et l'acquisition automatique des données géochimiques	231
--	-----



-
11. Lazăr C., Berbeleac I., Volanschi Ernestina. Les caractères géochimiques des pyrites et la zonalité des minéralisations associées au magmatisme laramien de la partie central-méridionale des Monts Bihor 266
 12. Stoici S. D., Căpușan L., Guț T., Cotrău A. La présence du rhénium dans les minéralisations de molybdène de Băița Bihorului 276

SÉDIMENTOLOGIE

13. Jipa D. Les conglomérats de Bucegi — exemple de formation obliquement stratifiée 290
 14. Miheșan Leontina, Jipa D. L'indice d'arrondi des particules arénitiques de quartz des alluvions récentes du Danube inférieur 304
-





CUPRINS *

MINERALOGIE

	<u>Pag.</u>
✓ 1. Andăr P., Codarcea Venera. Analiza statistică a variabilității mineralelor grele din loessurile și depozitele loessoide din Dobrogea și Cimpia Română Orientală	15
✓ 2. Berbeleac I., David Margareta, Vanghelie I. Stilbitul de la Valea Rea-Hărțăgani	43
✓ 3. Istrate G., Medeșan Alexandrina, Zămircă Alla. Contribuții la cunoașterea chimismului zeoliților magmatogeni din Munții Apuseni	53

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

✓ 4. Andăr P., Andăr Anca. Studiul mineralogic și geochimic al granitului de Rîul Șes	71
✓ 5. Berza T., Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina. Masivul granitoid Frumosu (munții Vilcan — Carpații Meridionali)	95
✓ 6. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Structure, Petrology and Geochemistry of the Julița Gabbroic Body — Alpine Ophiolites of the Drocea Mountains (Apuseni Mountains)	127
✓ 7. Săndulescu-Russo Doina, Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina. Petrochemical Characteristics of the Mesozoic Ophiolites of the Rarău-Hăghimaș Marginal Syncline	153

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

✓ 8. Anton L., Constantinescu R., Medeșan Alexandrina, Zămircă Alla. Petrological Observations on Amphibolitic Rocks from the West Făgăraș Mountains	187
✓ 9. Savu H., Tiepac I. Noi date asupra geochimiei și genezei masivului de roci bazice metamorfozate și alcaline de la Bîrzava (munții Drocea)	207

GEOCHIMIE

✓ 10. Andăr P., Peltz Margareta. Stocarea și regăsirea automată a datelor geochimice	225
--	-----



-
- ✓11. Lazăr C., Berbeleac I., Volanschi Ernestina. Caractererele geochimice ale piritelor și zonalitatea mineralizațiilor asociate magmatismului laramic din partea central-sudică a munților Bihor 233
- ✓12. Stoici S. D., Căpușan L., Guț T., Cotrău A. Prezența reniului în mineralizațiile de molibden de la Băița Bihorului 271

SEDIMENTOLOGIE

- ✓13. Jipa D. Conglomeratele de Bucegi — exemplu de formațiune oblic stratificată 277
- ✓14. Miheșan Leontina, Jipa D. Rotunjimea particulelor arenitice de cuarț din aluviunile recente ale Dunării de Jos 291
- Recenzii 307
-



SUMARUL ȘEDINTELOR

Ședința din 26 ianuarie 1979

Prezidează: D. Patrulius.

— Ștefănescu M., Ștefănescu Marina — Date geologice de detaliu privind sectorul dintre valea Covasău și valea Virghișului și implicațiile lor regionale (D.S. LXVI/5).

— Mureșan M., Tănăsescu Lucia — Poziția în pînză a metamorfitelor seriei de Rebra (Precambrian superior) din partea de sud a Carpaților Orientali — argumente furnizate de forajele din zona Mădăraș-Ciuc (D.S. LXVI/5).

— Antonescu Em., Alexandrescu Gr. — Date preliminare asupra dinoflagelatelor din stratele de Hangu (Senonian-Paleocen) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/3).

Ședința din 2 februarie 1979

Prezidează: D. Patrulius.

— Bombiță G., Bratu Elena, Gheța N., Ion Jana — Studiul foraminiferelor mari și limitele lui în depresiunea getică (Anuar LV).

— Mantea Gh., Popa Elena, Iordan Magdalena — Date biostratigrafice privind depozitele eojurasice din grabenul Someșului Cald — munții Bihor (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/4).

— Țicleanu N., Givulescu R. — Plante fosile din depozitele Sarmatianului de la Racșa (județul Satu Mare) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/3).

— Givulescu R. — Revizuirea unui material de Engelhardtia Leschenault ex Blume (Jugladaceae) descris din R.S. România (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/3).

Ședința din 16 februarie 1979

Prezidează: Fl. Marinescu.

— Discuții asupra celui de-al IX-lea Simpozion al grupului de lucru pentru Paratethys (Sofia, 1978) D.S. LXVI/4.



Ședința din 23 februarie 1979

Prezidează: Jeana Ionescu.

— Udubașa G., Edelstein O., Pop N., Istrate G., Kovacs M., Istvan D., Bogancsik V., Roman L. — Skarnele magneziene din Țibleș: date preliminare (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/2).

— Berbeleac I., Micu M., Kusko M., Bălașa E., Costache C., Astalosz St. — Imagini și aspecte geologice din Zambia (În cadrul C.I.T.) (Nu se publică).

Ședința din 2 martie 1979

Prezidează: H. Savu.

— Zberea A., Stancu Iosefina, Lubenescu Victoria, Zberea Maria — Badenianul de la Novaci-Streini (Oltenia de NV) (D.S. LXVI/4).

— Andâr P., Andâr Anca — Studiul mineralogic și geochemic al granitului de Rîul Șes (p. 71).

— Andâr P., Codarcea Venera — Analiza statistică a variabilității mineralelor grele din loessurile și depozitele loessoide din Dobrogea și Cîmpia Română Orientală (p. 15).

— Micu M., Roșca V. — Geologia depresiunii Afgano-Tadjice — impresii de călătorie (În cadrul C.I.T.) (Nu se publică).

Ședința din 9 martie 1979

Prezidează: M. Săndulescu.

— Balintoni I., Gheuca I. — Probleme structurale ale văii Bistriței între Dorna Arini și Zugreni (Carpații Orientali) (D.S. LXVI/5).

— Jakáb G. — Contribuții la cunoașterea mineralizațiilor plumb-zincifere de la Valea Seacă-pîrîul Paltin (Carpații Orientali) (D.S. LXVI/2).

— Micu M. — Contribuții la stratigrafia și tectonica flișului extern din bazinul Suceviței (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/5).

Ședința din 6 aprilie 1979

Prezidează: D. Patrulius.

— Antonescu Fl., Mitrea Gh., Popescu Al. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii Miocenului din regiunea Vadul Izei-Birsana-Botiza (Maramureș) (D.S. LXVI/5).

— Lubenescu Victoria — Pontianul de la nord de Caransebeș (D.S. LXVI/4).

— Szász L. — Semnificația biocronologică a zonei cu Inoceramus schloenbachi J. Böhm în România și unele probleme ale limitei Turonian-Coniacian (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/4).

— Szász L. — Inoceramus labiatus (Schlotheim) în estul Maramureșului (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/3).



— Szász L. — Contribuții la studiul amoniților coniacieni din România (Tradusă în lb. franceză) (Memorii XXX).

Ședința din 13 aprilie 1979

Prezidează: D. Patrulius.

— Manilici V. — Studiul geologic al zăcămintului Băița-Nistru (județul Maramureș) (St. tehn. econ.).

— Manilici V., Buzincu I., Mocanu Gh., Rethy C. — Unele date asupra proprietăților fizice ale rocilor din câmpul minier Băița-Nistru și comportarea lor în calitate de roci gazdă ale filoanelor metalifere (D.S. LXVI/2).

— Berbeleac I., David Margareta, Vanghelie I. — Stilbitul de la Valea Rea-Hărțăgani (p. 43).

— Andăr P., Peltz Margareta — Stocarea și regăsirea automată a datelor geochimice (p. 225).

Ședința din 20 aprilie 1979

(I ședință de lucru a grupului național pentru studiul Precambrianului)

Prezidează: H. Kräutner.

— Kräutner H. — Discuții asupra modului de aplicare a nomenclurii și principiilor clasificării stratigrafice în terenurile cristalo-filiene din România (Nu se publică).

Discuții asupra Precambrianului din Dobrogea:

— Segheti Antoneta — Dobrogea de nord (Nu se publică).

— Mureșan M. — Dobrogea centrală (Nu se publică).

Ședința din 27 aprilie 1979

Prezidează: D. Patrulius.

— Săndulescu M. — Date noi privind formațiunile mezozoice din regiunea Târnița-Ostra (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/5).

— Balintoni I. — Date noi asupra poziției structurale a metamorfitelor din bazinele văii Putnei (Carpații Orientali) (D.S. LXVI/5).

— Pomârleanu V., Întorsureanu I. — Asupra posibilității utilizării incluziunilor fluide ca indici în prospectarea zăcămintelor porphyry copper (mineralizația de la Lăpușnicul Mare — Banat) (D.S. LXVI/2).

— Sayu M. Gh. — Grupul lacustru-vulcanogen de Baraolt (D.S. LXVI/4).



Ședința din 4 mai 1979

Prezidează: D. Patrulius.

— Ghenea C., Andreescu I., Bandrabur T., Cepaliga A., Mihăilă N., Trubihin V. — Corelații bio- și magnetostratigrafice privind formațiunile pliocen-inferioare ale bazinului dacic și depresiunii Brașov (România) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/4).

— Marinescu Fl., Papaianopol I., Stoykov S. — Trei specii de Pseudocatillus (Bivalvia, Didacninae) din depozitele Dacianului superior ale bazinului dacic (România și Bulgaria) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/3).

— Alexandrescu Gr., Rogge-Țăranu Elena — Contribuții la cunoașterea stratelor de Horgazu din valea Covasnei (Carpații Orientali) (D.S. LXVI/4).

— Popescu Gh. — Notă asupra speciei Globigerina regularis d'Orbigny (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/3).

— Szász L. — Prezența amoniților în Cenomanianul bazinului Babadag (Dobrogea de nord) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/3).

Ședința din 11 mai 1979

Prezidează: H. Savu.

— Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța — Structura, petrologia și geochimia corpului gabbroic de la Julița — ofiolite alpine din munții Drocea (Munții Apuseni) (Tradusă în lb. engleză) (p. 127).

— Savu H., Hann H. — Mineralizațiile de sulfuri de la Turnu Ruieni-Borlova (Banat) (D.S. LXVI/2).

— Anton L., Constantinescu R., Medeșan Alexandrina, Zămîrcă Alla — Observații petrologice asupra rocilor amfibolice din vestul masivului Făgăraș (Tradusă în lb. engleză) (p. 187).

— Gheorghiuțescu D., Întorsureanu I. — Observații preliminare asupra skarnelor mineralizate din dealul Buru (munții Gilău) (D.S. LXVI/2).

Ședința din 15 mai 1979

Prezidează: M. Săndulescu.

— Patrulius D., Bordea C., Avram E. — Brecia de Gugu: un exemplu de control tectonic al sedimentării asupra unei platforme carbonatate barremo-bedouliene (Pădurea Craiului — Munții Apuseni) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/4).

— Bratu Elena, Gheța N. — Asupra prezenței Paleocenuului în depresiunea getică, la sud de creasta Cozia-Ghițu (D.S. LXVI/4).

— Stancu Iosefina — Precizări biostratigrafice privind Badenianul depresiunii Beiușului (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/4).

— Ion Jana — Asupra semnificației geocronologice a bioorizontului cu Marginotruncana tarfayensis (Lehmann) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/4).



— Iva Mariana, Rusu A. — Limita Eocen/Oligocen în Transilvania (România) pe baza foraminiferelor planctonice (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/4).

— Țicleanu N., Huică I., Țicleanu M. — Contribuții la cunoașterea florei pliocene din România. Flora daciană de la Dedovița (județul Mehedinți) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/3).

— Țicleanu N. — Asupra poziției sistematice a lui *Byttneriophyllum tiliaefolium* (Al. Br.) Knobloch et Kvacek și *Banisteriaecarpum giganteum* (Goeppert) Kräusel (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/3).

Ședința din 18 mai 1979

Prezidează: S. Peltz.

— Savu H., Tiepac I. — Noi date asupra geochimiei și genezei masivului de roci bazice metamorfozate și alcaline de la Birzava (munții Drocea) (p. 207).

— Peltz S., Peltz Margareta, Bratosin Irina, Iancu Rosette — Contribuții la cunoașterea mineralizației de fier din regiunea Lueta-Vlăhița-Chirui (județul Harghita) (D.S. LXVI/2).

— Peltz S., Ștefănescu M., Balla Z., Gheorghiu A. — Date noi privind structura geologică a regiunii Zebrac-Mermezeu (Stinceni, munții Călimani de sud) (D.S. LXVI/2).

— Chițimuş V., Bordea R. — Date asupra mineralizației hidrotermale din bazinul văii Orziștii — izvoarele Crișului Alb (Scotea-Sohodol) Munții Metaliferi (D.S. LXVI/2).

Ședința din 22 mai 1979

Prezidează: M. Bleahu.

— Săndulescu-Russo Doina, Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina — Caracterele petrochimice ale ofiolitelor mezozoice din sinclinalul marginal Rarău-Hăghimaș (Tradusă în lb. engleză) (p. 153).

— Săndulescu M., Săndulescu-Russo Doina — Ofiolitele din sinclinalele Rarău și Hăghimaș — poziția structurală, vîrsta, evoluția geotectonică (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/5).

— Bucur I., Bădăluță Aurelia, Popescu O. — Date noi privind biostratigrafia depozitelor jurasice și cretaceice din partea mediană a zonei Reșița (Banat) (D.S. LXVI/4).

— Miheșan Leontina, Jipa D. — Rotunjimea particulelor arenitice de cuarț din aluviunile recente ale Dunării de Jos (p. 291).

Ședința din 24 mai 1979

Prezidează: P. Vlad.

— Pandelescu C., Spiroiu Paula — Considerații asupra posibilităților de valorificare a șisturilor cu magnetit din seria cristalină de Sibiușel (St. tehn. econ. B 53).



— Georgescu B., Dumitrescu Maria, Borcea Maria, Vățăulescu E. — Cercetări pentru valorificarea șisturilor talcoase de la Ruginosu (Poiana Ruscă) (St. tehn. econ. B 53).

— Pandelescu C., Ene I., Mina C., Borcea Maria, Dumitrescu Maria — Unele aspecte privind posibilitățile de obținere a aluminei din șisturile pirofilitice de la Viezuroiu — Gorj (St. tehn. econ. B 53).

— Ene I., Drăgulescu Adela, Grigorescu Elena — Cercetări privind valorificarea mineralizației de fier de la Rusaia (St. tehn. econ. B 53).

— Ene I., Dumitrescu Maria, Borcea Maria, Grigorescu Elena — Cercetări privind stabilirea posibilităților de obținere a unor concentrate de feldspat potasic (cu 9—10% K_2O) din migmatitele de la valea Vilsanului (St. tehn. econ. B 53).

Ședința din 25 mai 1979

Prezidează: H. Kräutner.

— Istrate G., Medeșan Alexandrina, Zămircă Alla — Contribuții la cunoașterea chimismului zeoliților magmatogeni din Munții Apuseni (p. 53).

— Lazăr C., Întorsureanu I. — Contribuții la cunoașterea zăcămintului de fier de la Mașca (Băișoara) — Munții Apuseni (D.S. LXVI/2).

— Vodă Al., Vodă Doina — Date noi asupra litostratigrafiei și structurii geologice a regiunii dintre pîriul Dorna și pîriul Neagra Șarului (Carpații Orientali) (D.S. LXVI/5).

— Jakáb G., Popescu Gh. — Date noi privind vîrsta și geneza mineralizațiilor hidrotermale din cristalinul seriei de Tulgheș — zona Gheorghieni-Bilbor (D.S. LXVI/2).

— Stoici S. D., Căpușan L., Guț T., Cotrău A. — Importanța reniului și frecvența lui în minereurile de molibden de la Băița Bihor (p. 271).

— Stoici S. D., Apostol A., Svoronos D., Andriescu Gh. — Asupra unor corelații dintre informații de natură geologică, geofizică, geochemică și biogeofizică obținute în Valea Băii (munții Bihor) (D.S. LXVI/5).

— Berza T., Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina — Masivul granitoid Frumosu (Carpații Meridionali) (p. 95).

Ședința din 1 iunie 1979

Prezidează: C. V. Papiu.

— Lazăr C., Berbeleac I., Volanschi Ernestina — Caracterile geochemice ale piritelor și zonalitatea mineralizațiilor asociate magmatismului laramic din partea central-sudică a munților Bihor (Munții Apuseni) (p. 233).



— Mirăuță Elena, Baltres A., Gheorghian Doina — Date noi asupra depozitelor triasice din insula Popina (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/4).

— Mirăuță Elena, Iordan Magdalena — Noi puncte fosilifere triasic-inferioare din zona Tulcea (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVI/3).

— Jipa D. — Conglomeratele de Bucegi — exemplu de formațiune oblic stratificată (p. 277).

— Micu M., Bratu Elena — Contribuții privind stratigrafia și structura pânzei de Tarcău din valea Tazlăului Mare (D.S. LXVI/4).

— Micu M. — Miocenul pre-sarmațian din culmea Istrița (D.S. LXVI/4).

— Szász L. — Amoniți heteromorfi campanieni din Carpații Meridionali (România) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVI/3).





MINERALOGIE

ANALIZA STATISTICĂ A VARIABILITĂȚII MINERALELOR GRELE
DIN LOESSURILE ȘI DEPOZITELE LOESSOIDE DIN DOBROGEA
ȘI CÎMPIA ROMÂNĂ ORIENTALĂ¹

DE

PETRE ANDĂR², VENERA CODARCEA²

Heavy minerals. Mathematic statistics. Loess deposits. Loess. Lognormal distribution. Trend surface analysis. West Romanian Plain. Zone between the rivers Olt and Argeș. East Romanian Plain. Dobrogea.

Abstract

Statistic Analysis of Heavy Minerals Variability of the Loess Deposits of Dobrogea and East Romanian Plain. The statistic interpretation of heavy minerals percentages pointed to the fact that the collectivities under discussion have a homogeneous character and, except for garnet, all the other heavy minerals exhibit a lognormal distribution and a low variability. The study of the relationships among these heavy minerals revealed that their contents have an independent variability. The polynomial trend surfaces analysis pointed to different areal mineral distributions, fact which suggests the existence of two source areas (one lying to the north-west, within the Carpathian curving zone, and the other lying to the south, along the Danube).

Introducere

Continuînd cercetările mineralogice și petrografice asupra loessurilor și depozitelor loessoide inițiate de Ghenea și Codarcea (1974, 1975, 1976), Codarcea și Bandrabur (1977), în Dobrogea și Cîmpia Română, lucrarea de față își propune o analiză statistică a datelor mineralogice din aceste formațiuni. Scopul principal al inter-

¹ Predată la 12 ianuarie 1979, acceptată pentru publicare la 12 februarie 1979, comunicată în ședința din 2 martie 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



pretării statistico-matematice este acela de a răspunde, cu ajutorul datelor mineralogice, la o serie de probleme generate de diferențierile cantitative ale aceluiași specii minerale în același tip de formațiune, de sursa inițială care a generat materialele necesare formării loessurilor, ca și de asociațiile paragenetice capabile să creeze legități.

În acest scop au fost analizate peste 440 probe recoltate în profile din cuprinsul Dobrogei și Cîmpiei Române la est de Olt.

Determinările mineralogice au fost efectuate pe fracția grea ($> 0,05$ mm), separată cu ajutorul bromoformului, pentru fiecare probă în parte obținându-se trei clase granulometrice cuprinse între 0,25—0,16 mm, 0,16—0,10 mm și 0,10—0,06 mm; rezultatele au fost apoi însumate obținându-se valori medii procentuale pe profile corelabile.

Analizele mineralogice efectuate au evidențiat particularități care corespund tipurilor litologice separate pe baza determinărilor granulometrice. Astfel, în regiunea limitrofă Dunării există o provincie Danubiană, unde aportul materialului aluvionar este evident; în Dobrogea de sud se conturează o provincie mineralogică litorală, originea materialului fiind legată de aluviunile marine, ținând seama că în perioadele reci pleistocene zona exondată a platformei se prelungea spre est pe teritoriul ocupat acum de apele Mării Negre. Acest fapt explică și grosimea mare a loessurilor din zona litorală. În Dobrogea de nord s-au conturat câteva provincii mineralogice unde aportul local al formațiunilor geologice se reflectă fidel în compoziția fracției grele. În Cîmpia Română au fost deosebite depozite de tip „loess” mai ales în Cîmpurile Bărăganului și de tip „loessoid” în regiunea subcarpatică, Cîmpul Moștiștei și Podișul Rîmnice, dar analizele mineralogice nu evidențiază deosebiri de ordin cantitativ ci numai calitativ. Acumulările diferențiale ale mineralelor grele ne-au dat posibilitatea să definim două asociații paragenetice: una de tipul hornblendă-piroxeni (estul Cîmpiei Române Orientale) și alta de tipul granați-hornblendă-epidot-zoizit (vestul Cîmpiei Române).

Distribuția statistică a mineralelor grele

În scopul de a preciza trăsăturile esențiale ale variabilității mineralelor grele din loessurile și depozitele loessoidale din Dobrogea și Cîmpia Română, cât și pentru a obține informații suplimentare asupra genezei materialelor primare din care s-au format acestea, datele privind conținuturile procentuale ale mineralelor grele determinate prin analize microscopice și de laborator au fost prelucrate prin metode statistico-matematice.

Datele inițiale, care au fost prelucrate statistic, au provenit din analizele mineralogice a cca 440 probe prelevate din 120 profile executate în depozitele cuaternare din Cîmpia Română Orientală și Dobrogea, ceea ce însumează aproximativ 3300 de valori individuale introduse în calcul.

După cum se constată din tabelul 1, uneori numărul de date disponibile este redus, nepermițând o cercetare statistică a tuturor minera-



TABELUL 1
Parametrii statistici ai distribuției mineralelor grele

Nr. crt.	Mineralul	N	Fp%	F _f %	X _{min}	X _{max}	H ₀ = distribuția normală				H ₀ = distribuția lognormală					
							A	E	\bar{X}	s	V%	A	E	\bar{X}_{lg}	slg	V%
1	Oxizi	443	100,0	100,0	2,91	76,20	15,07	30,51	22,81	9,10	40	- 7,58	14,64	22,98	9,81	43
2	Granați	441	99,5	100,0	1,16	76,11	1,33	1,00	28,83	11,32	39	- 15,44	23,91	29,84	17,01	57
3	Homblandă	417	94,1	98,3	1,93	77,74	12,28	15,31	19,20	11,67	61	- 5,81	1,91	19,86	15,29	77
4	Epidot-zoisit	413	93,2	99,1	1,78	37,65	12,13	14,34	8,63	5,03	58	- 1,06	- 1,91	8,71	5,62	65
5	Rutil	399	90,1	99,1	1,05	29,41	13,88	17,71	6,09	3,86	63	- 1,29	- 1,04	6,13	4,16	68
6	Staurolit	381	86,0	99,1	1,01	31,61	21,41	59,51	5,18	3,11	60	2,24	0,98	5,15	2,82	55
7	Disten	316	71,3	98,3	0,85	24,96	22,78	59,30	4,40	2,78	63	2,56	0,99	4,36	2,44	56
8	Zircon	211	47,6	90,0	0,58	23,14	14,53	27,66	4,25	3,03	71	1,34	1,53	4,21	2,72	65
9	Turmalină	97	21,8	92,5	0,42	9,93	11,03	24,04	2,47	1,26	51	1,25	4,71	2,46	1,10	45
10	Sten	92	20,7	86,6	1,01	7,86	7,90	9,41	2,64	1,21	46	1,25	1,53	2,64	1,13	43
11	Clorit	79	17,8	45,8	0,80	27,96	10,21	15,22	4,90	4,83	99	2,89	0,25	4,72	4,08	87
12	Piroxeni	57	12,8	24,1	1,01	15,23	5,27	3,24	3,71	3,12	84	2,07	- 0,47	3,61	2,65	73
13	Biotit	55	12,4	24,1	0,80	9,10	4,69	3,98	2,86	1,54	54	0,70	- 0,48	2,86	1,46	51
14	Monazit	47	10,6	41,6	0,69	7,46	5,37	6,78	2,31	1,24	54	1,24	- 0,45	2,31	1,14	49
15	Sillimanit	19	4,2	11,6	1,11	4,45	-	-	2,19	-	-	-	-	-	-	-
16	Glaucofan	16	3,6	10,8	1,29	4,27	-	-	2,57	-	-	-	-	-	-	-
17	Antofilit	13	2,9	7,5	0,43	3,70	-	-	1,85	-	-	-	-	-	-	-
18	Brookit	8	1,8	5,0	1,01	3,44	-	-	1,75	-	-	-	-	-	-	-

lelor identificate. După frecvența lor de apariție în probele analizate, F_p ; mineralele grele determinate pot fi împărțite în trei categorii: a) minerale grele cu frecvență de apariție ridicată ($F_p > 70\%$), cum sînt granații, hornblenda, epidot-zoizitul, rutilul etc.; b) minerale grele cu frecvență de apariție medie ($F_p = 40-60\%$), ca de exemplu, zirconul; și c) minerale grele cu frecvență de apariție scăzută ($F_p < 30\%$), ca piroxenii, cloritul, monazitul, sillimanitul etc.

Studiul geomatematic al datelor privind compoziția mineralogică a loessurilor și depozitelor loessoide din Cîmpia Română și Dobrogea a fost efectuat la un calculator electronic cu ajutorul unor programe de calcul elaborate în limbaj FORTRAN IV de Al. Dimitriu (programul REPA) și P. Andăr (programul CORE).

Natura distribuției statistice a mineralelor grele. Pentru stabilirea caracteristicilor principale ale distribuțiilor statistice au fost construite histograme de repartiție atât în scară aritmetică, cît și în scară logaritmică pentru toate mineralele grele care au avut un număr suficient de valori ($n > 30$).

Histogramele de repartiție construite în scară aritmetică au arătat pentru toate mineralele grele luate în considerare, cu excepția granatului, o asimetrie de stînga foarte pronunțată, în timp ce histogramele construite în scară logaritmică (fig. 1) ilustrează frecvent tipul de repartiție cu frecvență simetrică. Trebuie remarcat faptul că toate histogramele de repartiție au un aspect unimodal, ceea ce arată caracterul omogen al colectivității cercetate.

Verificarea cantitativă a naturii distribuției empirice a mineralelor grele, în vederea testării corespondenței cu legea de distribuție normală sau lognormală ($H_0 = d.$ normală sau $H_0 = d.$ lognormală), s-a efectuat prin metoda momentelor (Ianovici, Dimitriu, 1965), rezultatele fiind prezentate în tabelul 1.

Din acest tabel, ca și din aspectul histogramei, se constată că majoritatea mineralelor grele prezintă o distribuție statistică lognormală, cu excepția oxizilor (magnetit, hematit), granaților și a hornblendei. Singurul component mineralogic care prezintă o distribuție statistică normală este granatul. Distribuția statistică a oxizilor și mai ales a hornblendei, deși nu se verifică nici ca normală și nici ca lognormală, manifestă totuși o tendință mai pronunțată spre lognormalitate.

Caracterul lognormal al distribuțiilor majorității mineralelor grele argumentează în favoarea predominării unui singur proces de formare a depozitelor sau a existenței unei surse majore unice pentru fiecare mineral sau grup de minerale.

Distribuția normală a granaților sugerează însă, că la formarea sedimentului gazdă au concurat două sau mai multe procese genetice de intensitate apropiată sau că au existat mai multe surse pentru acest mineral.



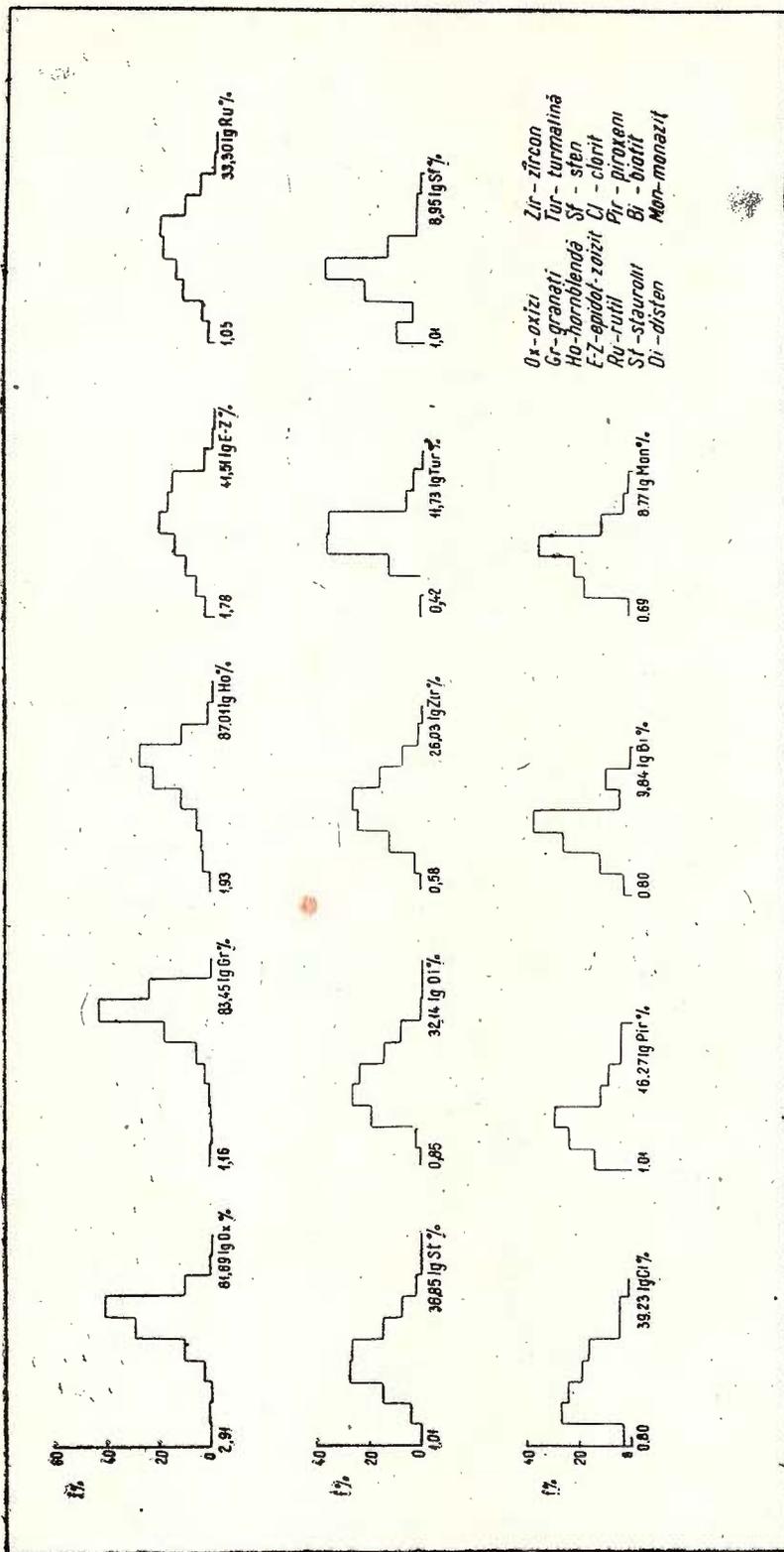


Fig. 1. — Histogramme de fréquence ale mineralelor grele.
 Histogrammes de fréquence des minéraux lourds.

Variabilitatea conținuturilor de minerale grele. Variabilitatea conținuturilor de minerale grele din loessurile și depozitele loessoide cercetate este evidențiată de parametrii centrului de grupare (media aritmetică, \bar{x} , media logaritmică, x_{lg} și de parametrii de variație (abaterea standard, s și coeficientul de variație, V). Din examinarea acestor parametri, prezentați în tabelul 1, rezultă că mineralele grele determinate participă în proporții diferite la constituirea sedimentului gazdă. Astfel, câțiva componenți mineralogici și anume: granații, oxizii și hornblenda au conținuturi medii mai ridicate, peste 20% fiecare, formînd peste 70% din masa sedimentului, în timp ce restul mineralelor grele, peste 15 la număr, au conținuturi medii mai scăzute, sub 10%, reprezentînd mai puțin de 30% din masa rocii.

În privința variabilității conținuturilor de minerale grele se observă că nu sînt diferențe mari între minerale, parametrii de variație, s și V , avînd valori apropiate și, nu prea ridicate. Este de menționat că granații, care au o distribuție statistică normală, au coeficientul de variație, V cel mai scăzut.

Corelația dintre mineralele grele. Pentru a obține o imagine mai completă asupra relațiilor existente între mineralele grele determinate, care constituie un aspect important în descifrarea proceselor genetice care au dus la formarea depozitelor cuaternare superficiale, a fost cercetată corelația între mineralele grele pe baza coeficienților de corelație. Calculul coeficienților de corelație s-a efectuat ținînd cont de legea de distribuție verificată sau tendința majoră manifestată pentru fiecare mineral.

După cum se constată din tabelul 2, mineralele grele din sedimentele cercetate prezintă în majoritatea cazurilor o corelație slabă ($r < 0,4$). Coeficienți de corelație mai mari apar mai ales între mineralele cu un număr scăzut de perechi de valori ($n < 30$), ceea ce le conferă un grad de încredere mai scăzut, fără a exclude însă posibilitatea unei semnificații genetice a acestora.

În privința sensului corelației se observă o repartizare aproximativ egală a coeficienților cu semn pozitiv și a celor cu semn negativ. Totodată, trebuie remarcat faptul că toți coeficienții de corelație cu valori mai mari au semn pozitiv.

Analizînd relațiile evidențiate de coeficienții de corelație între mineralele grele cu frecvența de apariție cea mai mare se constată următoarele :

Granatul prezintă o lipsă totală de corelație cu staurolitul și o corelație pozitivă foarte scăzută cu rutilul și glaucofanul. Cu celelalte minerale grele granatul prezintă numai corelații inverse cu intensitate scăzută, dintre care numai cele cu epidot-zoizitul și cloritul sînt puțin mai mari.

Hornblenda, ca și grănatul, prezintă în cea mai mare parte corelații inverse și cu o intensitate scăzută cu celelalte minerale, cea mai ridicată fiind cu rutilul.



TABELUL 2

Coeficienții de corelație dintre mineralele grele

Mineralul	Oxiți	Granați	Hornblendă	Epidot-zoisit	Rutil	Staurolit	Disten	Zircon	Turmalină	Sfen	Clorit	Piroxeni
Granați	-0,02											
Hornblendă	-0,34	-0,28										
Epid.-zoisit	-0,14	-0,34	0,07									
Rutil	-0,09	0,11	-0,34	-0,25								
Staurolit	-0,08	0,00	-0,18	-0,08	-0,17							
Disten	-0,03	-0,15	-0,24	0,16	-0,09	0,15						
Zircon	-0,11	-0,17	-0,29	-0,13	0,36	-0,22	0,02					
Turmalină	-0,18	-0,21	-0,21	-0,12	0,25	-0,07	-0,03	0,41				
Sfen	-0,13	0,14	-0,14	0,16	0,20	0,01	0,21	0,11	0,25			
Clorit	-0,32	-0,35	-0,17	0,01	-0,02	-0,11	0,11	0,35	0,27	0,36		
Piroxeni	-0,29	-0,17	0,13	-0,14	0,44	-0,33	-0,29	0,46	-0,05	-0,15	0,42	
Biotit	-0,27	-0,17	-0,14	0,03	0,22	-0,21	0,34	0,30				
Monazit	0,09	-0,30	0,06	-0,10	-0,17	-0,21	0,06	-0,03	0,67	-0,06	0,71	-0,12
Sillimanit	0,27	0,26	0,29	-0,03	0,51	-0,07	0,20					0,55
Glaucofan	0,09	0,13	0,02	-0,11	0,73	-0,23	-0,11					
Antofilit	0,24	-0,29	-0,18	0,06		0,13	0,48					

N.B. Coeficienții tipăriți cu caractere albine se bazează pe $n < 30$.

Epidot-zoizitul are o corelație cu celelalte minerale grele cu o intensitate și mai scăzută decât granatul și hornblenda.

Rutilul prezintă mai frecvent o corelație directă cu celelalte minerale grele și cu o intensitate ceva mai ridicată decât în cazul celorlalte minerale. Astfel, o corelație pozitivă satisfăcătoare prezintă cu piroxenii și mai puțin cu zirconul. De asemenea, rutilul manifestă o corelație bună cu glaucofanul și satisfăcătoare cu sillimanitul, dar care au un grad de încredere mai scăzut fiind determinate pe baza unui număr redus de perechi de valori.

Staurolitul manifestă, în general, o corelație negativă și cu o intensitate slabă cu celelalte minerale grele.

Distenul arată, de asemenea, o corelație slabă atât pozitivă cât și negativă cu celelalte minerale.

Zirconul prezintă, în general, o corelație directă și cu o intensitate puțin mai ridicată cu restul mineralelor. Astfel, coeficienții de corelație dintre zircon-piroxeni și zircon-turmalină indică o legătură directă satisfăcătoare între aceste minerale. O corelație pozitivă ceva mai slabă apare între zircon-rutil și zircon-clorit.

Analiza suprafețelor de tendință

În vederea stabilirii variabilității areale a conținuturilor de minerale grele determinate în loessurile și depozitele loessoide, care pot furniza informații prețioase despre procesul de formare a sedimentelor gazdă, a fost aplicată analiza suprafețelor polinomiale de tendință.

Scopul analizei suprafețelor de tendință constă în separarea variațiilor la scară largă, sau a tendințelor, de variațiile locale. Analiza suprafețelor de tendință reprezintă un mijloc eficient de a descifra relații simple dintr-o serie de date relativ complexe. Această metodă de studiu are numeroase posibilități de aplicare în cercetările geologice, printre care și aceea de a servi la determinarea modificărilor faciale ale formațiunilor sedimentare prin stabilirea repartiției spațiale a parametrilor sedimentari.

Principiul pe care se bazează analiza suprafețelor de tendință este acela că orice observație poate fi descompusă în doi componenți; un component care reprezintă variațiile la scară largă și care exprimă tendința generală a proprietății măsurate și alt component care reprezintă variațiile locale, abaterea locală.

Modelul statistic al analizei suprafețelor de tendință poate fi exprimat prin relația :

$$T(U_i, V_j) = \tau(U_i, V_j) + e_{ij}$$

unde :

$T(U_i, V_j)$ este valoarea observată a proprietății măsurate în punctul cu coordonatele U_i, V_j ;

$\tau(U_i, V_j)$ este tendința calculată pentru același punct ;

e_{ij} este componentul întâmplător.



Tendința este definită ca un polinom de un grad oarecare și este exprimată ca :

$$\tau(U, V) = b_{00} + b_{10}U + b_{01}V + \dots + b_{pq}U^pV^q$$

unde b_{00} , b_{10} , b_{01} etc. sînt coeficienții polinomului și sînt determinați prin metoda celor mai mici pătrate.

După modul de răspîndire a punctelor de observație în aria cercetată, în rețea sau neregulată, pentru calcularea suprafețelor de tendință se folosesc fie polinoame ortogonale, fie polinoame neortogonale așa cum s-a procedat în cazul de față.

Coeficienții polinomiali, b_{00} , b_{10} , b_{01} etc., au fost determinați prin metoda celor mai mici pătrate conform relației :

$$\hat{Sb} = g$$

unde :

S este matricea sumei pătratelor și produselor ;

\hat{b} este vectorul coloană al coeficienților polinomiali ; și

g este vectorul coloană al produselor variabilei cartate și coordonatelor U și V .

Odată ce coeficienții polinomiali ai suprafețelor de tendință au fost obținuți, se calculează valorile suprafețelor de tendință pentru fiecare punct de observație introducînd în ecuația suprafețelor de tendință valorile coordonatelor U și V . Astfel se obține harta suprafețelor de tendință respective.

Se observă că valoarea calculată nu coincide cu cea observată

$$R = X_{obs} - X_{calc}$$

Prin cartarea acestor abateri, care cuprind componentele de tendință ale suprafețelor de tendință de ordin superior ca și alte variații întimplătoare, se obține harta de abateri, care poate conține o informație geologică deosebită.

Puterea de ajustare a unei suprafețe de tendință poate fi exprimată ca procentajul de reducere în suma totală a pătratelor, care este dată de expresia :

$$C_d = 100 \left[1 - \frac{\Sigma(X_{obs} - X_{tend})^2}{\Sigma(X_{obs} - \bar{X}_{obs})^2} \right]$$

unde :

X_{tend} reprezintă valorile pentru suprafețele de tendință în punctele de observație ; și

X_{obs} reprezintă valorile variabilei cartate în punctele de observație.

O ajustare perfectă a unei funcții de tendință la datele de observație ar da o valoare a coeficientului de determinare, C_d , de 100%.

Pentru a îndeplini una din condițiile impuse de analiza suprafețelor de tendință, și anume o probare cît mai reprezentativă a obiecti-



velor cercetate, în studiul de față au fost luate în considerare pentru calcularea suprafețelor de tendință numai primele 9 minerale, în ordinea descrescîndă a frecvenței lor de apariție în profilele cercetate ($F_1 > 80\%$) (tab. 1).

Datele primare, pe baza cărora s-au calculat suprafețele de tendință, au fost reprezentate prin valorile medii ale conținuturilor procentuale ale mineralelor și poziția profilelor față de cele două axe de coordonate rectangulare.

Calculul suprafețelor de tendință s-a efectuat la un calculator electronic I.C.L. 1905 cu ajutorul unui program de calcul scris în limbaj FORTRAN IV (programator N. Gavrîlă).

Pentru stabilirea variației areale a conținuturilor mineralelor luate în considerare s-au calculat suprafețele polinomiale de tendință pînă la gradul 6, dar în această lucrare sînt prezentate numai suprafețele de gradul 2, 4 și 6.

Granatul. Suprafețele polinomiale calculate pentru cele trei grade arată că tendința dominantă de variație a conținutului de granat din loessurile și depozitele loessoide cercetate este orientată VNV—ESE (fig. 2). Tendința generală apare chiar din suprafața de ordinul doi, dar odată cu trecerea la suprafețe de ordin mai mare aceasta este mai bine evidențiată. Totuși, coeficientul de determinare al suprafețelor arată că acestea explică numai o parte din variația totală din suprafață ($C_d = 24—54\%$). Aceasta înseamnă că variabilitatea la scară mică, ca și componentele de tendință de ordin superior au încă o pondere însemnată în hartă (76—46%).

Staurolitul. Suprafețele de tendință calculate pentru distribuția areală a staurolitului indică, de asemenea, o scădere a conținutului acestui mineral în direcția ESE (fig. 3). Din figurile reprezentînd suprafețele de gradul 4 și 6 se observă că direcția acestei tendințe este ușor rotită spre SE. Spre deosebire însă de cazul granatului, suprafețele de tendință calculate au coeficienți de determinare mai mari ($C_d = 45—76\%$), ceea ce indică că acestea reprezintă un efect real și nu ceva întîmplător.

Rutilul. Suprafețele de tendință calculate pentru rutil arată o tendință de variație orientată de la nord spre sud, cu apariția unei zone de maxim în partea de nord-est a Cîmpiei Române (fig. 4). Coeficienții de determinare ai suprafețelor de tendință sînt puțin mai mici decît în cazul staurolitului ($C_d = 41—66\%$), ceea ce implică existența unei variabilități locale și a componentelor de tendință de grad mai mare cu o pondere însemnată.

Din observațiile de teren s-a constatat o creștere a cantității de rutil și granați în special în profilele din partea de nord și centrală a Bărăganului. Sursa au constituit-o, probabil, depozitele sedimentare din curbura Carpaților, de la cele mai noi pînă la cele cretacee. Multiple remanieri la care au fost supuse se reflectă în caracterele morfologice ale granatului și rutilului, care numai foarte rar apar cu contururi idiomorfe bine conservate.



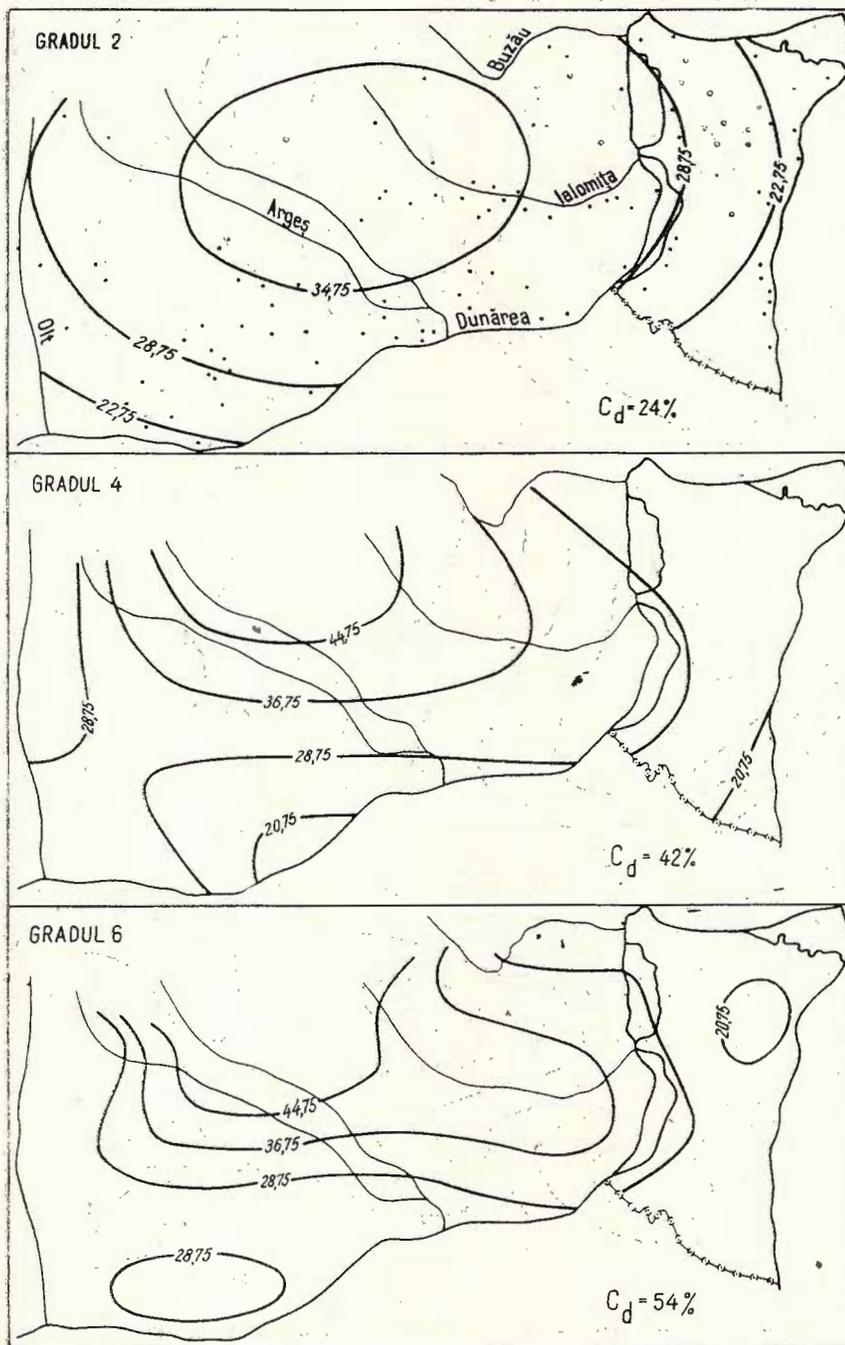


Fig. 2. — Suprafețele de tendință ale granatului.

Surfaces de tendance du grenat.



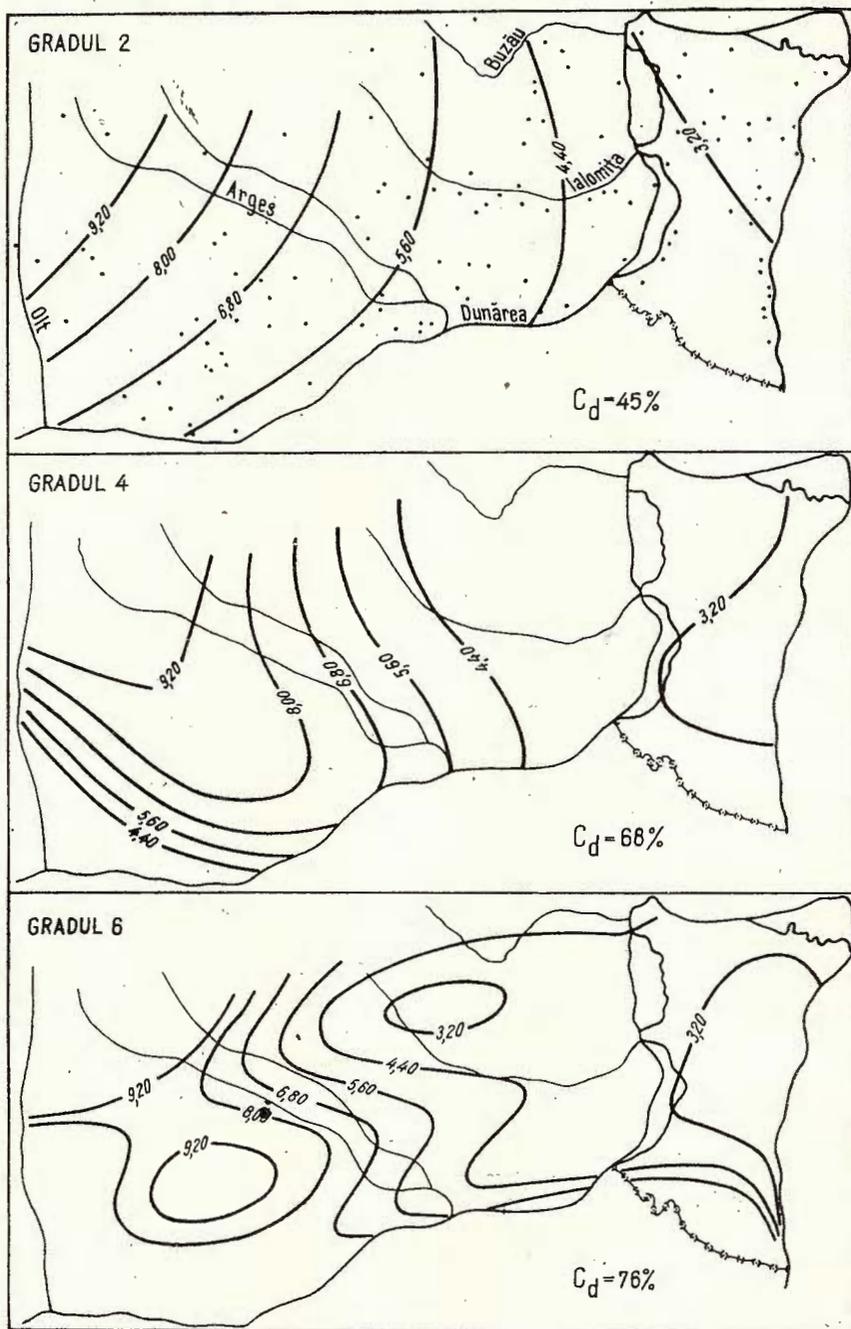


Fig. 3. — Suprafețele de tendință ale staurolitului.
Surfaces de tendance de la staurotide.



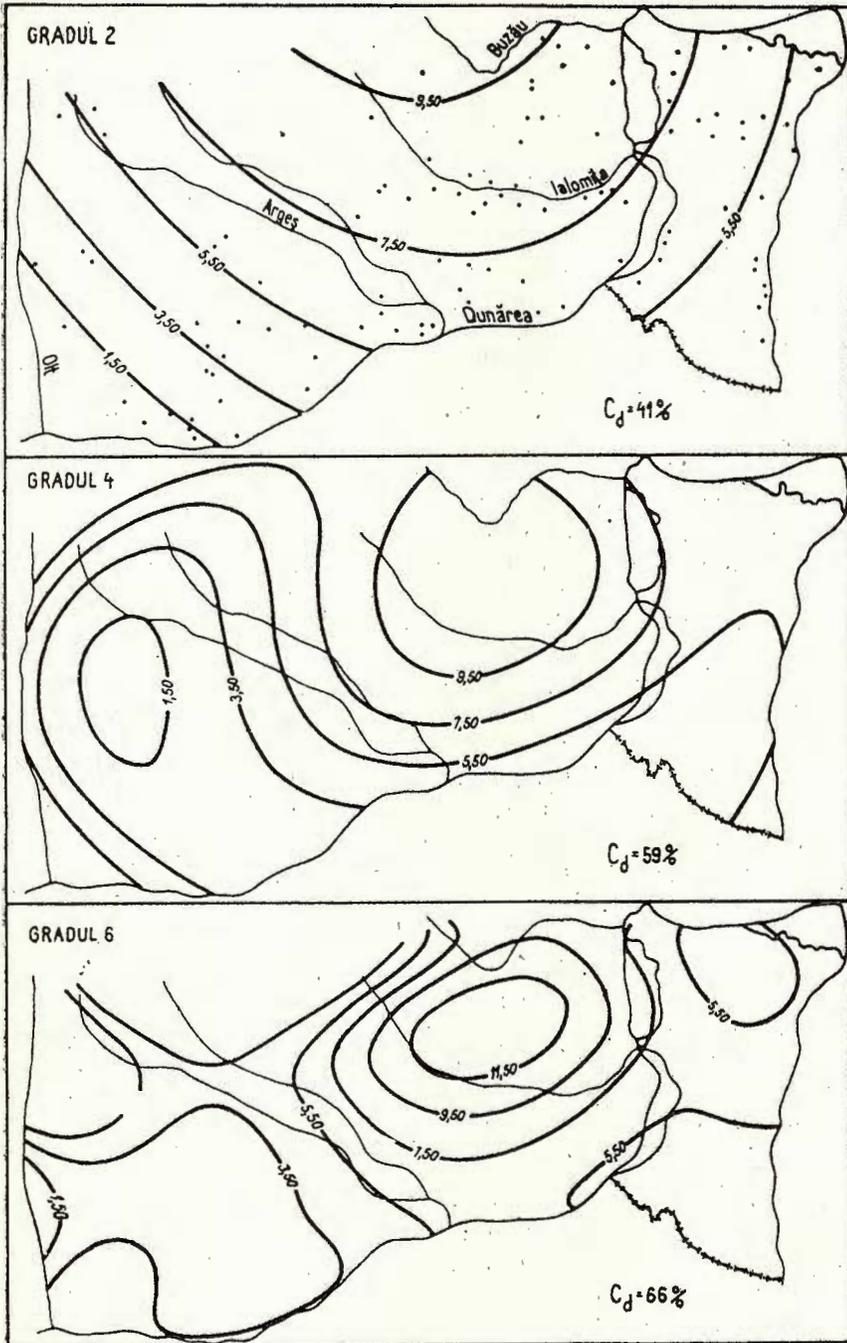


Fig. 4. — Suprafețele de tendință ale rutilului.
Surfaces de tendance du rutil.



Epidot-zoizitul. Suprafețele de tendință calculate pentru acești componenți mineralogici indică o creștere a conținutului lor spre partea de sud a regiunii, unde, așa cum reiese și din suprafața de gradul 6, apare o zonă de maxim orientată VSV—ENE (fig. 5). Din nou coeficienții de determinare ai suprafețelor calculate ($C_d = 22—46\%$) ne arată că efectul suprafețelor ajustate este slab. Acesta este un indiciu că cea mai mare parte din variația conținutului acestor componenți mineralogici nu poate fi justificată de suprafețele de tendință calculate și că variațiile locale și componentele de tendință de grad superior au o pondere mai mare.

Hornblendă. Acest mineral prezintă acumulări mai importante în-deosebi în profilele din sudul piemontului Argeș-Olt și în partea estică a Bărăganului, unde la cantitatea de hornblendă venită din Carpați se adaugă cele transportate din aluviunile Dunării.

Suprafețele polinomiale calculate pentru distribuția areală a hornblendei evidențiază o tendință de variație inversă față de cele ale granatului și staurolitului. Conținuturile cele mai ridicate ale acestui mineral se găsesc în depozitele din partea de ESE a regiunii cercetate și prezintă o tendință de scădere spre NV (fig. 6). Totuși, ca și în cazul granatului, coeficienții de determinare ai suprafețelor de tendință au valori cam scăzute ($C_d = 21—56\%$), ceea ce face ca ponderea variațiilor locale și a componentelor de tendință de grad superior să fie destul de mare.

Distenul. Suprafețele calculate pentru disten indică o tendință de scădere a conținutului acestui mineral în direcția NE (fig. 7). După cum se observă mai ales din suprafața de gradul 6, conținuturile cele mai ridicate de disten în sedimentul gazdă se găsesc în partea de SV a regiunii. Ca și în cazul altor minerale, coeficienții de determinare ai suprafețelor de tendință au valori mici ($C_d = 32—56\%$).

Turmalina. Suprafețele polinomiale calculate pentru distribuția areală a turmalinei evidențiază o tendință de scădere a conținutului acestui mineral în direcția NNV—SSE (fig. 8). Valorile cele mai ridicate ale conținuturilor se află în partea central-nordică a regiunii, de unde scad ușor spre SE și mai repede spre NE și SV. Coeficienții de determinare ai suprafețelor de tendință au tot valori scăzute ($C_d = 24—50\%$), indicând o reprezentativitate scăzută a suprafețelor calculate.

Zirconul. Hărțile suprafețelor de tendință calculate pentru zircon sînt foarte asemănătoare cu cele obținute pentru turmalină. Conținuturile de zircon din sedimentul gazdă prezintă o tendință de scădere pe o direcție aproximativ N—S (fig. 9). Coeficienții de determinare ai suprafețelor de tendință calculate ($C_d = 32—75\%$) au valori mai mari decît pentru multe alte minerale, mai ales pentru suprafețele de grad mai ridicat, indicînd o putere mai mare a suprafețelor și deci existența unui factor real care a determinat această distribuție.



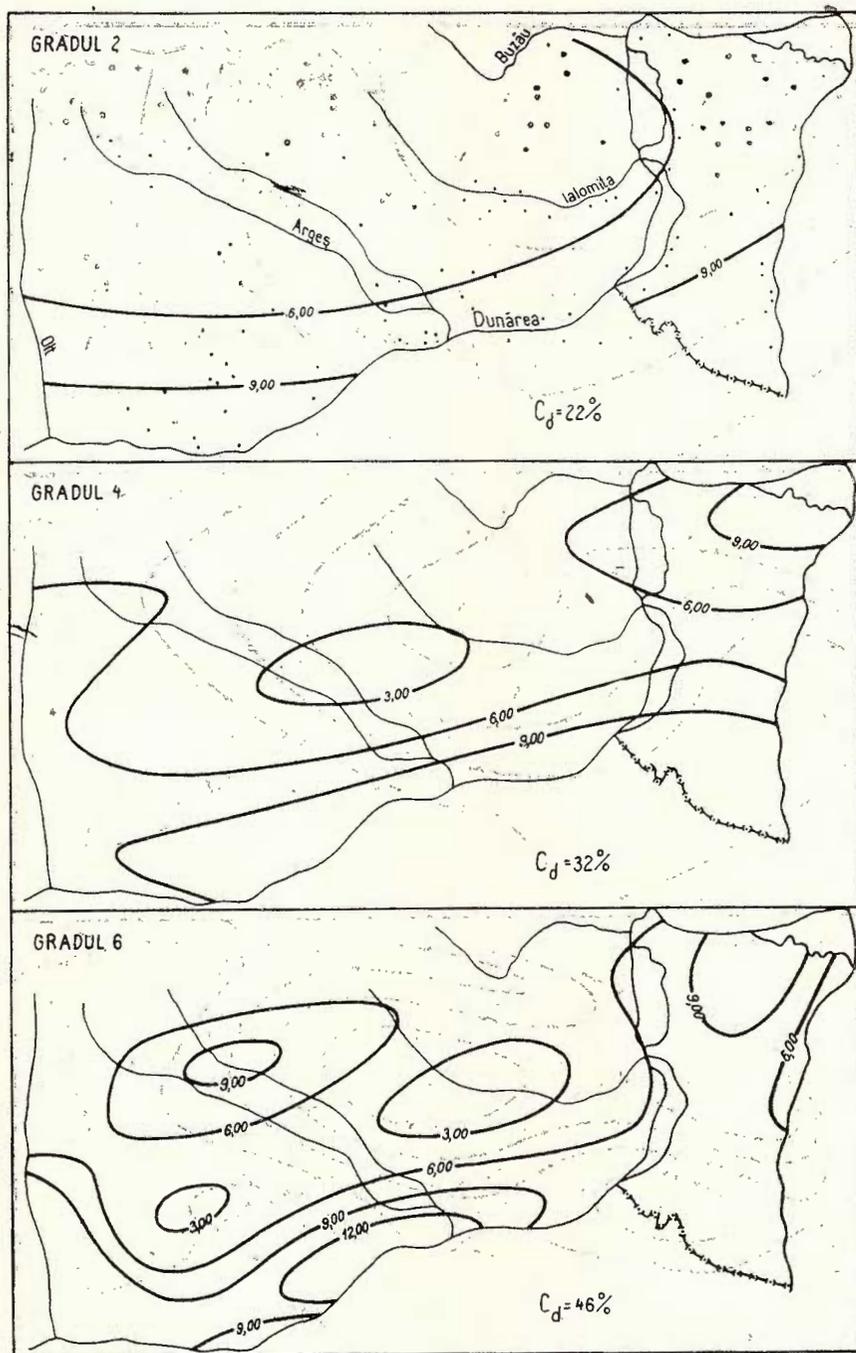


Fig. 5. — Suprafețele de tendință ale epidot-zoizitului.
Surfaces de tendance de l'épidote-zoïsité.



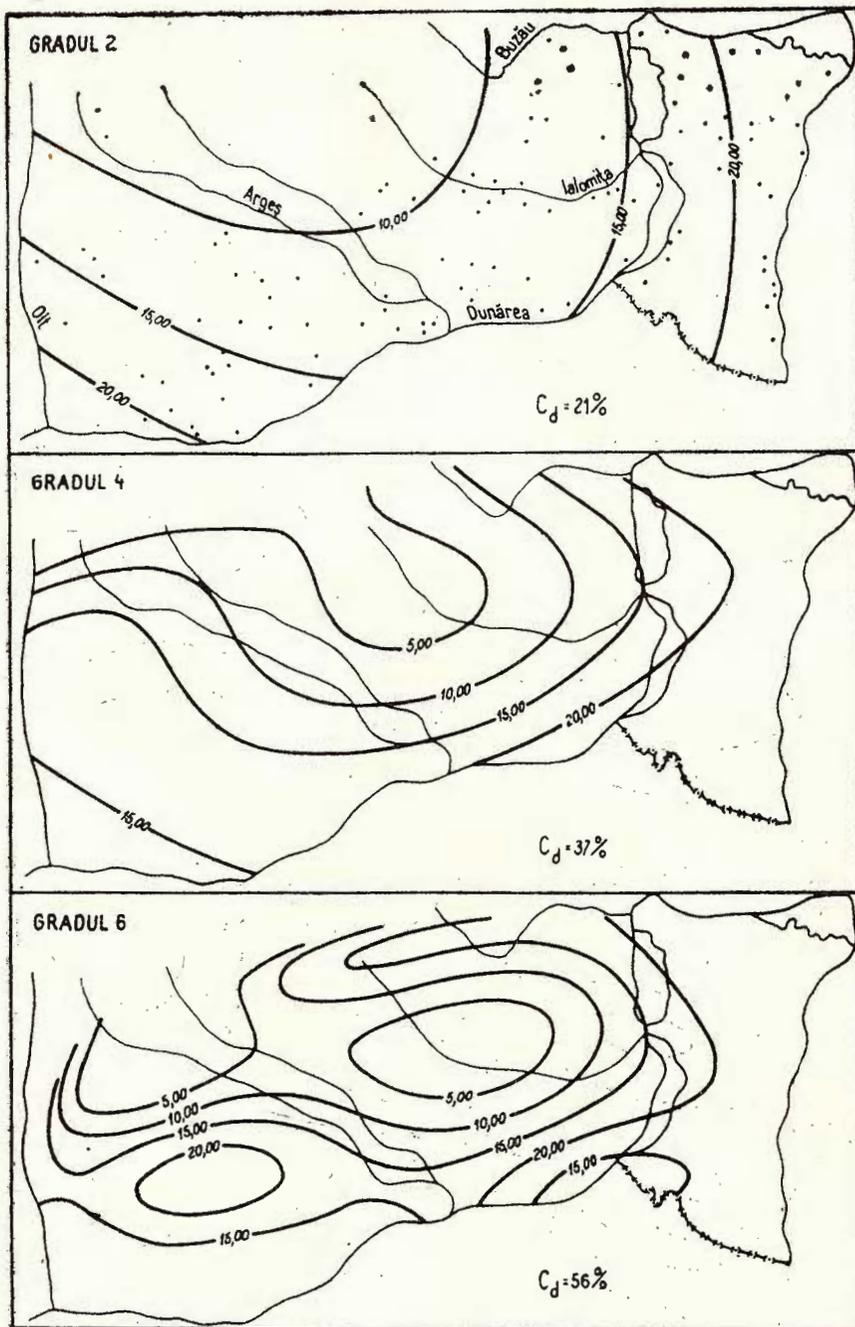


Fig. 6. — Suprafețele de tendință ale hornblendei.
Surfaces de tendance de la hornblende.

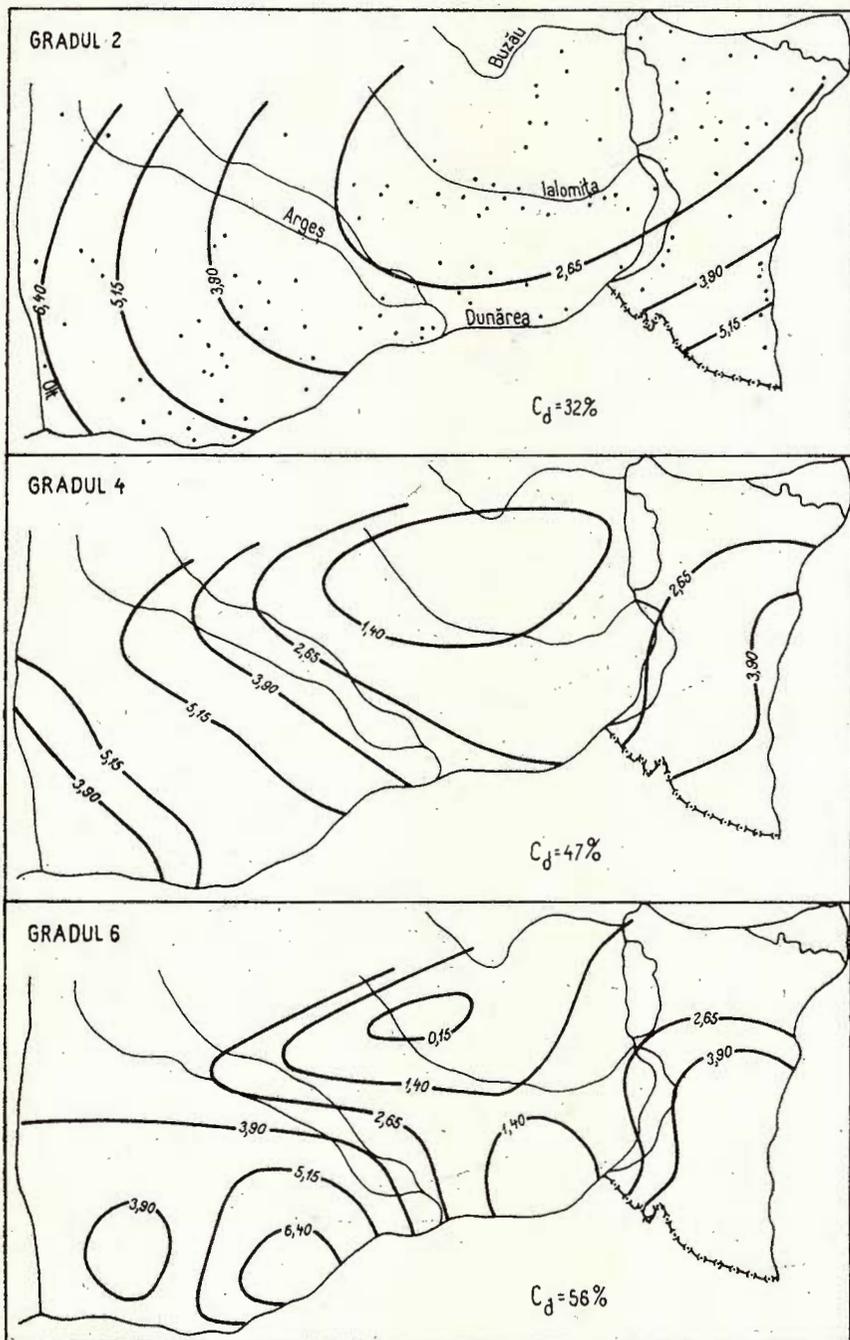


Fig. 7. — Suprafețele de tendință ale distenului.
Surfaces de tendance du disthène.

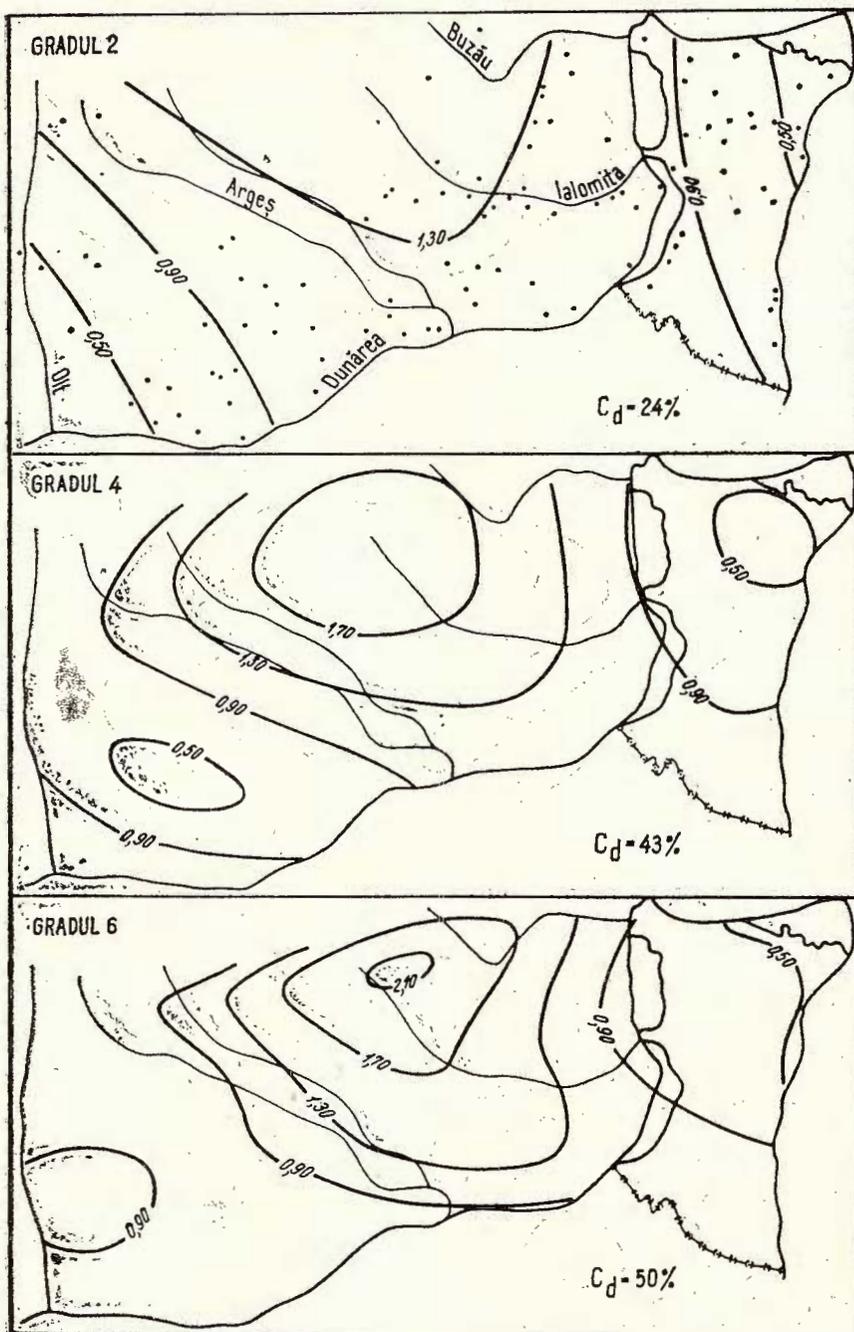


Fig. 8. — Suprafețele de tendință ale turmalinei.
Surfaces de tendance de la tourmaline.

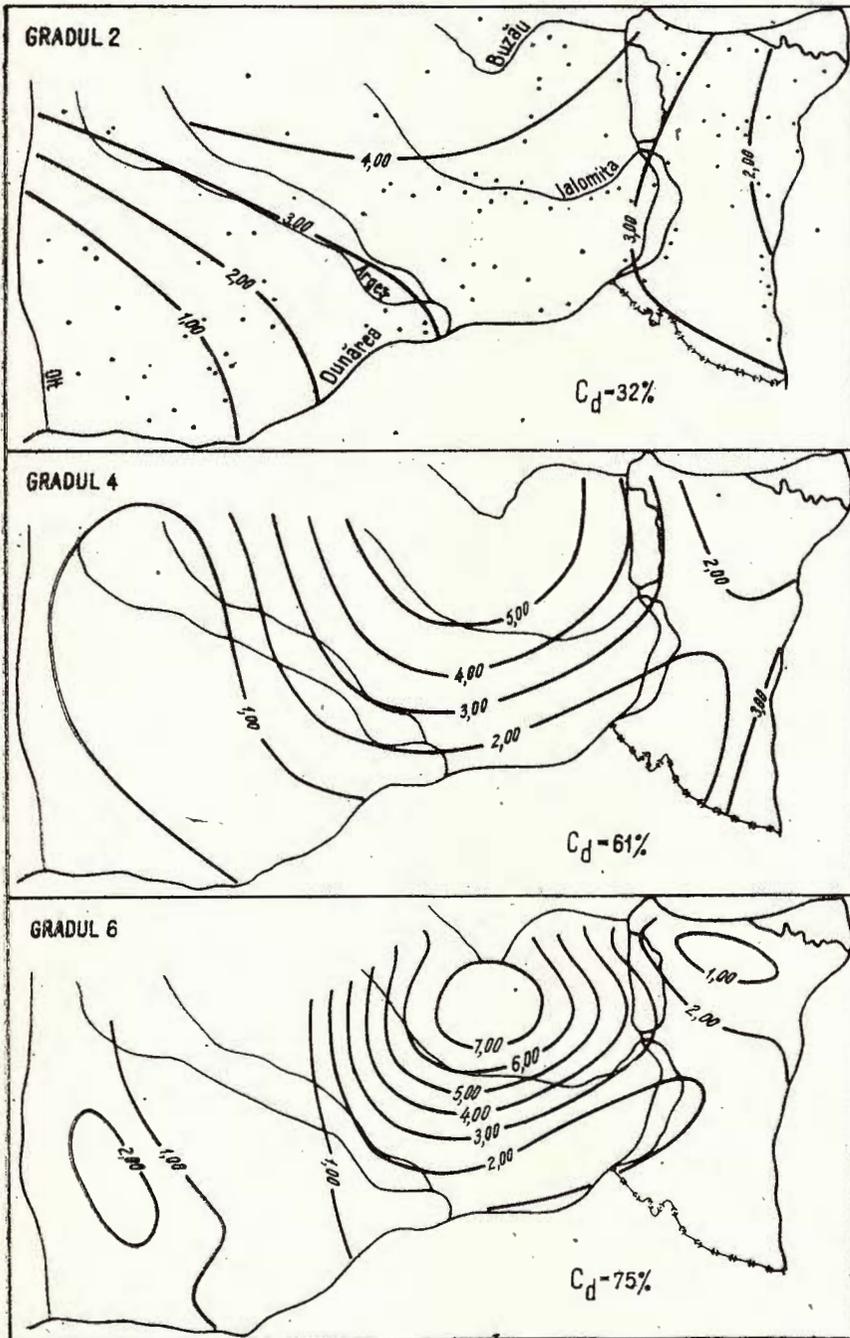


Fig. 9. — Suprafețele de tendință ale zirconului.
Surfaces de tendance du zircon.

Sfenul. Suprafețele de tendință calculate pentru sfen arată o variație a conținuturilor acestui mineral în sedimentul gazdă orientată în direcția SV—NE (fig. 10). Zona cu conținuturile cele mai ridicate formează, în suprafața de tendință de gradul 6, o elipsă cu axa lungă orientată spre NE. Coeficienții de determinare ai suprafețelor de tendință calculate au valorile cele mai mici dintre toate cele calculate ($C_d = 4-30\%$), sugerând că suprafețele obținute nu sînt reprezentative, cea mai mare parte din variabilitatea acestui mineral fiind asociată cu variații la scară locală și cu componente de tendință de ordin superior.

Cloritul și monazitul, care apar în mai puțin de jumătate din numărul profilelor cercetate ($F_t = 45,8\%$ și respectiv $F_t = 41,6\%$), au o distribuție areală foarte neuniformă. Aceste minerale apar, în principal, în două zone din regiunea cercetată și anume, în profilele situate în lungul teraselor Oltului și în profilele din partea de nord a Bărăganului. Această răspîndire a cloritului și monazitului sugerează proveniența lor din zonele montane înalte, unde șisturile cristaline ocupă suprafețe considerabile.

Ajustarea suprafețelor polinomiale de tendință calculate pentru mineralele de mai sus arată atît că tendințele regionale în loessurile și depozitele loessoide din Dobrogea și Cîmpia Română Orientală sînt, cu cîteva excepții, slabe, cît și faptul că variația la scară mică și ponderea componentelor de tendință de ordin superior este puternică. Această contribuție scăzută a funcției de tendință la variația totală a variabilei cercetate nu trebuie considerată cu totul neșemnificativă, dar la interpretarea rezultatelor trebuie să se țină seama neapărat de ea.

Aspectul suprafețelor de tendință calculate pentru mineralele considerate sugerează că sursa și direcția de transport au fost diferite. Astfel, suprafețele de tendință calculate pentru granați, staurolit, turmalină, zircon și rutil indică că sursa a fost în partea de VNV a regiunii cercetate și că direcția predominantă de transport a fost spre ESE. Această sursă poate fi identificată cu șisturile cristaline și depozitele sedimentare din curbura Carpaților.

Dimpotrivă, suprafețele de tendință ale hornblendei arată că sursa sedimentului gazdă a fost în partea de sud-est a regiunii, iar direcția predominantă de transport a fost orientată spre nord-vest. În sfîrșit, suprafețele de tendință ale distenului și sfenului indică o sursă ce se găsea în partea de sud-vest a regiunii cercetate, iar direcția de transport a fost orientată spre nord-est. Aceste surse pot fi identificate cu depozitele aluvionare ale Dunării.

Evaluarea semnificației diferiților factori care determină tendința de variație a mineralelor, arată că sursa are cea mai mare importanță. Totuși, deși sursa este necesară pentru furnizarea de minerale, distribuția lor areală este controlată de diferite procese.

După cum au arătat Allen și Krumbein (1962), astfel de distribuții areale ale componentilor mineralogici s-ar putea datora următoarelor procese :



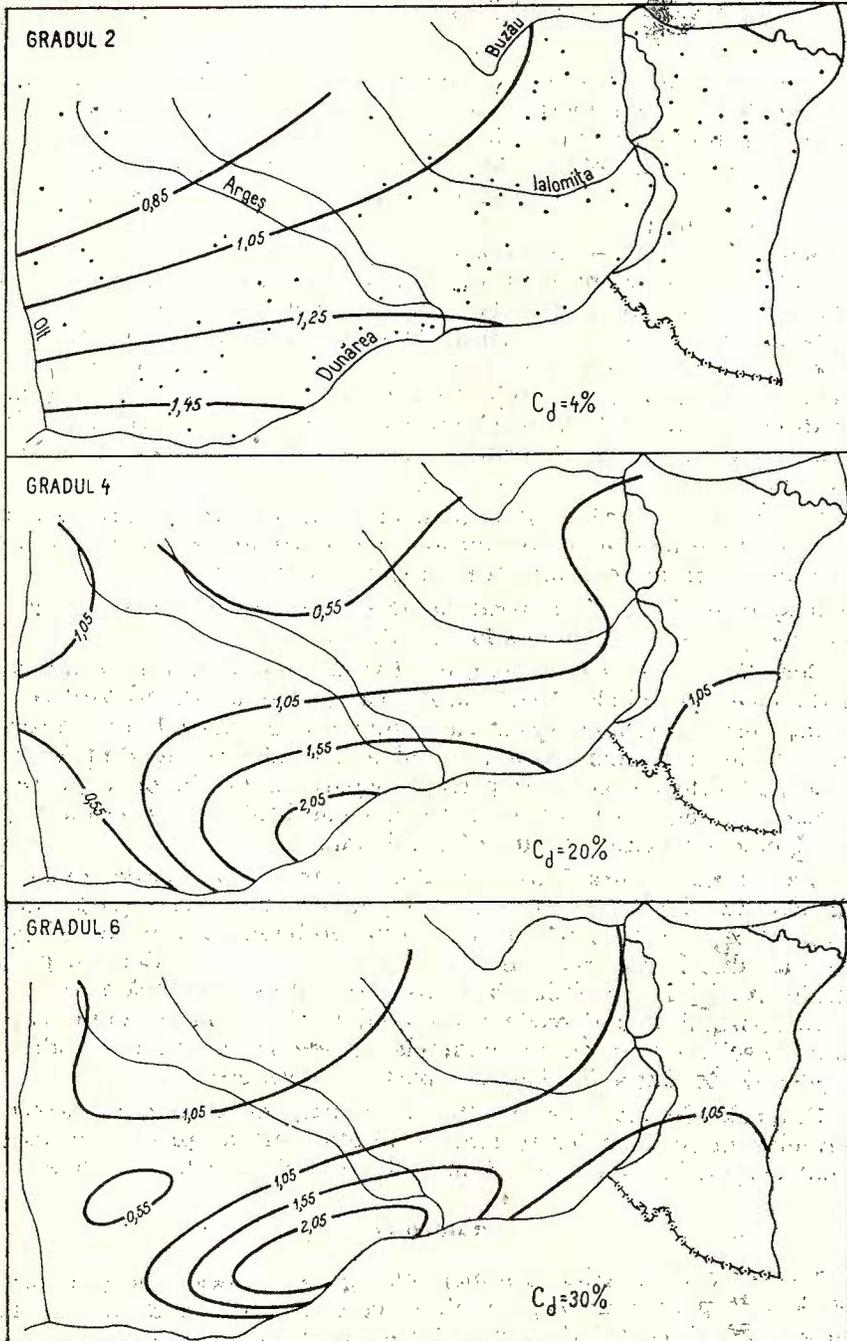


Fig. 10. — Suprafețele de tendință ale sfenului.
Surfaces de tendance du sphène.



- sortarea detritusului polimineralic provenit dintr-o sursă majoră ;
- detritus polimineralic asemănător, fie amestecat sau nu, din două sau mai multe surse principale ;
- amestecarea detritusului diferit din două sau mai multe surse ;
- modificarea post-depozițională a detritusului provenit dintr-un număr oarecare de surse.

Schimbările post-depoziționale, deși posibile, nu au avut totuși, un rol atât de important încît să ducă la formarea de minerale noi ca granat, rutil, turmalină etc., dar nu sînt excluse, deoarece se remarcă zone de supracreștere atât la rutil, cît și la zircon (profil Costinești), ca și concreșteri între sfen și rutil (profil Sinești). De asemenea, probabil că distribuția areală a variabilității care ar fi rezultat ar fi fost atunci puțin diferită ; variațiile la scară mică ar fi fost mai reduse și tendințele regionale mai puternice, datorită controlului mai strîns efectuat de factorii acestui proces.

De aici rezultă că rolul preponderent în distribuția areală a componentelor mineralogici ai loessurilor și depozitelor loessoide studiate a revenit unuia dintre celelalte trei procese menționate.

Răspunsul fiecărui mineral la aceste procese depinde, în general, de mărimea, forma și greutatea lui specifică.

Cercetările efectuate de noi, ca și rezultatele obținute de alți autori (Siddique, Mallik, 1972), arată că dintre acești factori cel mai important este greutatea specifică a mineralelor. Astfel, deși procesele au fost aceleași pentru toate mineralele considerate, tendințele lor de variație sînt diferite, ceea ce permite separarea lor în două grupe ; pe de o parte zirconul, rutilul, granații și staurolitul, iar de cealaltă parte distenul, epidot-zoizitul, sfenul și hornblenda.

Deosebirea majoră între cele două grupe de minerale, evidențiată de distribuțiile lor areale, se datorește, în cea mai mare parte, greutăților specifice diferite. Același factor este probabil răspunzător și pentru tipurile de distribuții areale diferite chiar și în cadrul fiecărui grup de minerale. Astfel hornblenda, care are o greutate specifică mai mică, a fost transportată mai departe decît epidot-zoizitul și distenul, care au greutăți specifice mai mari, maximele lor de frecvență din cadrul suprafețelor de tendință fiind numai parțial suprapuse.

Din cele de mai sus rezultă că tipurile de distribuții areale ale mineralelor grele considerate sînt rezultatul atât al proceselor care au acționat asupra lor, cît și al răspunsului dat de aceste minerale.

Concluzii

Frecvența de apariție a mineralelor grele în loessurile și depozitele loessoide atât pentru întreaga regiune cercetată, cît și în fiecare profil în parte variază destul de mult. Astfel, în timp ce unele minerale ca granații, hornblenda, rutilul, staurolitul etc. sînt prezente aproape în toate profilele și probele cercetate, alte minerale ca antofilitul, brookitul, actinotul, corindonul etc. apar numai sporadic.



Prelucrarea statistică a conținuturilor individuale ale mineralelor grele a arătat cum colectivitățile considerate au un caracter omogen din punct de vedere al fenomenului cercetat și că, cu excepția granelor, aproape toate mineralele grele prezintă o distribuție statistică lognormală.

Conținuturile medii ale mineralelor grele din loessurile și depozitele loessoide cercetate prezintă variații însemnate. Astfel, în timp ce unele minerale grele au conținuturi medii de peste 20%, alte minerale au conținuturi medii de cca zece ori mai mici.

Cercetarea legăturilor existente între mineralele grele din loessurile și depozitele loessoide din Dobrogea și Cîmpia Română de est a evidențiat absența unor corelații semnificative în variația conținuturilor acestor minerale.

În sfârșit, din analiza suprafețelor de tendință a principalelor minerale grele rezultă că loessurile și depozitele loessoide cercetate au provenit din două surse, una situată în partea de nord-vest, în zona de curbură a Carpaților, iar cealaltă în partea de sud, de-a lungul Dunării. Distribuția areală a mineralelor grele este determinată atât de sursa materialului inițial și de procesele operative, cât și de răspunsul fiecărui mineral la aceste procese.

BIBLIOGRAFIE

- Allen P., Krumbein W. C. (1962) Secondary trend components in the Top Ashdown Pebble Bed: a case history. *Jour. Geology*, 70, 5, Chicago.
- Codarcea Venera, Ghenea C. (1975) Studii mineralogice asupra unor sedimente cuaternare din Dobrogea de sud. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/1, București.
- Ghenea C. (1976) Considerations minéralogiques sur les loess de la Dobrogea Centrale et Septentrionale. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/1, București.
- Bandrabur T. (1977) Studiul geologic-mineralogic al depozitelor loessoide din Cîmpia Română Orientală. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/1, București.
- Ghenea C., Codarcea Venera (1974) Considerații geologice asupra unui profil de loessuri din Dobrogea de sud. *St. tehn. econ.*, E 13, București.
- Ianovici V., Dimitriu Al. (1965) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geol.*, X, 1, București.
- Siddique H. N., Mallik T. K. (1972) Trend-Surface Analysis of Distribution of Some Heavy Minerals in Shelf Sediments of Mangalore, India. *Math. Geology*, 4, 4, New York.



L'ANALYSE STATISTIQUE DE LA VARIABILITÉ DES MINÉRAUX LOURDS DES LOESS ET DES DÉPÔTS LOESSOÏDES DE LA DOBROGEA ET LA PLAINE ROUMAINE ORIENTALE

(Résumé)

A la suite des recherches minéralogiques et pétrographiques des loess initiées par C. Ghenea et Venera Codarcea (1974, 1975, 1976) ce papier envisage l'analyse statistique des données minéralogiques obtenues de ces formations.

L'analyse statistique-mathématique a comme principal but de solutionner, par les résultats minéralogiques, des problèmes généraux de différenciations quantitatives entre les mêmes espèces minérales appartenant au même type de formation et la source initiale des matériaux qui constituent les loess et aussi les associations paragénétiques qui peuvent générer des lois.

Ainsi on a analysé plus de 440 échantillons, obtenus des coupes de la Dobrogea et de la Plaine Roumaine à l'est de l'Olt. Les déterminations minéralogiques ont été faites, séparément pour chaque échantillon, sur la fraction lourde (plus de 0,05 mm) séparée à l'aide du bromoforme, et on a obtenu trois classes granulométriques variant de 0,25 à 0,16 mm, de 0,16 à 0,10 mm et de 0,10 à 0,06 mm. On a fait la somme des résultats et on a obtenu des valeurs moyennes en pour-cents sur des coupes corrélables.

Les résultats des analyses minéralogiques correspondent aux types lithologiques séparés par les méthodes granulométriques. Ainsi, on a délimité une province danubienne, limitrophe au Danube et ayant un important apport de matériel alluvionnaire. Au sud de la Dobrogea on observe une province minéralogique littorale ayant comme source principale les alluvions marines; au nord de la Dobrogea, il y a quelques provinces minéralogiques dont la fraction lourde reflète par sa composition l'apport des formations géologiques locales; dans la Plaine Roumaine, on a identifié des dépôts de type „loess“, surtout dans les champs du Bărăgan, et de type „loessoïde“ dans la région souscarpatique, le champ de Mostiștea et le plateau Rimnic.

Les accumulations différentielles des minéraux lourds, nous ont permis de définir deux associations paragénétiques: la première, du type hornblende-pyroxènes (à l'est de la Plaine Orientale) et la deuxième, du type grenats-hornblende-épidote-zoïsite (à l'ouest de la Plaine Roumaine).

L'interprétation statistique des données des analyses minéralogiques a été effectuée pour presque 3300 valeurs individuelles introduites dans le calculateur électronique, à l'aide des programmes de calcul en langage FORTRAN IV élaborés par A.I. Dimitriu (le programme REPA) et P. Andăr (le programme CORE).

Selon leur fréquence dans les échantillons analysés, F_p , les minéraux lourds déterminés entrent en trois catégories:

- a) minéraux lourds très fréquents ($F_p > 70\%$), comme par exemple les grenats, la hornblende, l'épidote-zoïsite, le rutile, etc.;
- b) minéraux lourds à fréquence moyenne ($F_p = 40-60\%$), comme par exemple le zircon;



c) minéraux lourds peu fréquents ($F_p < 30\%$), comme par exemple les pyroxenes, la chlorite, la monazite, la sillimanite, etc.

En vue d'établir les caractéristiques principales des distributions statistiques, on a dressé des histogrammes de répartition à l'échelle arithmétique aussi que logarithmique pour tous les minéraux lourds pour lesquels on a eu un nombre suffisant de valeurs. Toutes les histogrammes de répartition ont le même aspect, ce qui prouve le caractère homogène du groupe recherché.

On a vérifié du point de vue quantitative la nature de la distribution empirique des minéraux lourds en vue de tester la correspondance avec la lois de distribution normale ou lognormale ($H_0 =$ distribution normale ou $H_0 =$ distribution lognormale); on a réalisé cela par la méthode des moments (Ianovici, Dimitriu, 1965). Les histogrammes révèlent que la plupart des minéraux lourds ont une distribution statistique lognormale, le seul minéral composant à distribution statistique normale étant le grenat.

La distribution lognormale de la plupart des minéraux lourds plède pour la prédominance d'un seul processus de constitution des dépôts ou pour l'existence d'une source majeure unique pour chaque minéral ou groupe de minéraux. La distribution normale des grenats montre qu'il y avait deux ou plusieurs processus génétiques de même intensité qui ont mené à la formation du sédiment hôte ou qu'il y avait plusieurs sources pour ce minéral.

La variabilité des contenus des minéraux lourds des loess et dépôts loessides recherchés est mise en évidence par les paramètres du centre de groupement (moyenne arithmétique, \bar{x} , moyenne logarithmique, \bar{x}_{lg}) et les paramètres de variation (écartement standard, s , et coefficient de variation, V). L'analyse de ces paramètres (tab. 1) démontre que les minéraux lourds déterminés ont participé en quantités différentes à la composition du sédiment hôte; ainsi, les grenats, les oxides et la hornblende représentent plus de 70% du sédiment, tandis que les autres minéraux lourds (plus de 15) présentent des contenus plus réduits, moins de 30% de la roche. Les paramètres de variation, s et V , ont des valeurs similaires peu élevées, les moindres paramètres appartenant aux grenats.

Le calcul des coefficients de corrélation envisage la lois de distribution vérifiée ou la tendance majeure pour chaque minéral. Les coefficients de corrélation plus grands apparaissent parmi les minéraux ayant un nombre réduit de paires de valeurs ($n < 30$), ce qui leur offre un degré de confiance peu élevé. En ce qui concerne le sens de la corrélation, tous les coefficients de corrélation aux valeurs élevées sont positifs.

La variabilité aréale des contenus de minéraux lourds a été établie à l'aide de l'analyse des surfaces polinomiales de tendance à fin de séparer les valeurs générales et locales entre eux. Le principe de base de l'analyse des surfaces de tendance démontre que chaque observation a deux parties composantes: la première représente les variations générales (en exprimant la tendance générale de la propriété étudiée) et la deuxième représente les variations locales ou l'exception locale.

Le modèle statistique des surfaces de tendance est exprimé par la relation:

$$T(U_i, V_j) = \tau(U_i, V_j) + e_{ij}$$



où : $T(U_i, V_j)$ représente la valeur de la propriété mesurée au point des coordonnées U_i, V_j ;

$\tau(U_i, V_j)$ représente la tendance calculée pour le même point ; e_{ij} représente le composant accidentel.

La tendance est définie comme un polynôme d'un degré quelconque exprimé par la formule suivante :

$$\tau(\bar{U}, \bar{V}) = b_{00} + b_{10}U + b_{01}V + \dots + b_{pq}U^pV^q$$

où b_{00}, b_{10}, b_{01} , etc. sont les coefficients du polynôme et sont déterminés par la méthode des moindres carrés. Les surfaces de tendance sont calculées à l'aide des polynômes orthogonaux ou non-orthogonaux.

Les coefficients polynominaux b_{00}, b_{10}, b_{01} , etc. ont été déterminés par la méthode des moindres carrés conformément à la relation : $S\hat{b} = g$.

où S représente la matrice de la somme des carrés et des produits ;

\hat{b} représente le vecteur colonne des coefficients polynominaux ;

g représente le vecteur colonne des produits de la variable et des coordonnées U et V .

Le calcul des coefficients polynominaux des surfaces de tendance est suivi par le calcul des valeurs des surfaces de tendance pour chaque point d'observation par l'introduction des valeurs des coordonnées U et V en l'équation des surfaces de tendance, et obtenant ainsi la carte de celles-ci. Les données initiales ont été représentées par les valeurs moyennes des contenus en pourcents des minéraux et par la position des coupes par rapport aux deux axes de coordonnées rectangulaires. Les calculs ont été faits au calculateur électronique I.C.L. 1905 à l'aide du programme écrit en langage FORTRAN IV (programmeur N. Gavriliă).

L'aspect des surfaces de tendance des minéraux étudiés suggère une source et une direction de transport différentes ; la direction de transport principale a été vers l'ESE, tandis que la source a été représentée par les schistes cristallins et les sédiments de la courbure des Carpates. Les surfaces de tendance des grenats, de la staurotide, de la tourmaline, du zircon et du rutile démontrent que la source se trouvait à l'ONO. Les surfaces de tendance de la hornblende démontrent que la source du sédiment hôte se trouvait au SE de la région, la direction de transport était orientée vers le NO, tandis que la source du disthène et du sphène se trouvait au SO de la région et la direction était orientée vers le NE ; les sources peuvent être identifiées aux dépôts alluvionnaires du Danube.

Allen et Krumbain (1962) ont démontré que les distributions aréales des composants minéralogiques sont dus aux processus suivants :

- la sélection du détritit poliminéral provenu d'une source majeure ;
- le détritit poliminéral similaire, composé ou non de deux ou plusieurs sources principales ;
- le mélange du détritit différent de deux ou plusieurs sources ;
- la transformation après la déposition du détritit provenu d'un certain nombre de sources.



L'interprétation statistique des contenus individuels des minéraux lourds démontre le caractère homogène des collectivités étudiées et la distribution statistique lognormale des minéraux lourds (à l'exception des grenats).

La distribution aréale des minéraux lourds est déterminée par la source du matériel initial et les processus opératifs, aussi que par la réaction de chaque minéral envers ces processus-là.





STILBITUL DE LA VALEA REA-HĂRȚĂGANI¹

DE

ION BERBELEAC², MARGARETA DAVID², IULIAN VANGHELIE²

Zeolites (stilbite). Quartz andesites. Tertiary. Chemical-mineralogical study. X-ray. DTA. IR. Apuseni Mountains. Neogene eruptive. Brad-Săcăřimb sector.

Abstract

The Valea Rea Valley-Hărțăgani Stilbite. Among the zeolites occurring in the tertiary quartziferous andesites (Sarmatian-Pannonian?) of Romania, the Valea Rea Valley stilbites were studied and compared with some similar occurrences from abroad. The stilbite occurs in the western part of Gurguiata and Știrba Hills, along the Valea Rea Valley, near the contact zone of andesites, with the sedimentary deposits (Upper Helvetian?-Sarmatian). It appears as monomineral sheaf-like or radial aggregates consisting of prismatic-lamellar crystals up to 3—17 mm in length and forming, usually, millimetrical, very seldom centimetrical veinlets. The principal physical and optical features of stilbite from the Valea Rea Valley are the following: low refringence ($N_g = 1,499$; $N_p = 1,487$; $N_m = 1,497$; $N_g - N_p = 0,012$), perfect cleavage (010) and a pearly or vitreous lustre; negative elongation and asymmetrical extinction, $N_p(010) = 2-12^\circ$; axial plane is (010); biaxial negative: $(-)\angle 2V = 32-43^\circ$; frequent polysynthetic twins with sharp endings disposed on the prismatic faces. There are also presented the chemical, X-ray, DTA and IR data on the studied stilbite. The transformation temperature into heulandite and wairakite has been established (230°C), too.

În Munții Metaliferi cele mai reprezentative iviri de zeoliți apar asociate cu roci ofiolitice mezozoice și vulcanite terțiare lipsite sau puțin afectate de procese hidrometasomatice. O asemenea situație s-a recunoscut și în Valea Rea de la Hărțăgani unde marginea vestică a unui

¹ Predată la 30 martie 1979, acceptată pentru publicare la 4 aprilie 1979, comunicată în ședința din 13 aprilie 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



corp de andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, de vîrstă Sarmațian-Pannonian (Berbeleac, 1975) cuprinde numeroase fisuri cu zeoliți (fig. 1). Corpul amintit, de formă eliptică, cu axa mare orientată E—W, străbate roci ofiolitice mezozoice și depozite sedimentare și vulcano-sedimentare, de vîrstă Helvețian superior?-Sarmațian (fig. 1).

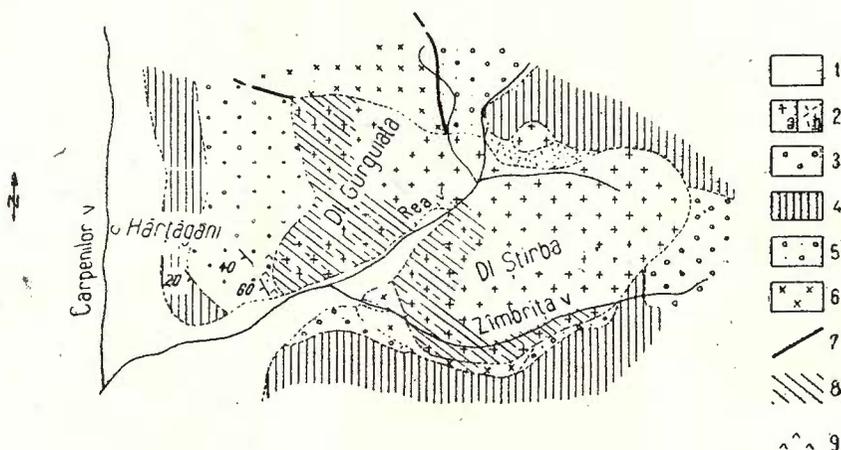


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii dealul Știrba-dealul Gurguiata. 1, aluviu; 2 a, andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit; b, breccii; 3, piroclastitele andezitelor cu hornblendă și cuarț; 4, depozite sedimentare și vulcano-sedimentare badenian-sarmațiene; 5, conglomerate, gresii și argile helvețian-superioare?; 6, roci ofiolitice (Jurasic superior?); 7, falie; 8, alterări hidrometasomatice; 9, cornificări.

Esquisse géologique de la région de la colline Știrba-la colline Gurguiata.

- 1, alluvions; 2 a, andésites quartzifères à hornblende et biotite; b, brèches; 3, pyroclastites des andésites à hornblende et quartz; 4, dépôts sédimentaires et vulcano-sédimentaires badénien-sarmatiens; 5, conglomérats, grès et argiles helvétien-supérieures?; 6, roches ophiolitiques (Jurassique supérieur?); 7, faille; 8, altérations hydrometasomatiques; 9, cornéenes.

Prezentarea zeoliților

Andezitul cuarțifer cu hornblendă și biotit din dealurile Știrba și Gurguiata cuprinde numeroase goluri și fisuri frecvent umplute cu zeoliți.

Zeoliții apar în special în partea vestică a corpului andezitic într-o fișie mai pronunțat fisurată, de mai mulți zeci de metri grosime, situată în vecinătatea contactului cu formațiunile fundamentului, parțial cornificate (fig. 1). O mică zonă din fișia menționată, situată în versantul



drept al Văii Rea, în apropierea confluenței cu Valea Zimbrîța, cuprinde cea mai reprezentativă ivire de zeoliți. Aici golurile și fisurile din andezit (pl. I, fig. 1, 2) sînt umplute cu frumoase agregate monominerale de zeoliți constituite din cristale prismatic-lamelare, larg dezvoltate (3—17 mm) (pl. I, fig. 2), de culoare albă și luciu sidefiu, uneori acoperite de cruste subțiri de minerale argiloase, cenușii, de origine supergenă. Cristalele de zeoliți din agregate, grupate în snopi fixați, în general, transversal pe pereții golurilor și fisurilor (pl. I, fig. 2), se asociază, rar, cu calcit și cuarț. Dimensiunile cristalelor dezvoltate în fisuri sînt relativ uniforme (pl. II, fig. 1) (3—12 mm) în timp ce în goluri acestea prezintă mari variații; în cazuri excepționale unii indivizi depășesc 1,7 cm (pl. I, fig. 2).

Proprietățile optice și fizice ale stilbitului din Valea Rea sînt în general asemănătoare cu cele menționate de Deer et al., 1967 și Istrate, Medeșan (1977) (tab. 1). Dintre acestea subliniem: birefringența scăzută, clivajul perfect cu luciu sidefiu și sticlos, măcle complexe de întrepătrundere și polisintetice cu terminații ascuțite dispuse transversal pe fețele de prismă (pl. II, fig. 2), alungire negativă, extincție asimetrică $(100) = 2-12^\circ$ și caracterul biaxial negativ cu $(-)$ 2 V variabil.

Valorile $(-)$ 2 V³ se înscriu în două domenii de variație: unul cuprins între $32-38^\circ$, cu un maxim de frecvență în intervalul $34-35^\circ$ (fig. 2), caracteristic, în general, unor cristale fine, interpușe între cele larg dezvoltate de stilbit și cu o refringență ușor mai ridicată și altul cu valori ceva mai mari stiuatate între $39-43^\circ$ și cu frecvența maximă între $41-42^\circ$ (fig. 2).

TABELUL 1

Proprietățile optice și fizice ale stilbitului

Valea Rea	Deer et al., 1967	Istrate, Medeșan, 1977
$N_g - 1499$	1,484 - 1,500	1,500
$N_m - 1497$	1,494 - 1,507	1,497
$N_p - 1487$	1,494 - 1,513	1,487
$N_g - N_p - 0,012$	0,01	0,013
$2V = 32-42^\circ$	$30-49^\circ(-)$	$20-36^\circ$
P.A.O. (010)	P.A.O. (010)	(010)
Dispersia $r < V$	Dispersia $r < V$	
D 2,06	2,01-2,2	
Clivaj foarte bun {010}	{010}	010

Intrucît elementele minore identificate prin analiza spectrală (tab. 2) a materialului analizat chimic prezintă valori nesemnificative, rezultă

³ Mulțumim lui A. Ștefan pentru determinările făcute cu măsura universală, în secțiuni transversale pe (010).



că soluțiile care au generat stilbitul de la Valea Rea au fost slab mineralizate.

Datele de difracție RX obținute pentru proba din Valea Rea arată (tab. 3, pr. 1) valori asemănătoare cu stilbitul de la Valea Calului (ma-

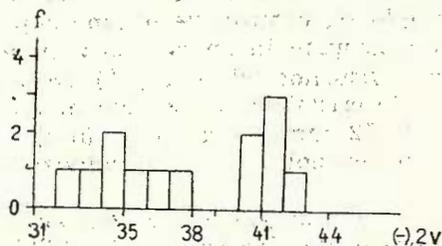


Fig. 2. — Histogramme de frecvență ale (—) 2V la stilbitul din Valea Rea.

Histogrammes de fréquence de (—) 2 V du stilbite de Valea Rea.

sivul Vlădeasa, tab. 3, pr. 3) și de la mina Jo Dandy (Colorado) (tab. 3, pr. 2). De subliniat că, cele mai puternice și importante efecte obținute prin datele de difracție — 9,16 Å ($I=95$); 4,08 Å ($I=100$); 3,03 Å

TABELUL 2

Analiza chimică, spectrală și formula structurală a zeoliților din Valea Rea

Oxizi, %	1	2	Elemente*	ppm
SiO ₂	57,95	57,11	Mn	5
Al ₂ O ₃	16,38	17,17	Ti	12
Fe ₂ O ₃	0,11		Ba	12,5
MgO	0,02		Si	60
CaO	8,24	8,30	Cu	3,6
Na ₂ O	1,15	—	Pb	10,5
H ₂ O ⁺	} 16,93	16,93	Sn	9
H ₂ O ⁻				
Total	99,55	99,51		
Si	26,92	Număr de ioni la 72 oxigeni Formula structurală: $(Ca_{4,102} Na_{1,036}) Al_{8,977} Si_{26,926} O_{72} \cdot 24,96 H_2O$		
Al	8,97			
Fe ³⁺	0,03			
Mg	0,01			
Na	1,03			
Ca	4,10			
H ₂ O	24,96			
Z	35,89			
R	5,14			

1, stilbit, Valea Rea. Analist Margareta David; 2, stilbit, Valea Rea, Medgyesy (1886) în Rădulescu, Dimitrescu (1966). *, analiza spectrală efectuată de Alina Zămircă (lipsă Se, La, Y, Co, Ni, Be, B, V și Mo).



($I = 60$) ca și cele secundare (tab. 3, pr. 1) sînt asemănătoare sau identice cu cele două cazuri luate în discuție.

Aceleași date relevă importante modificări structurale ale probei naturale, realizate prin încălzirea acesteia la 230°C și 295°C ; la 230°C

TABELUL 3

Date de difracție (Rx) la stilbitul din Valea Rea, Mina Yo Dandy (Colorado) și Valea Calului (Vlădeasa, România)

1			2			3			
d/Å	I/I_1	hkl	d/Å	I/I_1	hkl	d/Å	I/I_1	d/Å	I/I_1
9,16	100	020	9,15	50	020	9,21	100	1,819	30
5,33	10	131,130	5,31	6	131,130	6,35	10	1,7809	7
4,68	28	222,121	4,66	26	222,121	5,25	20	1,7138	8
4,30	10	312,311	4,27	6	312,311	4,677	45	1,5863	15
4,08	100	131,132	4,06	100	131,132	4,251	20	1,4367	5
3,74	10	203	4,01	10	022	4,04	90	1,354	6
3,40	15	402,113	3,74	10	203	3,723	15		
3,19	20	422,233	3,50	4	243,141	3,467	15		
3,03	60	151,152+	3,40	16	402,113	3,389	25		
2,78	30	314,351	3,19	20	422,233	3,170	25		
2,71	5	401	3,10	6	333,330	3,018	90		
2,59	5	204	3,04	45	151,152	2,866	10		
2,56	14	222,141	2,885	1	241,061+	2,767	35		
2,41	5	263	2,777	20	314,261	2,703	7		
2,26	2	072				2,592	10		
2,03	10	464				2,553	15		
1,83	14	606				2,488	10		
1,78	5	306				2,354	10		
1,68	5	575,204				2,220	7		
1,60	10	466				2,120	5		
1,56	10	537				2,098	8		
						2,059	10		
1,35	5	550				2,027	10		
1,30	5					1,8918	8		

1, Stilbit + stilbit sodic, Valea Rea, Hărțăgani, analist I. Vănghelie. Condiții Rad. cu $K\alpha$ 12, filtru Ni, înregistrator VA-G-14-1; 2, stilbit mina Yo Dandy, Montrose Country, Colorado, U.S.A., Smith, *Am. Min.* 55, 185-200 (1970); 3, stilbit Valea Calului, Vlădeasa, România, Istrate, Medeșan, *Rev. Roum. Géol. géophys. et géogr., Géologie*, 21, p. 35-44 (1977).

proba trece într-un amestec de stilbit, heulandit și wairakit (tab. 4, pr. 1), iar la 295°C amestecul se menține, cu excepția wairakitului. Continuînd încălzirea probei, s-a constatat că la temperaturi de 900°C ; s-a realizat distrugerea totală a stilbitului și trecerea acestuia în anortit. În paralel cu încălzirea probei peste 295°C s-a remarcat că diagramele obținute cuprind un număr descrescînd și o difuzie gradată de linii;



minimul de linii s-a înregistrat prin încălzirea probei la 500°C. Menționăm că modificările structurale obținute pe probă, în intervalul 230—295°C, nu concordă cu datele lui Coombs et al. (1959, în Pécsi-Donáth, 1965) care indică trecerea la 260°C a probei na-

TABELUL 4

Date de difracție (Rx) pentru stilbitul din Valea Rea. Probe încălzite

1			2		
d/Å	I/I ₁	hkl	d/Å	I/I ₁	hkl
8,98	70	020	8,98	120	020
6,80	10	200	6,80	5	200
5,62	15	211	5,62	7	211
5,10	15	311	5,10	15	311
4,58	32	131	4,58	20	131
4,26	30	312, 311	3,97	56	421
3,97	80	421	3,83	47	530, 321?
3,83	45	530, 621?	3,76	13	203
3,70	15	241	3,42	36	402, 112
3,42	22	402, 113	3,17	10	422, 233
3,17	27	422, 233	3,11	30	333, 330
3,11	20	333, 330	2,97	20	350
2,98	60	350	2,76	5	314, 261
2,76	10	314, 261			
2,69	20	510, 411			
2,59	14	204			
2,52	10	170			
2,49	5	011?			
2,23	5	611, 532?			
2,13	10	541?			
2,01	10	613?			
1,97	10	341, 572?			

1, probă încălzită la 230°C (stilbit, heulandit și wairakit); 2, probă încălzită la 295°C (stilbit și heulandit).

turale în epistilbit și wairakite. În schimb, aceste date sînt în acord cu cele obținute de Pécsi-Donáth (1965) prin încălzirea la 250°C a două probe de stilbit provenite de la Nadap și Dunabogdány.

Principalele picuri ale benzii de absorbție IR sînt redată în tabelul 5 și în diagrama din figura 3. Șirul de informații structurale evidențiate de diagramă sînt asemănătoare cu cele obținute de Moenke (1967) pentru stilbitul de la Taigarhorn (Islanda) (tab. 5).

Curba GTD a stilbitului de la Valea Rea (fig. 4) indică între 50—480°C o pierdere continuă de apă înscriind un V larg cu vîrfurile la 290°C și cu brațul drept mai puțin abrupt în care la 290°C se înscrie



picul principal⁴. Conform curbei rezultate reacția exotermă a stilbitului are loc la o temperatură apropiată (480°C) valorilor obținute (490—500°C) de Kostov (1967) pentru varietățile de stilbit bogate în silice, Nasedkina și Nasedkin (1967) și Istrate și Medeșan (1977) pentru stilbitul din Tungunška, respectiv masivul Vlădeasa. Atît derivatograma DTA cît și spectrograma IR ale stilbitului de la Valea Rea sugerează faptul că principalele modificări de structuri

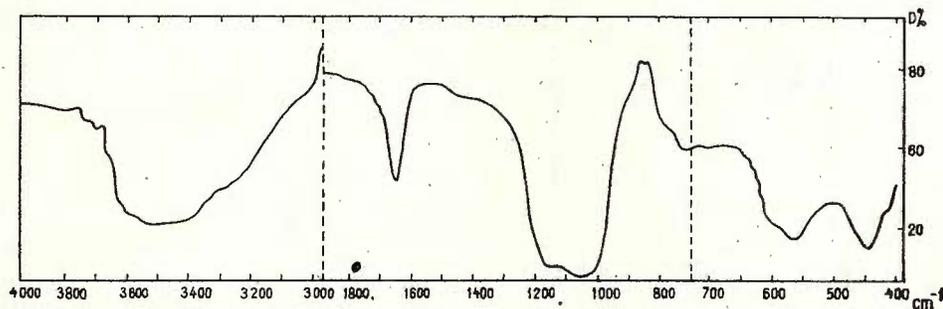


Fig. 3. — Spectrograma stilbitului de la Valea Rea.
Spectrogramme du stilbite de Valea Rea.

TABELUL 5

Date spectrofotometrice IR pentru stilbit

Picuri de absorbție (cm ⁻¹)	
1	2
415	415
445	440
565	560
600	600
705	710
760	760
790	780
1030	1030
1145	1145
1645	1645
3220	3250
3445	3440

1, stilbit Valea Rea ; 2, stilbit Taigarhorn Island.

⁴ Valorile picurilor acestei curbe sînt apropiate cu cele înregistrate de Pécsi-Donáth (1965) pe probe de stilbit provenite de la Nadap, Dunabogdány și Islanda (fig. 5). De asemenea aceste valori sînt sensibil apropiate (191°C, 290°C) cu cele obținute pentru același mineral, de Koizumi (1953) și Koizumi și Kiriyaama (1974), în Pécsi-Donáth (1962).

celulare la stilbit încep în jur de 400°C, iar cea mai mare cantitate de apă este expulzată sub această temperatură. Această apă coordonează cationii și joacă un rol important în alcătuirea structurilor cristaline formate de rețele tridimensionale, alcătuite din tetraedrii de Al, Si și O.

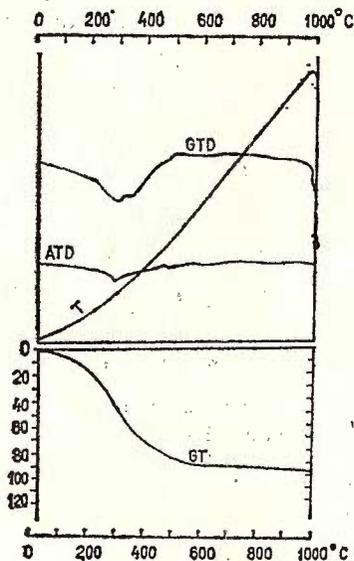


Fig. 4. — Curbele GTD, ATD, T și GT ale stilbitului de la Valea Rea.

Les courbes GTD, ATD, T et GT du stilbite de Valea Rea.

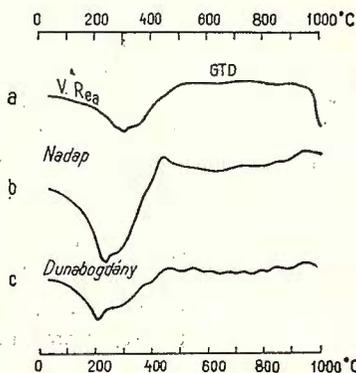


Fig. 5. — Curbele GTD ale stilbitului de la Valea Rea (a), Nadap (b) și Dunabogdány (c), (după Pécsi-Donáth, 1962).

Les courbes GTD du stilbite de Valea Rea (a), Nadap (b) et Dunabogdány (c) (according to Pécsi-Donáth, 1962).

Concluzii

Ivirile cu zeoliți din Valea Rea de la Hărțăgani reprezintă agregate monominerale, în general, pure de stilbit asociat sau nu cu cantități reduse de minerale supergene. Acest zeolit se dezvoltă, în special, în fisurile și golurile prezente în partea vestică a corpului andezitic terțiar (Sarmațian-Pannonian?), în apropierea contactului cu depozitele sedimentare, cornificate. Întrucât ivirile de zeoliți nu sînt însoțite de alte asociații de neominerale rezultă că acestea s-au format din soluții de temperatură scăzută, aici situate într-o zonă mai îndepărtată de structurile purtătoare de acumulări hidrotermale metalifere de la Hărțăgani (Valea Răcașului) și Săliște (Draica).



BIBLIOGRAFIE

- Berbeleac I. (1975) Studiul petrografic și metalogenetic al regiunii Vălișoara (Părcărea) (Munții Metaliferi). *An. Inst. geol.*, XLVI, p. 1—189, (Teză de doctorat), București.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman I. (1963) *Rock-Forming Minerals*. 4, Longmans, London.
- Istrate G., Medeșan Alexandrina (1977) Zeolites from the Vlădeasa Massif. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géologie*, 21, p. 35—44, București.
- Koizumi M. (1953) Water in minerals I. The differential analysis curves and the dehydration curves of zeolites. *Mineral. Journ.*, 1, p. 36—47.
- Kostov I. (1967) Crystal habits of the zeolitic minerals. *Kristal und Technik*, 2, 3, Berlin.
- Medgyesy B. (1886) Über die Zeolithe Siebenbürgens. *Zeitschrift für Kristallographie*, II, Leipzig.
- Moenke H. (1967) *Mineralspektren*. Akademie Verlag, Berlin.
- Nasedkina V. A., Nasedkin V. V. (1967) Termoopticheskie issledovania desmina. În: *Vodnye vulkanicheskie stekla i postvulkanicheskie mineraly*. Izd-vo „Nauka“, Moskva.
- Pécsi-Donáth E. (1962) Investigation of the thermal decomposition of zeolites by the DTA method. *Acta Geol. Hung.*, VI, 3—4, p. 429—442, Budapest.
- (1965) On the individual properties of some hungarian zeolites. *Acta Geol. Hung.*, IX, p. 235—257, Budapest.
- Rădulescu, D., Dimitrescu R. (1966) *Mineralogia topografică a României*, p. 1—376, București.
- Zepharovich V. v. (1893) *Mineralogisches Lexikon des Kaiserthums Österreich*. Wien.

LE STILBITE DE VALEA REA-HĂRȚĂGANI

(Résumé)

Parmi les zéolites des andésites quartzifères tertiaires (Sarmatien-Pannonien?) de Roumanie on a choisi comme objet d'étude les stilbites de la vallée de Valea Rea et on a fait une comparaison avec les stilbites des autres pays.

Le stilbite apparaît à l'ouest des collines Gurguiata et Știrba, sur la vallée de Valea Rea, tout près du contact des andésites avec les dépôts sédimentaires (Helvétien supérieur?-Sarmatien). Celui-ci apparaît comme agrégats monominéraux en paquets ou radiaux qui consistent en cristaux prismatique-lamellaires, longs de 3—17 mm et qui forment des filonnets millimétriques, quelque fois centimétriques. Les caractéristiques physiques et optiques principales du stilbite de Valea Rea sont les suivantes : réfringence basse ($N_g = 1,499$; $N_p = 1,487$; $N_m = 1,497$; $N_g - N_p = 0,012$), coupe parfaite (010), éclat perlé ou vitreux ; elongation négative et extinction asymétrique, N_p (010) = 2—12° ; le plan axial est (010) ; le plan



biaxial négatif : $(-)$ $2V = 32-43^\circ$; macles polysynthétiques fréquentes avec des bouts aigus transversaux sur les faces prismatiques.

On présente aussi des données chimiques, de rayons X, DTA et IR sur le stilbite étudié. On a établi également la température de transformation en heulandite et wairakite (230°C).

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Fisuri și goluri umplute cu stilbit, în andezitul din Valea Rea (Hărțăgani).

Fissures et creux remplis de stilbite, dans l'andésite de Valea Rea (Hărțăgani).

Fig. 2. — Agregate monominerale de stilbit în golurile din andezitul din Valea Rea.

Agrégats monominéraux de stilbite dans les creux de l'andésite de Valea Rea.

Planche II

Fig. 1. — Agregate monominerale de stilbit, uniform dezvoltate în fisurile din andezitul din Valea Rea.

Agrégats monominéraux de stilbite au développement uniforme dans les fissures de l'andésite de Valea Rea.

Fig. 2. — Macle de întrepătrundere și polisintetice la stilbitul din Valea Rea. Nic. +, $\times 46$.

Macles d'interpénétration et polysynthétiques du stilbite de Valea Rea. Nic. +, $\times 46$.



CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA CHIMISMULUI ZEOLIȚILOR
MAGMATOGENI DIN MUNȚII APUSENI¹

DE

GHEORGHE ISTRATE², ALEXANDRINA MEDEȘAN², ALLA ZĂMÎRCĂ²

Zeolites. Hydrothermal minerals. Chemical-mineralogical study. Ophiolites (Jurassic). Banatites (Laramian). Volcanics (Neogene). Variation diagram. Trace elements. Apuseni Mountains.

Sommaire

Contributions à la connaissance du chimisme des zéolites magmatogènes des Monts Apuseni. Les zéolites magmatogènes de Roumanie sont liés du point de vue génétique aux roches éruptives des trois provinces pétrographiques alpines : les ophiolites jurassiques, les banatites laramiennes et les volcanites néogènes. L'auteur offre 14 analyses nouvelles autant que 21 analyses déjà publiées ; ainsi, on a pu remarquer la variation de la composition chimique de différents minéraux et identifier l'espèce minérale. Pour ça on propose des diagrammes adéquats : $H_2O-SiO_2-(Ca, Na_2O)$, $CaO(MgO)-Na_2O-K_2O$ et $SiO_2-Al_2O_3-CaO(Na_2O, K_2O)$. En utilisant les données dans les diagrammes, on peut délimiter des domaines caractéristiques des différents minéraux appartenant au groupe des zéolites de la Roumanie : natrolite, mésolite, scolécite, mordénite, laumontite, stilbite, heulandite, clinoptylolite et chabazite. Le travail présente aussi des données sur le contenu des éléments en traces aussi que des considérations sur leur distribution.

Introducere

În ultimele două decenii grupul zeoliților, care cuprinde aproape 40 de specii minerale, este tot mai frecvent investigat, devenind, dintr-un interesant și apreciat material de muzeu, o importantă substanță minerală de interes economic care capătă tot mai mult noi valențe de utilizare.

¹ Predată la 15 mai 1979, acceptată pentru publicare la 17 mai 1979, comunicată în ședința din 25 mai 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



În țara noastră o serie de autori au adus contribuții interesante la studiul, mai ales sub aspect mineralogic, al unor zeoliți magmatogeni, asociații genetic rocilor eruptive din cele trei provincii petrografice alpine: ofiolitelor mezozoice, banatitelor și vulcanitelor neogene (Giușcă, 1945; Borcoș, 1960; Kräutner, Medeșan, 1966; Bedelean, 1972; Istrate și Medeșan, 1977; Popescu și Asvadurov, 1978).

În lucrarea de față prezentăm datele analitice privind compoziția chimică a zeoliților din țara noastră, unele preluate din literatură (peste 20 analize chimice), precum și date proprii, inedite, obținute în ultimii ani (14 analize chimice). Am întocmit totodată diferite tipuri de diagrame spre a surprinde variația chimismului diferitelor minerale și mai ales pentru a încerca să precizăm tipul mineralogic pe baza compoziției chimice. Astfel, în anumite situații am urmărit variația compoziției chimice la același mineral în ideea de a sesiza eventuale diferențe în funcție de asociația mineralogică respectivă și a condițiilor mediului geochimic de formare. În același timp, datele analitice existente și cele noi obținute permit examinarea variației chimismului diferitelor minerale din seria zeoliților calco-sodici: scolecit, mezolit, natrolit, laumontit, heulandit, stilbit, chabazit, mordenit și clinoptilolit.

Aceste minerale au fost în prealabil studiate prin metode complexe: optice, difracție raze X, spectroscopie în infraroșu, DTA, pentru a nu exista dubii de determinare. Este cunoscut că în lucrările vechi există inexactități și confuzii în determinarea unora dintre aceste minerale, mai ales a aceloră din seria natrolit-mezolit-scolecit, sau stilbit-heulandit.

Prezentăm totodată și unele date privind conținutul de elemente minore al unor zeoliți din țara noastră, în general dintre cei ce au fost analizați și chimic, deoarece astfel de date sînt de natură să completeze informațiile asupra chimismului acestor minerale, afinităților rețelei cristaline pentru anumite elemente urmă sau disperse și implicit să prefigureze eventuale perspective de utilizare economică.

Observații asupra compoziției chimice a zeoliților din Munții Apuseni

La baza studiului nostru stau 14 noi analize chimice de zeoliți re-partizate pe provincii petrografice astfel: pentru vulcanismul neogen 6 analize, din care 4 stilbite, 1 laumontit și 1 chabazit; pentru banatite dispunem de 4 analize, toate provenind din masivul Vlădeasa, astfel: 2 de stilbit, 1 de laumontit și 1 de scolecit; 4 analize chimice revin zeoliților din ofiolite din care 1 de heulandit, 2 de mezolit și 1 de mordenit. Tabelul 1 prezintă rezultatele analizelor chimice ale acestor zeoliți. De remarcat că unele dintre acestea sînt singurele analize existente în prezent pentru mineralul respectiv de pe teritoriul țării, astfel: scolecitul din Vlădeasa, chabazitul din Munții Metaliferi și mordenitul de la Hărțăgani, Munții Metaliferi. Pentru a da un minimum de infor-



mații necesare, prezentăm tabelul 2. Localizarea exactă a probelor de zeoliți ce au fost analizate, acestea fiind de altfel cele mai caracteristice ocurențe identificate de noi în Munții Apuseni, se poate urmări în figura 1.

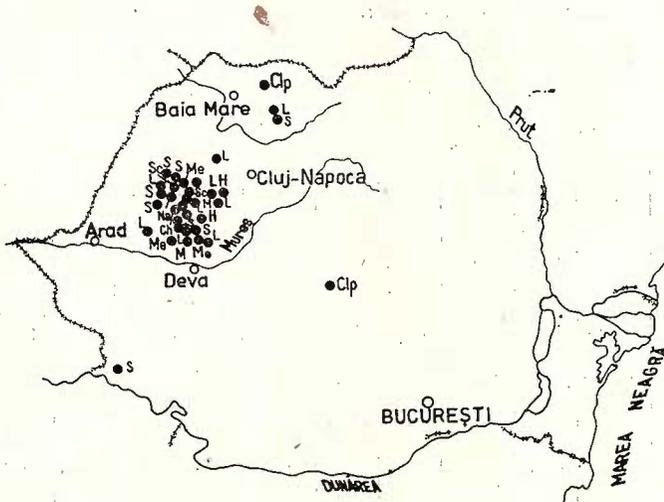


Fig. 1. — Ocurențe de zeoliți analizați chimic din România :

L — laumontit ; S — stilbit ; H — heulandit ; Clp — clinoptilolit ;
Na — natrolit ; Me — mezolit ; Sc — scolecit ; M — mordenit ;
Ch — chabazit.

Occurrences of chemically analysed zeolites from Romania :

L — laumontite ; S — stilbite ; H — heulandite ; Clp — clinoptilolite ;
Na — natrolite ; Me — mesolite ; Sc — scolecite ; M — mordenite ;
Ch — chabazite.

În afara datelor proprii, pentru întregirea informațiilor asupra chimismului zeoliților din țară, în tabelul 3 prezentăm date existente în literatură, respectiv 21 analize. Dintre acestea 10 au fost obținute de Bedelea (1972) în cadrul unui studiu aprofundat al zeoliților din Munții Apuseni, cu remarcă noastră, că pe lângă analize de stilbit, laumontit și heulandit se întâlnește și singura analiză de natrolit pe care o cunoaștem, din țară. Celelalte analize prezentate în tabelul 2 sînt stilbite și laumontite preluate din Rădulescu și Dimitrescu (1966), aparținînd unor autori mai vechi (Zepharovich, 1959 ; Megyesi, 1885 ; Koch, 1885), sau varietăți de laumontit cum sînt magneziolaumontitul de la Brad, identificat de Borcoș (1960) și metalaumontitul de la Ruschița descris de Kräutner și Medeșan (1967). Menționăm de asemenea analizele de clinoptilolit prezentate de Popescu și Așvadorov (1978) cu mențiunea că aparțin unor probe de roci aproape monominerale (cca 95—96% clinoptilolit), și nu mineralului pur.



Pentru a evidenția trăsăturile chimice esențiale ale zeoliților, redăm mai jos limitele de variație a principalilor oxizi în procente de greutate (tab. 4).

Se poate remarca, în seria natrolit-mezolit-scolecit, conținuturile cele mai mici de SiO_2 și cele mai ridicate de Al_2O_3 în comparație cu

TABELUL 1

Compoziția chimică a unor zeoliți vulcanogeni (analize noi)

Oxizi %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	944	979	V.S.	57-1	VA3	Ț-1	VT7	1115	Ț-2	V.M.2	VT1	V i-1	C.VI	Ha-1
SiO_2	53,05	55,62	56,04	60,16	58,89	58,13	61,40	51,23	53,82	52,09	46,70	47,97	46,05	69,55
Al_2O_3	16,60	16,92	16,63	15,78	15,30	14,70	14,24	22,52	21,41	16,92	24,96	25,26	26,31	12,50
Fe_2O_3	0,17	0,39	0,16	—	—	—	0,66	0,09	—	0,38	—	—	0,11	0,63
MgO	0,37	0,14	0,38	0,02	—	—	1,08	0,78	—	0,28	—	0,13	0,32	0,43
CaO	8,72	8,77	8,54	7,59	7,17	8,78	4,59	11,94	11,85	8,58	9,75	8,82	13,33	4,04
Na_2O	0,64	0,52	0,87	1,05	1,25	0,80	0,75	—	—	2,20	5,09	6,75	0,21	3,00
K_2O	0,15	0,17	—	—	—	—	1,25	0,12	—	0,55	—	—	—	—
H_2O^+	16,41	15,57	14,24	15,18	17,97	17,38	15,21	12,33	12,89	19,23	12,91	11,56	13,83	10,08
H_2O^-	3,51	2,48	3,65	—	—	—	—	1,59	—	—	—	—	0,40	—
Total	99,65	100,60	100,53	99,79	100,24	99,79	99,20	100,61	99,98	99,98	99,43	100,49	100,56	100,23

toți ceilalți zeoliți studiați. Ca argument decisiv în diagnosticarea acestor minerale rămâne raportul $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, echilibrat în cazul mezolitului și net favorabil unuia sau altuia dintre termeni în cazul celorlalte două minerale.

Subliniem de asemenea că în cazul stilbitului și heulanditului chimismul le deosebește mult mai puțin, în acest caz fiind necesar să se recurgă la alt gen de analize (optice, difracție RX, DTA) care permit o clară diferențiere.

Compoziția chimică a clinoptilolitului este clar deosebită de a heulanditului cu care este adeseori confundat: pe lângă valorile mai mari în SiO_2 și mai reduse de Al_2O_3 , trebuie avute în vedere în primul rând diferențele de conținuturi în CaO, mult mai mici, și de K_2O , evident mai ridicate, la clinoptilolit.



TABELUL 2

Date asupra zeoliților analizați chimic

Nr. crt.	Mineralul	Locul apariției	Ocurența	Parageneza, provincia petrografică
0	1	2	3	4
1	979, stilbit	Valea Leșului — masivul Vlădeasa	Agregate radiare sau divergente de cristale lamelare de 0,5—1,5 cm lungime de culoare roșie-coral ce constituie filonașe în dacite cu hornblendă	Monomineral sau asociat cu calcit alb; provincia banatică
2	1019, stilbit	Valea Iadului, masivul Vlădeasa	Agregate snop sau radiare de cristale lamelare prismatice albe-crem de 0,5—1 cm; filonașe în riolite ignimbritice sau ciment al breșilor senontene	Monomineral sau asociat cu cuarț; provincia banatică
3	V.S., stilbit	Știrba-Hârțagani, Munții Metaliferi	Diaclaze și cuiburi de cristale lamelare albe-gălbui, sidefiți, paralele sau divergente, de 1—2 cm, în andezite cuarțifere	Monomineral; vulcanism subsecvent neogen
4	57—1, stilbit	Valea Morii-Crișcior, Munții Metaliferi	Filoane divergente în andezite cu hipersten și hornblendă; cristale lamelare milimetrice albe-gălbui	Chabazit, calcit roz; vulcanism subsecvent neogen
5	V.A ₃ , stilbit	Valea Arsului, Munții Metaliferi	Cuiburi și filoane în andezite cu hipersten și hornblendă. Cristale lamelare „snop”, izolate sau asociate, de 0,5—1,5 cm, semitransparente, albe sau gălbui.	Calcit, apofilit, okenit; vulcanism subsecvent neogen
6	T—1, stilbit	Izvorul Râu, Țibleș	Filonașe în andezite și în monzodiorite. Cristale albe-roz de 5—10 mm	Epidot clorit, apofilit, chabazit, calcit ± albit; vulcanism subsecvent neogen
7	V.T ₇ , heulandit	Poiana(Techereu), Munții Metaliferi	Diaclaze în bazalte amigdaloidale. Cristale lamelare, roșii-cărămizii, de 1—1,5 cm	Monomineral; provincia ofiolitelor mezozoice
8	105, laumontit	Pirul Stîngu, masivul Vlădeasa	Filonașe anostomozate, ineci cuiburi în riolite, ignimbrite, cristale prismatice albe sau albe-rozii de 2—15 mm	Stilbit, cuarț, calcit; provincia banatică
9	T—2, laumontit	Izvorul Râu, Țibleș	Cuiburi și diaclaje în skarne diopsid-wollastonitice la contactul cu monzodioritele, în galeria Sacilor	Monomineral; vulcanism subsecvent neogen
10	V.M ₂ , chabazit	Valea Morii-Crișcior, Munții Metaliferi	Cristale albe de 10—15 mm, prismatice.	Stilbit, calcit; vulcanism subsecvent neogen
11	V.T ₁ , mezolit	Techereu, Munții Metaliferi	Cuiburi și filonașe neregulate în andezite cu hipersten și hornblendă. Cristale pseudoromboedrice semitransparente, verzui sau brunii, de 1—3 mm	Monomineral; provincia ofiolitelor mezozoice
12	V1—1, mezolit	Vișca, Munții Metaliferi	(Cristale prismatice-aciculare albe-rozii, de 5—20 mm, dispuse în agregate radiare; în bazalte amigdaloidale idem	idem
13	C—VI, scolecit	Ciripa—Valea Drăganului, masivul Vlădeasa	Agregate radiare de cristale aciculare, albe-semitransparente de 2—15 mm, în breșii senontene la contact cu riolite ignimbritice.	Chabazit, epidot, clorit, cuarț; provincia banatică
14	Ha—1, mordenit	Bulz—Valea Racășului Hârțagani, Munții Metaliferi	Agregate radiare de fine cristale fibroase, brun-roșietice sau negricioase de 2—10 mm; filonașe, cuiburi sau amigdale în bazalte	Clorit, opal, stilbit, heulandit, calcit; provincia ofiolitelor mezozoice

TABELUL 3

Compoziția chimică a unor zolți vulcanogeni (date din literatură)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	47,07	45,35	46,82	69,32	56,52	59,82	59,30	59,60	57,12	57,11	57,77	58,26	47,10	51,60	49,09	57,21	53,35	51,45
Al ₂ O ₃	27,15	26,90	26,50	14,65	16,30	17,48	12,29	15,83	16,08	17,17	15,44	16,70	19,82	22,40	20,34	22,14	22,11	22,15
Fe ₂ O ₃	--	0,31	0,25	0,72	--	--	--	--	--	--	0,95	0,20	1,40	0,55	0,12	--	--	0,08
MgO	--	0,30	0,40	0,35	--	--	--	--	--	--	1,72	0,20	0,68	0,50	0,16	--	--	0,70
CaO	0,67	9,03	9,05	7,25	8,02	8,40	8,54	8,62	8,82	8,30	7,20	8,56	14,09	11,92	14,10	10,54	10,40	11,51
Na ₂ O	14,78	6,00	5,30	0,49	1,10	--	--	--	--	--	0,95	1,16	1,60	0,18	0,50	--	--	0,37
K ₂ O	0,48	0,15	0,05	0,43	0,26	--	--	--	--	--	1,55	0,30	0,35	0,40	0,55	--	--	0,08
H ₂ O	10,18	12,19	16,69	16,60	17,75	14,07	16,69	15,95	16,18	16,93	13,87	14,80	15,23	12,16	15,42	11,02	14,64	13,70
Total	100,33	100,23	105,06	109,99	99,95	99,97	96,82	100,00	98,20	99,51	99,45	100,18	100,19	99,71	100,28	100,91	100,50	100,04

TABELUL 4

Limitele de variație a principalilor oxizi în zolți din Munții Apuseni (analize noi)

Mineralul	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Natroliț	47,07	27,15	0,67	14,78	0,48	10,18
Mezolit	45,35-47,97	24,98-26,90	8,82-9,75	5,09-6,75	0,05-0,15	11,56-16,69
Scolecit	46,05	26,31	13,33	0,21	--	14,23
Stilbit	53,05-69,32	12,29-17,48	7,17-8,82	0,49-1,25	0,15-0,43	14,07-19,92
Heulandit	57,77-61,40	14,24-16,70	4,59-8,56	0,75-1,16	0,30-1,55	13,89-15,21
Clinoptilolit	68,10-69,43	11,00-11,80	2,44-2,56	0,29-0,39	3,25-3,35	11,36-11,42
Laumontit	47,10-57,21	19,82-22,52	10,40-14,10	0,0-1,60	0,0-0,65	11,02-15,42
Mordenit	69,55	12,50	4,04	3,00	--	10,08
Chabazit	52,09	16,92	8,58	2,20	0,55	19,23



Laumontitul, mordenitul și chabazitul nu ridică prea multe probleme pentru o corectă identificare atât datorită caracterelor fiziografice deosebite cât și datorită proprietăților optice și chimismului care le deosebesc net.

Desigur pentru înlăturarea oricăror incertitudini în corecta determinare a diferitelor minerale din grupul zeoliților, este necesar să se utilizeze analize complexe. Între acestea compoziția chimică este foarte importantă, de multe ori chiar decisivă în diagnosticarea mineralelor, dar întotdeauna se impune ca înaintea analizei chimice să dispunem de un studiu detaliat (optic, roentgen, termodiferențial, spectral-infra-roșu etc.).

Diagrame pentru reprezentarea grafică a compoziției chimice a zeoliților

De cele mai multe ori componentele esențiale ale analizelor chimice de zeoliți se reduc la 4—5 oxizi: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O (eventual K_2O) și H_2O . Ținând cont de aceasta, cea mai obișnuită diagramă pentru ilustrarea chimismului acestor minerale este cea propusă de Coomb's

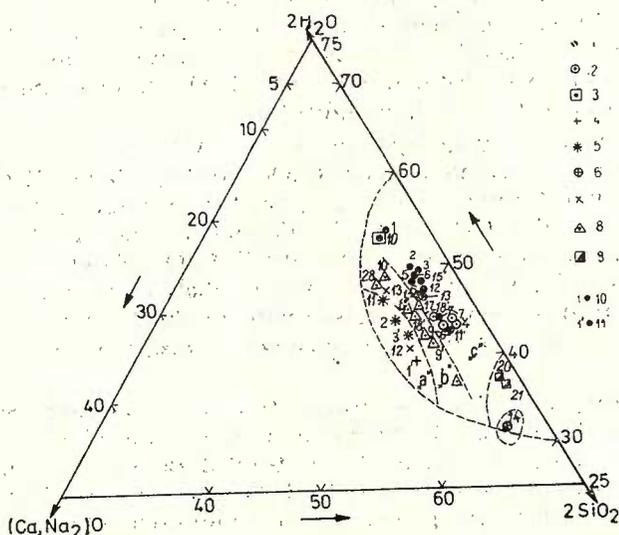


Fig. 2. — Diagrama $2\text{SiO}_2 - (\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{O} - 2\text{H}_2\text{O}$.

1, stilbit ; 2, heulandit ; 3, chabazit ; 4, natrolit ; 5, mezolit ; 6, mordenit ; 7, scolecit ; 8, laumontit ; 9, clinoptilolit ; 10, analize proprii ; 11, date publicate de alți autori.

2 $\text{SiO}_2 - (\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{O} - 2\text{H}_2\text{O}$ diagram.

1, stilbite ; 2, heulandite ; 3, chabazite ; 4, natrolite ; 5, mesolite ; 6, mordenite ; 7, scolecite ; 8, laumontite ; 9, clinoptilolite ; 10, author's analyses ; 11, data published by other authors.



et al. (1959) și preluată de De er et al. (1963). Este diagrama triunghiulară $H_2O-SiO_2-(Ca, Na_2)O$, în care valorile sînt trecute de regulă sub formă de echivalenți moleculari, alteori, pentru comoditate, putîndu-se folosi procentele de greutate date în analiză.

Pentru testarea acestei diagrame (fig. 2) am proiectat cele 35 analize chimice de care dispunem, utilizînd varianta cu echivalenți moleculari exprimați în procente, astfel că putem face următoarele observații :

— Toate analizele se proiectează într-un cîmp apropiat de latura SiO_2-H_2O , între 40—70% SiO_2 , cu mai puțin de 10% $(Ca, Na_2)O$.

— Examinînd în detaliu spațiul pe care se repartizează probele, putem demarca trei domenii „a”, „b” și „c” prin linii trasate aproximativ paralele cu latura SiO_2-H_2O a triunghiului. În cîmpul „a” se găsesc zeoliți subsaturați în silice, dar avînd conținuturi însemnate de CaO , eventual și de Na_2O , din seria natrolit-mezolit-scolecit. În eventualitatea identificării thomsonitului și acest mineral se va proiecta probabil în același spațiu. În spațiul „b” se află domeniul laumontitului, cu conținuturi variabile de silice, în timp ce în domeniul „c” se proiectează celelalte minerale mai sărace în CaO și Na_2O , dar care se plasează în spații diferite funcție de relația SiO_2/H_2O . Astfel mordenitul și clinoptilolitul se proiectează în apropierea polului SiO_2 (fiind zeoliții cei mai suprasaturați în silice), chabazitul ocupă o poziție apropiată de polul H_2O , în timp ce stilbitul și heulanditul se grupează destul de bine în spațiul dintre 45—55% SiO_2 și 40—50% H_2O , cu tendința de a se contura un domeniu restrîns al heulanditului.

Propunem ca o diagramă foarte potrivită pentru definirea zeoliților sodo-calcici diagrama ternară $CaO(+MgO)-Na_2O-K_2O$ (fig. 3). Pe această diagramă termenii calcici, scolecitul și laumontitul se plasează în apropierea polului CaO , zeoliții calco-sodici, mezolitul și mordenitul se proiectează aproape la mijlocul laturii $CaO-Na_2O$; stilbitul se găsește grupat la 85—95% CaO , în timp ce chabazitul și heulanditul, minerale cu conținuturi ceva mai însemnate de K_2O , se proiectează corespunzător, mai spre centrul diagramei, apropiindu-se către latura $CaO-K_2O$.

O altă diagramă care se arată utilă este diagrama $SiO_2-Al_2O_3-CaO(+Na_2O, K_2O)$ (fig. 4). Se poate remarca faptul că aici zeoliții se eșalonează mai ales în funcție de conținutul de silice, respectiv de raportul Si/Al (de multe ori existînd relație de substituție izomorfă $Si \rightleftharpoons Al$), important factor geochimic și mineralogenetic în cazul acestor minerale (Kostov, 1971; Riabov și Korneva, 1976). Pe această diagramă se poate remarca „alinierea” spre membrii tot mai bogăți în silice astfel : mezolit, scolecit → laumontit → chabazit → stilbit → heulandit → mordenit. Pentru a scoate în evidență și mai clar gradul de suprasaturație în silice, în diagramă sînt trecute și valorile SiO_2 (în procente de greutate, conform cu analiza chimică).

Considerăm că prin utilizarea celor trei diagrame (fig. 2, 3 și 4) se reușește atît definirea din punctul de vedere al chimismului a tipului de zeolit, sesizarea eventualelor abateri de la un conținut normal, cît



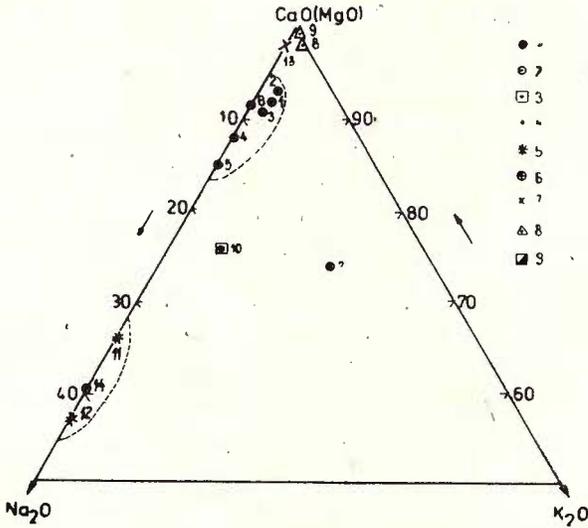


Fig. 3. — Diagrama CaO(MgO)—Na₂O—K₂O. Vezi legenda fig. 2.

CaO(MgO)—Na₂O—K₂O diagram. See legend Fig. 2.

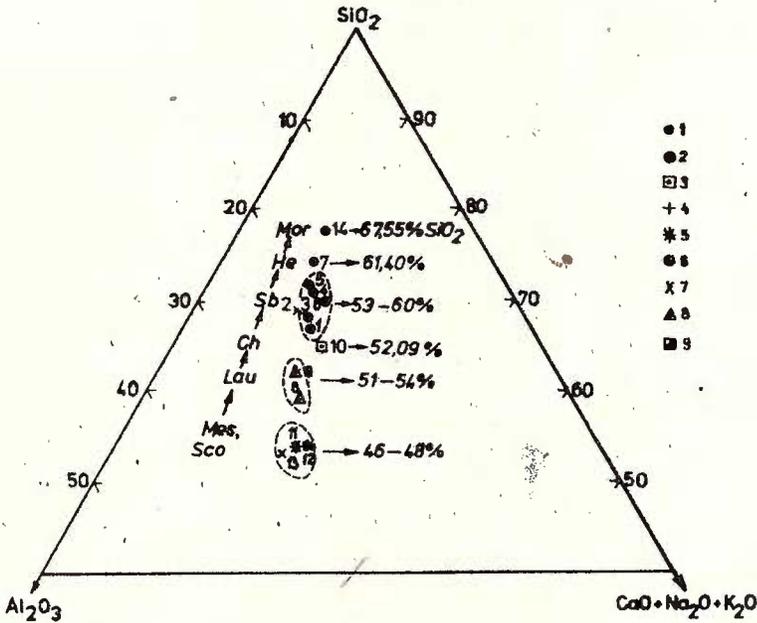


Fig. 4. — Diagrama SiO₂—Al₂O₃—(CaO+Na₂O+K₂O). Vezi legenda fig. 2.

SiO₂—Al₂O₃—(CaO+Na₂O+K₂O) diagram. See legend Fig. 2.



și surprinderea raporturilor Si/Al sau dintre cationii bivalenți și cei monovalenți, obținând astfel date ce pot prezenta interes odată cu încercarea de valorificare economică a zeoliților.

Observații asupra conținutului de elemente minore din zeoliți

În vederea obținerii unor prime informații privind participarea unor elemente minore în rețeaua cristalină a zeoliților din Munții Apuseni au fost analizate spectral 14 probe monominerale a căror compoziție chimică a fost de asemenea determinată. Probele monominerale au fost alese la lupa binoculară astfel că puritatea materialului a fost asigurată.

Au fost determinate următoarele elemente: Sr, Ba, Ge, Be, Ag, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Ga, Pb, Cu. Rezultatele analizelor spectrale (în p.p.m.) sînt date în tabelul 5. Probele supuse investigării au fost: 6 de stilbit din vulcanite neogene, banatite și din ofiolite, 2 de heulandit din ofiolite, 3 de laumontit din magmatite banatitice și neogene și din ofiolite, un scolecit din banatite, un natrolit și un mezolit din ofiolitele din Munții Metaliferi.

Din fondul de date prezentat în tabelul 5 se pot desprinde cîteva observații mai interesante:

— Elementele B, Ge, Be, Ag, Ti, V, Ga, Ni și Co prezintă conținuturi extrem de scăzute, de regulă sub limita de determinare spectrală, cu foarte puține excepții. De menționat doar faptul că scolecitul din Vlădeasa are un conținut de Be de 15,5 p.p.m., ce contrastează cu valorile mai mici decît unitatea în toate celelalte probe, precum și laumontitul din aceeași regiune cu 15 p.p.m. Ag, valoare ce nu se mai întîlnește în celelalte minerale;

— Urmărind variația Sr și Ba se poate observa că cele mai ridicate conținuturi se întîlnesc în zeoliții lamelari investigați; stilbitul și heulanditul prezintă valori cu mult mai mari decît cei prismatici (mezolit, scolecit, laumontit). Cele două probe de heulandit analizate au peste 3000 p.p.m. Sr și peste 1% Ba, dar prezența acestor elemente în rețeaua heulanditului pare a fi mai degrabă o regulă decît o excepție. De altfel Deer et al. (1963) menționează această posibilitate în cazul heulanditului în care și conținutul de K_2O este de asemenea ceva mai ridicat, ajungînd să depășească chiar și participarea Na_2O , cum este cazul și în situația de față, cînd întîlnim valorile $K_2O = 1,25\%$ și $Na_2O = 0,75\%$. Trebuie să subliniem că valori ridicate, asemănătoare au fost întîlnite în cazul heulanditelor asociate genetic rocilor bazice din trapp-urile siberiene (Riabov și Korneva, 1976). În cercetările viitoare va trebui să urmărim dacă aceasta reprezintă o particularitate a chimismului heulanditului din ofiolitele din Munții Metaliferi sau se regăsește și în cazul altor provincii petrografice din țară. Deocamdată mai menționăm că aceleași probe de heulandit arată și cele mai ridicate conținuturi de Mn, sugerînd că acest mineral este foarte sensibil și se pretează la variate substituții izomorfe;



TABELUL 5

Conținutul de elemente minore ale zeoliților magmatogeni

Nr. crt.	Nr. probei	Mineralul ; Localizare	Sr	Ba	B	Ge	Be	Ag	Mn	Ti	V	Cr	Ni	Co	Ga	Pb	Cu
1	944	Stilbit, Valea Leșului, Vlădeasa	49	17	<30	<3	<1	<1	34,5	4	<3	6	<2	<2	3,5	50	10
2	979	Stilbit, Valea Iadului, Vlădeasa	165	10,5	<30	<3	<1	<1	56	3	<3	6	<2	<2	2	4	7
3	57-1	Stilbit, Valea Arsului, Munții Metaliferi	13	15	<30	<3	<1	<1	58	19,5	<3	6	<2	<2	5,5	13	80
4	VA-3	Stilbit, Valea Arsului, Munții Metaliferi	25,5	10,5	<30	<3	<1	<1	5,5	<3	<3	7	<2	<2	2	<2	6,5
5	Vo-S	Stilbit, Vorfa, Munții Metaliferi	380	35	<30	<3	<1	<1	31	15	<3	5	<2	<2	2	<2	2
6	VT-3	Stilbit, Techereu, Munții Metaliferi	65	8,5	<30	<3	<1	<1	20	<3	<3	6	<2	<2	2	3	2,5
7	VT-6	Heulandit, Poiana, Munții Metaliferi	>3000	>1%	<30	<3	<1	<1	165	<3	<3	5	3,5	<2	2	14	21,5
8	VT-7	Heulandit, Poiana, Munții Metaliferi	>3060	>1%	<30	<3	<1	<1	150	7,5	9	5	2	<2	3	5	5,5
9	1115	Laumontit, Vlădeasa	38	13,5	<30	<3	<1	15	18	<3	<3	5,5	<2	<2	52	<2	15
10	Ti-2	Laumontit, Tibles	60	10,5	<30	<3	<1	<1	6	5	<3	6	<2	<2	11	<2	4
11	VT-2	Laumontit, Techereu, Munții Metaliferi	215	18	<30	<3	<1	<1	20	4,5	<3	5	<2	<2	14,5	<2	2,5
12	Vi-1	Mezolit, Visca, Munții Metaliferi	63	10,5	<30	<3	<1	<1	48,5	10,5	<3	4,5	<2	<2	30	5,5	17,5
13	VT-1	Mezolit, Techereu, Munții Metaliferi	245	11	<30	<3	<1	<1	21	14	<3	5	<2	<2	34	5,5	80
14	Sc/VI	Scolecit, Vlădeasa	28	8	<30	<3	15,5	<1	36	<3	<3	5	<2	<2	24,5	8,5	16,5



Interesantă de semnalat este și observația privind distribuția galiului în zeoliții cercetați. Se poate observa o evidentă preferință a participării acestui element în rețeaua zeoliților cu habitus prismatic (cu valori de 30—50 p.p.m.), în timp ce zeoliții lamelari, stilbitul și heulanditul au în mod obișnuit conținuturi de 10 ori mai mici (2—3 p.p.m.). În explicarea acestei situații este necesar să se recurgă la analiza naturii și dimensiunii spațiilor libere din rețeaua cristalină a acestor minerale, încât galiul, element cu rază atomică relativ mică (r.a. = 0,62), poate fi filtrat de zeoliții lamelari și reținut în ochiurile mai mici ale zeoliților prismatici-fibroși. Situația se petrece invers cu Sr (r.a. = 1,16) și Ba (r.a. = 1,43), elemente cu raze atomice mult mai mari, reținuți de preferință în rețeaua zeoliților lamelari. Aceste observații ar putea prezenta interes practic dacă luăm în considerație posibilitatea utilizării zeoliților ca schimbători de ioni.

Din analiza ocurențelor și a chimismului zeoliților din Munții Apușeni se pot sublinia următoarele concluzii :

— Zeoliții magmatogeni sînt asociați genetic unor vulcanite sau unor corpuri intrusive ce constituie provinciile petrografice alpine. Se poate arăta că ofiolitelor mezozoice le corespund zeoliții sodici sau sodocalcici (natrolit, mezolit, heulandit și mordenit), iar banatitelor și vulcanitelor subsecvente neogene li se asociază ca produse postmagmatice, hidrotermale zeoliți calco-sodici (laumontit, stilbit, scolecit). Cel mai calcic mineral dintre acestea, scolecitul, apare ca fază târzie, hidrotermală, în skarnele calcice de la Valea Seacă și Budureasa, sau în breccii calcaroase senoniene în masivul Vlădeasa ;

— În tufurile vulcanice badeniene se întâlnește frecvent clinoptilolitul, zeolit cu structura heulanditului în care $(Na+K) > Ca$, ce provine din devitrificarea sticlei vulcanice riolitice în sistem hidrologic deschis (Sheppard, 1973), datorită reacției cu apa meteorică de infiltrație ;

— Pentru diagnosticarea precisă a diferitelor minerale din grupul zeoliților este necesar un studiu complex fizico-chimic (analize chimice, optice, difracție R.X., termo-diferențiale, spectroscopie în infraroșu) ;

— Folosind datele chimice, pe diagramele propuse se pot contura domenii caracteristice diferiților zeoliți, ajutînd astfel la precizarea tipului mineralogic (diagramele $Ca(Mg)O-Na_2O-K_2O$ (fig. 3), $SiO_2-Al_2O_3-Ca(Na_2, K_2)O$ (fig. 4) și $SiO_2-H_2O-(Ca, Na_2O)$ (fig. 2) ;

— Conținutul de elemente minore în zeoliți este în general foarte mic. De remarcat conținuturile cele mai ridicate de Ba și Sr în heulandite și stilbite, respectiv conținuturi foarte mici de Ga în aceste minerale, dar o anumită tendință a acestui element (Ga) de a se concentra în zeoliți prismatici sau fibroși (grupul natrolit-mezolit-scolecit, laumontit etc.) ;



— Ocurența zeoliților și succesiunea lor de formare sint determinate de energia lor de formare, de cantitatea de apă înglobată în rețeaua cristalină (apa zeolitică) și de valoarea raportului Al/Si. Vor cristaliza mai întâi zeoliții cu energia de formare mai mare, mai săraci în apă de cristalizare și cei cu un raport Al/Si mai mare.

BIBLIOGRAFIE

- Bedelean I. (1972) Zeoliții din Munții Apuseni și fenomenul de zeolitizare. Rezumat teză de doctorat, Univ. Babeș-Bolyai-Cluj.
- Borcoș M. (1960) Contribuții la studiul zeoliților: Magneziolaumontitul de la Musariu. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 5, 4, București.
- Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M. (1969) The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 17, p. 53—59.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963) Rock forming minerals. 4, Longmans, London.
- Giușcă D. (1945) Un nouveau gisement de Zéolites dans les Monts du Bihor. *C.R. Acad. Sci.*, 3, Bucarest.
- Istrate G., Medeșan Alexandrina (1977) Zeolites from the Vlădeasa Massif. *Rev. Roum. Géol., Geophys. et Géogr., ser. Geol.*, 21, p. 35—44, București.
- Kostov I. (1971) Mineralogiiia. 40, Ed. „Mir“, 584 p., Moskva.
- Kräutner H. G., Medeșan Alexandrina (1966) Metalaumontitul de la Ruschița. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 11, 1, p. 183—189, București.
- Pécsi-Donáth E. (1965) On the individual properties of some Hungarian Zeolites. *Acta Geol. Hung.*, IX, 3—4, p. 235—258, Budapest.
- Popescu Florica, Asvadurov H. (1978) La clinoptilolite dans les tufs de Transylvanie. *St. tehn. econ.*, I, 14, p. 131—142, București.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S.R., 376 p., București.
- Riabov V. V., Korneva T. A. (1976) O țeolitah noriliskogo raiona (Severo-Zapad Sibirskoi platformi). *Tr. Inst. Gheol. i Gheofiz.*, 263, izd-go „Nauka“, Novosibirsk.

CHEMISTRY OF THE MAGMATOGENE ZEOLITES FROM THE APUSENI MOUNTAINS

(Summary)

Romanian magmatogene zeolites are genetically associated mainly with the eruptive rocks of the three alpine petrographic provinces: Jurassic ophiolites, Laramian banatites and Neogene volcanics.



The chemical composition of zeolites from the Apuseni Mountains has been inferred from 14 new analyses and over 20 ones previously published.

On the basis of the analytical data, we may delimit on adequate diagrams the domains characteristic of all the zeolites known in Romania, such as: natrolite, mesolite, scolecite, mordenite, laumontite, stilbite, heulandite, clinoptilolite and chabazite.

The trace elements content of the zeolites previously analysed are also presented. Thus, the crystal structure presents some affinities for certain trace elements, fact which may contribute to establishing the future prospects of economic utilization.

Our study is based on 14 new chemical analyses of zeolites distributed in rocks of different petrographic provinces as follows: 6 analyses for Neogene volcanism, out of which 4 stilbites, 1 laumontite and 1 chabazite; 4 analyses for banatites, all coming from the Vlădeasa massif as follows: 2 stilbites, 1 laumontite and 1 scolecite; 4 analyses for zeolites of ophiolites, out of which 1 heulandite, 2 mesolites and 1 mordenite. Table 1 shows the results of chemical analyses of the zeolites. We mention that part of them are the only analyses we dispose of for the respective mineral in our country, as for example: the Vlădeasa scolecite, the Metaliferi Mountains chabazite and the Hărtăgani (Metaliferi Mountains) mordenite.

The main chemical features of zeolites may be easily revealed due to the variation limits of main oxides given in weight percentages (Tab. 4).

In the natrolite-mesolite-scolecite series, we note the lowest SiO_2 and highest Al_2O_3 contents, as compared to all the other studied zeolites. The decisive diagnosis is done by the $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio, balanced in the case of mesolite and wholly favourable for either of the other two minerals.

We mention also that in the case of stilbite and heulandite, because of their similarities their chemistry is not a means of differentiation, this fact being achieved by optical, X-ray diffraction and DTA analyses.

The chemical composition of clinoptilolite is obviously different from that of heulandite with which it is often confounded; besides its higher SiO_2 and lower alumina contents, the lower CaO and higher K_2O contents of clinoptilolite must also be taken into account.

Laumontite, mordenite and chabazite may be identified correctly due to their special petrographic features, as well as to their optical properties and chemistry.

In order to eliminate any uncertainties as regards the determination of different minerals of zeolite group, complex analyses should be used. Chemical composition is very important, often decisive, in defining minerals, but a detailed optical roentgen, thermodifferential, spectral, infrared study is needed first.

Diagrams for Graphic Representation of Zeolites Chemical Composition

The main components of zeolites chemical analyses are often restricted to 4—5 oxides: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O (possibly K_2O) and H_2O . According to this, the common chemistry diagram of these minerals is the one proposed by Coombs et al. (1959) and adopted by Deer et al. (1963). This is the H_2O —



— SiO_2 —(Ca, Na_2O) triangular diagram, on which values are given either as molecular weights or as weight percentages given by the analysis.

This diagram (Fig. 1) has been tested by plotting the 35 chemical analyses using the variant of molecular weights given in percentages; thus, we may draw the following conclusions:

— All analyses are projected on a field near the SiO_2 — H_2O side, between 40—70% SiO_2 and less than 10% (Ca, Na_2O).

— At a close examination, the area on which the samples are displayed contains three domains "a", "b" and "c", delimited by lines almost parallel to the right side of the triangle. Field "a" contains silica-poor zeolites with high CaO and possibly Na_2O contents of the natrolite-mesolite-scolecite series. Field "b" contains the laumontite domain with variable silica contents, while the other CaO and Na_2O poorer minerals are projected on field "c" within different areas according to the $\text{SiO}_2/\text{H}_2\text{O}$ ratio. Mordenite and clinoptilolite are thus projected near SiO_2 pole (as the highest silica saturated zeolites); chabazite occurs near H_2O pole, while stilbite and heulandite group together between 45—55% SiO_2 and 40—50% H_2O with a tendency of delimiting a heulandite domain.

The ternary CaO (+MgO)— Na_2O — K_2O diagram (Fig. 3) is rather fit for defining sodium-calcium zeolites. On this diagram, calcic members, scolecite and laumontite, occur near CaO pole, calcium-sodium zeolites, mesolite and mordenite, are projected almost in the middle of CaO— Na_2O side; stilbite groups round 85—95% CaO, while chabazite and heulandite, with somewhat higher K_2O contents, are plotted towards the central part, near the CaO— K_2O side.

The SiO_2 — Al_2O_3 —CaO (+ Na_2O , K_2O) diagram (Fig. 4) proves to be useful, as well. We note that in this case zeolites space out according to their silica content, the Si/Al ratio respectively (there existing an isomorphic substitution relationship $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}$), an important geochemical and mineralogical factor for these minerals (Kostov, 1971; Riabov and Korneva, 1976). This diagram shows an "alignment" towards silica richer members, as follows: mesolite \rightarrow scolecite \rightarrow laumontite \rightarrow chabazite \rightarrow stilbite \rightarrow heulandite \rightarrow mordenite. The diagram contains also the SiO_2 values (in weight percentages, according to chemical analysis) in order to point even more clearly to the silica oversaturation degree.

We consider that the three diagrams (Fig. 2, 3, 4) aid to define, on the basis of chemistry, the zeolite species, to notice the possible deviations from a normal content as well as to define the Si/Al ratio or the ratios between bivalent and monovalent cations, providing us with data which could be of interest in view of an economic evaluation of zeolites.

Notes on Trace Elements Content of Zeolites

Preliminary information on the participation of some trace elements at the crystalline network of zeolites from the Apuseni Mountains, was given by a number of 14 monomineralic samples analysed spectrally and chemically. The monomineralic samples have been chosen at the binocular microscope to ensure their purity.

The following elements have been determined: Sr, Ba, Ge, Be, Ag, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Ga, Pb, Cu. The samples studied are: 6 stilbites from Neogene



volcanics, banatites and Mesozoic ophiolites, 2 heulandites from ophiolites, 3 laumontites from Neogene banatitic magmatites, 2 clinoptilolites, 1 scolecite from banatites, 1 natrolite and 1 mesolite from ophiolites of the Metaliferi Mountains.

Some interesting conclusions may be drawn from the data given in Table 4.

B, Ge, Be, Ag, Ti, V, Ga, Ni and Co appear in very low contents, generally below the spectral determination limit, with a few exceptions. It is worth mentioning the fact that the Vlădeasa scolecite has a Be content of 15.5 ppm contrasting with the values < 1 of all the other samples, as well as the higher content of 15 ppm Ag of the laumontite from the same region.

The close examination of the Sr and Ba variation reveals that the highest contents are present in lamellar zeolites, stilbite and heulandite exhibiting much more higher values than the prismatic ones (mesolite, scolecite, laumontite). The two analysed heulandite samples contain more than 3,000 ppm Sr and over 1 percent Ba, their presence in the heulandite network being a rule rather than an exception. Deer et al. (1963) mention this possibility for the heulandite whose K_2O content is also a little higher exceeding even the Na_2O one, as in this case with $K_2O = 1.25$ percent and $Na_2O = 0.75$ percent respectively. We should mention that similar high values have been encountered in the case of heulandites genetically associated with the basic rocks of the Siberian traps (Riabov and Korneva, 1976). Future researches should have in view whether it represents a peculiar feature of the chemistry of the Metaliferi Mountains ophiolites or it is present in other petrographic provinces in the country, as well. At present, we mention that the same heulandite samples show the highest Mn contents, as well, pointing to the mineral high sensitivity and capacity for varied isomorphic substitutions.

The distribution of gallium in the studied zeolites is also interesting to note. There exists an obvious tendency of this element to participate in the crystal structure of those zeolites with a prismatic habit (30–50 ppm), while lamellar zeolites, namely stilbite and heulandite, usually exhibit contents ten times lower (2–3 ppm). For a good explanation, one should analyse the nature and dimensions of the free spaces in the crystal structure of these minerals. Gallium, an element with a relatively small atomic radius (r.a. = 0.65) may be filtered by lamellar zeolites and retained within the small channels of prismatic-fibrous zeolites. The situation is reversed in the case of Sr (r.a. = 1.16) and Ba (r.a. = 1.43), with large cations which are preferentially retained within the network of lamellar zeolites. These facts could be of practical interest in using zeolites as ion exchangers, which is the main characteristic of these minerals.

The analysis of occurrences, mineralogy and chemistry of the Apuseni Mountains zeolites leads to the following conclusions:

— Magmatogene zeolites are genetically associated with volcanic or intrusive bodies of the three main alpine petrographic provinces: Mesozoic ophiolites, banatites (Laramian magmatites) and Neogene volcanics. Sodic or sodocalcic zeolites (natrolites, mesolite, heulandite and mordenite) are associated to Mesozoic ophiolites, while calco-sodic zeolites (laumontite, stilbite, scolecite) associate, as post-magmatic hydrothermal products, with banatites and the subsequent Neogene volcanics. Scolecite, the most calcic mineral of this group, joins the Rodna andesites and occurs either as a late hydrothermal phase filling the



calic skarns of Valea Seacă and Budureasa, or in Senonian calcareous breccias in the Vlădeasa Massif.

— Badenian volcanic tuffs contain frequently clinoptilolite, a zeolite structurally resembling heulandite in which $(Na+K) > Ca$ and mordenite, both minerals originating in the devitrification of rhyolitic volcanic glass by the reaction with the infiltration meteoric water in open hydrologic system (Sheppard, 1973).

— In view of an accurate diagnosis of different minerals of the zeolite group, a complex physico-chemical study is necessary (chemical and optical analyses, X-ray diffraction, thermo-differential analyses, infrared spectroscopy, scanning electronic microscopy).

— On the basis of chemical data, we may trace, on the proposed diagrams, the domains characteristic of different zeolites thus designating the mineral species (diagrams $Ca(Mg)O-Na_2O-K_2O$; $SiO_2-Al_2O_3-CaO(Na_2O, K_2O)$ and $SiO_2-H_2O-(Ca, Na_2O)$).

— The trace elements contents of zeolites are generally very low. The highest Ba and Sr contents occur in heulandites and stilbites, while Ga contents are very low in these minerals, this element concentrating in prismatic-fibrous zeolites (natrolite-mesolite-scolecite group, laumontite, etc.).

— Zeolite occurrences and their sequence of deposition are the result of their forming energy, water content (zeolitic water) and the Al/Si ratio; zeolites with higher forming energy, less hydrated and with a higher Al/Si ratio will crystallize first.





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

STUDIUL MINERALOGIC ȘI GEOCHIMIC AL GRANITULUI
DE RÎUL ȘES¹

DE

PETRE ANDĂR², ANCA ANDĂR²

Granitoids. Autochthon. Chemical-mineralogical study. Petrogenesis. Petrochemistry. Magmatic differentiation. Rare elements. South Carpathians. Crystalline Danubian Domain. Țarcu Mountains.

Abstract

Mineralogical and Geochemical Study of the Rîul Șes Granite. The Rîul Șes granitoid rocks of the South Carpathians autochthon constitute the aim of this study. Three distinct types of rocks have been separated petrographically: porphyroid granites, equigranular granites and mica-free granites with massive structure. The mineralogical and geochemical characteristic features of these granites are related to their petrogenesis: magmatic differentiation followed by a microcline formation process. The petrochemical study points to the fact that the primary granodioritic magma followed the chalcalkaline differentiation line; this hypothesis is also supported by the trace elements distribution within the rocks.

Introducere

Corpul granitic de Rîul Șes este situat în munții Țarcului, pe cursul mijlociu al Rîului Șes, avînd dimensiuni reduse în comparație cu ale altor masive granitoide din autohtonul danubian. Are o formă alungită NNE—SSV cu o lungime de cca 6 km și o lățime ce variază de la cîteva sute de metri pînă la cca 1,5 km.

Relieful regiunii în care este localizat granitul de Rîul Șes este destul de accidentat, înălțimile fiind cuprinse între 1000 și 2000 m.

¹ Predată la 29 mai 1978, acceptată pentru publicare la 1 iunie 1978, comunicată în ședința din 2 martie 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Rețeaua hidrografică este tributară Rîului Șes, care străbate granitul aproape pe toată lungimea sa. Dintre afluenții cei mai importanți menționăm : pîriul Baicului, pîriul Piga și pîriul Gugu.

Masivul granitic Rîul Șes este localizat în șisturile cristaline ale autohtonului danubian, și anume în complexul de șisturi verzi al seriei de Zăicani. Aceste roci, care ocupă o suprafață întinsă în această regiune, sînt destul de uniforme. Sînt roci pelitice cu material tufogen sau sedimentar. Între aceste roci Gherasi (1937) a distins mai multe tipuri petrografice : șisturi verzi tufogene, șisturi verzi sericitoase, calcare, roci porfirogene și amfibolite.

Petrografia și mineralogia corpului granitoid

Primele cercetări geologice în această regiune au fost efectuate de Schafarzik (1899) asupra șisturilor cristaline și rocilor granitoidale din munții Țarcului și Retezatului. Cercetări ulterioare în această zonă au fost efectuate de Gherasi (1937), care a separat în masivul granitic de Rîul Șes patru tipuri de roci : granite porfiroide, granite cu textură șistoasă, granite cu textură masivă fără mice și granite cu textură perfect șistoasă.

Așa cum a arătat și Gherasi (1937), limita granitului de Rîul Șes cu șisturile verzi înconjurătoare este netă, metamorfismul de contact fiind foarte redus, pe cîteva zeci de metri șisturile devenind mai compacte.

În urma cercetărilor de teren, noi am recunoscut în masivul granitic de Rîul Șes următoarele tipuri petrografice (fig. 1) :

— granite porfiroide cu megacristale tabulare de feldspat potasic, cu textură masivă ;

— granite cu biotit, cu textură echigranulară ;

— granite fără mice, cu textură masivă.

Granitele porfiroide sînt masive, de culoare cenușie-deschisă, cu cristale mari tabulare sau prismatice de feldspat potasic. Acest tip de granite este răspîndit numai pe partea stîngă a Rîului Șes, ocupînd suprafața cea mai mare dintre cele trei tipuri menționate ale masivului.

Sînt alcătuite din plagioclaz, feldspat potasic, cuarț și biotit, iar ca minerale accesorii apar zirconul și sfenul.

Plagioclazul este un albit-oligoclaz, anhedral pînă la subhedral. De obicei este alterat (sericitizat sau caolinizat) și numai rareori se mai observă urme slabe de macle polisintetice. Deseori, cristalele de plagioclaz prezintă, mai ales în vecinătatea feldspatului potasic, coroane albice mai clare, mai proaspete decît restul cristalului, care este mai alterat.

Feldspatul potasic este reprezentat prin microclin și foarte rar prin ortoză. Este anhedral, apărînd în cristale mari proaspete, substituind plagioclazul. Conține incluziuni de plagioclaz alterat și cu coroane albice, care uneori au urme de macle polisintetice. De asemenea, mai conțin ca incluziuni cuarț și mult mai rar biotit. Microclinul este frecvent



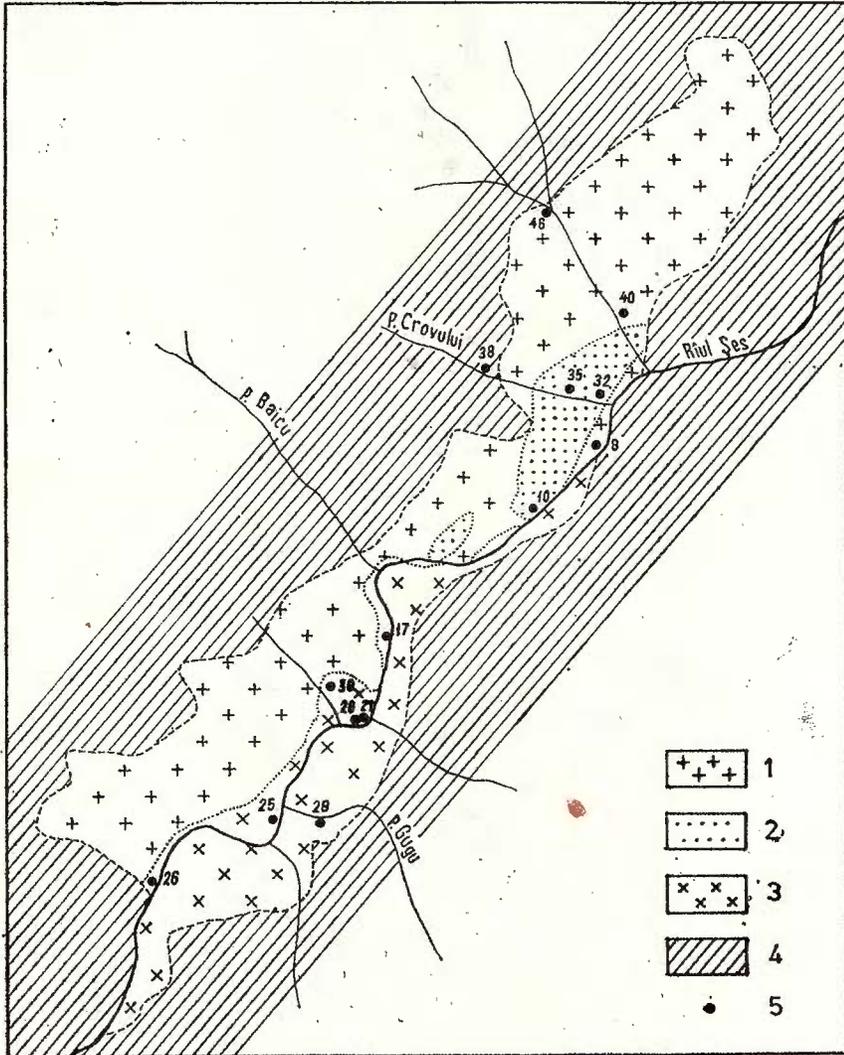


Fig. 1. — Schița geologică a masivului granitoid de Riul Șes cu amplasarea punctelor de probare.

1, granite porfiroide; 2, granite cu textură echigranulară; 3, granite fără mîce, cu textură masivă; 4, șisturi cristaline; 5, probe chimice.

Esquisse géologique du massif granitoïde de Riul Șes avec l'emplacement des points d'essai.

1, granites porphyroïdes; 2, granites à texture équi-granulaire; 3, granites dépourvus de micas, à texture massive; 4, schistes cristallins; 5, échantillons chimiques.

maclat, macla caracteristică în grătar (pl., fig. 1) și prezintă uneori pertite, direcția acestora nefiind totdeauna aceeași cu cea a urmelor de clivaj. Microclivajul are un grad de triclinicitate ridicat, avînd unghiul $2V = 80-82^\circ$. În apropierea cristalelor de feldspat potasic apar creșteri myrmekitice, uneori destul de larg dezvoltate.

Fenomenele de cataclazare sînt evidențiate de fisurile care apar în cristalele mai mari de feldspat sau de cuarț.

Cuarțul este inechigranular, anhedral, dispus sub formă de cuiburi. De obicei are extincție ondulatorie și marginile cristalelor sînt foarte neregulate, fiind îndințate între ele.

Biotitul apare în cantitate mică sub formă de lamele mici neorientate. Prezintă pleocroism puternic, cu tonuri de la brun-roșcat la galben-pal. Se întîlnesc frecvent fenomene de cloritizare a biotitului. Uneori conține incluziuni de zircon, care dau aureole pleocroice.

Ca minerale accesorii, în afară de zircon, mai apare sfenul și foarte rar magnetit.

Compoziția mineralogică modală a granitelor porfiroide este următoarea :

Mineralul	Cantitatea %
Cuarț	28,4—32,9
Plagioclaz	39,6—41,4
Feldspat potasic	18,4—21,5
Biotit	5,5— 8,1
Minerale accesorii	0— 2,5

Granitele cu biotit cu textură echigranulară ocupă suprafața cea mai redusă, fiind răspîndite în jumătatea de NE a masivului printre granitele porfiroide. Între granitele porfiroide și cele cu textură echigranulară există o trecere gradată, așa cum se observă pe pîriul Piga, manifestată printr-o scădere a frecvenței și mărimii porfiroblastelor de feldspat potasic. Granitele cu textură echigranulară sînt alcătuite din aceeași componenți mineralogici ca și granitele porfiroide, dar în proporții puțin schimbate. Ele nu au porfiroblaste de feldspat potasic și manifestă o slabă tendință de orientare a micelor.

Cuarțul apare în cantitate mai redusă decît în granitele porfiroide, este răspîndit neuniform, anhedral și prezintă extincție ondulatorie. Granulele de cuarț au dimensiuni mici, sînt aproximativ echigranulare și au marginile îndințate.

Plagioclazul este mai abundent, cu habitus anhedral pînă la subhedral și mai rar euhedral cu forme tabulare sau prismatice. De obicei este alterat, cuprinzînd numeroase microlite de sericit și zoizit sau este transformat mai puternic într-o masă pîsloasă de natură argilooasă. Totuși, apar și cristale mai proaspete la care se observă macle polisintetice foarte fine și care sînt o dovadă a conținutului scăzut de anortit în



plagioclaz. Ca incluziuni conține cuarț, sericit și mai rar biotit. În apropierea feldspatului potasic cristalele de plagioclaz prezintă o coroană albică și o zonă de reacție la contactul cu feldspatul potasic care îl substituie. Uneori alterarea plagioclazului îi conferă cristalului respectiv o structură zonală. Adesea în apropierea feldspatului potasic apar concreșteri myrmekitice. Plagioclazul prezintă adesea fenomene de deformare (pl., fig. 2).

Feldspatul potasic este reprezentat prin microclin și foarte rar apare și ortoză. Microclinul este anedral, proaspăt și substituie plagioclazul pe care deseori îl înglobează. Prezintă frecvent macla caracteristică în grătar, cât și concreșteri perititice. Conține incluziuni de plagioclaz, cuarț cu formă de picătură și biotit. Uneori este fisurat.

Biotitul apare în cantitate mai mare decât în granitele porfiroide. În general este răspândit uniform în rocă, rareori se grupează în cuiburi de formă alungită, lenticulară, dând rocii aspect de textură orientată, deși lamelele individuale de biotit nu sînt orientate. Uneori este cloritizat și conține destul de frecvent incluziuni de zircon, care dau aureole pleocroice.

Ca minerale accesorii în granitele cu textură echigranulară se întîlnesc zircon, apatit, epidot și foarte rar sfen.

Compoziția mineralogică modală a granitelor cu textură echigranulară este următoarea :

Mineralul	Cantitatea %
Cuarț	22,8—29,5
Plagioclaz	42,1—44,7
Feldspat potasic	13,5—25,0
Biotit	9,6—14,3
Minerale accesorii	0,2— 1,5

Granitele fără mice cu textură masivă se întîlnesc mai ales pe partea dreaptă a Rîului Șes asemănîndu-se uneori, după aspectul microscopic, cu rocile porfirogene care apar în regiune. Au o culoare verzuie sau brună-verzuie. Sînt constituite din cuarț, plagioclaz și feldspat potasic. Micele lipsesc.

Cuarțul este anedral, inechigranular, răspândit neuniform sub formă de cuiburi sau benzi și lentile neregulate. Are marginile extrem de neregulate și îndințate. Uneori prezintă urme ale proceselor de deformare fiind fisurat și cataclazat. Extincția cuarțului este ondulatorie.

Plagioclazul apare în cantitate mai mică decât în celelalte tipuri de granite. În general este alterat, dar apare și ca granule mai proaspete. Habitusul este anedral pînă la subhedral, cu marginile corodate de feldspatul potasic, care îl substituie. Prezintă frecvent macle polisintetice uneori foarte fine. Urmele proceselor de deformare în plagioclazii acestui tip de granite sînt destul de frecvente și sînt reprezentate



prin granule de feldspați fisurați, sfărâmați, îndoiți etc. (pl., fig. 3). Uneori fisurile sînt umplute cu cuarț. Plagioclazul conține incluziuni de sericit și cuarț. Deseori în vecinătatea feldspatului potasic se formează concreșteri myrmekitice destul de bine dezvoltate (pl., fig. 4).

Feldspatul potasic apare în proporții însemnate, cel mai adesea ca microclin și mai rar ca ortoză. Este anhedral, inechigranular, cu margini neregulate și adesea tivite cu microlite de sericit. Este întotdeauna proaspăt, slab peritic și conține incluziuni de plagioclaz proaspăt sau alterat, maclat și cuarț. Substituie plagioclazul pe care îl înglobează și care în contact cu feldspatul potasic formează coroane albitice. Maculele sînt mai puțin frecvente atît pentru microclin, cît și pentru ortoză. Urmele deformării sînt prezente prin fisurile care uneori străbat și resturile de plagioclaz nedigerat din interiorul feldspatului potasic.

Micele sînt practic absente în acest tip de granite. Într-un singur loc s-au observat cîteva foițe de biotit, parțial cloritizat și cu incluziuni de zircon. Ca urmare a procesului de alterare a plagioclazilor apar lamele extrem de fine de sericit.

Mineralele accesorii lipsesc.

Compoziția mineralogică modală a granitelor fără mice cu textură masivă este următoarea :

Mineralul	Cantitatea %
Cuarț	42,6—48,6
Plagioclaz	34,3—41,7
Feldspat potasic	14,0—21,4
Mice	0—0,5
Minerale accesorii	0—0,3

Din observațiile microscopice efectuate asupra rocilor granitoide din masivul Rîul Șes se disting mai multe asociații de minerale, care se succed și se înlocuiesc mai mult sau mai puțin în rocă. Punerea în evidență a acestora, exemplele de recristalizare a mineralelor anterioare, observarea de minerale de neoformație contribuie la definirea etapelor prin care a trecut materialul inițial pentru a ajunge la asociațiile de minerale din tipurile petrografice separate.

Prima parageneză este aceea a plagioclazilor substituiți sub formă de granule și incluziuni, fisurați, sericitizați; celelalte minerale au dispărut fiind remobilizate ulterior. Cristalele de plagioclaz incluse în microclin arată în mod constant o pigmentare datorată prezenței lamelilor foarte fine de mice, deci o alterare endogenă. Sericitizarea și alterarea fazei de plagioclazi pare a fi foarte timpurie. Această primă fază a fost supusă forțelor tectonice, cînd roca se afla în stare rigidă pentru a se putea transmite tensiunea.



Un stadiu de evoluție ulterior este ilustrat de a doua parageneză reprezentată prin dezvoltarea esențială a feldspatului potasic asociat cu biotit instabil și cuarț. Microclinul este aproape întotdeauna maclat ceea ce poate indica o cristalizare sub tensiune (Marmo, 1955). Dezvoltarea megablastelor de microclin care înglobează cristalele mineralelor preexistente (plagioclaz și cuarț) s-ar datora unei tensiuni anizotrope asupra rocii deja consolidate și sub influența unor fluide ascendente cu caracter silico-potasic. Această fază a avut o amploare mai mare în faciesul porfiroid. În acest stadiu de evoluție biotitul este foarte instabil și apare în cea mai mare parte cloritizat.

Ultimul stadiu este cel al dezvoltării albitului. Albitizarea plagioclazilor, coroanele limpezi albitice care apar la contactul dintre feldspatul potasic și oligoclaz pun în evidență acel fenomen de pseudopelitizare (Korjinski, 1968). Procesul de albitizare nu a atins maximum de dezvoltare pentru a se forma faza de albit-muscovit-cuarț datorită, probabil, schimbării mai rapide a condițiilor fizico-chimice decât în stadiile anterioare.

Petrochimia rocilor granitoide

Elemente majore

Pentru caracterizarea petrochimică a rocilor granitice ale masivului Riul Șes au fost efectuate 13 analize chimice de silicați pentru probe reprezentând tipurile petrografice separate, iar pentru determinarea chimismului materialului inițial al șisturilor înconjurătoare a mai fost analizată o probă de șisturi verzi tufogene (tab. 1).

În vederea definirii tipurilor de roci conform clasificării adoptată de IUGS au fost obținute valorile Q , A și P din mineralele normative calculate după metoda lui Rittmann (Rittmann, 1973) (tab. 2) și apoi au fost proiectate în triunghiul dublu al lui Streckeisen (Streckeisen, 1967). După cum se observă din figura 2, rocile granitoide din masivul Riul Șes, analizate chimic, aparțin cîmpului de monzogranite și a celui de sienogranite. Totodată se constată că grantele fără mice cu textură masivă au un caracter mai acid decât celelalte tipuri, punctele lor de proiecție apropiindu-se și uneori chiar depășind limita de 60% Q .

Datele obținute din analiza chimică arată că între cele trei tipuri de roci granitice există unele deosebiri de chimism, care sînt în strînsă legătură cu compoziția mineralogică a rocilor. Astfel, din tabelul 1 se constată că limitele de variație ale oxizilor pentru tipurile de roci analizate sînt următoarele :



TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor granitoide (%)

Localizare	Granite porfiroide				Granite cu textură echigranulară				Granite fără mice					Sist. verde
	piriul Piga		Riul Șes		piriul Crovul		piriul Gugu	Riul Șes					piriul Crovul	
Nr. probei	46	40	8	20	10	35	32	28	26	30	25	21	17	38
SiO ₂	64,82	64,85	65,71	66,02	65,76	67,64	68,97	66,97	70,47	71,02	75,42	75,87	76,19	50,8
TiO ₂	0,47	0,47	0,60	0,55	0,51	0,25	0,42	0,50	-0,30	0,41	0,10	0,16	0,20	1,8
Al ₂ O ₃	16,41	16,30	15,90	16,60	17,84	14,56	15,11	17,74	15,95	16,95	14,87	11,84	15,71	20,4
Fe ₂ O ₃	1,25	1,47	3,72	1,12	1,15	1,59	1,26	0,76	1,02	0,92	0,61	0,36	0,62	7,6
FeO	1,63	1,50	1,69	1,56	2,12	1,14	1,20	1,57	0,78	0,70	0,28	0,09	0,17	3,9
MnO	0,05	0,05	0,01	0,04	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,02	0,03	0,02	0,0
MgO	1,00	1,10	0,76	1,60	1,15	2,60	1,30	0,54	0,10	0,15	0,20	0,04	0,05	3,9
CaO	3,78	3,08	1,48	2,24	1,68	2,10	2,24	1,87	1,96	0,73	1,40	0,37	0,43	2,2
Na ₂ O	2,96	3,41	2,97	2,55	3,27	3,99	3,53	1,97	2,41	2,54	2,02	4,09	2,00	3,6
K ₂ O	4,36	3,95	4,35	4,73	4,35	4,70	4,68	4,06	5,25	4,94	4,55	3,68	2,82	0,3
P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,25	0,24	0,02	0,17	0,22	0,23	0,11	0,11	0,02	0,27	0,02	0,1
CO ₂	0,75	0,27		0,99										0,9
H ₂ O	1,98	2,55	2,65	1,01	1,59	1,08	0,70	3,85	1,70	1,28	0,90	2,60	1,83	3,3
Total	99,71	99,22	100,09	99,25	99,50	99,87	99,68	100,13	100,10	99,81	100,39	99,40	100,06	99,4

TABELUL 2
Norma Rittmann pentru rocile granitoide

Nr. probei	Granite porfiroide				Granite cu textură echigranulară				Granite fără mice				
	46	40	8	20	10	35	32	28	26	30	25	21	17
Cuarț	23,46	23,37	24,57	24,12	20,25	22,15	26,46	38,69	32,24	35,99	41,81	37,77	53,89
Ortoză	32,96	30,40	38,64	43,42	38,69	36,42	35,59	4,79	35,12	24,85	26,97	54,15	
Albit												3,27	
Oligoclaz						28,17				13,22			15,52
Andezin	29,93	33,73	18,81	9,01	24,38		28,66	15,17	20,35		15,62		
Biotit	4,70	6,08	3,48		0,63	8,58	8,41						
Muscovit				2,33				29,99	9,75	23,45	11,72	2,97	29,50
Cordierit	6,03	4,67	12,74	17,51	15,02			10,10			3,63	1,11	
Amfibol						3,57							
Magnetit	0,40	0,42	0,76	0,34	0,47	0,74	0,36	0,25	0,25	0,20	0,11	0,05	0,07
Ilmenit	0,31	0,26	0,50	0,57	0,51		0,10	0,54	0,32	0,43	0,10	0,17	0,21
Sfen						0,06							
Granat									1,77	1,64			0,77
Apatit	0,49	0,44	0,49	0,46	0,04	0,33	0,42	0,46	0,21	0,21	0,04	0,52	0,04
Calcit	1,73	0,63		2,24									
Q	27,17	26,71	29,96	31,51	24,31	25,54	29,17	65,96	36,76	48,60	49,53	39,68	77,64
A	38,17	34,74	47,10	56,72	46,43	41,99	39,24	8,17	40,04	33,56	31,95	56,89	
P	34,67	38,55	22,94	11,77	29,29	32,48	31,60	25,87	23,20	17,84	18,51	3,43	22,36
I.C.	13,65	12,50	17,98	21,13	16,68	13,27	9,28	11,36	2,55	2,49	3,89	1,84	1,09

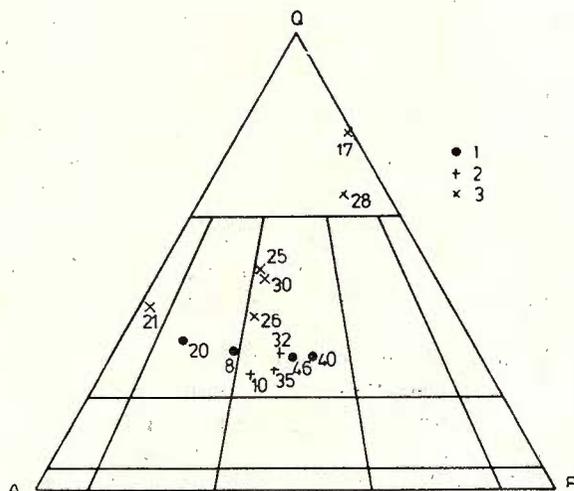


Din datele prezentate mai sus se observă o creștere a conținutului de silice de la granitele porfiroide spre cele fără mîce cu textură masivă, concomitent cu scăderea conținutului de Fe_2O_3 , FeO , MgO și CaO . Conținutul de Al_2O_3 este mai constant în granitele porfiroide decît în celelalte tipuri, în care prezintă variații mai largi. Conținutul în elemente alcaline este aproximativ constant, cu o ușoară tendință de creș-

Fig. 2. — Diagrama Q A P.

1, granite porfiroide;
2, granite cu textură echigranulară; 3, granite fără mîce, cu textură masivă.

Le diagramme Q A P.
1, granites porphyroïdes;
2, granites à texture équi-granulaire;
3, granites dépourvus de micas, à texture massive.



tere spre granitele fără mîce cu textură masivă. Conținutul în K_2O este mai mare decît cel de Na_2O .

Variația conținutului de oxizi în funcție de conținutul de silice arată sensul de diferențiere a magmei, din care s-au format rocile

	Granite porfiroide	Granite cu biotit	Granite fără mîce
SiO_2	64,82—66,02	65,76—68,97	66,97—76,19
TiO_2	0,47—0,60	0,25—0,51	0,10—0,50
Al_2O_3	15,90—16,60	14,56—17,84	11,84—17,74
Fe_2O_3	1,12—3,72	1,15—1,59	0,36—1,02
FeO	1,50—1,69	1,14—2,12	0,09—1,57
MnO	0,01—0,05	0,05—0,06	0,02—0,07
MgO	0,76—1,60	1,15—2,60	0,04—0,54
CaO	1,48—3,78	1,68—2,24	0,37—1,96
Na_2O	2,55—3,41	3,27—3,99	1,97—4,09
K_2O	3,95—4,73	4,35—4,70	2,82—5,25

granitice din masivul Rîul Șes. Astfel, conținutul de Al_2O_3 scade treptat de la granitele porfiroide pînă la granitele fără mîce cu textură masivă. Aceași tendință de scădere a conținutului odată cu creșterea conținutului de silice o manifestă și Fe_2O_3 , FeO , MgO și CaO . Conținutul de elemente alcaline nu variază prea mult odată cu creșterea conținutului de SiO_2 .



Parametrii Niggli (Burri, 1959) calculați din analiza chimică indică proveniența rocilor masivului granitoid de Rîul Șes din următoarele tipuri de magme calco-alcaline (tab. 3): granodioritică pentru granitele porfiroide și granitele cu biotit cu textură echigranulară și leucogranitică pentru granitele fără mice, cu textură masivă.

Caracterul calco-alkalin al întregii serii de roci granitoide rezultă clar atît din valorile parametrilor Niggli și tipurile de magmă corespunzătoare acestor rîci, cît și din poziția acestor roci pe diagrama de alcalinitate (fig. 3), unde ele sînt distribuite în domeniul calco-alkalin, cu excepția cîtorva probe ce apar în domeniul alcalin.

Sensul evoluției magmei granitoide primare este arătat de diagrama de diferențiere, în care parametrii principali urmăresc linia de diferențiere normală a magmelor calco-alcaline. Astfel, parametrii al și alk manifestă o tendință de creștere în direcția accentuării procesului de diferențiere, cu unele intervale pentru care valorile lor sînt aproximativ constante. Parametrii fm și c scad treptat odată cu creșterea valorii lui si , curbele lor intersectîndu-se de cîteva ori. Secvența din evoluția magmelor granitoide din care s-au format rocile masivului granitoid Rîul Șes se situează la dreapta punctului de izofalie, curbele parametrilor al și fm neintersectîndu-se.

Proiecția rocilor pe diagrama $al : alk$ a arătat că granitele porfiroide sînt grupate în domeniul magmelor cu un conținut intermediar de alcalii, granitele cu biotit cu textură echigranulară sînt răspîndite atît în cîmpul magmelor cu un conținut bogat în alcalii, cît și în cel cu un conținut intermediar, iar granitele fără mice cu textură masivă sînt cele mai neuniforme aparținînd la trei cîmpuri cu conținuturi diferite de alcalii.

Rocile granitice ale masivului Rîul Șes formează o serie continuă de roci, care pe diagrama $al : fm$ se proiectează de-a lungul unei linii drepte începînd din marginea domeniului izofalic, unde se găsesc mai ales granitele porfiroide și cele cu textură echigranulară, și pînă în domeniul salic, unde sînt situate rocile cele mai acide, granitele fără mice, cu textură masivă.

Pe diagrama $k : mg$ (fig. 4) rocile analizate se proiectează într-un cîmp situat între diagonalele $0,5 k - 0,5 mg$ și $1,0 k - 1,0 mg$, cu excepția a două probe care se află la dreapta ultimei diagonale. Se constată o variație mai mare a parametrului mg față de cea a parametrului k , dar totodată se observă că parametrul mg are, pentru majoritatea probelor analizate, valori mici, fapt evidențiat și pentru alte granite tardeogene din autohtonul danubian (Savv et al., 1971).

Compoziția normativă a rocilor granitice (tab. 4) arată proporția în care participă mineralele virtuale în compoziția acestor roci. Cuarțul normativ variază de la 18,88% pînă la 24,43% în granitele de biotit cu textură echigranulară, de la 23,33% pînă la 29,18% în granitele porfiroide și de la 32,84% pînă la 53,82% în granitele fără mice, cu textură masivă. Raportul dintre ortoza și albitul normativ variază în jurul lui 1. Diopsidul normativ apare numai în proba 35 de granit cu biotit



Fig. 3. — Diagrama de alcalinitate.

Le diagramme de l'alcalinité.

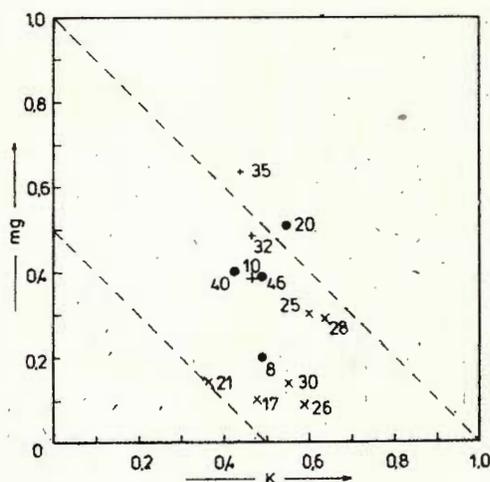
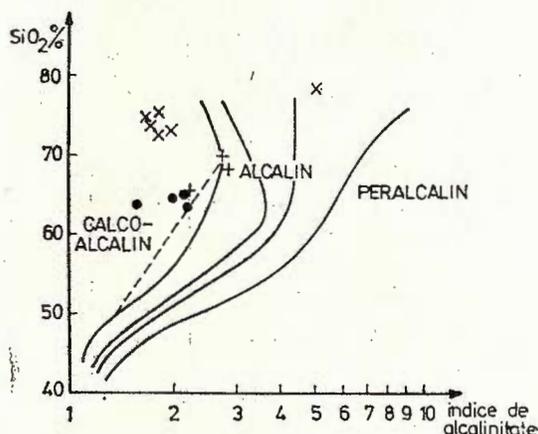


Fig. 4. — Diagrama
k : mg.

Le diagramme k : mg.

cu textură echigranulară, în restul probelor de roci fiind prezent hiperstenul normativ în proporții variabile.

Caracterul acid al rocilor granitice din masivul Riul Șes este evidențiat și de diagrama *QLM*, punctele lor figurative ocupând un câmp situat deasupra liniei *PF*, cu o tendință evidentă, mai ales pentru granitele fără mice cu textură masivă, de a se apropia de vârful *Q* al diagramei.

Diferențierea chimică a tipurilor petrografice separate este bine ilustrată cu ajutorul diagramei lui de la Roche (La Roche, 1962) (fig. 5). În plus, din această diagramă se pot distinge în cadrul granitei porfiroide, unde feldspatizarea (microclinizarea) este mai intensă,



FABELUL 3
Valorile parametrilor Niigitt

	Nr. probei	st	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	tt	p	w	gz	Q	L	M	Tipul de magmă
Granite porfiroide	46	279,4	41,7	16,5	17,4	24,4	0,49	0,39	1,06	1,52	0,46	0,40	82,0	49,81	44,22	5,97	farsunditică
	40	284,9	42,2	17,7	14,5	25,6	0,43	0,41	0,82	1,55	0,41	0,46	82,6	49,78	42,47	7,74	farsunditică
	8	299,3	42,7	24,4	7,2	25,7	0,49	0,21	0,30	2,05	0,48	0,66	96,3	51,24	36,49	12,27	farsunditică
	20	297,0	44,0	20,5	10,8	24,7	0,55	0,52	0,53	1,86	0,46	0,39	98,3	51,73	37,65	10,63	farsunditică
Granite cu textură echigranulară	10	290,3	46,4	19,4	7,9	26,2	0,47	0,39	0,41	1,69	0,04	0,32	85,4	50,42	38,92	10,66	natronapakiwitică
	35	284,7	36,1	25,5	9,5	28,9	0,44	0,64	0,37	0,79	0,30	0,55	69,2	47,33	43,23	9,44	granitică
Granite fără mice	32	318,8	41,2	18,2	11,1	29,6	0,47	0,49	0,61	1,46	0,43	0,48	100,4	51,11	42,09	6,81	leucocuarțioritică
	28	337,3	57,5	13,9	9,6	18,9	0,64	0,29	0,69	1,91	0,49	0,29	161,7	59,57	26,68	13,75	yosemittgranitică
	26	375,1	50,0	8,6	11,2	30,2	0,59	0,09	1,30	1,20	0,25	0,52	154,1	56,54	38,19	5,26	yosemittgranitică
	30	396,1	55,7	8,6	4,4	31,3	0,56	0,14	0,50	1,72	0,26	0,52	170,9	58,02	33,91	8,07	engadmitgranitică
	25	467,7	54,3	6,2	9,3	30,1	0,60	0,30	1,49	0,47	0,05	0,65	247,2	63,10	31,90	5,01	aplitgranitică
	21	537,6	49,4	3,1	2,8	44,7	0,37	0,14	0,92	0,85	0,81	0,73	258,8	61,13	36,69	2,18	aplitgranitică
	17	538,4	65,4	4,9	3,2	26,4	0,48	0,11	0,66	1,06	0,06	0,75	332,8	66,39	22,92	10,69	aplitgranitică
Șist verde	38	153,5	36,4	45,1	7,2	11,3	0,05	0,39	0,16	4,08	0,24	0,63	8,3	38,49	28,55	32,97	melacuarțioritică

TABELUL 4
Compoziția normată (C.I.P.W.) a rocilor granitoidale

Nr. probei	Granite porfiroide							Granite cu textură echigranulară							Granite fără mice				
	46	40	8	20	10	35	32	28	26	30	25	21	17						
qu	24,09	23,33	29,07	29,18	24,22	18,88	24,43	41,14	32,84	36,38	43,41	38,97	53,82						
or	26,29	23,96	26,40	28,24	26,12	28,08	27,85	23,11	31,56	29,57	27,13	22,34	16,97						
ab	25,55	29,62	25,81	21,80	28,12	34,13	30,08	12,06	20,74	21,77	17,25	35,55	17,24						
an	12,37	12,22	5,59	3,07	8,32	8,02	9,51	7,31	9,04	2,82	6,85	2,02							
dl						0,89	0,89												
hd	2,54	2,81	1,94	4,03	2,91	0,06	3,26	1,40	0,25	0,38	0,50	0,10	0,13						
en	1,30	0,88		1,12	2,25	0,44	0,57	1,62	0,19										
fs	2,43	2,11	4,43	6,23	4,83		0,78	10,75	3,10	6,49	4,17	1,16	8,80						
c	0,91	0,92	1,17	1,06	0,98		0,80	0,99	0,58	0,79	0,19	0,26	0,39						
il	1,85	2,19	3,85	1,64	1,69		1,84	1,15	1,50	1,28	0,68	0,37	0,03						
mt			1,17							0,05	0,14	0,03	0,51						
hm												0,03	0,05						
ru	0,65	0,57	0,65	0,62	0,05		0,56	0,61	0,28	0,28	0,05	0,63	0,05						
ap	1,74	0,63		2,27															
cc																			
Q	31,6	30,3	35,7	36,8	30,9	23,3	29,7	53,9	38,6	41,5	49,4	40,2	61,1						
Or	34,6	31,2	32,5	35,7	33,3	34,6	33,8	30,3	37,1	33,7	30,9	23,1	19,3						
Ab	33,8	38,5	31,8	27,5	35,8	42,1	36,5	15,8	24,4	24,8	19,7	36,7	19,6						

două subfaciesuri: „intermediar” și potasic, cât și o orientare a axei elipsei spre domeniul potasic. Granitele cu biotit cu textură echigranulară se plasează în același domeniu cu subfaciesul „intermediar” al gra-

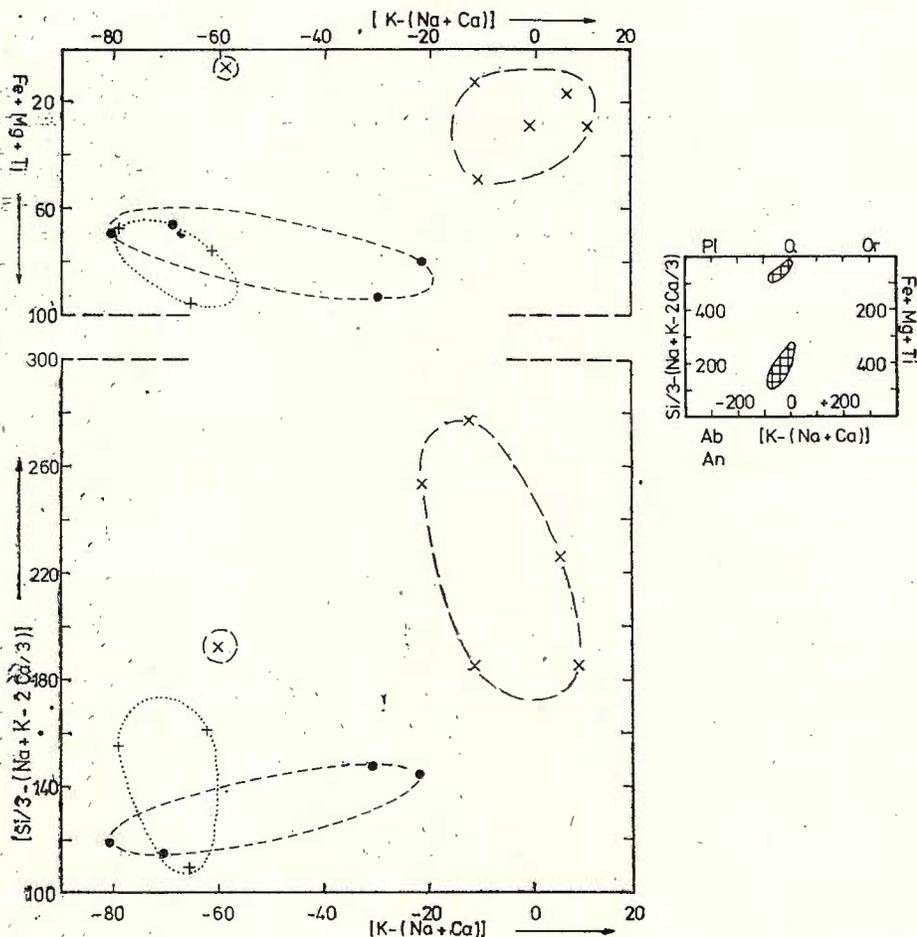


Fig. 5. — Repartiția tipurilor de granite în diagrama chimico-mineralogică a lui H. de la Roche.

Là distribution des types de granites sur le diagramme chimique-minéralogique de H. de la Roche.

nitelor porfiroide indicînd că cristalizarea magmatică a avut loc la același stadiu de evoluție a magmei. Deosebirea dintre acestea se datorește numai fenomenului ulterior de feldspatizare. Granitele fără mîce, cu textură masivă sînt deplasate spre domeniul cuarțo-potasic cu o ușoară tendință sodică. Probabil că procesul de albitizare a fost ceva

mai pronunțat în acest tip petrografic. Totodată, acest facies este deplasat spre valori mai mici ale parametrului pentru minerale melancroate.

În ceea ce privește materialul vulcanogen din care s-au format șisturile verzi tufogene, în care este localizat masivul granitic Rîul Șes, este de menționat că a avut un caracter dioritic-cuarț-dioritic, așa cum rezultă din valorile parametrilor Niggli și tipul de magmă (tab. 3).

Distribuția elementelor minore

Pentru a avea o imagine mai completă asupra geochimiei rocilor granitice din masivul Rîul Șes au fost efectuate și câteva determinări pentru conținuturile de elemente minore.

Determinarea conținuturilor de elemente minore a fost efectuată pe 11 probe, aparținând tuturor tipurilor petrografice ale rocilor granitice, prin emisie spectrografică. Rezultatele analizelor sînt prezentate în tabelul 5.

TABELUL 5

Conținutul de elemente minore (ppm) din rocile granitoide

	Nr. probei	Cu	Pb	Ga	Sn	Li	Sr	Ba	Ni	Co	V	Cr
Granite porfiroide	40	3	20	10	3	30	200	800	3	4	35	50
	8	3	15	10	5	40	700	650	10	8	30	50
	20	<3	10	10	3	35	200	900	<3	<3	20	10
Granite cu textură echigranulară	10	<3	25	5	3	40	1300	1100	10	10	40	60
	35	20	35	5	3	8	450	600	3	3	35	10
	32	4	25	10	5	30	800	1100	10	4	35	60
Granite fără mice	28	3	75	5	4	5	1500	800	3	3	25	20
	26	<3	45	8	4	10	30	500	<3	<3	15	15
	30	<3	30	6	3	5	225	900	<3	<3	15	15
	21	3	90	10	<3	<3	10	200				
	17	<3	170	10	8	3	10	200				

Din acest tabel se observă că conținuturile tuturor elementelor minore determinate se încadrează între limitele de variație ale acestora cunoscute pentru rocile granitoide.

Din același tabel se mai constată că, cu excepția plumbului, cuprului și staniuului, conținuturile de elemente minore ale granitelor fără mice cu textură masivă sînt mai scăzute decît în celelalte două tipuri de granite. Conținuturile de cupru și staniu din rocile analizate au, în general, valori foarte mici și nu prezintă aproape nici o variație de la un tip petrografic la altul, în timp ce conținutul de plumb se modifică cu tipul petrografic. Conținutul mai ridicat de Pb din granitele fără mice cu textură masivă se datorește, probabil, cantității mai mari de



feldspat potasic al acestor roci în raport cu plagioclazul, știind că plumbul poate substitui izomorf potasiul în rețeaua cristalină a mineralelor.

Scăderea conținuturilor elementelor minore, mai ales a celor feromagneziene Ni, Co, V și Cr, odată cu trecerea de la granitele porfiroide și cele cu textură echigranulară la granitele fără mice cu textură masivă reflectă procesul de diferențiere a magmei din care s-au format aceste granite.

Datele analitice obținute au fost proiectate pe diagrame de variație după metoda folosită de Nockolds și Allen (1953, 1954, 1956), raportând conținutul elementelor minore și majore la indicele de diferențiere $(1/3 \text{ Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ (tab. 6).

Conținuturile de elemente minore au fost prelucrate, calculându-se rapoartele dintre aceste elemente și elementele majore cu care se asociază geochimic, precum și rapoartele dintre unele elemente minore (tab. 7).

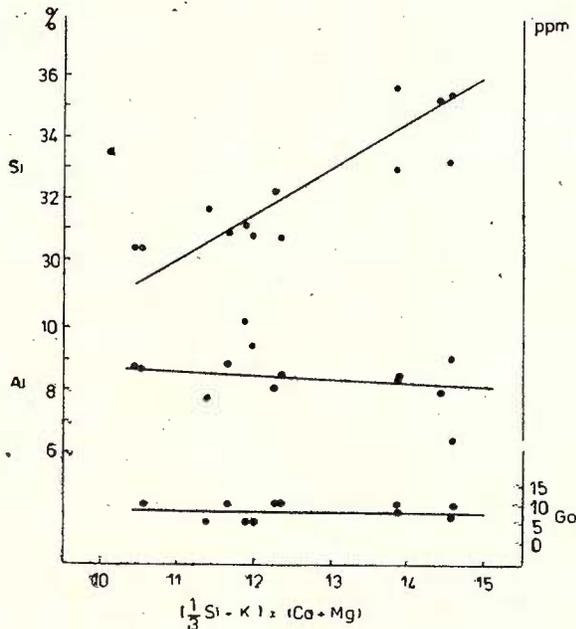


Fig. 6. — Diagrama de variație a Si, Al și Ga.
Le diagramme de variation de Si, Al et Ga.

Așa cum s-a mai arătat, rocile granitice din masivul Rîul Șes prezintă o tendință de îmbogățire în Si, element al cărui conținut crește cu accentuarea diferențierii magmei primare spre termeni mai acizi (fig. 6). Conținutul de Al prezintă o slabă tendință de scădere în acest



sens, în timp ce Ga, care înlocuiește alumiul prin izomorfism, se menține aproape constant. Raportul $Ga \times 10^3 / Al$ prezintă variații mici oscilând între 0,05 și 0,16.

O caracteristică a variației conținuturilor elementelor minore asociate geochemic cu Mg și Fe este tendința acestor elemente de a scădea în direcția creșterii acidității rocilor (fig. 7). Această tendință este mai evidentă pentru Li, Cr și V, ale căror curbe sînt paralele cu cele ale Mg și Fe_{tot} și mai slabă pentru Co și Ni.

Comportarea acestor elemente minore este ilustrată și de variația rapoartelor acestor elemente față de Fe_{tot} . Valorile acestor rapoarte

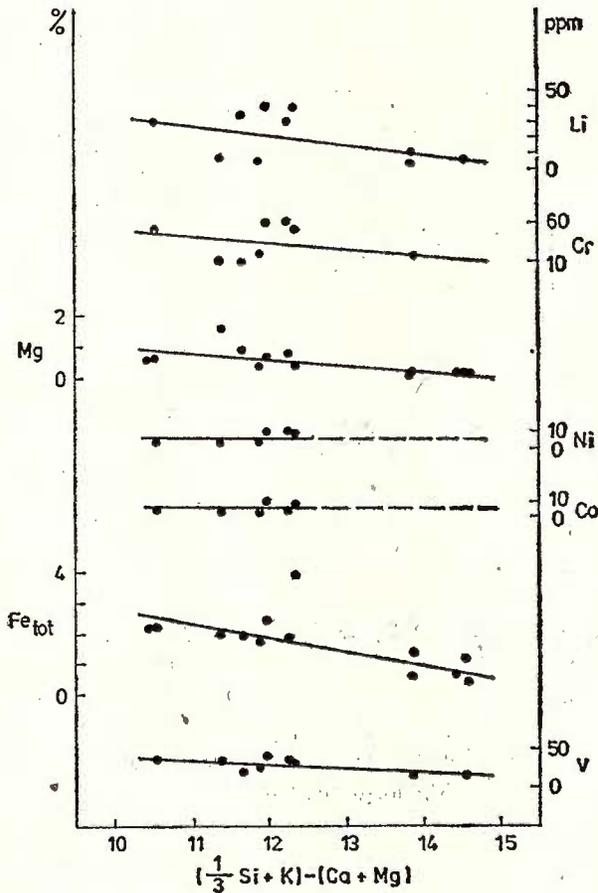


Fig. 7. — Diagrama de variație a Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{tot} și V.

Le diagramme de variation de Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe_{tot} et V.



prezintă, în general, o variație redusă în raport cu indicele de diferențiere, curbele lor fiind aproape paralele cu abscisa.

După cum rezultă din diagrama din figura 8, conținutul de Ca scade treptat odată cu accentuarea procesului de diferențiere magmatică.

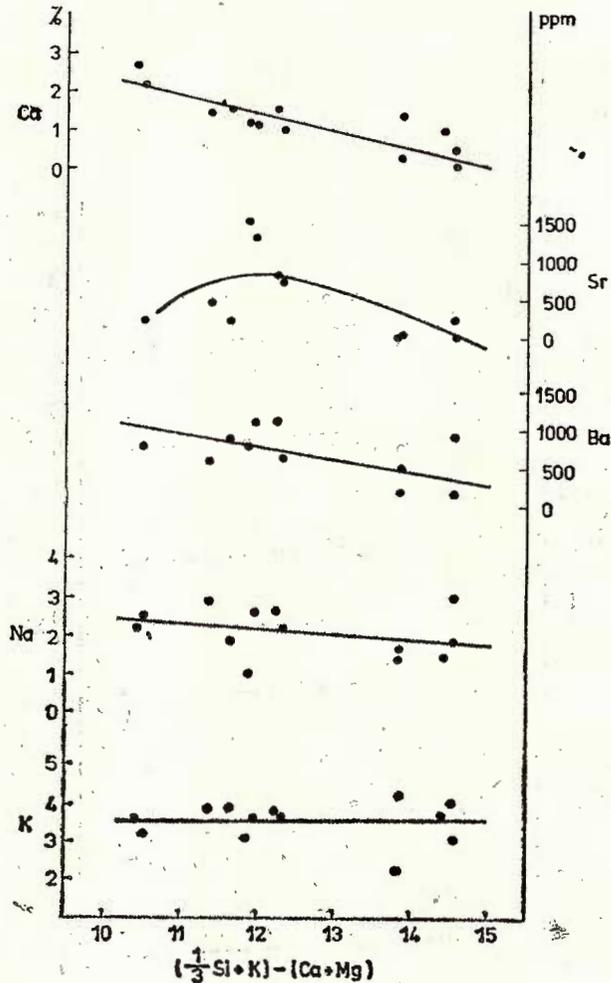


Fig. 8. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba, Na și K.

Le diagramme de variation de Ca, Sr, Ba, Na et K.

O comportare asemănătoare prezintă și Ba a cărei curbă este paralelă cu cea a Ca. Conținutul de Sr prezintă variații mai mari și după o ușoară tendință de creștere curba acestui element devine descendentă. Conținutul de Na și K din rocile granitice variază foarte puțin prezen-

tînd o foarte slabă tendință de scădere pentru Na și de creștere pentru K în sensul diferențierii magmei. De remarcat, totodată, conținutul mai ridicat al K față de Na din aceste roci.

Concluzii

Observațiile mineralogice și geochemice au permis să se deosebească trei faciesuri granitice ale căror particularități trebuie considerate ca fiind în legătură, în primul rînd, cu condițiile de punere în loc a masivului, deci cu condițiile de diferențiere magmatică. Aceste faciesuri se ordonează în volume a căror alungire este conformă cu aceea a masivului, și a căror aciditate crește de la vest spre est, adică de la faciesul porfiroid și cel cu textură echigranulară la faciesul fără mice cu textură masivă.

Din datele petrochimice și modul de comportare a elementelor minore în rocile granitice din masivul Rîul Șes rezultă că aceste roci au provenit dintr-o magmă de origine litogenă, formată în timpul mișcărilor baicaliene, fie prin anatexia unei zone profunde a scoarței terestre, fie prin palingeneza din pătura granitică a sialului, ipoteză avansată de S a v u et al. (1971, 1973) și pentru alte masive granitoide din autohtonul danubian.

Acest fapt reiese și din diagrama $K_2O^0/0 : Na_2O^0/0$, în care toate rocile granitice cercetate se proiectează în cîmpul de distribuție a rocilor metamorfice acide (M e h n e r t, 1968). Din aceeași diagramă se constată că față de proiecția valorilor medii ale K_2O și Na_2O a granitoidelor din scoartă (B a i r d et al., 1963), cele din masivul Rîul Șes arată o tendință potasică evidentă, raportul $K_2O : Na_2O$ fiind mai mare decît 1.

Totodată din diagrama $K_2O \text{ mol} : Na_2O \text{ mol}$ (fig. 9) rezultă destul de clar și caracterul tardeorogen al acestor roci în raport cu cele cercetate de M a r m o (1955), cele mai multe dintre probele analizate proiectîndu-se în cîmpul granitelor tardeorogene, subgrupul potasic.

Aceste concluzii sînt susținute și de felul cum se proiectează rocile granitice pe diagrama sistemului $Q : Ab : Or$ (T u t t l e și B o w e n, 1958). Repartiția rocilor granitice în diagrama $Q : Ab : Or$ (fig. 10) se face pe o suprafață mai întinsă, punctele reprezentative ale granitelor porfiroide și ale celor cu textură echigranulară aflîndu-se în interiorul cîmpului de proiecție a granitelor ideale sau foarte aproape de acesta, pe cînd cele ale granitelor fără mice cu textură masivă se îndreaptă spre virful Q al diagramei. Această particularitate arată că rocile granitice din masivul Rîul Șes au tendința de a se îmbogăți în mod deosebit în SiO_2 .

A urmat apoi o feldspatizare (microclinizare) generală în tot masivul, datorită unor soluții postmagmatice ascendente silico-potasice. Acest caracter tardiv al feldspatizării se deduce din dezechilibrul dintre lichidele reziduale și fracțiunile minerale deja cristalizate. Porfiroblasteza din faciesul granitic porfiroid este o exagerare a acestui proces în condiții particulare (migrarea soluțiilor silico-potasice spre zonele mai reci ale masivului și în vecinătatea unui material mai bazic) (C h a r o y, 1971).



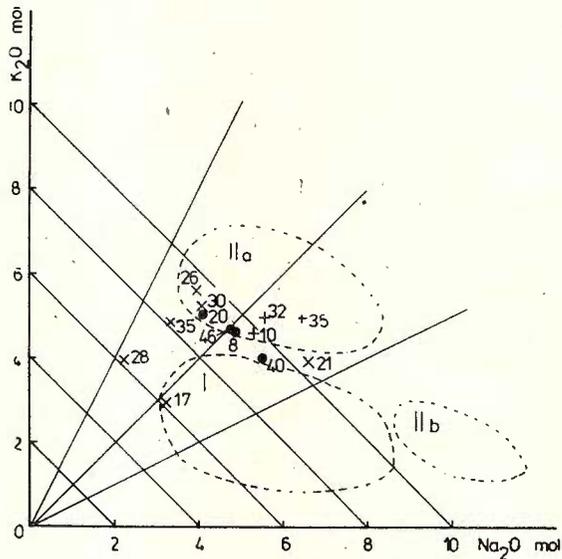


Fig. 9. — Diagrama $\text{Na}_2\text{O mol} : \text{K}_2\text{O mol}$.

I, granite și granodiorite sinorogene; II a, granite tardeorogene, subgrupa potasică; II b, granite tardeorogene, subgrupa sodică (Marmo, 1955).

Le diagramme $\text{Na}_2\text{O mol} : \text{K}_2\text{O mol}$.

I, granites et granodiorites synorogènes; II a, granites tardéorogènes, sous-groupe potassique; II b, granites tardéorogènes sous-groupe sodique (Marmo, 1955).

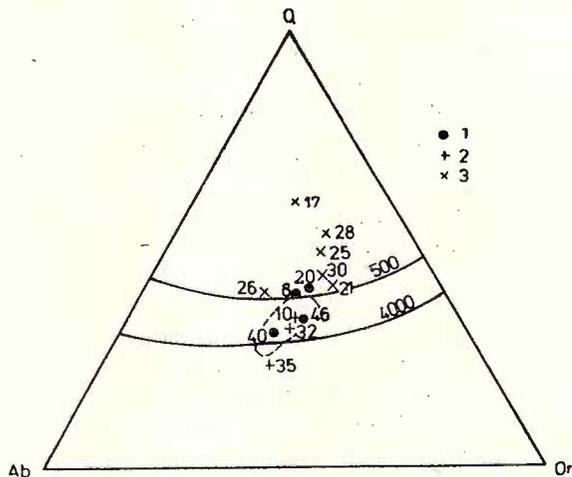


Fig. 10. — Diagrama $Q Ab Or$. Aceeași legendă ca la figura 2.

Le diagramme $Q Ab Or$. La même légende de la figure 2.



Ultima fază a constituit-o un proces de albitizare evidențiat de albitizarea plagioclazului și apariția de coroane albitice la contactul dintre plagioclaz și feldspatul potasic. Studiile efectuate în această direcție (Yiyama, 1966), gradul de triclinicitate ridicat al microclinului ($2V = 80-82^\circ$) pun în evidență dezamestecul feldspatului alcalin cu eliberarea unei faze sodice, cât și o eliberare de calciu și aluminiu. Procesul de albitizare este destul de limitat în masivul Riul Șes, neajungându-se la faza maximă de dezvoltare albit+muscovit sau din punct de vedere geochemic nu a fost atinsă o diferențiere silico-sodică.

BIBLIOGRAFIE

- Baird A. K. (1963) Chemical Composition of a Granite Pluton. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 73, 22, New York.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel u. Stuttgart.
- Charoy B. (1971) Diferenciations petrographiques et geochemiques dans les granites a deux micas du Massif de Questembert (Morbihan). *Sciences de la Terre*, 26, 1, Nancy.
- Gherasi N. (1937) Etude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.
- Korjinski D. S. (1968) Acidity-alkalinity in magmatic processes. *Reports XXIII Session Int. Geol. Congr.*, 1, Prague.
- Marmo V. (1955) The petrochemistry of some Precambrian granites of West Africa and a petrochemical comparison with the Svecofennide granites of Finland. *Amer. J. Sci.*, 253.
- (1956) On the emplacement of granites. *Amer. J. Sci.*, 254.
- Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.
- Nockolds S. R., Allen E. (1953, 1954, 1956) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 5, 9.
- Rittmann A. (1973) Stable mineral assemblages of igneous rocks. Springer Verlag, Berlin.
- Roche H. de la (1964) Sur l'expression des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sciences de la Terre*, 9, 3, Nancy.
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1971) Studiul petrologic și geochemic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.*, XXXIX, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973) Faciesurile grănitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Parîng), petrologia și geochemia lor. *An. Inst. Geol.*, XL, București.
- Schafarzik Fr. (1899) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Pojana Mörul. *Jber. d. k. ung. geol. R. A. f.*, Budapest.



- Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner.*, 107, 2—3, Stuttgart.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 74, New York.
- Yiyama J. T. (1966) Contribution à l'étude des équilibres sud-solidus du système ternaire orthose-albite-anorthite à l'aide des réactions d'échange d'ions Na—K au contact d'une solution hydrothermale. *Bull. Soc. Miner. Cristall.*, LXXXIX, Paris.

ETUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU GRANITE DE RIUL ȘES

(Résumé)

Le granite de Riul Șes, de forme allongée en direction NNE—SSV, est situé dans les Monts Țarcu, notamment dans le complexe des schistes verts de la série de Zăicani du cristallin autochtone danubien.

Les observations minéralogiques et géochimiques ont conduit à la séparation de trois faciès granitiques allongés à la même direction du massif et puis se succèdent de l'ouest à l'est : granite porphyroïde, granite à texture équi-granulaire et granite dépourvu de micas à texture massive. Ces faciès gagnent en acidité de l'ouest à l'est.

Le calcul des paramètres pétrochimiques des roches examinées autorise leur répartition aux monzogranites et aux syénogranites, conformément à la classification adoptée par I.U.G.S. Les types de magmas aux dépens desquels ont été engendrées ces roches varient des magmas granodioritiques jusqu'à ceux alcali-granitiques.

Les diagrammes de variation des paramètres pétrochimiques révèlent assez nettement le caractère calco-alcalin des magmas primaires autant que l'évolution de leur processus de différenciation.

Il y a quelque diagrammes de variation où la répartition des roches granitiques dénote une tendance d'enrichissement en SiO_2 avec le passage des faciès granitiques porphyroïdes et de ceux à texture équi-granulaire au granite dépourvu de micas à texture massive.

Le rapport des alcalis dénote une tendance potassique nette des granites du massif de Riul Șes autant que leur caractère tardéorogène comparés à ceux investigués par Marmo (1956).

Les teneurs en éléments mineurs analysés ne dépassent pas, généralement, les valeurs connues des roches granitoïdes. Excepté le plomb, le cuivre et l'étain les teneurs en éléments mineurs des granites dépourvus de micas sont inférieures à celles des deux autres types de granites. La baisse des teneurs en éléments mineurs, tout spécialement de ceux ferromagnésiens Ni, Co, V et Cr dans le



sens du gain en acidité des roches reflète le processus des différenciation des magmas aux dépens desquels se sont constitués ces granites.

Les particularités géochimiques de ces granites révélées par cette étude sont mises en corrélation avec les conditions de différenciation magmatique de quelques magmas* d'origine lithogène, constitués au cours des mouvements de la phase baïkalienne, soit par l'anatexie d'une zone profonde de l'écorce terrestre, soit par la palyngénèse de la couverture granitique du sial (Savu et al., 1971). Au processus de différenciation magmatique succède une feldspathisation générale due aux solutions postmagmatiques ascendantes silico-potassiques. Le caractère de ce phénomène plus intense dans quelques zones du massif y a conduit à l'apparition du faciès granitique porphyroïde.

La dernière phase du processus de formation des roches granitiques est constituée par le processus d'albitisation, peu développée.

Quant au matériel volcanogène aux dépens duquel se sont constitués les schistes verts tuffogènes dans lesquels est localisé le massif granitique de Riul Șes, il a eu un caractère dioritique-quartz-dioritique, fait qui résulte des valeurs des paramètres pétrochimiques et du type de magma.

EXPLICAȚIA PLANȘEI

- Fig. 1. — Porfiroblast de microclin maclat în grătar cu incluziuni de plagioclaz: alterat și sfen. Pîrîul Pîga, Nic. +, $\times 15$.
Porphyroblaste de microcline maclé en grille aux inclusions de plagioclase altéré et sphène. Le ruisseau Pîga, Nic. +, $\times 15$.
- Fig. 2. — Plagioclaz fisurat și deformat. Riul Șes, Nic. +, $\times 15$.
Plagioclase fissuré et déformé. Riul Șes, Nic. +, $\times 15$.
- Fig. 3. — Plagioclaz maclat, alterat, fisurat și deformat. Riul Șes, Nic. +, $\times 15$.
Plagioclase maclé, altéré, fissuré et déformé. Riul Șes, Nic. +, $\times 15$.
- Fig. 4. — Myrmekite marginale lobate. Riul Șes, Nic. +, $\times 20$.
Myrmékites marginales lobées. Riul Șes, Nic. +, $\times 20$.





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

MASIVUL GRANITOID FRUMOSU
(MUNȚII VÎLCAN — CARPAȚII MERIDIONALII)¹

DE

TUDOR BERZA², CONSTANȚA UDRESCU², ALEXANDRINA MEDEȘAN²

Granitoids. Pluton. Upper Precambrian. Lower Paleozoic. Lainici-Păiuș series. Magmatic differentiation. Fractional crystallization. Trace elements. South-Carpathians. Danubian Domain. Vilcan Mountains.

Abstract

The Frumosu Granitoid Massif (the Vilcan Mountains-South Carpathians). The Upper Precambrian or Lower Paleozoic Frumosu granitoid massif is intruded in the crystalline schists of the Precambrian Lainici-Păiuș Formation. It is a mainly granodioritic body with a western border of quartz diorites and tonalites and some more acid zones in its central part. The northern half of the pluton underwent an intense antesisilurian mylonitisation, while southward one can recognize the unoriented primary structure. The geochemical study pointed to slight tendencies of magmatic differentiation, attributed to fractional crystallization from borders to the center, under the influence of a thermal gradient.

Introducere

Masivul granitoid Frumosu este situat în Carpații Meridionali, făcând parte din fundamentul autohtonului danubian al munților Vilcan. Datorită amplasării sale într-o zonă izolată și greu accesibilă, pînă în prezent cunoștințele referitoare la petrografia sa erau sumare, iar particularitățile sale geochimice erau necunoscute, acest corp fiind rareori amintit în lucrările consacrate granitoidelor din Carpații Meridionali.

¹ Predată la 7 mai 1979, acceptată pentru publicare la 12 mai 1979, comunicată în ședința din 25 mai 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Prima mențiune a rocilor granitoide din regiune îi aparține lui Mrazec (1904), care le atribuie, la un loc cu toate celelalte tipuri de granitoide din munții Vilcan și Paring, masivului granitic Șușița. După Ionescu-Bujor (1911), masivul Șușița are o structură complexă, fiind alcătuit din mai multe „tipuri”, dispuse concentric; zona de aflorare a masivului Frumosu corespunde tipului „granitului amfibolic”. Manolescu (1937) a descifrat structura geologică a munților Vilcan și a prezentat prima hartă geologică modernă a regiunii (la scara 1 : 300.000), pe care masivul Frumosu este figurat în continuare ca granit de Șușița.

Pavelescu și Pavelescu (1962 a, 1962 b) sînt primii autori care descriu granodioritele și dioritele cuarțifere cu biotit și hornblendă din regiune ca „granitoide de Frumosu”. În cadrul masivului Frumosu, autorii citați au distins o zonă sudică, alcătuită din granitoide masive, și o zonă nordică, gnaisică. Această parte nordică a corpului granitoid Frumosu a fost cartată între vîrfurile Nedeia și Arcanul la scara 1 : 10.000 de Solomon în 1964, apărînd și pe harta la scara 1 : 100.000 prezentată de Solomon et al. (1976). Extremitatea estică a masivului, situată la răsărit de virful Arcanul, a fost redată de Stan et al. (1979) pe foaia Cimpul lui Neag a hărții geologice la scara 1 : 50.000.

Zona de aflorare a masivului Frumosu are forma unei elipse cu axa mare de 17 km și axa mică de 1—3 km, orientată NE—SV, situată la sud de culmea principală a munților Vilcan, în bazinele superioare ale râurilor Bistrița și Motru; terminația orientală a corpului depășește însă cumpăna apelor, fiind deschisă de pîraiele Gîrbovului, Răstoveanului și Valea de Pești, afluenți dreپți ai Jiului de vest. Relieful accidentat permite observarea masivului Frumosu cca 1 km pe verticală, din valea Bistriței (740 m, la confluența cu Pîrîul Boului) pînă în vîrfurile cele mai importante: Arcanul (1760 m), Boul (1670 m) și Frumosu (1494 m).

Cadrul geologic regional

Munții Vilcan sînt alcătuiți, cu excepția unor suprafețe reduse în care aflorează formațiuni ale pînzei getice și ale pînzei de Severin, din formațiuni ale autohtonului danubian, reprezentat prin fundamentul cristalofilian, formațiuni paleozoice slab metamorfozate și cuvertura sedimentară mezozoică.

Fundamentul cristalofilian al munților Vilcan este constituit din formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păiuș (în aceasta din urmă fiind cantonate masivele granitoide Tismana, Frumosu, Bîlta și Șușița), separate printr-o importantă linie tectonică (Manolescu, 1937), falia Virful lui Stan-Curmătura Oltetului (Berza și Schuster, după Berza, 1978 a).

Formațiunea de Drăgșan aflorează în regiunea învecinată masivului Frumosu în Culmea Cernei, fiind bine deschisă de afluenții dreپți ai Motrului. În această zonă este expus flancul sudic al anticlinalului ante-ordovician Culmea Cernei (Iancu, 1977), în care pot fi recunos-



cute subdiviziunile separate de Berza și Seghedi (1975 a) sub denumirile de complexul amfibolitelor și complexul gnaiselor micacee. În cadrul subdiviziunii amfibolitelor, vizibilă pe o grosime de cca 1000 m, predomină gnaisele amfibolice și amfibolitele, dar apar și nivele de gnaise biotitice sau micacee, identice cu cele care formează fondul subdiviziunii gnaiselor micacee. Pe pîrîul Alunul aflorează serpentinite, ce par a reprezenta roci ultrabazice metamorfozate din cadrul formațiunii de Drăgășan, dar care pot fi și mai recente. Relativ rar, pot fi observate lentile metrice de pegmatite alcătuite din oligoclaz + cuarț ± biotit ± muscovit. Subdiviziunea gnaiselor micacee are, între limita cu amfibolitele și falia Virful lui Stan-Curmătura Oltețului, o grosime vizibilă de numai 100—300 m și este alcătuită din gnaise micacee ± almandin, frecvent porfiroblastice datorită ocelilor milimetrice de plagioclaz.

Parageneza cea mai semnificativă în ceea ce privește intensitatea metamorfismului, identificată în această zonă în formațiunea de Drăgășan, este andezin + hornblendă + almandin, indicînd clar un metamorfism în faciesul amfibolitelor. Tot în Culmea Cernei, Iancu (1974) citează în formațiunea de Drăgășan prezența staurolitului, iar Berza și Seghedi (1975 a) a staurolitului și distenului. Identitatea aspectelor microscopice și macroscopice observabile la rocile din regiunea cercetată cu cele din vecinătatea punctelor cu staurolit face credibilă atribuirea întregului areal ocupat de formațiunea de Drăgășan în Culmea Cernei subfaciesului staurolit-almandin.

În zona învecinată faliei Virful lui Stan-Curmătura Oltețului, care o aduce în contact tectonic cu formațiunea de Lainici-Păiuș, formațiunea de Drăgășan este afectată de un retromorfism dinamic, cu atît mai marcat cu cît distanța pînă la falie este mai mică. Acest fenomen are ca efect cloritizarea amfibolilor, biotitului și granatului, decalcifierea plagioclazului și apariția unei noi foliații, paralelă cu planul tectonic amintit (marcată pe harta geologică ca poziție de laminare). Tot în această zonă se mai remarcă prezența a cîteva dyke-uri direcționale cu grosimi metrice de microgranodiorite porfirice, alcătuite din rare fenocristale mărunte (cca 1 mm) de plagioclaz acid și biotit și o pastă cuarțo-feldspatică fin granulară, afectate și ele de aceeași laminare cu direcția NE—SV.

Formațiunea de Lainici-Păiuș, în care este intrus masivul granitoid Frumosu, este alcătuită din două subdiviziuni, descrise de Berza (1978 a) sub denumirile de complexul carbonato-grafitos și complexul cuarțitelor și gnaiselor biotitice.

Întocmai ca în restul Culmii Cernei, și în zona învecinată masivului Frumosu subdiviziunea carbonato-grafitoasă aflorează sub forma unei fișii juxtapuse subdiviziunii gnaiselor micacee din formațiunea de Drăgășan (de care este separată prin falia Virful lui Stan-Curmătura Oltețului), spre sud trecîndu-se apoi la cuarțite și gnaise biotitice. Avînd o grosime vizibilă de cca 1000 m, subdiviziunea carbonato-grafitoasă este alcătuită din calcare și dolomite cristaline ± silicați (diopsid, flogopit, amfiboli, plagioclaz), amfibolite și gnaise amfibolice, gnaise



diopsidice, gnaise micacee grafitoase și nivele subordonate de gnaise biotitice și cuarțite biotitice. Intima asociere cu calcarele și dolomitele cristaline, pe de o parte, și cu roci metapelitice, pe de altă parte, aspectele de afloriment (în general omogene, în contrast cu rubanarea caracteristică ortoamfibolitelor din formațiunea de Drăgșan) sau microscopice (cantitatea mai mică de minerale accesorii, o hornblendă verde, spre deosebire de cea brună-verzuie din amfibolitele de Drăgșan) sugerează pentru amfibolitele din formațiunea de Lainici-Păiuș proveniența din marne.

Subdiviziunea cuarțitelor și gnaiselor biotitice, ce ocupă vaste întinderi în munții Vilcan, este constituită dintr-un fond de cuarțite feldspatice, cu frecvente nivele de gnaise biotitice și rare intercalații de gnaise micacee grafitoase (mai frecvente pe afluenții dreپٹی ai Vijeii), gnaise amfibolice cu biotit, amfibolite (îndeosebi în bazinul Motrului), gnaise diopsidice sau calcare cristaline. După profilele din valea Bistriței, grosimea vizibilă a acestei subdiviziuni pare a fi de 2000—3000 m.

Din punct de vedere structural, în zona învecinată masivului Frumosu cartarea în formațiunea de Lainici-Păiuș este mult îngreuiată, în special în fișia de la nord de corpul amintit, de puternica laminare datorată mișcărilor ce au generat falia Virful lui Stan-Curmătura Oltețului și, foarte probabil, falia ce limitează spre nord plutonul Frumosu, falia Nedeia³. În rarele cazuri în care am putut măsura poziții pe care le-am atribuit stratificației, am obținut direcții NE—SV și înclinări cu sens diferit, uneori chiar pentru aflorimente apropiate, indicând o cutare strînsă. Din această cauză, și ținînd cont de argumente regionale expuse

³ Manolescu (1937) a recunoscut și marcat pe harta geologică a munților Vilcan, Parîng și Culmea Cernei contactul tectonic dintre formațiunile de Drăgșan (descrisă de autor sub denumirile de complexul amfibolitelor și seria clastică) și de Lainici-Păiuș. În vecinătatea muntelui Oslea, atribuind seriei clas-tice zona ocupată de formațiunea de Lainici-Păiuș la nord de masivul Frumosu (la izvoarele Bistriței și pîrîului Girbovului), Manolescu (1937) a trasat falia pe limita nordică a plutonului Frumosu. Considerînd seria clastică complex superior clorito-sericitos al formațiunii de Drăgșan, Pavelescu și Pavelescu (1962 b) păstrează această imagine cartografică. Solomon et al. (1976) rectifică harta geologică a regiunii, trasînd la SV de virful Oslea o falie ante-carboniferă între formațiunile de Lainici-Păiuș și de Drăgșan (descrise însă de autori sub alte denumiri), dar figurează drept contact normal limita nordică a plutonului Frumosu. După cartarea pe care am efectuat-o, în vecinătatea muntelui Oslea sînt de fapt două falii importante: falia Virful lui Stan-Curmătura Oltețului, orientată NE—SV, care dispăre sub calcarele de Oslea, după cum a constatat și Solomon, și falia din nordul masivului Frumosu, evidențiată de Manolescu (1937) și Pavelescu și Pavelescu (1962 a, 1962 b), orientată ENE—VSV, falia Nedeia. Aceste falii converg la confluența Motrului cu pîrîul Alunul, și sînt însoțite de intense laminări ce induc un retromorfism dinamic pe distanțe apreciabile.



pe larg în altă parte (Berza, 1978 a), considerăm în continuare valabilă schema structurală propusă anterior, în care formațiunea de Lainici-Păiuș este concepută ca fiind prinsă într-o structură majoră reprezentată printr-un sincliniu situat în partea centrală și sudică a munților Vilcan (în care aflăreză cuarțitele și gnaisele biotitice), flancat de un anticlinoriu nordic și unul sudic (acesta din urmă vizibil doar în podișul Mehedinți și munții Parîng), evidențiate prin apariția subdiviziunii carbonato-grafitoase.

La sud și est de masivul Frumosu, pînă la piraiele Răchiteaia și Vija, am putut urmări în cadrul formațiunii de Lainici-Păiuș cîteva cîte de amplitudine kilometrică, asemănătoare ca stil și ordin de mărime cu cele identificate mai în aval pe Bistrița (Berza, 1972), ce reprezintă elemente structurale locale în raport cu structura regională sinclinarie.

O caracteristică generală a formațiunii de Lainici-Păiuș, prezentă și în zona învecinată masivului granitoid Frumosu, este dată de abundența migmatitelor arteritice, în general de compoziția unor leucogranite, insinuate stromatitic, dictyonitic, flebitic sau sub forma unor feldspatizări metasomatice (Stan, 1977). Uneori pătrunderea magmei acide este extrem de abundentă, granitoidele migmatice ocupînd suprafețe importante (cursul mijlociu al pîriului Frumosu, pîriul Răchiteaia). În acest caz granitoidele sînt mai bogate în biotit și corespund din punct de vedere petrografic unor granodiorite; asemenea zone au fost uneori cartate de Pavelescu și Pavelescu (1962 a, 1962 b) ca granit de Șușița, dar nu pot fi atribuite acestui masiv, atît pe criterii petrografice și de teren, cît și din cauze geografice.

O problemă deschisă o constituie cîteva apariții de diorite cu hornblendă și biotit din bazinul pîriului Răchiteaia. După caracterul xenomorf al mineralelor constituente, particularitate structurală a granitoidelor migmatice, dioritele amintite par a aparține acestui grup petrografic. Neluînd în considerație gradul de idiomorfism al cristalelor, anterior am atribuit un mic corp dioritic de acest fel granitoidelor de Tismana (proba 955, în Berza, 1978 a), deși unul dintre elementele caracteristice ale acestora, și anume prezența clinopiroxenilor cu dezamestecuri \pm ortopiroxeni, lipsește din dioritele amfibolice în discuție. O altă particularitate a granitoidelor de Tismana, și anume abundența mineralelor accesorii este însă prezentă, justificînd atitudinea adoptată. Regăsind asemenea diorite amfibolice și în bazinul pîriului Lespezelu, afluent al pîriului Răchiteaia, într-o zonă relativ îndepărtată de masivul Tismana, considerăm în prezent mai justificată separarea lor ca o entitate aparte. Ele ar putea reprezenta polul bazic al magmelor granitoide (predominant granitice, dar uneori și mai bazice) care au invadat formațiunea de Lainici-Păiuș sub forma unei suite migmatice, în timpul și imediat după acțiunea fenomenelor de cîutare și metamorfism (Berza, 1972). În orice caz, apariția lor ca mici corpuri izolate și lipsa conturilor cristalografice la mineralele constituente fac dificilă interpretarea



lor ca apofize ale masivelor granitoide din regiune (Tismana sau Frumosu) sau din zone mai îndepărtate (Șușița).

Metamorfismul inițial al formațiunii de Lainici-Păiuș din zonele învecinate masivului Frumosu este în general greu de precizat datorită amplitudinii deosebite a fenomenelor de retromorfism. Cu toate acestea, îndeosebi la sud de pluton, pot fi recunoscute minerale sau parageneze caracteristice unui metamorfism desfășurat în condiții de temperatură înaltă și presiune medie spre scăzută. Astfel, prezența sillimanitului (în versantul drept al Vîjei apare adesea ca cristale de 1—2 cm, orientate în general cu axa c paralelă cu axele structurale din regiune), a andaluzitului, almandinului și corindonului în gnaisele micacee cu grafit, a andezinului și hornblendei în amfibolite și gnaise amfibolice, a diopsidului în calcarele cristaline, în gnaisele diopsidice (care conțin diopsid și plagioclaz ± amfibol sau flogopit), uneori și în cuarțitele feldspatice, dovedește atingerea regională a temperaturilor caracteristice faciesului amfibolitelor. Coexistența almandinului cu andaluzitul (probabil și cu cordieritul, ce apare însă pinnitizat) indică presiuni de cca 5—6 Kb (Winkler, 1966), inferioare celor specifice metamorfismului barro-wian, justificînd recunoașterea în formațiunea de Lainici-Păiuș a unui metamorfism de presiune mai coborîtă, denumit de S a v u (1970) metamorfism danubian. Temperatura înaltă evidențiată de aceste parageneze, și îndeosebi de prezența pe suprafețe mari a sillimanitului, este probabil datorată conjugării unui important aflux caloric din zonele de anatexie din profunzime cu un aport direct de căldură al primelor produse ale acestei anatexii, granitoidele migmatice, și apoi al masivelor intrusiv Tismana și Frumosu.

Suprapuse peste parageneza de temperatură înaltă apar o serie de parageneze de temperatură scăzută. Astfel, aproape permanent plagioclazul intermediar din sisturile cristaline, sau din granitoidele intruse în acestea, este înlocuit în grade variabile de o paragenză de temperatură scăzută: albit + minerale din grupa epidotului, îndeosebi clinozoit. De asemenea, sericitizarea alumosilicaților de Al, pinnitizarea cordieritului și cloritizarea granatului sau biotitului, în absența unor deformări ale acestor minerale, pot fi atribuite unui autoretromorfism (S a v u, 1970), datorat răcirii lente în prezența apei.

Un retromorfism dinamic este deosebit de evident în zonele învecinate faliiilor Virful lui Staș-Curmătura Oltețului și Nedeia, conducînd la apariția unor foliații de laminare și a unor minerale de temperatură scăzută: albit, sericit, clorit, tremolit, stilpnomelan, minerale din grupa epidotului, carbonați, oxizi și hidroxizi de fier. Din această cauză, în numeroase locuri, îndeosebi în zona de la nord de masivul Frumosu, rocile ajung să aibă aspectele unor sisturi epimetamorfice. Transformări structurale și mineralogice asemănătoare suferă și granitoidele din regiune (din suita migmatică sau din masivul Frumosu) aceste roci putînd fi descrise ca epigranitoide. Prezența, în zone mai puțin tectonizate, a unor parageneze relict ale metamorfismului de temperatură înaltă indică caracterul polimetamorf al formațiunii de Lainici-Păiuș. Corelarea zo-



nelor retromorfozate cu principalele linii tectonice arată natura dinamică a rêtromorfismului, vârsta acestuia fiind aceeași cu vârsta faliilor amintite. În această privință, în zona învecinată masivului Frumosu se poate constata doar anterioritatea faliei Virful lui Stan-Curmătura Oltețului în raport cu calcarele de Oslea, atribuite de Solomon et al. (1976) Carboniferului inferior, dar mai spre est, în partea centrală a munților Vilcan, există dovezi privind vârsta ante-siluriană a acestei falii (Berza, 1975; Stănoiu, 1976).

O trăsătură remarcabilă a zonei în care aflorează masivul Frumosu este dată de abundența deosebită a unor dyke-uri direcționale de microgranodiorite și microdiorite porfirice, orientate în general NE—SV, cu căderi de 70° spre nord. Aceste dyke-uri, cel mai frecvent cu grosimi metrice, dar uneori atingând și grosimi de zeci de metri, excepțional chiar depășind 100 m, sînt de mai multe tipuri, diferențiate prin chimism sau structuri. Cele mai frecvente sînt microgranodioritele porfirice cu biotit și hornblendă, alcătuite dintr-o pastă microgranulară, în general fină (0,1 mm), cuarțo-feldspatică, uneori cu structură granofirică, și fenocristale milimetrice de andezin, biotit, hornblendă și cuarț corodat. Microdioritele porfirice sînt de asemenea numeroase și constau dintr-o pastă microgranulară alcătuită din plagioclaz, cuarț, eventual puțin feldspat potasic, biotit și hornblendă și fenocristale de plagioclaz, biotit, hornblendă, uneori și clinopiroxen. Mai rar se întîlnesc microdiorite echigranulare, formate din cristale mărunte (0,3—0,5 mm), cu idiomorfism accentuat, de plagioclaz și hornblendă. În cîteva cazuri, abundența deosebită a hornblendei, ce apare și ca rare fenocristale milimetrice, justifică denumirea acestor roci drept spessartite.

În valea Motrului două dyke-uri dioritice ating lungimi kilometrice și grosimi de 100—200 m, deosebindu-se de celelalte roci amintite prin structura echigranulară și dimensiunile de 2—4 mm ale cristalelor de plagioclaz, hornblendă și biotit; interstițial apare puțin cuarț xenomorf. Cu toată diferența de structură, ținînd cont de asemănările mineralogice și de forma corpurilor respective, considerăm că și aceste dyke-uri aparțin aceleiași provincii petrografice cu restul dyke-urilor, cristalinitatea mai largă datorindu-se răcirii mai lente, consecință a dimensiunilor mai mari ale acestor corpuri.

Dyke-urile microdioritice și microgranodioritice descrise mai sus sînt extrem de frecvente în șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș de la nord de masivul granitoid Frumosu și imediat la sud de acesta, rărindu-se apoi progresiv spre sud. Și plutonul Frumosu este străbătut de dyke-uri de acest tip, ușor de recunoscut în partea nelaminată, dar greu de deosebit macroscopic în zona laminată a corpului.

Masivul Frumosu se află în continuarea spre est a regiunii în care Berza și Seghedi (1975 b) au pus în evidență existența unei asociații de dyke-uri ce străbat formațiunea de Lainici-Păiuș și masivele granitoide cantonate în aceasta, dar nu afectează formațiunile de vîrstă paleozoic-inferioară, separîndu-le sub denumirea de complex filonian pre-silurian. Cartările ulterioare, efectuate în cadrul foilor Obîrșia Clo-



șani, Cîmpu lui Neag și Oslea ale hărții geologice la scara 1 : 50.000 au arătat abundența deosebită a acestor dyke-uri în partea nordică a zonei de aflorare a formațiunii de Lainici-Păiuș din Culmea Cernei și vestul munților Vilcan, regiune în care se poate deci recunoaște provincia petrografică a magmatitelor acide sau intermediare hipabisice ante-siluriene, probabil de vîrstă cambriană sau ordoviciană.

În regiunea învecinată masivului Frumosu aflorează formațiunile epimetamorfice de Coarnele și Gîrbovu (Stănoiu, 1976), respectiv Oslea (Năstăseanu, 1973).

La est de muntele Oslîța, între formațiunea de Lainici-Păiuș și calcarele de Oslea apare discontinuu un pachet cu o grosime de pînă la 100 m de cuarțite fin granulare, albe, în general bine litate, desfăcîndu-se ușor în plăci. Atribuite fundamentului de către Pavelescu și Pavelescu (1964, cu excepția versantului drept al pîrîului Gîrbovului, unde au fost considerate liasice), Năstăseanu (1973) și Solomon et al. (1976), aceste cuarțite diferă, atît petrografic cît și prin absența migmatitelor, de cuarțitele formațiunii de Lainici-Păiuș, reprezentînd continuarea spre vest a formațiunii de Coarnele, separată de Stănoiu (1976) în partea centrală a munților Vilcan. În zona pe care am cartat-o aceste cuarțite au sporadic intercalații metrice de filite ușor grafitoase (pîrîul Gîrbovului), sau de șisturi cloritoase (Pîrîul Boului, afluent drept al Jiului de vest). Din aceste șisturi Solomon et al. (1976) au determinat resturi fitoplanctonice asemănătoare celor recoltate pe Valea de Pești (imediat amonte de confluența cu Valea Seacă), care se încadrează în intervalul Cambrian mediu-Ordovician superior. Deoarece Stănoiu (1976; Stănoiu și Iliescu, 1976) consideră că formațiunea de Coarnele aparține Ordovicianului, eventual și Silurianului inferior, vîrsta ordoviciană a acestei formațiuni este foarte probabilă.

Peste cuarțitele formațiunii de Coarnele, sau direct pe fundamentul precambrian, se dispune un pachet gros de la cîteva zeci de metri la 250 m de calcare cristaline, atribuite de Năstăseanu (1973) formațiunii de Oslea și denumite de Stănoiu (1976) calcare de Oslea ale formațiunii de Gîrbovu. În baza calcarelor de Oslea se remarcă frecvent un nivel metric de arcoze sau microconglomerate, separate ca pachet grezos de Năstăseanu (1973) și denumite gresia de valea Boului de către Stănoiu (1976), de la care trecerea la calcare se face în mod gradat, prin creșterea ponderii cimentului carbonatic. Peste calcarele de Oslea se dispun concordant filite în general grafitoase, denumite argilele grafitoase ale formațiunii de Oslea de Năstăseanu (1973), sau filite de Valea de Pești ale formațiunii de Gîrbovu de Stănoiu (1976). În zona de aflorare a acestora, în muntele Oslîța, se remarcă un pisc alcătuit din serpentine (Mrázec, 1904; Manolescu, 1937; Pavelescu și Pavelescu, 1964; Năstăseanu, 1973; Solomon et al., 1976) care au fost pînă în prezent considerate de aceeași vîrstă cu filitele înconjurătoare.

În zona cartată, între formațiunile de Coarnele și Gîrbovu nu se remarcă o discordanță unghiulară, pozițiile măsurate arătînd înclinări



spre nord asemănătoare, între 30° și 70°. Caracterul discontinuu al fișiei de cuarțite de Coarnele și debutul detritic al sedimentării formațiunii de Gîrbovu indică clar o întrerupere a sedimentării (probabil în Silurian și Devonian, dacă vîrstele avansate de Solomon et al., 1976 și Stănoiu, 1976 sînt corecte). Relațiile evidențiate de Stănoiu (1976) în partea centrală a munților Vilcan între aceste formațiuni indică însă și existența unei faze de deformări în intervalul amintit. Din punct de vedere al faciesului metamorfic atît cuarțitele cît și calcarele cristaline nu oferă minerale index, dar filitele din formațiunea de Gîrbovu sau intercalațiile șistoase din cuarțitele de Coarnele au aspecte asemănătoare, caracteristice metamorfismului în condițiile de debut ale faciesului șisturilor verzi. Din acest motiv, este probabil ca fenomenele de metamorfism regional să nu însoțească decît a doua etapă de deformări paleozoice, probabil de vîrstă carboniferă medie, datorată fazei erzgebirge a orogenezei hercinice (Solomon et al., 1976).

Masivul granitoid Frumosu

După cum s-a mai amintit masivul Frumosu are forma unei elipse alungite NE—SV, acoperind o suprafață de cca 40 km², dispusă în general concordant cu direcțiile structurale din formațiunea de Lainici-Păiuș în care este cantonat. În interiorul acestor contururi, ușor de cartografiat datorită naturii tranșante a contactului, masivul Frumosu este alcătuit din granodiorite cu biotit și hornblendă și, pe suprafețe mult mai mici, tonalite și diorite cuarțifere cu hornblendă și biotit; cu totul excepțional apar și diorite cuarțifere cu hornblendă, biotit și clinopiroxen sau granite cu biotit.

Disponerea acestor tipuri petrografice în cadrul plutonului nu este întîmplătoare, cartarea evidențiind o zonă marginală, discontinuă și cu lărgime variabilă, în care apar roci sărace în feldspat potasic (tonalite și diorite cuarțifere), mai dezvoltată în extremitatea vestică a corpului. Restul masivului este alcătuit din granodiorite cu biotit și hornblendă, în care apar zone cu mărime variabilă de granodiorite în care hornblenda scade de la 6—8% la numai 1—2%; rareori în aceste zone apar granite cu biotit.

Tendința spre o structură circulară a masivului Frumosu (pl. I) deschide problema caracterului unic sau compus al plutonului, fiind bine cunoscut faptul că intruziunile în care diferitele tipuri petrografice se dispun circular pot fi compuse. În cazul plutonului Frumosu pare însă mai probabilă existența unei singure intruziuni, trecerile avînd loc gradat. Astfel, bordura de roci mai bazice din vestul masivului, cu o lungime de 7 km și o lățime maximă de 1 km, este alcătuită din tonalite și diorite cuarțifere cu hornblendă și biotit, roci extrem de asemănătoare, ce nu pot fi deosebite decît la microscop. Trecerea de la această zonă marginală la granodioritele din partea centrală a plutonului are loc gradat, într-un mod insesizabil într-un singur afloriment, dar remarcabil pe cîteva zeci de metri prin deschiderea culorii rocilor, datorită scăderii ponderii hornblendei de la 10—15% la 6—8% și creșterii



proporției de feldspat potasic și, în mai mică măsură, de cuarț, în timp ce procentul de plagioclaz scade puțin, iar cel de biotit se menține practic constant.

Într-un singur loc, pe valea Motrului în zona cascadelor de sub Turcineasa, am remarcat în tonalite cu hornblendă și biotit enclave centimetrice mai melanocrate, reprezentând roci mai bazice decât tonalitele, anterioare acestora, dar probabil consangvine. În lipsa unor date microscopice sau chimice asupra acestor enclave, ele pot fi interpretate ca reprezentând fragmente din bordura mai rapid cristalizată pe marginea căii de acces a magmelor, rupte și antrenate în ascensiunea acestora.

O a doua zonă marginală mai bazică a fost identificată pe versantul sudic al muntelui Boul, în bazinele piraiei Lespezului și Boului, pe o lungime de cca 2 km și o lățime de câteva sute de metri. În acest perimetru granitoidele de Frumosu sînt reprezentate prin diorite cuarțifere cu hornblendă și biotit asemănătoare cu cele din extremitatea vestică a masivului. Trecerea spre granodioritele zonei centrale are loc de asemenea în mod gradat.

Exceptînd cele două zone cu roci bazice descrise mai sus, masivul Frumosu este omogen, compoziția modală a rocilor indicînd aproape invariabil apartenența lor la grupa granodioritelor. Se pot însă cartea zone în care scăderea procentului de hornblendă duce la deschiderea culorii rocilor. Cea mai extinsă zonă de granodiorite cu biotit și puțină (sau deloc) hornblendă apare pe valea Bistriței, amonte de confluența cu Pîriul Boului și în bazinul pîriului Birloaga, pe o lungime de aproape 4 km, cu o lățime maximă de cca 500 m, sub forma unei fișii paralele cu marginile masivului. O altă zonă de acest tip a fost remarcată tot pe valea Bistriței, cca 1 km amonte de prima, pe aproximativ 200 m. În partea nordică a masivului Frumosu, datorită unei puternice laminări ulterioare, astfel de zone nu mai pot fi recunoscute pe teren, dar ele pot exista, studiul microscopic evidențiind lipsa pseudomorfozelor după hornblendă și într-un perimetru de pe versantul sudic al muntelui Nedeia.

În partea centrală a principalei zone de granodiorite cu biotit și puțină hornblendă (pe afluentul stîng al Bistriței care se varsă în aceasta în dreptul confluenței cu Pîriul Boului), am remarcat granite cu biotit, cele mai acide roci ale masivului Frumosu; asemenea granite cu biotit mai apar și pe un afluent al pîriului Lespezului, dar într-o zonă de granodiorite cu conținut în hornblendă normal.

Datorită caracterului gradat al trecerii de la granodioritele normale la cele sărace în hornblendă, apartenența ambelor tipuri la aceeași fază de intruziune este foarte probabilă, granodioritele sărace în hornblendă și granitele cu biotit reprezentînd termenul cel mai acid rezultat prin diferențierea magmatică.

În granodioritele cu biotit și hornblendă, ce alcătuiesc cea mai mare parte a masivului Frumosu, enclavele sînt în general rare. Au fost identificate două tipuri de enclave: de șisturi cristaline și de roci con-



sangvine. Enclavele de șisturi cristaline sînt extrem de rare, apărînd doar la periferia corpului. Astfel de enclave centimetrice au fost observate pe valea Bistriței, în dreptul confluenței cu Pîriul Boului. Ele sînt reprezentate prin corneene amfibolice cu biotit, alcătuite din plagioclaz, biotit, feldspat potasic și hornblendă, ultima formînd poiciloblaste micrometrice caracteristice corneenelor. Enclave asemănătoare au fost remarcate și în tonalitele cu hornblendă și biotit de pe valea Motrului și în dioritele cuarțifere cu hornblendă și biotit de pe Pîriul Boului.

Enclavele de roci consangvine apar cu precădere în granodioritele cu hornblendă și biotit, avînd cel mai adesea 5—10 cm și o formă rotunjită. Ele corespund unor diorite, monzodiorite cuarțifere sau diorite cuarțifere cu hornblendă și biotit (fig. 1) și reprezintă roci mai bazice, consolidate anterior granodioritelor, rupte și enclavate de magma granodioritică, probabil din bordura marginală mai bazică.

Masivul granitoid Frumosu este traversat de numeroase dyke-uri cu compoziții petrografice, structuri și dimensiuni variate.

O primă categorie de dyke-uri, sigur legate genetic de corpul Frumosu, este dată de rarele granitoide (granite sau granodiorite) aplitice întîlnite. Astfel, pe un afluent al pîriului Lespezului granodioritul cu hornblendă și biotit este străbătut de un dyke cu o grosime de 2 m de granit cu biotit, extrem de bogat în cuarț, iar pe valea Motrului dioritul cuarțifer cu hornblendă și biotit este traversat de filonașe centimetrice de granodiorite cu biotit și hornblendă.

De departe cea mai numeroasă este grupa dyke-urilor a căror afiliație la masivul Frumosu este problematică, reprezentate prin microgranodiorite porfirice cu biotit și hornblendă, microdiorite cuarțifere (porfirice sau echigranulare) cu hornblendă și biotit și, mult mai rar, microdiorite amfibolice. Aceste roci, a căror compoziție mineralogică și chimică nu exclude consangvinitatea cu granitoidele de Frumosu, sînt însă imposibil de considerat suită filoniană a acestora, apărînd în munții Vîlcan pînă la distanțe de zeci de km de masivul Frumosu și avînd, cumulat, o suprafață de aflorare egală cu a acestuia. Ele reprezintă dyke-uri pre-siluriene de tipul celor ce împînzesc aria de aflorare a formațiunii de Lainici-Păiuș în Culmea Cernei și în munții Vîlcan, în acest caz cantonate în masivul Frumosu. Din harta geologică a regiunii (pl. I), se remarcă însă o densitate mai mică a acestor dyke-uri pe masiv în raport cu zonele învecinate de șisturi cristaline, situație explicabilă prin mai marea permeabilitate a acestora în comparație cu plutonul.

Din punct de vedere structural, în cadrul masivului Frumosu pot fi deosebite două tipuri de aspecte: primare, cîștigate în momentul punerii în loc, și ulterioare, cîpătate în urma unor evenimente ulterioare consolidării magmelor.

Caracterele structurale primare cele mai importante sînt: forma corpului, forma apofizelor acestuia, forma și dispoziția enclavelor și textura inițială a rocilor masivului și a enclavelor.



După cum s-a mai amintit, plutonul Frumosu este intrus în mare concordant în formațiunea de Lainici-Păiuș, marginile sale fiind paralele cu majoritatea pozițiilor măsurate în șisturile cristaline, a axelor cutelor din cadrul acestora și cu limita dintre complexe. Totuși, în zona văii Bistriței, unde structurile din șisturile cristaline sînt orientate N—S, limita sudică a masivului le intersectează sub un unghi drept.

Forma rotundă a enclavelor și dispoziția neorientată a mineralelor (plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, biotit, hornblendă) din granitoidele de Frumosu și enclavele lor indică însă faptul că consolidarea magmelor a avut loc în lipsa mișcărilor și într-un câmp de presiuni omogen, evidențiind natura postcinematică a masivului Frumosu. Din această cauză, afirmația privind natura sinorogenă a plutonului trebuie înțeleasă în sensul că formarea și ascensiunea magmelor ce au dat corpul discutat a avut loc în cadrul aceluiași ciclu orogenic cu cutarea și metamorfozarea formațiunii de Lainici-Păiuș, respectiv orogeneza cadomiană (assynctică, baicaliană).

Dispoziția inițială neorientată a mineralelor constituente este însă ștearsă, parțial sau chiar total, de o laminare suferită de granitoidele de Frumosu în anumite zone ale masivului. Astfel, începînd chiar din valea Motrului, dar mai ales din muntele Boul, partea nordică a plutonului, iar de la pîrîul Birloaga spre est întregul corp, este afectată de laminări și modificări ale compoziției mineralogice.

Deși Pavelescu și Pavelescu (1962 a, 1962 b) au discutat și cartat această parte a masivului ca fiind alcătuită din granitoide gnaisice, datorită faptului că pe planele de șistozitate apărute prin laminare se dispun numai minerale de temperatură joasă (clorit, epidot, stilpnomelan, tremolit, mai rar calcit, muscovit, clinozoizit), iar mineralele primare apar ca fenoclaste, considerăm că aceste roci sînt mai corect denumite granitoide laminate, asemănător situației descrise de Savu (1970) în partea nordică și estică a masivului Șușița. Aceste modificări mineralogice și structurale ale rocilor apar gradat, pe cîteva sute de metri trecîndu-se de la granitoide neafectate la unele incipient laminate (în care apare o foliație discretă, dată de cloritizarea sau deferizarea biotitului și transpunerea lui pe un plan preferențial, prin torsionări sau ruperi ale cristalelor), apoi la granitoide laminate, caracterizate prin relicte de hornblendă, plagioclaz deformat și decalcificat sau sericitizat, cuarț transpus ca fișii policristaline, feldspat potasic înșesat cu stilpnomelan. În aceste roci mai apar frecvent benzi fin cristalizate de epidot, sfen pulverulent, tremolit, eventual și, calcit, rezultate din distrugerea completă a mineralelor mafice și transpunerea lor pe un plan preferențial, sistematic orientat ENE—VSV/60°—80°N. Local, în granodioritele laminate mai apar porțiuni de cîteva zeci de metri cu granodiorite laminate doar incipient, după cum și în zona nelaminată pot apare mici fișii intens laminate. În extremitatea nordică a masivului, în apropierea faliei Nedeia, granodioritele sînt extrem de laminate, frecvent și hornblenda fiind distrusă, și capătă aspectul unor ortoșisturi sericito-cloritoase cu albit.



O ultimă generalitate privind masivul Frumosu se referă la efectele acestuia asupra șisturilor cristaline în care s-a intrus. După cum s-a mai spus, contactele plutonului sînt tranșante, uneori observabile în afloriment (piriul Birloga, valea Bistriței, Piriul Boului, afluenții Frumosului); într-o situație favorabilă a putut fi măsurată poziția contactului: $N60^{\circ}E/90^{\circ}$. Rocile masivului au la contact o granulație normală, nefiind puse în evidență faciesuri marginale diferențiate structural.

În zona limitofă masivului, șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș au în general mineralogia și structura caracteristice tipului petrografic respectiv; în zona estică și nordică retromorfismul dinamic descris mai sus duce la modificări importante ale paragenezelor și structurilor. În sud-vestul plutonului Frumosu, la cîteva zeci de metri de contact, am identificat roci alcătuite din andezin și biotit avînd o granulație fină și structura decusată tipică corneenelor, deosebite structural de gnaisele biotitice din care probabil provin, dar asemănătoare enclavelor de corneene din interiorul masivului. La alte cîteva zeci de metri de acest afloriment de corneene biotitice apar gnaise amfibolice cu aspect normal, avînd textura orientată. Aceste observații indică faptul că pentru anumite tipuri petrografice (îndeosebi roci biotitice) în apropierea plutonului a avut loc o recristalizare a biotitului în condiții statice și de presiune omogen repartizată, demonstrînd faptul că amplasarea plutonului s-a produs în condiții de calm tectonic, deci postcine-matic. Prezența sillimanitului cu orientări ale prismelor frecvent paralele cu direcțiile structurale din șisturile cristaline, în zona dintre masivele granitoide Frumosu și Tismana, permite deci mai multe interpretări: a) sillimanitul (\pm andaluzit \pm cordierit \pm corindon) apare în formațiunea de Lainici-Păiuș independent (și anterior) de intruziunea masivelor granitoide; b) în bazinul Bistriței sillimanitul apare ca un efect termic al masivului Tismana, despre care există date atestînd intruziunea sa într-o perioadă de mișcări tectonice (Berza, 1978 a); c) sillimanitul din zona discutată se datorește totuși și fluxului termic emanat de masivul Frumosu, iar orientarea preferențială rezultă mimetic, cristalele dezvoltîndu-se cu axul c paralel cu foliația datorită dispunerii în acest plan a păturilor bogate în minerale aluminoase, din a căror reacție poate cristaliza sillimanitul. Faptul că orientarea preferențială este mai evidentă la cristalele centimetrice, în timp ce cele fibrolitice apar frecvent ca snopi dispuși în orice direcție (situație pe care am remarcat-o în toată zona Culmea Cernei, munții Vilcan și Podișul Mehedinți) susține ca cea mai plauzibilă cea de a treia posibilitate discutată.

Petrografia granitoidelor de Frumosu

Masivul Frumosu este constituit din diorite cuarțifere și tonalite cu hornblendă și biotit, granodiorite cu biotit și hornblendă, granodiorite cu biotit \pm puțină hornblendă și granite cu biotit (fig. 1), dispuse după cum s-a arătat în capitolul anterior.



Dioritele cuarțifere și tonalitele sînt roci asemănătoare, separabile doar prin ponderea cuarțului între mineralele leucocrate: 13—18% pentru dioritele cuarțifere și 25—26% pentru tonalite. Sînt alcătuite din plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, biotit, hornblendă

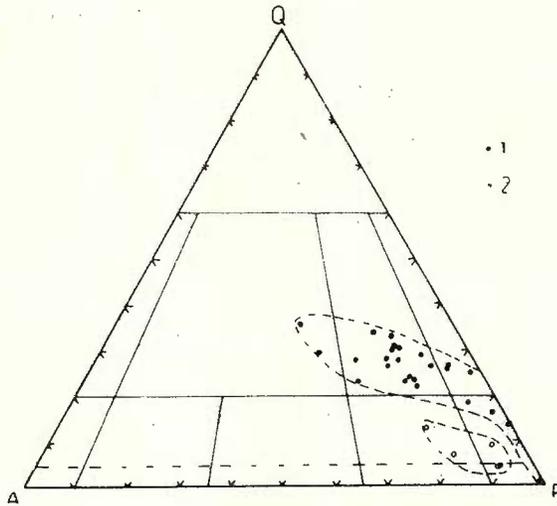


Fig. 1. — Diagrama QAP modală a unor granitoide de Frumosu (1) și a unor enclave din acestea (2).

Le diagramme modal QAP de quelques granitoïdes de Frumosu (1) et de leurs enclaves (2).

și minerale accesorii (tab. 1). Au o structură hipidiomorf-echigranulară și textură orientată.

Plagioclazul din aceste roci formează cristale în general idiomorfe, de 1—4 mm, cel mai adesea înșesate cu minerale din grupa epidotului și improprii determinărilor. În rarele ocazii favorabile s-a constatat zona sa, de la centri cu o compoziție An_{41} trecîndu-se rapid la o zonă largă în care procentul de anortit scade încet de la An_{38} la An_{30} , apoi din nou se ajunge repede la o zonă îngustă, marginală, cu An_{26-20} (fig. 2). Feldspatul potasic este nemaclat, iar cuarțul apare interstițial, mulind cristalele de plagioclaz și minerale mafice. Biotitul, atunci cînd este proaspăt, are pleocroismul viu caracteristic în nuanțe de roșu-închis și galben-palid. Hornblendă proaspătă este colorată în verde-brun și are unghiul $c : Ng = 17^\circ$ și $-2V = 58^\circ$. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin oxizi, apatit și mici cristale de zircon.

Granodioritele cu biotit și hornblendă au o structură hipidiomorfă, echigranulară, cu granulația de 1—4 mm. Textura lor este neorientată, dar fenomenele ulterioare de laminare le dau, pe

TABELUL 1

Compoziția modală a unor granitoide de Frumosu

Nr. probei	Biotit	Hornblendă	Minerale accesorii	Plagioclaz	Feldspat potasic	Cuarț
2227	10	11	0,3	65	1	13
2246	14	12(+Cpx)	0,6	64	0	10
2218	7	15	0	56	2	20
2250	7	9	0,7	57	4	22
2244	10	12	0,3	54	5	20
2364	13	5	0,3	62	5	15
2495	10	7	0,7	51	12	19
2235	12	6	0,3	51	8	23
2238	10	3	0,3	54	12	21
2274	8	3	0	51	11	27
2454	11	7	0	53	7	22
2309	8	4	0,3	49	14	24
2434	8	6	0	56	12	19
2468	7	8	0,3	42	14	29
2372	8	8	0	47	12	25
2494	9	8	0,7	41	18	23
2523	9	8	0	50	11	23
2368	7	6	0	54	12	21
2417	9	1	0	53	13	25
2237	10	2	0	50	15	23
2411	8	2	0	48	12	29

mari suprafețe, o foliație pe care se dezvoltă minerale secundare. Aceste granodiorite sînt formate din plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, biotit, hornblendă și minerale accesorii (tab. 1).

Plagioclazii granodioritelor sînt sistematic zonați, caracter ce se mai poate uneori recunoaște și atunci cînd apar înțesați cu minerale din grupa epidotului, a căror dezvoltare este defavorizată de zonele mai acide, ce sînt astfel puse în evidență. În rarele cazuri în care roca este proaspătă au putut fi determinați centri cu o compoziție An_{55-52} , în general mărginiți de laturi paralele cu marginile actuale ale cristalelor (fig. 2). De la acești centri se trece brusc la zona principală a cristalelor, în care componenta anortitică descrește treptat, frecvent cu recurențe de ordinul a 2—4% An, de la An_{46-40} la An_{32-30} . Tranziția la zona marginală, ce nu depășește 1/10 din volumul cristalelor, este din nou rapidă, procentul de anortit scăzînd brusc la 26—24. Deși este îngustă, zona marginală arată de asemenea o reducere treptată, deseori chiar recurentă, a componentei anortitice, care ajunge la extremitatea cristalelor la 20%.



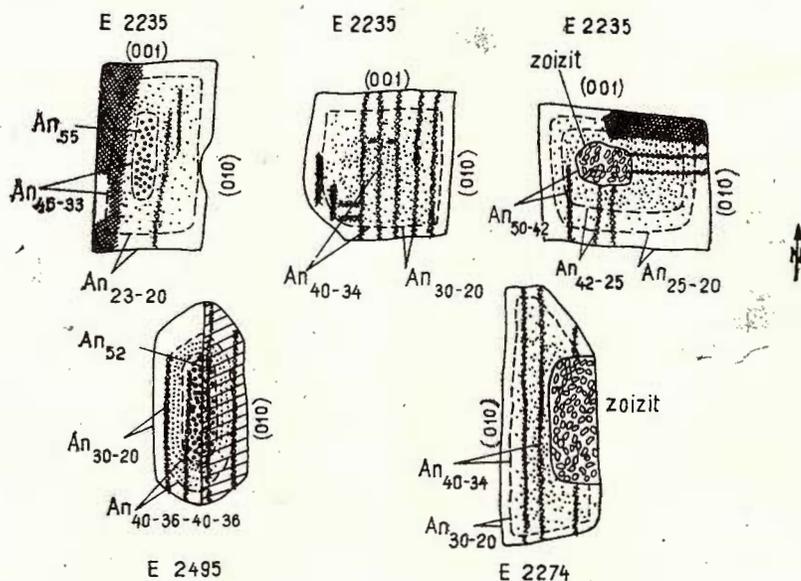


Fig. 2. — Plagioclazi din granitoide de Frumusu.

Plagioclases des granitoïdes de Frumusu.

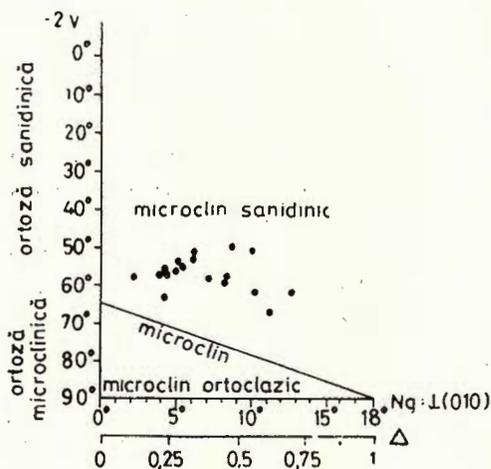


Fig. 3. — Proiecția în diagrama Marfunin-Laves a unor feldspați potasici din granitoide de Frumusu. La projection sur le diagramme Marfunin-Laves des feldspaths potassiques des granitoïdes de Frumusu.

Feldspatul potasic din granodioritele de Frumusu este nemaclat în zonele care nu au fost laminare, dar începe să prezinte extincții moarte, ce pot deveni chiar geometrizzate (indicând o maclare polisintetică după pinacoidul lateral) în rocile afectate dinamic. Parametrii săi optici variază puțin, $-2V$ fiind cuprins între 50° și 62° , cel mai frecvent

54—56°, iar $Ng : (010) = 4—10^\circ$, cu valorile cele mai curente de 6—8°. Aceste măsurători indică prezența în granodioritele de Frumosu a unui microclin intermediar, cu o triclinicitate cuprinsă între 0,2 și 0,6, cel mai frecvent în jur de 0,3. Într-o diagramă $-2 V : \Delta$ (Laves și Vishwanathan, 1967), determinările se proiectează în câmpul microclinului sanidinic (fig. 3).

Cuarțul formează cristale submilimetrice pînă la 1—2 mm, unitare în granodioritele neafectate, dar mozaicate în cele laminate. Biotitul apare în cristale de 1—3 mm, frecvent idiomorfe, asemănătoare „fișicurilor” din banatite. Proaspăt are un pleocroism roșu-închis după Ng și Nm, galben-deschis după Np. Uneori corodează hornblendă, ce poate rămîne inclusă în biotit. Hornblendă granodioritelor de Frumosu este idiomorfă, formînd prisme milimetrice ușor remarcabile macroscopic. Are un pleocroism cu schema: Ng, Nm — verde-brun, Np — galben, unghi de extincție 16—18° și $-2 V = 60—64^\circ$. Într-un singur caz, pe Crăcul Frumosului, imediat lîngă dioritele cuarțifere ale bordurii vestice, hornblendă conține rari centri de clinopiroxen incolor, mineral menționat și de Pavelescu și Pavelescu (1962 b). Mineralele accesorii sînt slab reprezentate în granodioritele cu biotit și hornblendă. Întotdeauna aceste roci conțin puțin apatit, în general colectat de biotit și un mic procent de oxizi de fier. În numeroase secțiuni subțiri au fost observate orthitul, în general zonat, zirconul și sfenul.

Granodioritele cu biotit și puțină (sau deloc) hornblendă nu diferă de granodioritele descrise mai sus decît prin reducerea procentului de hornblendă, cu excepția cristalelor de plagioclaz. În aceste roci plagioclazul este puțin mai acid, avînd o zonă principală, centrală, ce ocupă cca 3/4 din volum, cu o compoziție în jur de An_{20} , și o zonă marginală mai îngustă, în care conținutul în anortit scade repede de la An_{16} la An_7 .

Granitele cu biotit sînt roci mai rare, alcătuite din porții aproximativ egale de plagioclaz, feldspat potasic și cuarț, însoțite de puțin biotit. Structura lor este hipidiomorfă (plagioclazul și uneori chiar feldspatul potasic prezentînd contururi proprii) echigranulară, cu o mărime de 1—3 mm a cristalelor, iar textura este masivă. În acest tip petrografic plagioclazul nu a fost întîlnit proaspăt; el corespundea probabil unui oligoclaz acid. Feldspatul potasic prezintă o maclare în grătar incipientă, cuarțul este xenomorf, iar biotitul idiomorf este cloiritizat.

Descrierile făcute mai sus se aplică părții din masivul Frumosu neafectată de laminări. În zonele nordică și estică se trece treptat la roci tot mai laminate, ce ajung în final la aspectul unor ortoșisturi. Acest fenomen neavînd însă o legătură directă cu masivul Frumosu, ne rezumăm la prezentarea făcută în capitoul anterior.

În incheierea discuției petrografiei granitoidelor de Frumosu trebuie remarcat faptul că ele ocupă în diagrama QAP modală (fig. 1) un cîmp bine delimitat, depășit doar de enclave, ce prezintă un exces de feldspat potasic, provenit probabil din reacția cu gama granodiori-



tică. Această gamă de compoziții, de la diorite cuarțifere la granite, se realizează printr-o creștere mai rapidă a ponderii cuarțului în raport cu feldspatul potasic de la tipurile bazice la cele acide, constituind trăsătura definitorie a petrografiei granitoidelor de Frumosu.

Geochimia granitoidelor de Frumosu

Pentru studiul geochimic al granitoidelor de Frumosu dispunem de 21 de analize chimice (tab. 2) și spectrale (tab. 3), realizate prin spectrografie de emisie. Pentru a putea compara caracterele chimice ale acestor granitoide cu serii standard din literatură au fost construite diagramele de variație în funcție de indicele Nockolds-Allen.

Curbele de variație ale elementelor siderofile sînt înfățișate în figura 4. În succesiunea diorite cuarțifere-tonalite-granodiorite se remarcă scăderea conținuturilor în fier total, magneziu, titan, vanadiu, scandiu și cobalt; aceeași tendință o prezintă și nichelul și cromul, dar concentrațiile lor variază mai neregulat, în special în termenii mai bazici. Concentrațiile în litiu nu variază semnificativ în seria granitoidelor de Frumosu, valorile Li oscilînd în jurul mediei de 18 ppm; și în cazul acestui masiv nu s-a putut urmări corelația Li—Mg.

Diagrama Cr—Ni (fig. 5) pune în evidență, pe lângă scăderea conținuturilor de Cr și Ni de-a lungul seriei granitoidelor de Frumosu, și o variație în același sens a raportului Cr/Ni, de la 2,5—1,5 pentru diorite cuarțifere și tonalite, pînă la 1,3—0,7 pentru granodioritele cele mai acide (cu puțină hornblendă).

Paralelismul curbelor de diferențiere din diagrama Nockolds-Allen ale V și Sc se traduce într-o diagramă V—Sc (fig. 6) prin gruparea strînsă a punctelor de proiecție în jurul dreptei cu raportul $V/Sc = 10$, remarcîndu-se totodată scăderea conținuturilor de V și Sc de la rocile bazice la granodioritele cu deficit de hornblendă.

Variația conținuturilor de zirconiu și unele pămînturi rare (ytriu, yterbiu, lantan) în funcție de indicele Nockolds-Allen este redată în figura 7. Pentru toate cele patru elemente amintite nu se remarcă nici o tendință de variație, valorile lor oscilînd în jurul conținuturilor medii de 36 ppm La, 1,5 ppm Yb, 16,5 ppm Y și 166 ppm Zr; granodioritele cu hornblendă puțină se plasează la valori minime ale Y și în mai mică măsură Yb, elemente concentrate în rețeaua hornblendei. Această situație este bine redată în diagrama Y—Yb (fig. 8), în care se remarcă gruparea în cîmpuri distincte, situate la conținuturi descrescînde în Y și Yb, a dioritelor cuarțifere și tonalitelor, a granodioritelor cu hornblendă și biotit și a granodioritelor cu deficit de hornblendă.

Tot în funcție de indicele Nockolds-Allen au fost redată și conținuturile în calciu, stronțiu, bariu, rubidiu și potasiu (fig. 9). Scăderea mai pronunțată în seria granitoidelor de Frumosu a Sr în raport cu cea marcantă a Ca, trebuie pusă, ca și în cazul masivului Tismana (Berza, 1978 a), în legătură cu faptul că Sr substituie Ca îndeosebi în rețeaua plagioclazilor, nefiind astfel influențat de scăderea puternică



TABELUL 2

Compoziția chimică a unor granitoide de Frumosu

Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O ⁺	Total
2227	55,85	19,19	2,54	3,12	0,10	2,74	6,54	4,26	2,30	0,98	—	0,35	0,00	1,71	99,68
2246	56,84	18,14	2,30	3,58	0,08	3,45	6,27	3,99	1,81	0,80	0,28	0,00	0,00	1,20	98,74
2218	59,15	17,14	3,26	2,53	0,09	3,11	5,73	3,66	2,14	0,61	0,10	0,46	0,13	1,65	99,76
2250	59,89	14,40	2,80	4,32	0,08	3,98	5,17	3,60	2,36	0,66	0,52	0,52	0,06	1,63	99,99
2244	60,37	17,01	2,12	2,97	0,10	2,79	5,32	3,88	2,55	0,80	—	0,26	0,00	1,49	99,66
2364	60,73	16,99	2,31	2,75	0,07	2,53	4,56	4,35	2,12	0,44	0,49	0,70	0,13	1,63	99,80
2495	62,82	16,85	1,39	3,12	0,06	2,64	4,71	3,69	2,71	0,61	0,21	0,00	0,00	0,93	99,74
2235	63,74	16,91	1,76	2,42	0,06	2,19	4,53	3,82	2,34	0,59	0,22	0,00	0,00	0,98	99,56
2238	64,51	16,66	1,26	2,49	0,04	1,96	4,24	4,09	2,57	0,53	0,19	0,00	0,00	1,00	99,54
2274	64,65	16,50	1,54	2,26	0,06	2,09	4,22	3,95	2,62	0,54	0,20	0,00	0,00	1,00	99,63
2454	64,66	15,98	1,99	2,41	0,06	1,99	4,02	3,98	2,35	0,66	0,15	0,52	0,07	0,91	99,75
2309	64,90	16,61	1,62	2,00	0,04	1,72	4,13	4,01	2,59	0,51	0,22	0,00	0,00	1,07	99,42
2434	65,09	16,15	2,48	1,67	0,05	1,75	3,87	3,79	2,45	0,61	0,10	0,41	0,07	1,33	99,82
2468	65,69	15,58	2,48	1,73	0,05	1,99	2,78	3,78	2,76	0,56	0,17	0,17	0,16	1,81	99,71
2372	65,92	15,24	1,40	2,19	0,07	1,83	2,44	5,18	2,80	0,81	—	0,48	0,00	1,39	99,75
2494	66,06	15,99	1,26	2,02	0,06	1,58	2,76	4,30	3,72	0,55	—	0,18	0,00	1,29	99,77
2523	66,08	15,32	2,31	1,62	0,06	1,99	3,06	3,27	2,97	0,49	0,42	0,17	0,09	1,92	99,77
2368	66,16	15,33	2,74	1,14	0,04	2,24	2,24	3,69	2,97	0,70	0,22	0,24	0,07	2,07	99,85
2417	67,26	16,27	1,25	1,74	0,05	1,78	3,17	4,06	2,29	0,40	0,18	0,00	0,00	1,14	99,59
2237	67,44	16,00	1,30	1,60	0,06	1,76	3,20	4,11	2,48	0,41	0,22	0,00	0,00	0,98	99,56
2411	68,23	16,34	1,47	1,80	0,04	0,45	2,90	3,78	2,64	0,46	0,16	0,00	0,00	1,34	99,61

Localizarea probelor analizate chimic

- 1 2227 Diorit cuarțifer cu hornblendă și biotit, valea Motrului.
- 2 2246 Diorit cuarțifer cu biotit, hornblendă și clinopiroxen, afluent sting al Motrului.
- 3 2218 Tonalit cu hornblendă și biotit, valea Motrului.
- 4 2250 Tonalit cu hornblendă și biotit, afluent sting al Motrului.
- 5 2244 Tonalit cu hornblendă și biotit, afluent sting al Motrului.
- 6 2364 Diorit cuarțifer cu biotit și hornblendă, afluent al Piriului Boului.
- 7 2495 Granodiorit cu biotit și hornblendă, afluent al piriului Frumosu.
- 8 2235 Granodiorit cu biotit și hornblendă, virful Frumosu.
- 9 2238 Granodiorit cu biotit și hornblendă, valea Bistriței.
- 10 2274 Granodiorit cu biotit și hornblendă, muntele Frumosu.
- 11 2454 Granodiorit cu biotit și hornblendă, piriul Birloaga.
- 12 2309 Granodiorit cu biotit și hornblendă, piriul Lespezului.
- 13 2434 Granodiorit cu biotit și hornblendă, piriul Birloaga.
- 14 2468 Granodiorit laminat cu biotit și hornblendă, virful Boul.
- 15 2372 Granodiorit laminat cu biotit și hornblendă, valea Bistriței.
- 16 2494 Granodiorit cu biotit și hornblendă, afluent al piriului Frumosu.
- 17 2523 Granodiorit laminat cu biotit și hornblendă, muntele Nedeia.
- 18 2368 Granodiorit laminat cu biotit și hornblendă, muntele Boul.
- 19 2417 Granodiorit cu biotit și puțină hornblendă, valea Bistriței.
- 20 2237 Granodiorit cu biotit și puțină hornblendă, valea Bistriței.
- 21 2411 Granodiorit cu biotit și puțină hornblendă, valea Bistriței.



TABELUL 3

Conținutul în elemente minore al unor granitoide de Frumosu

Nr crt.	Nr. probei	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	La	Zr	Be	Ba	Sr	Li	Rb	
																			det*	calc**
1	2227	6	3	23	2	14,5	13	30	125	11,5	21	1,5	37	270	1,7	750	660	16,5	70	81
2	2246	11	9	18	2,5	17	22	30	120	11	19	1,5	37	145	1,5	570	540	20	61	64
3	2218	6	4	20	2	20	16	40	120	12,5	21	1,7	35	210	1,6	720	600	16		
4	2250	7,5	4	19	2	22	13,5	50	115	11,5	22	1,9	40	220	1,5	500	500	18	85	83
5	2244	5	3,5	18	2	22	14,5	52	135	12	22	1,9	37	190	1,6	720	450	13	80	90
6	2364	8	2	17	2	11	10	18	82	9	18	1,2	32	190	2,5	800	600	8	81	74
7	2495	11	4,5	18	3	13	15,5	30	75	7	18	1,7	<30	260	2,6	770	360	26	93	97
8	2235	9	3	17	2,5	9	14	14	75	7,5	14	1,3	35	130	1,5	950	650	26	73	83
9	2238	12	5,5	17	2	7,5	11	12	58	6	14	1,1	35	100	1,5	600	420	21	74	95
10	2274	13	4	18	2,5	9	12	14	70	6	15	1,4	56	155	1,7	660	520	21	82	95
11	2454	11	34	18	2	8,5	9	18	72	7,5	15	1,5	38	140	1,8	800	700	22	75	83
12	2309	14	15	22	3	8	11	12	60	5,5	14	1,3	40	130	1,5	580	390	18	79	85
13	2434	15	2,5	19	2,5	8	12	14	63	6	13	1,2	33	145	1,7	650	390	17	77	86
14	2468	15	2	18	3	8	8	15	68	7,5	16	1,5	35	170	21	800	470	13	92	99
15	2372	11	4	16	12	11	9	16	68	7,5	17,5	1,4	38	135	1,8	560	340	16	74	106
16	2494	10	24	16	2	11	8	28	55	7	20	2,5	42	170	1,8	1000	570	22	113	139
17	2523	13	16	18	2,5	10	9	16	65	7,5	15	1,6	36	140	2	950	600	16	109	116
18	2368	6,5	3	16	2	8,5	8	14	52	7,5	16	1,4	30	220	2,7	900	520	20	99	111
19	2417	11	4	16,5	2	7	10	7,5	44	4	12	1,2	32	130	1,5	660	470	16	71	82
20	2237	12	4	18	2	5	9	6	48	4,5	12	1,3	35	120	1,5	660	420	14	70	90
21	2411	11	3	21	2	5,5	9,5	4	42	4	11	1,2	<30	120	1,6	750	520	16	83	97

* Rb determinat prin spectrometrie nedispersivă a radiației X de fluorescență de către Gabriela Grabari, căreia îi mulțumim pe această cale.

** Rb calculat după ecuația lui Shaw (1968).

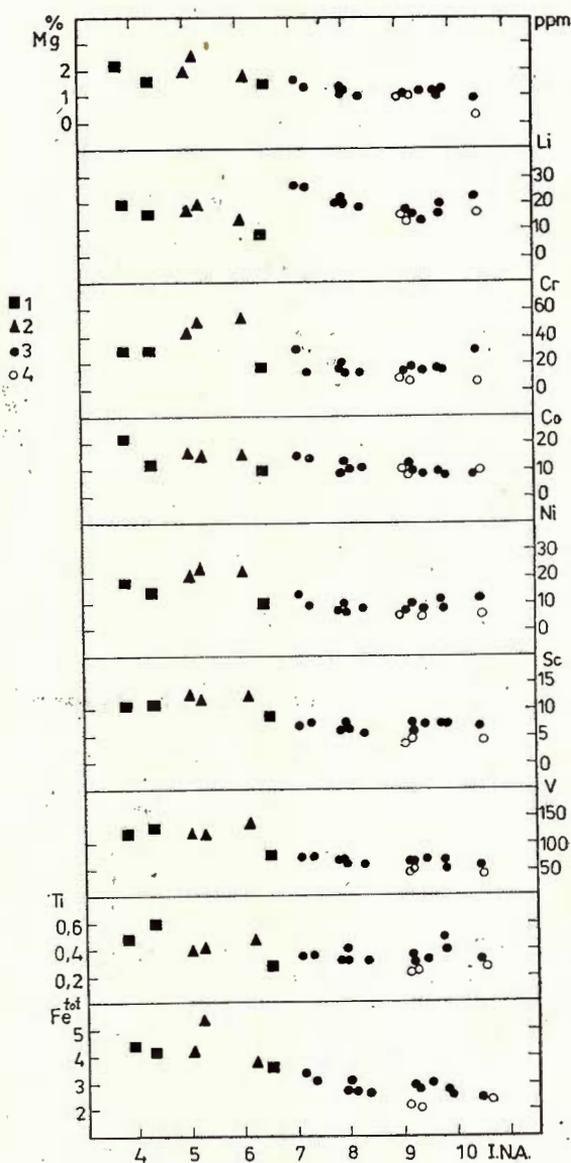


Fig. 4. — Diagrama Nockolds-Allen pentru elementele siderofile.

1, diorite cuarțifere ;
2, tonalite ; 3, granodiorite ; 4, granodiorite cu deficit de hornblendă.

Le diagramme Nockolds-Allen des éléments sidérophyles.

1, diorites quartzifères ;
2, tonalites ; 3, granodiorites ; 4, granodiorites au déficit de hornblende.



a conținutului în hornblendă în succesiunea rocilor analizate (tab. 1), ci doar de micșorarea, mult mai puțin pronunțată, a componentei anortitice a plagioclazilor.

Potasiul și bariul indică în seria granitoidelor de Frumosu o ușoară creștere a concentrațiilor odată cu mărirea ponderii feldspatului potasic.



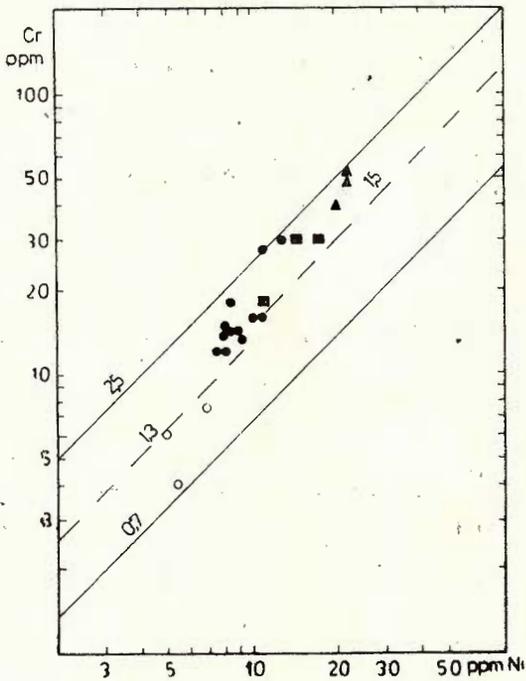
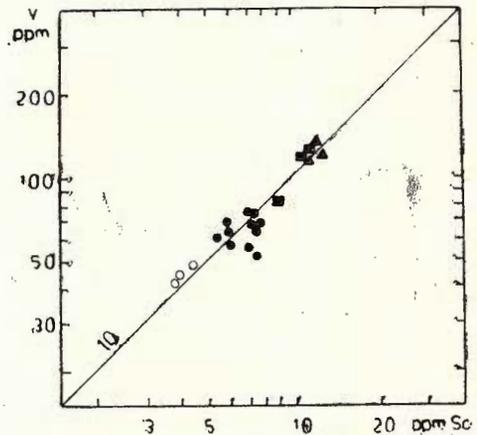


Fig. 5. — Diagrama Cr—Ni. Aceeași legendă ca figura 4.

Le diagramme Cr—Ni. La même légende de la figure 4.

Fig. 6. — Diagrama V—Sc. Aceeași legendă ca figura 4.

Le diagramme V—Sc. La même légende de la figure 4.



Aceeași tendință de ușoară creștere în succesiunea diorite cuarțifere și tonalite-granodiorite-granodiorite sărace în hornblendă o prezintă și rubidiul, element ce substituie K îndeosebi în biotit, dar și în feldspatul potasic.



Fig. 7. — Diagrama Nockolds-Allen pentru La, Yb, Y și Zr. Aceeași legendă ca figura 4.

Le diagramme Nockolds-Allen de La, Yb, Y et Zr. La même légende de figure 4.

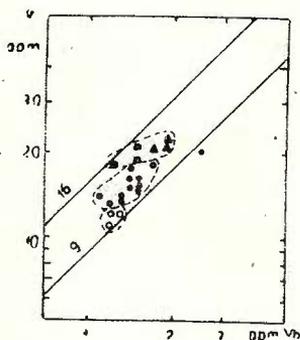
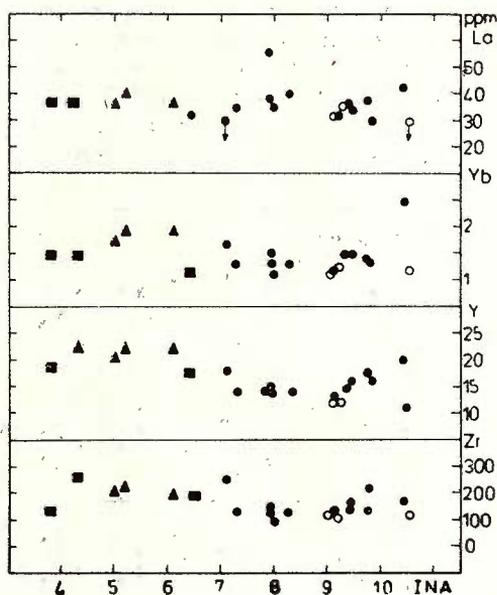


Fig. 8. — Diagrama Y—Yb. Aceeași legendă ca figura 4.

Le diagramme Y—Yb. La même légende de la figure 4.

Relația K—Rb a fost îndeaproape urmărită în studiul de sinteză efectuat de Shaw (1968) asupra a numeroase serii magmatice, evidențiind o tendință principală de variație în care odată cu creșterea acidității se remarcă o ușoară mărire a raportului K/Rb, în paralel cu creșterea concentrațiilor acestor elemente. Această tendință este exprimată prin ecuația :

$$\log(\text{ppmRb}) = 1,115 \log(\%K) + 1,597$$

în funcție de care am calculat și noi conținuturile în Rb ale granitoidelor de Frumosu analizate, obținând o bună corelație cu valorile analitice. În majoritatea seriilor magmatice prezentate de Shaw (1968)



raportul K/Rb variază între 100 și 300, media fiind 230, valoare egală cu cea indicată de Vinogradov (1962) pentru rocile intermediare. Seria granitoidelor de Frumosu analizate are un raport K/Rb mediu de 260 (fig. 10), apărind astfel banală din acest punct de vedere.

Pentru a întregi imaginea diferențierii magmatice a granitoidelor de Frumosu, au fost de asemenea reprezentate în funcție de indicele

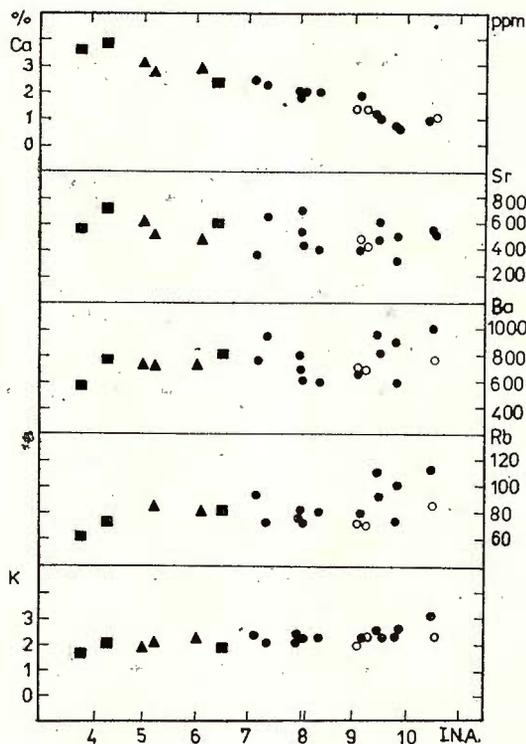
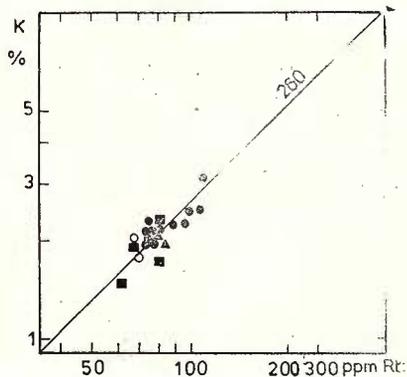


Fig. 9. — Diagrama Nockolds-Allen pentru Ca, Sr, Ba, Rb și K. Aceeași legendă ca figura 4.

Le diagramme Nockolds-Allen de Ca, Sr, Ba, Rb et K. La même légende de la figure 4.

Fig. 10. — Diagrama K—Rb. Aceeași legendă ca figura 4.

Le diagramme K—Rb. La même légende de la figure 4.

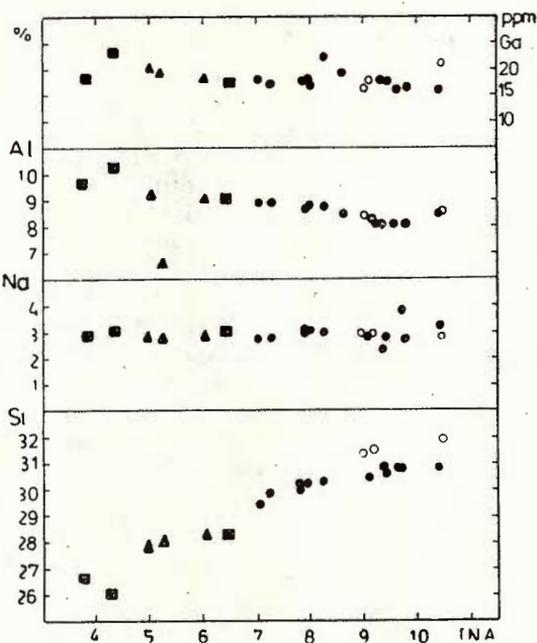


Nockolds-Allen siliciul, sodiul, aluminiul și galiul. În timp ce Si crește continuu de-a lungul seriei, celelalte elemente prezintă oscilații nesemnificative (fig. 11).

Conținuturile în plumb (tab. 3) ale eșantioanelor din masivul Frumosu analizate variază între 5 și 15 ppm, remarcându-se valori în ge-

Fig. 11. — Diagrama Nockolds-Allen pentru Ga, Al, Na și Si. Aceeași legendă ca figura 4.

Le diagramme Nockolds-Allen de Ga, Al, Na et Si. La même légende de la figure 4.



neral sub 10 ppm în dioritele cuarțifere și tonalite, în timp ce granodioritele au în general peste 10 ppm Pb.

Valorile pentru cupru sînt scăzute pentru toată seria analizată (2—9 ppm), cu excepția a cîteva granodiorite ce au 15—34 ppm Cu.

Niobiul nu a fost detectat în seria granitoidelor de Frumosu (limita metodei folosite fiind 10 ppm).

Conținuturile în staniu determinate în roci din masivul Frumosu sînt mici (< 2—3 ppm), predominînd valorile de 2 ppm Sn. Cele de beriliu variază între 1,5 și 2,7, de asemenea fără preferință pentru un anumit tip petrografic.

În concluzie, comparînd caracterele geochemice ale granitoidelor de Frumosu cu principalii plutoni acizi din autohtonul Carpaților Meridionali (Savv et al., R 1975), se remarcă o asemănare de ansamblu cu masivul Șușița (cu excepția conținuturilor de Sr mai ridicate în corpul Frumosu), și un contrast puternic față de granitoidele de Tismana și Novaci.



Considerații petrogenetice

Originea magmatică a masivului granitoid Frumosu nu a fost niciodată pusă la îndoială, contactele tranșante, structura, textura și compoziția mineralogică a rocilor, natura enclavelor și aspectul general al plutonului fiind cele ale corpurilor rezultate prin consolidarea unor magme. În acest caz, problemele de geneză care se ridică sînt legate de aceste magme: originea lor, modul de diferențiere, punerea lor în loc, condiții de cristalizare.

Natura sialică a masivelor granitoide din autohtonul danubian a fost susținută de Codarcea și Pavelescu (1963), Giușcă et al. (1969) și Savu (1970); în cazul masivului Tismana, Berza (1978 a) a adus argumente mineralogice și geochimice în sprijinul originii subcrustale a magmelor din care au rezultat granitoidele echigranulare de Tismana, considerînd că este posibil ca și granitele porfiroide să aibă aceeași origine, avînd particularități geochimice comune cu granitoidele echigranulare.

În cazul masivului Frumosu, compoziția chimică și mineralogică a granitoidelor nu este în contradicție nici cu proveniența prin anatexie intracrustală, nici cu derivarea, prin diferențiere de tip calco-alkalin a unei magme parentale bazice, a magmelor de chimism intermediar din care au cristalizat rocile în discuție. În lipsa unor criterii care să permită o discriminare între aceste două moduri (în fapt mai curînd locuri, procesele fiind asemănătoare — topiri parțiale ale crustei continentale sau ale mantalei superioare) de geneză, ambele posibilități sînt teoretic valabile. Plasarea masivului Frumosu, în spațiu și timp, într-o zonă și în cursul unor fenomene de orogeneză, pentru care se admite curent generarea magmelor granitoide prin fenomene de anatexie crustală, favorizează prima ipoteză.

Caracterul consangvin, evidențiat de particularitățile mineralogice și geochimice ale tuturor granitoidelor de Frumosu, indică derivarea magmelor din care au cristalizat aceste roci dintr-o magmă comună. Ponderea suprafețelor pe care aflorază diferitele tipuri petrografice separate indică natura granodioritică a acestei magme, rocile mai bazice fiind compensate de zonele cu granodiorite mai acide, cu deficit de hornblendă.

Prezența rocilor mai bazice — diorite cuarțifere și tonalite — în partea periferică a masivului, sub forma unei borduri marginale discontinue, și a celor mai acide roci — granodiorite cu puțină hornblendă și granite cu biotit — în zona centrală a corpului, ne sugerează un proces de diferențiere datorat consolidării treptate a plutonului de la margini spre interior. Primele faze cristalizate fiind mineralele mafice și plagioclazul, este de conceput că componentele acide s-au concentrat progresiv în zona centrală, prin intermediul fazei fluide rămase, astfel încît ultimele zone de consolidare magmatică apar sărăcite în componentele bazice. În acest caz, diferențierea magmatică prin cristalizare fracționată nu a operat sub acțiunea gravitației (rocile mai bazice nu au caracterul cumulatelor), ci sub influența unui gradient termic.



Caracteristicile texturale ale rocilor din masivul Frumosu indică cristalizarea lor într-un câmp de presiuni neorientat, în absența oricăror mișcări. Această situație, contrară corpului învecinat de la Tismana (Berza, 1978 a), duce la concluzia surprinzătoare că masivul Frumosu ar fi mai nou decât acesta, idee susținută și de natura zonată a plagioclazilor din granitoidele de Frumosu, în timp ce plagioclazii granitoidelor de Tismana sînt nezonați și de lipsa maclei în grătar la feldspații potasici, spre deosebire de microclinele maxime de la Tismana. Din această cauză, deși Manolescu (1937) a considerat că masivul Tismana „ar părea mai nou” decât cel de Șușița, cu care era asimilat plutonul Frumosu, ipoteză susținută și de Savu (1970, 1978), care atribuie masivelor Șușița și Frumosu un caracter sincinemat și corpului de la Tismana unul tardecinemat, am preferat o grupare petrografică a granitoidelor celei structurale, separînd în regiune masive predominant granodioritice și masive predominant granitice (Berza, 1978 a).

În ceea ce privește fixarea în timpul geologic a momentului formării plutonului Frumosu, avînd în vedere că interpretarea datelor de vîrstă model K/Ar obținute pe masivul Tismana a indicat consolidarea acestuia acum peste 540 milioane de ani (Berza, 1978 a, 1978 b)⁴, și că fenomenele dinamice care au afectat partea nordică a corpului Frumosu sînt anterioare depunerii formațiunii de Coarnele, considerată de Stănoiu (1976) ordoviciană⁵ (eventual și siluriană) rezultă că punerea în loc a masivului a avut loc fie la sfîrșitul Precambrianului, fie în Paleozoicul inferior.

BIBLIOGRAFIE

- Berza T. (1972) Șisturi cristaline și roci granitoidé între valea Tismanei și valea Bistriței (Munții Vulcan). *D.S. Inst. geol.*, LVIII/1, p. 79—106, București.
- (1975) „Seria clastică” și cîteva probleme de stratigrafie și metamorfism ale formațiunilor cristalofiliene din partea externă a autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol. geogr. geofiz., seria geol.*, 20/2, p. 179—186, București.
- (1978 a) Studiul mineralogic și petrografic al masivului granitoid de Tismana. *An. Inst. geol. geofiz.*, LIII, p. 5—176, București.
- (1978 b) Considerații privind vîrsta formațiunilor cristalofiliene și a masivelor⁶ granitoidé din infrastructura părții externe a autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.*, 23, p. 173—184, București.

⁴ După Soroiu (1978) granitoidele tip Tismana ar putea avea peste 600 milioane de ani, după vîrstele model U/Pb obținute pe concentrate de zircoane.



- Seghedi Antoneta (1975 a) Asupra prezenței distenului în complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan din bazinul Motrului. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/1, p. 11—20, București.
- Seghedi Antoneta (1975 b) Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/1, p. 131—149, București.
- Codarcea Al., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpathes Méridionales. *Assoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V, 1961*, II, p. 9—15, București.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectono-magmatice prealpine pe teritoriul României. *Bul. soc. șt. geol. Rom.*, XI, p. 163—177, București.
- Iancu Viorica (1974) Considerații privind geologia formațiunilor metamorfice și a rocilor granitoide asociate din zona Virful lui Stan-piriul Paltinului (Munții Cernei). *D.S. Inst. geol.*, LX/1, p. 87—108, București.
- (1977) Observații asupra relațiilor structurale ale formațiunilor de pe cursul mijlociu al văii Cerna (județul Caraș-Severin). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/5, p. 39—56, București.
- Ionescu-Bujor D. (1911) Granitul de Șușița. București.
- Laves F., Vishwanathan K. (1967) Relations between the Optic Axial Angle and Triclinicity of Potash Feldspars, and their Significance for the Definition of "Stable" and "Unstable" States of Alkali Feldspars. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 47/1, 147.
- Manolescu G. (1937) Studiu geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Sect. Șt. seria III*, XII, 6, București.
- Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C.R. IX Congr. Géol. Intern.*, 1903, Vienne.
- Năstăseanu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LIX/4, p. 71—84, București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962 a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani — Muntele Oslea. *D.S. Com. geol.*, XLVIII, p. 153—176, București.
- Pavelescu Maria (1962 b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — V. Bistrița. *D.S. Com. geol.*, XLVIII, p. 177—196, București.
- Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. geol.*, XXXIII, p. 45—85, București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol.*, LVI/5, p. 125—153, București.
- Shaw D. M. (1968) A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 32/6, Oxford.
- Solomon I., Visarion Adina, Iordan Magdalena (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din Munții Vilcan și Munții Retezat (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, p. 195—217, București.



- Stan N. (1977) Feldspathisation processes in the crystalline Lainici-Păiuș series (Vilcan Mountains — Romania). *An. Inst. geol. geofiz.*, LII, p. 5—98, București.
- Stănoiu I. (1976) Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vilcan (Carpații Meridionali), cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, p. 219—256, București.
- Iliescu Violeta (1976) Precizări asupra stratigrafiei formațiunilor paleozoice de la obrișia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/4, p. 37—53, București.
- Vinogradov A. P. (1962) Srednee sodержanie himiceskih elementov v glavnyh tipah izvejennih gornih porod zemnoi kori. *Geohimia*, 7, p. 555—571, Moscova.
- Winkle H. G. F. (1966) La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys, Paris.

LE MASSIF GRANITOÏDE DE FRUMOSU (MONTS VILCAN — CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Le massif granitoïde de Frumosuaffleure dans la partie occidentale des Monts Vilcan (Carpates Méridionales) ayant la forme d'une ellipse au grand axe de 17 km et petit axe de 2—3 km. Il pénètre en grand de manière concordante la formation métadétritique précambrienne de Lainici-Păiuș et présente des contacts tranchants, auxquels on observe quelquefois des cornéennes.

A l'extrémité occidentale du massif de Frumosu on a identifié une bordure large de quelques centaines de mètres constituée de diorites quartzifères et tonalites à hornblende et biotite. La plus grande partie du massif de Frumosu consiste en granodiorites à biotite et hornblende. Localement, dans la partie centrale, ceux-ci ont un contenu réduit de hornblende et plus de feldspath potassique, ce qui mène à l'apparition des granites à biotite. Les passages d'un type pétrographique à l'autre sont graduels et se manifestent par la modification continue de la composition modale dans une suite d'affleurements. L'une des caractéristiques des granitoïdes de Frumosu est la zonalité (normale ou récurrente) des plagioclases et la présence d'un feldspath potassique représenté par un microcline intermédiaire à $\Delta = 0,2—0,6$.

La partie septentrionale du pluton est intensément laminée, fait de plus en plus évident à mesure que l'on se rapproche de la faille Nedeia, qui limite le massif au nord. Les minéraux magmatiques sont progressivement remplacés par une association à l'albite, epidote, calcite, trémolite, séricite, chlorite, stilpnomélane, etc., simultanément à l'apparition d'une foliation des roches.

Les caractères géochimiques du massif de Frumosu ont été étudiés sur le diagramme de variation Nockolds-Allen et sur des diagrammes binaires. On



observe une faible différenciation géochimique des différents types pétrographiques et une variation normale des composants, en partant des roches basiques vers celles acides. Les données minéralogiques, géochimiques et de terrain mènent à l'interprétation du massif de Frumusu comme étant constitué à la suite de la consolidation postcinématique du magma sialique. La différenciation a été attribuée à la cristallisation fractionnée, de la périphérie vers le centre, dans les conditions d'un gradient thermique. Ayant en vue les corrélations régionales, les auteurs considèrent que l'intrusion du pluton s'est produit à la fin du Précambrien supérieur ou au début du Paléozoïque inférieur et l'attribuent à l'orogène cadomienne.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

La carte géologique des bassins supérieurs des rivières Bistrița et Motru (les Monts Vilcan — les Carpates Méridionales).

1, Quaternaire : éboulis ; 2, Mésozoïque ?-Paléozoïque supérieur : serpentinites ; Carbonifère inférieur-Dévonien : formation de Girbovu ; 3, phyllites de Valea de Pești ; 4, calcaires d'Oslea ; 5, grès de Valea Boului ; 6, Silurien-Ordovicien : formation de Coarnele ; 7, Cambrien? : le complexe filonien pré-silurien : a, microgranodiorites porphyriques ; b, microdiorites porphyriques ; c, spessartites ; Précambrien supérieur : 8, granitoïdes de Frumusu : a, diorites quartzifères et tonalites à hornblende et biotite ; b, granodiorites à biotite et hornblende ; c, granodiorites à biotite et peu de hornblende ; d, granites à biotite ; 9, méladiorites à hornblende et biotite ; 10, zones intensément migmatisées ; 11, lamination dans les roches magmatiques ou foliation secondaire dans les schistes cristallins ; formation de Lainici-Păiuș : le complexe des quartzites et gneiss biotitiques : 12 a, quartzites et quartzites feldspathiques ; 12 b, gneiss biotitiques \pm almandin ; 12 c, gneiss amphiboliques à biotite ; 12 d, gneiss micacés à graphite et sillimanite ; 12 e, gneiss diopsidiques ; 12 f, amphibolites ; 12 g, calcaires cristallins ; le complexe carbonaté-graphiteux : 13 a, calcaires et dolomies cristallins ; 13 b, amphibolites et gneiss amphiboliques ; 13 c, gneiss micacés à graphite ; 13 d, gneiss biotitiques \pm almandin ; 13 e, quartzites biotitiques ; 13 f, gneiss diopsidiques ; Formation de Drăgșan : le complexe des gneiss micacés : 14, gneiss micacés \pm almandin ; le complexe des amphibolites : 15 a, amphibolites et gneiss amphiboliques ; 15 b, gneiss biotitiques ; 15 c, gneiss micacés ; 15 d, serpentinites ; 16, direction et pendage de lamination ; 17, direction et pendage de stratification ; 18, axe d'anticlinal ; 19, axe de synclinal ; 20, faille ; 21, la faille Virful lui Stan-Curmătura Oltetului ; 22, analyses chimiques.

Planche II

Fig. 1. — Plagioclaz din granodiorite de Frumusu. N +, $\times 50$.

Plagioclase des granodiorites de Frumusu. N +, $\times 50$.

Fig. 2. — Microclin intermediar nemaclat din granodiorit de Frumusu. N +, $\times 50$.

Microcline intermédiaire non-maclée du granodiorite de Frumusu. N +, $\times 50$.



- Fig. 3. — Hornblendă cu incluziune de clinopiroxen, diorit cuarțifer de Frumosu. N +, ×50.
Hornblende à inclusion de clinopyroxène, diorite quartzifère de Frumosu. N +, ×50.
- Fig. 4. — Stilpnomelan în granodiorit laminat de Frumosu. N +, ×50.
Stilpnomélane du granodiorite laminé de Frumosu. N +, ×50.

Planche III

- Fig. 1. — Granodiorit de Frumosu. N ||, ×25.
Granodiorite de Frumosu. N ||, ×25.
- Fig. 2. — Granodiorit de Frumosu. N ||, ×25.
Granodiorite de Frumosu. N ||, ×25.
- Fig. 3. — Granodiorit de Frumosu cu laminare incipientă. N +, ×25.
Granodiorite de Frumosu à lamination incipiente. N +, ×25.
- Fig. 4. — Granodiorit de Frumosu laminat. N ||, ×25.
Granodiorite de Frumosu laminé. N ||, ×25.





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

Project 39 : Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

STRUCTURE, PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE JULIȚA
GABBROIC BODY — ALPINE OPHIOLITES OF THE DROCEA
MOUNTAINS (APUSENI MOUNTAINS) ¹

BY

HARALAMBIE SAVU ², CECILIA VASILIU ², CONSTANȚA UDRESCU ²

Gabbros. Eruptive body. Ophiolites. Petrology. Petrochemistry. Magmatic differentiation. Alpine initial magmatism. Apuseni Mountains. Mureș Mountains. Drocea Mountains.

Sommaire

Structure, pétrologie et géochimie du corps des gabbros de Julița — les ophiolites alpines des Monts Drocea (Monts Apuseni). Le corps des gabbros de Julița est mis en place dans les roches du complexe basalte-anamésite-doléritique du premier stade d'évolution du magmatisme initial alpin de Monts Apuseni de sud auquel il appartient. Celui-ci présente une structure stratifiée rudimentaire où on distingue un horizon à stratification rythmique (layered rocks) à la base et un horizon supérieur de gabbros à séparations et schlieren de différents types de roches. Au contact nonérodé du nord on observe que l'intrusion des gabbros a métamorphosé les roches basalte-doléritiques en les transformant en cornéennes à pyroxènes (béerbachites). Ultérieurement les roches basiques ont été affectées par des processus de métamorphisme postmagmatique. Du point de vue pétrochimique, le magma parental est un magma tholeiitique qui se différencie en magmas plus riches en MgO et fer respectivement, et en magmas résiduels (granophyriques) riches en Na₂O, SiO₂ et substances volatiles. Le magma tholeiitique s'est formé dans le manteau supérieur tandis que ses produits ont des caractères typiques pour les basaltes de fond océanique et représentent des roches ophiolitiques ressemblant celles des Alpes, Apennins et Dinarides.

¹ Received on April 25 1979, accepted for publication on April 25 1979, presented at the Meeting of May 11 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



According to the researches carried out by us in view of a thorough study of the Alpine ophiolitic rocks of the Mureş zone and of the associated bodies of basic and ultrabasic rocks, this time we are going to present the Juliţa gabbroic body (the Drocea Mountains). The researches we made between 1976—1978 for elaborating the map on the scale of 1 : 50,000 sheet Săvirşin which has been drawn up this year, offered us the opportunity of studying this body minutely.

The Juliţa gabbroic body lies on the right bank of the Mureş river and was highly eroded by it and by its tributaries, the Stejarul, Juliţa, Dimboviţa and Sincova brooks; on the whole, the region got a hilly aspect. That is why the highest form of relief throughout this region — the Drobeiul elevation — which lies north of the gabbroic body, hardly reaches the altitude of 255 m (Plate I).

As far as the research work is concerned, we mention the fact that there are few studies referring to this body of basic intrusive rocks. It was pointed out and mapped on the scale of 1 : 25,000 by Savu in 1953³, at the same time with the investigation of the ophiolitic rocks of the southern region of the Drocea Mountains. Since then, this body has been often referred to and on different occasions there were presented some of its aspects, such as, the rhythmic stratification of the south-western part (Savu, 1967, 1968; Giuşcă et al, 1968; Ianovici et al., 1968), the titanomagnetite gabbros (Savu, 1973) the geochemistry of some basic rocks (Savu, Udrescu, 1975) and the absolute age (Herz et al., 1974). In 1957 Laţiu described a number of epidote occurrences from this region, without mentioning the gabbros.

The results of these studies and especially of those carried out in the last time constitute the subject matter of this paper.

Notes on the Geology of the Region and the Structure of the Gabbroic Body

The Juliţa gabbroic body lies west of the development area of the ophiolites of the Mureş zone. Thus, it is placed approximately in the median part of the axial zone of ophiolitic rocks of the Mureş Alpine geosyncline, being intruded in the deep-sea, basic effusive rocks of the first evolutionary stage of the Alpine initial magmatism of the Apuseni Mountains.

a) The effusive rocks of this region, which form in fact the basement of the gabbroic body, namely the mass of ophiolitic rocks in which it was emplaced, consist mainly of diabasic rocks, the anamesites and the dolerites being worth mentioning (Pl. I). West of the gabbroic body, on the Valea Mare (N. Bălcescu), there inserts in these rocks a basalt flow in pillow lava facies, whose forms present a vitreous matrix, usually devitrified or chloritized, which divides into small ovoid pieces. Small grains of iron oxides and rare augite crystals flow in it,

³ Arch. IGG, Bucureşti.



while small calcite veins, sometimes epidote and zeolites cross this matrix. The pillow lava separations exhibit a certain zoning tendency as regards the crystallinity degree, in the sense that on the borders the basaltic rock contains great quantities of glass, having a hyalo-basalt character, while inward the glass appears in small quantities, determining the basalt character *s. str.*

The segment south-east of the gabbroic body consists of a high frequency alternance of dolerites, porphyric dolerites and gabbro-porphyrates. A number of small gabbro bodies pierce the rocks. In this zone, the Mesozoic basic rocks are transgressively overlain by two small patches of Neogene gravels.

b) The Julița gabbroic body, as can be seen on the appended map, has almost the form of an intrusive nappe — a small lopolith elongated east-westward — which lies between the locality of N. Bălcescu and Stejar. It is divided into two parts by a NW—SE fault. A large part of the western half of this body was eroded by the Mureș river flowing south of it, and was covered by alluvial deposits. The present length of the gabbroic body is of about 5 km, while its maximum width is of almost 2 km. Towards its eastern extremity the body exhibits a number of apophyses.

The three geological sections of Plate I, drawn up on the basis of mapping data, point to the fact that the contacts between the gabbroic body and the effusive rocks deepen towards the former's inner part.

In the south-western part of this body, at the mouth of the Dîmbovița river, the intense erosion uncovered a horizon with rhythmic stratification (layered rocks — Wager and Brown, 1968), which can be seen on the DN 7 road, lying at the basis of the intrusion (Pl. II, Fig. 1, 2). This horizon is built up of alternations of gabbros — some of them with altered olivine — hyperites, pegmatoid gabbros, gabbrodolerites — some of them with magnetite and ilmenite — and dolerites, and is about 100 m thick. The rhythmic stratification horizon appears as being characteristic of the lower part of the axial zone of the body, as it is not present on its borders. It is in the western extremity of the body, on the Cioata brook, that there appears a zone consisting of alternations of gabbro and dolerite bands. This structure is supposed to represent a rudimentary form of the rhythmic stratification of the lower horizon. It differs from the typical rhythmic stratification through the fact that the dolerite and gabbro bands are rarer and less varied as regards their texture and composition.

Above the lower horizon, there develops an upper one, rather homogeneous from the structural point of view, consisting of different types of gabbros and exhibiting a thickness of about 200 m.

In the central part of the gabbroic body, the second horizon is overlain by a mass of doleritic and anamesitic rocks, associated with contact rocks (beerbachites) crossed by several gabbro sills. Having in view the structure of other gabbroic bodies of the Mureș zone (Cioflica, Savu, 1962), the association of this mass of rocks with the



titanomagnetite gabbros would plead in favour of the idea that these rocks represent the basement of the body. The lack of drilling data and of the rhythmic stratification horizon associated with these rocks, as well as their geometrical position lead us, for the moment, to the conclusion that they represent a remnant of the primary roof of the gabbroic body (Plate I, geological section B—B').

The gabbro mass of the upper horizon includes a number of separations of olivine gabbro, hyperites and gabbros with titanomagnetite, as well as thin separations or veins of pegmatoid gabbros.

The microtectonic data, although few, point to the fact that at the same time with the cooling of the gabbroic body, there formed within it a number of fissure systems, some with secondary minerals deposits, out of which two are important. First, we mention a system of almost longitudinal fissures, trending on the N74°W/85°N—80°S direction and then another one trending on the N38°E/80°N—86°S direction. The latter seems to represent a system of diagonal fissures (Fig. 1 a). Due to these fissure systems, the gabbros are sometimes radially altered.

The gabbro body is crossed by a system of parallel dykes, built up of dolerites, anamesites, basalts and gabbroporphyrtes. These dykes present thicknesses varying between 5 cm and 5 m and are oriented to approximately two main directions corresponding to the two maxima on the diagram from Figure 1 b. Most of the dykes trend on the N70°W direction, what would correspond to the direction of the longitudinal fissure system, along which they were probably emplaced; their inclination varies between 80°N and 85°S. Some other veins and dykes, also related to the longitudinal fissure system, trend almost east-westward and have an inclination of 70°—80° north (Fig. 1 b).

During the final period of consolidation of the first stage magmas, the gabbroic body is crossed by many albitic plagioplite veins and dykes, at which granophyres (micropegmatites) and epidotes associate, sometimes (Fig. 2). These rocks are frequently found in the north-eastern extremity of the body (Pl. III, Fig. 1).

The diagram from Figure 1 c shows that these veins form four maxima. One of the maxima corresponds to the veins trending on the N70°W/75°—83°N direction and another one to the veins and dykes trending on the E—W/80°—85°N direction. These two groups of veins are almost parallel to the dykes of basic rocks mentioned above (Fig. 1 b) and formed also on the longitudinal fissure system. Another group of acid veins trends on the N50°E/80°S—80°N direction and seem to have been emplaced on the diagonal fissure system from Figure 1 a. The fourth group of veins formed on a diagonal fissure system linked to the former, as its maximum on the diagram shows that the veins trend on the N44°W direction, with inclinations between 70°S and 90°.

The Rb/Sr method pointed to an age of 180 m. y. for the gabbroic body and the basic effusive rocks of the first stage (Herz et al., 1974). During the second stage of evolution of the initial Alpine magmatism, the magmatic activity west of the axial part of the Mureş zone was



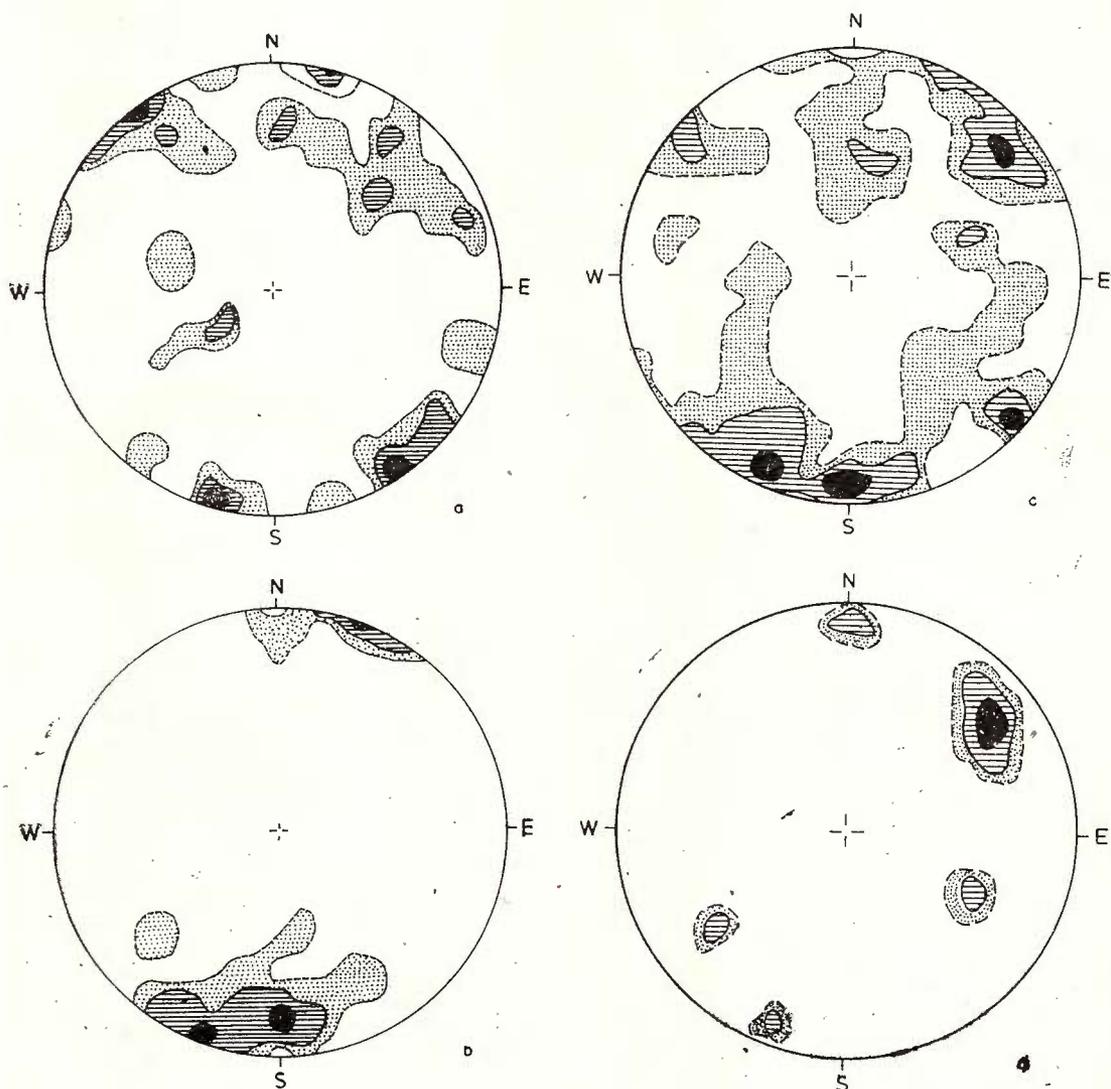


Fig. 1. — Structural diagrams of the Julița body :

a, diagram for 30 fissures ; isolines : 0.5—2—3‰ ; b, diagram for 24 basalt veins ;
 isolines : 0.5—2—4‰ ; c, diagram for 50 albite plagioclites and granophyric veins ;
 isolines : 0.5—2—3‰ ; d, diagram for 9 faults ; isolines : 0.5—1—3‰.

weak and it manifested only by the formation of rhyolite and dacite veins (porphyries) which cross the gabbroic body parallel to the veins of basic rocks. The age of these acid rocks is of 140 m. y. (Rb/Sr).

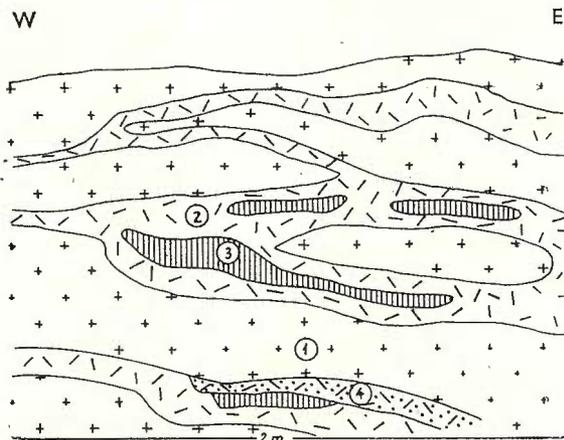


Fig. 2. — Gabbros (1) crossed by albite plagioclite veins with numerous granophyric separations (2), with fine-granular, quartz-dioritic melanocratic schlieren (3) and epidotes (4).

The Austrian movements affecting this region did not influence the ophiolitic rocks nor the gabbroic body; given their aspect, the basaltic complex and the body itself are affected by a system of fractures trending on the main direction $N40^{\circ}W/70^{\circ}S$ (Fig. 1 d). This fracture system is found all over the Highiş-Drocea Mountains region, while the faults west of Juliţa and the Stejar fault correspond to it (Pl. I).

North of the gabbroic body there lies an important fracture along which the basic rocks were brecciated, fact obvious on the Sincova valley. This fracture parallel with the elongation of the gabbroic body, would represent an axial fault against the Alpine orogen of the Mureş zone. It is previous to the faults of the preceding system, as it is shifted by the fault which divides the gabbroic body into two parts.

We mention that west of the Juliţa gabbroic body, near the locality of Bătuţa, there lies a small gabbroic body, eroded in its largest part by the Mureş river. It consists of gabbros and gabbrodolerites, at which hyperites add sometimes.

Petrography of the Gabbroic Body

The rocks prevailing in the Juliţa gabbroic body are the gabbrodolerites characteristic of the lower horizon and the gabbros predominant in the upper horizon. The other types of intrusive and vein rocks are rarely found.

A) Rocks of the Lower Horizon

a) The gabbrodolerite rocks of the lower horizon characterized by rhythmic stratification, generally exhibit an ophitic texture, consisting



of a network of plagioclase crystals (An_{54-60}) more elongated and a little thinner than those of the gabbros. They are twinned according to the albite, albite-Karlsbad and pericline law and they often have an indefinite acid marginal zone. Melanocratic minerals develop within the interstices of the plagioclase crystals.

Although they have the same texture, the rocks of the bands of the rhythmic stratification differ from one another through the following features: (1) some are more leucocratic, the plagioclase being the predominant element (Pl. II, Fig. 1); (2) others are dark-coloured — the melanocratic type — as they are richer in pyroxene, magnetite and sometimes contain an olivine replaced by talc, bowlingite and iron oxides. The latter tend either to varieties in which clinopyroxene presents a broader development (0.5—1.5 cm in diameter) and form phenocrystals with a poikilitic texture, that include several knots of the plagioclase network, or to the formation of gabbrodolerites with xenomorphic titanomagnetite which sometimes contains plagioclase as well (Pl. III, Fig. 2).

b) Gabbros are rarely found within the rhythmic stratification horizon. They consist of plagioclase tabular crystals that are polysynthetically twinned and of xenomorphic diopside; on the borders, the pyroxene is rarely replaced by brown hornblende or is uralitized. There are also pseudomorphs of antigorite, talc and iron oxides formed on the account of olivine. The magnetite appears in xenomorphic crystals.

B) Rocks of the Upper Horizon

This horizon consists of different varieties of gabbros, hyperites, magnetite gabbros and pegmatoid gabbros.

a) The gabbros are hypidiomorphic-granular rocks with a massive structure, consisting of plagioclase and diopside in almost equal quantities, generally the former being predominant (50—55%). The leucogabbros form if the plagioclase quantity is greater. The plagioclase (An_{68-70}) forms tabular crystals, twinned polysynthetically according to the albite, albite-Karlsbad and pericline laws (Pl. III, Fig. 3). These are slightly altered on fissures, sometimes filled with the chlorite resulting from the alteration of pyroxene. This one is a diopside ($cNg = 38^\circ$), sometimes diallage with characteristic oxide separations, which forms xenomorphic or poikilitic crystals. The gabbros of this horizon rarely pass to the gabbrodoleritic facies.

b) The hyperites consist of plagioclase, olivine, diopside, hypersthene, magnetite and secondary minerals. The plagioclase (An_{55}) appears as slightly elongated crystals, fresh and twinned polysynthetically, with an indefinite zone on the borders (Pl. IV, Fig. 1). It is the first mineral of the magma which started crystallizing; then followed the xenomorphic clinopyroxene (Pl. IV, Fig. 2) which is rarely found under the form of small inclusions in the plagioclase, as well. The olivine



occurs under two forms. In the rocks of the upper horizon, the olivine presents in big crystals, partially replaced by talc, bowlingite and grains of secondary iron oxides lying in concentric lines, parallel to the crystals borders. In the hyperites with finer grains which cross the beerbachite zone, the olivine presents in xenomorphic crystals (Pl. IV, Fig. 3) filling the interstices of the plagioclase crystals. The same alteration processes affect the olivine of these rocks, too. The diopside has a xenomorphic nature and on the borders it is replaced by uralite or by a green, secondary hornblende. In some cases it presents small segregations of brown hornblende, while iron oxides deposit on the cleavages (Pl. IV, Fig. 4). The hypersthene is usually xenomorphic and partially altered in bastite and even in chlorite. Its pleochroism is : Ng = light-green ; Nm = light-reddish ; Np = brown-light-reddish. On the cleavages there are magnetite fragments. The olivine may be absent from some of the rocks of this series, while the hypersthene is always present. Primary magnetite is rare and appears as grains with an irregular contour.

c) The olivine gabbros usually associate with the hyperites of the separations west of Julița and on the Sincova valley. They have a normal granulation, the crystals have a diameter of 2—3 mm and consist of plagioclase, olivine and diopside. Although the plagioclase (An₅₅) is generally fresh, the melanocratic minerals are partially altered ; the diopside is uralitized, while olivine is replaced by talc and iron oxides. Both the olivine and the diopside of the olivine gabbro veins which cross the beerbachite zone, contain plagioclase crystals partially corroded on the borders.

d) The titanomagnetite gabbros are in fact diopside gabbros with additional xenomorphic magnetite — over 5% — and often apatite crystals, which point to their formation out of a residual magma. On the basis of diopside there forms a brown deuteric hornblende, exhibiting the following optical features : Ng = brown ; Nm = dark-brown ; Np = light-brown ; cNg = 0°. During the stage of hydrothermal alteration it is replaced by a green hornblende and then by uralite. As a rule, the xenomorphic magnetite associates with pyroxene in which it is sometimes included. Brown amphibole often develops around the magnetite grains.

e) The pegmatoid gabbros form separations or veins with a symmetric structure sometimes. These are rocks whose minerals develop more than those of the gabbros ; they consist of plagioclase, hornblende and accessory minerals. The mass of the gabbroic body contains here and there gabbros with a heterogeneous structure, within which there appear segregations of different dimensions, of pegmatoid gabbros separated in the gabbros with normal structure. The plagioclase (An₄₅) is polysynthetically twinned and affected by alteration to its largest part, it is dim — saussuritized — and often has a limpid albite aureola on the borders. The amphibole is a secondary hornblende with uralitic character which sometimes passes to a fibrous actinolite. Its optical features are : Ng = dark-green ; Nm = brown-green ; Np = yellowish ;



$cNg = 17^\circ$. Fine grains of secondary iron oxides associate with the amphibole. Some rocks contain lots of apatite, ilmenite crystals, situation in which a certain quantity of interstitial quartz may also be found.

C) *Granophyric Vein Rocks*

The granophyric vein rocks and those associated with them divide into quartziferous diorites, albitic plagiaplites and granophyres (micropegmatites).

a) The quartziferous diorites are white rocks, with a hipidiomorphic texture, consisting of quartz, hornblende, plagioclase and apatite. The quartz forms grains with an irregular contour, while the plagioclase (An_{13}) appears in altered crystals with a dim inner part and a limpid, albite aureola on the borders. The primary hornblende is a variety exhibiting the following features: $Ng =$ brown-green; $Nm =$ brown; $Np =$ yellowish; $cNg = 14^\circ$; twins after 100. This one is first replaced by a green hornblende ($Ng =$ green; $Nm =$ brown-green; $Np =$ yellowish) and then by a fibrous, actinolitic hornblende with separations of iron oxides. The apatite is present in crystals with varied dimensions. The rock also contains epidote, titanite and magnetite.

b) The albitic plagiaplites are white, fine grained rocks consisting of quartz, plagioclase, pyroxene or hornblende and sphene. The quartz forms xenomorphic crystals, lying among the slightly elongated plagioclase crystals which include a fine, opaque powder. The plagioclase (An_{10-12}) is highly altered and abunds in secondary kaolinitic minerals which make it dim and semitransparent. The role of the melanocrate mineral is played in some rocks by some small diopside crystals ($cNg = 38^\circ$), while in others by a hornblende or by sphene alone. Some aplitic veins contain marginal or inner segregations formed of granophyre.

c) The granophyres (micropegmatites) are also white rocks, like the aplites, but have coarse grains with graphic intergrowth of different forms between quartz and feldspar. The quartz is dim and appears either in grains with irregular contour or in intergrowth with the feldspar (Pl. V, Fig. 1). The latter occurs in elongated crystals; it is altered and dim and is represented by albite, possibly by albitized potassic feldspar, while some elongated crystals with irregular borders exhibit Karlsbad twins. The texture of this feldspar seems to point by far to the perthitic one. The melanocratic mineral is usually represented by a green hornblende in very elongated (1—5 cm in length) and thin crystals, which are included both by quartz and feldspar. This amphibole exhibits the twins after 100 and has the following optical features: $Ng =$ light-green; $Nm =$ brown-green; $Np =$ yellowish; $cNg = 17^\circ$; sometimes it is replaced by a fibrous hornblende. From place to place the rock contains pistacite aggregates.



D) *Basic Rocks Dykes and Veins*

The rocks presented so far, consist of dolerites, gabbroporphyrates and finer basalt-like rocks. These rocks have generally an ophitic texture and resemble their correspondents that form the mass of rocks which contains the gabbroic body.

a) The dolerites consist of plagioclase, clinopyroxene and opaque minerals. The plagioclase (An_{63}) is twinned according to the albite law and is partially altered. The augite ($cNg = 41^\circ$) appears as small crystals lying in the interstices of the elongated plagioclase ones. Some augite crystals present an elongation resembling that one of the plagioclase. The magnetite and the pyrite which are present in small grains with an irregular contour, lie also in the interstices of the plagioclase network or are contained by the silicates. A number of fine, iron oxide grains are secondary and formed by the replacement of clinopyroxene with chlorite.

b) The gabbroporphyrates which occur both in the dykes crossing the gabbro body and in the south-eastern part of the region, exhibit a porphyric or ophite-porphyric texture and consist of a main holocrystalline mass formed of slightly elongated crystals of basic plagioclase, clinopyroxene partially transformed into a secondary hornblende and magnetite grains. This main mass contains labradorite phenocrysts 2–10 mm long. On the borders, some gabbroporphyrate veins are of aphanitic nature, with a basaltic character.

c) The rocks with basaltic character, such as those of the vein crossing the rhythmic stratification zone at the mouth of the Dîmbovița brook, consist of a network of elongated plagioclase crystals (An_{45-50}), partially albitized in places, whose interstices contain augite crystals and glass transformed into chlorite. Small crystals of idiomorphic magnetite are present sometimes.

Contact (Magmatic) Metamorphism

Due to the high temperature of the gabbroic magma and probably to some magma fluids, the effusive rocks were metamorphosed at their contact with the Julița gabbroic body. The effects of this contact metamorphism may be seen in two zones: the first and the most important zone lies on the north-eastern border of this body and the second one lies in the doleritic mass in the central part of the intrusion. These two zones present basic hornfelses (beerbachites), out of which those of the central part of the body contain gabbro and dolerite relics of the contact metamorphosed rocks, turned into wholly recrystallized, homogenous rocks with a panallotriomorphic texture; at first sight, the latter resemble the finely crystallized, basic eruptive rocks, such as microgabbros. These zones are crossed by gabbro and hyperite veins which contain beerbachite xenoliths, as well as veins of aplitic and granophyric rocks. This situation is frequently come across on the crest



between the Julița valley and the Bisericei brook, left tributary of this valley, north east of Julița.

The transformation process of the basalt-doleritic rocks, that may be seen in the hornfelses of the central part of the body, starts with the substitution of clinopyroxene with a brown hornblende; thus, it follows that the contact metamorphism took place in the presence of greater quantities of water than those of the primary basaltic magma, out of which these rocks crystallized.

During the next stage, the augite crystals, substituted or not, and the neoformation brown hornblende start recrystallizing, partially or wholly, giving rise to fine diopside grains. The plagioclase crystals are still present, so that we find in some places the plagioclase network characteristic of dolerite or gabbrodolerite, the interstices of which contain a mass of fine diopside crystals formed at the expense of the previous big melanocrate mineral (pyroxene or amphibole) (Pl. V, Fig. 2). At the same time with the augite or amphibole recrystallization there form magnetite crystals.

During another stage the same pyroxene and the largest part of the plagioclase recrystallized in a fine hornfels mass with heterogeneous structure (Pl. V, Fig. 3), with irregular parts, some finely crystallized and others somewhat bigger, that contain untransformed plagioclase or pyroxene relics. The latter are highly impregnated with magnetite grains, especially on the borders (Pl. VI, Fig. 1) and some are almost wholly opaque.

The bigger plagioclase crystals do not always exhibit recrystallization phenomena on their borders; some appear as nearly idiomorphic megacrystals (Pl. VI, Fig. 3), fact due to which these rocks may be considered either (1) as recrystallized rocks with relics of the previous rocks and plagioclase porphyroblasts, or (2) as magmatic rocks (micro-gabbros) built up of a main, finely crystallized, panallotriomorphic, holocrystalline saccharoidal mass that contains xenoliths of the pre-existent rocks and plagioclase phenocrystals. We mention that Mac Gregor (1931) considers the Odenwald beerbachites hornfelses included in the granites and formed of basic eruptive rocks.

In the north-eastern part of the body where the contact zone is wider, besides these rocks, there predominates the wholly recrystallized rocks. They are crossed by small pyroxenite (diopside) or magnetite-plagioclase-pyroxenite veins.

The rocks are homogeneous with a panallotriomorphic texture and a — rarely oriented — massive structure, and consist of plagioclase, diopside, hypersthene, magnetite and possibly a secondary hornblende. The plagioclase crystals (An_{50}) have an irregular contour and are often twinned polysynthetically. The diopside is also xenomorphic and occurs usually as small, isometric, clear crystals; rarely it appears as big crystals, filled with magnetite grains with an irregular contour and different dimensions. The hypersthene also forms crystals with irregular contour,



some of them bigger and grouped together. It presents the following pleochroism : Ng = greenish ; Nm = scarlet brown ; Np = light red.

Unlike the basic eruptive rocks whose crystallization order is plagioclase-olivine-pyroxene-magnetite, the minerals of the contact zone seem to have crystallized almost at the same time, as the plagioclase includes both pyroxene and magnetite.

Some homogeneous rocks consist of xenomorphic plagioclase crystals, lightly elongated and divergently disposed, as it is the case with the dolerites. If the panallotriomorphic texture and the simultaneous recrystallization of all minerals which include reciprocally were absent, this type of homogeneous rocks could be easily looked upon as originating right in a basic magma.

As the contact zone is crossed by hyperite veins and gabbros with hornfels xenoliths, it is quite possible that some veins consist of fine crystallized rocks, resembling the beerbachites or the microgabbros ; in this case their texture should be hypidiomorphic-granular, like for example that one of the hyperites.

The basic hornfels of the contact zone are characterized by the following two parageneses :

- (1) Plagioclase-diopside-magnetite
- (2) Plagioclase-diopside-hypersthene-magnetite

These parageneses are characteristic of the pyroxene hornfels facies. Having in view the temperature of the basic magmas of the Mureş zone gabbroic bodies (Savu, Udrescu, 1967), we consider that this contact metamorphism took place at about 1000°C, anyhow not below the temperature of 700°C which represents the upper limit of the hornblende hornfels facies (Turner, Verhoogen, 1960).

Postmagmatic Metamorphism

Savu (1967) has already presented some aspects of the post-magmatic-hydrothermal metamorphism. For the Juliţa gabbroic body we distinguish one stage of late magmatic metamorphism and several stages of hydrothermal metamorphism.

a) Late magmatic metamorphism manifests itself at high temperatures (about 700°C) and is characterized by the formation of green or brown amphiboles at the cost of pyroxenes, during the deuteric stage.

b) Hydrothermal metamorphism manifests itself at lower and lower temperatures along with the separation of aqueous fluids of residual magma. These solutions influence the rocks only from the chemical-mineralogical point of view, leaving aside the processes of mechanical deformation and bringing about uralitization, epidotization, silicification and kaolinization processes.

Uralitization and epidotization processes of the basic rocks whose plagioclase is saussuritized as well, appear at a higher temperature of the hydrothermal solutions ; epidote veins form, too (Pl. VI, Fig. 2). Thus, there form acid plagioclase-epidote-amphibole (uralite, actinolite)-quartz (calcite) parageneses, which could be included in the epidote



amphibolites facies. Given the presence of epidote within this paragenesis, we estimate that this metamorphism took place at a temperature of about 400—500°C (Winkler, 1970; Coleman, 1977).

At lower temperatures, melanocratic minerals are chloritized, plagioclase is albitized or kaolinized and here and there silicification phenomena with sulphide deposition occur, too. Small prehnite veins form as well. The resulting paragenesis consists of albite-chlorite-calcite (prehnite) and is characteristic of the greenschist facies (Sav u, 1967).

During the final stage of hydrothermal activity, small zeolite and calcite veins form on the fissures of the basic rocks; sometimes these affect the gabbros as well. This association, frequently found in the amygdaloids of the basalts in the eastern part of the Mureș zone, points to the zeolitic metamorphism facies (Sav u, 1967).

Geochemistry

a) All the main types of basic eruptive rocks (Tab. 1—3) have been analysed chemically and spectrally in order to establish the geochemical features of the ophiolites of the Julița gabbroic body and of its surroundings.

The petrochemical data we obtained point to the fact that the basic rocks formed of silica saturated magmas, SiO_2 varying between 47 and 51%; they are rich in Fe_2O_3 (1.20—5.60%), FeO (2.45—12.21%) and CaO (7.37—15.44%), while the alkalis are somewhat lower, with extremely small K_2O contents. The rocks whose FeO content exceeds 8%, contain a certain vanadiferous titanomagnetite quantity, fact proved by the presence in the same analyses of more than 3% TiO_2 contents.

On the contrary, the granophyric rocks and the albite plagioclites are poor in ferromagnesian oxides and CaO (2.60—7.86%) and present high SiO_2 contents (58—75.57%) and alkalis, especially Na_2O (4.77—5.98%); the K_2O content is reduced both in these rocks and in the gabbros. The high Na_2O content is the result of intense albitization of rocks.

The diagram of Figure 3 drawn up after Kuno (1968) shows that the basic rocks of this region, as well as those of the first stage of the initial Alpine magmatism in the Mureș zone, originate in a basaltic magma of the tholeiitic series (Sav u et al., 1978). Few rocks, represented by different petrographic types of this region, are richer in plagioclase and belong to the domain of basaltic magmas rich in Al_2O_3 . Out of these, two pegmatoid gabbros originating in residual magmas (nr. 1 and 9) are placed near the line which delimits the alkaline basalts.

The granophyres and the plagioclites, albitized rocks with high SiO_2 and Na_2O contents, lie on either side of the line that delimits the series of tholeiitic rocks from those rich in Al_2O_3 .

The tholeiitic magma differentiated weakly and as it can be seen from the diagram of Figure 4, this differentiation originated in the parental magma and developed on two directions. One of the directions



TABLE 1

Chemical composition of the rocks

No	Sample number	Rock type	Emplacement	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	S	Fe (FeS ₂)	Total
1	104/67	Pegmatoid gabbro	Julița	47.10	14.08	5.58	9.42	0.19	5.36	10.23	3.00	0.14	3.17	0.15	—	1.20	0.02	—	99.64
2	38/75	Hyperite	Mureș Valley	47.67	21.81	1.63	3.72	0.10	7.65	13.91	1.78	0.06	0.39	0.05	—	1.39	0.07	0.06	100.24
3	41/67	Gabbro porphyrite	Mureș Valley	48.68	17.34	2.21	6.97	0.16	7.18	10.94	2.36	0.11	1.18	0.18	—	2.30	traces	—	99.61
4	37/75	Gabbro	Mureș Valley	48.72	15.76	2.43	7.62	0.18	7.80	11.28	2.18	0.05	1.10	0.15	—	2.67	—	—	99.94
5	42/67	Gabbro	Mureș Valley	48.87	16.81	2.25	5.22	0.13	9.60	3.07	1.91	0.07	0.60	0.07	—	1.40	0.03	0.03	100.06
6	32/67	Basalt	Mureș Valley	49.43	15.03	4.37	6.97	0.18	6.62	9.71	3.31	0.22	1.67	0.22	—	1.88	0.03	0.03	99.67
7	11/76	Beerbachite	Horga Brook	49.45	15.65	3.30	7.16	0.16	6.78	10.39	2.80	0.25	1.42	0.19	—	2.34	traces	—	99.89
8	39/67	Gabbro	Mureș Valley	49.50	15.99	3.06	6.03	0.17	8.11	12.10	2.25	0.08	1.04	0.11	—	1.67	0.03	0.03	100.17
9	17/76	Pegmatoid gabbro	Dragova Valley	49.50	14.25	2.41	12.21	0.28	3.63	7.37	3.73	0.38	3.41	0.75	—	1.38	0.15	0.13	99.58
10	14/76	Dolerite	Dragova Valley	49.60	15.15	2.71	7.14	0.16	7.72	10.86	2.46	0.21	1.49	0.18	—	1.89	traces	—	99.57
11	42/75	Olivine gabbro	Dimbovița Valley	49.72	18.45	2.05	5.08	0.14	8.53	12.73	2.11	0.08	0.48	0.04	—	0.75	0.05	0.04	100.25
12	101/67	Gabbro	Dimbovița Valley	49.78	18.12	2.21	5.33	0.13	7.35	12.64	2.43	0.10	0.80	0.09	—	0.96	0.05	0.04	100.03
13	43/67	Gabbro	Mureș Valley	49.86	19.04	1.23	3.36	0.09	7.97	15.44	1.95	0.07	0.36	0.04	—	0.68	0.04	0.03	100.16
14	34/75	Hyperite	Julița	49.87	16.45	2.13	6.48	0.17	8.82	12.65	1.87	0.06	0.66	0.04	—	0.82	0.09	0.08	100.19
15	110/67	Quartziferous diorite	Julița	49.88	14.86	2.92	8.04	0.21	6.20	9.36	2.99	0.33	3.26	0.12	—	1.47	0.03	0.03	99.70
16	43/75	Gabbro	Bătuța	49.93	15.87	2.73	5.49	0.15	8.57	12.52	2.17	0.08	0.74	0.08	—	1.74	0.05	0.04	100.16
17	10/76	Dolerite	Julița	49.94	15.44	3.59	6.84	0.14	6.64	9.30	2.90	0.23	1.42	0.19	—	3.01	0.02	—	99.66
18	91/67	Dolerite	Sincova Valley	50.05	15.07	3.03	7.94	0.19	7.17	11.35	2.22	0.08	1.23	0.14	—	1.51	traces	—	99.98
19	45/67	Gabbro	Mureș Valley	50.09	16.20	1.92	5.49	0.14	8.89	12.98	2.31	0.13	0.70	0.08	—	0.88	0.06	0.05	99.92
20	35/75	Beerbachite	Julița	50.22	15.31	3.97	7.34	0.16	6.79	10.63	3.09	0.08	1.71	0.23	—	1.47	0.05	0.04	100.09
21	44/75	Hyperite	Bătuța	50.46	16.36	2.02	5.52	0.16	8.63	13.22	2.21	0.06	0.44	0.03	—	1.09	0.08	0.07	100.35
22	36/75	Beerbachite	Julița	50.59	15.72	3.14	6.95	0.16	7.10	10.92	3.13	0.08	1.38	0.20	—	0.44	0.04	0.03	99.88
23	47/67	Hyperite	Julița Valley	50.63	15.75	2.26	6.69	0.18	9.21	11.63	2.24	0.08	0.65	0.04	—	0.56	0.05	0.04	100.01
24	47/67	Gabbro	Mureș Valley	50.68	14.99	2.71	7.21	0.17	7.71	12.22	2.41	0.11	1.06	0.09	—	0.63	0.09	0.08	99.66
25	5/76	Pegmatoid gabbro	Julița Valley	51.32	15.00	2.24	8.66	0.18	6.37	8.96	3.28	0.35	1.18	0.18	—	1.75	0.04	0.03	100.04
26	32/75	Granophyre	Julița	58.76	18.87	1.53	2.45	0.07	2.43	7.52	5.11	0.42	1.40	0.42	0.12	0.94	—	—	100.04
27	33/75	Granophyre	Julița	62.26	18.22	0.99	1.58	0.03	2.10	7.86	4.77	0.26	0.23	0.21	—	0.83	—	—	99.86
28	88/67	Albitic plagioplite	Sincova Valley	66.42	16.43	0.96	1.66	0.06	1.71	4.59	6.17	0.23	0.49	0.13	—	0.77	—	—	99.62
29	94/67	Albitic plagioplite	Sincova Valley	72.13	14.84	0.67	0.47	0.01	0.58	4.09	5.98	0.10	0.47	0.14	—	0.52	0.03	0.03	100.06
30	95/67	Albitic plagioplite	Sincova Valley	75.57	13.56	0.56	0.28	0.01	0.35	2.60	5.77	0.12	0.27	0.07	—	0.55	traces	—	99.71

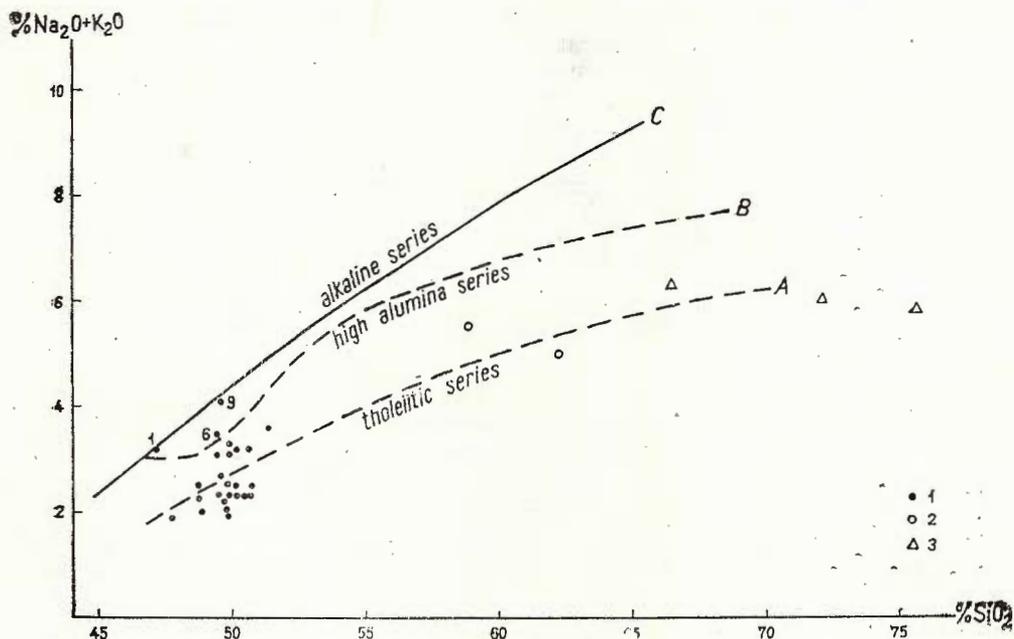


Fig. 3. — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ diagram for different series of basaltic rocks after Kuno (1968). 1, basic rocks; 2, granophyres; 3, albite plagioclites.

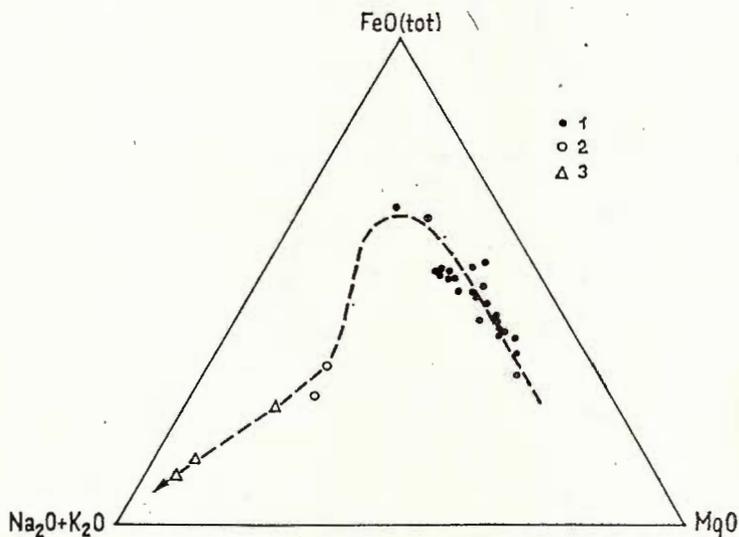


Fig. 4. — $\text{Fe}(\text{tot})-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram (the same legend as for Fig. 3).



consisted in a weak MgO enrichment (olivine) of the magma at the beginning of fractional crystallization, generating the olivine gabbros and hyperite separations with a low TiO₂ content. The second direction consisted in the separation of residual magmas; first, these magmas were rich in iron oxides and TiO₂ and out of them the vanadiferous titanomagnetite gabbros and some pegmatoid gabbros formed; later on, they enriched in volatile components and Na₂O, being the source of the albitic and granophyric plagioplite veins.

The difference consists in the fact that the differentiation of the first two cases regarded the tholeiitic magma intrusion out of which the gabbro body formed by means of fractional crystallization; on the other hand, residual magmas, out of which the granophyres and plagioplites formed, separated from the contaminated basaltic magma and migrated from depth to surface.

These conclusions are also accounted for by the variation of magmatic parameters (Burri, 1959) of the rocks (Tab. 2), which contributed to recognizing the magma types out of which these rocks crystallized. The gabbroic and leucogabbroic magmas are characteristic of the basic rocks, some of them having a higher *alk* parameter, others with a higher *c* and a smaller *fm* parameters than those of the normal ones. Within the granophyres and the plagioplites, the granodiorite and trondhjemite magmas rich in Na₂O are worth mentioning; these differentiated from a basaltic magma contaminated with sialic material, during the late phase of the first stage of evolution of primary magmatism.

b) In 30 samples, Ni, Co, Cr, V, Sc, Zr, Y, Yb, Nb, Ba, Sr, Cu, Ga, Sn, Be, U and Th (Tab. 3) have been determined by emission spectrography in order to describe the minor elements contained by the rocks of the Julița gabbroic body. The behaviour of these elements within the series of the rocks analysed was influenced by the weak differentiation of the tholeiitic magma.

Thus, the cobalt, vanadium and scandium contents vary between narrow limits, their medium values being: 39.5 ppm Co, 284 ppm V and 36 ppm Sc, resembling the clarkes characteristic of basic rocks. The high V content (1200 ppm) from analysis nr. 1 is due to the presence of vanadiferous titanomagnetite and ilmenite in the pegmatoid gabbro.

These elements have low values in granophyres and plagioplites, while vanadium has generally values equal to those of the basic rocks which point to the filiation relation among these rocks.

The nickel and the chromium vary within larger limits. The Cr—Ni (Fig. 5) diagram points to the fact that within the rocks richer in iron and titanium, the contents of these elements decrease a lot. The Cr/Ni ratio varies between 1 and 5 for almost all the basic rocks, while for those rich in iron and titanium and formed of basic residual magmas, this ratio is subunitary reaching even the value 0.1. Low Cr and Ni contents have been found in granophyres and plagioplites.



TABLE 2

Niggli parameters

No	Sample number	Si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Magma type
1	105/67	111.0	19.6	47.6	25.9	6.9	0.02	0.39	0.54	5.7	0.14	0.35	-16.6	27.5	32.7	39.8	Gabbroic
2	38/75	104.9	28.4	34.9	32.7	4.0	0.03	0.72	0.94	0.5	0.13	0.23	-11.1	31.7	40.8	27.5	Leucogabbroic
3	41/67	114.4	24.0	43.0	27.5	5.5	0.03	0.58	0.64	2.1	0.14	0.22	-7.6	31.5	35.9	32.6	Gabbroic
4	37/75	112.0	21.4	45.9	27.7	5.0	0.03	0.58	0.60	1.9	0.14	0.22	-8.0	30.6	32.9	36.5	Gabbroic
5	42/67	105.6	21.4	44.2	30.2	4.2	0.03	0.70	0.68	1.0	0.13	0.28	-11.2	29.6	33.0	37.4	Gabbroic
6	32/67	118.4	21.2	46.0	24.9	7.9	0.04	0.51	0.54	3.0	0.14	0.37	-13.2	29.5	34.8	35.7	Gabbroic
7	11/76	117.9	22.0	44.6	26.5	6.9	0.06	0.54	0.59	2.6	0.14	0.30	-9.7	30.6	34.7	34.7	Gabbroic
8	39/67	112.0	21.3	44.3	29.4	5.0	0.03	0.62	0.66	1.8	0.14	0.31	-0.8	30.9	35.7	33.4	Gabbroic
9	17/76	130.4	22.2	47.0	20.7	10.1	0.06	0.30	0.44	6.8	0.95	0.15	-10.0	30.9	35.7	33.4	Gabbroic
10	14/76	116.2	21.0	45.8	27.3	5.9	0.05	0.59	0.60	2.7	0.14	0.26	-7.4	30.7	32.8	36.5	Gabbroic
11	42/75	109.8	24.0	41.3	30.1	4.6	0.03	0.68	0.73	0.8	-	0.27	-8.6	31.2	35.9	32.9	Gabbroic
12	101/67	105.6	22.7	36.7	35.5	5.1	0.03	0.64	0.97	1.3	0.13	0.27	-14.8	29.1	35.5	35.4	Gabbroic to leucogabbroic
13	43/67	109.9	24.6	34.6	36.4	4.4	0.03	0.75	1.05	0.7	-	0.25	-7.7	31.6	36.3	32.1	Gabbroic to leucogabbroic
14	34/75	109.5	21.4	44.7	29.8	4.1	0.03	0.65	0.67	1.2	-	0.22	-6.9	30.8	32.4	36.8	Gabbroic
15	110/67	124.0	21.8	45.7	24.9	7.6	0.06	0.50	0.54	6.1	0.15	-0.24	-6.4	31.1	33.9	35.0	Gabbroic
16	43/75	112.3	21.1	43.9	30.1	4.9	0.03	0.65	0.69	1.2	0.14	0.31	-7.3	30.8	32.5	36.7	Gabbroic
17	10/76	123.3	22.4	45.7	24.6	7.3	0.04	0.54	0.54	2.7	0.15	0.33	-5.9	31.8	34.8	33.4	Gabbroic
18	91/67	116.5	20.7	46.0	28.3	5.0	0.03	0.54	0.62	2.1	0.14	0.26	-3.5	31.7	31.5	36.8	Gabbroic
19	45/67	110.6	21.1	43.1	30.8	5.0	0.03	0.68	0.71	1.2	0.13	0.24	-9.4	30.2	32.9	36.9	Gabbroic
20	35/75	116.9	21.0	45.3	26.6	7.1	0.02	0.52	0.59	2.9	0.14	0.33	-11.5	29.8	34.0	36.2	Gabbroic
21	44/75	111.7	21.4	42.6	31.2	4.8	0.03	0.67	0.73	0.7	-	0.25	-7.5	30.8	32.9	36.3	Gabbroic
22	36/75	118.1	21.6	43.9	27.2	7.3	0.02	0.56	0.62	2.5	0.14	0.28	-11.1	30.1	34.7	35.2	Gabbroic
23	6/76	112.0	20.6	46.9	27.6	4.9	0.03	0.65	0.59	1.2	-	0.23	-7.6	30.5	32.0	37.5	Gabbroic
24	47/67	115.9	20.2	44.4	29.9	5.5	0.03	0.59	0.67	1.9	0.14	0.22	-6.1	30.9	31.6	37.5	Gabbroic
25	5/76	125.7	21.6	46.5	23.5	8.4	0.07	0.50	0.51	2.2	0.15	0.22	-7.9	31.2	34.9	33.9	Gabbroic
26	32/75	190.2	35.6	22.0	25.8	16.6	0.05	0.54	1.17	3.5	0.58	0.35	23.8	41.4	45.1	13.5	Almost Granodioritic
27	33/75	213.8	36.9	17.7	28.9	16.5	0.04	0.60	1.63	2.1	0.21	0.35	47.8	45.5	43.3	11.2	Almost Granodioritic
28	88/67	262.1	38.2	18.5	19.4	23.9	0.02	0.54	1.05	1.4	0.24	0.34	66.5	47.6	43.7	8.7	Granodioritic
29	94/67	348.1	42.0	8.4	21.2	28.4	0.01	0.48	2.52	1.7	0.29	0.53	134.5	54.5	40.5	5.0	Trondhjemitic
30	95/67	427.9	45.2	7.1	15.7	32.0	0.01	0.43	2.21	1.4	0.34	0.67	199.9	59.2	38.2	2.6	Trondhjemitic



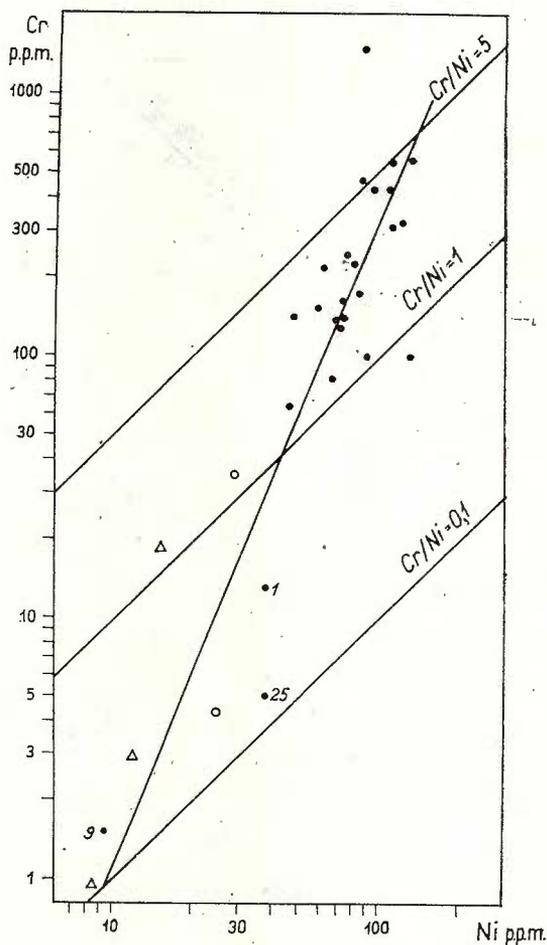
TABLE 3
Trace Elements (p.p.m.)

No	Sample number	Ni	Co	Cr	V	Sc	Zr	Y	Yb	Nb	Ba	Sr	Ga	Cu	Pb	Sn	Be	U ^x	Th ^x	Zr · 10 ³		Y · 10 ³		Yb · 10 ³	
																				TI	TI	TI	TI	TI	TI
1	105/67	38	42	13	1200	38	195	52	6	nd	21	180	34	20	nd	nd	nd	1.1	3.0	10.3	2.7	0.31			
2	38/75	110	26	560	140	22	25	8	0.9	nd	nd	180	14	58	3	nd	nd	0.9	1.3	12.5	4.0	0.45			
3	41/67	68	41	140	205	34	105	31	4	nd	17	125	12	133	nd	nd	nd	1.2	4.8	15.0	4.4	0.57			
4	37/75	83	34	175	290	36	110	28	3.2	nd	11	145	24	100	2.5	nd	nd	1.2	4.8	16.7	4.2	0.48			
5	42/67	110	28	450	320	28	65	16	1.6	nd	38	180	15	32	nd	4	nd	3.0	8.6	18.0	4.4	0.55			
6	32/67	66	52	83	350	36	170	44	5.5	nd	38	180	15	7	nd	4.5	nd	2.5	2.4	12.9	4.0	0.58			
7	11/76	70	48	140	280	45	110	34	5.0	nd	30	120	10	30	nd	nd	nd	2.5	2.4	16.1	3.9	0.40			
8	39/67	75	30	250	300	34	100	24	2.5	nd	12	135	20	50	nd	nd	nd	2.5	2.4	16.1	3.9	0.40			
9	17/76	9.5	52	1.5	230	35	185	75	8.5	nd	55	185	18	19	nd	4.5	nd	0.8	2.0	14.0	4.1	0.51			
10	14/76	120	50	330	310	37	125	37	4.6	nd	27	125	10	20	nd	nd	nd	0.8	2.0	13.1	4.1	0.48			
11	42/75	86	27	480	250	26	38	12	1.4	nd	nd	150	19	56	nd	nd	nd	0.8	2.0	13.1	4.1	0.48			
12	101/67	110	44	320	250	32	62	19	2.6	nd	12	120	13	40	nd	nd	nd	0.5	2.5	12.9	3.9	0.54			
13	43/67	80	32	230	400	37	10	8	1	nd	nd	140	12	47	nd	nd	nd	0.5	2.5	4.8	3.8	0.47			
14	34/75	130	37	570	230	38	52	22	2.3	nd	nd	175	17	58	nd	nd	nd	0.5	2.5	13.3	5.6	0.58			
15	110/67	130	50	100	330	38	190	46	6.7	nd	42	110	16	65	nd	4.5	nd	0.7	2.01	9.7	2.4	0.34			
16	43/75	85	19	1500	220	30	70	20	2.1	nd	nd	140	13	52	2.5	nd	nd	0.7	2.01	15.09	4.5	0.47			
17	10/76	75	46	165	260	48	135	37	5.5	nd	44	140	13	12	nd	5	nd	0.7	2.01	15.9	4.3	0.64			
18	91/67	46	39	65	240	40	100	32	3.8	nd	nd	105	12	80	nd	nd	nd	0.7	2.01	13.5	4.3	0.51			
19	45/67	90	48	100	250	38	60	16	2.2	nd	20	180	11	47	nd	nd	nd	0.7	2.01	14.3	3.8	0.52			
20	35/75	58	37	155	520	39	125	38	4	nd	12	205	29	22	2.5	nd	nd	1.2	2.1	12.2	3.7	0.39			
21	44/75	95	28	440	440	37	43	14	1.5	nd	nd	135	20	82	nd	nd	nd	1.3	1.0	16.5	5.8	0.57			
22	36/75	62	33	220	220	37	140	38	3.5	nd	38	230	27	37	nd	nd	nd	1.1	3.6	16.9	4.6	0.42			
23	6/76	48	42	145	145	33	320	48	6.5	nd	550	340	15	21	6	3	1.3	1.1	11.1	4.3	0.63				
24	47/67	70	50	130	130	45	70	27	4	nd	10	95	11	47	nd	nd	nd	1.1	3.6	11.1	4.3	0.63			
25	5/76	38	54	5	5	37	135	34	5	nd	55	140	16	5.5	nd	nd	nd	1.1	3.6	19.0	4.3	0.51			
26	32/75	25	15	4.5	45	8	115	35	2.7	nd	42	200	17	3.5	nd	2.5	1	1.1	3.6	13.7	4.2	0.32			
27	33/75	28	10	36	36	7	630	28	2.4	nd	32	160	14	2.5	nd	nd	nd	1.1	3.6	140	6.2	0.53			
28	88/67	15	10	19	19	8	520	110	9.5	12	42	200	17	4	nd	2	1.5	1.1	3.6	179	38	3.3			
29	94/67	12	6.5	3	3	9	620	125	12.5	15	35	140	20	3	3	2.5	2.7	1.1	3.6	220	44.5	4.5			
30	95/67	8.5	5	1	1	6.5	480	95	11.5	23	29	175	13.5	10	7	nd	2.4	1.1	3.6	300	59.0	5.9			
	Detection limit									10	10				2	2	1								

* U and Th analyses have been made by I. Tîepac.



Fig. 5. — Cr—Ni diagram (the same legend as for Fig. 3).



During the differentiation of tholeiitic magma from magmas somewhat richer in MgO to those rich in FeO and TiO₂, the Zr, Y and Yb increase gradually. Between the increase of these elements and that of titanium, there exist positive correlations resulting from the distribution of the projection points on the diagram of Figure 6. We notice that these points follow a number of straight lines which represent the medium values of the Zr/Ti, Y/Ti and Yb/Ti ratios. The positive Zr—Ti correlation was pointed out in a previous paper on the ophiolites of the Drocea Mountains (Savu, Udrescu, 1975).

The elements of the rocks originating in contaminated magmas exhibit a number of peculiarities. Thus, the Y, Yb, partially Zr and Ti of granophyres have values comprised within the limits of those of the basic rocks. On the contrary, the contents of these three elements

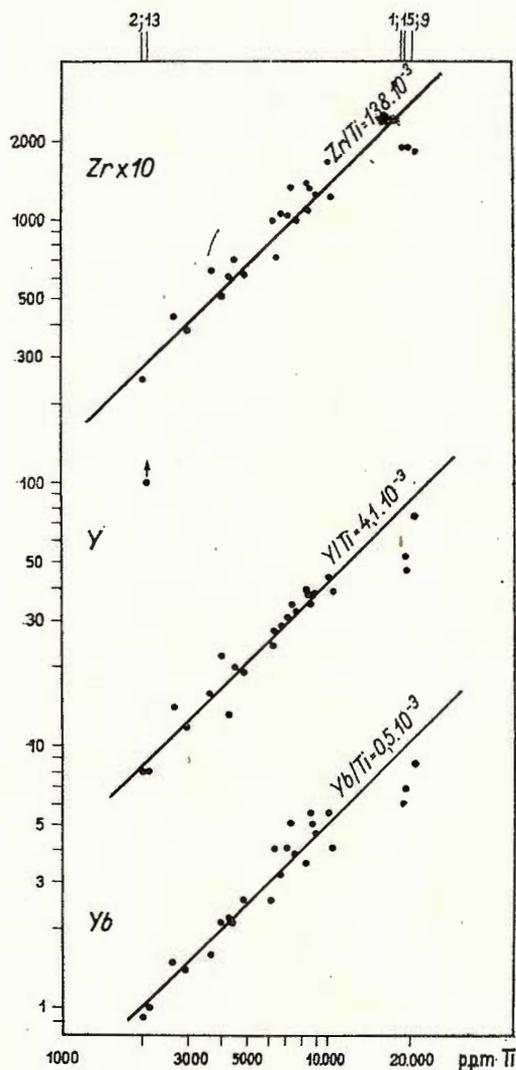


Fig. 6. — Variation diagram of Zr, Y and Yb depending on the Ti of basic rocks.

are very high in the albitic plagioclites : 95—125 ppm Y ; 9.5—12.5 ppm Yb and 480—620 ppm Zr, values which point to the enrichment in these elements of the residual magmas differentiated from the magmas contaminated with silicic material.

The niobium presents detectable contents (> 10 ppm) only in the albitic plagioclites, in which they vary between 12 and 23 ppm.

The barium exhibits a slight increasing tendency along the series of rocks differentiated from the primary basaltic magma. Thus, it increases from the contents below 10 ppm of the rocks rich in MgO,

to 55 ppm at the same time with the Ti in the pegmatoid gabbros and in the group of granophyric and plagioplitic rocks. The Ba contents of the Julița rocks are more reduced than the Clarke of the basic rocks and correlate with the reduced K_2O contents, being a characteristic feature of this gabbroic body and of the ophiolites of this region.

The strontium has close values (95—205 ppm) in all rock types. The copper values determined for these rocks exhibit an unimportant variation. It decreases in granophyres and plagioplitic rocks.

The gallium and the aluminium values of the whole rock series resemble the values characteristic of basic rocks. The lead and stannum values are extremely low, most of them below the detection limit (< 2 ppm). Sn detectable contents are characteristic of the rocks richer in FeO and TiO_2 . The beryllium was detected only in granophyres and plagioplitic rocks.

The U and Th contents of basic rocks are generally low. They increase in the differentiated rocks of the contaminated residual magmas, while the plagioplitic rocks present the highest contents of both elements.

Origin of the Ophiolitic Rocks and of the Gabbroic Body

The primary magma in which originated the rocks of the basalt-anamesite-doleritic complex that contains the Julița gabbroic body was a SiO_2 saturated tholeiitic magma (Fig. 3); this holds true for the Julița gabbroic body as well. This magma formed in the upper mantle as a pyrolith (Green and Ringwood, 1966), by the partial melting of the peridotitic substratum and evolved towards a pyroxene ± olivine basaltic magma which erupted as important submarine flows on the Mesozoic ocean floor of the Mureș zone (Savu, 1976).

This peculiar feature of the parental magma is pointed out by the diagram of Figure 7, drawn up after Pearce and Cann (1973) and on which basic rocks are projected within field B characteristic of the ocean floor basalts.

Successive anamesite and dolerite submarine eruptions which contain basalts in pillow lava facies erupted during Jurassic till Oxfordian and formed a basic effusive complex, over 3000 m thick.

This mass of basic rocks was intruded by a basaltic magma which led to the formation of the gabbroic body; this one has the form of an intrusive nappe and brings about the metamorphism of effusive rocks in the contact zone.

But for the granophyres and plagioplitic rocks, all the basic rocks of this region exhibit the features of ophiolitic rocks (Savu, 1962); on the QLM diagram of Figure 8, they are in the projection field of the Alps, Apennines and Dinarides ophiolites, studied by Burri and Niggli (1945).

The intruded basaltic magma starts differentiating *in situ*, by means of fractional crystallization and gravitational accumulation under the control of oscillating pressure of the volatile substances solved in



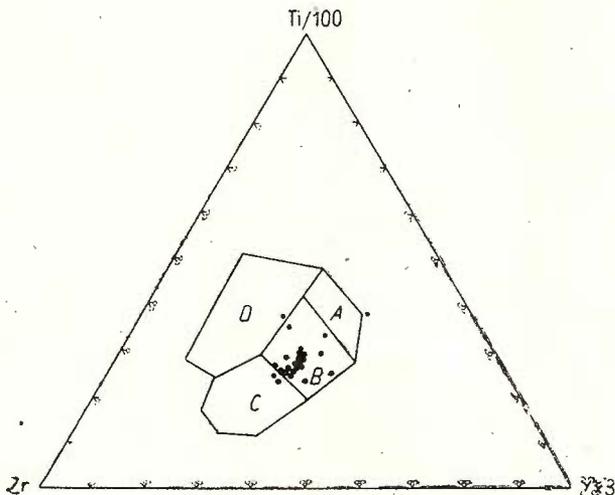
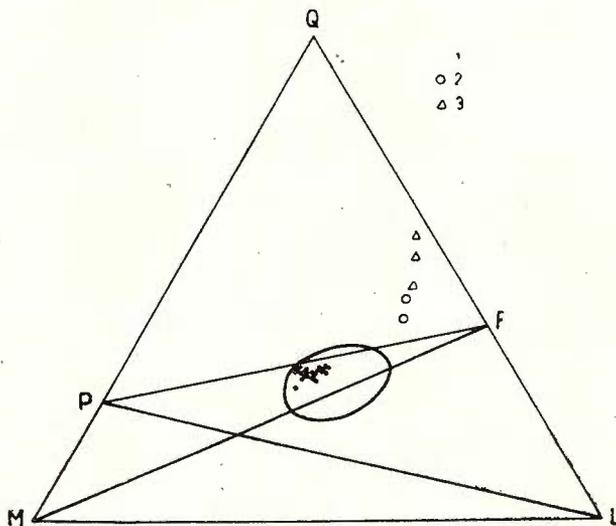


Fig. 7. — Ti—Zr—Y diagram.

Fig. 8. — QLM diagram.
(the same legend as for
Fig. 3).



the fluid magma, as it was the case with the Almaş-Selişte gabbroic body (Cioflica, Savu, 1963). The lower horizon with rhythmic stratification and xenomorphic or poikilitic magnetite crystals and the homogeneous upper horizon with small separations of olivine gabbros, hyperites, titanomagnetite and pegmatoid gabbro bands form in this way.

The first types of rocks point to the enrichment of magma in MgO and FeO, while the titanomagnetite and pegmatoid rocks point to residual magmas (Kennedy, 1948; Walker, 1953).

The concentration of iron and titanium in the residual gabbroic magmas in the titanomagnetite-ilmenite-rutile form, takes place successively (Sav u, 1973) between 1000° and 700°C (Sav u, Udrescu, 1967).

The reduced iron concentration of Julița residual magmas was caused by the reduced oxidating degree of the gabbroic magma ($W = 0.15-0.37$) which influenced the modification of the FeO/Fe_2O_3 ratio in favour of the ferric oxide (Kennedy, 1948); the iron was caught in the network of melanocratic minerals (pyroxenes and olivine).

During the final phase of the evolution of the ophiolitic magmatism, the differentiation of the magma brings about the formation of granophyric rocks and plagiaplites rich in Na_2O which cross the gabbroic body. This body is also crossed by parallel veins (sheeted dykes) of basic rocks originating in late basaltic magmas.

Conclusions

The Julița gabbroic body is intruded in the basalt-anamesite-doleritic complex of the first stage of evolution of the Alpine initial magmatism of the South Apuseni Mountains to which it belongs.

It has a rudimentary stratified texture with a rhythmic stratification horizon (layered rocks) in the basis and an upper gabbroic horizon with separations and schlieren of different gabbro types.

It is to be noted that in the uneroded northern contact zone, the gabbroic intrusion metamorphosed the basalt-doleritic rocks changing them in pyroxene hornfelses (beerbachites). The basic rocks are then affected by postmagmatic metamorphism processes.

Petrochemically, the parental magma is a tholeiitic magma — partially contaminated with sialic material — which differentiates into magmas (granophyric) rich in Na_2O , SiO_2 and volatiles.

Tholeiitic magma formed in the upper mantle and its products exhibit features characteristic of the ocean floor basalts and represent ophiolitic rocks similar to those from the Alps, Apennines and Dinarides.

REFERENCES

- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. *Birkhäuser Verl.*, Basel u. Stuttgart.
- Niggli P. (1975) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I. *Publ. des Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender*, 3, Zürich.
- Cioflica G., Savu H. (1962) Neue Beiträge zur Kenntnis der Bildungsmöglichkeiten der Titanomagnetite im Drocea-Gebirge. *Rev. Géol. Géogr., Acad. R.P.R.*, p. 123—137, București.
- Savu H. (1963) La stratification rythmique du dyke de gabbro d'Almaș-Săliște (Monts Drocea). *Rev. Géol. Géogr. Acad. R.P.R.*, VII, 1, p. 71—83, București.



- Coleman R. G. (1977) Emplacement and metamorphism of ophiolites. In: High Pressure-Low Temperature Metamorphism of the Oceanic and Continental Crust in the Western Alps. p. 3—32, Torino.
- Giuşcă D., Bleahu M., Borcoş M., Dimitrescu R., Kräutner H., Savu H. (1968) Neogene Volcanism and ore Deposits in the Apuseni Mts. *Guide to Excursion 48 AC-Romania. Inst. Geol. Congr. XXIII Sess. Prague 1968*, 51 p., Bucureşti.
- Green D. H., Ringwood A. E. et al. (1966) Petrology of the Upper Mantle. *Dept. of Geophysics and Geochemistry. Australian National University. Publ. 444.*
- Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1974) Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks, Drocea Mountains, Romania. *Bull. Volc. XXXIII—4*, p. 1110—1124, Napoli.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
- Kennedy G. C. (1948) Equilibrium between volatiles and iron-ores in igneous rocks. *Amer. J. Sci.* 246, 9, New Haven.
- Kuno H. (1968) Parental basalt magmas. Basalt II. The Poldervart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. New York.
- Laţiu V. (1957) Contribuţii la studiul micrografic al procesului de epidotizare şi spilitizare din rocile diabazice ale eruptivului Munţilor Drocea (regiunea Arad). *Bul. st. tehnic Inst. Politehn. Timişoara*, 2 (16), 1, p. 273—281.
- Mac Gregor A. G. (1931) Scottish pyroxene-granulite hornfelses and Odenwald beerbachites. *Geol. Mag.*, LXVIII, p. 506—521, Cambridge.
- Pearce J. A. and Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth a Planetary Sci. Let.* 19, p. 290—300, Amsterdam.
- Savu H. (1962) Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţii la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol. XXXII*, p. 211—248, Bucureşti.
- (1967) Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 11 (1—3), p. 59—70, Budapesta.
- (1968) Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de Roumanie. *An. Inst. Géol.*, XXXVI, p. 143—175, Bucureşti.
- (1973) Succession dans la séparation des oxides et des sulfures des magmas ophiolitiques de la zone du Mureş (Monts Apuseni). *Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr. Série Géologie*, 17, 1, p. 15—20, Bucarest.
- (1976) Considerations on display conditions and evolution of the Alpine ophiolitic magmatism of the mobile Mureş zone (Apuseni Mountains). *Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr. Série Géologie*, 20, 1, p. 67—75, Bucureşti.
- Udrescu Constanţa (1975) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance. *Congres X Asoc. Carp.-Balc., Bratislava 1973, Sect. IV*, p. 214—221.



- Udrescu Constanța (1967) Paleotemperatura și geochimia gabbrourilor de la Cuiăș (Munții Drocea). *D.S. Com. Stat Geol.*, LIII/2, p. 185—217, București.
- Berbeleac I., Călinescu Erna, Florescu Rodica, Zămircă Alla (1978) Structure and origin of the Bunești gabbroic body (Metaliferi Mountains). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/1, p. 173—191, București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology.* McGraw-Hill B. C., New York.
- Wager L. R., Brown G. M. (1968) *Layered Igneous Rocks.* Oliver a Boyd, Edinburgh and London.
- Walker F. (1953) The pegmatitic differentiates of basic sheets. *Amer. J. Sci.*, 250, 1, New Haven.
- Winkler H. G. F. (1970) Abolition of Metamorphic Facies. *N. Jahrbuch f. Mineralogie, Monatshefte*, 5, p. 189—248, Stuttgart.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

- Fig. 1. — General view of the rhythmic layered zone on the DN 7 road, west of Julița.
- Fig. 2. — Detail within the rhythmic layered zone on the DN 7 road, west of Julița.

Plate III

- Fig. 1. — Gabbros crossed by granophyre veins (white) in a small quarry, north-east of Julița.
- Fig. 2. — Poikilitic magnetite crystal of the rhythmic layered horizon. DN 7 road, west of Julița. Nic. II, $\times 10$.
- Fig. 3. — Twins characteristic of the plagioclase crystals. The Dimbovița brook. Nic. +, $\times 10$.

Plate IV

- Fig. 1. — Hyperite with elongated plagioclase crystals, included in a hypersthene crystal. Sincova valley. Nic. ||, $\times 10$.
- Fig. 2. — Xenomorphic pyroxene crystal with elongated plagioclase crystals, of a hyperite vein from the beerbachite zone. NE of Julița. Nic. ||, $\times 10$.
- Fig. 3. — Xenomorphic olivine crystal of the preceding figure hyperite. Nic. II, $\times 4$.
- Fig. 4. — Diopside crystal with iron oxide separations on cleavages. Julița valley. Nic. II, $\times 26$.

Plate V

- Fig. 1. — Structure of granophyres of the quarry north-east of Julița (Pl. III, Fig. 1). Nic. +, $\times 11$.



Fig. 2. — Gabbrodoleritic rock whose clinopyroxene was partially transformed into a brown amphibole which recrystallized, in its turn, in fine diopside crystals. Julița valley. Nic. II, $\times 12$.

Fig. 3. — Heterogeneous structure of some beerbachitic rocks of the contact zone from the central part of the Julița body. Nic. II, $\times 4$.

Plate VI

Fig. 1. — Beerbachite with clinopyroxene megacrystals impregnated with magnetite on borders. Contact zone north-east of Julița. Nic. II, $\times 15$.

Fig. 2. — Cross-section through an epidizite vein consisting of pistacite (grey) and quartz (white). DN 7 road, west of Julița. Nic. II, $\times 15$.

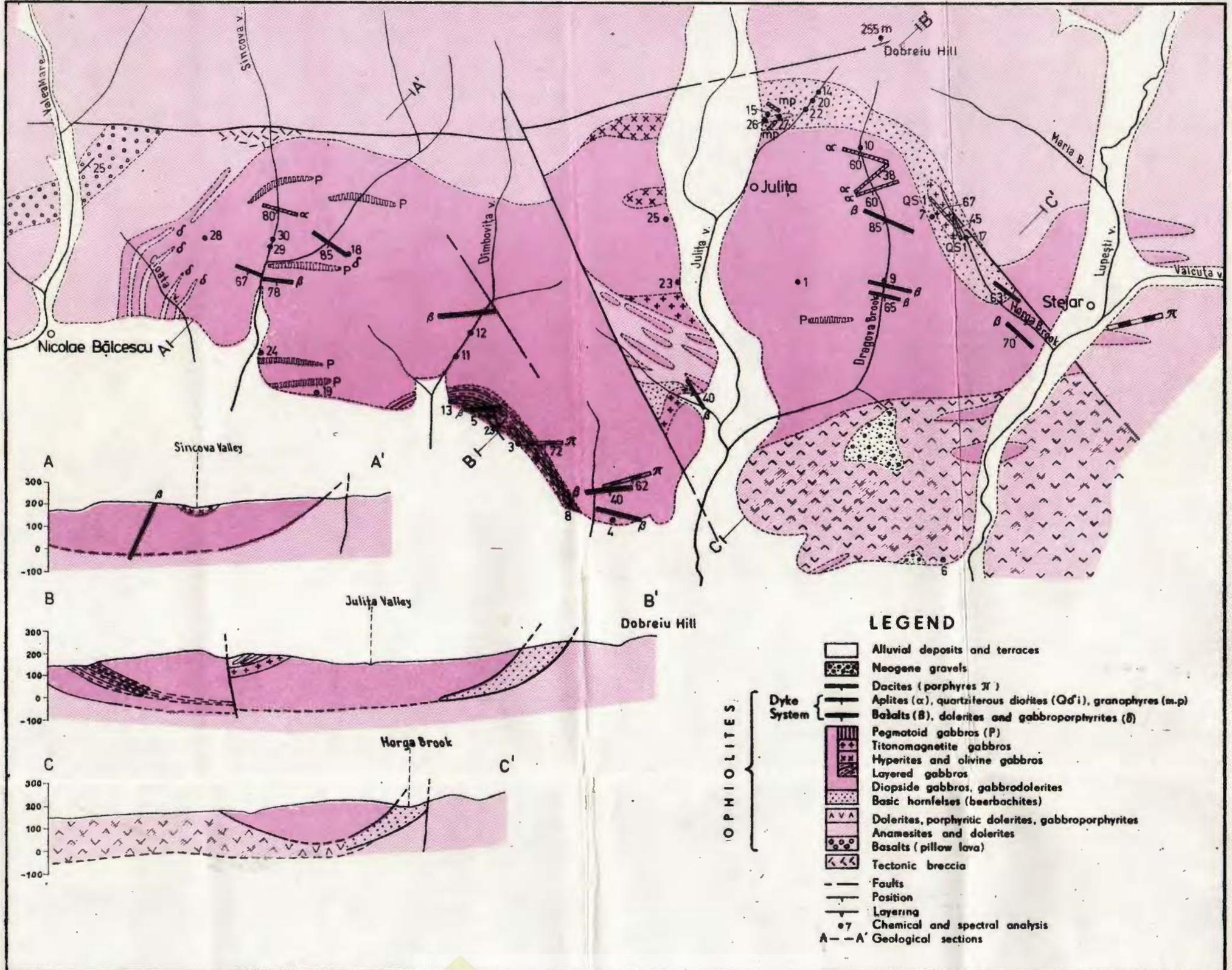
Fig. 3. — Beerbachite with relics of doleritic rock and plagioclase megacrystals, from the contact zone of the central part of the gabbroic body. Nic. II, $\times 4$.



GEOLOGICAL MAP OF THE GABBRŌIÇ BODY OF JULIȚA (DROCEA Mts.)

H. SAVU et al. Julița Gabbroic Body - Alpine Ophiolites of the Drocea Mountains

PI. I



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS
OF THE MESOZOIC OPHIOLITES OF THE RARĂU-HĂGHIMAŞ
MARGINAL SYNCLINE¹

BY

DOINA RUSSO-SÂNDULESCU², CONSTANŢA UDRESCU²,
ALEXANDRINA MEDEŞAN²

Ophiolites. Mesozoic. Petrochemistry. Ocean floor. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Hăghimaş Mountains.

Sommaire

Les caractéristiques pétrochimiques des ophiolites mésozoïques du synclinal marginal Rarău-Hăghimaş. Les roches magmatiques du synclinal marginal Rarău-Hăghimaş ont une position allochthone, étant englobées dans le Wildflysch éocrétacé comme klippe sédimentaires ou constituant des lambeaux de recouvrement appartenant aux nappes transylvaines qui surmontent la formation de Wildflysch bucovinien (Sândulescu, 1975, 1976). La présence, parmi les roches magmatiques des ultrabasites (représentées par des péridotites lherzolitiques) aussi bien que des basites (écoulements de lave massifs, pillow-lava, filons doléritiques), des tuffites et des radiolarites mène à la conclusion que tous ceux-ci proviennent d'un complexe de type ophiolitique dilacéré pendant les processus tectogénétiques. L'analyse des roches ophiolitiques a révélé le fait que beaucoup ont des caractères typiques pour celles qui sont générées dans des zones de fond océanique, confirmant et renforçant ainsi l'hypothèse selon laquelle le domaine transylvain, d'où proviennent ces roches, présentait une croûte de ce type.

Most of the ophiolitic rocks of the Rarău-Hăghimaş marginal syncline present an allochthonous position. They are embedded as sedimentary klippe in the Eocretaceous Wildflysch formation or take part

¹ Received on May 17 1979, accepted for publication on May 17 1979, presented at the Meeting of May 22 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



in the structure of the nappe outliers which belong to the Transylvanian nappes covering this Wildflysch formation (Săndulescu, 1975, 1976).

The series of a classical ophiolitic complex are difficult to follow because of the discontinuous occurrence and the reduced number of relationships which could point to the age of these ophiolites; however, we could distinguish some characteristic features of such a complex by means of recognizing an ultrabasic plutonic group, some doleritic vein rocks and a basic, volcanic group consisting of breccias and volcanic pyroclastites, massive flows and pillow-lava, as well as some radiolarian cherts and jaspers.

1. Group of the ultrabasic rocks

The ultrabasic rocks predominate in the nappe outliers lying north of the Rarău syncline, west of Breaza locality where one may see their most fresh types; among the rocks of the ultrabasic group, besides the more or less serpentinized peridotites, there appear some carbonated rocks formed of serpentinites, as well as listvenites and opicalcites which occur as sedimentary klippe in the Wildflysch of both the Rarău and the Hăghimaş Mountains.

1.1. The thorough examination of the peridotitic rocks of the nappe outliers pointed out a certain petrochemical variation represented by the presence of lherzolites alongside thin harzburgite zones and olivine websterites sometimes.

a) The Măcieşul nappe outlier, which lies on the slope trending to the south from under the peak bearing the same name, contains serpentinites with rather fresh relics of the rocks rich in orthopyroxene, namely websterites. The microscope examination reveals the presence of orthopyroxenes of megacrystal dimensions with clinopyroxene exsolutions in comparison with the clinopyroxenes and the olivine. The olivine is serpentinized (cellular textures emphasized by the disposing of serpentinite minerals and fine magnetite powder on the border of the initial crystal), while clino- and orthopyroxene are still fresh. In the case of a strong serpentinization, the former orthopyroxene which is replaced by bastite may be recognized by its initial dimensions. The small, brown spinel exhibits the same features both in serpentinites and in fresh rocks. Out of the serpentinite minerals the ortho- and clinochrysotile are predominant; this one develops in randomly oriented veinlets which cross the serpentinite whose initial texture is hard to recognize.

b) The nappe outlier lying between the Mostici and Păltiniş brooks consists of mostly serpentinized rocks, fact due to which at first sight it has a homogeneous aspect; the examination of fresh relics showed that both on microscopic scale and on the whole outcropping surface, there exist some differences of composition.



In the southern part of the nappe outlier, the predominant rocks are those richer in orthopyroxene, namely websterites; the lherzolites largely develop in the central part, while the harzburgites occur northward, near the Păltiniș valley.

It is worth mentioning that the websterite area contains chromite knots of decimetric dimensions, which appear as erosion resistant blocks on the peak north of the Mostici valley.

Generally, the ultrabasic rocks of this nappe outlier are mainly represented by poor clinopyroxene lherzolites interbedded, on a small scale, with thin harzburgite zones or olivine websterites. Microscopically, there appear some composition variations caused by preferentially oriented orthopyroxene megacrystals with finely crystallized olivine and some clinopyroxene round them, which alternate with mainly olivine laminae; the chromite is associated with the orthopyroxene and moulds its borders.

The anthophyllite was met in some tectonization zones on the eastern border of the ultrabasic rocks nappe outlier.

c) The Glodu peak nappe outlier lies between the Tătarca valley (right slope) and the Păltiniș valley (left slope). Here, the composition variations are less obvious macroscopically and the peridotites present massive, serpentinized aspects on large areas. The less affected zones contain clinopyroxene-poor lherzolites with a slightly banded microscopic structure, resembling those previously described. The orthopyroxene megacrystals (0.5—1 cm) with preferential trendings often present clinopyroxene exsolutions (Pl. I, Fig. 1) on about 80% of the crystal and only one marginal band is unitary. Within this marginal zone, there appear sometimes olivine inclusions; the orthopyroxene contours present, to their largest part, concavities, while the olivine which is aggregated round the orthopyroxene is subautomorphic and presents reduced dimensions. The clinopyroxene appears as small xenomorphic grains and rarely with orthopyroxene exsolutions (Pl. II, Fig. 2); sometimes it forms lenticular agglomerations with or without orthopyroxene which lead to the very pyroxenites (generally, the orthopyroxene is largely crystallized). Mention should be made of the fact that the presence of the exsolutions both in the orthopyroxene and in the clinopyroxene, points to a number of "ondulations" of the megacrystals along the prism cleavages. Among the orthopyroxene crystals there appear xenomorphic chromiferous spinel aggregates, while the olivine laminae contain smaller grains (round the Glodu peak, the olivine laminae have centimetric thicknesses).

Round the Glodu peak, there also occur minor amphibole phases, of light brown colour, with positive biaxial and $Cng = 27^\circ$ (titaniferous pargasite?), as well as narrow brecciation zones on which the anthophyllite forms.

We should also mention that within this nappe outlier, on a small peak lying SW of the Păltiniș peak, the ultrabasic rocks are covered by some basic tuffs with rare elements of serpentinite minerals and



plagioclase crystalloclasts; the tuffs are highly indurated and prehnitized (Pl. I, Fig. 4). The prehnite is present both on fissures and all over the basic tuff.

d) North of the Tătarca peak, as a continuation of the Glodu peak nappe outlier and separated from it by means of erosion, there occurs another small nappe outlier formed of serpentized rocks — the Tătarca nappe outlier. These rocks reveal of the initial texture only some bastite megacrystals (the former orthopyroxene?), olivine fragments, of a cellular network of serpentinite minerals and a colourless amphibole with $2V_{ng} = 68^\circ$ (Pl. I, Fig. 3) with rare clinopyroxene relics. The relationships between the amphibole and the other minerals are ambiguous: sometimes the former has subautomorphic contours with primary aspect and is associated with the olivine; other times it develops along some breccification zones on former minerals, and the whole association, the amphibole inclusively, is then serpentized. Given the fact that some amphibole contours seem to have a primary character within this nappe outlier, we could speak of amphibole peridotites. Otherwise, we have already pointed out the rare occurrence of the amphibole within the Glodu peak nappe outlier.

e) The petrographic and microscopic study of the peridotites of all the nappe outliers described above, as well as of some klippe of the Wildflysch (the right slope of the left tributary of the Răchitiș valley and south of the Glodu peak within the Rarău syncline, as well as the Criminiș and Pietra Runcului Mountains within the Hăghimaș syncline) pointed to their common origin, namely to their appartenance to the orthopyroxene-rich lherzolites (thin websterite or harzburgite zones and sometimes amphibole peridotites occur only in some nappe outliers).

The optic determinations by means of the universal Fedorov method on the orthopyroxene megacrystals pointed out the presence of the enstatite ($2V_{np} = 92-110^\circ$) with small composition variations given by the replacement of Mg with Fe. The olivine whose $+2V$ varies round the value of 86° (chrysolite) is also poor in fayalite molecule. As regards the clinopyroxenes, the optic determinations are less conclusive from the chemical point of view; we note only the medium values of $cNg = 45-48^\circ$ and $2V = 58^\circ$. The opaque minerals of peridotites have been examined in polished sections. The chromite often presents a brown marginal zone with lots of internal reflexes (probably an alteration zone) and sometimes a thin magnetite zone, occurs both as plates in the orthopyroxene zones and as nodulous agglomerations; within the latter, the chromite is crossed by several fractures with serpentinite minerals. This type of "chromitite" was chemically analysed, and the analysis was then recalculated for a content of 20% serpentinite (a close value was obtained by means of microscopic observations). The H_2O^+ content of a serpentinite analysed in the same zone, led to revising the major elements related within the serpentinite minerals present on the chromite microfractures. The chemical analysis exhibits the



following values : $\text{SiO}_2 = 3.77$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.49$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 20.08$; $\text{MnO} = 0.31$; $\text{TiO}_2 = 0.33$; $\text{MgO} = 8.59$; $\text{CaO} = 2.04$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.25$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 52.13$; Total = 99.98%.

The structural formula inferred from this chemical analysis was calculated after Hutschison (1972) : $(\text{Cr}_{1.9}\text{Al}_{4.1})(\text{Fe}_{4.3}\text{—Mg}_{3.6})\text{O}_{32}$.

The chalcographic study of peridotites pointed to small sulphide quantities disseminated in the rock mass : pyrrhotite, pentlandite associated with millerite, and rarely, adjacent to the pentlandite grains, native copper surrounded by a marginal coveline zone. Within serpentinites, the maucherite and heazlewoodite have been determined, as well³.

1.2. Listvenites and ophicalcites. Although these rocks have a different genesis, we have grouped them together having in view the fact that they are carbonated rocks proceeding from serpentinites with a similar macroscopic aspect. The common feature of the two types is represented by the replacement of ultramafic rocks with carbonates within some breccification zones. Between these two types of rocks there are however some differences which become evident only by microscopic, X-ray or chemical studies.

Citing Kashkai, Abbate et al. (1973) consider that the listvenites are rocks consisting mainly of carbonates (magnesite, ankerite, dolomite, calcite, siderite), quartz and mariposite in different percentages, with minor sericite, chlorite, iron oxide phases and intermediary phases resulted from the metasomatic process (talc, brucite, epidote, actinolite) as well as relics of primary ultrabasic rocks ; their formation took place at depth through the hydrothermal alteration of serpentinites.

The same authors consider that the ophicalcites are brecciated rocks consisting of serpentinite fragments and rare gabbros or spilitic lavas, cemented with carbonate represented mainly by calcite and occasionally by minor dolomite or ankerite quantities ; the longly disputed genesis of these rocks is now considered as sedimentary on the basis of C and O isotopic analyses.

There are lots of listvenite or ophicalcite occurrences in the sedimentary klippe within the Wildflysch of both the Rarău and Hăghimaș synclines. By means of microscopic, X-ray or total chemical analyses (Tab. 1, 2) we aimed at finding out the parageneses characteristic of each of the two genetic types, as a supplement for the lack of their direct relationships with the generating serpentinites within the outcropping area.

Due to the ultrabasic nature (serpentinite minerals + chromite) of the primary rock relics in all the outcrops, we made a former discrimination having in view the presence of quartz together with magnesium carbonates (dolomite) in listvenites, and the absence of quartz in the conditions of a great calcite quantity in ophicalcites. The presence

³ We thank on this way our colleague G. Udubașa for some determinations at the chalcographic microscope.



of some minor phases, such as pyrophyllite, chlorite and amphibole, as well as of some structures typical of listvenitic rocks (granoblastic with magnetite powder in the cellular network resembling the serpentinites, or banded with alternating quartz and carbonate bands) led to assigning some of these rocks to the listvenites.

1.2. a) Within the Rarău syncline, the listvenite klippe occurs on the left tributary of the Floarea brook on the road up the Bobeica Mountain, on the right bank of the Mostici brook at the altitude of 980 m and on the crest between the Tătarca and Deremoxa peaks next to the internal flank of the marginal syncline. Within the Hăghimaş syncline, serpentinite rocks with incipient listvenitization processes (dolomitic carbonate on fractures) crop out at Piatra Runcului (Tulgheş) and W of Bîtea Neagră, while listvenites sometimes with banded structure crop out in the Chicera Mountain. The microscopic analysis of these rocks points to the presence of dolomite, quartz, serpentinite minerals, chromite, chlorite and rarely pyrophyllite or amphibole. The serpentinite rests contain Ni sulphides, while the ulterior fissures which cross the whole listvenitized rock contain pyrite and chalcopyrite.

1.2. b) Ophicalcites consisting of monogene fragments of ultrabasic rock cemented with calcite are present in the Rarău syncline, on the right bank at the mouth of the Fundul Pojorîtei brook and on the Valea Seacă valley near the mouth of the last lefthand tributary of the former brook. In the Hăghimaş syncline, the ophicalcite klippe occurs W of Ghermanu and E of the Hăghieş Mountain. The carbonate of these rocks is constantly represented only by calcite, while the quartz is absent; having in view the reduced dimensions of the klippe, it is possible that they belong to the listvenites, their origin being in the latter's carbonate (calcite)-rich zones.

2. Group of basic rocks

The greatest part of the basic rocks of the Rarău-Hăghimaş marginal syncline belong to the sedimentary klippe which are spread at different levels and form bodies of varied dimensions within the Wildflysch formation. Within the Rarău syncline, near the springs of the Piriul Cailor, there appear some spilites with a subvariolitic structure which lie over the Eocretaceous micaferous quartzitic sandstones and form with them a small nappe outlier. The spilites and listvenites on the northern slope of the Chicera Mountain represent a peculiar instance; these are the only ophiolitic rocks known outside the boundaries of the outcropping area of the Wildflysch formation. There are also some cases in which the basic rocks were embedded in the basis of the Hăghimaş nappe, to the west and north of the Cheile Bicazului challet (Hăghimaş).

Within the group of basic rocks we distinguished tuffs (cineritic, lapilli and breccias), tuffites and jaspers (with or without radiolaria), rocks of a mixed volcano-sedimentary nature (Schalstein), lava flows



(massive and pillow-lava) as well as holocrystalline intrusive rocks originating in some big bodies and vein rocks.

2.1. The basic tuffs and tuffites (jaspers, radiolarites) are very numerous and occur either related to the basic rocks (the Piriul Cailor) or included in the nappe basement or even lying over the nappe of ultrabasic rocks (the Breaza nappe outlier), or isolated at different levels of the Wildflysch. Generally, these rocks have brown red or green to black tints and a quite simple mineralogical composition consisting of quartz, very fine-crystallized argillaceous material, chlorite, iron oxides (the tuffites and jaspers do or do not contain radiolaria).

The mixed lapilli tuffs contain a number of spilites with varied structures and mineralogical compositions which belong to different eruptions or bodies.

2.2. The rocks of the Schalstein type are much more varied as regards their aspect; the term is of German origin and designates agglomerates of spilitic pyroclastic fragments, with or without cement, at which variable quantities of sedimentary detritic material, usually limestones, add.

A sedimentary klippe of the Schalstein type crops out in the Rarău syncline on the Moldova valley in front of the Botuș quarry, where one may notice a progressive transition from the millimetric dimensions of the spilitic elements to decimetric ones or even to dimensions that exceed 1 m³. The study of the elements of this outcrop points to the mixing up in different proportions of amygdaloid spilites, basaltic glasses, crystal fragments (Pl. II, Fig. 1) and even pyroclastite elements, linked together in the absence of cement. Among the amygdaloid rocks, there are some whose amygdales are filled up with calcite, others are filled with quartz and chlorite and more often the amygdales are coalescent and filled with analcime (Pl. II, Fig. 2). Within this outcrop, the analcime occurs also on fissures or in the gaps within pyroclastites and cements the titaniferous augite crystalloclasts.

Another Schalstein body occurs on the Timoi Valley, on the western flank of the Rarău syncline; its basement consists of rocks formed of centimetric breccious fragments of spilites with flow texture, and of amygdaloid ones linked together by a brown cement film rich in iron hydroxides. Within this body, the fragments have millimetric dimensions and are quite varied, the spilites of different nature being accompanied by limestone fragments; this ensemble is held together by a cement of ferruginous nature (Pl. II, Fig. 3).

On the right side of the Fundul Pojorîtei brook, SW of the Măgura peak, the Schalstein abounds in sedimentary fragments and stands out through its permanent association with basaltic glasses (palagonite?) (Pl. II, Fig. 4) and titaniferous augite crystalloclasts.

Schalstein elements of small dimensions are often present in megabreccias or as isolated components of the Wildflysch of the Rarău and



Hăghimaş syncline (Piatra Pîntărenilor, West of Ghermanu, Bîtea Neagră).

There are some klippes, whose elements seem to be monogene, contained by a carbonatic cement and which are difficult to interpret, such as those of Piciorul Ghermanului and Bîtea Neagră; they seem to belong either to some Schalstein fragments or to some *sensu stricto* breccious pyroclastites, or even to some opicalcites with spilitic elements.

2.3. The massive lava flows or the pillow-lava are well represented in the Rarău-Hăghimaş marginal syncline. The most spectacular pillow-lava forms were found in the sedimentary klippes on the right side of Pîriul Cailor and on the road N of the Rarău challet in the Rarău syncline, as well as in the basis of the Hăghimaş nappe W of the Cheile Bicazului challet, in the Hăghimaş syncline. Otherwise, these sedimentary klippes or nappe basal-slides have remarkable dimensions, some ovoid bodies with the diametre over 1 m being worth mentioning; most often their dimensions vary between 0.3 and 0.5 m.

The massive flows are sometimes intercalated among the pillow-lavas and other times they form solitary klippes, such as on the Tătarca valley downstream the nappe outlier of ultrabasic rocks bearing the same name or the one upstream the same nappe outlier. Some other times, fragments of these flows are included in megabreccias (the Limpedea brook, Rarău).

The mineralogical groups of the rocks originating in the massive flows or in the pillow-lava are characteristic of the spilites and consist mainly of feldspar, alkaline plagioclase (albite to acid oligoclase), chlorite, opaque minerals and rarely fresh ferromagnesian minerals (clinopyroxene, sometimes titaniferous augite and olivine). These rocks also have a typical chemism with a relatively high Na_2O and volatiles ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) content and small quantities of K_2O .

However, there are some basic rocks with a less obvious spilitic character, due either to the reduced Na_2O contents with the presence of the characteristic paragenesis, or to the presence of a plagioclase with a relatively high anorthite content and the rock being characterized from the chemical point of view by important Na_2O quantities. These rocks usually have two generations of plagioclase feldspar and zoned phenocrysts with a more basic nucleus (Pl. III, Fig. 1) and albite microlites.

After the structural features we distinguish: a) amygdaloid (Pl. III, Fig. 2) or unamygdaloid microlitic rocks frequently present in pillow-lava; b) microlitic rocks and microgranular porphyric (Pl. III, Fig. 3) or not, usually present in the massive flows; c) rocks with intersertal microlitic textures (Pl. III, Fig. 4), amygdaloid or not; d) rocks with variolitic or subvariolitic textures (Pl. IV, Fig. 1), sometimes porphyric due to their development as phenocrystals of peridot.

The gaps of the amygdaloid rocks filled with secondary minerals may get different shapes and dimensions, while the mineralogical com-



position may be varied as well. The calcite, the chlorite and the quartz, alone or in combination, often fill these amygdaloids; there is a group of rocks, whose origin we are going to discuss later on, which contain zeolites (analcime), as well. Amygdaloid rocks with zeolites have been found among the Schalstein elements cropping out on the Moldova valley at Botuș (Rarău) and within the nappe basal-slides to the W of the Cheile Bicazului challet (Hăghimaș).

2.4. The rocks with holocrystalline textures belonging to the intrusions crop out in the Rarău-Hăghimaș marginal syncline, either as sedimentary klippen in the Wildflysch formation or as elements of the Schalstein and megabreccias.

Out of these, the spilites with intersertal to ophitic texture stand out; the rocks have doleritic compositions (Pl. IV, Fig. 2) such as those of the klippe on the right side of the Piriul Cailor within the hematitized pillow-lava flows (Rarău) or those of the klippe on the Piriul Oii near the forest range (Hăghimaș).

Within these intrusive rocks, we have included some bodies whose mineralogical composition distinguishes by the presence of the magmatically crystallized quartz: the first body crops out near the springs of the Mostici valley (Pl. IV, Fig. 3), while the second one crops out on the right side, near the mouth of the Fundul Pojorîtei brook (Pl. IV, Fig. 4); both lie in the sedimentary klippen of the Wildflysch.

The klippe which contains the first body (the Mostici valley) has a somewhat complicated composition. To the south, there crops out a listvenitized ultrabasic rock which lies in the neighbourhood of some monogene breccias without cement that consist of elements resembling the composition of an "albite-granite" (?); these breccias are similar to the compact rocks that lie in the northern part of the klippe. The mineralogical composition is rather simple and is characteristic of the spilitic rocks: albitic plagioclase to 60%, quartz between 20—30% and actinolitic hornblende, sometimes chloritized, at which some titanomagnetite percentages add. This rock has an intersertal texture, consisting of plagioclase sticks and interstitial quartz and hornblende; this leads to the conclusion that these rocks have the origin in the dykes of the more acid differentiates of the spilitic magmas. The literature gives few examples of this kind. The genetic relationships are hard to interpret due to the absence of the outcrops within this klippe which makes impossible a direct analysis of the contact with the ultrabasic rocks in case we consider that the "albite-granites" are the acid representative elements of a stratified ophiolitic column without plagioclase peridotites, troctolites and gabbros. We may say that the two types of rocks were associated within the same klippe by tectonic processes before or during the overthrusting of the Transylvanian units in its source area.

The quartz rocks of the klippe on the Fundul Pojorîtei brook are even harder to interpret from the genetic point of view; these are large granular rocks with textures of the cumulus type (reminding of



the ultrabasic rock textures) within which the oligoclase with automorphic prismatic contours and twinned polysynthetically reaches the dimension of 2 mm. The quartz quantity varies greatly from one section to another (10—20%) and it crystallizes in fine grains. The primary femic minerals are no more recognized due to the complete opacitization.

It is worth mentioning some peculiar features of this curious "plagiogranite" (?) such as, the abundance in some thin sections in apatite crystallized in prisms of 0.2 mm, as well as the presence, on the plagioclase, of a "felt" of argillaceous minerals, probably illite, of pumellyite fragments within the hematitized femic minerals and the occurrence of some gaps and fissures filled with calcite and analcime. We also note that one of the two chemical analyses made for this body, pointed to the presence of K_2O (probably related to the presence of illite?). The opaque minerals determined on polished sections are dominated by ilmeno-hematite and leucoxene together with the goethite and hematite formed on the ferromagnesian minerals.

2.5. We cannot end the description of the group of basic rocks without mentioning the klippe lying on the Rarău-Popchii Rarăului touristic path and consisting of rocks wholly different from those described so far. This is a highly silicified rock, of greyish colour, whose porphyry structure given by the presence of some plagioclase (andesine) crystals, often chalcitized, and by the corroded magmatic quartz (Pl. V, Fig. 1) may be still recognized; this type of structure reminds of the andesitic rocks. Due to the high silicification, we may not say for sure if it is a quartziferous porphyry keratophyre, this fact will be elucidated in case other klippe of the same type are discovered.

We left aside the description of an isolated body of the Wildflysch which crops out on the left bank of the Deremoxa brook (the northern part of the Rarău syncline), because its complex composition requires a detailed discussion. Gandrabură (1970) describes here a rock consisting of clinopyroxene, garnet and rarely olivine, which he calls ariegite, and mentions that the garnet of these rocks (analysed chemically) could be characteristic of the eclogitic facies and not of the peridotites.

The mapping data pointed to the fact that there is no direct connection between this body and the Tâtarca nappe outlier which lies on the other side of the Deremoxa valley and consists of serpentinized hornblende peridotites. We mention that the hornblende of the peridotites is colourless, with positive 2 V and is probably an anthophyllite. We pointed out these features because the mineralogical composition of the rocks on the Deremoxa valley abounds in a hornblende with a strong pleochroism from yellow-brown to blue-green.

Now we are going to describe, as accurately as possible, the rock ensemble of this body. To its northern part, there crops out a green-black massive amphibolite whose mineralogical composition is the result of the close association of the highly pleochroic hornblende with rare light green clinopyroxene crystals and a garnet surrounded by kelyphitic



rims (Pl. V, Fig. 2). To the south, 10 m farther, there crops out an amphibolite with an obviously oriented texture and crossed by prehnite veinlets (Pl. V, Fig. 3); the garnets of this zone are sometimes wholly chloritized.

A narrow pyroxenite zone with oriented texture and rare amphibole blastocrystals follows then; we mention that the garnets of this zone are very rare (Pl. V, Fig. 4).

Farther to the south, the amphibolites with "blastomylonitic" (?) texture and crossed by prehnite veinlets occur again. The garnets have kelyphitic rims, here too.

Finally, near the Deremoxa valley, the body has oriented structures out of which there stands out an east-westward stratification formed of some millimetric amphibolite bands which alternate with very fine pyroxene bands associated with plagioclase feldspar and often transformed into zoisite and clinozoisite.

The garnet is disseminated all over the rock mass. We note that the body on the Deremoxa valley contains an important sphene quantity as free crystals with automorphic contours or formed at the expense of ilmenite, the only opaque mineral occurring in this body with the exception of some pyrite grains.

It is obvious that we cannot draw any exact conclusion regarding the primary genesis of the rocks of the Deremoxa body, if we cannot determine exactly the chemical composition of the minerals; their global chemical composition which often falls in the basic rocks field, as well as a number of textures and structures characteristic of the metamorphic rocks, make us think of a basic metamorphosed rock.

3. Chemism of ophiolites

In order to characterize the chemism of the Mesozoic ophiolitic rocks of the Rarău-Hăghimaș syncline, we dispose of 60 bulk chemical analyses and trace elements analyses on ultrabasic and basic rocks, given in Tables 1—8.

3.1. The most variable elements of the more or less serpentinized ultrabasic rocks (the listvenitized rocks or the ophicalcites are not discussed here) are Al (1.37—4.19) and Ca (0.48—2.87) which evince an increase of both aluminium and calcite, from harzburgite (sample 203) to lherzolite (sample 290), within the same nappe outlier; the medium value corresponds to websterite (sample 290/3). According to the description (samples 66, 2689/4, 2690, 186, 11T), within the Glodu nappe outlier the variations are somewhat smaller, the calcite increases in samples 2690 and 186 and the peridotites are a little richer in pyroxene than the other lherzolites; sample 11T represents one of the orthopyroxene richest lherzolites, almost resembling a harzburgite, situation revealed by the reduced calcium quantity, as well.

It is in the same way that we may study the variation of the total Fe/total Fe+Mg ratio, its values increasing from harzburgites to lherzolites.



TABLE 1
Chemical Analyses — Ultrabasic Rocks

Sample number	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Fe (S)	Total	Fe ₂ O ₃ tot	
																	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +MgO
290	41.50	0.13	4.19	4.72	3.08	0.10	35.45	2.84	0.07	0.00	0.18	0.00	0.04	7.66	0.03	100.02	0.174	
290/3	42.00	0.19	2.30	5.42	1.93	0.12	34.57	1.45	0.00	0.00	0.18	0.00	0.04	11.29	0.03	100.23	0.171	
203	38.91	0.00	1.37	5.68	1.76	0.05	37.91	0.48	0.00	0.00	0.13	0.00	0.03	12.45	0.02	99.50	0.160	
66	40.85	0.05	3.18	4.39	2.80	0.08	36.88	1.77	0.08	0.00	0.15	0.00	0.00	8.56	0.00	99.52	0.157	
2689/4	41.00	0.00	2.04	4.82	2.46	0.10	39.53	1.20	0.10	0.00	0.06	0.00	0.04	8.29	0.03	100.36	0.151	
2690	42.15	0.12	2.60	4.15	3.57	0.13	36.86	2.63	0.20	0.00	0.00	0.00	0.06	7.44	0.05	99.86	0.166	
186	43.06	0.12	2.35	4.39	3.37	0.14	36.86	2.79	0.20	0.00	0.00	0.00	0.06	6.36	0.10	100.50	0.167	
11T	40.21	0.05	1.99	5.33	2.42	0.09	40.13	0.94	0.10	0.00	0.11	0.00	0.02	8.32	0.01	100.47	0.157	
4T	41.85	0.45	3.00	4.03	3.86	0.12	33.84	2.87	0.20	0.00	0.00	0.00	0.05	8.19	0.04	98.50	0.181	
711	41.72	0.10	3.72	5.82	2.15	0.04	34.02	1.46	0.07	0.00	0.08	0.00	0.04	10.39	0.03	100.43	0.185	
95	40.08	0.29	2.92	5.30	3.08	0.13	36.11	2.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	8.51	0.03	99.47	0.182	
2816	20.58	0.00	1.20	4.86	1.35	0.31	4.47	35.08	0.20	0.00	0.00	30.13	0.04	1.54	0.03	100.42	0.576	
4183	25.49	0.00	1.84	6.13	2.30	0.57	21.07	19.10	0.15	0.00	0.00	16.04	0.04	7.31	0.03	100.07	0.26	
4177	40.21	0.00	1.04	7.42	0.88	0.15	36.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	12.37	0.03	98.60	0.17	
2669	40.56	0.00	3.10	6.92	0.75	0.12	36.88	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	8.98	0.11	99.50	0.17	
4619	41.60	0.00	2.90	5.52	2.16	0.12	35.08	1.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	8.72	0.09	99.81	0.18	
986	43.00	0.00	0.67	5.50	1.03	0.25	13.14	17.90	0.00	0.00	0.00	14.36	0.09	4.26	0.08	100.28	0.33	



TABLE 2
Trace Elements (ppm) in Ultrabasic Rocks

No	Sample number	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc	Ba	Sr	Cr/Ni	V/Sc	Ni/Co
1	290	25	2100	100	2600	69	15.5	ndt	52	1.24	4.45	21.0
2	290/3	9	2550	120	2650	40	11	ndt	ndt	1.04	3.64	21.2
3	203	12	2600	122	2600	30	9	ndt	ndt	1.00	3.34	21.3
4	66	28	2400	130	2950	57	11.5	ndt	ndt	1.23	4.95	22.6
5	2689/4	16	2450	120	2600	41	9.5	ndt	ndt	1.06	4.32	20.4
6	2690	31	2500	130	2700	69	14	ndt	4	1.08	4.93	19.2
7	186	31	2300	115	2800	70	14.5	ndt	ndt	1.22	4.82	20.0
8	11T	14.5	2750	128	2750	38	9.5	ndt	ndt	1.00	4.00	21.5
9	4T	10.5	2400	135	2900	115	19	ndt	ndt	1.21	6.05	17.8
10	711	31	2650	124	3000	84	16	34	22	1.13	5.52	21.3
11	95	33	2300	115	2450	65	14.5	12	4	1.06	4.48	20.0
12	2816	11	1700	123	3400	37	7.5	100	>1000	2.00	4.93	13.8
13	4183	47	1500	114	3800	130	22	11.5	550	2.53	5.90	13.2
14	4177	7	2900	102	2300	36	13	20	ndt	0.80	2.77	28.4
	Detection limit							10	4			

ANNEX TO TABLES 1,2

Harău

- Nr. 290 — N of the springs of the Mostici brook — Lherzolite (serpentinized ol. with fresh centres, fresh opx and cpx + chromite).
 Nr. 290/3 — Peak N of the Mostici brook — Websterite (ol. with serpentizations, fresh opx and cpx + chromite).
 Nr. 203 — Păltiniş brook — Harzburgite (fresh opx, cpx and olivine with serpentizations) + chromite, pentlandite + native Cu.
 Nr. 66 — Răchitiş valley — Lherzolite (ol. with serpentizations + opx and fresh cpx + chromite + maucherite + pentlandite).
 Nr. 2689/4 — Glodu peak — Lherzolite (ol. with serpentizations + opx and fresh cpx + chromite).
 Nr. 2690 — Southern slope of the Glodu peak — Lherzolite (ol., opx + chromite).
 Nr. 186 — Southern slope of the Glodu peak — Lherzolite (serpentinized ol., opx, cpx + chromite + pentlandite).
 Nr. 11T — Tătarca valley, right side — Lherzolite (serpentinized ol., opx, cpx + chromite + pentlandite + native Cu).
 Nr. 4T — Tătarca valley, left side — Serpentinite (olivine relics, lizardite, antigorite, anthophyllite on breccification zones).
 Nr. 11771 — Măciş peak — Websterite (ol. and opx with serpentizations, fresh cpx).
 Nr. 95 — Springs of the Răchitiş brook — Lherzolite (ol. with serpentizations, opx, cpx, chromite).
 Nr. 2816 — Right side of the Izvorul Alb brook — ophicalcite with rests of serpentic minerals.

Hăghimaş

- Nr. 4183 — Piatra Runcului — Listvenitized serpentinite (serpentic minerals with cellular texture, magnesite, a few quartz).
 Nr. 4177 — Piatra Runcului — Serpentinite with cellular texture (opx bastitized as megacrystals).
 Nr. 2669* — SW of Criminiş — Lherzolite (serpentinized ol., opx and fresh cpx, chromite).
 Nr. 4619* — SW of Criminiş — Lherzolite (serpentinized ol., opx, cpx, chromite).
 Nr. 986* — W of Bitca Neagră — Brecciated serpentinite with listvenitizations (serpentic minerals, magnesite, chromite).

* Only major elements have been analysed.



TABLE 3
Chemical Analyses — „Ocean Floor” Basic Rocks

Sample number	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Fe(S)	Total	Fe ₂ O ₃ tot Fe ₂ O ₃ t+MgO
	327/6	61.96	0.78	13.99	4.69	4.48	0.06	3.01	2.42	5.07	0.46	0.19	0.52	0.02	1.84	0.02	99.50
38/7	47.80	1.15	14.43	3.88	4.60	0.17	6.29	8.07	5.32	0.00	0.09	2.50	0.14	3.85	0.14	98.41	0.588
685/1	45.94	1.80	14.83	5.41	1.80	0.18	7.21	6.00	5.12	0.36	0.25	3.01	0.02	4.06	0.01	99.59	0.613
254/1	47.54	1.97	15.20	4.20	5.07	0.20	6.64	6.32	6.32	0.26	0.18	4.79	0.05	2.98	0.09	99.79	0.696
38/4	48.42	0.92	15.97	1.47	4.08	0.96	8.43	4.29	4.97	0.14	0.21	2.06	0.07	4.76	0.07	99.81	0.516
8-T	51.85	1.00	15.39	1.70	4.63	0.15	5.63	5.88	6.51	0.09	0.16	2.68	0.13	3.24	0.11	99.15	0.548
5-T	55.40	1.20	17.02	2.28	3.13	0.07	4.92	3.44	7.70	0.00	0.03	1.30	0.04	3.23	0.03	99.79	0.539
434	43.13	1.34	11.65	3.00	11.25	0.22	11.64	13.21	1.02	0.03	0.16	0.00	0.06	2.87	0.05	99.63	0.529
2752/3	40.84	0.99	14.00	3.14	7.22	0.56	8.14	10.30	2.70	0.36	0.11	6.61	0.04	5.37	0.03	100.00	0.578
2742	49.47	1.42	14.10	4.43	4.91	0.20	8.93	8.43	3.60	0.32	0.12	0.00	0.04	3.18	0.03	99.18	0.525
1117	39.14	1.43	13.25	4.59	4.51	0.33	5.07	13.17	4.80	0.26	0.14	8.24	0.04	4.76	0.03	99.76	0.654
2712/1	40.05	1.45	16.27	3.86	7.33	0.33	7.71	9.38	3.50	0.38	0.00	5.52	0.04	4.67	0.03	100.52	0.609
1063/1	39.26	4.95	11.65	26.90	2.58	0.37	3.02	4.49	3.40	0.00	0.33	0.00	0.03	2.77	0.02	99.77	0.906
1063/4	58.58	2.55	11.85	14.36	1.59	0.16	1.80	0.57	4.60	2.41	0.26	0.00	0.03	1.53	0.02	100.31	0.897
1118A	50.67	2.61	12.50	8.67	5.91	0.20	5.67	5.89	5.57	0.00	0.23	0.00	0.06	2.43	0.05	100.55	0.729
2762/1	44.58	0.84	15.65	2.98	5.10	0.14	12.10	10.82	2.20	0.34	0.00	0.00	0.03	5.63	0.02	100.48	0.416
2762/5	50.53	0.95	15.70	2.80	5.40	0.14	10.05	5.81	4.65	0.00	0.00	0.00	0.04	4.54	0.03	100.62	0.416
2762/8	48.48	0.94	17.80	8.83	1.24	0.10	3.07	9.75	4.35	2.07	0.11	0.73	0.03	3.16	0.02	100.68	0.769
2749	45.00	1.26	15.16	3.87	4.62	0.82	8.56	5.82	5.12	0.00	0.08	4.37	0.04	4.76	0.03	99.41	0.575
1671/5	48.03	1.46	15.50	2.83	4.84	0.48	8.56	5.55	3.90	0.60	0.15	2.73	0.03	4.83	0.02	99.51	0.489
2737/2	44.60	1.58	16.70	5.46	6.99	0.14	9.94	3.75	3.85	0.26	0.19	0.00	0.05	5.90	0.04	99.45	0.570
2787	52.77	2.38	12.80	6.25	6.04	0.16	6.13	5.09	5.25	0.00	0.22	0.00	0.04	2.53	0.03	99.69	0.679
1776/1	81.19	0.16	4.80	1.19	3.72	0.08	2.02	2.05	0.40	0.34	0.00	0.60	0.16	2.53	0.14	100.20	0.691
812	47.80	1.39	15.00	8.52	2.37	0.68	6.95	5.17	5.17	0.00	0.12	3.15	0.08	4.38	0.07	100.83	0.62
2786	46.70	1.44	15.80	6.60	5.19	0.14	5.76	4.95	4.70	0.30	0.15	2.50	0.15	4.70	0.13	99.21	0.68



TABLE 4
Trace Elements (ppm) in „Ocean Floor” Basic Rocks

No	Sample no	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	La	Ba	Sr	Li	Pb	Cu	Ga	Sn	Cr/Ni	V/Sc	Ni/Co	54/Zr
1	327/6	8.5	30	1	120	24	33	2.8	60	ndt	95	160	12	2.5	3.5	19	5	0.18	5.10	0.28	0.90
2	38/7	140	55	460	270	42	29	3.5	90	ndt	100	330	39	ndt	72	10	2.5	3.29	6.4	2.55	0.60
3	685/1	62	55	100	430	46	48	4.6	135	ndt	92	370	43	4.5	80	12	2	1.61	9.3	1.13	0.40
4	254/1	96	46	170	330	48	42	5.0	175	ndt	90	290	21	7	10	20	4	1.77	6.9	2.09	0.31
5	38/4	175	63	440	240	34	30	2.2	87	ndt	80	240	46	5	62	12	ndt	2.52	7.1	2.78	0.62
6	8T	70	38	200	190	19	42	4	180	ndt	75	320	18	8.5	24	13	2.5	2.86	10	1.84	0.30
7	5T	70	41	240	190	38	33	3.4	86	ndt	105	380	22	4	68	10	ndt	3.42	5	1.71	0.63
8	434	90	80	120	440	42	38	4	60	ndt	32	17	23	ndt	19	13	ndt	1.33	1.05	1.12	
9	2752/3	250	48	300	160	23	20	1.4	70	ndt	62	180	42	3	44	9	ndt	1.2	6.7	5.20	0.77
10	2742	165	67	480	400	60	36	4.6	78	ndt	100	360	42	ndt	50	14	ndt	2.9	6.7	2.46	0.69
11	1117	100	46	320	280	40	30	3.4	80	ndt	330	870	40	4.5	62	9	ndt	3.20	7.0	2.18	0.68
12	2712/1	85	46	330	270	40	35	3.8	75	ndt	90	340	48	4.5	60	12	ndt	3.9	6.7	1.85	0.72
13	2716/2	115	46	320	280	39	28	2.2	62	ndt	175	250	52	7.5	65	14	2	2.8	7.2	2.50	0.87
14	1063/1	65	105	ndt	650	53	65	3.7	190	ndt	65	58	33	12	950	23	12.5	<0.1	12.3	0.62	0.28
15	1063/4	29	50	2	280	38	92	9	230	ndt	70	45	33	4	360	26	10	<0.1	7.3	0.58	0.23
16	1118A	50	60	35	440	42	65	6	155	ndt	90	270	25	3.5	40	9.5	2	0.70	10.5	0.83	0.35
17	2762/1	260	53	1100	150	30	15	1.8	57	ndt	58	55	68	ndt	80	8.5	ndt	4.23	5.0	4.90	0.95
18	2762/5	400	70	550	230	42	21	3	58	ndt	ndt	46	72	ndt	80	8.5	ndt	1.38	5.5	5.72	0.93
19	2762/8	240	55	500	100	42	25	3	46	ndt	60	135	16	ndt	14	9.5	2	2.08	2.4	4.36	1.17
20	2749	130	57	340	200	38	35	3	80	ndt	60	150	72	5.5	105	11	ndt	2.61	5.3	2.28	0.67
21	1671/5	110	57	320	280	34	27	3.4	72	ndt	160	420	48	ndt	60	11	ndt	2.91	8.3	1.94	0.75
22	2737/2	120	67	360	310	44	28	2.8	66	ndt	370	260	60	3.5	72	12	2	3.00	7.1	1.79	0.82
23	2841	72	55	110	390	44	54	4.7	115	ndt	14	75	95	2	87	17	3	1.53	8.9	1.31	0.47
24	2787	50	44	90	330	45	52	6	150	ndt	46	115	28	3	60	12	2.5	1.80	7.3	1.14	0.36
25	1776/1	13	5	2	4.5	8	86	4.6	210	ndt	>3000	330	45	28	32	8.5	4	0.15	0.55	2.60	
26	812	55	31	93	230	34	46	5	135	ndt	170	140	54	3.5	36	15	ndt	2.44	6.8	1.76	0.40
27	2786	90	40	220	310	42	30	4.2	100	ndt	50	300	70	3	82	15	3	1.69	7.4	2.25	0.54
	Detection limit									30				2			2				



ANNEX TO TABLES 3, 4

Rarău (N of the Moldova Valley)

Rocks with holocrystalline textures. Intrusive bodies and veins

- Nr. 327/6 — Springs of the Mostici brook — Plagiogranite with intersertal texture (ab, ho, q, tmt, cl).
 Nr. 38/7 — Right side of the Pîrîul Cailor — Spilite with doleritic texture (oligoclase, fresh cpx, diclases with calcite + zeolite, mt).
 Nr. 685/1 — Timoi valley — element in pyroclastite — Spilite with intersertal texture (ab, cl, cc, mt).
 Nr. 254/1 — Mostici brook — Spilite with intersertal texture (ab, ho, mt) with cc + q diclases.

Massive flows, pillow-lava

- Nr. 38/4 — Right side of the Piriul Cailor — Central zone in a pillow body, porphyric texture (two plagioclase generations), chloritized phenocrystals, small thin ab sticks in a cl aphanitic mass; cc vacuoles, olivine phantom contours.
 Nr. 5T — Tâtarca valley — Variolite with cedar-leaf texture (ol, cl, cc).
 Nr. 8T — Tâtarca valley — Spilite with porphyric texture (schahbretalbite appears on phenocrystals; ab, cl, cc).
 Nr. 434 — Deremoxa valley — Complex body. Description in the text.

Rarău (S of the Moldova Valley)

Rocks with holocrystalline textures. Intrusive bodies and veins

- Nr. 2752/3 — Limpedea brook — element in megabreccia — Spilite with doleritic texture (ab, ho, cl, cc), serpentinized olivine.
 Nr. 2742 — Limpedea brook — Spilite with intersertal texture (ab, cpx, ho, cl, q, tmt).
 Nr. 1117 — Left side of the Valea Seacă — element in basic agglomerate — Spilite with intersertal texture (ab, ho, cl, cc, mt, ol phantoms).
 Nr. 2712/1 — Limpedea brook — element in megabreccia — Spilite with intersertal texture (ab, cl, ho, cc, tmt).
 Nr. 2716/2** — Limpedea brook — Spilite with intersertal texture (ab, cl, ho, q).
 Nr. 1063/1 — Mouth of the Fundul Pojoritei brook — largely crystallized albite-granite with accumulation texture, wholly hematitized melanocrates, q, tmt, apatite.
 Nr. 1163/4 — Mouth of the Fundul Pojoritei brook — the same + pumpellyite, analcime + cc in some circulation zones.
 Nr. 1118A — Left side of the Valea Seacă — Spilite with intersertal texture (ab, cpx, cl, mt).
 Nr. 2762/1 — Road N of the Rarău challet — Pillow-lava with subophitic variolitic texture, very vacuolar (cpx, iddingsitized ol, cl, chlorite vacuoles, plagioclase).
 Nr. 2762/5 — Road N of the Rarău challet — Porphyric pillow variolite with transformed ol crystals, cpx, oligoclase, rare chlorite vacuoles.
 Nr. 2762/8 — Road N of the Rarău challet — Hematitized pillow, with structures of porphyric (calcitized ol phenocrystals) and vacuolar variolite (cc). Cl circulations, calcite, pumpellyite on fissures.
 Nr. 2749 — Crest W of Limpedea brook — Variolitic spilite (ab, cl, cc).
 Nr. 1671/5 — W of the Todirescu Mountain — Variolitic, porphyric (transformed ol) spilite, cl, cc.
 Nr. 2737/2 — Limpedea brook — element in megabreccia — Spilite with divergent texture, recrystallization (ab, cl, ho, cc, mt).
 Nr. 2841** — Springs left of Valea Seacă Valley — Spilite with divergent texture, recrystallizations (ab, cl, ho, cc, mt).
 Nr. 2787 — Southern extremity, Hăghimaş crest — Spilite with subophitic texture, microcrystalline (ab, cpx, cl).
 Nr. 1776/1 — S of the Rarău Peak — Highly silicified rock with andesine phenocrystals + schahbretalbite + albite and magmatically corroded quartz.

Hăghimaş

Rocks with body-like structure and veins

- Nr. 812 — Piriul Oii forest ranch — Spilite with subophitic texture (ab, cpx, cl, cc).
 Nr. 2786 — East Hăghieş — Spilite with divergent texture (ab, cpx, uralitic ho, cl, cc).

** Only trace elements have been analysed.



TABLE 5
 Chemical Analyses — „Within plate” Basic Rocks

Sample number	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Fe(S)	Total	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$
B/3	54.76	1.36	18.19	2.02	4.29	0.10	5.19	2.18	6.58	0.61	0.33	0.54	0.04	3.50	0.03	99.72	0.566
B/7	50.40	1.53	16.23	3.42	4.52	0.14	4.87	5.20	5.65	0.38	0.51	2.99	0.03	3.60	0.02	99.52	0.634
514/8	51.92	2.02	12.31	2.55	2.01	0.16	3.18	8.65	5.62	0.48	0.37	0.32	0.04	2.14	0.04	99.80	0.600
514/3	46.02	2.24	15.22	5.23	4.73	0.13	8.27	4.60	5.19	0.82	0.43	0.00	0.08	4.35	0.08	100.38	0.558
514/1	46.23	2.40	13.82	3.92	3.25	0.17	5.06	10.22	4.53	1.90	0.56	4.88	0.04	3.38	0.04	100.39	0.598
3185 A	51.70	1.40	15.80	7.73	0.85	0.21	6.56	4.42	4.95	0.34	0.56	1.62	0.08	3.60	0.07	99.89	0.57
1178 A	48.40	1.79	16.50	6.71	1.27	0.16	4.46	6.95	5.17	0.38	0.61	2.85	0.10	3.84	0.09	99.28	0.64
755	45.20	2.03	15.40	4.88	0.17	0.12	3.48	13.60	2.24	2.37	0.53	7.22	0.07	3.14	0.06	100.51	0.59
869 A	49.00	1.44	16.10	9.54	0.11	0.12	2.90	6.80	3.53	3.19	0.58	4.00	0.08	2.87	0.07	100.33	0.77
515E	39.60	1.70	14.00	3.18	0.36	0.22	0.82	21.30	3.10	0.48	0.68	11.60	0.06	2.18	0.05	99.33	0.81
515B	44.60	2.05	15.60	12.03	0.00	0.17	0.90	10.90	2.80	2.18	0.56	5.00	0.09	2.76	0.08	99.72	0.93
620 A	44.80	1.88	16.30	8.31	4.27	0.18	4.05	5.01	5.60	0.38	0.37	3.89	0.08	3.96	0.07	99.15	0.76
620 B	42.50	2.53	16.60	3.82	5.14	0.31	3.02	11.05	3.36	0.30	0.55	6.52	0.01	3.87	0.03	99.64	0.76
1177	49.60	1.62	16.20	7.16	2.16	0.15	6.13	6.35	4.34	1.07	0.62	1.58	0.09	2.78	0.08	99.93	0.61
1179	50.40	1.83	16.20	8.00	0.83	0.18	6.12	6.60	3.85	1.46	0.68	0.23	0.07	2.94	0.06	99.45	0.59



TABLE 6
Trace Elements (ppm) in „Within plate” Basic Rocks

No	Sample number	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Nb	Zr	La	Ba	Sr	Li	Pb	Cu	Ga	Sn	Cr/Ni	V/Sc	Ni Co
1	B/3	85	43	160	185	21	39	3.7	ndt	240	34	160	520	32	12	28	16	3	1.88	8.8	1.98
2	B/7	28	38	30	150	17	40	3.7	ndt	240	34	100	360	29	15	11	4	4	1.07	8.9	0.74
3	514/8	270	36	310	210	22	23	2.1	17	145	30	520	350	15	ndt	80	13	ndt	1.15	9.5	7.5
4	514/3	100	41	125	185	17	23	1.5	15	165	ndt	320	190	44	4.5	46	8.5	2	1.25	10.8	2.44
5	514/1	50	30	58	200	13	32	2.4	21	230	31	870	680	28	3	32	12	2.5	1.16	15.4	1.66
6	3185A	70	24	115	105	11	22	2.6	75	260	52	700	700	115	3	30	16	3	1.65	9.5	2.92
7	1178A	65	30	105	110	13	25	2.6	80	210	57	325	750	170	ndt	30	18	3	1.62	8.4	2.16
8	755	100	33	150	140	17	22	2.8	57	190	40	460	950	83	ndt	33	14	ndt	1.50	8.2	3.13
9	3185 C	80	34	100	140	15	21	2.2	42	160	42	185	750	130	2	36	15	3	1.25	9.3	2.35
10	1178 C	80	28	90	120	14	18	1.8	52	130	34	325	780	160	ndt	37	15	3	1.12	8.6	2.86
11	869 A	75	23	120	125	12	23	2.8	80	320	32	550	750	75	4	26	18	3	1.60	10.4	3.29
12	515E	21	9.5	20	70	6	25	3.2	60	155	50	420	1000	16	3	11.5	12	2	0.96	11.7	2.21
13	515 B	32	15	25	105	10	28	2.4	46	190	50	900	1200	6	3	21	15	4	0.78	10.5	2.12
14	620 A	100	30	260	230	36	26	2.7	24	160	ndt	140	260	75	5.5	24	20	6	2.60	6.4	3.33
15	620 B	120	36	230	175	16	27	2.5	29	210	37	200	1100	70	8.5	44	15	2.5	1.92	10.8	3.33
16	1177	70	25	145	125	13	23	2.7	80	220	56	460	1200	160	4	37	19	5	2.07	9.6	2.80
17	1179	70	28	115	130	16	30	2.9	85	270	70	420	950	120	3	36	17	3	1.64	8.2	2.50
	Detection limit								10		30				2			2			



ANNEX TO TABLES 5, 6

Rarău

- Nr. B/3 — Botuş quarry—Porphyric microgranular spilite (zoned oligoclase and uralitized pyroxene phenocrystals, fundamental mass of saussuritized plagioclase + chlorite, limpid ab fissures).
- Nr. B/7 — Botuş quarry — Microgranular spilite with rare oligoclase phenocrystals (ab, cl, mt, q).
- Nr. 514/8 — Moldova valley, Botuş — element in tuffs — Vacuolar spilite (vacuoles with calcite, quartz, chlorite).
- Nr. 514/3 — Moldova valley, Botuş — Basic tuff with palagonite, titaniferous augite crystals, vacuoles with analcime and chlorite.
- Nr. 514/1 — Moldova valley, Botuş— Vacuolar spilite, lightly porphyric (saussuritized plagioclase phenocrystals), analcime vacuoles, cl, cpx, chlorite in the groundmass.

Hăghimaş

- Nr. 3185 A — W of Cheile Bicazului challet — Pillow-lava with divergent texture, lightly vacuolar (cc); ab, cl, cc, mt.
- Nr. 1178A — W of Cheile Bicazului challet — Pillow with lightly flow microlitic texture, very vacuolar one (cc). Rare andesine phenocrystals, ab microlites.
- Nr. 755 — Cheile Bicazului challet — Vacuolar spilite (cc+q), lightly flow texture (ab, cl, hematite, cc).
- Nr. 3185C** — W of Cheile Bicazului challet — Pillow with lightly flow microlitic texture, with rare phenocrystals of polysynthetically twinned oligoclase, corroded on borders. Vacuoles with cc.
- Nr. 1178C** — W of Cheile Bicazului challet — Pillow with lightly flow microlitic texture. Vacuoles with cc and cl.
- Nr. 869A — Left side of the Cupaşu brook — Hematitized spilite with vacuolar texture, vacuoles with cc.
- Nr. 515B — Stîni Valley — Vacuolar spilite (cl, cc, ab).
- Nr. 515E — Stîni Valley — Hematitized spilite, vacuolar (vacuoles with cc).
- Nr. 620A — S of Criminiş — Gherman — Variolitic, vacuolar spilite (ab, cl, cc).
- Nr. 620B — S of Criminiş— Gherman — Spilite with lightly flow porphyric texture (cl, ab, cc).
- Nr. 1177 — W of Cheile Bicazului challet — Microlitic spilite with divergent texture (ab, cl, cc).
- Nr. 1179 — W of Cheile Bicazului challet — Spilite with subophitic texture (ab, titaniferous augite, cl, cc).

Minerals abbreviated

ab = albite ; anal = analcime ; aug = augite ; cc = calcite ; cl = chlorite ; cpx = clinopyroxene ; ep = epidote ; ho = uralitic hornblende ; tmt = titanomagnetite ; ol = olivine ; opx = orthopyroxene ; pl = plagioclase ; prch = prehnite ; q = quartz ; zeol = zeolite.

** Only trace elements have been analysed.



TABLE 7
Chemical Analyses — „Volcanic Arc” Basic Rocks

Sample number	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Fe(S)	Total	Fe ₂ O ₃ tot	
																	Fe ₂ O ₃	MgO
2984/3	51.60	0.80	15.60	3.14	4.53	0.11	5.62	5.18	5.23	0.00	0.00	3.89	0.08	3.94	0.07	99.79	0.59	
CN/11	54.60	0.39	13.70	0.94	6.20	0.15	7.07	6.20	3.76	0.30	0.00	3.50	0.06	3.87	0.05	100.77	0.52	
3187D	55.10	0.50	12.30	3.64	4.66	0.16	0.61	6.65	3.10	0.00	0.00	0.81	0.07	2.97	0.06	100.63	0.45	

TABLE 8

Trace Elements (ppm) in „Volcanic Arc” Basic Rocks

No	Sample number	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	La	Ba	Sr	Li	Pb	Cu	Ga	Sn	Cr/Ni	V/Sc	Ni/Co	
1	2984/3	50	24	26	190	34	13	2.0	33	ndt	26	170	50	3.5	30	14	3	0.52	5.6	2.08	
2	CN/11	120	30	480	185	37	12	1.8	17	ndt	55	115	13	ndt	90	9	2.5	4.00	5.0	4.00	
3	3187D	165	36	440	190	34	12	1.6	17	44	ndt	48	23	2	10.5	9.5	2.5	2.67	5.6	4.60	
	Detection limit									30	10			2							

ANNEX TO TABLES 7, 8

Hăghimaş

CN/11 — N of Chicera — Spillite with subophitic texture (ab, cl, cc).
 Nr. 3187/D — N of Cheile Bicazului challet — Recrystallized variolite (olivine phantoms covered by q, groundmass recrystallized as uraltite).
 Nr. 2984/3 — E of Hăghieş — Recrystallized rock (with oligoclase phenocrystals, groundmass of epidote, ab, cl, q, cc).



As regards the trace elements, we note some differences in comparison with the medium values given by Kraft and Schindler (1961): Ni varies between 2100 and 2900 ppm versus the medium value of 2000; these values seem to be related to the presence of the Ni sulphides.

The higher values (2600—3000 ppm, the last value being given by a listvenitized serpentinite) which exceed the 1600 ppm medium value are given by the chromite.

The Co, V and Sc values resemble the medium value.

The native copper of ultrabasic rocks determines a greater value of this element, exceeding the medium value ($M = 10$ ppm).

The Cr/Ni ratio oscillates generally round the value 1, while the Ni/Co ratio varies between 17.8 and 28.4 in the more or less serpentinitized peridotites.

The Ni content of the listvenitized samples or of the ophicalcites decreases, while the Cr content increases determining a high Cr/Ni ratio (2—2.53) and a low Ni/Co one (13.2—13.8).

3.2. The geotectonic conditions in which the ophiolites of the Rarău-Hăghimaș marginal syncline do appear are well pointed out by the basic rocks, whose chemical and trace elements analyses are given in the tables as well as on different variation diagrams or on diagrams which discriminate between different types.

When drawing up the diagrams we had in view the grouping together of basic rocks on the Ti, Zr, Y diagram (Pearce and Cann, 1973) which we are going to present farther on, as the spilitization phenomenon within the basic complex of the Rarău and Hăghimaș syncline brings about a strong chemical mobilization especially of the alkalis and alkaline earth elements. Thus, we distinguished the basic rocks of the "ocean floor" type, of the "within plate" type and a number of klippe which could represent some basic rocks of the "volcanic arc" type. We mention that the tables and some diagrams contain sample 434 (the complex amphibolite body on the Deremoxa valley) and sample 1776/1, the klippe of silicified rocks on the Rarău-Popchii Rarăului path.

We tried to group within the tables the rocks originating in intrusive bodies ("plagiogranites" or quartz rocks were included in the basic complex, as on certain differentiation diagrams they form normal variation curves), as well as the massive lava flows or pillow-lava, in case their textures and structures allowed such separations; the order we adopted for each group followed the growth direction of titanium, which is a stable element whose behaviour is a good illustration of the magmatic differentiation by means of fractional crystallization.

The examination of the tables with the chemical analyses reveals the presence of the spilitization phenomenon in almost all the rocks of the basic group, by generally high Na_2O and H_2O values; the intrusive rocks of the "plagiogranite" type being an exception. When talking about these exceptions we mention again the body on the



Fundul Pojorîtei brook whose unstable chemism occurring on very narrow zones (the two samples 1063/1 and 1063/4) makes us think of a possibly stratified rock of transition from ferrogabbros to acid differentiates of the trondjemitic type. The difficulties encountered in the interpretation of their genetic appartenance are due both to the reduced dimensions of the klippe and to the transformations undergone by the minerals. Although the quartz occurs in all the thin sections we studied, the two chemical analyses point to great differences as regards the SiO_2 quantity (about 20 percentages). Otherwise, other major oxides, total Fe_2O_3 , MgO and CaO , occur in great quantities and sample 1063/4 exhibits a high K_2O quantity.

K_2O quantity is generally reduced or is absent from the basic rocks of the "ocean floor" type and starts occurring only in some bodies of the "within plate" type.

P_2O_5 is a major oxide which aids at pointing out the three groups of rocks mentioned above. In the basic rocks of the "ocean floor" type, it has low values not exceeding 0.30% as compared with the relatively great quantities of the basic rocks of the "within plate" type, where it varies between 0.33—0.68%, while in the rocks of the "volcanic arc" type it is absent.

The clear tendencies of magmatic differentiation may be seen only within the group of the "ocean floor" type; the variations of major oxides registered for these rocks will be discussed further on together with the trace elements.

The main information regarding the trace elements of the basic rocks is given by Zr, Y, Yb and Nb, which just like Ti and P are little affected by the metamorphism processes, spilitization or hydrothermal metasomatism. Pearce and Cann (1973) used them in order to distinguish the different geotectonic situations in which the basic rocks may occur, while Beccaluva et al. (1977) used them to define the process of magmatic differentiation of the "ocean floor" spilitized basalts of Corsica.

The Ti—Z—Y diagram (Fig. 1) shows that the basic rocks ensemble of the Rarău-Hăghimaş marginal syncline are projected within three fields: a) basic rocks of the "ocean floor" type (field B); b) basic rocks of the "within plate" type (field D); c) basic rocks of the "volcanic arc" type (field A). Some of the samples which fell outside the fields delimited by Pearce and Cann, as well as those of field C, have been added to the rocks of the "ocean floor" or "within plate" type according to their petrographic and chemical features.

The Ti—Cr diagram (Fig. 2), used by Pearce and Cann (1975) to separate the "ocean floor" basalts from the "island arc" tholeiites confirms the separation made according to the previous diagram.

The tholeiitic character of the "ocean floor" basic rocks and the alkaline character of the "within plate" ones result from the diagrams of Figure 3 (Beccaluva et al., 1977).



The same conclusion may be drawn if we study the values of the Y/Nb ratio (Pearce and Cann, 1973) which exceed 3 in case of the "ocean floor" tholeiites and vary between 0.29—1.53 in case of

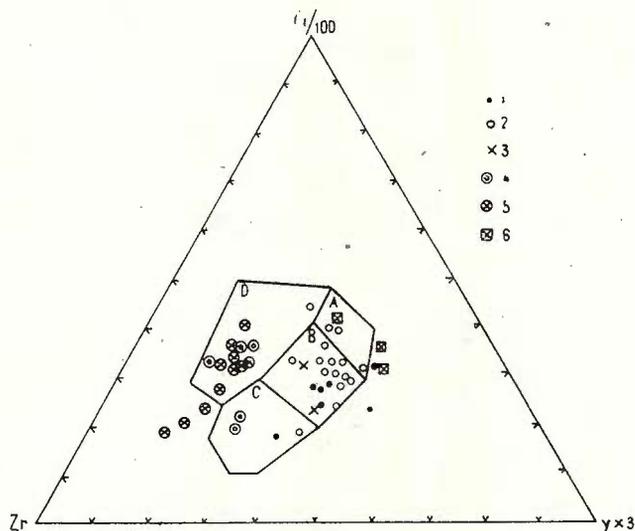


Fig. 1 — 1, "Ocean floor" spilites in the Rarău syncline (North); 2, "ocean floor" spilites in the Rarău syncline (South); 3, "ocean floor" spilites in the Hăghimaș syncline; 4, "within plate" spilites in the Rarău syncline; 5, "within plate" spilites in the Hăghimaș syncline; 6, "volcanic arc" basic rocks (Hăghimaș).

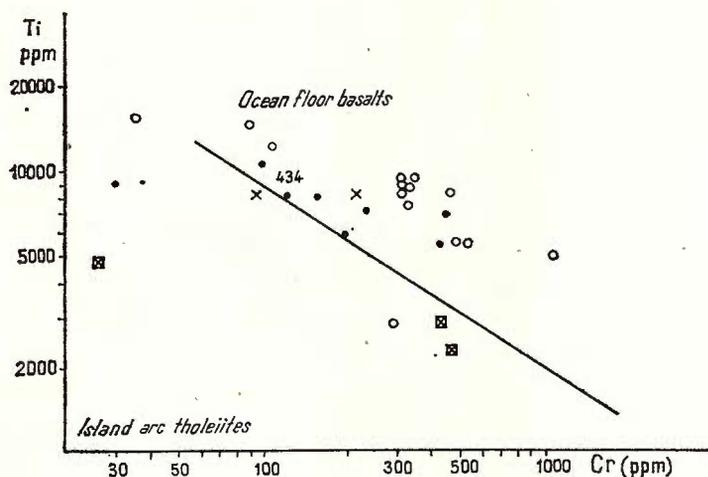


Fig. 2. — The same legend as for Figure 1.



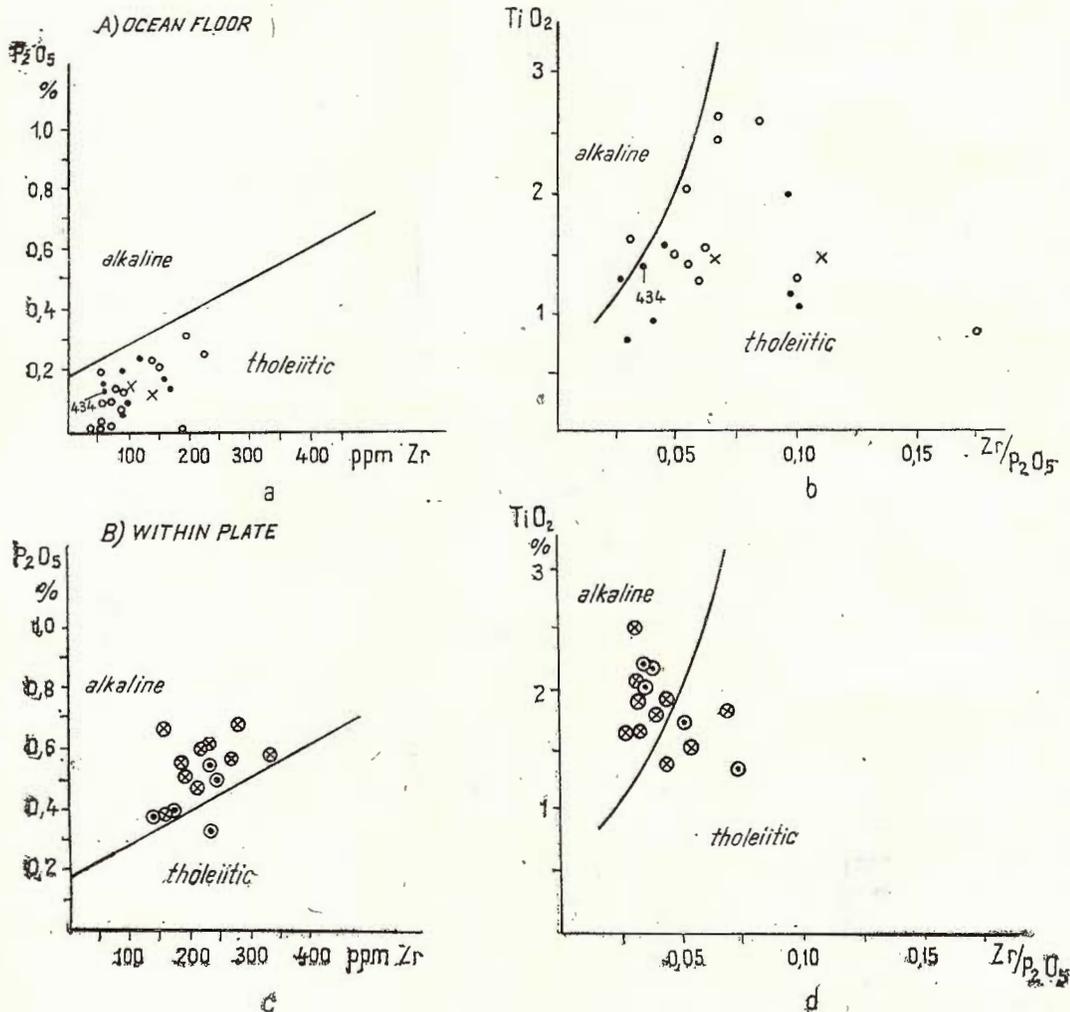


Fig. 3. — The same legend as for Figure 1.

the alkaline rocks or of the rocks of transition to "within plate" alkalines. Otherwise, Nb occurs below the detection line (< 10 ppm) in the "ocean floor" rocks, reaching the 85 ppm value in the "within plate" ones. La has the same behaviour; it is not determined (< 30 ppm) in the "ocean floor" spilites and varies between 30–70 ppm in the "within plate" spilites.

The different behaviour of the stable elements Ti, Zr, Y and P in the two predominant types of basic rocks of the Rarău-Hăghimaş marginal syncline is given by the diagrams of the Figures 4, 5, 6, 7.



We note an increase of the concentration of these elements in the case of the "ocean floor" spilites and the agglomeration of the "within plate" ones in distinct fields, there being no differentiation tendency; we also note the high P_2O_5 contents of the latter.

Fig. 4. — The same legend as for Figure 1.

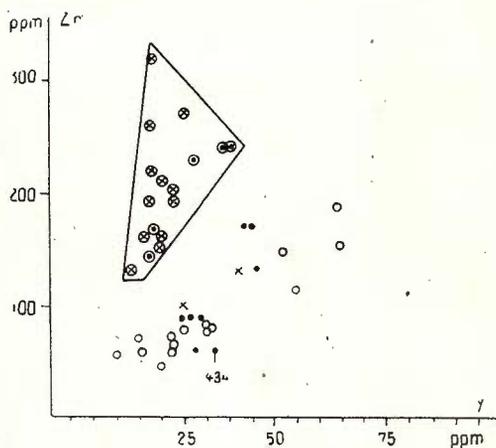
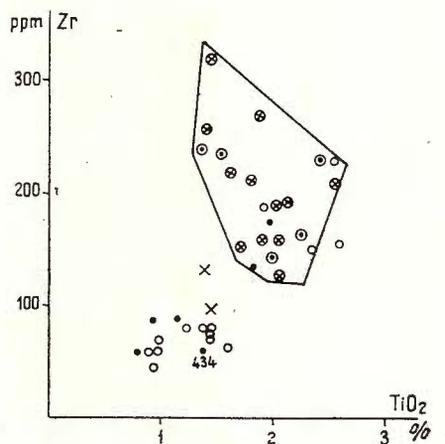


Fig. 5. — The same legend as for Figure 1.

By using the Rayleigh model, Beccaluva et al. (1977) determined the liquid fraction F at a defined differentiation stage by the ratio C^A/C_1^A in which C^A represents the initial concentration of original magma, while C_1^A represents the concentration in the liquid of a residual element A . It chooses Zr for residual element. The initial Zr content of primary basaltic magma was estimated on the basis of the Ni and Cr distribution which are strongly incorporated in the early



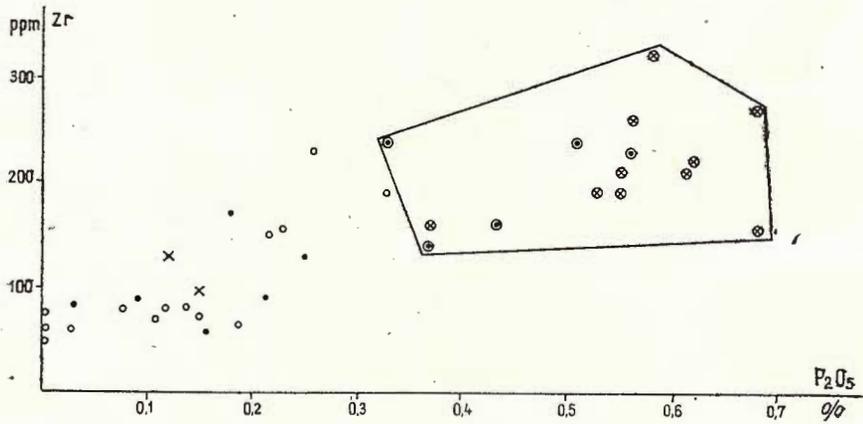


Fig. 6. — The same legend as for Figure 1.

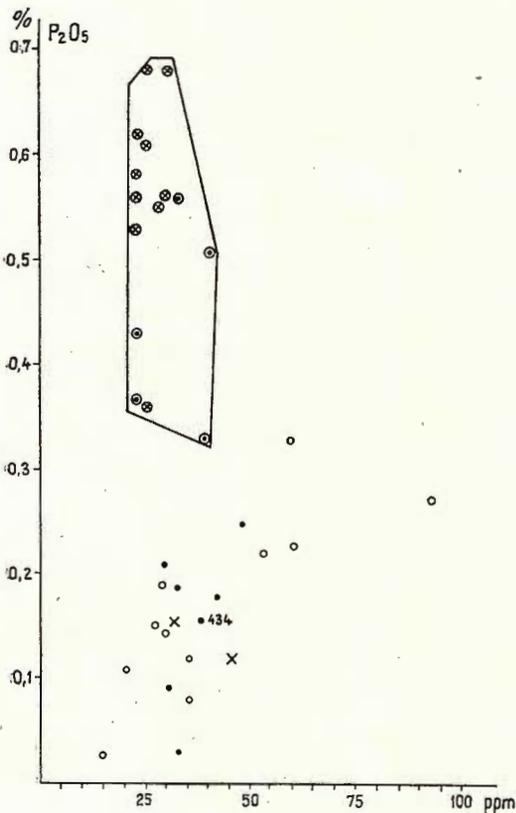


Fig. 7. — The same legend as for Figure 1.



crystallizing minerals. It is this type of representing the differentiation of the "ocean floor" basaltic magma that we also adopted.

Figure 8 presents the Cr+Ni variation depending on Zr. We chose as initial value for the original basic magma the Zr values mean (54 ppm) corresponding to the greatest Cr+Ni contents (samples 2762/1, 2762/5, 2762/8) and representing thus the least differentiated body (pillow-lava on the road north of the Rarău challet). The value of the 54/Zr ratio shows, for the other rocks, the stage of fractional differentiation.

Fig. 8. — The same legend as for Figure 1.

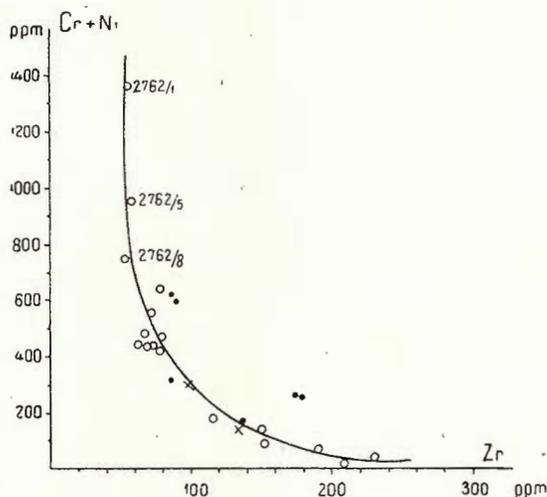


Figure 9 contains the projection of the trace elements Ni, Cr, V and Y and of the main oxides, MgO, SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, total Fe₂O₃ and P₂O₅, against the value of the 54/Zr ratio. We note the sharp decrease of the Cr and Ni contents alongside the MgO ones and to a less extent the Al₂O₃ contents. Other oxides, such as TiO₂, total Fe₂O₃, P₂O₅ as well as V and Y, show an increase of their concentration at the same time with their differentiation; Y increases the most obviously.

Figure 10 presents the V variation depending on Sc and points to the positive correlation between these elements for all the rock types of the ophiolitic complex.

We note greater Sc contents in the "ocean floor" spilites, the Sc medium value for the basic rocks given by Kraft and Schindler (30 ppm) separating the two main types of basic rocks of the Rarău-Hăghimaș syncline.

The positive Y/Yb correlation is pointed out by the diagram of Figure 11, within which all the basic rocks are projected round the line Y/Yb = 10; at the same time we note that the values are somewhat higher for the "ocean floor" spilites as compared to the "within



plate" ones ; all the basic rocks of the ophiolitic complex presented so far surpass the medium values of literature.

The alkaline-earth elements, Ba and Sr, are affected by the spilitization process. There are no significant variations for each group,

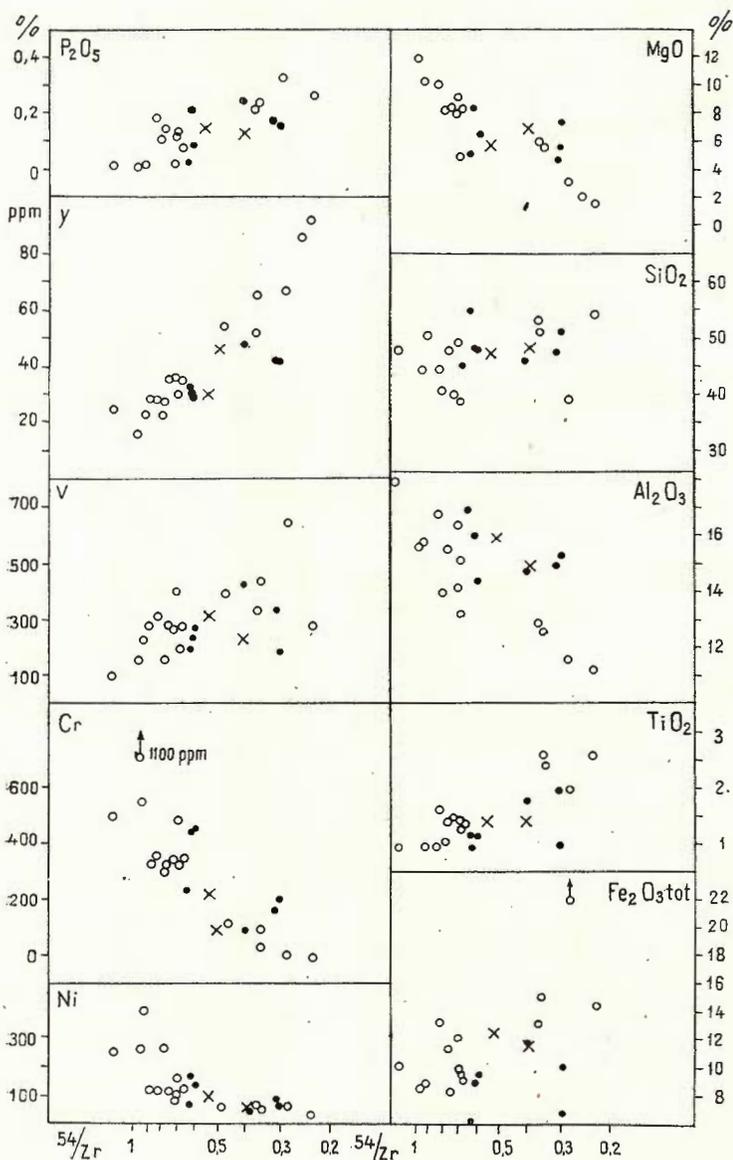


Fig. 9. — The same legend as for Figure 1.



Fig. 10. — 1, 2, 3, 4, 5, The same Figure 1; 6, ultrabasic rocks of the Rarău syncline; 7, ultrabasic rocks of the Hăghimaș syncline; 8, medium values for ultrabasic rocks after Kraft and Schindler; 9, medium values for basic rocks after Kraft and Schindler.

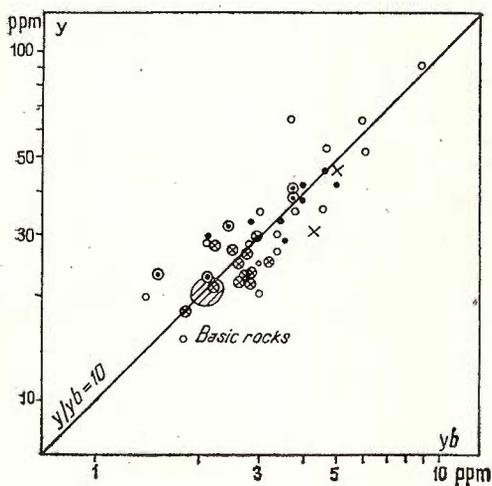
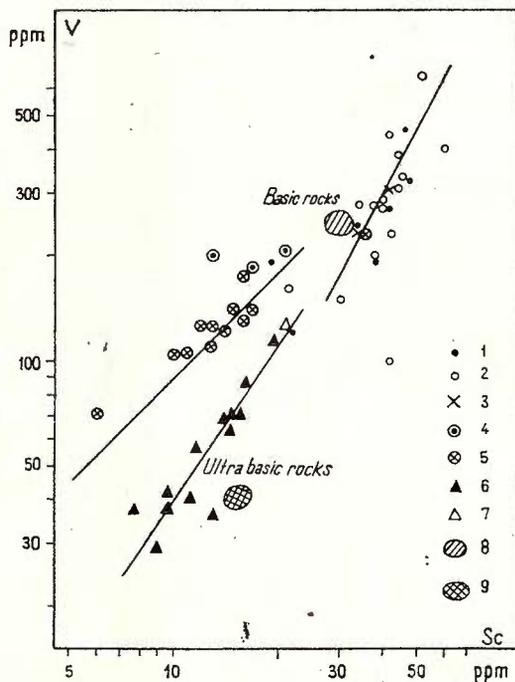


Fig. 11. — The same legend as for Figure 1.



but we note that the greatest Ba and especially Sr values occur in the "within plate" spilites.

Spilitization is generally present in the basic rocks and could be responsible for the high Li values which may reach 170 ppm. Similar Li values have been registered for the spilites of the Écrins-Pelvoux massif (Vatin-Pérignon et al., 1974).

The group of basic rocks of the "volcanic arc" type is the most refractory as regards the registering on differentiation diagrams. Their Zr and Y values are extremely low and are P_2O_5 deficient.

Finally, we want to point out the fact that sample 434 (the amphibolite on the Deremoxa valley) falls within most of the variation diagrams in the neighbourhood of the basic rocks field and it never occurs near it, nor makes the passage to the ultrabasic rocks.

Conclusions

The investigations carried out by us represent the first systematic petrological study and the first geochemical investigation of the Mesozoic magmatites of the entire Rarău-Hăghimaș syncline and lead us to the following general conclusions :

— The reconstruction within the klippe and nappe outliers of an ensemble of basic rocks (pyroclastites, massive flows and pillow-lava, doleritic veins, tuffites and radiolarites) leads to the conclusion that within the external marginal syncline, the magmatic rocks associated with the Transylvanian series represent the vestiges of an ophiolitic complex ;

— The fact that all over the Rarău and the Hăghimaș Mountains there exist a number of elements which prove the presence of the rocks with features characteristic of those which originate in "ocean floor" zones, confirms the previous hypothesis (Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; Săndulescu, 1975) according to which the origin domain of the ophiolitic sequence — the Transylvanian domain — is characterized by an ocean type crust. This hypothesis is based on the presence of ultramafic rocks of the cumulus type and possibly of the acid differentiate on the Fundul Pojorîtei brook, as well as of the flows of massive basic rocks or pillow-lava, within which we could follow tholeiitic magmatic differentiations resembling the "ocean floor" mafic séquence of Corsica (Beccaluva et al., 1977). The presence of orthopyroxene-rich peridotites and of acid quartz differentiates in the tholeiites of Cyprus was interpreted by Ohnenstetter et al. (1975) by means of a comparison with the Corsican ophiolites pointing to the fact that the former were formed by fractionation under low pressure conditions due to rapid upward moving of the diapirs. Could this situation be characteristic of some of the ophiolites lying in the Rarău-Hăghimaș syncline, as well ?

However, the presence of the "within plate" basic rocks in the specific geological conditions in which they appear, must be interpreted



as originating in eruptions similar to those of the Kyrenia zone (Cyprus) compared by Pearce (1975) to the actual ones of Hawaii and Galapagos, namely volcanic islands within an oceanic plate.

The presence of the basic metamorphosed rocks (the garnet amphibolites on the Deremoxa valley) may be interpreted either as representing the rests of some continental crust fragments which remained in the oceanic domain during the spreading, or as a "subsea floor" metamorphism phenomenon which may lead to the formation of hydrated minerals of the greenschist facies or, at high temperature, metamorphites in the amphibolite-granulite facies, cited in other development areas of the ophiolites, too (Beccaluva et al., 1977).

Although conclusive data are needed, the rare presence of prehnite on the fissures of the tuffs and the flows of basic rocks, and more rarely of pumpellyite, zeolites and actinolite (actinolitized variolite 3178 D) could lead to the conclusion that high pressure metamorphism phenomena could have also occurred in the Transylvanian basin.

REFERENCES

- Abbate E., Bartolotti V., Passerini P. (1973) Studies on mafic and ultramafic rocks. 2. Paleogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in the Mediterranean area. *Boll. Soc. Geol. It.*, 91, p. 239—282.
- Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Venturelli G. (1977) *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, p. 11—31.
- Gandrabura E. (1970) Ariegitul din Valea Deremoxa (Breaza, jud. Suceava). *Anal. Științifice Univ. Al. I. Cuza, Iași*, XVI, II, b, Geologie.
- Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Rocci G. (1975) Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. *Petrologie*, I, 4, p. 291—317.
- Pearce J. A., Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci. Lett.*, 19, p. 290—300.
- (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41—67.
- Rădulescu D., Sănduleșcu M. (1973) The Plate Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155—161, Amsterdam.
- Sănduleșcu M. (1975 a) Studiul părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. Geol.*, L, București.
- (1975 b) Essai de synthèse structurale des Carpathes, B.S.G.F. (7), XVII/3, Paris, p. 299—358.



- (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mesozoice din bazinul superior al văii Moldovei. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, p. 149—176, București.
- Vatin-Pérignon N., Aumaitre R., Buffet G. (1974) La spilisation dans le massif des Écrins-Pelvoux; Un cortège intrusif et effusif dolérito-spilitique (Alpes françaises Occidentales). *Géologie Alpine*, 50, p. 153—194.

EXPLANATION OF PLATES

Plate III

- Fig. 1. — Orthopyroxene megacrystal with clinopyroxene exolutions. N+; ×40.
- Fig. 2. — Clinopyroxene with orthopyroxene exolutions. N+; ×40.
- Fig. 3. — Peridotite with amphibole, serpentinized. N+; ×40.
- Fig. 4. — Prehnite on the fissures of a basic tuff. N+; ×15.

Plate IV

- Fig. 1. — Schallstein with titan augite fragments, basic glass, holes with analcime. Aug = augite, An = analcime. N II; ×15.
- Fig. 2. — Coalescent vacuoles filled up with analcime in "within plate" basic rocks. N+; ×15.
- Fig. 3. — Schallstein with fragments of different spilitic rocks and limestone fragments. Sp = spilites, Cc = limestone. N II; ×15.
- Fig. 4. — Schallstein rich in limestone fragments and recrystallized basaltic glass (palagonite?).

Plate V

- Fig. 1. — Zoned plagioclase phenocrystal, saussuritized in basic rocks with porphyric texture. N+; ×40.
- Fig. 2. — Vacuole filled up with iron oxides, calcite, chlorite, zonally displayed. N II; ×15.
- Fig. 3. — Porphyric microgranular spilites. N+; ×15.
- Fig. 4. — Subintersertal texture with old calcitized olivine crystals. N+; ×15.

Plate VI

- Fig. 1. — Variolitic texture with old opacitized olivine crystals. On fissures there deposits calcite and a mixture of chlorite and pumpellyite. N II; ×15.
- Fig. 2. — Holocrystalline basic rocks with subophitic texture. N+; ×15.
- Fig. 3. — Plagiogranite with intersertal texture, consisting of albite hornblende, quartz and opaque minerals. N+; ×15.
- Fig. 4. — Acid differentiate with cumulus type texture, consisting of sericitized acid plagioclase (pl), opacitized femic minerals and quartz (q). N+; ×15.



Plate VII

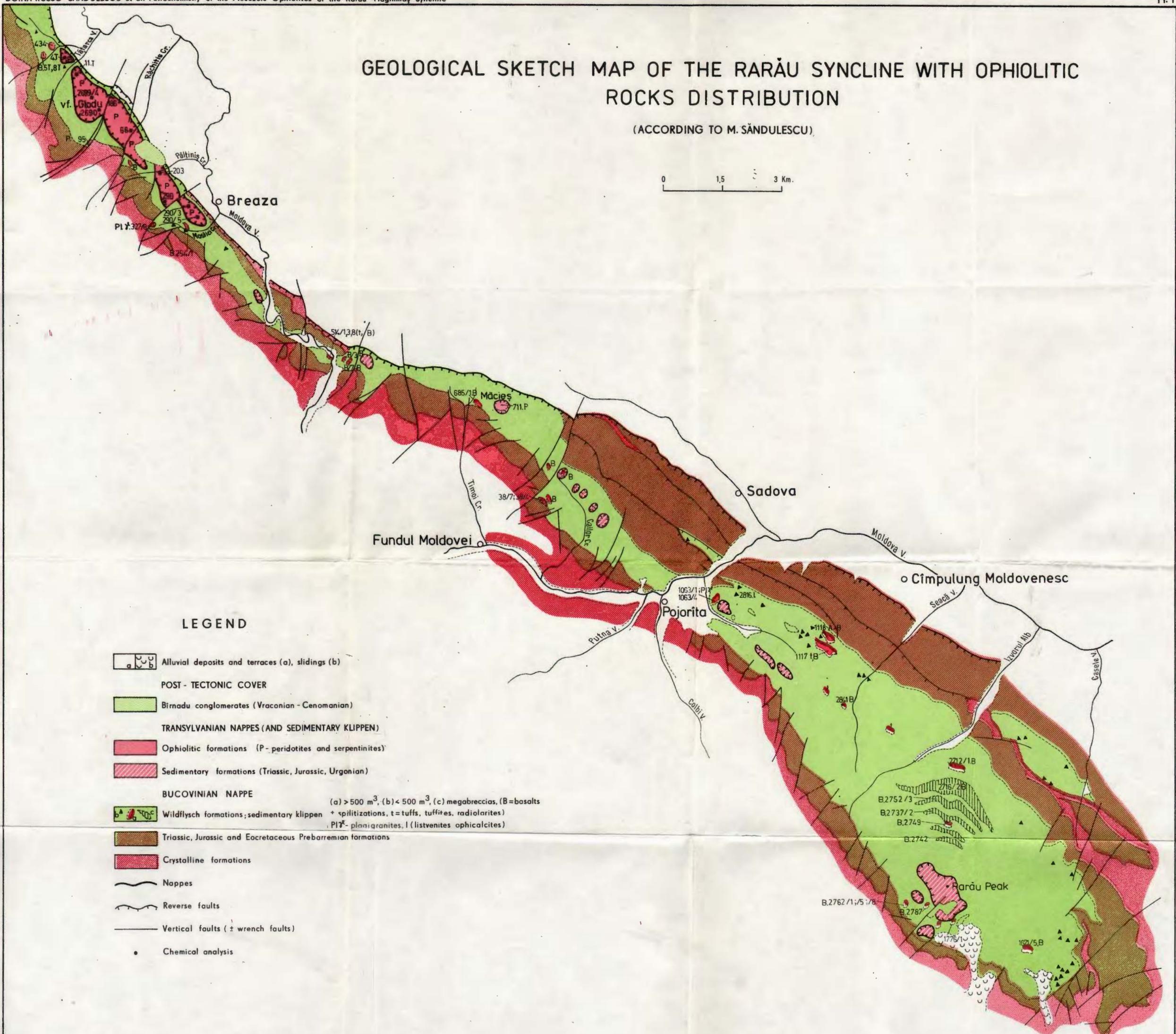
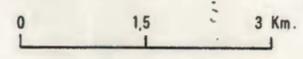
- Fig. 1. — Silicified rock with magmatically corroded quartz. N + ; $\times 15$.
Fig. 2. — Massive amphibolite with clinopyroxenes (px) and garnets with kelyphitic corona, crossed by prehnite veinlets. N II ; $\times 15$.
Fig. 3. — Amphibolite with mylonitization zones and fractures filled up with prehnite (ph) ; Sph = sphene. N + ; $\times 40$.
Fig. 4. — Oriented pyroxenite zone in the amphibolites on the Deremoxa valley. N II ; $\times 15$.





GEOLOGICAL SKETCH MAP OF THE RARĂU SYNCLINE WITH OPHIOLITIC ROCKS DISTRIBUTION

(ACCORDING TO M. SĂNDULESCU)



LEGEND

- Alluvial deposits and terraces (a), slidings (b)
- POST - TECTONIC COVER
- Birnadu conglomerates (Vraconian - Cenomanian)
- TRANSYLVANIAN NAPPES (AND SEDIMENTARY KLIPPEN)
- Ophiolitic formations (P - peridotites and serpentinites)
- Sedimentary formations (Triassic, Jurassic, Urganian)
- BUCOVINIAN NAPPE
 - Wildflysch formations; sedimentary klippen + spilittizations, t = tuffs, tuffites, radiolarites
 - PI⁷ - plagiogranites, l (listvenites ophiolites)
 - Triassic, Jurassic and Eocretaceous Prebarremian formations
 - Crystalline formations
 - Nappes
 - Reverse faults
 - Vertical faults (± wrench faults)
 - Chemical analysis

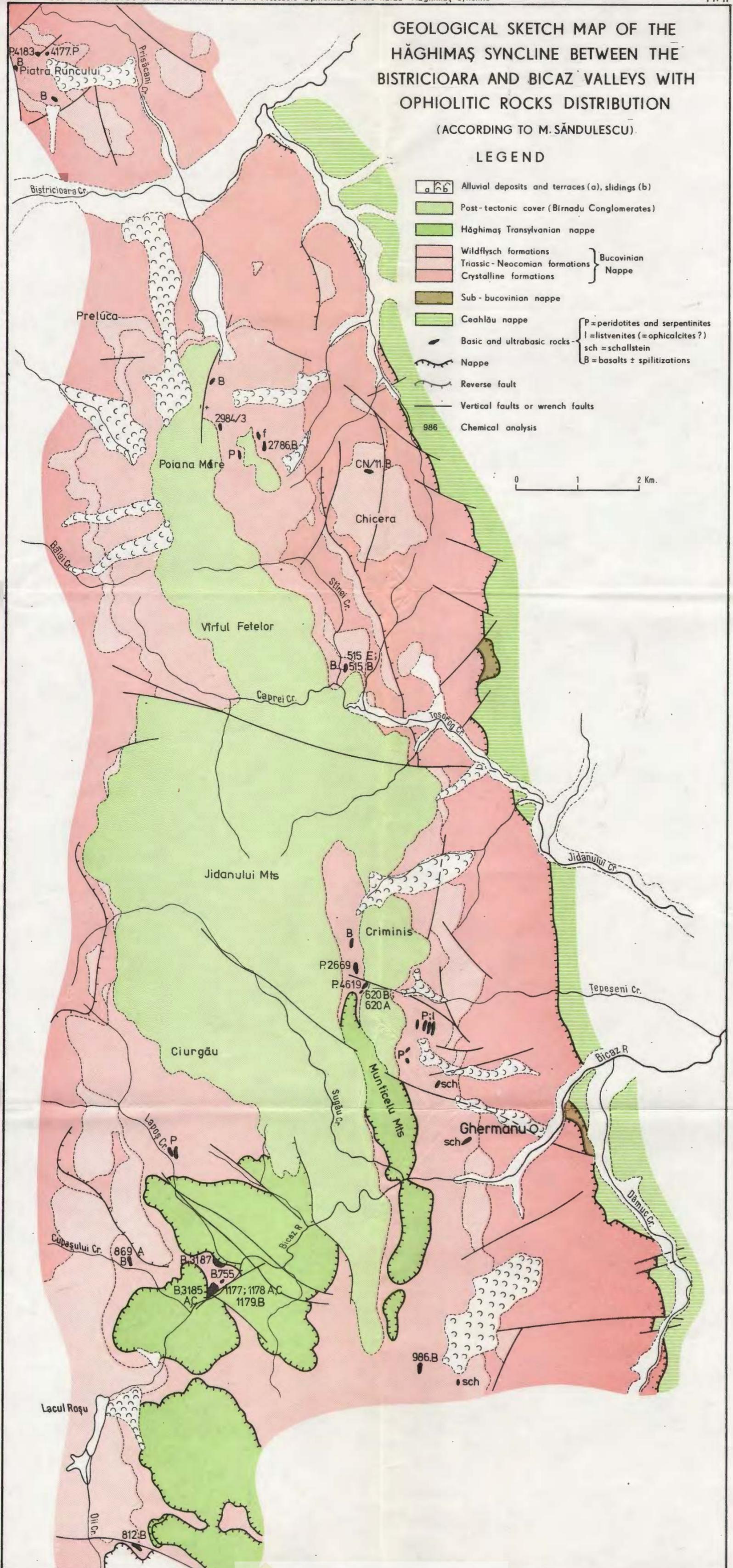
GEOLOGICAL SKETCH MAP OF THE HĂGHIMAŞ SYNCLINE BETWEEN THE BISTRICIOARA AND BICAZ VALLEYS WITH OPHIOLITIC ROCKS DISTRIBUTION

(ACCORDING TO M. SÂNDULESCU).

LEGEND

- | | |
|--|--|
| | Alluvial deposits and terraces (a), slidings (b) |
| | Post-tectonic cover (Birnadu Conglomerates) |
| | Hăghimaş Transylvanian nappe |
| | Wildflysch formations |
| | Triassic-Neocomian formations |
| | Crystalline formations |
| | } Bucovinian Nappe |
| | Sub-bucovinian nappe |
| | Ceahlău nappe |
| | Basic and ultrabasic rocks |
| | { P = peridotites and serpentinites |
| | { l = listvenites (= ophicalcites?) |
| | { sch = schallstein |
| | { B = basalts ± spilizations |
| | Nappe |
| | Reverse fault |
| | Vertical faults or wrench faults |
| | 986 Chemical analysis |

0 1 2 Km.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

PETROLOGICAL OBSERVATIONS ON AMPHIBOLITIC ROCKS
FROM THE WEST FĂGĂRAȘ MOUNTAINS¹

BY

LIVIU ANTON², RADU CONSTANTINESCU², ALEXANDRINA MEDEȘAN²,
ALLA ZĂMÎRCĂ²

Amphibolic rocks. Petrochemistry. Petrogenesis. Basic magmatic rocks. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Făgăraș Mountains.

Sommaire

Observations pétrologiques sur les roches amphiboliques du massif Făgăraș. L'étude minéralogique et chimique des roches amphiboliques de l'ouest du massif Făgăraș nous a permis de considérer leur origine dans les roches magmatiques basiques. L'utilisation des critères, déjà connus, de discrimination entre l'ortho- et le paraamphibolite prouve la validité de cette interprétation.

On the background of a metamorphic suite and at different transformation levels, amphibolic rocks represent a peculiar petrographic category, characterized by a more basic chemism, generally in opposition with the base of the series and mineralogically very simple, the basic paragenesis being represented by the hornblende+plagioclase association.

The amphibolitic rocks studied by us (Fig. 1) occur as lenses or bands of very variable thicknesses — from centimeters to hundreds of meters — inserted among the formations of the Vemeșoia zone and of the Cumpăna series (Ghika-Budești, 1940; Dimitrescu, 1963) from the West Făgăraș Mountains, (South Carpathians); these formations are represented by micaschists, paragneisses, biotite or two mica schists, quartzites, crystalline limestones and chloritic micaschists.

¹ Received on March 19 1979, accepted for publication on April 3 1979, presented at the Meeting of May 11 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



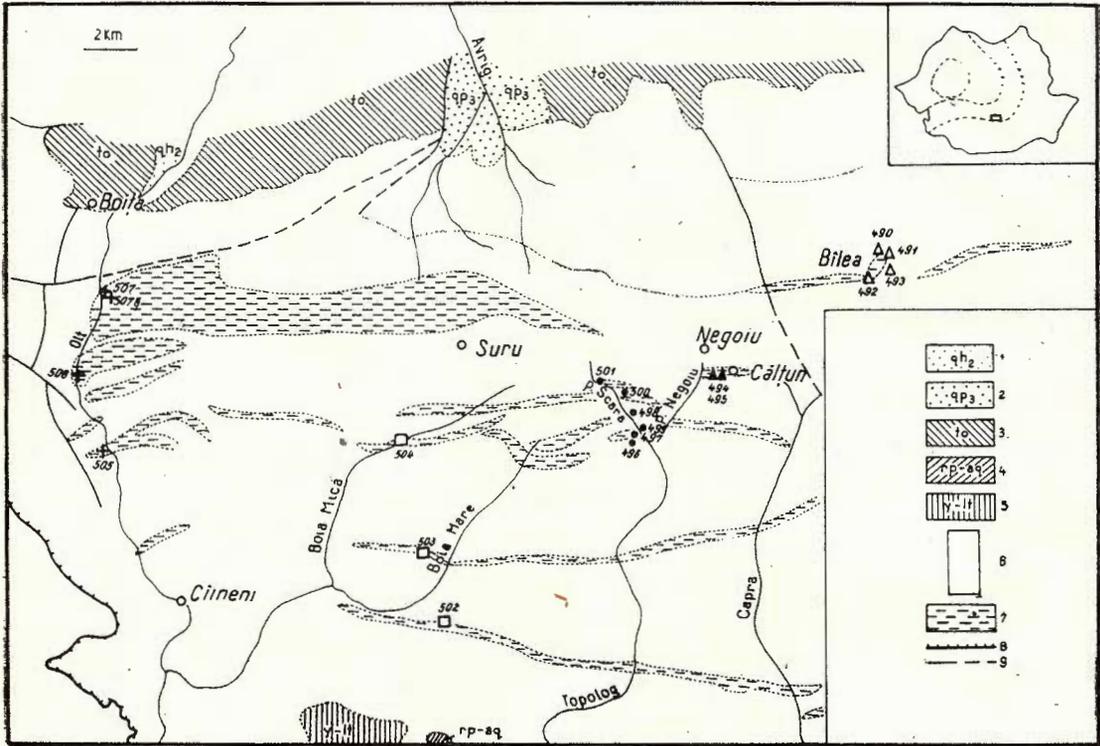


Fig. 1. — Geological sketch map of studied zone, with position of samples (South Carpathians, W Făgăraș Mts.).

- 1, Upper Holocene ; 2, Upper Pleistocene ; 3, Tortonian ; 4, Rupelian-Aquitainian ; 5, Ypresian-Lutetian ; 6, micaschists and paragneisses with : almandine ; staurolite ; kyanite ; sillimanite ; 7, amphibolites ; 8, overthrust ; 9, normal faults.

Petrographic data

After texture and structure the following types of amphibolic rocks can be distinguished :

- amphibolic schists ;
- layered and non-layered amphibolites ;
- amphibolic gneisses.

The mentioned rocks contain besides amphiboles and plagioclase, garnet and biotite which determine the variety type. Despite appearing constantly in parageneses, the epidote is secondary developed at the expense of amphibole or plagioclase and does not characterize the isograds of the discussed formations.

The actinolite, the chlorite, the sericite, the quartz and the calcite appear as transformation products, too.



The titanite is the main accessory mineral, practically present all around, attaining more than 3% of the rocks volume. In addition, there are the rutile, the ilmenite, the apatite, the magnetite, the pyrite and the pyrrhotite.

The main constituent of the studied rocks is a green hornblende whose composition is hard to infer from optical properties, but its bluish pleochroism in a series of microscopical sections suggests a greater Na_2O and K_2O content and, accordingly, indicates the conditions of a higher pressure metamorphism (Shido, 1958); another category of samples presents a light greenish amphibole, almost colourless in thin sections and with a more reduced refringence, characteristics which permit us consider that the magnesium amount is higher in the detriment of iron (Deer et al., 1963). The habitus may be idiomorphic, in case the crystals are small, or xenomorphic, with plagioclase and titanite inclusions, as the dimensions are greater. The latter situation may be the result of a local recrystallization process, after which blastic individuals grew over initially small amphibole germs. The transformation of the amphibole, more or less accentuated, but never total, takes the aspects: hornblende-biotite-chlorite, with the stages established on the same individual; hornblende-epidote and, rarely, hornblende-epidote-calcite; most frequently, hornblende-actinolite, only as an incipient process, easy to be remarked by the modification of the mineral refringence and pleochroism. Some amphibolic rocks from the W of the studied zone contain as main mineral the actinolite, frequently associated with biotite, possibly formed afterwards.

Generally, the plagioclase, an oligoclase, is unexpectedly fresh, even in the rocks whose paragenesis points to the existence of retro-morphism. Its physiographic features, composition and relations with the rest of the paragenesis show its late recrystallization, at the same time with the quartz which is rather abundant in the rock, but after the appearance of secondary actinolite which the plagioclase includes. The ensemble of conditions in which it exists proves its late formation in most cases. The rare mirmekitic textures plead for a metasomatic phase, interrupted in this case, before the appearance of potassic feldspar, which they precede. Only one sample, a hornblendite (496) from the Scara valley, has the plagioclase wholly substituted by sericite + clinozoisite and quartz. The shape of the crystals is idiomorphic or xenomorphic; late last situation is to be met in the case of bigger crystals, which substitute the preexisting mineralogical material and include it, superposing a granular, massive structure to the oriented structure of the rock; othertimes, the feldspar + quartz association gets the aspect of an equigranular mosaic, parallel with the amphibolitic foliation; the rolling extinction of the quartz and feldspar individuals points to the formation of this material at the same time with a lamination phase. The participation of plagioclase to the rock texture varies from 1/5 — in *sensu stricto* amphibolites, to 1/2 — in amphibolic gneisses.



Special mention should be made of the great frequency of the quartz in the amphibolitic rocks. It has a late neosomatic origin, the mineral being often very aggressive against the typical amphibolitic paragenesis and strongly corrosive over the hornblende.

The garnet and biotite participation in the amphibolites does not exceed 4—5%, in a very ununiform distribution — centimetric wide bands of rock relatively rich in these minerals alternate with other bands wholly lacking in garnet and biotite. The biotite is of two kinds: a chloritized biotite resulted from hornblende transformation and another one, late, neosomatic lying transversally against the amphibole elongation.

The titanite occurs as small grains which build up belts or long nests or as small, microscopical lenses oriented according to the schistosity. Hipidiomorphic crystals, with sizes of 1—2 mm and of envelope shape are characteristic for the petrographic varieties with recrystallized hornblende. Very often, the titanite forms an external zone around some rutile or/and ilmenite cores and is, in its turn, replaced by leucoxene.

The opaque minerals are represented by: oxides — magnetite and ilmenite and sulphides — pyrite, pyrrhotite and, eventually, chalcopyrite (sample 498). The oxides are related both to the *sensu stricto* amphibolite genesis, being a source for the epidote and titanite formation, and to the quartz felspar phase, being neosomatic and resulting from the remobilisation of material and not from a supply of substance. The sulphides are contemporaneous with this second oxide generation.

Among secondary minerals, the epidote has a special place, both through its abundance and through its genetic significance — it is not a matter of epidote amphibolites, but of epidotized amphibolites. Its development takes place both at the expense of hornblende, when it is associated with more or less calcite, and at the expense of plagioclase, situation in which it is associated with the sericite. Initially, the epidote occurs in microcrystalline, granular shape and then, it seems to recrystallize as millimetrical prisms during the quartz-felspar stage.

The succession relations among the minerals of the amphibolitic association prove that the rocks of the investigated area were initially metamorphosed at least in the pressure and temperature conditions characteristic of the hb+plg An 25% isograde (Winkler, 1970), equivalent of the "staurolite in" isograde of pelitic rocks, while later on they were retro-morphically metasomatized at the same time with a lamination phase.

Chemical characteristics of amphibolitic rocks

Out of the collected material we have selected a number of 19 samples of more representative amphibolitic rocks, which we have analysed chemically; most of them have been also spectrally investigated. The results of the analyses are given in Tables 1 and 2.



TABLE 1
 Chemical Composition (% weight) of the Analysed Făgăraș Amphibolites

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Fe(S)	H ₂ O ⁺	Total
490	51.00	14.00	4.43	8.40	0.17	5.30	6.60	3.10	0.42	3.88	0.42	0.30	0.10	0.09	2.03	100.23
491	47.10	7.30	2.63	6.62	0.23	20.90	10.37	0.00	0.00	0.87	0.21	0.00	0.11	0.10	3.30	99.74
492	48.90	16.65	5.28	5.94	0.16	6.05	7.18	4.25	0.60	2.48	0.31	0.00	0.10	0.09	1.56	99.54
493	53.40	14.20	4.37	6.33	0.15	5.76	7.18	4.50	0.54	2.20	0.30	0.00	0.10	0.09	0.88	99.99
494	17.30	17.30	3.27	7.60	0.15	4.17	8.42	4.66	0.40	3.22	0.39	0.00	0.17	0.15	0.73	
495	50.30	13.61	2.52	8.94	0.19	7.34	8.76	3.23	0.32	3.04	0.34	0.00	0.06	0.05	0.87	99.57
496	47.30	14.00	2.06	9.36	0.30	9.31	10.86	0.44	1.27	3.10	0.81	0.00	0.08	0.07	1.63	100.59
497	52.20	13.79	3.50	6.45	0.29	7.94	11.66	1.77	0.16	1.48	0.15	0.00	0.05	0.04	1.17	100.65
498	51.40	13.20	2.54	12.37	0.26	5.00	9.16	0.65	0.27	3.49	0.48	0.00	0.48	0.42	0.98	100.70
499	49.60	13.01	2.73	8.48	0.20	8.02	11.38	2.54	0.27	2.42	0.28	0.00	0.04	0.03	1.04	100.05
500	50.40	13.60	3.19	9.37	0.18	6.90	9.63	3.09	0.12	2.05	0.23	0.70	0.13	0.11	1.01	100.71
501	46.10	13.61	4.78	9.70	0.21	6.86	9.86	2.92	0.30	3.21	0.35	0.00	0.10	0.09	1.52	99.60
502	51.00	13.90	2.84	8.80	0.15	5.81	9.48	3.23	0.38	2.34	0.35	0.50	0.08	0.07	1.31	100.24
503	49.50	15.83	3.22	6.56	0.17	9.53	10.22	2.54	0.27	1.14	0.13	0.00	0.06	0.05	1.03	100.25
504	48.10	15.13	4.56	8.22	0.18	6.41	10.16	2.82	0.65	2.12	0.28	0.00	0.06	0.05	1.69	100.43
505	46.70	15.53	3.71	7.75	0.18	7.04	10.45	2.67	0.22	1.60	0.21	2.05	0.10	0.09	1.48	99.77
506	46.81	14.10	3.83	6.54	0.18	9.47	12.66	1.89	0.27	0.84	0.06	1.79	0.06	0.05	0.99	99.54
507a	50.15	12.85	4.86	9.32	0.22	6.46	10.67	2.48	0.22	1.54	0.12	0.50	0.06	0.05	1.15	100.65
507b	48.80	15.03	3.92	8.80	0.23	6.43	10.93	3.00	0.27	1.20	0.23	0.61	0.05	0.04	1.38	100.92



TABLE 2

Trace Elements Content (ppm) of the Analysed Făgăraş Rocks

Sample	V	Zr	Cr	Ni	Co	Mo	Sc	Y	Yb	Pb	Cu	Zn	Ga	Sn	Sr	Ba
490	360	350	46	44	28	0.9	31	48	2.8	8.5	67	270	20	4	300	150
491	210	21	1500	1050	52	1	13	15	0.8	4.5	7	195	5.5	7	12	15
492	245	220	145	50	20	2.5	31	34	2.2	9	26	215	19	4	420	210
493	240	215	123	47	25	2	27	31	2.2	15	23	230	17.5	3	450	165
494	300	250	45	43	26	1.5	24	32	1.7	35	70	230	20	5	450	160
495	270	220	230	100	36	2	34	29	1.8	50	55	300	17	3	310	80
496	200	280	258	145	37	2.5	25	40	2.7	18	32	240	14	7	250	130
497	240	135	52	75	37	2	42	20	1.7	6	44	380	11.5	3	300	43
498	525	280	31	34	36	< 0.9	39	48	3.5	4	300	530	18	5	270	29
501	400	240	37	49	38	2	35	40	2.8	3.5	95	280	17	3	270	80
503	200	100	250	150	34	1.5	33	23	2.4	4	36	205	11	3.5	210	95
504	225	175	58	44	28	1	33	31	2.4	7	49	290	15	3	270	140
505	225	150	270	95	34	2	42	29	2.4	2.5	140	215	13	3.5	240	70
506	240	49	575	200	42	2.5	49	19.5	2.4	2	150	190	9	3.5	135	32
507a	340	115	150	65	40	2	52	34	3.8	6	140	215	13	3	135	50

All the following Figures present sample 491 — tremolitite — as having a special position, the series of rocks from the Bîlea zone being characterized by samples 490, 492 and 493.

The careful examination of the diagrams which relate the various analytical values (Fig. 2—15) allows a first statement, namely that the rocks of the eastern and western part of the investigated area are grouped constantly in separated fields or curves; the extremes are formed by the rocks of the Bîlea zone — the east of the region and by the rocks from the Olt valley — the west of the region; among these, the amphibolites of the intermediate zones group as follows: the Călţun ones next the Bîlea rocks and those from the Boia basin next the Olt valley rocks field; the rocks from the Topolog springs present some chemical affinities with the western part of the region, or, more seldom, they have intermediate features. We may add the remark that the extension of the fields or the shape of the curves from certain diagrams differentiate the rocks in the same way.

In the region we mention:

— a direct proportionality among alkaline oxides (Fig. 2 a, b); an inverse proportionality between alkaline oxides, taken separately, and CaO (Fig. 2 a, b); the relations mentioned above are translated through a definite discrimination of zonal types in the Figure 2 c ($K_2O/Na_2O : CaO$);



— the inverse proportionality between FeO and MgO values is preserved for all the mentioned zones (Fig. 3) ;

— the oxidation degree of iron seems to increase surprisingly together with the magnesium content. The Fe^{3+} content decreases together,

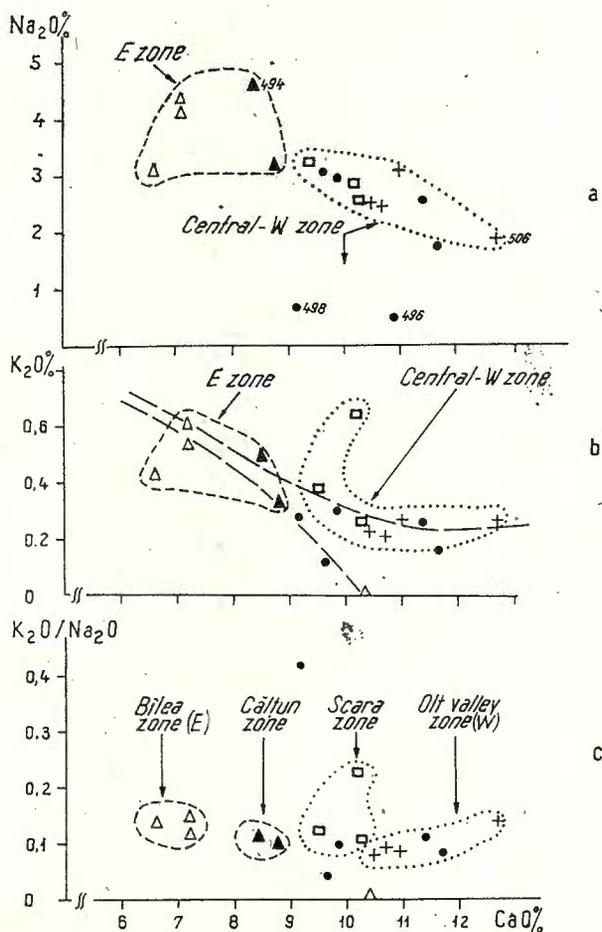


Fig. 2 a, b, c. — $Na_2O\%$, $K_2O\%$, $K_2O/Na_2O : CaO\%$ diagrams for analysed rocks (signs kept from Fig. 1).

with the increasing of the Fe^{2+} content — in the east of the region, and increases simultaneously with it — in the west of the area ;

— the relation between the TiO_2 quantity and the FeO one is inverse proportional from east to west, being directly proportional within the zones (Fig. 4) ;

— the fields of the mentioned zones are also netly delimited by the relation between the frequency of certain minor elements and the quantity of major elements they accompany (Fig. 5 a, b, c) ;

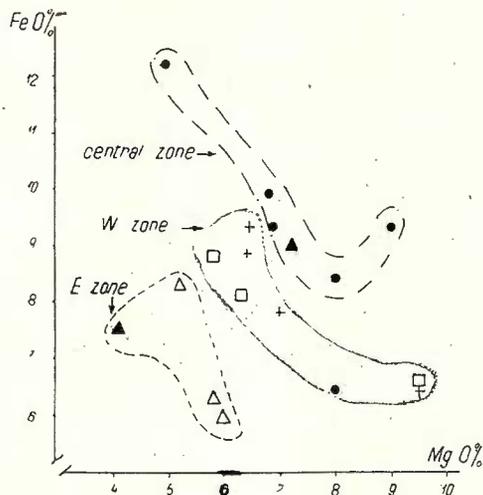
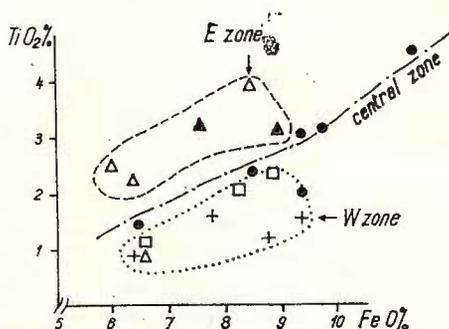


Fig. 3. — $\text{FeO}\% : \text{MgO}\%$ diagram for analysed rocks.

Fig. 4. — Analysed samples plotted on $\text{TiO}_2\% : \text{FeO}\%$ diagram.



— the same chemical zonality is reflected also by diagrams built according to the main Niggli parameters (Fig. 7, 8), its polarised character being pointed out especially through considering auxiliary parameters (Fig. 6).

Origin of the amphibolitic material

Although the authors have not made the inventory of all the amphibolitic rock occurrences from the east of the Făgăraș, the taking over on several transversal profiles of the amphibolitic occurrences emphasized, right in the field, a sum of characteristics which suggest a possible magmatic origin of the material. The most obvious and well known characteristics are the belt or very extended lense shapes and the very clear contact with the neighbouring rocks. The former characteristic leads to the idea of some sills preexistence, while the latter



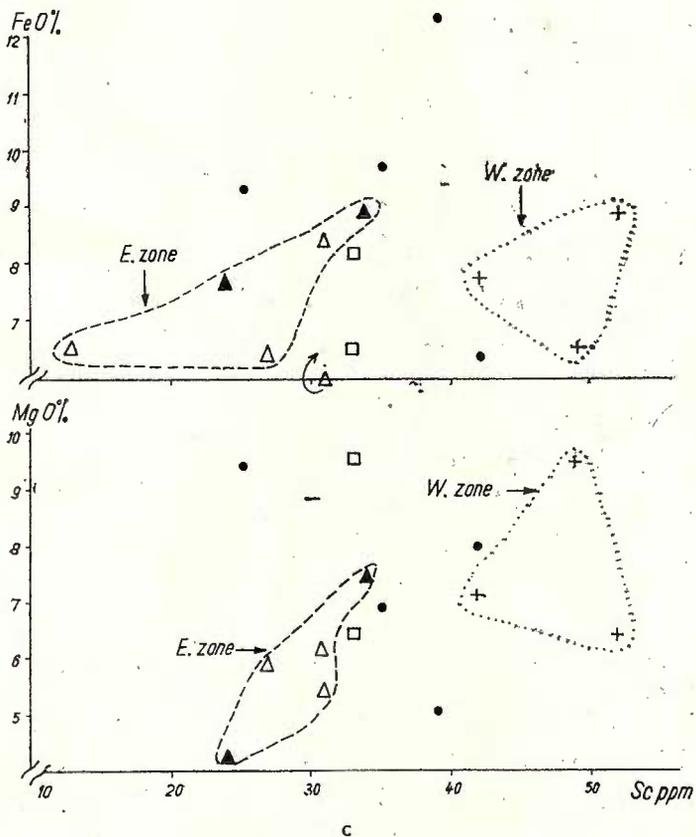
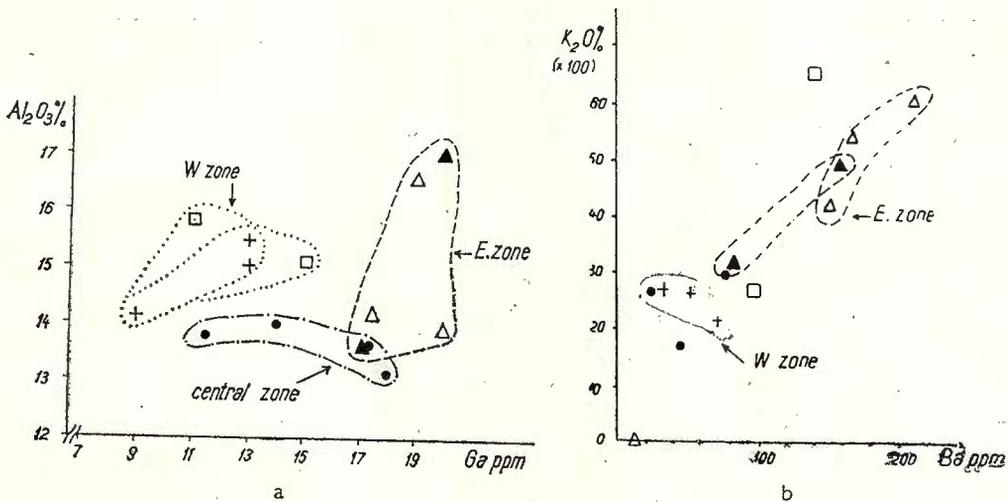
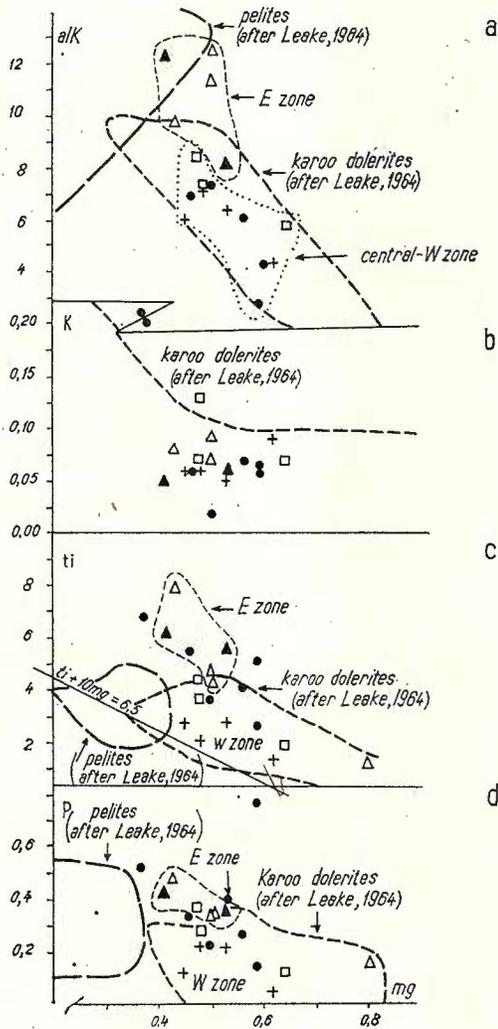


Fig. 5. — Relations between trace elements and their major correspondents in analysed rocks: a — $Al_2O_3\%$: Ga ppm; b — $K_2O\%$: Ba ppm; c — $FeO\%$, $MgO\%$: Sc ppm.





a

b

c

d

Fig. 6 a, b, c, d. — Orthoamphibolitic characters of the Făgăraș Mts. rocks proved by Niggli parameters reports.

cannot occur in the case of metamorphic differentiation of an initially sedimentary material.

In order to clear up the material origin problem, we appealed to the varied interpretation of chemical and spectral analysis data.

According to Rocci (1957) the orthoamphibolites are rocks for which the value $(10\ mg + ti)$ (Niggli parameters) is greater than 6.5 (Tab. 3, Fig. 6 c); Lapadu-Hargues (1958) considers the value 0.8% TiO_2 as inferior limit of the chemical orthoamphibolitic range



TABLE 3
Niggli Parameters for the Analysed Amphibolites

Sam- ple	st	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	w	qz	c/fm
490	137.92	22.31	49.73	19.11	8.85	0.08	0.43	7.89	0.48	0.32	2.53	0.384
491	86.82	7.93	71.60	20.47	0.00	—	0.80	1.21	0.16	0.26	-13.18	0.286
492	122.00	24.47	45.11	19.18	11.23	0.09	0.50	4.65	0.33	0.44	-22.91	0.425
493	140.37	21.99	45.43	20.21	12.37	0.07	0.50	4.35	0.33	0.38	—	0.445
494	148.81	26.05	38.72	23.04	12.19	0.05	0.41	6.19	0.42	0.28	0.05	0.595
495	122.10	19.47	49.67	22.77	8.09	0.06	0.53	5.55	0.35	0.20	-10.26	0.459
496	106.02	18.49	52.67	26.07	2.77	0.66	0.59	5.22	0.77	0.16	5.06	0.495
497	122.75	19.11	47.26	29.36	4.27	0.06	0.59	2.62	0.15	0.32	5.66	0.621
498	134.16	20.30	52.00	25.61	2.09	0.21	0.37	6.85	0.53	0.15	25.79	0.492
499	113.38	17.52	48.60	27.86	6.02	0.07	0.56	4.16	0.27	0.22	-10.69	0.573
500	119.83	19.05	49.13	24.52	7.30	0.02	0.50	3.66	0.23	0.23	9.37	0.499
501	105.50	18.35	50.57	24.17	6.91	0.06	0.46	5.52	0.34	0.30	-22.15	0.478
502	127.53	20.48	45.70	25.39	8.43	0.07	0.47	4.40	0.37	0.22	6.19	0.556
503	109.64	20.66	49.27	24.24	5.83	0.07	0.64	1.90	0.12	0.30	-13.69	0.492
504	112.01	20.76	46.57	25.34	7.33	0.13	0.48	3.71	0.28	0.33	-17.30	0.544
505	108.67	21.29	46.32	26.04	6.85	0.05	0.53	2.80	0.21	0.30	-16.71	0.562
506	100.73	17.88	48.64	29.17	4.31	0.09	0.62	1.36	0.05	0.34	-16.52	0.600
507a	117.19	17.69	49.66	26.70	5.94	0.06	0.45	2.71	0.12	0.31	6.58	0.338
507	111.63	20.26	45.93	26.78	7.04	0.06	0.48	2.06	0.22	0.28	-16.54	0.383

TABLE 4

Discriminant Functions for the Făgăraș Amphibolites (after Shaw and Kudo, 1965)

Samples	490	491	492	493	494	495	496	497	498	499	500	501	502	503	504	505	506	507	507a
X_1	1.96	-9.32	1.06	2.02	2.61	2.54	0.38	6.27	5.20	—	—	4.33	—	0.93	2.86	2.68	2.54	—	3.10
X_2	2.95	2.49	2.54	2.51	2.38	3.53	3.05	3.95	3.77	—	—	3.67	—	3.38	3.06	3.80	4.43	—	3.43
X_3	3.02	1.36	0.31	0.07	2.79	4.78	8.61	3.11	6.71	4.54	2.84	4.77	3.25	-0.30	2.43	1.51	-2.09	0.63	1.10

Positive value = igneous; negative value = sedimentary.



(Tab. 1). The two mentioned criteria show that all the analysed amphibolic rocks proceed from a magmatic material.

The QLM diagram (Fig. 7) presents the analysed amphibolites field superposed over the domain of the ophiolitic and lamprophyric

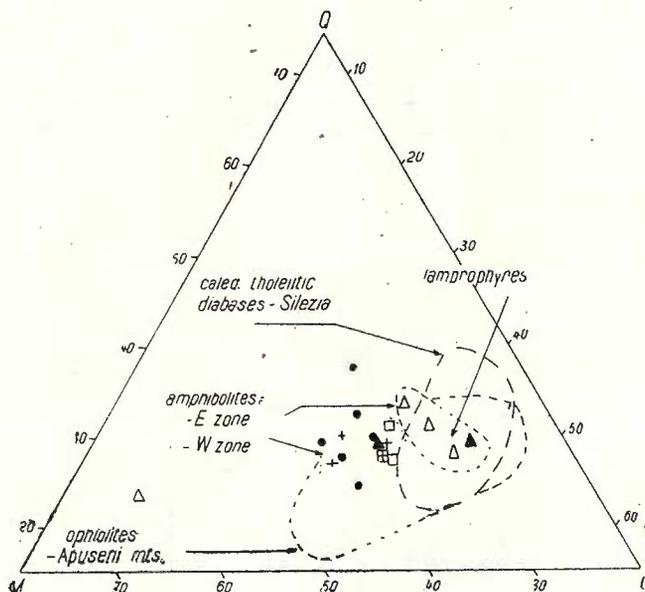


Fig. 7. — QLM diagram for the Făgăraș amphibolites. Some basic rock areas are also drawn.

rocks. The chemical similarity of the amphibolic rocks from the Făgăraș Mountains with the basic magmatic rocks, mentioned by Savu and collaborators (1978), is also pointed out by the Niggli parameters projection — Fig. 6, 8, 9, 10.

Figures 9 and 10 identify the orthoamphibolites field with that of the basic magmatic rocks (Leake, 1964 and Orville, 1969); the rocks analysed by us join the same field of the diagrams.

The actual tendency in tackling of amphibolite origin problem excludes the consideration of particular chemical analysis values or of one sample parameters, and has in view the leaning of chemical variation of the rocks ensemble of a metamorphic domain; the idea is based on the observation that magmatic and sedimentary rocks behave differently during metamorphization. In Figures 8 and 9 the extension of the projection fields of the Făgăraș samples is made on the evolution direction of the basic magma chemism. Figure 11 a, b pleads for the same conclusions; during basic magmas differentiation, the Cr and Ni frequency variation is directly proportional with the mg Niggli para-



meter — while *mg* decreases, their frequency diminishes; the pelites with dolomites or limestones bendings become richer in Cr and Ni with the decreasing of the *mg* parameter. According to Walker et al.

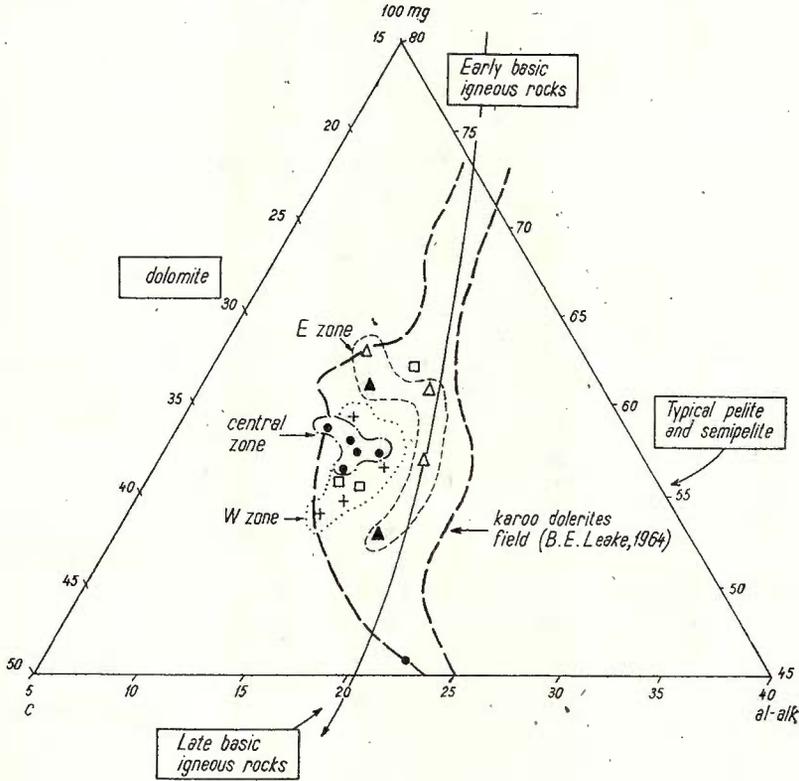


Fig. 8. — Analysed rocks plotted in a part of 100 *mg* : *c* : (*al-alk*) triangle. The differentiation trend of basic magmas is shown.

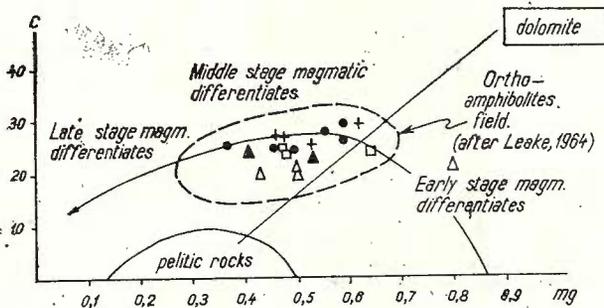


Fig. 9. — Făgăraș amphibolites in *c* : *mg* diagram.



(1960) the Co content of the basic magmatic rocks points to a light positive correlation (Fig. 11 c) with the *mg* parameter values, although this criterion is not as conclusive as in the case of the Cr and Ni fre-

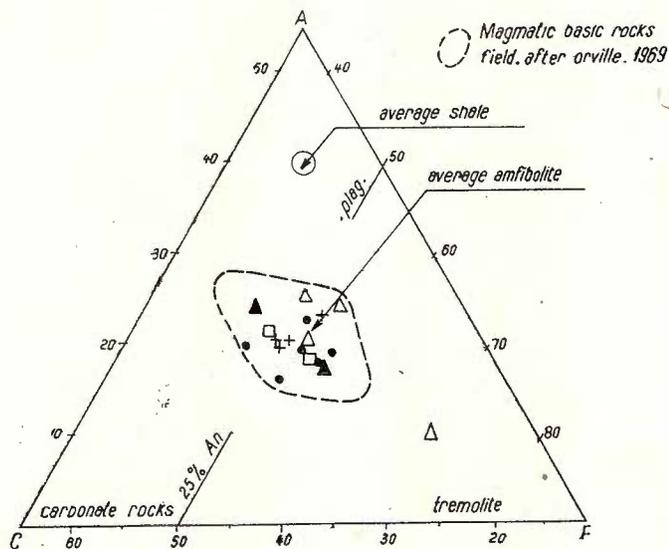


Fig. 10. — Analysed rocks projected on A C F diagram with delimited magmatic basic rocks area.

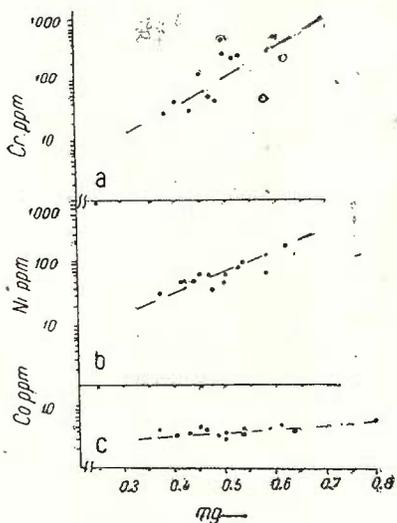


Fig. 11. — Trace elements variation tendency vs. *mg*.



quency. According to Leake (1964), the Cr and Ni frequency correlates negatively with the TiO_2 content of magmatic rocks, while for pelites one cannot remark the same variation; the rocks studied by us

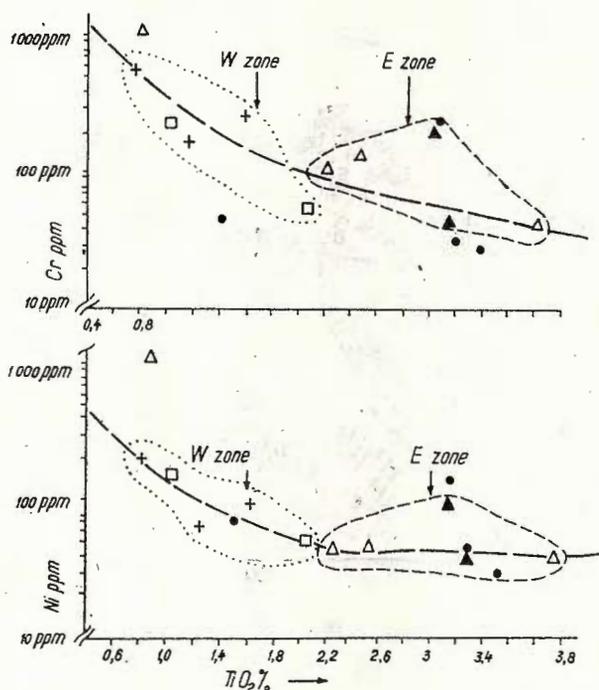


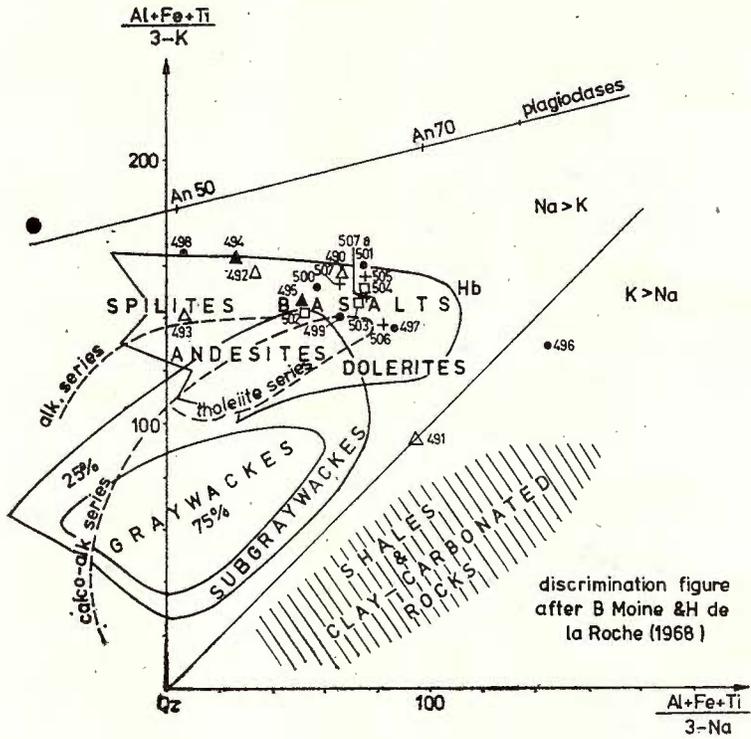
Fig. 12. — Ni and Cr content variation vs. TiO_2 %.

(Fig. 12) present the inverse proportionality of values, characteristic for the basic magmatic rocks.

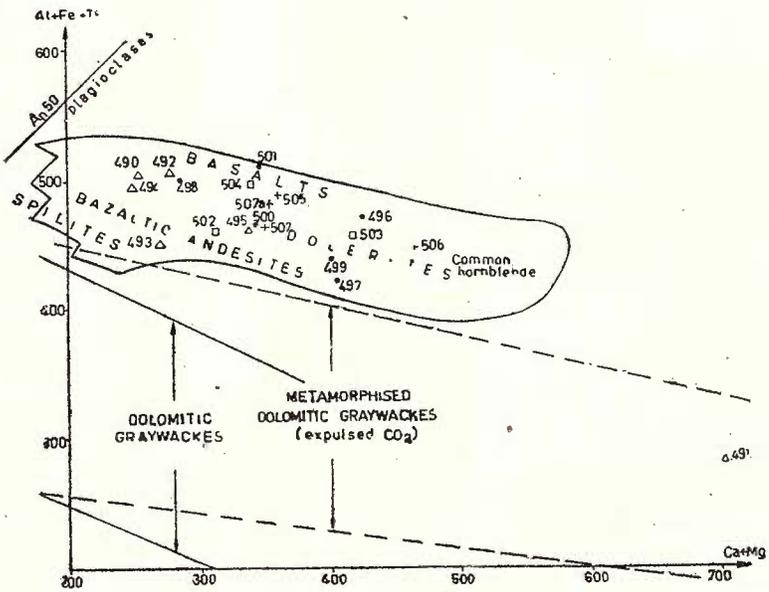
Shaw and Kudo (1965) imagined a method of distinguishing the orthoamphibolites from the paramphibolites by means of three discrimination functions empirically defined and based on the distribution of major and minor elements. The method proved its validity also by applying it to different other metamorphic fields than the one studied by the mentioned authors. Table 4 presents the results of the calculation of the three functions for our rocks, the positive values pointing out the magmatic origin of the material.

Within the metamorphism of a grade high enough to ensure a differentiation, there exists the tendency that sedimentary or magmatic rocks with similar initial composition converge towards the same type of metamorphic rock. Moine and de la Roche (1968) found a "contrast factor" which separates distinctly the metamorphic rocks of a juvenile provenience from those of a sedimentary provenience with similar composition (Fig. 13 a). The separation of the magmatic





a



b

Fig. 13 a, b. — Distribution of analysed amphibolites on Moine-de la Roche diagrams.



rocks range from that of the subgraywackes is more definite on another diagram drawn up by the same authors (Fig. 13 b), which completes the first one, improving the bidimensional projection. In Moine-de la

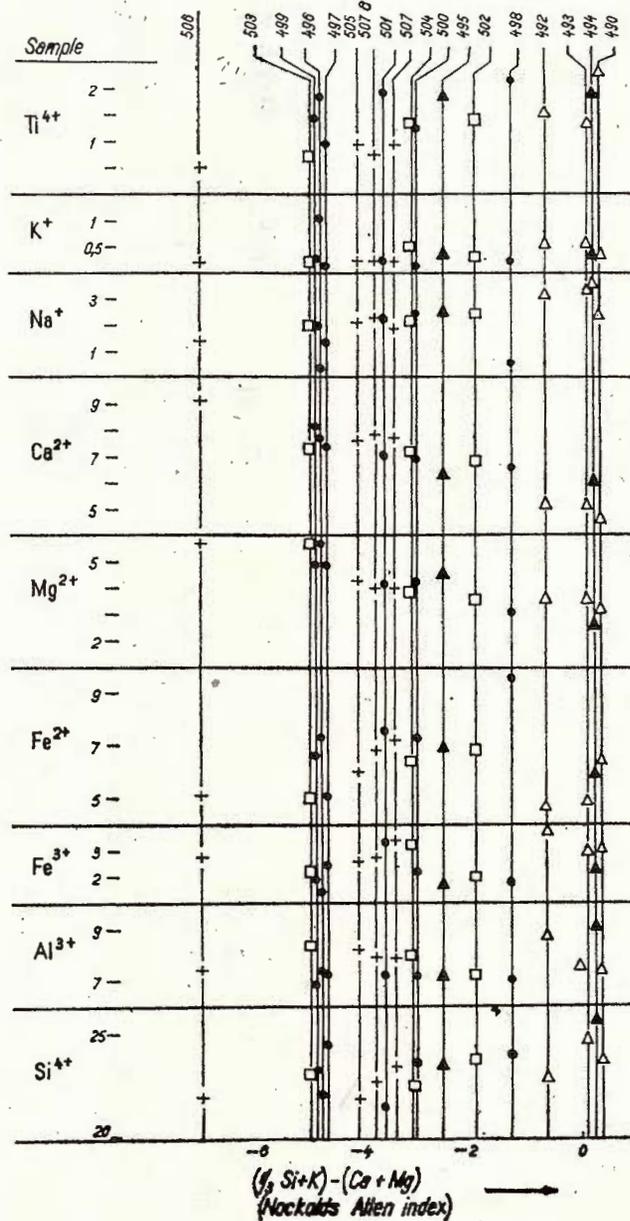


Fig. 14. — Nockolds-Al-len differentiation diagram for the Făgăraș orthoamphibolites.



Roche diagram, amphibolitic rocks from the Făgăraș Mountains occupy the magmatic rocks domain, those from Bilea-Călțun zone being rather spilitic. The sample 491 seems to be a metamorphosed dolomitic enclave.

We built the Nockolds-Allen diagram (Fig. 14) in order to establish the belonging of the amphibolitic material to one or different other magmatic rock series. The distribution of projection points shows the relationship of all amphibolitic rocks from the investigated area; however, for some cations and especially for Fe^{2+} , the samples from Bilea zone form a peculiar field, laterally disposed against the evolution line of the ensemble chemism.

It is to be specified that in the diagrams which characterize the rock types, the main Niggli parameters projections for the Făgăraș amphibolites identify with the projections of the first stage ophiolites from the Metaliferi Mountains (West Carpathians) (Ianovici et al., 1969) (see Fig. 7).

The present work aims at describing the amphibolitic rocks and especially the material from which they proceed in a given metamorphic area, by using as many discrimination methods as known today. The increasing of the number of chemical analyses for the studied zone could surely lead to a more accurate detection of the source material. Interesting results could be also obtained by extending these investigations over the whole massif.

REFERENCES

- Abdullah M. I. (1965) The iron-titanium oxide phases in metamorphism, in Controls of Metamorphism. Oliver & Boyd, Edinburgh and London.
- Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J. (1963) Rock forming minerals. II, Longmans, London.
- Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a Munților Făgăraș. *Asoc. geol. Carp.-Balc., Congr. V, comunicări II*, București.
- Ghika-Budești Șt. (1940) Les Carpathes Méridionales Centrales. *An. Inst. Geol., XX*, București.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Istrate Gh., Bratosin I. (1974) Caracterele geochimice ale banatitelor din partea vestică a masivului Vlădeasa și sugestii pentru originea magmelor banatitice. *D.S. Inst. Geol., LXII/1*, p. 99—142, București.
- Lapadu-Hargues P. (1958) Observations à propos des amphibolites. *C.R. Soc. geol. Fr.*, 6, p. 132—133, Paris.
- Leake B. E. (1964) The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. *Jour. Petrology*, 5, 2, p. 238—254.



- Mehnert K. R. (1971) Migmatites. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, London, New York.
- Moine B. et de la Roche H. (1968) Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites, a partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 267, p. 2084—2087.
- Orville Ph. M. (1969) A model for metamorphic differentiation; origin of thin-layered amphibolites. *Am. Jour. Sci.*, 267, p. 64—86.
- Rocci G. (1957) Les formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Reguibat (Mauritanie de Nord). *Bull. Direct. Fédér. Mines et Géol.*, Dakar, 21, p. 480.
- Savu H., Maier O., Bercia I., Hârtopan I. (1978) Dalslandian metamorphised formations in the Southern Carpathians. *Rev. Roumaine Geol., Géophys. et Géogr., Géol.*, 22, p. 7—17, Bucarest.
- Shaw D. M. and Kudo A. M. (1965) A test of the discriminant function in the amphibolite problem. *Mineralog. Mag.*, 34, 268, p. 423—435, London.
- Shido F. (1958) Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the Central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ.*, Sec. II, 11, p. 131—217, Japan.
- Walker K. R., Joplin G. A., Lovering J. F. and Green R. (1960) Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Pre-Cambrian of north-western Queensland. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 6, p. 149—177, Adelaide.

QUESTIONS

N. Gherasi: While studying the thin sections have you met any relict textures, such as amygdaloid or idiomorphic plagioclase ones?

Answer: In comparison with the number of chemical and spectral analyses, we have studied much more numerous thin sections from different amphibolite types but no type of relict texture has been identified. Otherwise, the pressure and temperature conditions in which the rocks with amphibolite intercalations metamorphised, were at least at the "staurolite in" isograde level, as one can see from the paragenesis and relationships among minerals; in these conditions the initial material has been completely reorganized.

DISCUSSIONS

H. Savu: In a synthesis regarding the crystalline schists from South Carpathians and Făgăraș Mountains, we have shown that the amphibolites intercalated in crystalline schists are orthoamphibolites proceeding from basic rocks which belong to Dalslandian initial magmatism and have been metamorphised at the level of almandine amphibolites facies.

Answer: The work H. Savu refers to (H. Savu et al., 1978), cited by us in bibliography, does not demonstrate the origin of the Făgăraș Mts. amphibolites.



As we have shown in our work, the ortho- or para-character of some amphibolic rocks cannot be proved through the consideration of some isolated chemical parameters or individual composition values, but by taking in consideration more than one chemical and spectral analysis made on the same rock volume in order to characterize a variation tendency. Moreover, it is necessary to apply as many discrimination criteria as possible for the same rock to decide over its character.

If we have demonstrated thus the magmatic origin of an amphibolitic intercalation, it is risky to claim — without special investigations — that all the amphibolitic intercalations from the Făgăraș Mts. are orthoamphibolites.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

NOI DATE ASUPRA GEOCHIMIEI ȘI GENEZEI MASIVULUI DE ROCI
BAZICE METAMORFOZATE ȘI ALCALINE DE LA BÎRZAVA
(MUNȚII DROCEA)¹

DE

HARALAMBIE SAVU², IOAN TIEPAC²

Basic metamorphosed rocks. Metabasalts. Basic metatuffs. Alkaline rocks. Granitoids. Petrochemistry. Rb. Th. U. Zr. Y. Petrogenesis. Apuseni Mountains. Highiş Mountains. Drocea Mountains.

Sommaire

Données nouvelles concernant la géochimie et la genèse des roches basiques métamorphosées et alcalines du massif de Bîrzava (Monts Drocea). Dans le massif hercynien de Bîrzava on a séparé des schistes cristallins terrigènes, des roches basiques métamorphosées, des roches basiques migmatisées, des roches alcalines, des roches granitoïdes, des granitoïdes contaminées et des roches filoniennes (granophyres et porphyres). Les analyses d'éléments majeurs et mineurs démontrent que chaque groupe de roches a ses particularités. Les roches basiques métamorphosées aux affinités pétrochimiques pour les roches basiques de la suite ophiolitique représentent des éruptions de basaltes tholéitiques des îles océaniques de type intraplaque; les metabasaltes et metatuffs basiques s'associent aux métaspilites, métagabbros, métadolérites, métadiorites, porphyroïdes et jaspilites. Les roches intrusives tardérogènes, qui forment deux grandes groupes de roches distinctes, présentent des particularités géochimiques bien définies: les roches alcalines sont plus riches en Rb, Th, U, Zr et surtout Y, tandis que celles granitoïdes sont les roches les plus riches en Rb et présentent des quantités réduites d'Y. Les corps de roches alcalines aussi ceux de roches granitoïdes sont indépendantes, fait qui prouve leur emplacement comme intrusions de magmas contaminés et différenciés en profondeur; les roches alcalines ne sont pas le résultat d'un processus de métagénèse alcaline *in situ*.

¹ Predată la 10 mai 1979, acceptată pentru publicare la 11 mai 1979, comunicată în ședința din 18 mai 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Introducere

Masivul de roci bazice metamorfozate și roci intrusiv alcaline de la Bîrzava este situat în partea de sud a munților Highiș-Drocea. Primele informații privind prezența unor roci granitice în această regiune aparțin lui Papiu (1953). Cercetări geologice complexe asupra acestui masiv au fost întreprinse de Savu (1965 a, 1965 b), care a prezentat și primele considerații asupra distribuției unor elemente minore din seria de roci intrusiv sienodiorit-sienit cuarțifer-sienit cu egrin și arfvedsonit-porfir granitic.

Cu ocazia cercetărilor efectuate în anul 1978 pentru harta geologică la scara 1 : 50.000, foaia Săvîrșin, în care intră și regiunea Bîrzava, am putut relua studiile asupra geochimiei acestui masiv. Rezultatele acestor cercetări vor fi prezentate în lucrarea de față.

Considerații asupra geologiei și petrografiei masivului

Masivul eruptiv de la Bîrzava este situat în formațiunile metamorfice de vîrstă paleozoică, aparținînd seriei de Păiușeni (Savu, 1962 a), în cadrul căreia se separă trei complexe de roci metamorfice. Aceste complexe sînt alcătuite din șisturi blastodetractice și roci bazice metamorfozate. Sub aspect structural, formațiunile metamorfice hercinice alcătuiesc un hemianticlinal, în cuprinsul căruia este cantonat masivul eruptiv Bîrzava.

a) Complexul inferior al seriei de Păiușeni este preponderent detritogen, fiind format din roci metapelite (metaconglomerate), roci metapsamitice (cuarțite, cuarțite feldspatice și cuarțite carbonatice) și mai rar roci metapelitice.

Complexul median — bazic metamorfozat — este alcătuit în principal din metabazalte (-spilite) și șisturi tufogene verzi, cu care se asociază metadolerite, metagabbrouri, metagabbrodolerite, cu separații de diorite, meladiorite, micropegmatite dioritice metamorfozate și rar porfirogene. Cu acestea se asociază jaspilite cu depuneri de mangan, șisturi cuarțo-feldspatice și filite. Acest complex este larg dezvoltat în munții Highiș și în aria masivului Bîrzava și este străbătut de rocile intrusiv alcaline și acide paleozoice.

Complexul superior, preponderent filitic, este alcătuit în principal din roci metapelitice, cum sînt șisturile sericito-cloritoase și șisturile sericitoase cu care se asociază intercalații de diferite tipuri de cuarțite și, ca și în complexul inferior, apar mici intercalații de metatufuri bazice și curgeri de lave diabaz-spilitice metamorfozate. Acestea reprezintă, ca și masa importantă de roci bazice metamorfozate, groasă de 700 m, din complexul median, produsele magmatismului inițial hercinic.



Vîrsta acestor formațiuni se situează între Devonian, eventual o parte din Silurian, și Carboniferul inferior și aparțin toate seriei de Păiușeni. Ele au fost metamorfozate în timpul mișcărilor hercinice, în condițiile faciesului de șisturi verzi (250°—400°C). În rocile bazice metamorfozate s-au format următoarele parageneze, care sînt cele mai frecvente :

- (1) Albit-epidot-clorit-sfen (-cuart).
- (2) Epidot-albit-clorit (-cuart-biotit-sfen).
- (3) Actinolit-epidot-albit-clorit-sfen (-cuart-biotit).

Paragenezele (2) și (3) caracterizează rocile bazice de la interiorul masivului, al căror metamorfism regional s. str. a fost influențat concomitent și de temperatura degajată din corpurile intrusive și de la sursa de formare a acestora, rezultînd un metamorfism mixt (Savv, 1965 a), sincinemat, de temperatură scăzută și de tip danubian (Savv, 1975).

Analizele chimice ale rocilor bazice metamorfozate, pentru care au fost calculați parametrii Niggli, arată că ele au provenit din magme de tip gabbroic, gabbrodioritic și dioritic, în timp ce porfiroidele (meta-keratofirele) asociate lor, corespund la magme alcaligranitice. Datorită proceselor de spilitizare și de metamorfism, suma alcaliilor este în aceste roci mai mare decît în rocile bazice nemetamorfozate.

b) Rocile intrusive care alcătuiesc suita sienit-granitică (alcalină) din masivul Bîrzava sînt foarte variate sub aspect petrografic. Ele au fost puse în loc la sfîrșitul mișcărilor orogenice hercinice, fiind considerate din această cauză ca magmatite tardecinematice.

Intruziunile, răspîndite în părțile exterioare ale masivului în formă de „V”, cu structura de hemianticlinal, s-au intrus de la SSE spre NNW, sub un unghi de 60°. Ele alcătuiesc un pluton compus, avînd structura apropiată de aceea a unui harpolit. În șisturile de contact sincinematice au luat naștere injecții concordante și filoane discordante de magmă (migmatite, arteritice).

Sub aspect petrologic se disting două serii de roci intrusive tardecinematice (Savv, 1965 a, b)³.

1. Seria alcalină formată din următoarea asociație de roci intrusive plutonice și filoniene : diorite, diorite porfirice, sienodiorite, sienite alcaline și granofire. Rocile dioritice conțin un plagioclaz (An_{6-15}) și minerale melanocrate ca, hornblendă verde sau o hornblendă brună barkevichitică, adesea și un augit ferifer. În sienodiorite apare de asemenea un augit titanifer și mai rar egrinul ; ele conțin în cantitate redusă cuarț (2%) și puțin feldspat potasic. Sienitele alcaline sînt reprezentate prin roci cu egrin (15%) și sienite cu hastingsit sau arfvedsonit, unele asociate adesea și cu egrin. În general feldspații, care intră în compoziția lor în proporție de aproximativ 80%, sînt reprezentați prin albit (An_{3-10}) și printr-un feldspat sodo-potasic, substituit în mare parte de albit fin maclat de temperatură scăzută.

³ A. se vedea Harta geologică sc. 1 : 25.000 a masivului Bîrzava, elaborată de Savv (1965 a, pl. XII).



2. Seria subalcalină, granitoidă, este formată din diorite cuarțifere, sienite cuarțifere și granite alcaline asociate cu micropegmatite, granofire și roci contaminate *in situ*. Între acestea, sienitele cuarțifere cu hornblendă sau cu biotit sînt cele mai frecvente. Ele sînt alcătuite din cuarț (6—14%), albit (An_{8-9}) și feldspat sodo-potasic cu structură pertitică sau antipertitică. Apar variații în compoziția lor, ce merg de la sienite cuarțifere spre diorite cuarțifere și spre granite alcaline, care conțin 18—20% cuarț.

În unele zone din corpul intrusiv principal de roci granitoide se găsesc xenoliți de metabazite din complexul median și de filite din complexul superior al seriei de Păiușeni. În aceste zone se formează un facies de roci granitoide contaminate, care au compoziția unor granodiorite cu albit (An_{5-10}) și biotit (16—18%).

Activitatea magmatică se încheie cu roci filoniene formate din porfire sienitice, porfire granitice și porfire cuarțifere.

Datorită proceselor de autometamorfism, sub acțiunea soluțiilor reziduale, în rocile intrusive se dezvoltă larg fenomene de albitizare a feldspaiilor și reacții între soluțiile alcaline târziu-magmatice și mineralele melanocrate. Acestea determină o gamă largă de transformări mineralogice în sensul augit titanifer-barkevichit-hastingsit-arfvedsonit-egirin-biotit; amfibol barkevichitic-hastingsit-hornblendă verde-epidot-biotit; hastingsit-egirin-arfvedsonit; egirin-arfvedsonit; magnetit-egirin sau arfvedsonit (Savu, 1965 a, b). În cazurile în care procesele de metasomatoză sodică au fost mai intense, rocile cu patru componente primari au fost înlocuite de roci cu trei sau cu doi componente.

Compoziția chimică a rocilor și valorile parametrilor magmatici indică un proces de diferențiere a magmelor primare — dioritică respectiv granitică — din care au rezultat cele două serii de roci. Tipurile de magmă la care corespund rocile sînt alcaline sodice, subalcaline și rar calco-alcaline, asociație petrochimică ce corespunde la o provincie magmatică mixtă.

Date de geochimie

Primele considerații asupra variației unor elemente minore ca Ga, Ti, Mn, V, Co, Ni, Ba, Zr, Be, Pb și Sn în rocile intrusive alcaline și subalcaline din masivul de la Bîrzava au fost făcute de Savu în 1965.

În vederea efectuării studiului geochimic al masivului au fost colectate probe din toate cele șapte tipuri de roci principale, din care au fost determinate prin spectrometrie gama elementele U, Th și K și prin fluorescență de raze X (nedispersivă) componentii CaO, TiO₂, Fe₂O₃, Rb, Sr, Y și Zr⁴. Rezultatele analizelor, prezentate în tabelul alăturat, scot în evidență o serie de particularități pentru fiecare grupă de roci analizate.

1. *Șisturi cristaline terigene*. Șisturile cristaline din cuprinsul masivului de la Bîrzava, care aparțin în general complexului superior, pre-

⁴ Analizele prin fluorescență de raze X au fost efectuate de Maria Stoian din I.G.G.



ponderent filitic, se caracterizează prin conținuturi mai ridicate în Rb, Zr și U, în raport cu formațiunile metamorfice similare cunoscute în literatură (Wedepohl, 1970). După cum rezultă din tabel și din diagramele de corelare dintre diferitele elemente determinate (fig. 1—7), pentru rocile filitice este evidentă o largă dispersie a valorilor de conținut. Față de filite, cuarțitele prezintă conținuturi mai reduse de Rb, Y și K. Acest fapt este determinat de condițiile de sedimentare a rocilor premetamorfice și respectiv de compoziția chimică a acestora.

2. *Roci bazice metamorfozate.* Din rocile bazice metamorfozate, produsele magmatismului inițial hercinic au fost analizate 85 probe (tab.). Datele obținute scot în evidență faptul că aceste roci prezintă conținuturi scăzute de elemente radioactive (0,4—3,7 ppm U; 1,1—10,0 ppm Th), precum și conținuturi scăzute de Rb, ale cărui valori variază între 21 și 63 ppm.

Pe diagramele din figurile 1—4 se observă o evidentă corelare pozitivă a valorilor rapoartelor dintre elementele Sr/Ca, Zr/Th, U/Th și Rb/K. În ceea ce privește relațiile dintre U/K, Th/K și Zr/U (fig. 5—7), acestea se caracterizează printr-o largă dispersie a valorilor, deoarece

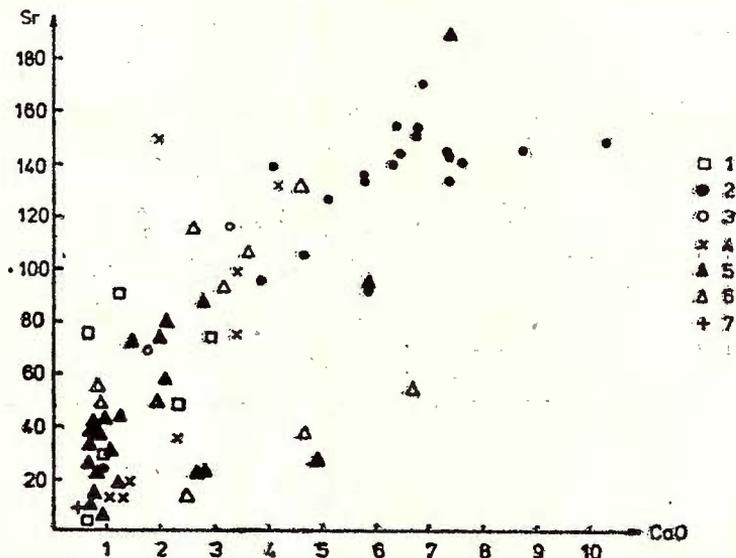


Fig. 1. — Diagrama de corelație Sr/CaO.

1, șisturi cristaline; 2, roci bazice metamorfozate; 3, roci bazice migmatizate; 4, roci alcaline; 5, roci granitoide; 6, granitoide contaminate; 7, porfire și granofire.

Sr/CaO correlation diagram.

1, crystalline schists; 2, basic metamorphosed rocks; 3, basic migmatized rocks; 4, alkaline rocks; 5, granitoid rocks; 6, contaminated granitoids; 7, porphyries and granophyres.



TABEL
Distribuția elementelor majore și minore în rocile de la Birzava

Nr. crt.	Nr. pro- bei	Tipul roci	Localizare	CaO %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	K %	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	W ppm	Th ppm
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Șisturi cristaline</i>													
1	1	Filit cu carbonați	Valea Birzava	2,93	0,77	8,31	2,64	132	73	21	106	6,6	11,0
2	2	Filit	Valea Birzava	0,93	0,49	2,53	1,18	143	30	27	267	3,6	16,3
3	12	Cuarțit	Pîrtul Omornii	0,59	0,78	2,95	0,85	46	76	15	331	1,9	12,7
4	13	Filit	Valea Birzava	1,17	0,87	8,00	2,63	130	98	19	95	3,1	7,2
5	33	Filit	Pîrtul Velica Mare	0,61	1,33	6,83	3,16	109	6	68	693	4,8	13,3
6	42	Filit feldspatizat	Pîrtul Velica Mare	2,37	1,53	7,98	3,37	18	48	40	353	1,5	13,8
7	83	Filit	Valea Cigherului	4,22	0,22	3,06	1,40	15	31	10	86	3,9	7,8
<i>Roci bazice metamorfizate</i>													
8	6	Metabazalt	Valea Birzava	4,76	1,12	9,02	1,66	75	107	27	159	2,6	4,8
9	23	Metameladiorit	Valea Birzava	9,44	1,73	11,50	0,09	21	256	23	114	0,6	1,1
10	24	Metameladiorit	Valea Birzava	6,93	1,85	11,20	0,71	35	171	31	177	1,6	5,6
11	26	Metagabbrou	Valea Birzava	8,84	1,81	11,50	0,72	33	146	22	121	0,8	4,6
12	34	Metabazalt	Pîrtul Velica Mare	7,95	1,50	10,90	0,43	34	233	24	110	1,2	3,0
13	36	Metabazalt	Pîrtul Velica Mare	7,37	1,24	8,89	1,12	49	144	29	194	2,0	4,0
14	40	Metameladiorit	Pîrtul Velica Mare	3,58	0,99	7,31	1,63	62	96	35	257	3,4	7,2
15	45	Metabazalt	Pîrtul Boctăreștilor	5,87	2,26	12,60	1,59	61	92	39	184	1,4	4,7
16	55	Metabazalt	Pîrtul Babina	7,37	1,45	12,00	1,10	57	135	22	110	1,1	3,0
17	56	Metabazalt	Pîrtul Babina	7,65	1,06	12,50	0,45	43	142	24	125	0,4	4,6
18	57	Metabazalt	Pîrtul Babina	5,80	1,68	10,90	1,20	57	136	46	182	3,3	8,1
19	58	Metabazalt	Valea Birzava	6,83	1,26	9,60	1,24	58	154	34	149	2,2	6,5
20	61	Metabazalt	Pîrtul Birzavița	6,68	1,28	10,50	1,07	48	152	31	157	1,7	4,6
21	62	Metabazalt	Valea Birzava	5,87	1,43	12,00	1,16	55	137	23	127	1,6	3,5
22	64	Metabazalt	Valea Birzava	0,86	0,78	4,15	3,23	79	26	28	200	3,7	10,0
23	70	Metabazalt	Pîrtul Bavna	6,36	1,02	9,04	1,87	25	140	21	82	2,2	8,7
24	72	Xenolit bazic în granit	Pîrtul Bavna	10,40	2,40	12,70	0,07	10	149	28	139	0,7	1,6
25	76	Metabazalt	Pîrtul Crivaciului	0,78	0,27	2,00	1,17	87	7	55	416	2,2	5,5
26	80	Metabazalt	Pîrtul Cigherului	6,39	1,44	7,96	1,25	45	155	20	68	1,5	3,5
27	82	Metabazalt	Pîrtul Cigherului	5,14	1,84	10,80	1,35	52	138	42	242	1,5	4,8
28	84	Metabazalt	Pîrtul Cigherului	8,35	1,52	10,21	0,72	40	153	21	88	0,6	3,6
29	85	Metabazalt	Pîrtul Cigherului	7,42	1,39	10,60	1,03	43	190	22	106	0,2	3,1



Roci bazice migmatizate

30	7	Metabazalt injectat	3,35	1,29	6,58	1,40	70	117	37	176	3,9	10,8
31	8	Metabazalt migmatizat	4,14	1,24	8,97	1,92	107	141	38	101	2,9	8,1
32	10	Metabazalt migmatizat	1,91	0,42	4,23	2,89	89	70	35	265	0,5	17,5
33	20	Metabazalt influențat de metasomatoză	13,40	0,81	6,16	1,66	36	71	23	142	1,8	12,4
<i>Roci alcaline</i>												
34	21	Granit cu egrin	2,32	0,64	3,57	3,58	84	36	41	578	8,0	14,2
35	28	Stenit cu egrin	1,08	0,76	5,48	<0,04	10	29	44	567	5,4	16,0
36	29	Stenit	1,44	0,99	5,62	0,15	12	20	44	595	4,8	16,5
37	31	Stenit	0,95	0,81	4,77	0,04	9	21	50	523	5,3	18,3
38	35	Stenodiorit	4,16	1,87	8,77	2,22	53	133	38	259	3,3	6,8
39	41	Stenodiorit	3,40	0,88	5,83	1,95	46	100	34	313	4,5	3,6
40	48	Stenodiorit	3,36	1,31	7,95	1,88	54	78	47	356	2,9	10,7
41	49	Stenodiorit	1,95	0,48	5,76	0,05	134	150	20	75	4,5	10,3
42	50	Stenit cu egrin	1,29	0,73	4,85	0,04	18	15	47	497	5,9	17,6
43	51	Stenit cu egrin	1,15	1,00	5,09	0,17	10	15	42	561	6,3	19,3
44	52	Stenit	0,50	0,47	2,91	0,17	19	4	35	423		

Roci granitoide

45	4	Granit milonitizat	1,21	0,50	4,11	3,52	85	19	37	433	6,4	14,8
46	5	Granit	0,74	0,52	4,23	4,02	125	41	42	449	6,0	15,2
47	9	Granit	0,76	0,38	2,78	4,63	178	36	25	322	6,4	16,2
48	14	Granit laminat	5,89	0,98	7,10	3,61	62	97	32	288	5,8	15,7
49	18	Granit cu hornblendă	2,10	1,51	6,56	0,84	52	59	30	310	3,2	10,3
50	22	Granit laminat	0,51	0,62	4,63	0,34	18	<2	46	562	5,8	18,3
51	32	Granit	1,12	0,54	3,67	4,17	130	32	32	562	4,2	15,1
52	43	Granit	2,01	0,76	5,44	3,17	104	75	41	377	4,9	14,8
53	46	Granit	6,51	0,89	8,21	1,88	104	145	31	137	0,7	5,8
54	47	Granit	0,77	0,53	3,62	3,84	101	24	37	387	4,1	16,3
55	63	Granit	0,69	0,90	4,30	2,32	59	42	26	203	3,3	9,1
56	65	Granit fin, aKerat	2,10	1,01	4,39	3,04	110	81	29	272	5,2	13,2
57	66	Granit	0,87	0,46	1,93	3,42	62	38	35	262	8,5	22,0
58	67	Granit	0,99	0,58	3,64	2,61	150	43	43	382	4,6	12,1
59	68	Granit	0,73	0,84	3,47	0,56	50	12	34	401	5,9	18,2
60	69	Granit cu enclave	1,46	0,72	3,96	0,55	121	74	35	362	2,7	6,0
61	71	Granit cu pîrită	2,67	1,40	7,92	0,53	34	23	24	444	7,2	14,3
62	77	Granit	2,78	1,07	5,85	0,34	16	24	49	380	3,3	11,0
63	79	Micropegmatit granitic	0,78	0,26	2,44	1,71	15	18	75	404	2,6	10,8

Tabel 3 continuare

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
64	81	Granit	Pîrtul Cîgherului	1,95	0,82	4,14	3,07	107	51	38	366	5,1	15,2
65	37	Stenit cuarțifer	Pîrtul Velica Mare	1,14	0,98	4,90	1,37	49	44	43	499	4,7	13,6
66	38	Stenit cuarțifer	Pîrtul Velica Mare	0,95	0,55	3,36	0,37	11	6	41	435	1,9	29,3
67	39	Stenit cuarțifer	Pîrtul Velica Mare	0,77	0,44	3,24	0,31	7	6	50	506	5,2	18,6
68	53	Stenit cuarțifer	Pîrtul Babina	0,74	0,91	4,18	1,82	30	28	44	529	4,6	17,6
<i>Roci granitoid contaminate</i>													
69	10	Granit contaminat	Pîrtul Omornil	1,91	0,42	4,23		89	70	35	265		
70	11	Granit hibrid	Pîrtul Omornil	2,59	0,73	5,13	2,57	97	116	35	247	6,7	9,7
71	15	Granit contaminat	Valea Strîmna	4,64	1,41	7,99	1,79	94	131	37	198	3,5	13,3
72	16	Granit contaminat	Valea Strîmna	2,47	1,08	4,84	1,29	16	15	33	377	5,4	13,7
73	17	Granit contaminat	Valea Strîmna	2,83	0,93	5,58	3,03	100	89	38	273	7,6	16,7
74	25	Injectie granitică	Valea Bîrzava	1,05	0,60	4,02	3,41	108	56	49	889	5,1	16,0
75	27	Granit contaminat	Valea Bîrzava	0,88	1,04	5,84	3,27	108	56	49	886	5,2	10,5
76	44	Granit contaminat	Pîrtul Bocîtareștilor	3,65	1,10	6,41	2,64	100	108	38	265	2,6	10,2
77	54	Granit contaminat	Pîrtul Babina	3,10	0,82	5,65	3,02	136	95	41	218	2,7	13,8
78	59	Injectie de granit	Valea Bîrzava	4,73	0,95	4,16	0,97	23	38	40	322	3,7	11,6
79	60	Granit contaminat	Pîrtul Bîrzăvița	6,76	1,16	5,87	0,11	19	56	30	168	3,8	8,6
80	78	Granit contaminat	Valea Cîlodia	4,94	2,07	9,56	0,04	22	29	44	276	1,5	8,3
<i>Porfite, granofire</i>													
81	3	Porfiroid	Valea Bîrzava	0,88	0,25	1,98	1,09	36	14	63	395	2,8	17,0
82	30	Porfiroid sienitic	Valea Monorăștia	0,92	1,05	6,22	0,23	13	25	45	632	5,7	13,3
83	73	Granofir	Valea Cîlodia	0,50	0,35	1,81	4,55	96	10	48	367	4,4	14,5
84	74	Porfir granitic	Vîrtul Horiești	0,78	0,27	2,03	4,03	87	7	55	416	3,9	17,6
85	75	Porfir	Vîrtul Horiești	<0,10	0,23	2,11	4,04	107	10	56	407	4,4	14,1



între aceste elemente se pare că nu există în rocile analizate o corelație genetică.

3. *Roci bazice migmatizate.* În rocile bazice migmatizate, care au fost injectate cu material granitoid (Sav u, 1965 a), are loc o îmbogățire

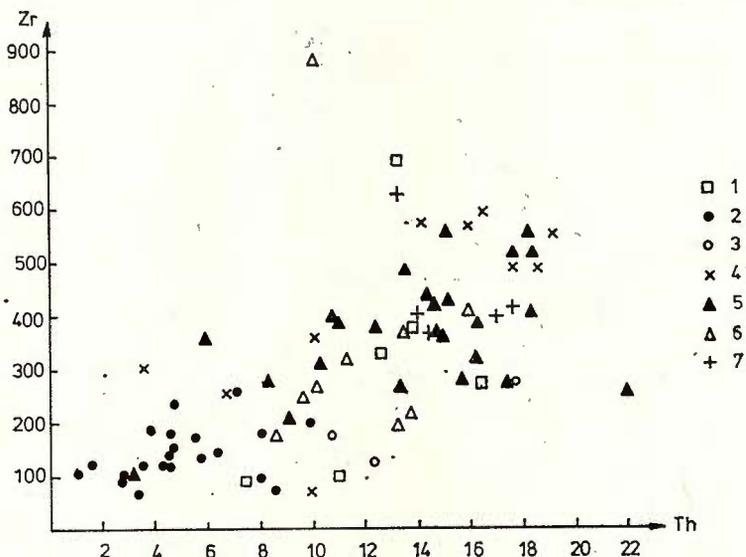


Fig. 2. — Diagrama de corelație Zr/Th (legenda de la fig. 1).
Zr/Th correlation diagram (legend from Fig. 1).

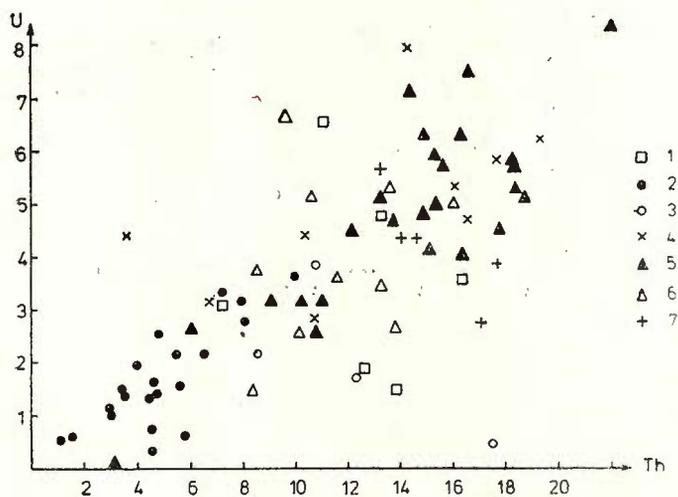


Fig. 3. — Diagrama de corelație U/Th (legenda de la fig. 1).
U/Th correlation diagram (legend from Fig. 1).



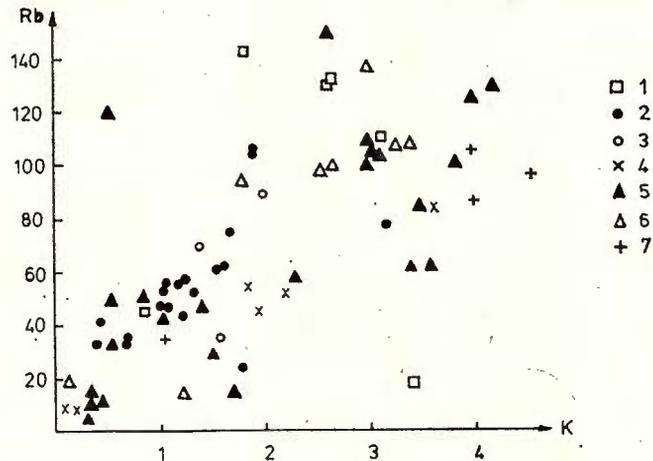


Fig. 4. — Diagrama de corelație Rb/K (legenda de la fig. 1).
Rb/K correlation diagram (legend from Fig. 1).

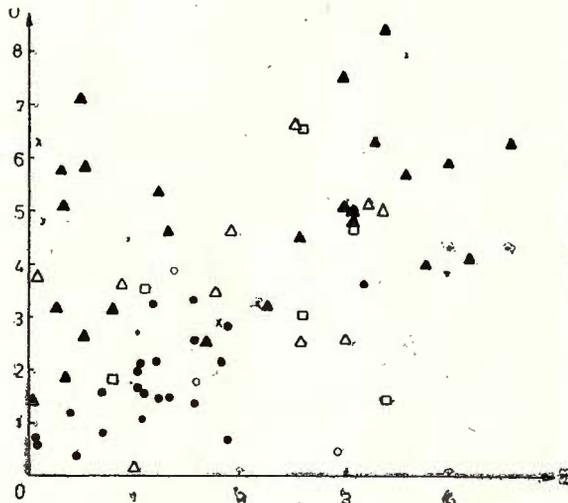


Fig. 5. — Diagrama de corelație U/K (legenda de la fig. 1).
U/K correlation diagram (legend from Fig. 1).

țire în Rb, ale cărui conținuturi ajung pînă la 90 ppm, valori care se corelează cu conținuturile de K, care cresc pînă la 3%. De asemenea, crește pînă la 18 ppm conținutul de Th, element care a fost introdus în roca bazică migmatizată de soluțiile granitoide.

Cu toate că conținuturile de elemente chimice se mențin în aceste migmatite arteritice în jurul valorilor caracteristice pentru rocile bazice, pentru fiecare element se constată o largă variație a conținuturilor.



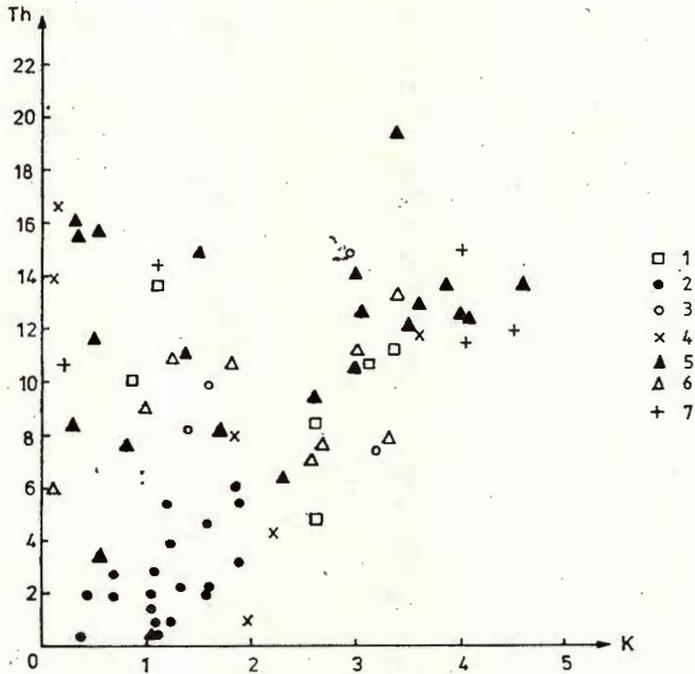


Fig. 6. — Diagrama de corelație Th/K (legenda de la fig. 1).
Th/K correlation diagram (legend from Fig. 1).

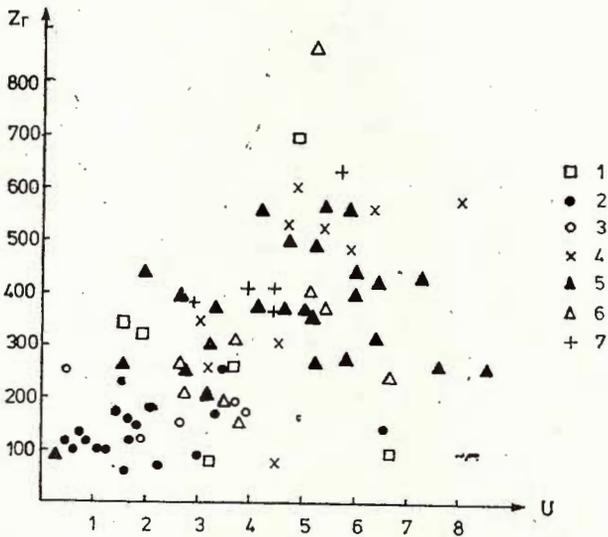


Fig. 7. — Diagrama de corelație Zr/U (legenda de la fig. 1).
Zr/U correlation diagram (legend from Fig. 1).



4. *Roci alcaline.* Rocile intrusive alcaline care aparțin magmatismului tardeorogen hercinic, reprezentate în general prin sienodiorite și sienite, se caracterizează prin conținuturi de elemente minore și majore în a căror comportare pot fi notate o serie de aspecte particulare.

Astfel, sienodioritele din jurul dealului Radevița prezintă conținuturile cele mai ridicate de Rb și respectiv de K din seria rocilor alcaline. În sienitele alcaline și în special în cele cu egerin, are loc o creștere a conținutului de Zr. Pe diagramele din figurile 2, 3 și 7 se observă o tendință de grupare a rocilor într-un câmp situat în partea superioară a acestora, la valori ridicate de Zr, dar și de Th și U. În raport cu celelalte grupe de roci analizate din masiv, grupa rocilor alcaline prezintă conținuturile cele mai ridicate de Y, particularitate ce se explică prin proprietatea elementelor lantanidice de a se concentra în rocile cu caracter alcalin.

5. *Roci granitoide.* Pentru caracterizarea geochimică a rocilor granitoide tardeogene din masivul Bîrzava au fost analizate cele mai multe probe. Datele prezentate în tabel indică următoarele caractere particulare ale lor.

În aceste roci se remarcă cele mai ridicate conținuturi de Rb (16—178 ppm), care se corelează evident cu valorile ridicate de K (0,3—4,6%). Din această cauză, pe diagrama de corelare Rb/K (fig. 4) rocile se situează la partea superioară a ei, la valori ridicate pentru aceste două elemente. În cazul corelațiilor U/Th și Zr/U se remarcă o largă dispersie a punctelor de proiecție a rocilor pe diagramă. O situație aparte se constată în cazul raportului Sr/Ca (fig. 1), rocile granitoide grupându-se în partea inferioară a diagramei, la valori reduse pentru aceste două elemente. În ansamblu conținuturile de Y și Sr sînt ceva mai scăzute decît în rocile alcaline din masiv.

În raport cu celelalte roci alcaline din masiv, sienitele cuarțifere, care se asociază intim cu granitele alcaline, se caracterizează prin conținuturile cele mai scăzute de K, Rb și CaO, respectiv de Sr. În aceste roci se observă însă, o creștere puternică a Th, care poate ajunge pînă la 30 ppm (tab.).

6. *Roci granitoide contaminate.* Rocile granitoide contaminate se deosebesc de granitoidele normale prin aceea că ele prezintă conținuturi în general mai ridicate de CaO și Sr, caracteristică ce reiese clar și din diagrama din figura 1, pe care rocile contaminate se situează în partea superioară a ei. Notăm de asemenea, că valorile medii ale conținutului de TiO_2 și Fe_2O_3 sînt în aceste roci în general mai ridicate decît în granitoidele necontaminate. Aceasta se datorează faptului că rocile sînt contaminate cu material din rocile bazice metamorfozate, care sînt bogate în astfel de componenți (tab.).

Cu toate că aceste roci sînt contaminate, proces care modifică conținuturile unor elemente majore și minore, se constată că zirconiu se menține în compoziția lor la valori ridicate, asemănătoare cu cele din granitoidele necontaminate. Aceeași observație se poate face și în pri-



vința altor elemente chimice, deoarece pe diagramele din figurile 2—7 rocile contaminate se asociază cu granitoidele necontaminate în câmpuri comune.

7. *Porfire și granofire.* Rocile filoniene, cu care se încheie activitatea magmatismului tardeorogen hercinic din masivul Bîrzava, prezintă conținuturile de CaO și Sr cele mai scăzute din toate rocile analizate (tab.), constatare ce rezultă și din diagrama din figura 1. În schimb, ele conțin cantitățile cele mai ridicate de Y. Aceste particularități sînt determinate de faptul că rocile filoniene au provenit din magmele tîrzii, puternic diferențiate și îmbogățite în SiO₂ și alcalii, între care K ajunge pînă la 4,5%.

Remarcăm faptul că, în aceste roci puternic diferențiate nu se produce o creștere corespunzătoare de Rb, în raport cu aceea a potasiului, ca în cazul rocilor granitoide.

Originea rocilor bazice și alcaline

Rocile bazice metamorfozate, așa cum s-a arătat, reprezintă produsele magmatismului inițial hercinic, care s-a manifestat în special în timpul Devonianului. Ele au provenit dintr-o magmă bazaltică puțin diferențiată (Sav u, Udrescu, 1975), probabil de natură tholeiitică, ce a erupt în oceanul paleozoic, care se extindea și în această parte a Munților Apuseni, concomitent cu sedimentarea formațiunilor terigene, pe un fundament în parte sialic, format din șisturile cristaline precambriene ale seriei de Mădrizești.

Sub influența proceselor de spilitizare, a celor de metamorfism regional în condițiile faciesului de șisturi verzi și a fenomenelor de metasomatoză granitică, compoziția unora din rocile bazice a fost parțial modificată, mai ales în ceea ce privește conținutul de alcalii, în special Na₂O care intră în compoziția albitului.

Pe o diagramă QLM, construită de Sav u (1965 a, fig. 14), aceste roci se situează în câmpul ofiolitelor bazice din Alpi, Appenini și Dinariți, studiate sub aspect petrochimic de Burri și Niggli (1945), ca și ofiolitele mezozoice din munții Drocea (Sav u, 1962 b). Această caracteristică trădează originea comună a magmelor parentale, formate în mantaua superioară.

Datele geochemice din acest studiu aduc noi informații asupra originii acestor roci. Astfel, pe diagrama Ti—Y—Zr (fig. 8) marea majoritate a rocilor bazice metamorfozate se proiectează în câmpul D, care caracterizează câmpul bazaltelor din insulele oceanice intraplacă (Pearce și Cann, 1973). Aceasta sugerează că erupțiile de magmă tholeiitică slab diferențiată s-au manifestat în cuprinsul plăcii oceanice paleozoice, într-o zonă de fracturi, așa cum s-au manifestat și cele din insulele Hawai. Dacă rocile bazice metamorfozate din munții Highiş-Drocea reprezintă produsele unor astfel de manifestări magmatice, rezultă că noi nu cunoaștem în prezent unde se găsea zona de ridge din oceanul paleozoic, în care aveau loc erupții de bazalte pe fundul oceanelor și de roci



asociate acestora. În Carpații românești o singură zonă ar putea fi suspectată de o asemenea poziție geotectonică. Aceasta ar fi zona internă a Autohtonului Danubian, în care de la Ciunget și pînă la Dunăre și mai departe în Iugoslavia, au loc în timpul Devonianului erupții de roci bazice și ultrabazice.

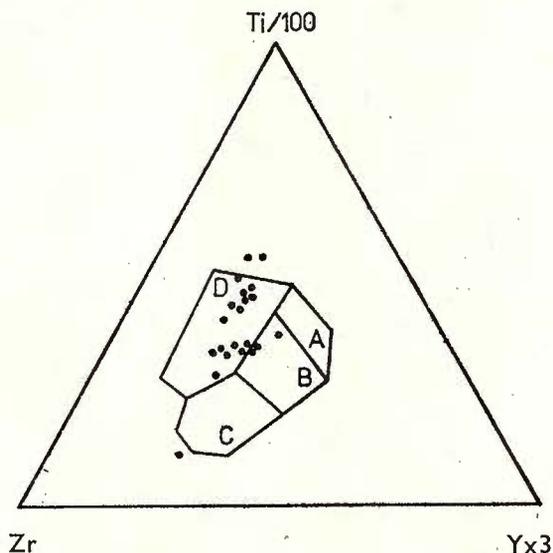


Fig. 8. — Diagrama Ti—Y—Zr.

D, bazalte „intraplacă“ de insule oceanice sau continentale ;
B, bazalte de fundul oceanelor ; A+B, tholeiite cu conținut scăzut de potasiu ; C+B, bazalte calco-alkaline.

Ti—Y—Zr diagram.

D, oceanic or continental island “within plate” basalts ; B, ocean floor basalts ; A+B, tholeiites with low potassium content ; C+B, calc-alkaline basalts.

În ceea ce privește originea rocilor alcaline și subalcaline din masiv, Savu (1965 a, b) a susținut că ele reprezintă produsele magmatismului tardeorogen al ciclului hercinic ; ele au fost puse în loc la sfârșitul mișcărilor hercinice, după granitoidele sinorogene din munții Highiș. Același autor a arătat că magmele cu caracter alcalin, din care au provenit aceste erupții, s-au format prin procese de topire și hibridizare în adâncime. În acest fel s-au separat o magmă dioritică-sienodioritică din care au rezultat rocile alcaline și o magmă alcaligranitică din care s-au format rocile subalcaline.

Recent, Giușcă și Papadopol (1977) au presupus că rocile alcaline din masiv nu ar reprezenta decît roci ofiolitice afectate de procese metasomatice, sub influența intruziunilor de roci granitoide.



Datele prezentate de Savu (1965 a, b) și cele obținute din acest studiu exclud o atare posibilitate, din mai multe motive și anume :

— Rocile alcaline (sienitice) nu se găsesc în contact cu granzitele alcaline, ceea ce arată că cele două grupe de roci formează intruziuni cu totul independente și că procesele de hibridizare (contaminare) au avut loc în adâncime, între topiturile magmatice, unde s-au separat magmele primare, ce s-au diferențiat și au condus la formarea mai multor tipuri de roci în fiecare grupă ;

— În rocile alcaline se găsesc autolite și enclave colțuroase de roci bazice metamorfozate sau filitice parțial digerate, ceea ce trădează de exemplu, o intruziune independentă de sienodiorit (vîrfurile Radevița) sau una de sienit cu egrin și arfvedsonit (valea Monorăștie) și nu roci metasomatice (Savu, 1965 a, pl. IV și VII) ;

— Rocile alcaline formează o grupă petrografică foarte caracteristică, reprezentată prin asociația diorit-sienodiorit-sienit alcalin cu egrin și arfvedsonit-granofir cu egrin ;

— Rocile granitoide, care formează corpuri independente, sînt alcătuite din roci cu caracter calco-alcalin pînă la subalcalin din asociația diorit cuarțifer-sienit cuarțifer cu biotit-granit alcalin cu biotit-granofir și porfir cu biotit ;

— Datele geochimice arată că cele două grupe de roci au particularitățile lor și nu pot fi confundate.

Ținînd seamă de datele anterioare și de observațiile conținute în acest studiu, considerăm că magmele parentale din care au rezultat cele două grupe de roci s-au format în adâncime și s-au intrus în masa de roci cristaline. Pe măsura consolidării intruziunilor alcaline s-au manifestat fenomene tîrziomagmatice și postmagmatice, care au acționat asupra rocilor eruptive ca procese de autometamorfism, transformînd adesea mineralele sodice primare-magmatice — în alte minerale sodice secundare. Soluțiile postmagmatice, mai ales cele granitice, au afectat ușor și rocile înconjurătoare — bazice metamorfozate sau terigene — determinînd uneori slabe zone de migmatite arteritice, dar aceste migmatite nu conțin niciodată un mineral sodic melanocrat (Savu, 1965 a, b).

Pe baza acestor fenomene comune și de intensitate slabă, nu se poate susține un proces major de metasomatoză *in situ*, care să conducă la formarea de corpuri importante de roci alcaline omogene, cum sînt cele de la Bîrzava.

Concluzii

Datele analizelor de elemente majore și minore din masivul de la Bîrzava au arătat că cele șapte grupe de roci separate au o serie de particularități.

Rocile bazice metamorfozate, care au afinități petrochimice pentru rocile bazice din suita ofiolitică, reprezintă erupții de bazalte tholeiitice din insulele oceanice intraplacă ; cu ele se asociază metaspile, metababbrouri, metadolerite, metameladiorite, porfiroide și jaspilite.



Rocile intrusive tardeorogene, care formează două mari grupe de roci distincte, prezintă particularități geochemice bine definite: rocile alcaline sînt mai bogate în Rb, Th, U, Zr și mai ales Y, în timp ce rocile granitoide sînt cele mai bogate în Rb, dar prezintă conținuturi mai scăzute de Y.

Corpurile de roci alcaline și cele de roci granitoide sînt independente, ceea ce arată că ele au fost puse în loc ca intruziuni de magmă; rocile alcaline nu reprezintă rezultatul unui proces de metasomatoză alcalină *in situ*, cum s-a crezut.

BIBLIOGRAFIE

- Burri C., Niggli P. (1975) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I. *Publ. des Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender*, 3, Zürich.
- Giușcă D., Papadopol Catrinel (1977) Contributions à la pétrochimie du massif éruptif des Monts Highiș. *Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie*, 21, p. 3—9, București.
- Papiu V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R., Bul. șt. secț. biol. geol.-geogr.*, V, 1, p. 107—213, București.
- Pearce J. A., Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic Rocks determined using trace elements analyses. *Earth and Planet Sci. Let.*, 19, p. 290—300, North Hol. Publ. Co., Amsterdam.
- Savu H. (1962 a) Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957), p. 11—36, București.
- (1962 b) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 211—248, București.
- (1965 a) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Mem. Inst. Geol.*, VIII, 148 p., București.
- (1965 b) Pétrologie et géochimie des roches intrusives du massif de Bîrzava (Monts Drocea). *Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII Congr. Sofia, September 1965*, Part. III, p. 133—137.
- (1975) Particularité des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVI, 219—239, București.
- Udrescu Constanța (1975) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance. *Congr. X, Asoc. Carp.-Balc., Bratislava, 1973, secț. IV*, p. 214—221.
- Wedepohl K. H. Edit. (1970) Handbook of Geochemistry II-1, II-2, II-3, Springer-Verlag, Berlin.



NEW DATA ON THE GEOCHEMISTRY AND GENESIS OF THE BASIC METAMORPHOSED AND ALKALINE ROCKS MASSIF OF BÎRZAVA (DROCEA MOUNTAINS)

(Summary)

The Bîrzava eruptive massif lies south of the Drocea Mountains (Apuseni Mountains) within the hercynian metamorphosed formations which belong to the Păiușeni series and form a hemianticlinal structure (Savu, 1965 a, b).

The crystalline schists have been divided into three complexes (1) lower (terrigenous) complex consisting of metaconglomerates and quartzites, at which phyllites and rare intercalations of basic metamorphosed rocks add; (2) middle complex — basic metamorphosed one — representing the metamorphosed products of the initial hercynian magmatism and consisting of metabasalts, basic metatuffs, metaspilites, metadolerites, metagabbros, metadiorites, metamorphosed granophyres and rarely porphyroid rocks associated with jaspilites and quartz-feldspar schists; (3) upper complex, a mainly phyllitic one with small intercalations of basic metamorphosed rocks.

The hercynian formations are of Devonian-partly Silurian-Lower Carboniferous age. These formations were metamorphosed during the hercynian movements in the greenschist facies (250—400°C); the degree of metamorphism was somewhat higher inside the massif where the barrowian regional metamorphism was influenced by the temperature of the magmatic processes generating a danubian metamorphism. Here, it reaches locally the level of the biotite zone.

The intrusive rocks represent the tardekinematic magmatites of the hercynian cycle. These are emplaced on the borders of the massif which has a V form and form a harpolith structure intruded from the SSE at an angle of 60°. Narrow zones of arteritic migmatites were formed round the intrusions, while the intrusive bodies contain autoliths and xenoliths of basic metamorphosed rocks and phyllites.

Petrologically, there stand out two series of igneous rocks which form independent magmatic bodies: (1) the alkaline series consisting of diorites, sienodiorites, egrine, hastingsite and arfvedsonite alkaline sienites and egrine granophyres; (2) the subalkaline, granitoid series consisting of quartz diorites, quartz sienites, alkaline granites, micropegmatites, granophyres and contaminated granitoid rocks. The magmatic activity ends up with vein rocks such as sienite porphyries, granitic porphyries and quartz porphyries.

Under the influence of postmagmatic solutions there take place a number of autometamorphism processes during which the primary sodium or common minerals are replaced by secondary minerals.

The two series of intrusive rocks originate in two different types of parental magma: a dioritic-sienodioritic type and a granitic type, both generated, contaminated and differentiated at depth.

In view of the geochemical characterization we analysed all the types of characteristic rocks of the massif, separated in seven distinct groups with the following major and trace elements: U, Th, and K by means of gamma spectrometry and CaO, TiO₂, Fe₂O₃, Rb, Sr, Y and Zr by means of X-ray fluorescence (undispersive), given in Table.



1. The crystalline terrigenous schists are characterized generally by higher Rb, Zr and U contents of phyllites and lower ones of quartzites, as compared to other similar crystalline schists.

2. The basic metamorphosed rocks are U, Th and Rb poor. These rocks exhibit an obvious positive correlation between the elements Sr/Ca, Zr/Th, U/Th and Rb/K (Fig. 1—4), while for other groups of elements the projection points of the rocks are widely dispersed on diagrams (Fig. 5—7).

3. The Rb, K and Th contents are higher in the basic rocks migmatized with granitoid material than those of the rocks not affected by artetric migmatization.

4. The alkaline rocks show a number of peculiar features. The sienodiorites are richer in Rb and K. The Zr, U, Th (Fig. 2, 3, 7) and especially Y contents increase in the alkaline sienites with egrine and sodium amphiboles.

5. The granitoid rocks are characterized by high Rb and K contents, but somewhat lower Y and Sr ones as compared to the alkaline rocks of the massif (Tab.).

The quartz biotite sienites closely associated with alkaline granites exhibit the lowest K, Rb, CaO and Sr contents; these are somewhat richer in Th.

6. The contaminated granitoids differ from the normal ones by their higher CaO, Sr, TiO₂ and Fe₂O₃ contents. The other elements do not differ in content from those of the uncontaminated granitoids (Fig. 2—7).

7. The porphyries and granophyres are characterized by the lowest CaO and Sr contents all over the massif (Fig. 1) and contain the greatest Y contents. Although they are K-rich rocks (4.5%), no corresponding Rb enrichment is obvious.

As regards the origin of the basic metamorphosed rocks, products of the initial hercynian magmatism, we consider they originate in a tholeiitic basaltic magma and have erupted in the Paleozoic ocean. These rocks exhibit petrochemical affinities with the basic ophiolites of Alps, Apennines and Dinarides (Savu, 1965 a, Fig. 14), fact which proves the common origin of the parental magmas in the upper mantle.

Most of basic metamorphosed rocks are projected on Ti—Y—Zr diagram (Fig. 8) within field D, characteristic of the projection field of "withinplate" basalts separated by Pearce and Cann (1973). This demonstrates that the basic rock eruptions took place within the Paleozoic ocean plate with heterogeneous composition, in a fracture zone, just like in the case of the Hawaii eruptions.

The alkaline and subalkaline rocks, representing the tardeorogenic magmatism of the hercynian cycle, were emplaced by the end of hercynian movements as independent intrusive bodies with autoliths and angular xenoliths of surrounding rocks. These originate in two different magmas, formed by processes of melting, hibridization and differentiation at depth (Savu, 1965 a, b). Thus, the alkaline rocks originate in a diorite-sienodiorite magma and are not the result of an alkaline metasomatosi process of the basic metamorphosed rocks, brought about by the granitoid intrusions, as Giușcă and Papadopol (1977) supposed.

The two groups of tardeorogenic igneous rocks, which form separate intrusions, exhibit well defined petrographic, petrochemical and geochemical features and thus cannot be mixed up.



STOCAREA ȘI REGĂSIREA AUTOMATĂ
A DATELOR GEOCHIMICE¹

DE

PETRE ANDĂR², MARGARETA PELTZ²

Data bank. Geochemistry. Computer. Geological informatics. Automatic retrieval.

Abstract

Automatic Storage and Retrieval of Geochemical Data. The paper presents an experiment carried out in view of organizing a bank of geochemical data. The numerous criteria of selection and retrieval of the information from the data bank offer various possibilities to use them for solving different geological problems such as: the geochemical features of some geological formations, rocks classification, a comparative study of some geological formations, etc.

În timpul lucrărilor de cercetare, prospectare și explorare geologică s-a acumulat și se adună continuu un volum foarte mare de date reprezentate prin rezultatele diferitelor analize chimice de roci, care pot fi utilizate în diferite scopuri. Unele din aceste date sînt grupate după anumite criterii, dar pentru o utilizare judicioasă se impune organizarea lor în vederea stocării și regăsirii rapide în cadrul unui sistem modern cu ajutorul calculatorului.

Se poate aprecia cu certitudine că adunarea datelor geochemice într-o bancă de date va conduce la valorificarea lor complexă din orice punct de vedere considerat interesant, pe unități geologice, provincii metalogenetice, tipuri de roci etc., fiecare pe diferite categorii de ana-

¹ Predată la 19 martie 1979, acceptată pentru publicare la 21 martie 1979, comunicată în ședința din 13 aprilie 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



lize. Aceasta deoarece cu cît volumul de informații adunate este mai mare, prelucrarea și sintetizarea lor devine cît se poate de dificilă.

Metodele și tehnicile de organizare a informației au evoluat în cadrul procesului de perfecționare a sistemelor informaționale. Perfecționarea sistemelor informaționale pentru obiectivul studiat este influențată de evoluția mijloacelor și metodelor de culegere, înregistrare, prelucrare, stocare, regăsire și transmitere a informațiilor.

O formă de organizare cunoscută și utilizată pe plan mondial o reprezintă fișierul de date. Acesta cuprinde date omogene ca conținut și ca posibilități de prelucrare.

Datele aflate în păstrare referitoare, în cazul de față, la o probă geologică analizată chimic constituie o înregistrare. Fișierul se compune din mai multe înregistrări de același fel, o înregistrare reprezentînd o diviziune logică a acestuia. Deci un fișier este un grup de înregistrări corelate.

În urma prelucrării datelor stocate se obțin informații, care înmagazinate la rîndul lor într-un fișier în vederea unor prelucrări ulterioare devin din nou date.

Fișierele de date, care inițial au fost manuale și apoi mecanizate, s-au transformat în ultimul timp adaptîndu-se la evoluția metodelor și tehnicilor de organizare a informației în condițiile utilizării calculatoarelor electronice, respectiv în condițiile tehnice impuse de acestea.

Fișierele pot fi organizate pentru un acces secvențial, secvențial indexat sau aleatoriu. Alegerea tipului de fișier, respectiv a unui mod de organizare, se face indiferent de sistemul de prelucrare în funcție de volumul de date din fișierul respectiv, de cerințele privind timpul de răspuns, de complexitatea prelucrării și explorării, adică în funcție de numărul de caracteristici de selectare și prelucrare.

Ca medii de suport a fișierelor de date se folosesc atît suporturi consumabile, ca foi de hîrtie (carton), cartele sau benzi perforate, cît și suporturi reutilizabile, benzi și discuri magnetice. Fișierele clasice, înregistrate pe fișe de carton, pot fi transpuse în sisteme de prelucrare electronică, prin trecerea datelor pe cartele sau benzi perforate și de pe acestea pe medii magnetice.

Sistemul informațional modern, așa cum se impune pentru cazul abordat, cere ca o necesitate posibilitatea ca mai mulți beneficiari să aibă acces la același fișier de date. Pe de altă parte organizarea fișierului de date trebuie să fie realizată astfel încît la prelucrări să se țină seama de cerințele specifice fiecărui utilizator potențial.

În cadrul unui experiment inițiat în I.G.G. s-a încercat realizarea unor programe specializate în vederea creării bazei de date și asigurării gestionării datelor necesare mai multor beneficiari creîndu-se premisele constituirii unei bănci de date în domeniul analizelor geochimice.

Pentru a realiza această bancă de date se cunoaște că sistemul de organizare și prelucrare electronică implică următoarele elemente :

- a) o colecție de date legate unele de altele, interdependente ;
- b) modalități de descriere a datelor și a relațiilor dintre ele ;



c) un sistem de programe în vederea gestionării datelor care trebuie să asigure : independența programelor aplicative în raport cu modul de structurare a datelor ; un timp minim de răspuns la solicitările utilizatorilor în ansamblul lor.

Primele două (a, b) constituie baza de date sau un sistem de baze de date la care se adaugă sistemul de gestiune a băncii de date (c).

Problema realizării băncilor de date în geologie a mai fost abordată și de I a n o v i c i și D i m i t r i u (1974), autorii prezentând etapele care trebuie parcurse în activitatea de constituire a acestora. De asemenea, trebuie menționat faptul că în cadrul activității de cercetare geomatematică a zăcămintelor de minereuri s-au realizat astfel de bănci de date geochemice, cum sînt cele pentru zăcămintul cuprifera de la Roșia Poieni, pentru zăcămintele de bauxită din Munții Apuseni, zăcămintele de minereuri polimetalice hidrotermale din regiunea Baia Mare și zăcămintele de sulfuri din Carpații Orientali.

În cadrul experimentului efectuat, într-o primă etapă s-au făcut diferite încercări în vederea stabilirii formei și dimensiunii înregistrării, stabilirea listei de descriptori, codificarea diferitelor categorii de formații. În acest scop s-au utilizat listele de descriptori existente (P e l t z și Ș t e f ă n e s c u, 1967), care sînt folosite curent în cadrul sistemului informațional din I.G.G., pentru lucrări publicate și s-au pus la punct celelalte codificări necesare. Codificările suplimentare necesare constituirii băncii de date geochemice se referă în principal la unitatea geotectonică, vîrsta geologică stratigrafică, provincia petrografică, provincia metalogenetică, felul materialului analizat (roci magmatice, metamorfice sau sedimentare ; plutonice sau vulcanice etc.) și faciesul metamorfic.

Astfel s-a ajuns la o înregistrare cu lungimea de 44 cîmpuri și peste 350 subcîmpuri. Pentru formarea acestei înregistrări s-au întocmit 23 tipuri de machete ; pe o foaie de machetă putînd fi înregistrate datele pentru 20 probe de roci analizate chimic.

Primele cîmpuri ale înregistrării conțin date cu caracter general asupra probei ca : numărul probei, felul și denumirea materialului analizat, localizarea probei, vîrsta geologică a formațiunii probate, provincia metalogenetică și date bibliografice (machetele 1—3). Următoarele cîmpuri conțin date pentru elementele chimice majore și minore determinate (machetele 3—8). În continuare sînt înregistrate datele pentru parametrii Zavarițki (machetele 8—9), parametrii Kohler-Raaz, parametrii Niggli (machetele 9—10), tipul de magmă, parametrul Kuno, parametrul Nockolds-Allen, indicele de alcalinitate Wright, valorile pentru proiecțiile C : N : K, F : M : A, Q : L : M (macheta 10), parametrii α , π , γ , μ , λ , β , valorile bazei Niggli (machetele 11—12), parametrii Rittmann (macheta 12). În ultimele cîmpuri se găsesc datele pentru norma Rittmann (machetele 12—16), norma C.I.P.W. (machetele 16—19), cata-, mezo- sau epinorma (machetele 19—23) și parametrii Semenenko (macheta 23).

De menționat că la apariția unor noi date, susceptibile să contribuie la o caracterizare mai completă a materialului analizat, acestea pot fi adăugate la cele existente în înregistrare și fișierul reactualizat.



Într-o etapă următoare, în cadrul experimentului efectuat, s-a realizat perforarea și controlul pentru peste 200 probe geologice analizate chimic, respectiv pentru peste 4500 cartele perforate. S-au luat în consi-

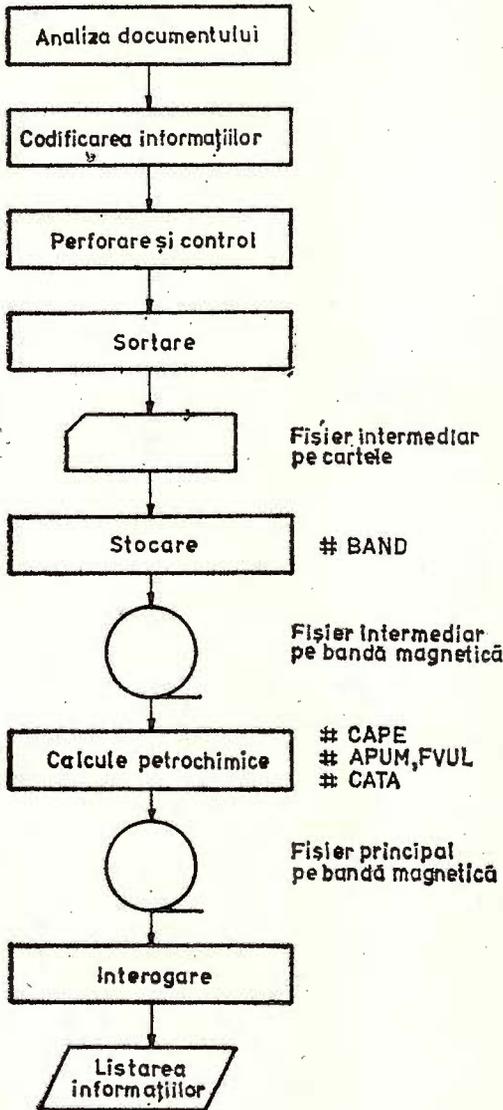


Fig. 1. — Organigrama procesului de stocare și regăsire automată a datelor geo-chimice.

L'organigramme du processus de stockage et acquisition automatique des données géochimiques.

derare date atât din lucrări publicate, cât și din documentații de arhivă folosindu-se analizele chimice existente.

În continuare s-a realizat stocarea datelor prin trecerea acestora din cartele perforate pe bandă magnetică, efectuându-se controlul lor

NR. PROBA 1/16		DENUMIREA PROBEI ȘI SIST TUFOGEN BAZIC										LOCALIZAREA PROBEI MŢIL POIANA RUSCĂ, IAZURI																																																																			
ELEMENTE MAJORE (%):		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	PbO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	ZrO ₂	Cr ₂ O ₃	SrO	BaO	CL	F	SO ₃	S	TOTAL																																																							
.44.31		275	1517	539	519	0.16	5.56	5.77	0.30	3.36	0.48	3.20	0.00	3.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.66																																																							
ELEMENTE MINORE (PPM)		PARAMETRII PETROCHIMICI										PARAMETRII PETROCHIMICI																																																																			
V = 455.0		NORMA CIPW										EPINORMA																																																																			
CO = 36.0		ORTOZA	167	ALBIT	32.75	ALBIT	180	ANORTIT	23.07	ANORTIT	3790	ENSTATIT	7.70	ENSTATIT	2520	FEROSILIT	8.18	FEROSILIT	1.72	WOLLASTONIT	1.10	WOLLASTONIT	11.64	FORSTERIT	4.27	FORSTERIT	1.46	ILMENIT	5.17	ILMENIT	11.72	MAGNETIT	7.89	MAGNETIT	2.08	APATIT	1.08	APATIT	6.19	A	2.77	A	1.06	P	97.23	P	2.77	OR	58.40	OR	6.19	AB	38.83	AB	11.83	AN	12.56	AN	12.56	FO	2.06	FO	2.06	RU	1.06	RU	1.06	AP	0.00	AP	0.00	CC	0.00	CC	0.00	PR	0.00	PR	0.00
VALORILE NIGGLI:		SI	AL	FM	C	ALK	K	MG	TI	P	W	M	SI'	O	QZ	C/FM																																																															
112.4		23.2	51.2	16.7	10.0	0.05	0.41	5.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00	-275	0.38																																																															
TIP MAGNĂ: GABBROIDĂ																																																																															
BAZA NIGGLI:		Q	KP	KS	NE	NS	CAL	CS	SP	HZ	C'	FS	FA	FO	RU	AP	CC	PR																																																													
2635		109	0.00	22.76	0.00	15.11	0.88	0.00	0.00	0.00	0.00	6.19	11.83	12.56	2.06	1.06	0.00	0.00																																																													
PARAMETRII RITTMANN:																																																																															
S102		AL	ALK	CAO	FM	K	GA''	AN																																																																							
44.31		13.65	6.12	5.77	26.61	0.04	1.25	0.38																																																																							
PARAMETRII ZAVARITSKI:																																																																															
S		A	B	C	-C	F'	M'	C'	A'	T	N	FI	Q																																																																		
575		58	26.5	6.2	0.0	55.6	38.8	5.6	0.0	4.4	95.4	19.1	0.0																																																																		
PARAMETRII SEMENENKO:																																																																															
A		M	C	F	T	O																																																																									
2534		23.46	17.51	33.89	10.88	0.00																																																																									
DIAGRAMA Q:L:M		Q	L	M																																																																											
26.67		39.43	33.90																																																																												
EXTRAS DIN: MUREȘAN M. - ANUAR I.G.G., XLII, 1973																																																																															

Fig. 2. — Exemplu de prezentare a informațiilor referitoare la o singură probă.
Exemple de l'exposé des informations pour un seul échantillon.

alfanumeric și logic. Experimentul a fost realizat cu ajutorul unor programe scrise în limbaj FORTRAN IV pentru un calculator I.C.L. 1905 (programator P. Andă r). Astfel, pentru crearea fișierului, validarea lui și stocarea datelor pe banda magnetică (fișier secvențial) a fost scris programul BAND, iar pentru interogarea fișierului (baza de date), prelucrarea datelor, interpretarea și listarea lor, programul GEDA.

Etapele care trebuie parcurse în procesul de organizare și exploatare a băncii de date geochimice sînt prezentate în figura 1.

Criteriile de selectare care pot fi luate în considerare la regăsirea și extragerea informațiilor sînt numeroase (peste 20) și variate. Astfel, se pot face interogări și să se extragă date din fișier atît după o singură cheie, de exemplu, pe tip de material, denumirea materialului, provincie metalogenetică etc., cît și pentru combinații ale acestora cum ar fi : unitate geotecturală și tip de rocă ; unitate geotecturală, tip de rocă și vîrstă geologică ; tip de rocă și elemente minore etc.

Informațiile extrase în urma prelucrării electronice a datelor pot fi trecute din nou direct pe o bandă magnetică și să constituie o bază de date pentru noi prelucrări cu ajutorul calculatorului electronic utilizînd alte programe de calcul, cum ar fi cele bazate pe metode geomatematiche.

Totodată aceste informații pot fi și listate pe hîrtie imprimantă. Prezentarea informațiilor extrase este foarte sugestivă și practică pentru a fi utilizată, acestea fiind grupate semnificativ și logic (fig. 2).

Din cele arătate mai sus reiese că datele geochimice introduse în acest mod într-un fișier și respectiv, în viitor, într-o bancă de date permit exploatarea lor în diferite moduri. Ele pot fi utilizate în cercetările de clasificare a rocilor, în studiul comparativ al unor formațiuni geologice pe baza parametrilor geochimici, petrochimici, a tipului de magmă, pentru studii statistice în vederea stabilirii unor perspective economice pe baza cercetării și prelucrării analizelor chimice privind o anumită regiune etc.

Ar fi util ca în viitor rezultatele analizelor chimice ale probelor de roci să fie prezentate în documentații sau lucrări publicate conform modelului arătat, în acest fel asigurîndu-se introducerea operativă a datelor în machete de perforare, apoi stocarea lor pe banda magnetică, în vederea constituirii băncii de date geochimice. De asemenea, pentru ca datele să poată fi regăsite și selectate după criterii cît mai variate este necesar ca rezultatele analizelor chimice să fie însoțite de cît mai multe informații utile acestui scop, asigurîndu-se astfel o manipulare cît mai complexă a lor.

Astfel, beneficiarii vor putea obține informațiile necesare pentru rezolvarea problemelor studiate, la luarea unor decizii corecte de ordin științific sau economic, bazate pe cercetarea unui volum mare de date într-un timp scurt.



BIBLIOGRAFIE

- Ianovici V., Dimitriu Al. (1974) De la registrul de probe la bănci de date geologice. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/2, Bucureşti.
- Peltz Margareta, Ştefănescu Marina (1967) Elaborarea unor liste de termeni normalizaţi în domeniul geologiei şi al ştiinţelor conexe. *Probleme de documentare şi informare*, 1, Bucureşti.

LE STOCKAGE ET L'ACQUISITION AUTOMATIQUE
DES DONNÉES GÉOCHIMIQUES

(Résumé)

A la suite des travaux de recherche, prospection et exploration géologique on accumule un grand nombre de données de différents types d'analyses chimiques des roches.

Nous présentons une tentative de mise au point d'une banque de données géochimiques. Pendant la première étape de l'expérience décrite, on a fait de différents essais en vue d'établir la forme et la dimension de l'enregistrement, aussi que la liste des descripteurs (mots clés) et la codification des différentes catégories d'informations. A la suite de ces expériences-là on a abouti à un enregistrement de 44 champs et plus de 350 souschamps encadrés en 23 types de maquettes.

Les informations d'un enregistrement envisagent : le numéro de l'échantillon, le type et la dénomination du matériel analysé, la localisation de l'échantillon, l'âge géologique de la formation de prélèvement, la province métallogénétique, les éléments chimiques mineurs, les paramètres Zavariţki, les paramètres Niggli, la norme Rittman, la norme C.I.P.W., la cata-, méso- ou épiorne.

L'expérience a été réalisée par l'intermédiaire des programmes de calculateur écrits en langage FORTRAN IV par un des auteurs (Andărl). La constitution du fichier, la validation de celui-ci et le stockage des données sur bande magnétique sont faits à l'aide du programme BAND, tandis que l'interrogation du fichier, la transformation, l'interprétation et l'exposé des données par l'intermédiaire du programme GEDA.

Les critères d'acquisition et sélection des informations stockées dans la banque de données géochimiques sont nombreux et variés. Ainsi, on peut obtenir des informations du fichier suivant un seul critère, par exemple le type de matériel, la dénomination du matériel analysé, la province métallogénétique, etc., aussi que pour les combinaisons de ceux-ci, tels que : l'unité géostructurale et le type de roche ; le type de roche et la province métallogénétique ; l'unité géostructurale, le type de roche et l'âge géologique, etc.

Les informations obtenues par l'intermédiaire du traitement électronique des données peuvent être enregistrées de nouveau sur bande magnétique, constituant ainsi une base de données pour des nouvelles interprétations par l'intermédiaire du



calculateur électronique utilisant d'autres programmes de calcul (par exemple ceux basés sur des méthodes géomathématiques).

L'acquisition et le stockage des données géochimiques dans une banque de données permettra une valorisation complexe du point de vue qu'on considère intéressant. On peut les utiliser pour solutionner différents problèmes géologiques comme sont : l'analyse géochimique complexe de certaines formations géologiques, la classification des roches, l'étude comparatif de certaines formations géologiques, etc.



CARACTERELE GEOCHIMICE ALE PIRITELOR ȘI ZONALITATEA
MINERALIZAȚIILOR ASOCIATE MAGMATISMULUI LARAMIC DIN
PARTEA CENTRAL-SUDICĂ A MUNTILOR BIHOR¹

DE

CONSTANTIN LAZĂR², ION BERBELEAC², ERNESTINA VOLANSCHI²

Pyrite. Ore zoning. Mineral paragenesis. Laramian magmatism. Minor elements. Element distribution. Apuseni Mountains. Bihor Mountains.

Abstract

Geochemical Features of Pyrites and Zoning of Mineralizations Associated with the Laramian Magmatism of the Central-Southern Part of Bihor Mountains. The paper presents some important mineralogical, structural and geochemical aspects pointed out by the periplutonic zoning of the mineralizations associated with the Laramian magmatism of the Bihor Mountains. This zoning is met in the distribution of the main metallic mineral associations from the already known occurrences and ores and is accounted for by the behaviour of the microelements of the 93 pyrite samples spectrographically analysed. The mentioned pyrites belong to three frequent, predominant parageneses: 1. pyrite, polymetallic sulphides, gold \pm As minerals; 2. pyrite, polymetallic sulphides \pm iron oxides; 3. pyrite \pm iron oxides, polymetallic sulphides. These epi-, meso- and hypothermal parageneses present associations of characteristic minor elements: Ag, Sb, As; Cu, Pb, Co, Ni and Ga, In, Sn, Bi, Mo, Se, Ti and Mn respectively. Their behaviour, as well as that one of other minor elements, are amply commented upon and compared to analytical data regarding the pyrites in our country and abroad.

Cercetările recente efectuate în partea centrală și sudică a munților Bihor au pus în evidență numeroase iviri de mineralizații hidro-

¹ Predată la 16 mai 1979, acceptată pentru publicare la 17 mai 1979, comunicată în ședința din 1 iunie 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



termale de sulfuri, adesea de interes economic, asociate magmatismului laramic. Majoritatea acestora au constituit obiectul unor studii anterioare (Berbeleac, Ionescu, 1969; Ionescu, 1971; Ionescu, Berbeleac, 1971; Giușcă et al., 1973, 1976; Lazăr et al., 1976). Aceste mineralizații prezintă o serie de particularități structural-texturale, mineralogice și geochemice.

Lucrarea de față abordează studiul geochemic comparativ al piritelor din principalele asociații de minerale metalice, subliniind faptul că distribuția elementelor minore din pirită reflectă zonalitatea periplutonice, conturată de repartiția elementelor majore din mineralizațiile cunoscute în regiune.

Cadrul geologic

Partea central-sudică a munților Bihor este alcătuită din formațiuni cristaline, sedimentare și roci eruptive și prezintă o structură complexă de pînze de șariaj, caracteristică Apusenilor nordici.

Formațiuni cristaline. În regiunea cercetată formațiunile cristaline ocupă arii foarte extinse (fig. 1 și pl. I) și aparțin seriilor epimetamorfice de Biharia, Muncel și Păiușeni, enumerate în ordinea succesiunii stratigrafice. Intensitatea metamorfismului regional scade treptat de la seria precambriană de Biharia spre seria paleozoică de Păiușeni.

Seria de Biharia este alcătuită din roci provenite prin metamorfozarea unei formațiuni ofiolitice, în care aportul de material terigen este subordonat. Caracteristice pentru cele trei complexe litostratigrafice ale seriei de Biharia sînt: șisturile cuarț-albitice pentru complexul inferior, calcarele dolomitice cristaline și șisturi carbonatice pentru cel median și șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit pentru complexul superior.

Seria de Muncel reprezintă un complex vulcano-sedimentar metamorfozat, în care materialul detritic este asociat cu produsele unui vulcanism acid și include în partea inferioară calcare cristaline.

Seria de Păiușeni este reprezentată prin formațiunile complexului grezos-conglomeratic metamorfozat (Ivanovici et al., 1976); cele mai răspîndite fiind metaconglomeratele.

Formațiuni sedimentare. În regiunea cercetată apar depozite permieni și cretacice. Depozitele permieni se dezvoltă în bazinul văii Poiana Crișului și sînt reprezentate prin conglomerate, gresii — uneori feldspatice, siltite și argilite. Ele au fost considerate ca depozite de molasă, aparținînd pînzei de Arieșeni (Ivanovici et al., 1976). Depozitele permieni au un caracter anchimetamorfic, acuzînd, de asemenea, un intens metamorfism magmatic-termic și metasomatic.

Depozitele cretacice acoperă transgresiv rama sudică a formațiunilor cristaline din munții Bihor (fig. 1 și pl. I) și sînt reprezentate prin breccii conglomeratice, microconglomerate și gresii grosiere cu intercalații ritmice de șisturi argilo-marmoase și gresii fine. Aceste



depozite în facies flișoid, de vîrstă senoniană (M. Lupu, Denisa Lupu, 1958)³ aparțin formațiunilor neocretacice ale Apusenilor sudici (Ivanovici et al., 1976).

Formațiunile cristaline și cele sedimentare ante-senoniene din partea central-sudică a munților Bihor prezintă o structură complexă de pinze de șariaj desăvîrșită în tectogeneza alpină.

În timpul diastrofismelor prealpine și alpine pre-Gosau, formațiunile cristaline, alcătuiind un sincliniu orientat NE—SW și cuvertura sedimentară, au fost antrenate în șariaje repetate care prezintă, în mod constant, vergențe de încălecare de la sud spre nord. În regiunea cercetată apar următoarele unități tectonice: pinza de Arieșeni, pinza de Poiana, pinza de Biharia și pinza de Muncel, eșalonate de la nord la sud, care se acoperă succesiv. Depozitele senoniene ale bazinului Hălmațiu, din sudul regiunii, au o poziție tectonică post-pinza.

Diastrofismul laramic s-a manifestat în regiune printr-o tectonică rupturală, deosebit de pregnantă și bine conservată în comparație cu cele anterioare. Întregul edificiu construit, îndeosebi plicativ, în ciclurile anterioare, a suferit importante falieri și compartimentări. Cele mai caracteristice și răspîndite sînt faliile sistemului NW—SE, marcate adesea prin fracturi profunde, care au avut o deosebită semnificație în metalogeneza laramică. Ele secționează, cu o regularitate neobișnuită, atît formațiunile fundamentului și ale pînzelor suprapuse, cît și depozitele senoniene și corpurile de granodiorite și diorite din bazinul Hălmațiu (Jude, Ștefan, 1967). Fracturile menționate au o frecvență deosebită și o continuitate remarcabilă pe direcție (pl. I).

Aceste fracturi, care apar mult mai numeroase la nivelul de eroziune al principalelor văi și în lucrările miniere subterane (Brusturi-Lunșoara, Valea Vacii, pîriul Șipot, Izvorul Bihorului etc.), formează un sistem paralel bine individualizat, în care fasciculările și reluările repetate — pe direcție și înclinare — îmbracă frecvent aspectul tipului „en echelon“.

În preajma fracturilor principale ale acestui sistem, transversal față de structura formațiunilor afectate, pot fi recunoscute, aproape constant, numeroase falii și fisuri secundare care delimitează zone de breșiere cu extindere variabilă.

Fracturile orientate NW—SE sînt marcate, cel mai adesea, de prezența rocilor filoniene din suita finală a banatitelor, de existența produselor metamorfismului hidrometasomatic în special, ca și a mineralizațiilor asociate.

Nu este exclus ca ele să reprezinte rezultatul eforturilor tectonice precursore magmatismului și metalogenezei terțiare din Munții Apuseni.

Magmatite laramice (banatite)

Magmatismul laramic cu caracter intrusiv din partea central-sudică a munților Bihor se corelează cu activitatea magmatică din cadrul întregii provincii banatitice.

³ Arh. Com. Geol., București.



Corpurile eruptive banatitice care aflorază sînt foarte numeroase, în general de dimensiuni mici și cu o distribuție mai puțin regulată, exceptînd cele controlate de sistemul de fracturi orientat NW—SE (pl. I). Consolidate în condiții subcrustale, corpurile banatitice au variate forme de zăcămint: filoane, dyke-uri, silluri și corpuri neregulate, uneori de dimensiuni ceva mai mari. Amploarea ariilor de manifestare a proceselor termice și metasomatice ca și datele obținute prin forajele structurale din Valea Dedeș și din zona Băița (situate la nord de regiunea noastră) susțin interpretarea datelor geofizice (Proca și Proca, 1972; Berbeleac et al., 1977)⁴, privind existența în adîncime a unui pluton, de compoziție preponderent granitică, a cărui culminație apare în dealul Stănișoara (fig. 1 și pl. I). El prezintă o afundare ușoară spre sud, în zona Brusturi-Lunșoara și una mai accentuată spre est de creasta Bihorului, continuîndu-se spre nord, probabil pînă în masivul Vlădeasa (fig. 1). Acest pluton, în regiunea studiată, are o orientare aproximativ N—S. și prezintă, după cum sugerează datele geofizice, două apexuri alungite conform cu orientarea corpului, dispuse paralel: unul estic mai restrîns, situat în zona vîrfului Curcubăta-dealul Stănișoara și altul vestic, mult mai larg dezvoltat, între valea Dolea și valea Poiana (fig. 1).

În partea central-sudică a munților Bihor se întîlnesc numeroase tipuri de roci banatitice: granite, granite porfirice, microgranite porfirice, riolite microgranitice, riolite, riocacite, granodiorite, porfire granodioritice, porfire cuarțdioritice, andezite cuarțifere, microdiorite, andezite, bazalte și lamprofire (Lazăr et al., 1979)⁵.

Rocile banatitice prezintă o gamă largă de structuri, care reflectă variația compoziției topiturii magmatice și a condițiilor în care a avut loc consolidarea.

Metamorfismul și metalogeneza asociate magmatismului laramic

Punerea în loc a magmatitelor laramice, reprezentînd faza timpurie a magmatismului subsecvent alpin, a fost însoțită de variate procese de metamorfism termic și metasomatic și de mineralizare.

Metamorfismul de contact termic

În aureola termică de contact a principalelor corpuri banatitice, din partea central-sudică a munților Bihor, au avut loc procese de recristalizare, care nu au modificat, în mod esențial, compoziția chimică globală a rocilor afectate. Structura și compoziția mineralogică a produselor rezultate reflectă atît natura rocilor primare cît și, mai ales, depărtarea de corpul eruptiv și mărimea acestuia.

Au fost întîlnite șisturi pătate și corneene, cu parageneze caracteristice, în accepția lui Winkler (1967), următoarelor faciesuri: faciesul corneenelor cu albit-epidot, amfibolice (corneene cu biotit, cor-

^{4, 5} Arh. I.G.G., București.



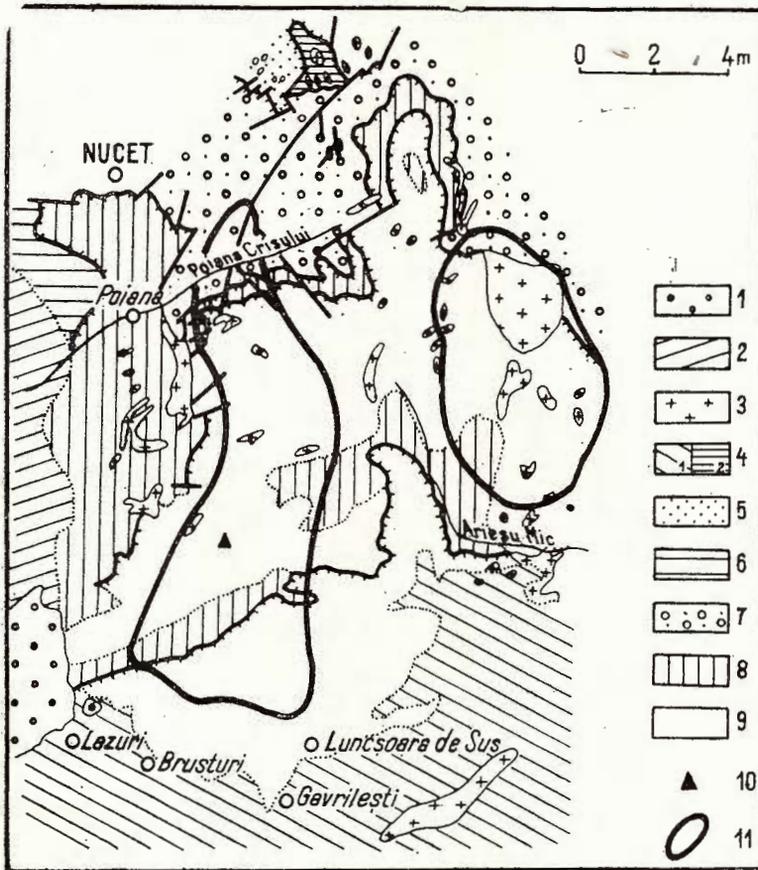


Fig. 1. — Conturul culminațiilor plutonului banatic din munții Bihor de sud (după datele IGG).

1, magmatite neogene ; 2, formațiune de molasă neogenă ; 3, magmatite laramice ; 4, Cretacic : 1, superior : conglomerate, gresii și argile ; 2, inferior : gresii și argile ; 5, Juristic : calcare ; 6, Triasic : calcare, dolomite și sisturi argiloase ; 7, Permian : conglomerate, gresii, etc. ; 8, Carbonifer inferior (seria de Păiușeni) ; 9, Precambrian-Paleozoic (seriile de Biharia și Muncel) ; 10, foraj ; 11, conturul culminațiilor plutonului.

Le contour des culminations du pluton banatitique des Monts Bihor de sud (d'après les données de l'IGG).

1, magmatites néogènes ; 2, formation de molasse néogène ; 3, magmatites laramiennes ; 4, Crétacé : 1, supérieur : conglomérats, grès et argiles ; 2, inférieur : grès et argiles ; 5, Jurassique : calcaires ; 6, Trias : calcaires, dolomies et schistes argileux ; 7, Permien : conglomérats, grès, etc. ; 8, Carbonifère inférieur (série de Păiușeni) ; 9, Précambrien-Paléozoïque (séries de Biharia et Muncel) ; 10, forage ; 11, le contour des culminations du pluton.



neene cu biotit și andaluzit, corneene cu andaluzit, corneene cu hornblenă și diopsid) și cu feldspat K-ic și cordierit (corneene cu sillimanit). Dintre numeroasele ocurențe de corneene amintim pe cele din masivul Stînișoara, din galeria Izvorul Bihorului, din forajul din valea Dedeș și din bazinul Rîului Mic.

Metamorfismul metasomatic

Procesele de metamorfism metasomatic, care au interesat deoptrivă formațiunile cristaline, sedimentare și eruptivul laramic, au avut o amploare deosebită, atestată de larga răspîndire a produselor lor.

Aceste procese au modificat adesea profund natura, și în primul rînd chimismul paleosomului. Intensitatea transformărilor variază în limite largi, fiind maximă în zonele de convergență a principalilor factori care au controlat desfășurarea proceselor metasomatice: structural-tectonic, litostratigrafic, chimic și termodinamic. Cercetările efectuate în partea central-sudică a munților Bihor au evidențiat semnificația deosebită a controlului structural-tectonic al acestor procese mineralogenetice; în vecinătatea fracturilor orientate NW—SE conturîndu-se aureole de metamorfism (Giușcă et al., 1976).

A fost întîlnită, destul de frecvent, suprapunerea produselor metamorfismului metasomatic peste cele ale metamorfismului termic, desfășurat anterior, fapt ce îngreuiază uneori descifrarea asociațiilor de neominerale.

Procesele metasomatice au fost însoțite de fenomene de depunere în spații libere (cavități, fracturi, fisuri etc.).

Asociațiile de minerale formate indică faptul că procesele metasomatice s-au desfășurat într-un interval larg de temperatură. Deși separate în timp, de fluidele pneumatolitice, soluțiile hidrotermale au condus la formarea unor parageneze, cu asociații de elemente și de minerale caracteristice, care s-au suprapus uneori spațial peste cele de temperatură ridicată, formate anterior.

Metasomatismul rocilor silicatică și al celor cuarțoase este mai larg răspîndit decît cel al rocilor carbonatice, ceea ce reprezintă o consecință firească a constituției geologice a regiunii cercetate.

Au fost întîlnite skarne calcice cu granați, piroxeni, wollastonit etc. în câteva iviri, dintre care menționăm pe cele din zăcămintul Brusturi-Luncșoara, Izvorul Bihorului, valea Dolea, forajul din valea Dedeș etc.

Subsecvent skarnogenezei, în faza hidrotermală, s-a format o gamă largă de minerale din rîndul cărora enumerăm: amfiboli (actinot-tremolit), epidot, feldspați (ortoză, albit etc.), clorite, mice, minerale argiloase (illit, dickit, caolinit), cuarț, carbonați și zeoliți.

Acestea, ca și mineralele de skarn, sînt asociate cu numeroase minerale metalice, care se găsesc adesea în concentrații de interes economic.

Metamorfismul de contact termic și pirometasomatic, cu o dezvoltare deosebit de caracteristică în bazinul Crișului Negru în zona Băița



(Cioflica, Vlad, 1968, 1970; Gherasi, 1969) este mai puțin vizibil în aria situată la sud de valea Poiana, unde însă se menține cu aceleași caractere generale. Aureola de metamorfism magmatic a plutonului banatitic se extinde pe o înălțime apreciabilă de cca 2000 m.

Distribuția în spațiu a neoformățiunilor metasomatice are un caracter zonar, recunoscut atât la scară regională, cât și locală. În primul caz, zonalitatea este periplutonice și se aseamănă cu cea descrisă în zona Băița, situată la nord de regiunea noastră (Cioflica et al., 1971, 1974). Structura zonară a aureolelor de metamorfism hidrotermal din zona Brusturi-Lunșoara a fost în detaliu prezentată recent (Giucă et al., 1976).

Mineralizațiile

Activitatea metalogenetică însoțește și încheie cortegiul proceselor postmagmatice asociate genetic intruziunilor banatitice, din partea central-sudică a munților Bihor.

Mineralizațiile laramice, formate atât prin procese de substituție cât și de umplere a spațiilor libere, sînt larg răspîndite în regiune (pl. I, II) și constituie numeroase concentrații de interes economic. Aceste mineralizații de natură epigenetică prezintă o serie de caracteristici, care le deosebesc de mineralizațiile singenetice din munții Bihor, descrise recent (Lazăr et al., 1980).

Procesele de mineralizare au condus la formarea unor corpuri de impregnație și de substituție precum și filoane, care constituie în ansamblu zone mineralizate aplatizate, de dimensiuni variabile, reflectînd amprenta factorilor structural-tectonic și litostratigrafic în controlul metalogenezei.

Mineralizațiile prezintă o gamă largă de texturi, dintre care cele mai răspîndite sînt: cele de impregnare, paralele și/sau în benzi, massive, pătate și cu geode. Alături de acestea apar texturile brecioase ca rezultat al deformărilor tectonice sincrone cu depunerea mineralizațiilor. Aceste texturi, ca și prezența a două tipuri de roci filoniene banatitice în lungul aceleiași fracturi (Lazăr, Întorsureanu, 1974)⁶ atestă reactivarea acestora.

Din multitudinea structurilor atât de cristalizare cât și metasomatice, care caracterizează mineralizațiile laramice, amintim structurile: granulare, hipidiomorfe, allotriomorfe, mai rar idiomorfe, de coroziune, relicte de substituție și de dezamestec.

Dintre numeroasele minerale metalice identificate cităm următoarele: sulfuri (calcozină, galenă, blendă, pirotină, calcopirită, bornit, covelină, molibdenit, pirită, marcasită); arseniuri (nichelină, löllingit, skutterudit, smaltină, cloantit); sulfoarseniuri (cobaltină, gersdorfit, mispichel); sulfosăruri (tetraedrit, tennantit, enargit, bournonit, boulangerit, jamesonit, plumosit); oxizi (hematit, oligist, magnetit) și hidroxizi (lepidocrocit, goethit, limonit) (Berbeleac, Olga Ionescu, 1965⁷,

^{6, 7} Arh. I.G.G., București.



1969; Ionescu, 1971; Giușcă et al., 1973, 1976; Lazăr, Întorsureanu, 1974⁸; Lazăr et al., 1978⁹). Avînd o răspîndire inegală, aceste minerale se asociază în mod diferit; mineralele supergene fiind subordonate cantitativ celor hipogene.

Mineralele metalice sînt de obicei însoțite de minerale de gangă, îndeosebi cuarț, carbonați, minerale argiloase și alți silicați, aflate în proporții variabile.

Cele mai răspîndite asociații de minerale metalice întîlnite sînt: pirită + aur; pirită ± oxizi de fier; pirită, blendă, galenă ± aur; pirită, blendă, galenă ± calcopirită; oxizi de fier, pirită, blendă, galenă, pirotină ± calcopirită; pirită, calcopirită, blendă, galenă ± mispichel; pirită, pirotină, mispichel, löllingit ± blendă, galenă; pirită, blendă, oxizi de fier ± calcopirită, galenă; blendă, oxizi de fier ± calcopirită, pirită, galenă; mispichel ± pirotină, gersdorfit, cobaltină; cobaltină, cloantit, gersdorfit ± mispichel; oligist ± pirită, blendă, magnetit; magnetit ± hematit; molibdenit ± pirită; molibdenit + cuarț.

După cum rezultă din cele de mai sus, mineralizația laramică din regiunea cercetată are, în ansamblu, un evident caracter polimetalic. Se cunosc mineralizații ferifere (piritoase și de oxizi); plumbo-zincifere, polimetalice s. str. (de Pb, Zn, Cu) și de metale rare (Co, Ni etc.). O serie de alte elemente (Au, Ag, Mo, Bi etc.) se concentrează local.

Paragenezele hidrotermale epi-mezo- și hipotermale, mult mai frecvente și predominante, se asociază adesea cu paragenezele pneumatolitice, astfel că mineralizațiile din partea central-sudică a munților Bihor aparțin aceluiaș tip de tranziție ce caracterizează provincia metalogenetică laramică din țara noastră (Udubașa, Lazăr, 1968).

Zonalitatea mineralizațiilor

Cercetările anterioare, efectuate în partea central-sudică a munților Bihor au evidențiat, în special, variația calitativă și cantitativă pe verticală și orizontală a mineralizațiilor laramice.

Astfel, în filonul Preluica (Rîul Mic), pe înălțimea cercetată de cca 80 m, au fost deosebite trei zone distincte (Berbeleac, Ionescu, 1969). În zona inferioară se concentrează löllingitul și mispichelul, în cea mediană blenda și galena iar în zona superioară pirită.

Urmărind variația cantitativă pe o înălțime de cca 350 m a principalelor sulfuri din zăcămintul polimetalic Dolea (Brusturi-Lunșoara), ca și variația pe verticală a conținuturilor de Pb, Zn, Cu din analizele chimice, pentru același zăcămint (Ionescu, 1971; Giușcă et al., 1973; Vu-Chi-Hieu, 1973; Lazăr, Întorsureanu, 1974¹⁰), se constată o concentrare a Pb și Ag (galenă argentiferă) în partea superioară a zăcămintului, a Zn în partea mediană și îmbogățirea mineralizației în Cu și Zn spre nivelele mai adînci ale zăcămintului.

⁸ Op. cit., pct. 6.

⁹ Arh. I.G.G., București.

¹⁰ Op. cit., pct. 6.



sa superioară, care cuprinde asociații de tranziție de tip pirometasomatic-hidrotermal, a fost interceptată în câteva locuri (valea Dolea, galeria Luncoșoara, galeria Izvorul Bihorului etc.). Cu o poziție externă, deasupra primului domeniu, se succed pe o înălțime similară, paragenezele hidrotermale, începînd cu cele hipotermale, care prezintă două tipuri principale de asociații: minerale de metale rare (Co, Ni, Bi, etc.) — tip Gruiul Dumii (Berbeleac, Ionescu, 1969; Ionescu, 1971) și pirită \pm oxizi de fier, calcopirită etc. tip Drăcoița. Asociația mezotermală caracteristică este cea polimetalică, tip Brusturi-Luncoșoara; pirită, galenă, blendă, calcopirită \pm oxizi de fier. Succesiunea se încheie cu formațiunea epitermală care cuprinde asociațiile: pirită, galenă, blendă \pm calcopirită, aur și pirită \pm aur. Mineralele metalice li se asociază mineralele de gangă tipomorfe (fig. 2).

Urmărind repartiția areală a acestor asociații caracteristice se constată că ea este relativ ordonată. Ele se înscriu în cîmpuri al căror contur și poziție prezintă o asemănare frapantă cu imaginea plutonului banatitic sugerată de datele geofizice (pl. II și fig. 1).

Analizînd modul de distribuție a asociațiilor menționate se constată că el este controlat de poziția celor două culminații ale plutonului acid, care au determinat valori ridicate ale cîmpului geotermic, respectiv zona termică inferioară a ajuns la o cotă absolută mai mare. În ariile corespunzătoare acestora se localizează asociația de oxizi de fier din cîmpul Obîrșia Arieșului Mic-Biharia; asociația de pirită \pm oxizi de fier, calcopirită etc. de la Izvorul Bihorului și din cîmpul pîriul Drăcoița-pîriul Corbului; precum și mineralizația de Co, Ni, As, Bi etc. de la Gruiul Dumii. La periferia acestor arii se află cîmpurile cu mineralizații polimetalice de sulfuri de Pb, Zn, Cu: Dolea (Brusturi-Luncoșoara)-Valea Vacii-pîriul Șipot-Izvorul Bihorului, cu o poziție mediană și cîmpul Crișcior-Poiana, situat în extremitatea vestică. La exteriorul cîmpului polimetalic median se plasează acumulările epitermale de pirită \pm aur din bazinul Rîului Mare și Rîului Mic, în care se conturează un cîmp restrîns cu sulfuri polimetalice cu aur și arsen din zona pîriului Stalnița-pîriului Preluica (pl. II).

Această distribuție regională a principalelor asociații de minerale metalice, respectiv a elementelor majore ale acestora, permite a recunoaște o zonalitate periplutonice, cu un caracter complex și ușor asimetric. Imaginea cartografică obținută diferă de prima hartă genetică a substanțelor minerale utile din zona munților Bihor, în care cîmpurile metalogenetice au fost corelate cu sistemul de fracturi orientat NW—SE (Ionescu, 1971).

Zonalitatea periplutonice a mineralizațiilor laramice din districtul metalogenetic Băița Bihorului, situat la nord de districtul Brusturi-Luncoșoara-Poiana, studiat în lucrarea de față, a fost de asemenea descifrată (Giușcă, 1941; Petrascheck, 1950; Cioflica et al., 1971).



Geochimia piritelor

Considerații generale

În ultimul timp, odată cu perfecționarea tehnicilor analitice, cu descoperirea semnificației genetice, pe care o au unele microelemente și cu intrarea în circuitul economic al acestora, cercetarea elementelor minore din sulfuri a cunoscut o dezvoltare deosebită.

În ultimele două decenii au fost efectuate în țară primele studii geochimice pe minereuri și probe monominerale provenite din câteva zăcăminte neogene (Știopol, 1962; Steclaci, 1962; Giușcă et al., 1963; Manilici et al., 1965; Borcoș, Iosof, 1967; Borcoș et al., 1973, 1977), și laramice (Giușcă, Volanschi, 1968, 1971; Giușcă et al., 1973). A fost realizată, de asemenea, o primă încercare de caracterizare geochimică comparată a zăcămintelor polimetalice metasomatice și filoniene din cadrul provinciei metalogenetice neogene din România (Udubașa, Lazăr, 1968).

Piriteii i-au fost consacrate numeroase studii geochimice ca urmare a răspîndirii ei foarte largi, în toate tipurile genetice de mineralizații (Schneiderhöhn, 1955).

În mineralizațiile laramice din partea central-sudică a munților Bihor, așa după cum a fost arătat în capitolul precedent, pirita este mineralul metalic cel mai răspîndit, fiind prezentă în majoritatea asociațiilor de minerale identificate. Dintre acestea au fost selectate trei asociații care conțin pirită: (I) pirită cu sulfuri polimetalice și aur; (II) pirită cu sulfuri polimetalice cu sau fără oxizi de fier și (III) pirită cu sau fără oxizi de fier și sulfuri polimetalice; considerate a fi reprezentative pentru cele trei domenii termice ale zăcămintelor hidrotermale: epi-mezo- și hipotermal.

Pentru fiecare din cele trei tipuri paragenetice, probele de pirită analizate provin din mai multe ocurențe, fiind recoltate în general sistematic — pe lungimea, înălțimea și grosimea corpurilor de minereu. Acest fapt asigură caracterul reprezentativ al datelor analitice. Numărul diferit de probe, pentru cele trei tipuri paragenetice, este determinat de numărul inegal al ivirilor și, mai ales, de frecvența deosebită pe care o prezintă pirita în fiecare asociație.

Pirita se prezintă în cristale izolate, de obicei idiomorfe, sau în agregate granulare fie monominerale, fie concrescută cu alte minerale, în special sulfuri comune și/sau minerale de gangă.

În mod obișnuit pirita prezintă habitus cubic, cristalele avînd de regulă dimensiuni milimetrice; rar apar cristale mai mici sau mai mari (1—2 cm). Cristalele cubice, în general bine dezvoltate, caracterizează pirita din asociația de temperatură ridicată.

Fracțiunile monominerale de pirită au fost separate, din probele recoltate, prin diferite metode de separare (manuale, mecanice, optice, chimice). Cel mai des folosită a fost separarea sub lupa binoculară, pe clase granulometrice impuse de mărimea absolută a granulelor de pirită și a mineralelor concrescute. Purityatea probelor a fost verificată calco-



grafic sau spectral. Probele care s-au dovedit a fi împurificate nu au fost luate în considerare; de asemenea au fost eliminate, total sau parțial, în majoritatea cazurilor, datele analitice ale dozărilor semicantitative.

Analizele au fost efectuate pe parcursul mai multor ani de zile, fapt ce a determinat modificarea sensibilității metodei (prin coborîrea limitei de detecție pentru unele elemente) și a atras, în mod inevitabil, schimbarea parțială a condițiilor de lucru.

Datele analitice au fost obținute prin metoda spectrografică cantitativă.

Condițiile de lucru au fost următoarele: spectrograf PGS 2 m, generator ABR-3, curent continuu 9(6) A; excitație anodică, electrozi Ti, 5—35 mg amestec probă: pulbere de grafit (\pm NaCl) 1:2 (respectiv 2:3:1), ardere variabilă (45 sec., 3 min. sau totală), plăci ORWO WU3 și UV1.

Au fost folosite liniile spectrale cu următoarele lungimi de undă: As — 2349,8 Å; Ag — 3382,89 Å și 3280,6 Å; Mn — 2798,27 Å și 2933,1 Å; Ti — 3241,8 Å; Co — 3044 Å și 3453,5 Å; Bi — 2898 Å și 3067,7 Å; Sn — 2840 Å și 3175 Å; Cu — 2824,7 Å; Pb — 2833,07 Å; In — 3039,36 Å; Ga — 2943,64 Å; Tl — 2767,8 Å; Ni — 3050,8 Å și 3414 Å; Mo — 3170 Å; V — 3183 Å și 3185 Å; W — 2947 Å; Sb — 2877,9 Å; Ge — 3039 Å; Te — 2385,7 Å; Zn — 3282,33 Å.

Elemente minore din pirită

Utilizăm termenul de „elemente minore“ (Fleischer, 1955) pentru a defini acei „constituenți minori“ (Gavelin și Gabrielson, 1947 — fide Fleischer, 1955), sau „microelemente“ (Cambel, Jarkovský, 1967) care apar în minerale. Prin „microelemente“ autorii citați înțeleg toate elementele care, în raport cu macroelementele ce alcătuiesc mineralul, sînt prezente în cantități neînsemnate, care de obicei nu ating 1%. Termenul de „element minor“ este, în această accepție, mult mai comprehensiv, incluzînd pe lângă elementele considerate „rare“ (ex. Ti, V, Mn), „elemente disperse“ (ex. Ga, In) și o serie de elemente care ulterior au atins concentrații apreciabile în soluțiile hidrotermale, separîndu-se ca faze minerale independente (ex. Cu, Pb, Zn).

Probele de pirită din munții Bihor au fost analizate pentru următoarele elemente: Cu, Ag, Ga, In, Tl, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Mo, Te, Co, Ni, Ti, V, Mn, W, Zn, Cd, grupate pe baza clasificării geochemice a elementelor a lui Goldschmidt (Sahama, Rankama, 1970). Din cele 21 de elemente urmărite, un număr de 4 elemente (Tl, Ge, W și Cd) nu au putut fi dozate, ele lipsind sau fiind prezente în cantități situate sub limitele de detecție.

Trecînd în revistă elementele enumerate constatăm că ele aparțin la trei grupe geochemice: alături de elemente tipic calcofile (Cu, Ag, Zn, Cd, Ga, In, Tl, Pb, As, Sb, Bi, Te) apar elemente siderofile (Co,



Ni, Mo, Ge, Sn) și litofile (V, W, Mn), care ating concentrații importante în sulfuri (Fleischer, 1955).

Formele în care apar elementele minore în pirită nu au constituit obiectul prezentei lucrări. Se cunoaște din literatura de specialitate că ele pot să apară ca : substituenți izomorfi, pseudosoluții solide, incluziuni epitaxice, adaosuri heterogene, adsorbții etc.

Repartiția elementelor minore din pirită

În cele ce urmează vom prezenta, comparativ pentru cele trei tipuri paragenetice, principalele caractere geochimice (conținut, frecvență, distribuție etc.) pentru fiecare element minor în parte.

Cuprul. Prezența cuprului a fost stabilită aproape în toate probele de pirită din mineralizațiile laramice, din munții Bihor, el având o frecvență de 100% în pirită de tip I¹¹ (tab.). Conținuturile în cupru variază în limite foarte largi (10—9500 ppm), cantitățile cele mai mari fiind identificate în pirită de tip II ($\bar{X}_{11} = 3686$ ppm). Gradul de împrăștiere a valorilor conținuturilor în Cu atinge mărimea maximă în cazul pirită de tip III (tab. și pl. III, c).

Pentru a avea mai ușor o privire de ansamblu asupra repartizării cantităților de elemente minore pe clase de conținuturi și pentru a înlesni comparația rezultatelor noastre cu alte date geochimice referitoare la pirită, am înscris în tabelul 1 frecvența pe clase de conținuturi, adoptând în acest sens limitele stabilite de Fleischer (1955), ale cărui date — recalculat oferă o bună bază de comparație. În același scop s-au introdus în tabel date, în marea lor majoritate inedite, din lipsa unor lucrări publicate, privind geochimia piritelor din mineralizațiile laramice din Banat (Moldova Nouă, Sasca Montană, Dognecea)¹².

Abundența cuprului în pirită de tip II, exprimată de media aritmetică a conținuturilor, este susținută și de faptul că, pentru acest tip de pirită, frecvența maximă (43%) o prezintă conținuturile mari (1000—4999 ppm). Pentru celelalte două tipuri de pirită, ca și pentru pirită din Bihor în general, frecvența cea mai mare o are clasa 500—999 ppm, ceea ce corespunde, în parte, cu unul din maximele de frecvență raportate de Hegemann pentru pirită hidrotermale (Cambel, Jarkovský, 1967). În pirită din Banat sînt frecvente conținuturile mai mici de cupru.

Cuprul prezintă o distribuție lognormală. Curba de distribuție statistică pentru cupru în pirită III este ușor asimetrică, cu o pantă foarte redusă a brațelor sale, ceea ce confirmă larga împrăștiere a conținutu-

¹¹ Pentru simplificare vom utiliza în continuare exprimările : pirită de tip I, II și III pentru a diferenția pirită din cele 3 asociații tipomorfe specificate anterior.

¹² Marea majoritate a acestora sînt analize proprii. Surse: V. Iosof, Ernestina Volanschi (1965); Ernestina Volanschi (1967); Vasîlica Pieptea (1963); D. Gheorghiuțescu (1969). Arh. I.G.G., București; B. Cambel, J. Jarkovský (1967).



rilor de Cu din acest tip de pirită (fig. 5). Se remarcă și o variație a maximelor de frecvență pentru pirită II și III⁴³. Ambele curbe conturează câte un maxim de frecvență a cărui valoare este inferioară abundențelor respective exprimate de media aritmetică (tab.), ceea ce a fost considerat ca reprezentând a doua lege fundamentală a geochimiei, privind distribuția elementelor (Ahrens, 1954).

Fleischer (1955), ca și Hegemann (fide Cambel, Jarkovský, 1967) arată că în cele mai multe cazuri conținuturile de cupru în pirite sînt foarte mici, sub 10 ppm. Constatarea aceasta a condus pe mulți autori la presupunerea că, în cea mai mare parte, cuprul identificat în pirită este datorat amestecurilor mecanice de calcopirită sau alte minerale de cupru.

Argintul. Prezintă o frecvență similară cu a cuprului, avînd însă conținuturi mult mai mici (1—900 ppm, tab.). Împrăștierea valorilor este mare, îndeosebi la pirită de tip III. Cele mai bogate în Ag sînt piritele din asociația cu sulfuri polimetalice, Au și As (pirite de tip I, fig. 3). Hawley (1952, fide Fleischer, 1955) a găsit conținuturi de argint mai mari în piritele de temperatură joasă decît în cele de temperatură ridicată.

În toate tipurile paragenetice de pirită din Bihor cele mai frecvente sînt conținuturile mici (10—49 ppm Ag). Piritele din Banat, în care Ag este totdeauna prezent, relevă aproape constant valori foarte mici (< 10 ppm), considerate caracteristice pentru pirite (Fleischer, 1955; Cambel, Jarkovský, 1967).

Histogramele argintului (pl. III, a, b, c) arată frecvențe diferite ale conținuturilor. Ag în pirită II prezintă o distribuție lognormală asimetrică pozitivă, curba frecvenței statistice avînd un maximum slab demarcat, corespunzător valorii de 13 ppm, inferioară mediei aritmetice ($\bar{X}_{57} = 63$ ppm). Acest maxim corespunde cu maximumul principal al curbei de variație pentru pirită III, care are o alură mai complexă (fig. 5 b).

Galiul. În majoritatea piritelor analizate galiul nu a fost detectat. El este prezent în cantități mici (3—15 ppm) în piritele de tip III. Conținuturi similare au fost stabilite pentru piritele din Banat, unde însă galiul apare cu o frecvență de 100% (tab.).

Indiul. Analizele efectuate au evidențiat prezența indiului în toate cele 3 tipuri de pirită, cu o frecvență mai mare în cele aparținînd tipului I (tab.). Conținuturile cele mai mari apar însă în pirită III, pentru care valorile oscilează între 3 și 130 ppm In.

Histograma prezintă două maxime de frecvență inegale în domeniul conținuturilor mici (pl. III, c).

Taliul. Acest element minor, care apare rar în pirite (Fleischer, 1955; Cambel, Jarkovský, 1967), a fost căutat în piritele de tip I, fără a putea fi stabilită prezența lui.

⁴³ Numărul redus de probe nu ne-a permis urmărirea distribuției statistice a elementelor minore în pirită de tip I.



Staniu. Acest element se numără printre microelementele care apar mai rar în pirite (Cambel, Jarkovský, 1967). Cu toate acestea staniu arată frecvențe destul de mari în piritele de tip III și I

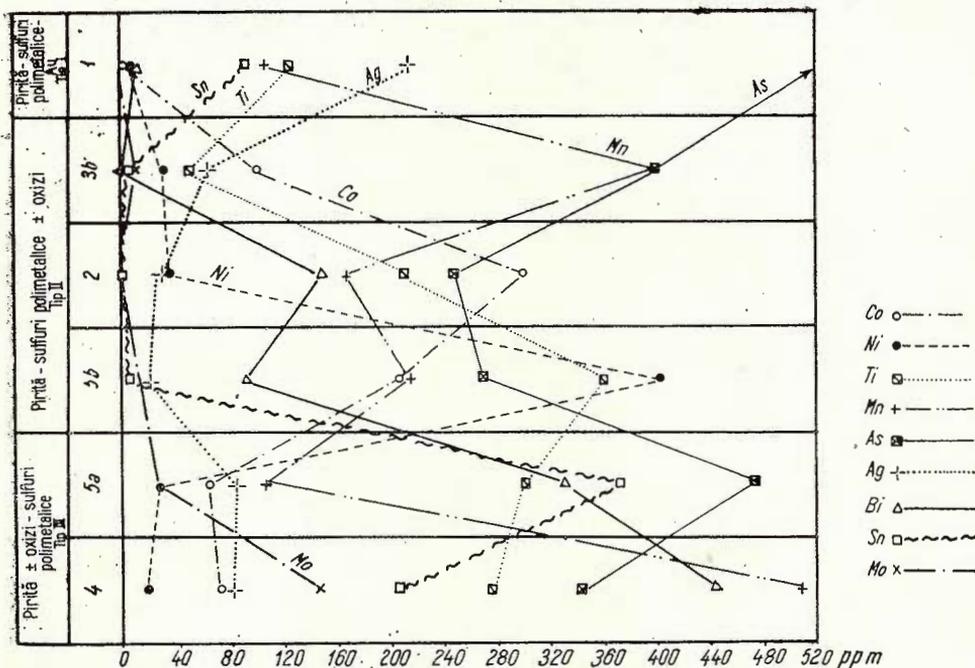


Fig. 3. — Variația conținuturilor medii ale unor elemente minore din piritele principalelor asociații de minerale metalice din munții Bihor.

1, Rîul Mic ; 2, Brusturi-Lunșoara ; 3 b, Valea Vacii ; 4, Piriul Drăcoița ; 5 a, Izvorul Bihorului, Piriul Corbului etc. ; 5 b, Izvorul Bihorului.

La variation des teneurs moyens en éléments mineurs des pyrites des principales associations de minéraux métalliques des Monts Bihor.

1, la rivière Rîul Mic ; 2, Brusturi-Lunșoara ; 3 b, la vallée Valea Vacii ; 4, le ruisseau Drăcoița ; 5 a, Izvorul Bihorului, le ruisseau Corbului, etc. ; 5 b, Izvorul Bihorului.

(tab.). Conținuturile de staniu prezintă fluctuații deosebit de mari : 3—1360 ppm, înregistrate în pirita de tip III, care posedă de altfel și conținutul mediu cel mai ridicat ($\bar{X}_{53} = 202$ ppm Sn).

Pentru toate tipurile de pirită din Bihor cele mai frecvente sînt conținuturile mici, din clasa 10—49 ppm, care caracterizează atît piritile din Banat cît și piritile în general.

Histogramamele staniului prezintă particularități nete pentru fiecare tip de pirită. În timp ce în pirita II conținutul de Sn este aproape con-



stant, în pirită III, dimpotrivă, se înregistrează fluctuații deosebit de mari ale concentrațiilor acestui microelement. Existența unui domeniu larg de dispersie este confirmată și de curba distribuției statistice.

Plumbul. Este singurul element minor care a fost întâlnit în toate probele de pirită analizate (tab.). Cu aceeași frecvență de 100% ca și în Bihor, apare Pb în piritele laramice din Banat și în piritele din zăcămintele metasomatice polimetalice din România (Udubașa, Lazăr, 1968).

Limitele de variație ale conținuturilor în Pb pentru piritele II și III sînt foarte largi (20—7500 ppm), împrăștierea valorilor este foarte accentuată și atinge mărimea maximă, după cum era și de așteptat, în cazul pirită II, din parageneza polimetalică. În același sens se explică și deosebirea foarte mare între conținuturile medii de Pb din pirită tip II din Bihor și piritele din Banat (2320 ppm, respectiv 46 ppm), ținînd seama de faptul că acestea din urmă provin, mai cu seamă, din zăcămintele aparținînd formațiunilor cu pirită și cupru în accepția lui Schneiderhöhn (1955). Conținuturile cele mai frecvente de Pb depășesc, ca ordin de mărime, nu numai pe cele din Banat, dar și pe cele indicate pentru pirită, în lucrarea de sinteză a lui Fleischer (1955).

În histogramele întocmite pentru plumb se poate remarca frecvența mai mare a conținuturilor ce depășesc 1000 ppm Pb în piritele II și III (pl. III, b, c). Cele două tipuri de pirită pot fi diferențiate dacă urmărim distribuția statistică a Pb (fig. 5 c). În pirită de tip II, Pb prezintă o distribuție lognormală, caracteristică componentilor izomorfi ai pirită (Cambel, Jarkovský, 1967). Curba de frecvență este simetrică, mediana avînd o deviere de +2% față de media aritmetică. Ea prezintă un maxim bine individualizat, de frecvență medie, care sugerează o legătură reală între pirită și Pb, prezent probabil sub forma concreșterilor epitaxiale de galenă cu pirită gazdă, demonstrată atît experimental, cît și de operațiunea de separarea fazelor (Cambel, Jarkovský, 1967). Ipoteza este susținută și de concluzia lui Vistelius, care arată că în microsistemele geochimice, guvernate de un singur proces, distribuția elementelor chimice este normală (Ianovici, Dimitriu, 1967). Spre deosebire de această situație, curba de frecvență a Pb în pirită III este complexă, asimetrică și conduce la supoziția că alături de amestecurile mecanice (probabil absorbții de suprafață), cea mai mare cantitate de plumb există în pirită sub forma concreșterilor epitaxiale.

Arsenul. Este prezent în toate probele de pirită de tip I (240—15.000 ppm) și înregistrează cel mai larg domeniu de împrăștiere, calculat pentru toate elementele minore ale piritelor analizate. Conținutul mediu ($\bar{X}_7 = 3227$ ppm As) depășește de aproape 10 ori pe cel din piritele de tip II și III (fig. 3) și de aproape 50 de ori pe cel al piritelor din Banat: $\bar{X}_{37} = 73$ ppm As (tab.). Datele calculate pentru piritele din Bihor le plasează pe acestea, în ceea ce privește conținuturile cele mai frecvente, între valorile piritelor din Banat, mai sărace, și cele considerate reprezentative pentru pirită, în general (Fleischer, 1955).



Histogramele construite pentru As arată că maximele de frecvență se deplasează de la conținuturi mici, în piritele II și III, spre conținuturile mari în pirita I (pl. III a, b, c).

Curbele de variație statistică a frecvenței As în piritele II și III apar asimetrice (fig. 5 d). Se poate considera însă că ele exprimă distribuții asociate, rezultate prin suprapunerea a două distribuții normale (Ianovici, Dimitriu, 1967), sugerînd, în acest caz, că cel puțin în parte, arsenul este legat izomorf în pirită, situație acceptată de mulți cercetători.

Stibiul. Aparținînd grupului de microelemente ce apar rar în pirite, stibiul a fost întîlnit cu o frecvență mare în pirita I și accidental în pirita III, conținuturile fiind însă inferioare celor considerate reprezentative pentru pirită (tab.).

Bismutul. Acest element, aparținînd aceluiași grup ca și Sn și Sb, a fost întîlnit cu o frecvență foarte mare în piritele II și III, ultimele fiind cele mai bogate în Bi (tab.). Față de concentrația maximă de Bi în pirită, evaluată la 100 ppm (Fleischer, 1955), piritele din Bihor conțin mai mult bismut, după cum reiese din compararea valorii amintite cu cea maximă (2050 ppm) sau chiar cu conținutul mediu ($\bar{X}_{90} = 167$ ppm Bi) (tab.).

Absent în pirita I, bismutul prezintă însă fluctuații însemnate ale concentrației în piritele II și III, indicate atît de împrăștierea foarte largă a valorilor (tab.), cît și de aspectul histogramelor (pl. III b, c) și a curbelor de distribuție.

Molibdenul. Apare cu o frecvență medie în piritele II și III; în pirita de tip I nu a fost detectat (tab.). Limitele de variație (10—340 ppm) și conținuturile cele mai mari apar în pirita III. Piritele din Bihor sînt mai bogate în Mo decît cele din Banat.

Frecvența cea mai mare o au conținuturile mici de Mo (pl. III b, c).

Telurul. Întîlnit într-o singură probă de pirită II (130 ppm) telurul nu poate, în aceste condiții, să constituie obiectul unor interpretări geochimice.

Cobaltul. Alături de nichel, cobaltul a fost elementul minor din pirită care a făcut cel mai adesea obiectul cercetărilor geochimice.

Cobaltul a fost întîlnit în majoritatea probelor de pirită analizate, atingînd o frecvență de 100% în pirita II (tab.).

În piritele hidrotermale din Bihor, conținuturile în Co variază în limite largi (3—920 ppm). În timp ce în pirita I conținuturile sînt aproape constante și mici ($\bar{X}_7 = 5$ ppm Co), în pirita II domeniul de împrăștiere atinge valoarea maximă: Dintre piritele din Bihor, cele aparținînd tipului II sînt cele mai bogate în cobalt; conținutul mediu al acestora fiind similar cu cel al piritelor din Banat (tab.).

Conținuturile de Co în piritele analizate se încadrează în limitele stabilite de Carstens și Hegemann pentru piritele hidrotermale (Fleischer, 1955). În acord cu părerile exprimate de aceiași autori, conținuturile de Co din piritele II și III depășesc în majoritatea cazurilor pe cele de Ni (fig. 4).



Pentru pirita I, frecvența cea mai mare o au conținuturile foarte mici (< 10 ppm), corespunzătoare clasei care deține și în datele lui Hegemann maximul de frecvență (Cambel, Jarkovský, 1967); pentru piritele II și III frecvența maximă revine unor clase de conținut

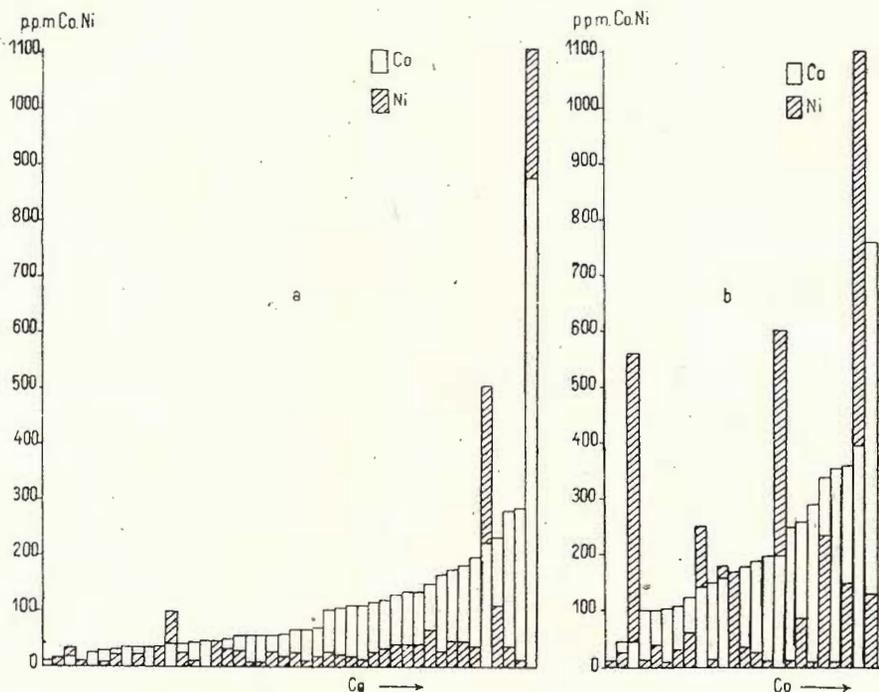


Fig. 4. — Reprezentarea grafică a valorilor Co și Ni în piritele din asociațiile pirită ± oxizi de fier, sulfuri (a) și pirită + sulfuri polimetalice ± oxizi de fier (b). La représentation graphique des valeurs de Co et Ni des pyrites des associations de pyrite ± oxides de fer, sulfures (a) et de pyrite + sulfures polymétalliques ± oxides de fer (b).

superioare. Luată în ansamblu însă, piritele din Bihor sînt relativ sărace în Co, ținînd seama de faptul că frecvența maximă o dețin conținuturile situate între 10 și 49 ppm, iar în cazul general al piritelor, aceasta se plasează în intervalul 200—499 (tab.).

În ceea ce privește frecvența cobaltului apar deosebiri între cele trei tipuri de pirită. Histogramele construite relevă faptul că în timp ce în pirita I conținuturile au o frecvență egală, la piritele II și III se conturează, unul sau mai multe maxime de frecvență (pl. III a, b, c).

Cobaltul în pirita II prezintă o distribuție lognormală asimetrică pozitivă. Curba indică o frecvență destul de mare a conținuturilor ridicate de Co. Curba de frecvență statistică a Co din pirita III are o alură



deosebită (fig. 5 e). Tratată după modelul distribuției asociate, asimetria ei dispăre, indicind faptul că, în cazul de față, cobaltul este legat de pirită, foarte posibil, ca un component izomorf, după cum susțin majoritatea cercetătorilor. Distribuții asemănătoare ale Co în pirită au fost relateate și de Cambel și Jarkovský (1967).

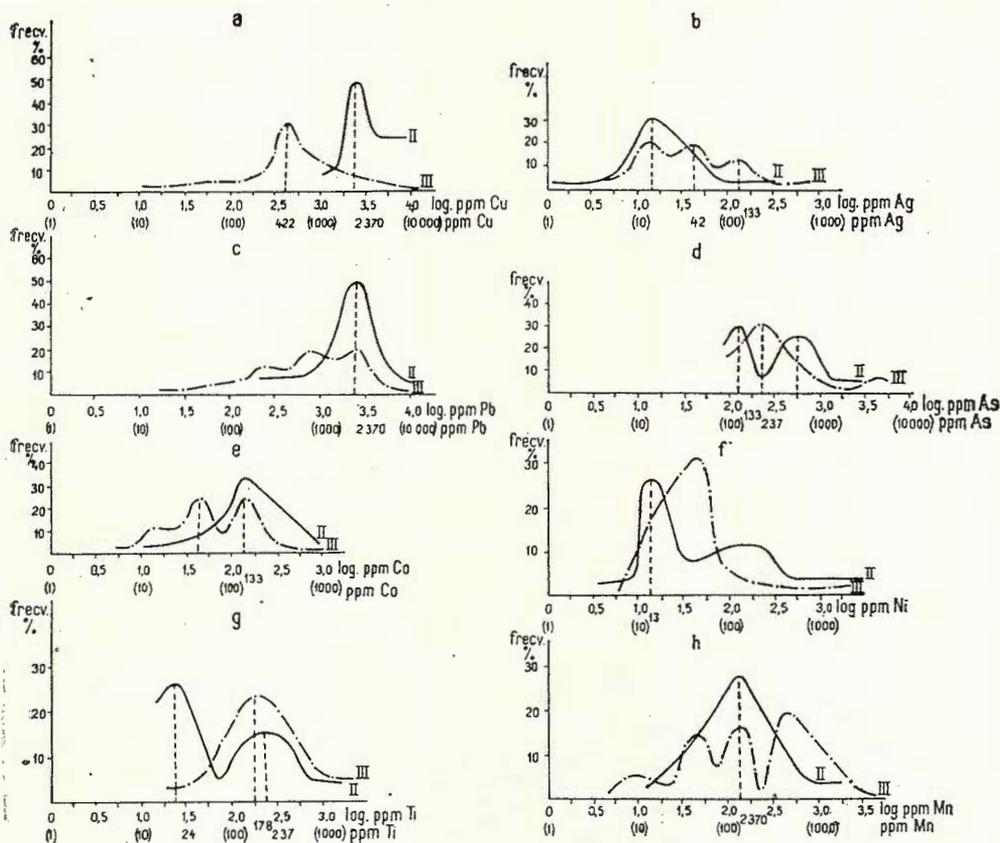


Fig. 5. — Curbele de frecvență pentru Cu (a), Ag (b), Pb (c), As (d), Co (e), Ni (f), Ti (g) și Mn (h) din piritele asociației pirită + sulfuri polimetalice ± oxizi de fier (II) și pirită ± oxizi de fier, sulfuri polimetalice (III).

Les courbes de fréquence de Cu (a), Ag (b), Pb (c), As (d), Co (e), Ni (f), Ti (g) et Mn (h) des pyrites de l'association de pyrite + sulfures polymétalliques ± oxydes de fer (II) et de pyrite ± oxydes de fer, sulfures polymétalliques (III).

Nichelul. Ca și cobaltul în pirită II, nichelul este totdeauna prezent. În piritele I și III în schimb, nichelul apare cu o frecvență mai redusă decât cobaltul (tab.).



TABEL

Element	Localizare	Limite de variație	\bar{X}_n ppm	Frecvență %	d ppm	FRECVENȚA PE CLASE DE CONTINUT %										Nr. total de analize	Limite de detecție	
						$\geq 1\%$	5000 9999	1000 4999	500 999	200 499	100 199	50 99	10 49	<10	ndt			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
Cu	1	11-650	310 ₄	100	639	—	—	—	50	—	—	—	—	—	—	4	100	
	2	1000-8700	3686 ₁₁	92	7700	—	29	43	—	—	—	—	—	14	14	12	100	
	3	10-9500	904 ₄₆	98	9490	—	4	18	25	22	7	18	4	—	2	45	100	
	4	10-9500	1633 ₅₁	97	9490	—	11	21	25	7	2	6	18	5	5	61	100	
	5	10-510	133 ₁₀	70	500	—	—	—	10	20	20	20	—	—	—	30	10	—
	6	23-500	221 ₇	100	477	10	7	12	12	8	5	14	10	9	14	13	785	1-10
Ag	1	1-260	34 ₂₈	88	259	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	3	
	2	5-900	63 ₅₇	96	895	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	3-1	
	3	1-900	106 ₉₀	95	899	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	57	3	
	4	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90	1-3	
Ga	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11	—	
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	73	5-30	
	3	3-15	0,4 ₅₂	6	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	3	
	4	3-15	0,1 ₄₇	12	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	52	3	
	5	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67	3	
	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	
In	1	6-17	7 ₇	71	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	3	
	2	5-15	1 ₁₇	12	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	3	
	3	3-130	5 ₆₇	36	127	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	57	3	
	4	3-130	4 ₈₁	40	127	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	81	3	
	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	
	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	



(continuare tabel)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
Bi	1			15 ₇	14								14			86	7	3	
	2		3-1010	87 ₂₈	81	1007			4		4	23		35	15	19	26	3	
	3		4-2050	400 ₅₇	97	2092			11		19	23	18	12	2	3	57	3	
	4		3-2050	167 ₆₀	64	2047			5		6	9	14	9	16	7	34	90	3
	5		1-1000	84 ₃₇	32	999					8			3	5	16	68	38	
	6												6		24	6	64	17	10-100
Mo	1															100	7	10	
	2		10-47	7 ₁₆	40	37								40		60	15	10	
	3		10-340	41 ₅₇	56	330			2			5	4	37		43	57	10	
	4		10-340	167 ₇₈	32	330			1			3	2	1	26		67	79	10
	5			2 ₁₃	62											62	38	13	
	6																		
Te	1															100	4		
	2				16 ₈	12						12				88	8	100-30	
	3																		
	4											6				94	12	30-100	
	5		10-100	8 ₁₂	6								34			22	9		
	6				42 ₉	78	90								44				
Co	1		3-20	5 ₇	71	17								29	42	29	7	3	
	2		13-920	244 ₂₈	100	907				8	38	42		12			26	3	
	3		8,5-870	103 ₅₈	97	861,5					2	9	29	19	36	2	3	58	10
	4		3-920	117 ₈₁	89	917					3	16	24	6	26	15	10	91	3-10
	5		3-2400	246 ₁₆₁	74	2397				4	12	28	15	9	4	2	26	162	
	6						2	4	17		12	18	11	6	15	1	14	1097	2-500
Ni	1		<10-40	6 ₇	43									14	29	57	7	10	
	2		5-1100	148 ₂₈	100	1095			4	8	8	15	12	45	8		26	10-3	
	3		8-1100	46 ₅₈	91	1092			1			1	9	66	14	9	58	10	
	4		5-1100	67 ₈₁	78	1095			2	3	3	5	7	42	17	21	91	3-10	
	5		1-500	78 ₁₃₇	92	499					1	7	18	28	37	1	8	158	
	6							1	6	7	15	11	9	32	4	15	1055	2-20	



Conținuturile de Ni în piritele din Bihor variază în limite largi (5—1100 ppm), care se încadrează însă în cele stabilite pentru alte ocurențe de pe glob. În cazul valorilor foarte mari, care pot depăși uneori chiar 1%, a fost recunoscută, microscopic, prezența mineralelor de Ni (Fleischer, 1955; Cambel, Jarkovský, 1967).

Cantitățile cele mai reduse de Ni și de Co au fost stabilite în pirita I, în care concentrația în Ni depășește pe cea de Co, deși frecvența nichelului este mult mai mică. Cele mai scăzute conținuturi de Ni au fost identificate de Lange în piritele tardemagmatice, în timp ce piritele tipic hidrotermale (mezo-katatermale) se caracterizează prin valori mai mari (Cambel, Jarkovský, 1967).

Datele cantitative, rezumate în tabelul anexat, arată că în piritele II și III nichelul este prezent în cantități inferioare celor de Co. Abundența cea mai ridicată apare la pirita II ($\bar{X}_{26} = 148$ ppm Ni), care, comparativ cu valoarea caracteristică piritelor din Banat ($\bar{X}_{157} = 78$ ppm Ni), confirmă datele lui Gavelin și Gabrielson, care au stabilit că piritele din minereurile bogate în zinc au un conținut de Ni mai mare decât piritele din minereurile cuprifere (Cambel, Jarkovský, 1967).

Cele mai frecvente conținuturi de Ni în piritele II și III sînt cuprinse între 10—49 ppm; clasă de conținut care deține maximul de frecvență (31%, calculat pe baza datelor lui Hegemann) pentru piritele hidrotermale (Cambel, Jarkovský, 1967), respectiv pentru pirită în general (Fleischer, 1955). Din acest punct de vedere piritele din Bihor sînt comparabile cu cele din Banat.

Histograma conținuturilor în Ni din pirita II diferă de aceea întocmită pentru pirita III, în care se conturează un maxim de frecvență mai puternic în domeniul valorilor mici (pl. III b, c). Acest fapt reiese și din examinarea curbilor de frecvență (fig. 5 f). În pirita III Ni prezintă o distribuție lognormală, asimetrică pozitivă; din alura curbei se poate presupune că Ni nu apare în pirită exclusiv izomorf și ca amestec heterogen. Cele două maxime ale curbei distribuției statistice a Ni în pirita II întăresc presupunerea făcută și indică, în acest caz, două modalități de reținere a Ni în pirită. Frecvența cea mai mare o deține maximul bine conturat, corespunzător cantităților mici de Ni prinse probabil izomorf în rețeaua pirităi.

Titanul. Comportarea geochimică a titanului și vanadiului în pirită a fost mai puțin studiată. Totuși ele reprezintă microelemente relativ frecvente în diferite tipuri genetice de pirită (Cambel, Jarkovský, 1967).

Titanul apare constant cu o frecvență foarte mare în toate tipurile de pirită din Bihor. Conținuturile de titan oscilează în limite foarte largi (22—1600 ppm, tab.). Împrăștierea cea mai mare o prezintă valorile determinate în pirita de tip III, în care titanul apare cel mai frecvent și în proporție mai mare. Piritele din Bihor sînt mult mai bogate în titan decât cele din Banat. Valorile Ti în acestea din urmă sînt similare cu cele indicate pentru piritele hidrotermale din R.S. Cehoslovacia



(Cambel, Jarkovský, 1967), în timp ce datele lui Fleischer (1955) indică în pirită, cel mai frecvent, cantități de Ti cuprinse între 200—499 ppm, care depășesc pe cele din Bihor.

Histogramele titanului în cele trei tipuri de pirită evidențiază unul sau două maxime de frecvență deosebită (pl. III a, b, c).

Titanul prezintă o distribuție lognormală în piritele din Bihor (fig. 5 g), indicând o strânsă legătură cu pirita care-l conține. Curba de frecvență a Ti în pirita II, aparent asimetrică, tratată după modelul distribuției asociate, reflectă două distribuții normale, sugerând două moduri diferite de fixare a Ti în pirită. Prima curbă, al cărei maxim se situează în domeniul conținuturilor mici de Ti, apare trunchiată, probabil datorită faptului că maximul ei este situat, în același timp, în apropierea limitei de detecție a Ti în pirită. Curba de frecvență a Ti în pirita III este aproape perfect simetrică, apropiindu-se de curba lui Gauss, ceea ce arată că distribuția lognormală a Ti este o proprietate specifică a concentrării acestui element în pirită.

Vanadiul. În literatura geochimică se află relativ puține date referitoare la comportarea vanadiului în pirită.

Prezența sa, cu o frecvență redusă, a putut fi stabilită numai în pirita III, care conține între 6 și 285 ppm V (tab.). Cantitățile de V care apar cel mai frecvent în piritele din Bihor sînt mai mari decît cele din Banat, fiind în schimb similare cu cele indicate de alți autori (Fleischer, 1955; Cambel, Jarkovský, 1967) în pirite, respectiv în piritele hidrotermale.

Histograma vanadiului conturează un maxim în domeniul conținuturilor mici (pl. III c). Vanadiul prezintă în pirita III o distribuție asimetrică pozitivă.

Manganul. Unul dintre elementele minore din pirită, relativ bine studiat, este manganul. El apare cu o frecvență medie în pirita I și cu una foarte mare în piritele II și III (tab.). Conținuturile de Mn în piritele analizate variază în limite foarte largi (8—2100 ppm). Domeniul cel mai larg de împrăștiere a valorilor îl prezintă pirita III, care este cea mai bogată în Mn. Piritele analizate conțin mai mult Mn decît cele din Banat, și în același timp conținuturile cele mai frecvente sînt superioare, celor raportate de alți cercetători (Fleischer, 1955; Cambel, Jarkovský, 1967).

Histogramele alcătuite arată o distribuție neuniformă a Mn în pirite, cele mai frecvente fiind conținuturile între 100 și 200 ppm (pl. III a, b, c). Piritele II și III manifestă deosebiri remarcabile în ceea ce privește repartiția manganului (fig. 5 h). În pirita II, Mn prezintă o distribuție lognormală, curba simetrică lăsînd să se întrevadă posibilitatea considerării manganului ca un component constant, aflat într-o concentrare definită și legat într-o formă dependentă de structura piritei. Alura complexă a curbei de frecvență a Mn în pirita III confirmă părerea exprimată de alți autori, asupra prezenței manganului, cel puțin în parte, ca amestec heterogen.



Zincul. Acest element a fost căutat doar în câteva probe de pirită tip III, în care apare cu o frecvență de 100%. Abundența sa este reflectată și în frecvența deosebită a conținuturilor cuprinse între 500—4999 ppm (tab.). Aspectul complex al curbei de frecvență, care posedă un maxim corespunzător valorii 750 ppm Zn, arată că prezența zincului în pirită este determinată de mai multe cauze.

Considerații privind corelarea elementelor minore

O serie de caracteristici ale elementelor minore, descrise mai sus, cum ar fi: prezența, asocierea, abundența, frecvența și modul de distribuție, recomandă analizarea gradului de corelare a microelementelor din pirită. În această operațiune trebuie să avem în vedere faptul că distribuția elementelor minore în pirită este guvernată de un complex de factori: compoziția și concentrația inițială a soluțiilor mineralizante și evoluția lor în spațiu și timp, variația condițiilor termodinamice în timpul formării fazei/fazelor minerale luate în discuție, modificarea regimului pH și Rh al soluțiilor, influența factorilor externi (roci înconjurătoare etc.), comportarea geochimică a elementului/elementelor considerate, caracterele cristalochimice ale mineralului gazdă și ale elementului minor urmărit etc.

Corelarea conținuturilor de cobalt și nichel din pirită a fost urmărită de numeroși cercetători, datorită faptului că aceste elemente apar izomorf în pirită și pot da indicații privind geneza acestui mineral.

În diagramele de corelație, ținând seama de cele menționate anterior, a fost urmărită variația elementelor minore nu numai din cele trei tipuri paragenetice de pirită ci și din piritele principalelor zăcăminte și iviri din cadrul fiecărui tip (fig. 3).

În diagrama de variație Co—Ni se remarcă faptul că distribuirea conținuturilor celor două elemente este caracteristică pentru fiecare tip de zăcămint analizat și permite a trage unele concluzii. Astfel pentru piritele din asociația polimetalică (pirite de tip II) deși punctele reprezentative marchează o anumită tendință de grupare pentru cele 3 zăcăminte analizate, valorile Co și Ni prezintă o corelare pozitivă doar în cazul probelor recoltate din zăcămintul Valea Vacii (pl. IV a). Majoritatea valorilor Co și Ni obținute pentru piritele din pîriul Drăcoița se înscriu în cîmpuri eliptice puternic aplatizate, ale căror axe, aproximativ paralele, atestă aceeași corelare directă ca și în cazul precedent. Piritele din Izvorul Bihorului și pîriul Corbului, aparținînd aceleiași asociații ca și cele din pîriul Drăcoița (pirite de tip III), dovedesc de asemenea o corelare pozitivă a Co și Ni. La o concluzie similară ajungem dacă înscriem în diagramă conținuturile medii ale Co și Ni din cele trei tipuri de pirită.

În piritele din Bihor Co și Ni prezintă o corelare pozitivă, valoarea factorului de corelare fiind de 0,625.

Diagrama de variație As—Bi evidențiază o corelare directă a celor două elemente în piritele de tip II și III (pl. IV b).



În aceleași tipuri de pirite Bi prezintă o corelare pozitivă cu Ag, individualizându-se ca și în cazurile precedente mai multe colectivități (pl. IV c).

Corelarea directă a Ag cu Pb în piritele II și III (pl. IV d) sugerează faptul că, cel puțin în parte, argintul din pirită este legat de galena concreșcută epitaxial cu pirită.

Creșterea conținuturilor de Ag în piritele I și III este însoțită de o scădere a celor de Sn, după cum rezultă din corelarea inversă a acestor elemente (pl. IV e).

În piritele din pîriul Drăcoița, aparținînd tipului III, care reprezintă colectivitatea cea mai numeroasă, Sn arată o corelare pozitivă cu Pb (pl. IV f).

Piritele de tip I, din asociația polimetalică cu aur, sînt caracterizate prin corelarea pozitivă a Ag cu As și a Sb cu As. Numărul mic de analize din acest tip de pirită nu a permis să se tragă concluzii generale, de aceea variația arătată constituie numai o indicație.

O slabă corelare pozitivă o manifestă Cu și Sn în piritele I și III; Cu și Pb în pirită III și Ag cu Sb în pirită I.

A fost stabilită, de asemenea, o corelație negativă a As cu Co și Ni în majoritatea tipurilor și colectivităților de pirită din Bihor precum și o slabă corelație inversă între Cu și Zn în piritele III.

Dintre celelalte cupluri testate, în care nu a putut fi surprinsă o corelare a valorilor, amintim: Cu—Ag (în piritele II și III), Cu—In (în pirită III), Cu—Pb (în pirită II), Ag—As (în piritele II și III).

A fost urmărită corelarea simultană a concentrațiilor de Co—Ni—As. În diagrama ternară punctele reprezentative ale probelor din cele trei tipuri de pirită prezintă o tendință de grupare mai mult sau mai puțin accentuată (fig. 6). Pirită de tip I apare foarte bogată în As și săracă în Co și Ni. În cadrul pirită de tip II se remarcă prezența a trei colectivități. Cele mai multe pirite din asociația polimetalică sînt bogate în Co, dar conținuturile în cele trei elemente variază în limite foarte largi. Majoritatea piritelor de tip III sînt bogate în As, dar în timp ce conținuturile în Ni rămîn relativ constante și reduse, cele în Co și As variază în limite foarte largi.

Elementele minore din pirite și zonalitatea mineralizațiilor laramice

Caracterul zonal al mineralizațiilor de afiliație magmatică este un fapt comun, larg răspîdit și acceptat.

La caracterizarea zonalității mineralizațiilor laramice din regiunea studiată, pornim de la premisa că definirea zonalității poate conține numai termenii de spațiu și compoziție, întrucît orice informație privind timpul este pur interpretativă (A m s t u t z, 1963).

Cercetările întreprinse de noi în ultimul timp au furnizat date suficiente pentru a schița, pe baza dezvoltării temporale a proceselor mineralogenetice și a distribuției spațiale a asociațiilor minerale rezultate,



zonalitatea periplutonice a mineralizațiilor laramice din partea central-sudică a munților Bihor.

Mineralizațiile, care constituie obiectul prezentei lucrări, sînt produsul proceselor tectonomagmatice alpine. Nivélul eroziunii actuale des-

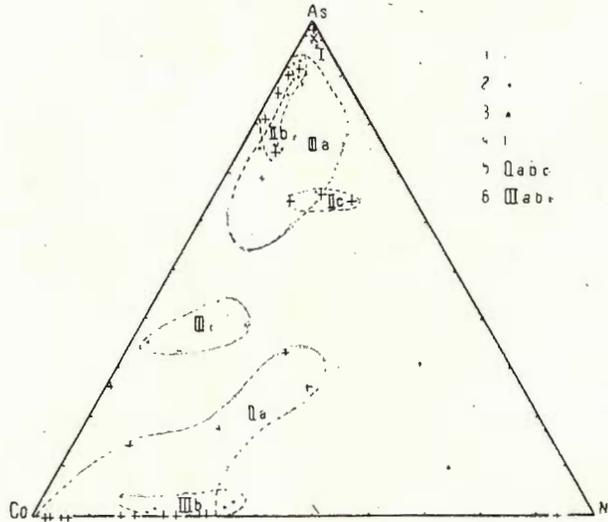


Fig. 6. — Diagrama de variație As—Co—Ni în piritele din Bihor.

1, pirite de tip III ; 2, pirite de tip II ; 3, pirite de tip I ;
4, câmpul piritei I ; 5, câmpurile piritei II ; 6, câmpurile
piritei III.

Le diagramme de variation As—Co—Ni des pyrites de Bihor.

1, pyrites du type III ; 2, pyrites du type II ; 3, pyrites du
type I ; 4, le champ de la pyrite I ; 5, les champs de la
pyrite II ; 6, les champs de la pyrite III.

chide îndeosebi domeniul în care s-a desfășurat o intensă activitate hidrotermală, asociată plutonului laramic situat în profunzime.

La alcătuirea imaginii zonalității verticale s-a plecat de la premisa că mineralele mai noi se dezvoltă gradat la exteriorul spațiului în care apar mineralele formate în perioade anterioare de mineralizare, respectiv că schimbările de poziție în succesiunea de mineralizare de la mineralele mai tinere la cele timpurii corespund cu schimbările datorate creșterii adâncimii. Datele furnizate de forajele din zonele cu izvoare termale au demonstrat clar că mineralele depuse la suprafață nu sînt aceleași cu cele formate simultan la adîncime (Park, 1963).

În zăcămintul polimetalic Brusturi-Lunșoara, mineralele aparținînd primelor stadii de mineralizare, stabilite pe baza observațiilor ma-



cro- și microscopice, se concentrează în părțile inferioare ale filoanelor, iar cele mai tinere în părțile superioare ale acestora.

Dezvoltarea importantă a mineralizațiilor pe verticală este condiționată de regimul stabil de temperatură, la o anumită depărtare de sursa activă a soluțiilor (fig. 2).

În toate cazurile cercetate au fost identificate mai multe stadii de mineralizare, caracterizate prin asociații de minerale proprii și/sau minerale comune mai multor asociații aparținând însă la generații diferite. Existența acestor faze, separate prin mișcări inter-mineralizare, ale căror efecte pot fi recunoscute în particularitățile structural-texturale ale mineralizației, conferă zonalității conturate în partea central-sudică a munților Bihor o natură poliascendentă, respectiv o zonalitate ce apare determinată de pulsații (în sensul Kutina, 1957; Smirnov, 1937).

Cercetarea principalelor mineralizații cunoscute, în întreaga arie situată între valea Poiana și Riul Mic, a permis stabilirea dependenței compoziției mineralogice a acestora — dedusă pe baza asociațiilor caracteristice — de rocile banatitice înconjurătoare, respectiv de elevațiile plutonului laramic (fig. 1). Aranjamentul zonal al zăcămintelor în jurul unui centru magmatic reprezintă suportul principal al teoriei zonale, a lui Emmons (1924).

Distribuția areală a mineralizațiilor laramice din regiune a fost redată pe scurt într-un alt capitol al lucrării și reprezentată cartografic (pl. II). Se poate constata, ca și în cazul zonalității verticale, prezența suprapunerilor mineralizațiilor aparținând la faze diferite, astfel situate în spațiu și timp, încît pot fi studiate, atît separat cît și în relațiile lor reciproce.

Atît în zona verticală cît și în aranjarea zonală a mineralizațiilor rolul predominant l-a avut factorul geotermic.

La descifrarea caracterului zonal al mineralizațiilor a fost utilizat criteriul mineralogic, bazat pe faptul că fiecare stadiu de mineralizare se caracterizează de obicei prin anumite complexe paragenetice de minerale.

Pentru simplificarea impusă de reprezentarea cartografică, principalele minerale ale asociațiilor caracteristice au fost redată prin componentul major (pl. II).

Chimismul complex, propriu majorității mineralelor, a condus la utilizarea criteriilor geochimice pentru urmărirea dezvoltării stadiale a metalogenezei endogene. Din șirul acestora cel mai caracteristic a fost considerat apartenența anumitor grupe de elemente minore la mineralele fiecărui stadiu de mineralizare (Badalov, 1959, fide Badalov, 1963).

Din distribuția elementelor minore în piritele aparținând celor trei parageneze tipomorfe putem desprinde o serie de particularități.

Pirita din asociația pirită+sulfuri polimetalice cu aur (pirita de tip I) este bogată în As, Ag și Sb, conținînd în același timp cantități reduse de Co și Ni (tab., fig. 3). Primele două elemente au conținuturi



mari în piritele de temperatură joasă (Hawley, 1952, fide Fleischer, 1955). Absența taliului și germaniului din piritele analizate arată că ele s-au format, probabil, în condiții ce caracterizează, mai degrabă, partea inferioară a domeniului epitermal.

Pirita II, din asociația polimetalică este bogată în Co și Ni; ea conține cantitățile maxime de cobalt, după cum se poate remarca și din valorile conținutului mediu și a celui maxim (tab.). În general, conținuturile în Co și Ni, ca și valoarea raportului Co:Ni sînt mai mari în piritele de temperatură ridicată (Hawley, 1952 — fide Fleischer, 1955). Dar atît autorul citat, cît și Cambel și Jarkovský (1967) menționează existența excepțiilor.

Dacă urmărim variația statistică a raporturilor Co:Ni în pirita II și III, constatăm, comparînd maximele principale, că valoarea raportului Co:Ni din pirita III depășește pe aceea a piritei II (fig. 7). Concluzia desprinsă este susținută de compararea raportului Co:Ni, calculat în cele trei tipuri de pirite pe baza conținuturilor medii (fig. 8). Din diagramă se poate deduce, ținînd seama de datele lui Hawley, o creștere treptată a temperaturii de formare de la pirita I spre pirita III.

Pirita de tip II este bogată, de asemenea în Cu și Pb, ceea ce indică o concentrație ridicată a acestor elemente în soluțiile hidroter-

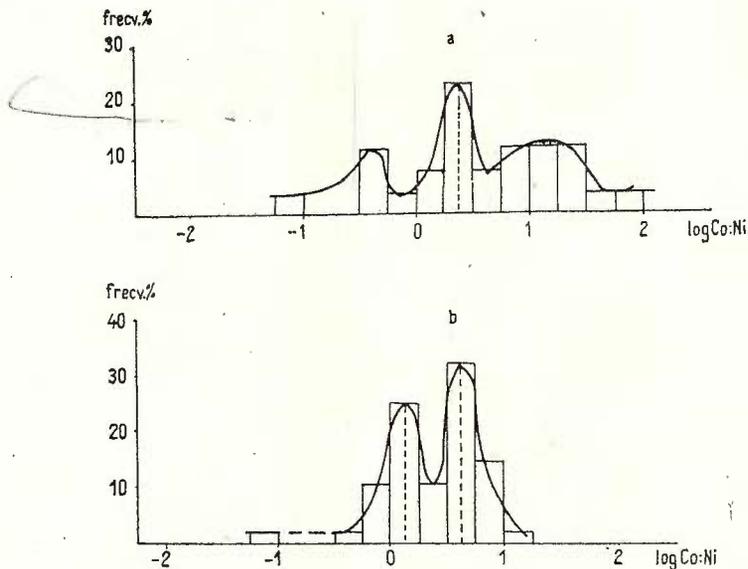


Fig. 7. — Curbele de frecvență ale raportului Co:Ni în pirita II (a) și III (b).

Les courbes de fréquence du rapport Co:Ni des pyrites II (a) et III (b).

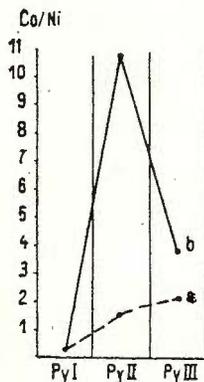


male din care s-a depus pirita; fapt confirmat de separarea ulterioară a calcopiritei și galenei din aceleași soluții.

Prezența galiului a fost stabilită numai în pirita din asociația pirita + oxizi de fier, sulfuri polimetalice. Aceeași pirita de tip III conține cantitățile maxime determinate de In, Sn, Bi, Mo, Ti și Mn.

Fig. 8. — Diagrama de variație a raportului Co : Ni în pirita I, II și III; (a) raportul conținuturilor medii; (b) media raporturilor.

Le diagramme de variation du rapport Co : Ni des pyrites I, II et III; (a) le rapport des teneurs moyens; (b) la moyenne des rapports.



Trebuie subliniat faptul că fiecare din cele trei tipuri de pirita, aparținând unor parageneze tipomorfe, este caracterizat printr-o anumită asociație de elemente minore.

Zonalitatea periplutonice, stabilită pe baza asociațiilor de minerale și ilustrată de elementele majore ale acestora, este reflectată și de microzonalitatea — în accepția lui Hak și Johan, 1963 — stabilită pe baza elementelor minore din pirita (pl. II — medalion).

Asociația microelementelor din pirita poate servi, într-o anumită unitate metalogenetică, drept criteriu de deosebire între piritele unei sau altei apartenențe metalogenetice.

BIBLIOGRAFIE

- Ahrens L. H. (1954) The lognormal distribution of the Elements (1) A Fundamental Law of Geochemistry. *Geochim. et Cosmoc. Acta*, 5.
- Amstutz G. C. (1963) Space, time and symmetry in zoning. Symposium Problems of postmagmatic ore deposition. I, p. 33—37, Prague.
- Badalov S. T. (1963) Mineralogo-gheohimiceskie kriterii stadiinosti endogeno orudneniia. *Symp. Problems of postmagm. ore deposit*. I, p. 145—148, Prague.
- Berbeleac I., Ionescu Olga (1969) Mineralizația cu arsen de pe pirita Preluica (Riul Mic) Sudul Munților Bihorului. *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geologie*, 14, 1, p. 97—106, București.



- Borcoş M., Iosof V. (1967) Semnificația blendei ca termometru geologic în geochimia procesului hidrotermal. *D.S. Com. Stat Geol.*, LII/2 (1964—1965), p. 301—342, București.
- Lang B., Boștinescu S., Mîndroiu Viorica, Volanschi Ernestina (1973) Considerații privind activitatea metalogenetică asociată andezitelor piroxenice pontiene din Munții Gutii (zăcămintele Herja, Baia Sprie și Șuior). *St. tehn. econ.*, I, 9, p. 95—135, București.
- Gheorghită Ioana, Mîndroiu Viorica, Volanschi Ernestina (1977) Considerații privind procesele metalogenetice desfășurate în extremitatea estică a Munților Gutii (zăcămintul Băiuț-Văratec). *St. tehn. econ.*, A, 11, p. 53—96, București.
- Cambel B., Jaržovský J. (1967) *Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei*. 493 p., Vyd. Slov. Akad., Bratislava.
- Cioflica G., Vlad Ș. (1968) Observații asupra skarnelor de la Băița Bihorului. *Stud. cerc. geol. geogr., geofiz., seria geol.*, 13, p. 43—50, București.
- Vlad Ș. (1970) La nature poliascendante des métasomatites laramiques de Băița Bihorului (Monts Apuseni). *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, 14, p. 135—141, Budapesta.
- Vlad Ș., Stoici S. (1971) Répartition de la minéralisation dans les skarns de Băița Bihorului. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Serie de Géologie*, 15, 1, 43—58, Bucarest.
- Vlad Ș., Iosof V., Panican A. (1974) Metamorfismul termic și metasomatic al formațiunilor paleozoice din unitatea de Arieșeni de la Băița Bihorului. *Stud. cerc. geofiz. geogr., seria geol.*, 19, p. 43—68, București.
- Emmons W. H. (1924) Primary downward changes in ore deposits. *Trans. Am. Inst. Min. Met. Eng.*, LXX, p. 964—997, New York.
- Fleischer M. (1955) Minor elements in some sulfide minerals. *Fiftieth Anniv. Vol. Econ. Geol.*, 2, p. 970—1024, Lancaster, Penna.
- Gherasi N. (1969) Microfaciesuri, metamorfism termic și metasomatic în bazinul superior al Crișului Negru. *D.S. Com. Stat Geol.*, LIV/3, p. 23—54, București.
- Giușcă D. (1941) Note préliminaire sur la minéralisation des gisements de contact de Băița Bihorului (Mts. Apuseni). *Acad. Roum. Mém. Sect. Sci.*, III, XVI, 6, București.
- Manilici V., Stiopol Victoria (1963) Contributions à l'étude du gisement de Baia Sprie (Région de Baia Mare). *Assoc. geol. Carp.-Balc., Congr. V, București*, 1961, II, p. 45—49, Bucarest.
- Volanschi Ernestina (1968) Contribuții la studiul geochimic al zăcămintului de sulfuri polimetalice de la Ruschița (Poiana Ruscă). *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geol.*, 13, 1, București.
- Volanschi Ernestina (1971) Contribuții la studiul geochimic al blendelor și galenelor din zăcămintele polimetalice alpine din România. *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geol.*, 16, 1, București.
- Berbeleac I., Ionescu Olga, Volanschi Ernestina (1973) Considerații mineralogice și geochimice asupra zăcămintelor de sulfuri polimetalice de la Brusturi (Munții Bihor). *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geol.*, 18, 1, p. 3—12, București.



- Berbeleac I., Lazăr C., Întorsureanu I. (1976) Zonalitatea metamorfismului hidrometasomatic și a metalogenezei laramice în regiunea Brusturi-Lunșoara (Munții Bihor). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geologie*, 21, p. 31—44, București.
- Hak J., Johan Z. (1963) Die Anwendung der Spurenelementverteilung zur Lösung der Zonalitätsfrage. *Symp. Problems of postmagm. ore dep.*, I, p. 245—247, Prague.
- Ianovici V., Dimitriu A.I. (1967) Natura statistică a distribuțiilor asimetrice în geochimie. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geologie*, 12, 1, p. 15—30, București.
- Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. 631 p., Ed. Acad. R.S.R., București.
- Ionescu C. (1971) Zăcămintele de substanțe minerale utile din masivul Biharia. Ed. ODPT (MMPG), 96 p., București.
- Ionescu Olga, Berbeleac I. (1971) Procesele de feldspatizare întâlnite în zonele mineralizate cu sulfuri polimetalice din Munții Bihor. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.*, 16, 1, p. 271—273, București.
- Jude R., Ștefan A. (1967) Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a Munților Bihor (Munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.*, LIII/1, București.
- Kutina J. (1957) A contribution to the classification of zoning in ore veins. *Univ. Carol. Geol.*, 3, 3, p. 197—225, Praga.
- Lazăr C., Berbeleac I., Neacșu Gh., Popescu Florica (1976) Alterația argilică hidrotermală în metalogeneza laramică din Munții Bihor de sud. Comunicare la a III-a Conf. Națională pentru Argile. București, 7—9 oct. 1976 (sub tipar).
- Berbeleac I., Ștefan A. (1980) Mineralizații stratiforme metamorfizate în seriile de Biharia și Muncel din Munții Bihor. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geologie*, 25, p. 3—17, București.
- Manilici V., Giușcă D., Știopol Victoria (1965) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie (Reg. Baia Mare). *Inst. Geol. Rom. Mem.* VII, 113 p., București.
- Park Ch. F. (1963) Zoning in ore deposits. The pulsation theory and the role of structure in zoning. *Symp. Problems of postmagmatic ore deposition*, I, p. 47—51, Prague.
- Petrascheck W., Petrascheck W. E. (1950) Lagerstättenlehre. 410 p., Springer Vlg., Wien.
- Proca A., Proca Angela (1972) Noi date obținute prin cercetări gravimetrice asupra prezenței unui batolit banatic în Munții Bihor. *Rev. Min.*, XXIII/2, București.
- Sahama Th. G., Rankama K. (1970) Geochimia. 791 p., Ed. tehnică, București.
- Schneiderhöhn H. (1955) Erzlagerstätten. 375 p., VEB Gustav Fischer Vlg., Jena.
- Smirnov S. S. (1937) K voprosu o zonalnosti rudnih mestorojdenii. *Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. Gheol.*, 6, Moskva.



- Steclaci Livia (1962) Studiul mineralogic și geochimic al regiunii Toroiaga-Baia Borșa, în: Szöke Amalia, Steclaci Livia (1962) Regiunea Toroiaga-Baia Borșa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic. 240 p., Ed. Acad. R.P.R., București.
- Știopol Victoria (1962) Studiul mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Tibleșului. 93 p., Ed. Acad. R.P.R., București.
- Udubașa G., Lazăr C. (1968) Einige Bemerkungen über die Paragenesis der metasomatischen Polymetallagerstätten. *Freib. Forsch. Hf.*, C 231, p. 57—70, Leipzig.
- Vu-Chi-Hieu (1973) Studiul mineralogic și geochimic al zăcămintului poli-metalic de la Brusturi-Luncșoara (Munții Bihor). Rezumatul tezei de doctorat. Univ. București.
- Winkler H. G. F. (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. 2, 237 p., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

LES CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES DES PYRITES
ET LA ZONALITÉ DES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES
AU MAGMATISME LARAMIEN DE LA PARTIE
CENTRAL-MÉRIDIIONALE DES MONTS BIHOR

(Résumé)

Dans la partie central-méridionale des Monts Bihor, les recherches récentes ont révélé de nombreuses minéralisations hydrothermales laramiennes, quelques unes de celles-ci présentant un intérêt économique.

La région est constituée de schistes cristallins, appartenant à deux séries épimétamorphiques précambriennes-cambriennes (série de Biharia et série de Muncel) et une paléozoïque (série de Păiușeni), de dépôts sédimentaires permien et sénoniens et de roches éruptives laramiennes.

Pendant le diastrophisme alpin anté-Gosau, les roches métamorphiques, qui forment un synclinorium orienté NE—SO, et la couverture sédimentaire permienne ont subi des chevauchements répétés aux vergences nordiques. La tectonique de la région est dominée par la présence d'un système de failles transversales orientées NO—SE. De nombreuses roches filoniennes banatitiques ont été mises en place le long de ces fractures. Les fractures ont facilité aussi la circulation des solutions, donnant naissance aux minéralisations associées.

Les magmatites laramiennes ont un caractère intrusif. Très fréquemment les roches ignées apparaissent comme dykés, filons, sills ou corps irréguliers, généralement de dimensions réduites. Les données géophysiques aussi que les sondages ont révélé la présence en profondeur (1000—1200 m environ) d'un pluton prépondérant granitique, orienté N—S; l'une de ces deux élévationsaffleure au sommet



de Stănișoara. Les types principaux de roches banatitiques de la partie central-méridionale des Monts Bihor sont les suivants : rhyodacites, rhyolites microgranitiques, microgranites porphyriques, granites porphyriques, granites, porphyres granodioritiques, microdiorites, andésites, basaltes et lamprophyres.

D'importants phénomènes de métamorphisme thermique et métasomatique aussi que de minéralisation se sont développés en relation avec la mise en place des roches éruptives banatitiques.

Dans l'auréole thermique de contact du pluton, des schistes tachetés et des cornéennes se sont formés avec des minéraux caractéristiques aux faciès suivants : à albite-épidote ; à hornblende et à feldspath potassique-cordiérite.

Les processus métasomatiques ont eu une grande ampleur et ont transformé la nature des roches affectées et surtout la composition chimique du palasome. Dans le stade actuel de nos connaissances nous disposons de nombreuses données qui prouvent que les produits de ce métamorphisme-là apparaissent dans une série de formations d'environ 2000 m épaisseur. Ils se disposent en zones périplutoniques et représentent des paragenèses formées en conditions pneumatolytiques (skarns calciques aux grenats, pyroxènes et wollastonite) et hydrothermales (néoformations d'actinote-trémolite, épidote, orthose, albite, chlorite, micas, illite, dickite, kaolinite, quartz, carbonates et zéolites).

Les facteurs principaux qui contrôlent la répartition et la genèse des gîtes minéraux sont : le magmatisme banatitique, fracturation de l'orogénèse laramienne et la présence des niveaux lithostratigraphiques favorables pour la concentration.

On connaît des filons et des corps de remplacement et/ou d'imprégnation à formes et dimensions très variables. En ce qui concerne le contenu minéral des corps minéralisés, nous noterons qu'il est très différent. Dans la région étudiée, il y a des minéralisations de pyrite, des oxydes de fer, plombo-zincifères, de cuivre, zinc et plomb et de métaux rares (Co, Ni, etc.). D'autres éléments (Au, Ag, Mo, Bi, etc.) sont concentrés localement.

Les paragenèses épi-, méso- et hydrothermales sont plus répandues et prédominantes par rapport aux celles pneumatolytiques. D'ailleurs on constate que les paragenèses hydrothermales se sont superposées partiellement à celles pneumatolytiques, quand elles apparaissent associées dans le même gisement. Cela prouve de nouveau, aussi pour la partie central-méridionale des Monts Bihor, le caractère de transition pneumatolytique-hydrothermale des minéralisations de la province métallogénique laramienne de Roumanie.

On trouve des variations quantitatives et qualitatives des minéralisations, avec un développement horizontal et vertical, montrant une zonalité périplutonique. La répartition zonale des minéraux s'observe non seulement à l'échelle du filon ou d'un seul gisement mais aussi dans tout le district minéralisé. Les associations minérales ou les formations sont tantôt bien individualisées, tantôt présentent de télescopage ou zones de transition. En ce qui concerne la zonalité verticale, on remarquera, dans une coupe synthétique, autour du pluton granitique, les faits suivants : l'extension des paragenèses pégmatisques-pneumatolytiques, sur une hauteur d'environ 1000 m au-dessus de la partie apicale du pluton ; l'exis-



tence des paragenèses hydrothermales dans une zone qui peut mesurer 1000—1200 m, située par dessus de la première dans le toit du pluton. Les associations hydrothermales débutent en profondeur par les minéraux de Co, Ni, As, Bi, etc., continuent avec des sulfures et oxydes de fer; des sulfures polymétalliques et finissent avec des sulfures aurifères et pyrite \pm or. Il faut mentionner qu'en même temps ces associations-là s'inscrivent à l'intérieur des champs dont le contour et position ressemblent à l'image de profondeur du pluton banatitique: ses zones apicales sont marquées par les associations de haute température (oxydes de fer; pyrite \pm oxydes de fer, chalcopirite; minéraux de Co, Ni, As, Bi, etc.); vers la périphérie on rencontre les paragenèses de basse température (sulfures polymétalliques \pm oxydes de fer; sulfures aurifères et pyrite \pm or).

L'abondance en pyrite dans toutes les associations minérales mentionnées a facilité l'étude géochimique regardant les pyrites des minéralisations laramiennes de la région envisagée et qui a été entreprise sur 93 échantillons monominérales des pyrites analysées par la méthode spectrale quantitative (spectrographie d'émission). Les données analytiques ont été interprétées au point de vue statistique. On peut séparer trois types de pyrite qui correspondent aux paragenèses hydrothermales principales. La répartition des échantillons étudiés est la suivante: 7 échantillons pour la pyrite I appartenant à l'association: sulfures aurifères \pm minéraux d'As; 33 échantillons pour la pyrite II appartenant à l'association: pyrite, sulfures de Pb, Zn et Cu \pm oxydes de fer et 53 échantillons pour la pyrite III appartenant à l'association: pyrite \pm oxydes de fer, sulfures polymétalliques.

Les résultats des analyses montrent généralement une variation très large des teneurs en éléments mineurs (éléments en traces) identifiées (Cu, Ag, Ga, In, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Mo, Te, Co, Ni, Ti, V, Mn, Zn). Parmi ceux-ci Cu, Ag, Pb, As, Co, Ni, Ti et Mn mettent en évidence une distribution lognormale suggérant plus ou moins leur appartenance à la pyrite.

Dans les pyrites analysées nous avons établi la corrélation positive des couples Co—Ni, As—Bi, Bi—Ag, Ag—Pb, Sn—Pb, Ag—As et Sb—As, aussi qu'une corrélation négative des couples Sn—Ag, As—Co et As—Ni.

La comparaison des données analytiques obtenues pour les pyrites de Bihor avec celles établies pour d'autres pyrites de Roumanie (pyrites laramiennes du Banat et pyrites néogènes) ou d'ailleurs concernant la répartition des teneurs et la fréquence des microéléments, aussi bien que leur distribution et corrélation, ont mis en évidence que les pyrites appartenant aux différentes paragenèses montrent des associations caractéristiques des éléments mineurs. Ainsi, la pyrite I peut être caractérisée par l'abondance en Ag, As et Sb; la pyrite II est riche en Co, Ni, Cu et Pb, pendant que la pyrite III contient surtout Ga, In, Sn, Bi, Mo, Ti et Mn.

L'occurrence (association et concentration) différente des éléments en trace des pyrites, nous donne des indications intéressantes sur la genèse des minéralisations où telles pyrites sont comprises.

La distribution spatiale des associations de microéléments (la microzonalité), qui a été établie dans la partie central-méridionale des Monts Bihor, confirme



la zonalité périplutonique mise en évidence par les éléments majeurs des associations de minéraux métalliques caractéristiques.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique-structurale * avec les principales occurrences de minéralisations de la partie méridionale des Monts Bihor.

Quaternaire : 1, alluvions ; Crétacé : 2, Sénonien (Sn) : conglomérats, grès, argiles ; Permien : 3, conglomérats, grès, argiles ; Paléozoïque : 4, Série de Păiușeni : serniphytes, phyllites ; Précambrien : 5, Série de Muncel : phyllites, métatuffites et métatufs acides, métarhyolites, etc. ; 6, Série de Biharia : schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite, schistes quartzo-albitiques, calcaires, amphibolites, etc. Roches éruptives laramiennes : 7, microdiorites, andésites, basaltes, lamprophyres (λ) ; 8, microgranites porphyriques-rhyolites (μ γ — ρ) ; 9, granodiorites (γ δ) (a) ; porphyres granodioritiques (π γ δ) (b) ; 10, porphyres quartzo-dioritiques — andésites quartzifères (π δ) ; 11, rhyolites microgranitiques (ρ) ; 12, rhyodacites (ρ ν) ; 13, fractures ; 14, nappe de charriage ; 15, direction et pendage ; 16, limite géologique ; 17, limite de transgression ; 18, section géologique. Minéraux caractéristiques : Surface (souterrain) : 19, pyrite \pm Au ; 20, pyrite-blende-galène-Au ; 21, mispickel-löllingite-pyrite-blende-galène-Au ; 22, pyrite ; 23, pyrite-blende-galène \pm Au ; 24, blende-galène-chalcopryrite-pyrite \pm oxydes de Fe ; 25, pyrite-blende-oxydes de Fe \pm chalcopryrite ; 26, cobaltine-nickéline-mispickel-pyrite-blende-galène ; 27, pyrite-chalcopryrite \pm tétraédrite ; 28, pyrite-hématite \pm chalcopryrite-bornite ; 29, magnétite-hématite \pm pyrite-blende ; 30, forage Dedes.

Planche II

Zonalité des minéralisations laramiennes du Bihor du Sud.

Crétacé supérieur-Paléogène : 1, granites-granodiorites (a) ; andésites, basaltes et lamprophyres (b) ; Crétacé supérieur : 2, conglomérats, grès et argiles ; Permien : 3, conglomérats ; Précambrien-Paléozoïque : 4, schistes cristallins. Minéraux caractéristiques : Surface (souterrain) : 5, pyrite-Au ; 6, pyrite-blende-galène-Au ; 7, mispickel-löllingite-pyrite-blende-galène ; 8, pyrite ; 9, pyrite-blende-galène \pm Au ; 10, blende-galène-chalcopryrite-pyrite \pm oxydes de Fe ; 11, pyrite-blende-oxydes de Fe ; 12, cobaltine-nickéline-mispickel-pyrite-blende-galène ; 13, pyrite-chalcopryrite \pm tétraédrite ; 14, pyrite-hématite \pm chalcopryrite-bornite ; 15, magnétite-hématite \pm pyrite-blende ; 16, Fe (ox) ; 17, Pb, Zn, Cu \pm Fe (ox) ; 18, Py, S.P., Au \pm As ; 19, Fe(S) \pm Au, Ag ; 20, As, Co, Ni, Bi ; 21, Fe(S), Fe(ox), Mo. Rîul Mic, Brusturi, Valea Vacii, ruisseau Drăcoița, Izvorul Bihorului, ruisseau Corbului.

* Données d'après : I. Berbeleac, A. Ștefan, C. Lazăr (Lazăr et al. 1979).



Planche III

Les histogrammes des éléments mineurs des pyrites des associations de pyrite, sulfures polymétalliques et or (a), pyrite, sulfures polymétalliques avec ou sans oxydes de fer (b) et pyrite avec ou sans oxydes de fer et sulfures polymétalliques (c).

Planche IV

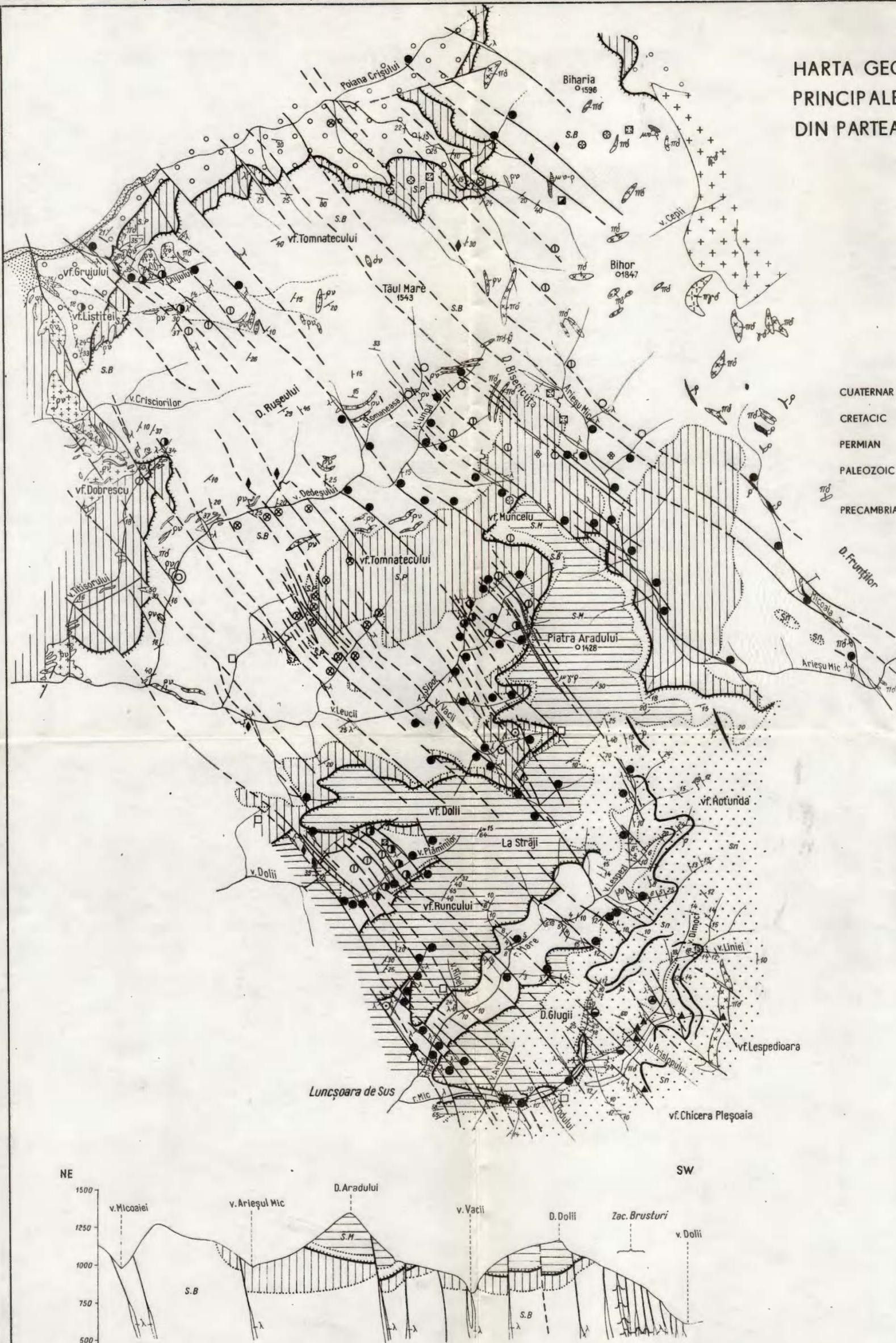
Les diagrammes de variation de Co—Ni (a), As—Bi (b), Bi—Ag (c), Ag—Pb (d), Sn—Ag (e), et Sn—Pb (f) des pyrites de Bihor. 1—5 voir fig. 3 texte. Sur le diagramme Co—Ni on a représenté les valeurs moyennes pour les trois types de pyrite I, II, III.

1, pyrite-minerai polymétallique — or (Râul Mic-Râul Mare); 2, minerai polymétallique (Brusturi); 3, minerai polymétallique (Valea Vacii); 4, pyrite (ruisseau Drăcoița); 5, pyrite-Fe (ox) (galeries Izvorul Bihorului et Noroc Bun); 6, minerai polymétallique (galerie Izvorul Bihorului); 7, teneurs moyennes: I, pyrite \pm minerai polymétallique + or; II, pyrite + minerai polymétallique \pm Fe (ox); III, pyrite \pm Fe (ox) + minerai polymétallique.



HARTA GEOLOGICĂ-STRUCTURALĂ*) CU PRINCIPALELE IVIRI DE MINERALIZAȚII DIN PARTEA DE SUD A MUNȚILOR BIHOR

0 500 1000 m.



LEGENDA

- | | | |
|------------------------|----|--|
| CUATERNAR | 1 | Aluviuni |
| CRETACIC | 2 | Senonian (Sn); conglomerate, gresii, argile |
| PERMIAN | 3 | Conglomerate, gresii, argile |
| PALEOZOIC | 4 | SERIA DE PĂIUȘENI
Sernifite, filite |
| PRECAMBRIAN | 5 | SERIA DE MUNCCEL
Filite, metatufite și metatufuri acide, metariolite, etc. |
| | 6 | SERIA DE BIHARIA
Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi cuarțo-albitice, calcare, amfibolite, etc. |
| ROCI ERUPTIVE LARAMICE | | |
| | 7 | Microdiorite, andezite, bazalte, lamprofire (λ) |
| | 8 | Microgranite porfirice-riolite (μδ-p) |
| | 9 | Granodiorite (δδ) (a); Porfire granodioritice (πγδ) (b) |
| | 10 | Porfire cuarț-dioritice-andezite cuarțifere (πδ) |
| | 11 | Riolite microgranitice (ρ) |
| | 12 | Riodacite (ργ) |
| | 13 | Fracturi |
| | 14 | Pinză de săriaj |
| | 15 | Direcție și înclinare |
| | 16 | Limită geologică |
| | 17 | Limită de transgresiune |
| | 18 | Secțiune geologică |

MINERALE CARACTERISTICE:

- | Suprafață | | Subteran |
|-----------|--|----------|
| 19 | ▲ Pirită ± Au | |
| 20 | ● Pirită - blendă - galenă - Au | |
| 21 | ⊙ Mispichel - löllingit - pirită - blendă - galenă - Au | |
| 22 | ● Pirită | |
| 23 | ⊙ Pirită - blendă - galenă ± Au | |
| 24 | ⊙ Blendă - galenă - calcopirită - pirită ± oxizi de Fe | ⊙ |
| 25 | ◆ Pirită - blendă - oxizi de Fe ± calcopirită | |
| 26 | ⊕ Cobaltină - nichelină - mispichel - pirită - blendă - galenă | |
| 27 | □ Pirită - calcopirită ± tetraedit | ■ |
| 28 | ⊕ Pirită - hematit ± calcopirită - bornit | ⊕ |
| 29 | ⊗ Magnetit - hematit ± pirită - blendă | ⊗ |
| 30 | ⊙ _F Foraj Dedeș | |
| 31 | ↘ Galerie | |

*) Datele după: I. Berbelec, A. Ștefan, C. Lazăr (Lazăr et al., 1979)



ZONALITATEA MINERALIZAȚIILOR LARAMICE DIN BIHORUL DE SUD

0 500 1000 m.

LEGENDA

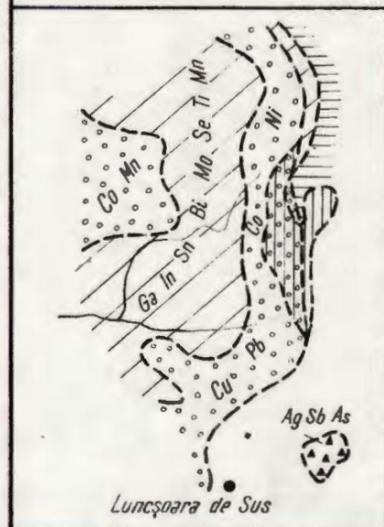
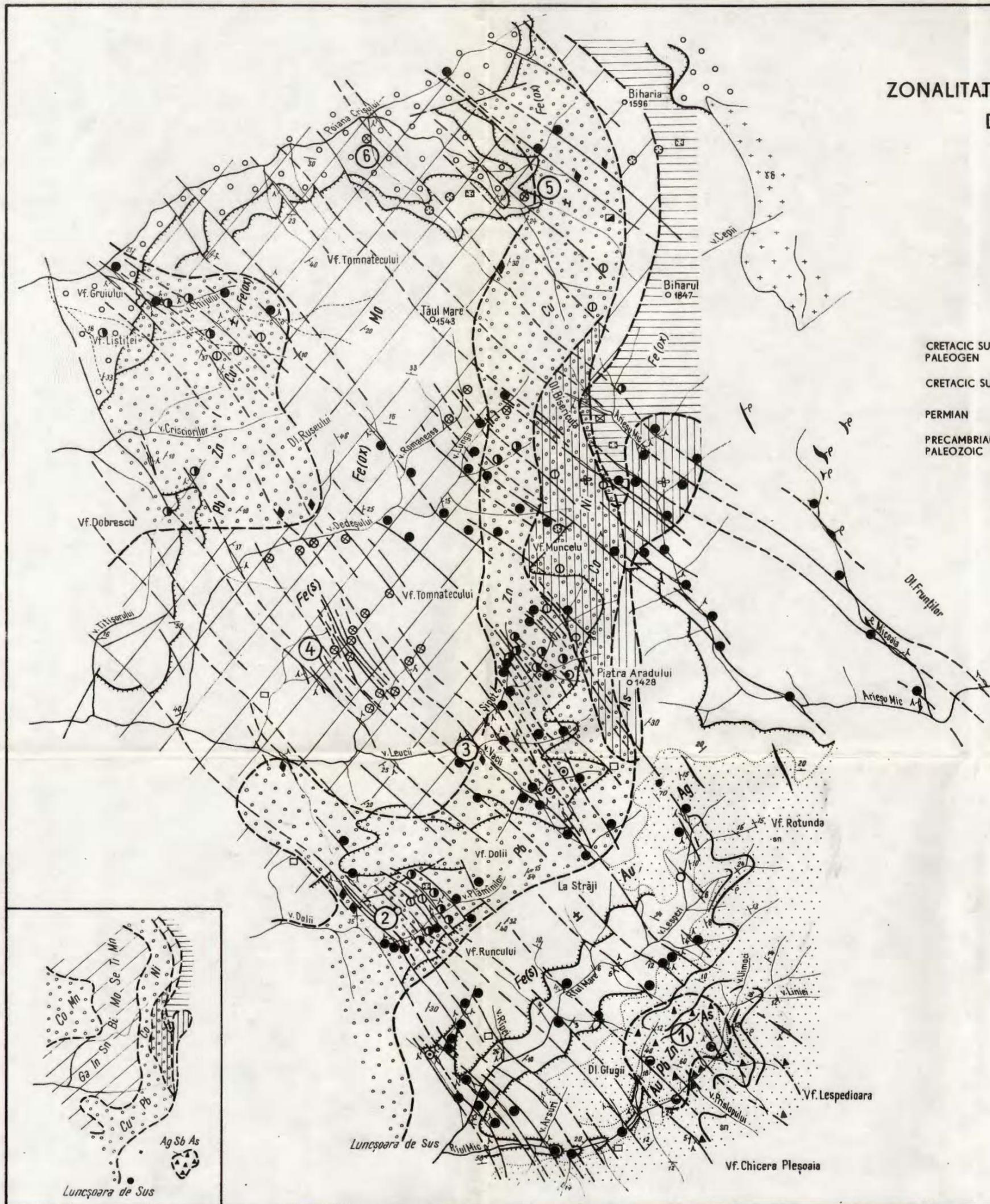
CRETACIC SUP. PALEOGEN	1	Granite - granodiorite (a); Andezite, bazalte și lamprofire (b); riolite (c)
CRETACIC SUP.	2	Conglomerate, gresii și argile
PERMIAN	3	Conglomerate
PRECAMBRIAN PALEOZOIC	4	Șisturi cristaline

MINERALE CARACTERISTICE

Suprafață

Subteran

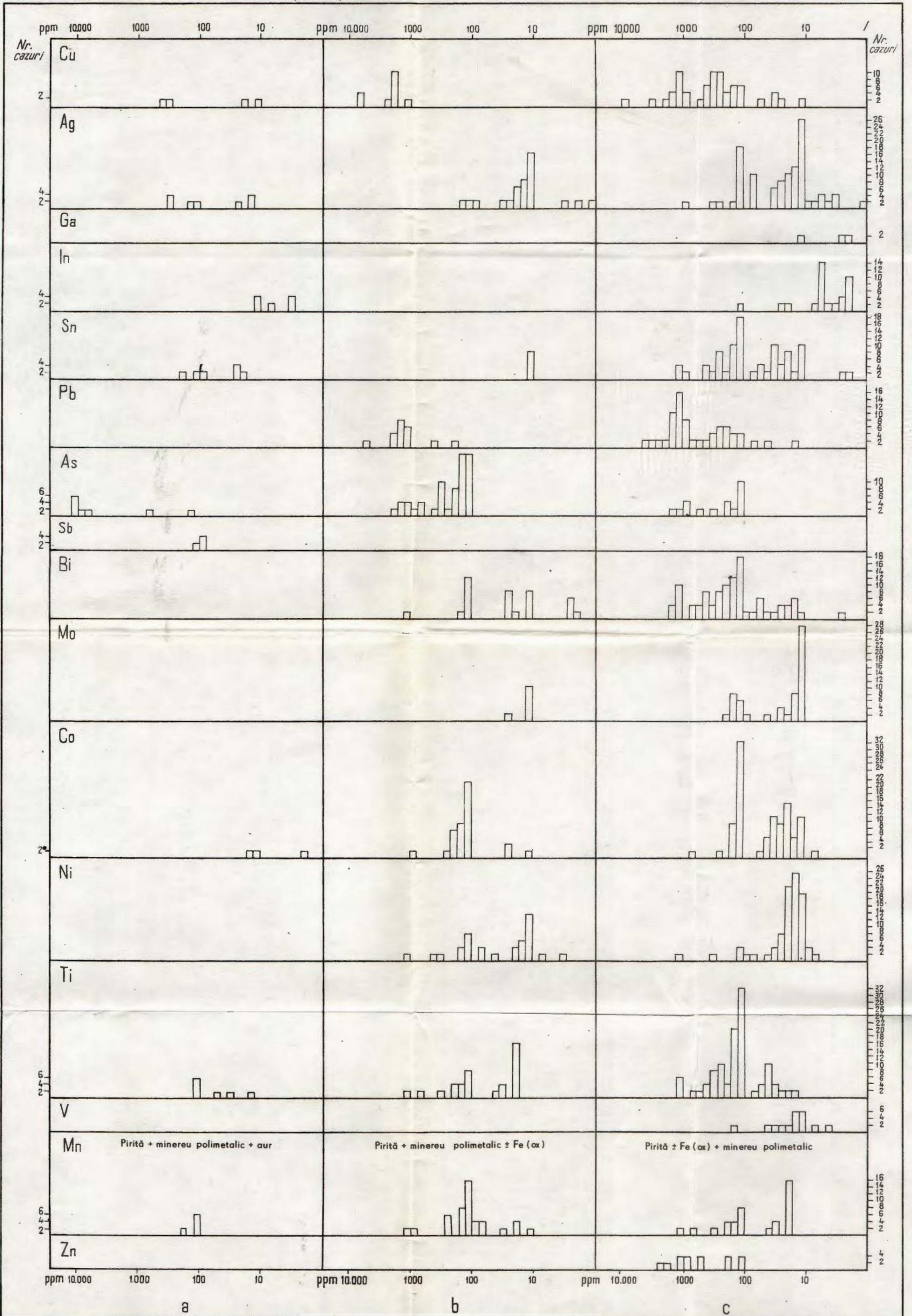
5	▲	Pirită - Au	
6	●	Pirită - blendă - galenă - Au	
7	⊙	Mispichel - löllingit - pirită - blendă - galenă	
8	●	Pirită	
9	⊙	Pirită - blendă - galenă ± Au	
10	⊙	Blendă - galenă - calcopirită - pirită ± oxizi de Fe	⊙
11	◆	Pirită - blendă - oxizi de Fe	
12	⊕	Cobaltină - nichelină - mispichel - pirită - blendă - galenă	
13	□	Pirită - calcopirită ± tetraedrit	□
14	⊕	Pirită - hematit ± calcopirită - bomit	⊕
15	⊕	Magnetit - hematit ± pirită - blendă	⊕
16	—	Fe (ox)	
17	—	Pb, Zn, Cu ± Fe (ox)	① Rîul Mic
18	—	Py, S, P, Au ± As	② Brusturi
19	—	Fe (S) ± Au, Ag	③ Valea Vacii
20	—	As, Co, Ni, Bi	④ Piriul Dracoița
21	—	Fe (S), Fe (ox), Mo	⑤ Izvorul Biharului
			⑥ Piriul Corbului



HISTOGRAMELE ELEMENTELOR MINORE DIN PIRITĂ

C. LAZĂR et al. Geochimia piritelor și zonlitatea mineralizațiilor-Munții Bihor

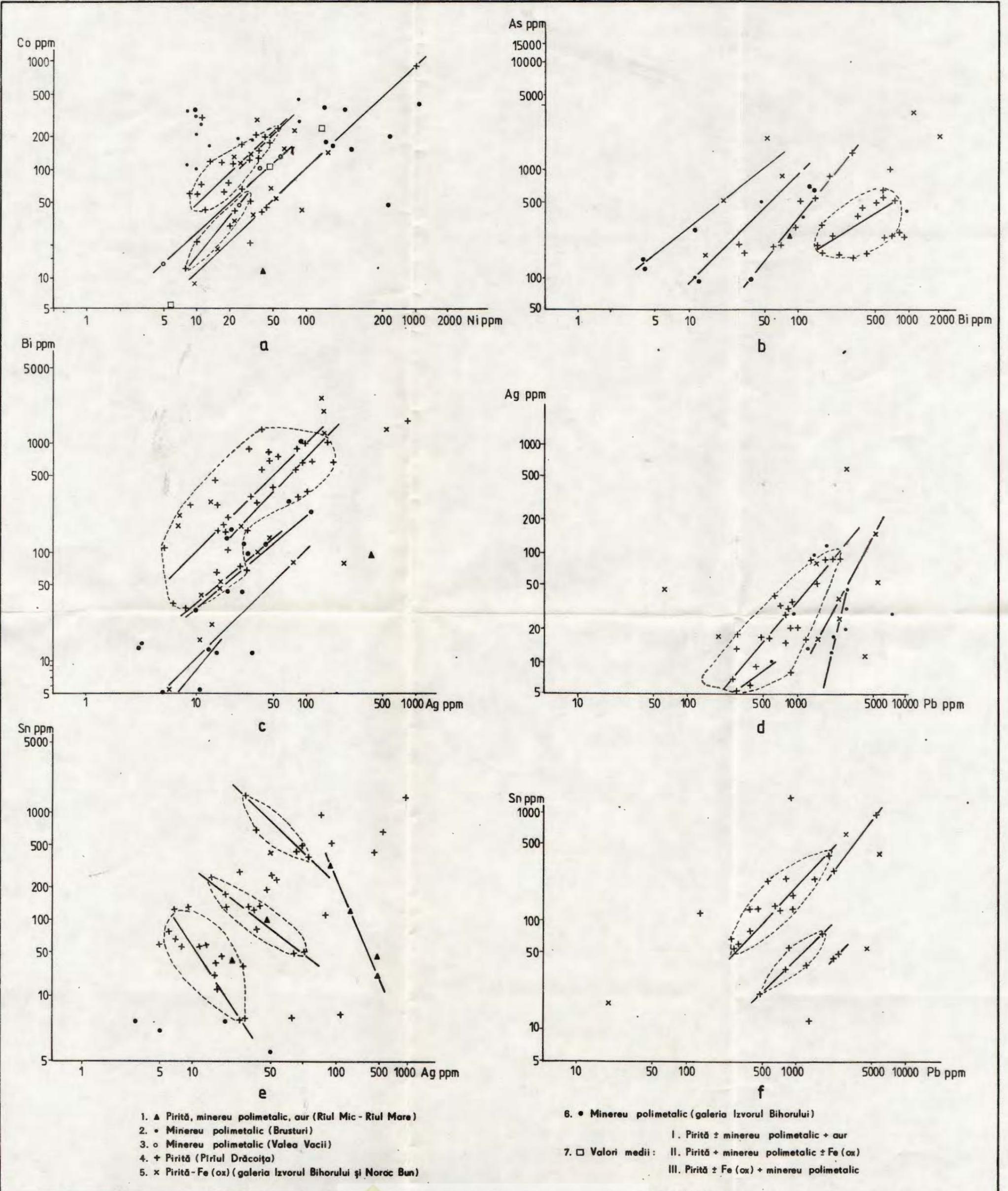
PI. III



DIAGrame DE VARIAȚIE ALE UNOR ELEMENTE MINORE DIN PIRITE

C. LAZĂR et al. Geochimia piritelor și zonalitatea mineralizațiilor-Munții Bihor

PI. IV



PREZENȚA RENIULUI ÎN MINERALIZAȚIILE DE MOLIBDEN
DE LA BĂIȚA BIHORULUI¹

DE

SLOBODAN D. STOICI², LIVIU CĂPUȘAN³, TEODOR GUȚ³, ARON COTRĂU³

Rhenium (Re). Molybdenite. Element distribution. Skarns. Metasomatic ore deposits. Colorimetry., Apuseni Mountains. Codru unit. Bihor Mountains.

Abstract

Occurrence of Rhenium in the Molybdenum Ore Deposits of Băița Bihorului. The rhenium contents differentiate in connection with the specific ore types. Thus, massive aggregates of flaky molybdenite with unaffected crystalline framework that associate with Ca-skarns show a Mo/Re = 648, whereas the molybdenite with deformed crystalline framework occurring along tectonic zones exhibits a Mo/Re = 6068. In contrast, the molybdenite associated with diopside microskarns contains much smaller amounts of Re, even if Mo contents are rather high. Re values from Mo concentrates differentiate according to the various initial ores and show commonly 5—20 times larger contents. Re is refound during the processes of obtaining Mo bisulphide. Ca molybdate resulting from the precipitation of Na molybdate solutions is depleted in Re which is found only in residual solutions as soluble Ca per-rhenate.

I. Introducere

Primele cercetări care au vizat descoperirea reniului au fost întreprinse în anul 1925 de către Noddack și Noddack în minereurile care conțineau platină, iar Löring și Drucze (Noddack,

¹ Predată la 17 mai 1979, acceptată pentru publicare la 18 mai 1979, comunicată în ședința din 25 mai 1979.

² Centrul de cercetări și proiectări pentru metale radioactive Măgurele. Sector VI, București.

³ Exploatarea minieră Bihor — Oraș Dr. Petru Groza.



Noddack, 1951) îl identifică în minereurile de mangan. Un an mai târziu, Löring emite ipoteza că el trebuie căutat în minereurile de molibden. Această ipoteză a fost confirmată de Noddack și Noddack (1951) care au stabilit că mineralul cu cel mai mare conținut de reniu este molibdenitul. Noddack și Noddack (1951) ajung la această concluzie cercetînd 60 de meteoriti și 1.600 de minerale diferite. Toate lucrările efectuate în continuare au confirmat ipoteza lui Löring, acumulările cele mai importante de reniu de pe scoarța pământului aparținînd minereului de molibdenit.

O serie de cercetări mai recente au urmărit evaluarea rezervelor de reniu. Astfel, Institutul de Mine al S.U.A. stabilește că în concentratele de molibdenit provenite din zona vestică a țării, se găsește între 0,005% și 0,2% reniu (Churchward, Rosenbaum, 1963). Resursa principală de reniu din R.D.G. o reprezintă „urșii” de la Mansfeld, rezultați de la prelucrarea sîsturilor cuprifere și care conțin 0,005% reniu (Schreiter, 1966). În concentratele de molibdenit din U.R.S.S. cantitatea de reniu variază între 0,008—0,1% (Hrușcirov, Butkevici, 1960).

Cercetările privind valorificarea reniului s-au intensificat în ultima vreme ținînd seama de aplicațiile pe care acest metal începe să le aibă în tehnica modernă. Dacă în anul 1930 producția de reniu era numai de cîteva kg, în prezent R.D.G. produce cca 200—300 kg reniu. În Statele Unite producția de reniu atinge valori de pînă la 500 kg, iar consumul global al țărilor vestice se ridică la 1.200 kg în 1967. Aceste cifre sînt aproximative, ele aparținînd unor referințe din publicațiile de specialitate, dar dau totuși o imagine a dinamicii producției de reniu (Hrușcirov, Butkevici, 1960; Sousa, 1968).

Utilizările principale ale reniului se datorează proprietăților sale importante: temperatură de topire ridicată, oxidabilitate scăzută, posibilitate de utilizare drept catalizator în reacțiile de dehidrogenare etc. Aliajele reniului cu molibdenul, wolframul și hafniul sînt citate ca deosebit de rezistente în condiții de temperatură ridicată. Astfel, aliajul RHC conținînd 4% reniu, 0,35% Hf, 0,024% C și restul W este de 8 ori mai rezistent la peste 1.500°C decît wolframul pur, ceea ce face ca acest aliaj să fie folosit în tehnica spațială și industrială; aliajele reniului pot fi utilizate și în electronică. Tocmai aceste utilizări au determinat o creștere substanțială a producției și a consumului de reniu, cu toate că prețul lui se menține încă foarte ridicat. După datele literaturii de specialitate, acest metal este de două ori mai scump decît aurul, kilogramul de reniu laminat costînd între 2.000—2.200 dolari, iar reniul pulbere avînd cam același preț cu aurul (Stepanov, 1964). Prețul ridicat al reniului se datorește rarității sale și dificultăților de separare și purificare, deoarece are proprietăți asemănătoare cu molibdenul pe care îl însoțește.



II. Metodica de investigare

Raza ionică de Re^{4+} este 0,72 Å, pe cînd a Mo^{4+} este de 0,70 Å; astfel se explică similitudinea în comportare din punct de vedere chimic și cristalografic. Marea lor afinitate pentru sulf ca și structura cristalină identică a celor două bisulfuri motivează posibilitatea substituirii izomorfe a molibdenului cu reniul, minereurile de molibdenit atingînd conținuturi de pînă la 0,3% Re (Goroșov, 1960).

Prezenta lucrare urmărește stabilirea distribuției Re în mineralizațiile de molibden⁴ de la Băița Bihorului. Acest zăcămint se caracterizează printr-o mare complexitate atît din punct de vedere geologic cît și sub aspectul paragenazelor minerale pe care le găzduiește.

Re a fost determinat pe cale colorimetrică și din multitudinea metodelor de analiză citate de literatură (Jonson, 1955; Schöller, Powell, 1955 etc.) s-a ales metoda cu sulfocianură ținînd seama de accesibilitatea și acuratețea ei. La aplicarea acestor metode trebuie să se acorde o atenție deosebită îndepărtării molibdenului datorită comportării similare de reacția cu sulfocianură a celor două elemente. Ca metode de separare se citează separarea prin volatilizare (Geilmann, Bode, 1950), prin precipitarea molibdenului cu clorură de calciu, clorură de bariu, cupron (Melaven, Whetzel, 1948), 8 hidroxichinoleină (Geilmann, Bode, 1951; Geilmann, Weibke, 1931), sau a Re cu nitronă, cu clorură de tetrafenilarsoniu (Tribalat, 1949), cu hidrogen sulfurat în medii puternic acide, folosind sulfura arsenioasă ca și colector (Geilmann, Lange, 1944; Geilmann, Bode, 1951).

Se pot aplica de asemenea extracții selective sau schimb ionic pe anumite rășini (Sabău, 1967; Meloche, Preuss, 1954; Koji, Rokuro, 1967).

În metoda utilizată s-au separat ionii precipitabili cu hidroxid de sodiu, după care molibdenul a fost îndepărtat prin precipitare cu clorură de bariu. Pentru a asigura însă o îndepărtare cît mai completă a tuturor ionilor deranjați, s-a apelat la o separare suplimentară cu 8 hidroxichinoleină și extracția axichinoleaților în cloroform. Re se reduce cu clorura stanoasă la Re pentavalent (după unele indicații se pare că reducerea aceasta formează un amestec de Re tetra și pentavalent, în medii puternic acide. Re pentavalent formează un complex colorat cu sulfocianura (Zordanov, 1967), structura admisă a acestuia fiind ReOSCN_4^- (Patrovsky, 1957). Complexul colorat se extrage cu un solvent adecvat (eter etilic, eter izopropilic, acetat de butil, etilxantat (Geilmann, Bode, 1948).

O atenție deosebită trebuie acordată însă solventului în mod deosebit eterului, care trebuie să fie lipsit de peroxizi (Sandell, 1959).

⁴ S-a urmărit detectarea Re și în alte mineralizații, în special în cea de Cu avînd în vedere identitatea razelor ionice. În acest sens s-au analizat probe cu calcopirită, bornit, minerale de bismut și s-a constatat lipsa Re din ele.



Colorimetrarea se face la 440—460 m (filtru albastru) raportat la solventul cu care s-a efectuat extracția.

Eroarea metodei este $\pm 20\%$.

Colorația este stabilă în timp suficient de îndelungat (peste 24 de ore). În condițiile de lucru colorația molibdenului scade în timp și deci nu are posibilitatea de interferență.

III. Rezultatele cercetării

În cea mai mare parte mineralizația de molibdenit de la Băița Bihorului este cantonată într-o zonă de skarne cu granați și/sau wollastonit ca filonașe, benzi și impregnații și în microsarnul diopsidic unde este fin dispersată.

Urmărindu-se prezența reniului în diferitele tipuri de neoformațiuni metasomatice cu mineralizații de Mo și Cu se constată conținuturi de reniu mărite în molibdenitul cu textură masivă și aspect solzos care păstrează o structură cristalină intactă. Astfel în probele de molibdenit cu aspect solzos raportul Mo/Re este de 648, pe când molibdenitul cu structură cristalină deformată datorită ocurenței în lungul unor zone de zdrobire („feșteală”) conține o cantitate de reniu de aproximativ 10 ori mai mică (Mo/Re = 6068). Determinările efectuate asupra probelor de molibdenit evidențiază faptul că distribuția reniului este neuniformă și depinde de o serie de factori implicați în formarea mineralizației, în cazul de față depunerea din fluide de temperatură înaltă în skarne, urmată de precipitarea controlată de fracturi postskarn (Cioflica et al., 1971).

Analizând distribuția reniului în molibdenitul găzduit de diferite tipuri de skarne, se poate constata o frecvență mai ridicată în cazul mineralizațiilor cantonate de skarnele granato-wollastonitice. Prin contrast molibdenitul inclus în microskarnele diopsidice are Re mult mai puțin deși conținuturile de Mo pot fi destul de mari. Se poate spune astfel că reniul se distribuie mai frecvent în molibdenitul inclus în skarnele calcice propriu-zise care, prin geneza lor, au facilitat cristalizarea unui molibdenit solzos, pe când microskarnele diopsidice și corneenele amfibolice au inclus molibdenitul într-un grad foarte mare de dispersare. Mineralizațiile subsecvente, controlate tectonic („feșteală”) deși cu conținuturi mari nu au decât urme de Re, ceea ce confirmă că în cursul proceselor hidrotermale reniul „se pierde”.

Prezența Re în mineralizația de molibdenit a condus la ideea determinării lui și în concentratele obținute prin flotare. Determinările efectuate în acest sens ne arată o variație suficient de mare a conținutului de Re care este direct legată de tipul de minereu flotat și este independent de conținutul de molibden al concentratului. Astfel în concentrate obținute din molibdenitul inclus în skarne calcice raportul Mo/Re este 1033, conținuturile de Re fiind de 10—20 ori mai mari ca cele din mineralizația propriu-zisă. Prelucrându-se un minereu de Mo aparținând microsarnelor diopsidice, conținuturile de Re sînt mult mai mici. S-au găsit chiar probe de concentrat de Mo, care nu aveau decât



urme de Re. Deoarece reniul substituie izomorf molibdenul, în cursul flotării se constată o îmbogățire a sa paralelă cu îmbogățirea în molibden. Cifra de îmbogățire este de 5—20 ori față de conținutul de Re în minereul flotat.

În fazele de obținere a bisulfurii de molibden pure s-au urmărit variațiile pe care le suferă conținutul de Re din concentrat. Se constată că în molibdenul de sodiu obținut printr-o prăjire alcalin-oxidantă se regăsește Re din concentratele prelucrate, în fazele următoare conținutul de Re scăzând de 10 ori. Este interesant de remarcat faptul că molibdatul de calciu obținut prin precipitarea soluțiilor de molibdat de sodiu nu mai conține Re, el trecând integral în soluțiile reziduale sub formă de perrenat de calciu solubil.

BIBLIOGRAFIE

- Churchward P. E., Rosenbaum J. B. (1963) Metallurgical Society Conferences. Dallas, S.U.A.
- Cioflica G., Vlad S., Stoici S. (1971) Repartition de la mineralisation dans les skarns de Băița Bihorului. *Rev. Roum. Geol., Geophys., Géogr., Série de Géol.*, 15, 1, p. 43—58, București.
- Gorohov V. N. (1960) Probleme ale mineralogiei, geochimiei și genezei zăcămintelor de elemente rare. 4, Moscova.
- Hrușciiov N. A., Butkevici T. V. (1960) Molibden și reniu (Îndreptar pentru geologi), 27, Ed. geotehn. stat, Moscova.
- Jonson W. C. (1955) Organic reagents for metals and other reagent monographs. I, edit. V.
- Koji I., Rokuro K. (1967) *Analyt. Chem.*, 39 (2).
- Melaven A. D., Whetsel K. B. (1948) *Anal. Chem.*, 20, 1209.
- Meloche V. W., Preuss A. F. (1954) *Anal. Chem.*, 26, 1911.
- Noddack I., Noddack W. (1951) *Geochemie des Reniums; Zeitschrift für physikalische Chemie*, 1, 154.
- Patrovsky V. (1957) *Chem. Listy*, 51, 1295.
- Petruțian N., Steclaci Liviu, Ionescu M. (1963) Prezența reniului în molibdenitele din R.P.R. *Stud. cerc. geol.*, VII, 4, București.
- Steclaci Liviu, (1966) Raportul Re:Mo în molibdenitele din România. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geologie*, 11, 1, București.
- Sabău Carmen (1967) Schimbul ionic — teoria și aplicațiile sale în chimia analitică. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Schöller W. R., Powell A. R. (1955) *The analysis of minerale and ores of the rare elements*. London.
- Schreiter W. (1966) *Metale rare*. Ed. tehnică, București.
- Sousa J. E. et al. (1968) *Minning Annual Review*.
- Stepanov I. S. (1964) *Metale rare și procesul tehnic*. Ed. metalurg. Moscova
- Stoici S. (1974) Studiul geologic și petrografic al bazinului superior al Crișului Negru-Băița Bihor cu privire specială asupra mineralizației de bor și a skarnelor magneziene. *St. tehn. econ.*, I, 7, București.



Superceanu C. (1970) Studiul chimico-mineralogic al minereurilor de Cu-Mo-Re din România în vederea valorificării industriale a reniului (teză de doctorat). Timișoara.

Tribalat S. (1949) Anal. Chim. Acta, 3, 113.

Zordanov N., Pavlova M. (1967) Zh. analit. Khim., 22 (2).

LA PRÉSENCE DU RHÉNIUM DANS LES MINÉRALISATIONS DE MOLYBDÈNE DE BĂIȚA BIHORULUI

(Résumé)

Les premières recherches en vue de la découverte du rhénium ont été faites en 1925, et une année après on a établi qu'il est surtout lié au molybdénite.

Des recherches détaillées sur les minéralisations de molybdène de Băița Bihorulului ont été faites cette dernière décennie. Le rhénium a été identifié par voie colorimétrique à l'aide de la méthode de sulfocyanure, à la suite de laquelle se sont séparés les ions précipitables au hydroxyde de sodium; le molybdène a été supprimé par précipitation avec le chlorure de baryum. Il y a une erreur de $\pm 20\%$.

La présence du rhénium dans les différents types de néoformations métasomatiques à minéralisation de Mo et Cu a des teneurs de Re plus grandes dans le molybdénite à texture massive et aspect écaillé et avec la structure cristalline intacte ($Mo/Re = 648$) et beaucoup plus réduites dans le molybdénite à structure cristalline déformée ($Mo/Re = 6068$).

Les teneurs de Re dans les concentrés de molybdène sont conditionnées par le type de minerai flotté. Le chiffre d'enrichissement est de 5—20.

Pendant les phases d'obtention de la bisulfure de molybdène pure, on a étudié les variations de la teneur de Re du concentré. On constate que dans le molybdate de sodium obtenu par conversion de type alcalin-oxidant, il y a du Re des concentrés usinés, alors que dans les phases suivantes la teneur de Re diminue dix fois.

Le molybdate de calcium résulté de la précipitation des solutions de molybdate de sodium ne contient plus de Re, celui-ci passant intégralement dans les solutions résiduelles comme perrhénate de calcium soluble.



CONGLOMERATELE DE BUCEGI — EXEMPLU DE FORMAȚIUNE
OBLIC STRATIFICATĂ ¹

DE

DAN JIPA ²

Bucegi conglomerates. Albian. Sedimentary structures. Progradation. Sedimentation processes and conditions. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic zone. Braşov Mountains. Bucegi.

Abstract

The Bucegi Conglomeratic Complex — an Example of Prograded Formation. The Bucegi conglomeratic complex (Albian) represents a prograded formation, laid down through the lateral advancement of the accumulation front. The sedimentary structure of this 1500 m thick formation constitutes a very large scale cross stratified unit.

Ne-am obișnuit să considerăm că acumularea sedimentelor se produce numai prin creșterea pe verticală a stivei de depozite. Cea mai cunoscută imagine de acest fel este cea a sedimentării pelagice. În mod similar, prin acțiunea curenților pe o suprafață orizontală se depun succesiv volume de material sedimentar, determinând dezvoltarea pe verticală a stivei sedimentare. De altfel, principiul acumulării pe verticală a sedimentelor stă la baza studiului stratigrafic al depozitelor.

În unele cazuri sedimentele se acumulează astfel încât stiva de depozite se dezvoltă pe orizontală. Acest tip de sedimentare este mai rar întâlnit; dar utilizarea regulilor acumulării pe verticală la interpretarea unor asemenea formațiuni conduce la erori importante.

Litologia conglomeratelor de Bucegi

Așa cum ne înțeapă denumirea formațiunii, gândindu-ne la conglomeratele de Bucegi ne apare imaginea maselor de conglomerate al

¹ Predată la 16 mai 1979, acceptată pentru publicare la 18 mai 1979, comunicată în ședința din 1 iunie 1979.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



căror pitoresc îl admirăm la Sinaia și Bușteni. În realitate, în constituția acestei formațiuni există roci și orizonturi detritice foarte variate, de la foarte fin granulare la extrem de grosiere.

Zona masivului Bucegi. Majoritatea celor ce s-au ocupat de studiul geologic al masivului Bucegi au observat că în cadrul conglomeratelor de Bucegi există importante variații litologice. Totuși, acest fapt nu a ieșit clar în evidență decât după cartarea detaliată efectuată de Patrușiu (1969).

Luând în considerare existența a trei nivele conglomeratice succesive în cadrul unei serii sedimentare continue, Murgeanu și Patrușiu (1963) largesc accepția termenului „conglomerate de Bucegi” elaborând următoarea schemă stratigrafică :

- (a) conglomerate de Bucegi inferioare, nivel reprezentînd faciesurile ruditice, uneori haotice, ale Apțianului ;
- (b) conglomeratele de Bucegi medii, adică masa ruditică de la partea inferioară a conglomeratelor albiene din masivul Bucegi ;
- (c) conglomeratele de Bucegi superioare, incluzînd partea superioară a seriei conglomeratice albiene din masivul Bucegi.

Cea mai completă prezentare a conglomeratelor albiene din masivul Bucegi este datorată lui Patrușiu (1969). Menținînd schema stratigrafică de mai sus, Patrușiu utilizează denumirile următoare : molasa inferioară a Albianului (conglomeratele medii de Bucegi) și molasa superioară a Albianului (conglomeratele de Bucegi superioare, gresia de Babele și gresia de Scropoasa-Lăptici).

Conglomeratele de Bucegi medii sînt rudite mediu granulare, cu elemente predominant calcaroase, deosebit de omogene ca granulație, litologie și structuri sedimentare.

În contrast, molasa superioară a Albianului manifestă variații litologice pronunțate. În cuprinsul acestui complex Patrușiu (1969) deosebește următoarele tipuri de depozite :

- conglomerate de Bucegi superioare,
- gresia de Babele (gresii masive sau în strate groase, cu aspecte ruditice și care înglobează blocuri mari de calcare și șisturi cristaline) și
- gresia de Scropoasa-Lăptici (gresii argiloase în plăci).

Sub denumirea de conglomerate de Bucegi superioare Patrușiu (1969) cuprinde următoarele tipuri de depozite : breccii-conglomerate de tip Măguri (constituite numai din elemente de șisturi cristaline), conglomerate de tip Coștila-Obîrșia (caracterizate prin prezența unor blocuri diseminate de calcare) și breccii calcaroase tip Orlea.

În cadrul molasei superioare a Albianului apar variații de facies complexe, exprimate prin schimbări litologice, stratonomice, compoziționale, texturale și de grosime (Patrușiu, 1969).

Zona valea Ialomiței-valea Runcului. Spre deosebire de masivul Bucegi, prelungirea spre vest a complexului conglomeratic albian (între Ialomița și Dimbovița, la sudul masivului Leaotei) a început să fie studiată relativ recent. Cercetările sedimentologice executate în această zonă



întregesc cunoștințele despre complexul conglomeratelor albiene de Bucegi.

Primele depozite albiene ce apar imediat la vest de valea Ialomiței manifestă aceleași variații complexe de facies ca și depozitele sincrone

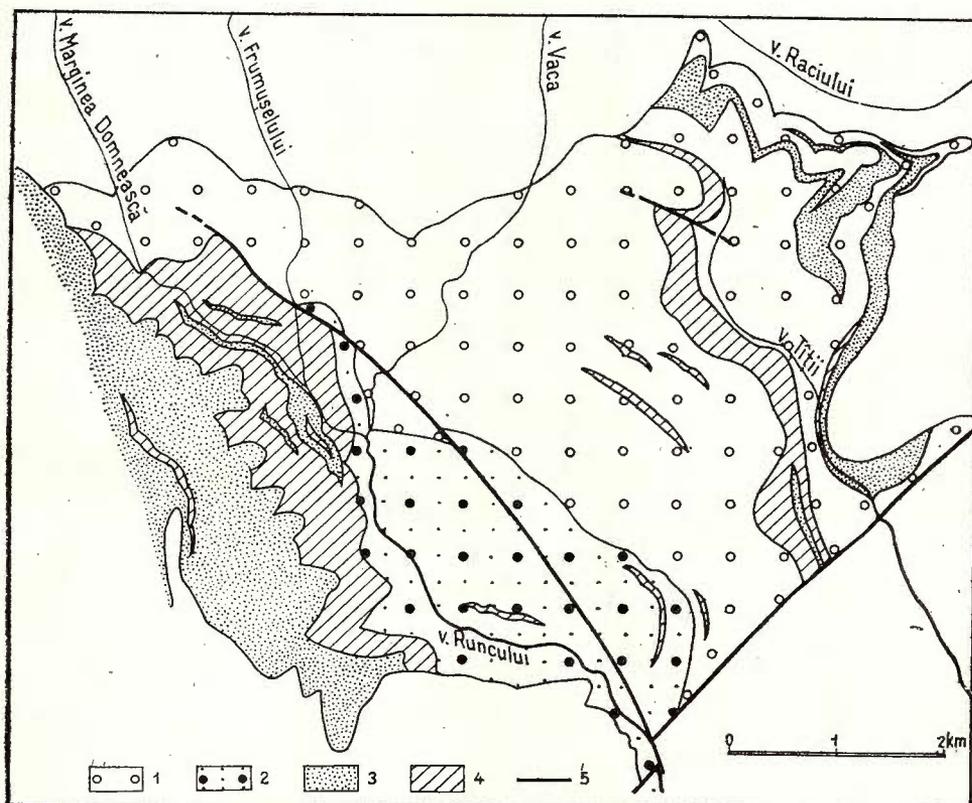


Fig. 1. — Schița litologică a conglomeratelor albiene de Bucegi din regiunea Ialomița-Runcu.

1, rudite (tip Orlea); 2, orizont grezo-conglomeratic; 3, gresii masive (gresia de Negrița în partea de vest a regiunii); 4, siltite (gresii argiloase) de Scropoasa-Lăptici; 5, falie.

Esquisse lithologique des conglomérats albiens de Bucegi de la région Ialomița-Runcu.

1, rudites (type Orlea); 2, horizon grés-conglomératique; 3, grès massifs (grès de Negrița dans l'ouest de la région); 4, siltites (grès argileux) de Scropoasa-Lăptici; 5, faille.

din masivul Bucegi. Astfel, complexul conglomeratic de Bucegi dintre valea Ialomiței și valea Tiții constă din patru intercalații de rudite ce alternează și se îmbină cu pachete arenitice. Depozitele ce apar pînă

la a treia intercalație ruditică reprezintă de fapt o singură entitate sedimentară cu caracter conglomeratic spre nord, devenind predominant grezoasă spre sud (fig. 1).

Începînd cu al patrulea nivel ruditic, gros de 300—400 m, caracterul secvenței albiene se modifică. Entitățile litologice ce constituie seria albiană devin mai masive și mai constante ca facies. Principalii constituenți litologici au caracter de orizont stratigrafic, putînd fi urmăriți pe distanțe relativ mari.

La vest de valea Tiții peste rudite se dispune un orizont siltic cu intercalații centimetrice de gresii, de tipul gresiei de Scropoasa-Lăptici. Urmează o intercalație ruditică foarte groasă (aproximativ 1400 m) ce reprezintă ruditele de Orlea. Partea superioară a acestor rudite, cu frecvente intercalații de gresii, ar putea fi privită ca un orizont separat, arenito-ruditic (fig. 1).

În versantul drept al văii Runcului, peste ruditele din muntele Orlea se dispune un orizont de gresii de Scropoasa-Lăptici (gros de cca 600 m), urmat de un orizont arenitic (gresia de Negrița) cu grosime de minimum 400 m.

Seria albiană a conglomeratelor de Bucegi se continuă spre vest, în bazinul Dîmboviței, în afara zonei cercetate de autorul lucrării.

Caractere litologice generale ale conglomeratelor de Bucegi. Acumulînd date noi din zona de la vest de Bucegi, putem afirma că complexul conglomeratic de Bucegi se dezvoltă prin repetarea unui număr restrîns de componente litologice: rudite, arenite și siltite (fig. 2).

Ruditele, elementul litologic ce a dat numele întregii formațiuni albiene, prezintă foarte largi variații. În bazinul Runcului, unde depozitele se pot urmări de la contactul cu fundamentul spre largul bazinului, este evidentă variația raportului cantitativ dintre elementele de șisturi cristaline și cele de calcare. La contactul cu fundamentul elementele cristaline sînt net predominante sau chiar în exclusivitate (brecciile de Măguri, Patrulius, 1969). Cu cît ne depărtăm de rama cristalină elementele calcaroase apar în proporție mai mare, uneori depășind cantitatea de șisturi cristaline (ca în cazul conglomeratelor medii de Bucegi). În zona din nordul masivului Bucegi, apropierea de sursă și panta depozițională mai pronunțată au condus la existența unor rudite cu aspecte caracteristice transportului în masă (conglomeratele tip Coștila-Obirșia).

Observate în lungul zonei de aflorare a depozitelor albiene de Bucegi, intercalațiile groase de gresii se deosebesc prin aspecte ruditice și caractere de transport în masă în masivul Bucegi (gresia de Babele) și prin omogenitate mai mare și granulație mai fină în bazinul Runcului (gresia de Negrița).

Siltitele din conglomeratele de Bucegi sînt reprezentate prin gresia argiloasă de Scropoasa-Lăptici. Acesta este singurul element litologic



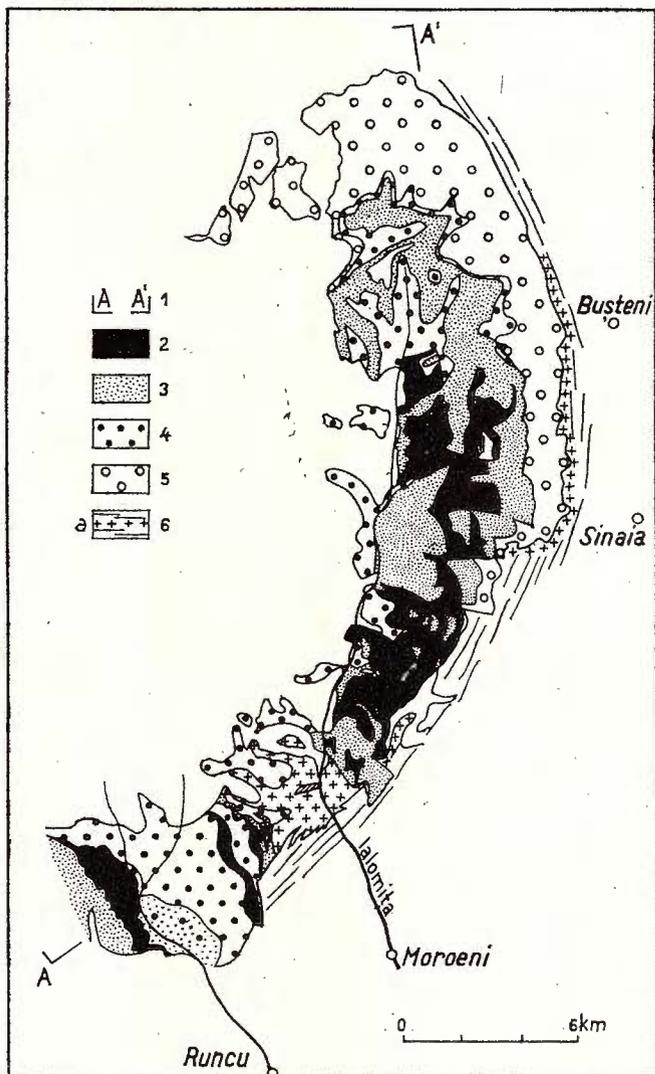
ce se menține constant ca facies în toată zona de dezvoltare a conglomeratelor de Bucegi.

Depozitele conglomeratice de la vest de valea Ialomiței fac parte din molasa superioară a Albianului. Avînd în vedere și extinderea con-

Fig. 2. — Schița litologică a conglomeratelor albiene de Bucegi din masivul Bucegi și regiunea Ialomița-Runcu. Date simplificate după Patrulius (1969, mas. Bucegi) și Jipa (manuscris; regiunea Ialomița-Runcu).

1, orientarea secțiunii geologice (vezi fig. 3):
2—5, complexul albian al conglomeratelor de Bucegi (2, siltite de Scropoasa-Lăptici; 3, gresii masive, de tip Babele și Negrița; 4, conglomerate de Bucegi superioare și rudite tip Orlea; 5, conglomerate de Bucegi medii); 6, depozite barremian-apțiene (a, orizontul breșciilor de Raci).

Esquisse lithologique des conglomérats albiens de Bucegi du massif de Bucegi et de la région Ialomița-Runcu. Données simplifiées de Patrulius (1969, le massif de Bucegi) et Jipa (manuscrit; la région Ialomița-Runcu).



1, direction de la coupe géologique (voir fig. 3); 2—3, complexes albiens des conglomérats de Bucegi (2, siltites de Scropoasa-Lăptici; 3, grès massifs, du type Babele et Negrița; 4, conglomérats de Bucegi supérieurs et rudites du type Orlea; 5, conglomérats de Bucegi moyens); 6, dépôts barrémien-aptiens (a, horizon des brèches de Raci).



glomeratelor de Bucegi în bazinul Dîmboviței, conglomeratele de Bucegi medii apar ca un modest orizont ruditic în baza a ceea ce Patrulius (1969) a denumit molasa superioară a Albianului.

Structura sedimentară a complexului conglomeratic albian de Bucegi

Relații între orizonturile albiene. Atît în masivul Bucegi cît și în regiunea Ialomița-Runcu, depozitele conglomeratice albiene apar ca un monoclin cu înclinări de 20—40° spre sud și respectiv spre vest (fig. 3). Cercetarea detaliată a scos în evidență faptul că diferitele entități litologice ale complexului conglomeratic de Bucegi nu sînt întotdeauna în relații normale de superpoziție.

Din observații directe și cartografice apare clar că între diferitele entități litologice albiene există uneori discordanțe angulare. Acest tip de relații apar în primul rînd între conglomeratele medii și molasa superioară a Albianului. Harta geologică a masivului Bucegi (Patrulius, 1969) arată că conglomeratele medii de Bucegi suportă conglomerate superioare, gresii de Babele precum și gresii de Scropoasa-Lăptici (fig. 2). O astfel de discordanță angulară a fost remarcată de Patrulius (1969) între conglomeratele medii și seria superioară de la Bradul Cîrn.

Alte discordanțe apar în bazinul văii Runcului (fig. 1), unde orizontul siltic superior depășește arenito-ruditele ajungînd pe ruditele de Orlea de la Marginea Domnească; iar gresia de Negrița depășește siltele superioare și ruditele de Orlea.

Relațiile conglomeratelor de Bucegi cu depozitele barremian-apțiene. Urmărind contactul dintre complexul conglomeratic albian de Bucegi și depozitele subjacente se observă că limita Apțian-Albian nu se realizează prin intermediul unui singur orizont al conglomeratelor de Bucegi. Din contră, orizonturi reprezentînd nivele foarte diferite ale succesiunii conglomeratice iau contact direct cu depozitele apțiene. În această situație se află următoarele orizonturi albiene (enumerare de la nord spre sud-vest): conglomeratele medii, gresia de Babele din muntele Priporul, primul orizont conglomeratic din regiunea valea Ialomiței-valea Tiții, al patrulea orizont conglomeratic în valea Tiții. Acestea sînt exemple de relații clare, în zone bine deschise.

Este de precizat că primele trei orizonturi menționate repauzează pe orizontul brețiilor de Răciu, din partea terminală a depozitelor barremian-apțiene. Aceasta arată că depozitele apțiene subjacente se dezvoltă normal și complet pînă la contactul cu complexul conglomeratic de Bucegi.

Un caracter important constă în faptul că între depozitele conglomeratice de Bucegi și cele barremian-apțiene există trecere litologică gradată. Profilele văilor Jepilor și Doicii ilustrează acest fapt. Cele mai evidente raporturi de tranziție apar în cazul cînd conglomerate albiene



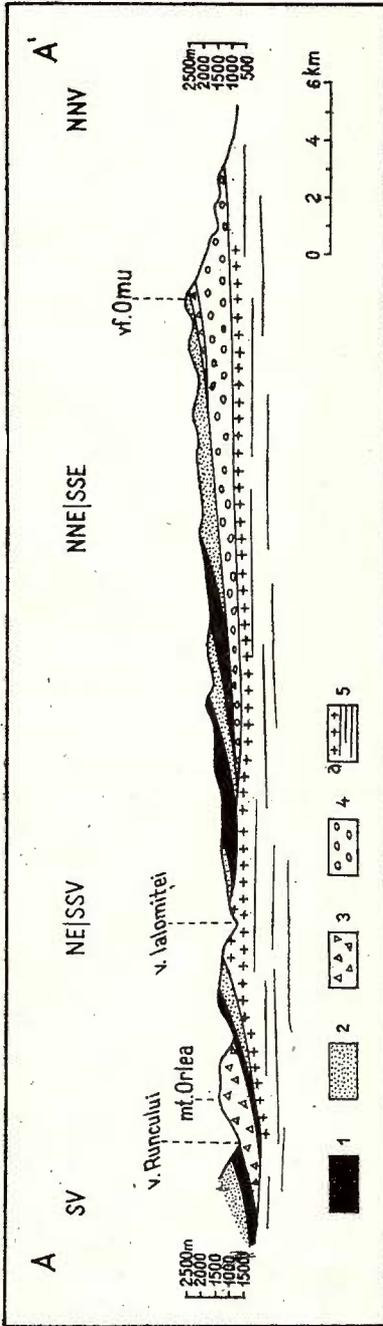


Fig. 3. — Secțiune geologică simplificată prin complexul conglomeratelor de Bucegi din masivul Bucegi și regiunea Ialomița-Runcu.

1—4, complexul albian al conglomeratelor de Bucegi (1, gresii argiloase de Scropoasa-Lăptici);
 2, gresii masive tip Babele și Negrița; 3, conglomerate de Bucegi superioare și rudite tip Orlea;
 4, conglomerate de Bucegi medii); 5, depozite barrémien-apțiene (a, orizontul brechiilor de Raciu).
 Coupe géologique simplifiée dans le complexe des conglomerats de Bucegi du massif de Bucegi et de la région Ialomița-Runcu.

1—4, complexe albian des conglomerats de Bucegi (1, grès argileux de Scropoasa-Lăptici; 2, grès massifs du type Babele et Negrița; 3, conglomerats de Bucegi supérieurs et rudites du type Orlea; 4, conglomerats de Bucegi moyens); 5, dépôts barrémien-aptiens (a, horizon des brèches de Raciu).

stau direct pe brezii de Raci. Astfel, pe profilele văilor Peleşului și Izvorului, precum și pe un afluent drept al văii Raciului se constată că se trece de la brezii calcaroase la conglomerate prin creșterea ponderii elementelor de șisturi cristaline și apariția matricei arenitice.

Complexul conglomeratic albian de Bucegi : o gigantică stratificație oblică

Relațiile geometrice dintre componenții litologici ai conglomeratelor de Bucegi și depozitele subjacente barremian-apțiene, precum și relațiile reciproce dintre constituenții litologici ai acestui complex conglomeratic, conduc spre următoarele concluzii principale :

(a) diferitele orizonturi ale complexului conglomeratic albian de Bucegi se depășesc reciproc, luând contact direct cu depozitele subjacente apțian-superioare ;

(b) contactul dintre conglomeratele de Bucegi și depozitele barremian-apțiene este totuși un contact sedimentar normal, ceea ce rezultă din dezvoltarea completă a depozitelor apțiene și trecerea litologică gradată dintre conglomeratele de Bucegi și formațiunea subjacentă.

Aceste caractere demonstrează că complexul conglomeratic de Bucegi reprezintă o gigantică stratificație oblică. Orizonturile sale litologice constituie stratele frontale, oblice, iar partea superioară a depozitelor barremian-apțiene reprezintă stratele bazale, cu stratificație normală (fig. 4).

Despre modul de formare a structurii oblice a complexului conglomeratic de Bucegi

Ruditele albiene de Bucegi s-au acumulat pe o zonă de șelf, unde s-au etalat sub forma unui mare con de dejecție (Mihăilescu et al., 1967 ; Mihăilescu, 1971). Acestea sînt condițiile ce caracterizează punerea în loc a conglomeratelor de Bucegii medii (fig. 5 A).

Venirile ulterioare de material detritic, aparținînd complexului superior al Albianului (molasa superioară, Patrușiu, 1969) au fost dirijate pe panta sudică a conului de dejecție într-un bazin îngust, limitat de masivul Leaotei spre nord și de ridicarea Zamurei spre sud. Ridicarea Zamurei, schițată în timpul Barremian-Apțianului ca un fund înalt, a devenit un element morfologic foarte important (probabil emers) în cursul Albianului (Murgescu et al., 1963, pl. II) (fig. 5 B).

În bazinul de acumulare de la sudul Leaotei panta sudică a conului de dejecție al conglomeratelor medii a servit drept panta inițială pe care s-au format primele orizonturi litologice oblice ale conglomeratelor de Bucegi. Venirile ulterioare de sedimente, caracteristice anumitor condiții ale ambianței sedimentare, s-au depășit succesiv acumulîndu-se



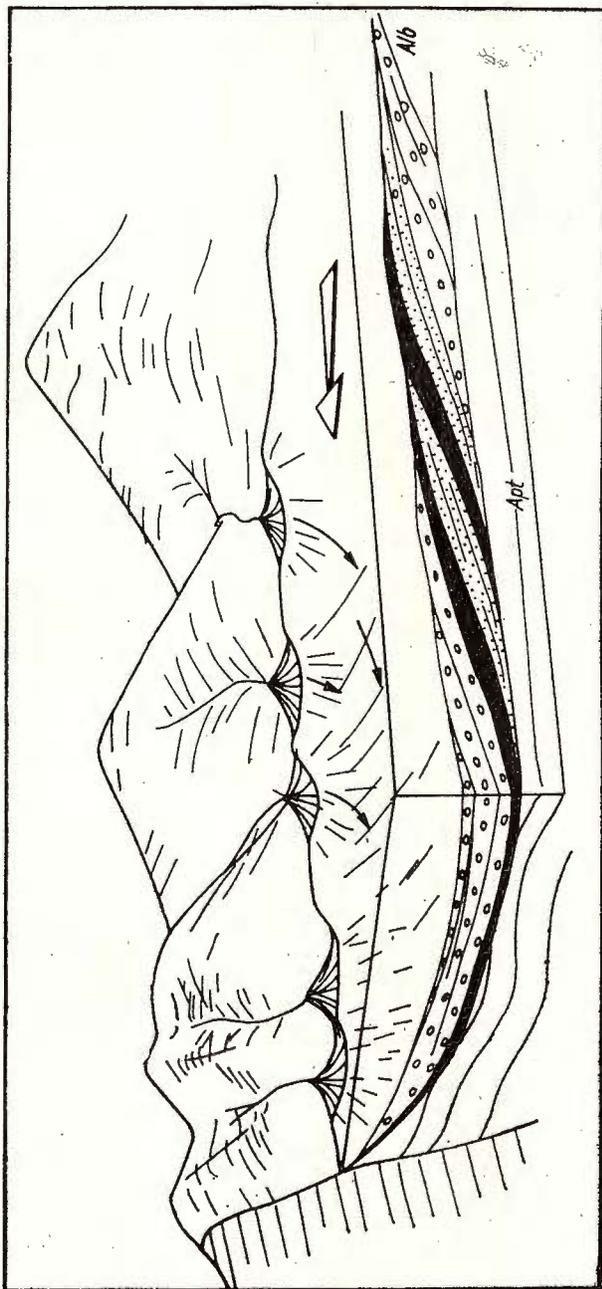


Fig. 4. — Încercare de reconstituire a ambianței sedimentare a depozitelor albiene ce au generat conglomeratele de Bucegi.

Essai de reconstituer le milieu sédimentaire des dépôts albiens qui ont généré les conglomérats de Bucegi.

pe suprafața frontală oblică a depunerilor anterioare ; partea inferioară a materialului acumulat luînd contact direct cu depozitele aptiene bazale (fig. 4).

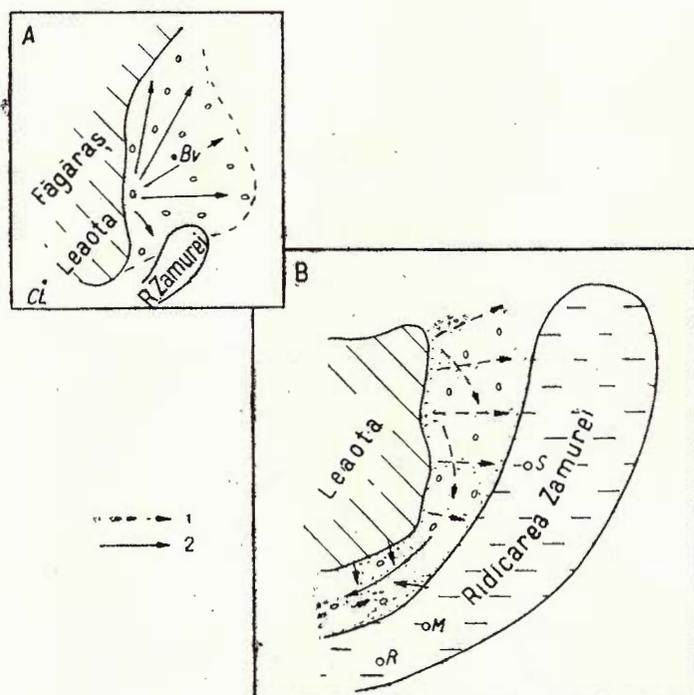


Fig. 5. — Schițe paleogeografice ale zonei de sedimentare a depozitelor ce constituie complexul albian al conglomeratelor de Bucegi. 5 A, constituirea conului de dejecție al conglomeratelor de Bucegi medii. Bv = Brașov, CL = Cîmpu Lung ; 5 B, sedimentarea molasei superioare a Albianului în zona Bucegi-valea Runcului.

1, direcții de curenți în conglomeratele de Bucegi superioare (după Mihăilescu, 1971) ; 2, direcții de curenți în depozitele albiene din zona Ialomița-Runcu ; S = Sinaia, M = Moroeni, R = Runcu.

Esquisses paléogéographiques de la zone de sédimentation des dépôts qui constituent le complexe albien des conglomérats de Bucegi. 5 A, constitution du cône de déjection des conglomérats de Bucegi moyens. Bv = Brașov, CL = Cîmpu Lung ; 5 B, sédimentation de la molasse supérieure de l'Albien dans la zone de Bucegi-la vallée Runcului. 1, directions des courants dans les conglomérats de Bucegi supérieurs (d'après Mihăilescu, 1971) ; 2, directions des courants dans les dépôts albiens de la zone Ialomița-Runcu ; S = Sinaia, M = Moroeni, R = Runcu.

Din datele disponibile în prezent rezultă că formarea structurii oblice a conglomeratelor de Bucegi a fost impusă de doi factori principali :

(1) existența unei pante majore în zona de depunere a materialului detritic și

(2) canalizarea transportului de material detritic de-a lungul bazinului îngust de la sud de Leaota.

Caracterele sedimentării prin acumulare frontală

Conglomeratele albiene de Bucegi ilustrează un tip de sedimentare despre care se vorbește puțin sau deloc. Spre deosebire de sedimentarea prin acumulare (superpoziție) verticală, în cazul complexului conglomeratic de Bucegi stiva sedimentară se dezvoltă lateral, prin avansarea părții frontale a acumulării.

Structura sedimentară rezultată prin acumulare frontală reproduce la scară foarte mare caracterele corpurilor cu stratificație oblică. În ambele cazuri volume de material clastic aflate în curs de transport depășesc materialul depus anterior ; acumularea avînd loc pe suprafața oblică a depunerii imediat precedente.

Sedimentarea prin acumulare, frontală necesită existența unei pante inițiale situată în zona de sedimentare, înclinînd în sensul direcției principale de transport. Deasupra acestei pante curentul se detașează de fundul bazinului, creîndu-se o zonă cu energie redusă. Din acest motiv pe pantă se produce o depunere masivă de sedimente. Sub acțiunea gravitației și a inerției proprii, particulele sedimentare sînt repartizate pe toată suprafața pantei. Astfel, depozitul nou format conservă suprafața înclinată existentă anterior, această suprafață suferind o mișcare de translație în sensul principal de transport. Unitatea sedimentară pusă în loc va forma un strat (orizont) oblic ce stă pe panta existentă în zona de depunere și se sprijină cu partea sa inferioară pe fundul bazinului.

Formațiunile oblic stratificate apar ca banale depozite monoclinale. Uneori orizonturile oblice repauzează pe depozite acumulate pe verticală și/sau sînt acoperite de asemenea depozite. În acest caz structura oblică la scară foarte mare este evidențiată prin observații directe sau din relațiile cartografice de detaliu. Orizonturile unei formațiuni oblic stratificate se pot dispune direct pe fundamentul ne-sedimentar, fără a dispune de o cuvertură de depozite sedimentate în mod obișnuit, pe verticală. În această situație caracterul oblic stratificat devine evident numai prin foraje, raporturile cartografice nefiind revelatoare.

Probleme de interpretare a formațiunilor stratificate oblic

Depozitele puse în loc prin acumulare frontală necesită interpretări deosebite din două puncte de vedere principale : grosimea stivei de sedimente și modul de acumulare a materialului detritic.



În mod obișnuit grosimea depozitelor se măsoară perpendicular pe stratificație. Aplicarea acestei metode la formațiunile oblic stratificate conduce la erori mari. Măsurând perpendicular pe stratificația indicată de monoclinul aparent al acestor formațiuni, se obțin grosimi ce pot fi de mai multe ori mai mari decât cele reale.

Formațiunile stratificate oblic se dezvoltă pe orizontală, limitate de depozitele subjacente și suprajacente stratificate normal. De aceea, grosimea reală a acestor formațiuni trebuie măsurată perpendicular pe aceste depozite suprajacente sau subjacente. Stratificația internă, oblică, a depozitelor puse în loc prin acumulare frontală nu poate fi utilizată la determinarea grosimii acestor depozite.

Eroarea de determinare a grosimii unei formațiuni oblic stratificate este ilustrată de cazul conglomeratelor de Bucegi. Grosimile parțiale estimate ale acestor depozite albiene sînt următoarele :

1400 m = conglomeratele de Bucegi medii (Patrulius, 1969)

1300 m = molasa superioară pe paralela muntelui Dăchiu (Patrulius, 1969)

1300 m = molasa superioară în regiunea dintre valea Ialomitei și valea Tiții

2400 m = molasa superioară în bazinul văii Runcului

cca 2000 m = molasa superioară în bazinul Dîmboviței (estimare foarte aproximativă)

Total = 8400 m.

Fără a lua în considerare structura oblică a conglomeratelor de Bucegi am fi obligați să considerăm că această formațiune albiană reprezintă o acumulare de sedimente cu grosimea de 8000—9000 m. De fapt, grosimea complexului conglomeratic de Bucegi este exprimată de grosimea corpului oblic stratificat, variind între 1000 m și 1500 m.

Avînd în vedere modul lor de acumulare, este probabil că majoritatea formațiunilor stratificate oblic au fost puse în loc în bazine de sedimentare cu adîncime mică. Necunoscînd caracterul oblic stratificat al acestor formațiuni, se ajunge la concluzia existenței unor serii sedimentare foarte groase, constituite din sedimente de mică adîncime. Interpretarea acestor date trebuie să atingă un punct critic : cum a fost posibil ca într-un bazin de sedimentare cu adîncimea apei de metri sau zeci de metri, să se acumuleze depozite cu grosimi de mai multe mii de metri.

În mod obișnuit în acest caz se apelează la o explicație devenită stereotipă : fundul bazinului se scufundă continuu, viteza sa de subsidență fiind permanent egală cu rata de acumulare a sedimentelor. Existența formațiunilor oblic stratificate demonstrează că cel puțin în anumite cazuri aceste situații sînt create de insuficienta înțelegere a structurii depozitelor. Recunoscînd structura sedimentară oblică a unor depozite, presupusele grosimi foarte mari se reduc la valori modeste, implicînd mișcări de subsidență de amploare redusă.



BIBLIOGRAFIE

- Mihăilescu N. (1971) La sédimentation de la molasse des conglomérats de Bucegi dans les Carpathes Orientales. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 15, Budapest.
- Panin N., Contescu L., Jipa D. (1967) Transportul și sedimentarea galeților din molasa conglomeratică albiană din Carpații Orientali (România). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 12/1, București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1963) Les conglomérats des Bucegi: formation de molasse mésocrétacée des Carpathes Orientales (résumé). *Vie Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balc.*, Cracovia-Varșovia.
- Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, Comunicări științifice*, III/2, București.
- Panin N., Mihăilescu N., Jipa D., Contescu L. (1963) Asupra modului de formare a conglomeratelor de Bucegi. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, Comunicări științifice*, III/2, București.
- Patrulius D. (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dîmbovicioara. Ed. Academiei R.S.R., 321 p., București.

 ÎNTREBĂRI

R. Olteanu: Considerați că mai există și alte formațiuni oblic stratificate, de tipul complexului conglomeratic de Bucegi ?

Răspuns: Așa cum ne-am exprimat din titlul lucrării, privim stratificația oblică a conglomeratelor de Bucegi ca un model. Considerăm că acest model poate fi aplicat și altor formațiuni.

Conflictul dintre adîncimea de sedimentare redusă și grosimea foarte mare a unui depozit este prima indicație despre posibilitatea existenței unei structuri oblice la scara formațiunii. Dacă la acest caracter se adaugă dispunerea monoclină a depozitelor probabilitatea existenței acestei structuri este și mai mare.

Întrucît îndeplinesc aceste două condiții, este posibil ca următoarele formațiuni să fie oblic stratificate: depozitele cretacice-superioare din golful Olăneștilor, unele depozite paleogene din depresiunea getică (în special conglomeratele bazale) și depozitele pliocene monoclinale dintre valea Buzăului și valea Putnei (stratele de Milcov).

Probabil că fiecare formațiune oblic stratificată are caracteristicile sale proprii, modelul conglomeratelor de Bucegi reprezentînd numai o indicație generală.



LES CONGLOMÉRATS DE BUCEGI — EXEMPLE DE FORMATION OBLIQUEMENT STRATIFIÉE

(Résumé)

Dans la plupart des cas l'accumulation des sédiments est le résultat de l'accroissement vertical de la pile de dépôts. Quelque fois les sédiments s'accumulent dans la partie frontale menant ainsi au développement horizontal de celle-ci. En utilisant les règles de l'accumulation verticale, on peut arriver à d'importantes erreurs en ce qui concerne l'interprétation de ces formations-là.

Les conglomérats de Bucegi sont un exemple d'accumulation dans la partie frontale du corps sédimentaire. Le contact entre le complexe conglomératique de Bucegi et les dépôts barrémien-aptiens sous-jacents révèle que la limite entre les deux types de formation n'est pas représentée par un seul horizon des dépôts albiens. Au contraire, il y a des horizons représentant des niveaux tout à fait différents de la série conglomératique qui reposent successivement sur le même horizon de la partie terminale des dépôts (les brèches de Răciu). Par conséquent, il y a une discordance angulaire entre les dépôts albiens du complexe de Bucegi et leur substratum aptien. C'est Patrulea (1969) qui a démontré, pour la première fois, la présence de cette discordance-là dans le massif de Bucegi.

Bien qu'il n'y ait aucune relation de superposition conforme, on peut parler d'une transition lithologique des dépôts aptiens à ceux albiens. Cette transition-ci indique le caractère sédimentaire de la discordance angulaire.

La totalité des données présentées mène à la conclusion que les conglomérats de Bucegi qui ont un développement apparemment monoclin au sud-ouest de Sinaia, constituent une immense unité obliquement stratifiée. Dans cette structure, les différents horizons lithologiques albiens forment les couches frontales obliques, tandis que les dépôts aptiens sous-jacents représentent les couches basales.

La structure oblique des conglomérats de Bucegi s'est formée à la suite de deux facteurs principaux : (1) la présence d'une pente majeure dans la zone de déposition du matériel détritique et (2) le transport dirigé du matériel détritique au long du bassin étroit entre le massif de Leaota et l'élévation de Zamura.

On serait obligé de considérer que les conglomérats de Bucegi représentent une accumulation sédimentaire épaisse de 8000—9000 m, en ignorant ainsi leur structure oblique. En réalité, l'épaisseur réelle du complexe conglomératique albien est exprimée par l'épaisseur du corps obliquement stratifié, montant à 1000—1500 m.



ROTUNJIMEA PARTICULELOR ARENITICE DE CUART
DIN ALUVIUNILE RECENTE ALE DUNĂRII DE JOS¹

DE

LEONTINA MIHEȘAN², DAN JIPA³

Quartz. Arenites. Recent alluvial deposits. Sedimentary petrography. Morphometry. Grains. Roundness. Distribution and frequency. Danube river.

Abstract

Roundness of the Arenitic Quartz Particles — Recent Alluvial Deposits of Lower Danube. On a distance of 1100 km the Danube river does not increase the roundness degree of the arenitic quartz particles. The distribution of the quartz particles roundness is controlled by the alluvial material supplied by its tributaries.

În cursul anului 1971 Institutul Geologic a inițiat studiul aluviunilor recente ale Dunării în zona Baziaș-gurile Dunării, cunoscută sub numele de Dunărea de Jos. Cu această ocazie au fost investigate probe de fund colectate cu boden-greiferul.

În momentul în care s-a efectuat probarea aluviunilor Dunării, barajul de la Porțile de Fier era terminat de curînd. Pe fundul lacului de baraj aluviunile grosiere erau acoperite cu un strat de ml. În vederea reconstituirii condițiilor anterioare ridicării barajului, pentru investigațiile morfometrice a fost utilizat material aluvionar grosier.

¹ Predată la 28 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 10 mai 1979, comunicată în ședința din 22 mai 1979.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București.

³ Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Metoda de lucru

Morfometria nisipurilor se poate efectua pe probe globale, neseperate, sau pe fracțiuni granulometrice ale probelor (Cailleux și Tricart, 1959). Autorii acestei note au adoptat ultima metodă. Chiar dacă timpul de pregătire a preparatului este mai îndelungat, studiul pe fracțiuni granulometrice este mai sistematic și mai ușor decât în cazul probei globale.

După o spălare prealabilă — pentru înlăturarea argilei — nisipul a fost separat în mai multe fracțiuni granulometrice prin cernere uscată. Pentru studiul morfometric a fost reținută numai fracțiunea de 400—315 micrometri care, după Cailleux și Tricart (1953) reflectă mai bine efectele transportului acvatic.

Pentru observarea granulelor a fost utilizat microscopul binocular Zeiss-Jena cu obiectiv 1,6 și ocular 25. Studiul morfometric a fost concentrat numai asupra granulelor de cuarț, în lumină naturală. Tratarea chimică a materialului nu a fost necesară, nisipul fiind predominant cuarțos și neacoperit de pelicule străine.

Având în studiu o cantitate mare de material nu au fost confecționate eșantioane fixe, ceea ce ar fi cerut mult timp. Granulele au fost așezate liber în celule paralelipipedice, cu dimensiuni de 6/2/1 cm, confecționate din hîrtie neagră, mată.

Au fost observate sub microscop conturul și — în mai mică măsură — aspectul suprafeței particulelor de cuarț. În cazul ezitării în determinare granulul respectiv a fost răsturnat, pentru a fi observat sub un alt unghi.

Forma granulelor de cuarț este exprimată în diferite moduri de diferiți autori (Cailleux, 1959; Renzo dal Cin, 1968; Krumben, 1941; Powers, 1953). Autorii acestei note au utilizat scara de angularitate a lui Powers (1953), care ni se pare mai adecvată studiului efectuat. Pentru evitarea unor erori de determinare formele foarte angulare și angulare au fost raportate într-o singură clasă. Prin urmare, a fost utilizată următoarea scară de angularitate :

- (1) foarte angular și angular
- (2) subangular
- (3) subrotunjit
- (4) rotunjit
- (5) foarte rotunjit

Număr optim de granule observate

Pentru obținerea unor date cât mai exacte este necesar să se cunoască numărul optim de granule observate dintr-o probă de nisip. Numărul optim reprezintă cel mai mic volum de măsurători care conduce la rezultate corecte. O cantitate de măsurători mai mică decât numărul optim poate da rezultate incorecte, pe cînd un număr de măsu-



rători mai mare decât numărul optim include un volum de muncă mai mare decât cel necesar.

Pentru aflarea numărului optim am utilizat zece probe din care existau observații mai numeroase. Valorile individuale au fost împărțite

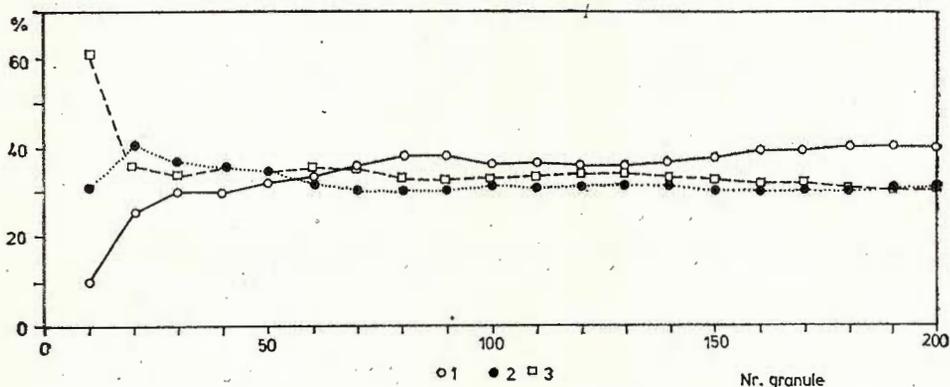


Fig. 1. — Exemplu de diagramă pentru aproximarea numărului optim de determinări morfometrice.

1, granule foarte angulare și angulare; 2, granule subangulare; 3, granule subrotunjite.

Exemple de diagramme pour approximer le nombre optimum des déterminations morphométriques.

1, particules très angulaires et angulaires; 2, particules sousangulaires; 3, particules sousarrondies.

în grupe de câte zece, pentru care au fost calculate valorile morfometrice medii. Pentru fiecare probă rezultatele au fost proiectate într-o diagramă care raportează numărul de granule față de media parțială (fig. 1). Punctul de unde curba rezultată nu mai are variații importante pe verticală, menținându-se pe linia unei valori relativ constante, indică numărul optim de măsurători.

Din cele zece probe studiate din acest punct de vedere în trei cazuri numărul optim este de 200, într-un caz atinge 160, iar în celelalte șase cazuri numărul optim reprezintă 100 granule observate sau mai puține. Conform acestor rezultate în toate probele studiate am numărat minim 100 de granule și maxim 200.

Precizia determinărilor

Determinarea rotunjirii particulelor prin metoda comparației vizuale este practică și rapidă, dar poate conduce la erori importante. De aceea ne-am preocupat de determinarea gradului de eroare al datelor



pe care le prezentăm. În acest scop au fost efectuate cite două determinări separate asupra unui număr de 19 probe. Perechile de date obținute au fost proiectate pe diagrame care confruntă prima determinare față

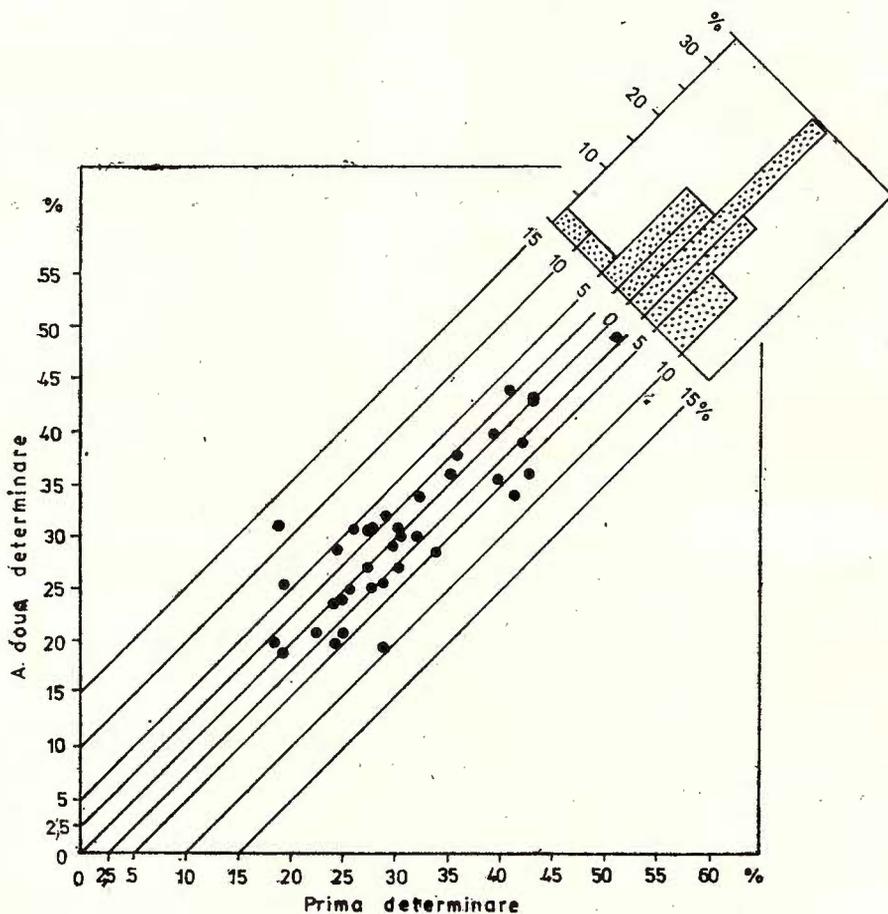


Fig. 2. — Exemplant de diagramă pentru evaluarea erorilor (în %) de determinare comparativ-vizuală (scara Powers) a rotunjirii granulelor. Dreapta sus = histograma erorilor de determinare.

Exemple de diagramme pour estimer (en pour-cents) les erreurs de la détermination comparative-visuelle (l'échelle Powers) de l'indice d'arrondi. Droit en haut — le histogramme des erreurs de détermination.

de a doua (fig. 2). Erorile au fost determinate în funcție de depărtarea proiecției de linia de eroare zero, reprezentînd de fapt diferența în procente dintre cele două determinări.

Morfometria granulelor sedimentare este o metodă reputată prin gradul său de imprecizie (Whalley, 1972). Pentru evaluarea gradului de eroare am adoptat următoarele nivele de toleranță :

eroare pînă la 2,5% = determinare foarte bună ;

eroare pînă la 5% = determinare bună ;

eroare pînă la 10% = determinare mediocră ;

eroare pînă la 15% = determinare slabă ;

eroare mai mare de 15% = eroare inadmisibilă.

Din diagramele întocmite a rezultat că determinările sînt foarte bune pentru 60% din probele examinate, 18% sînt bune, 15% din determinări sînt mediocre, iar 5% din determinări sînt slabe. În consecință considerăm că precizia datelor prezentate în lucrarea de față este satisfăcătoare.

Prezentarea datelor

Observațiile morfoscopice pe care le prezentăm au fost făcute asupra a 60 probe de aluviuni recente ale Dunării de Jos, localizate pe 26 profile perpendiculare între km 1075 (Baziaș) și km 7,5 (Sulina — mila 4) (fig. 3). Pentru extinderea investigației au fost studiate morfoscopic și 11 probe de aluviuni nisipoase recente colectate de la gura principalilor afluenți ai Dunării de Jos. De asemenea au fost utilizate două probe de nisip marin provenind de la 3 mile în fața gurii brațului Sfîntul Gheorghe.

Reamintim că din fiecare probă au fost examinate numai particule de cuarț din fracțiunea granulometrică de 400—315 microni.

A) *Aluviuni dunărene*. Frecvența tipurilor de granule existente în aluviunile recente ale Dunării de Jos este prezentată în detaliu în tabelele 1 și 2 și figurile 4 pînă la 7. Pentru o imagine de ansamblu prezentăm mediile generale ale aluviunilor dunărene :

granule foarte angulare și angulare = 49,6% ;

granule subangulare = 30,9% ;

granule subrotunjite = 17,0% ;

granule rotunjite = 2,3% ;

granule foarte rotunjite = mai puțin de 1%.

Din cele 62 probe studiate (inclusiv nisipurile marine) prezența granulelor foarte rotunjite a fost pusă în evidență numai în zece probe.

În jurul mediilor generale prezentate mai sus valorile individuale prezintă variații relativ importante, după cum urmează :

granule foarte angulare și angulare = 72,5% pînă la 19% ;

granule subangulare = 43,5% pînă la 19% ;

granule subrotunjite = 33% pînă la 4,3% ;

granule rotunjite = 9% pînă la 0%.

Variația procentuală a rotunjirii cuarțului aluvial arenitic de-a lungul Dunării de Jos este marcată de puternice fluctuații valorice. Maxime importante apar la km 1075 și km 844, marcînd predominanța particulelor mai angulare. Un maxim major se localizează în zona dintre



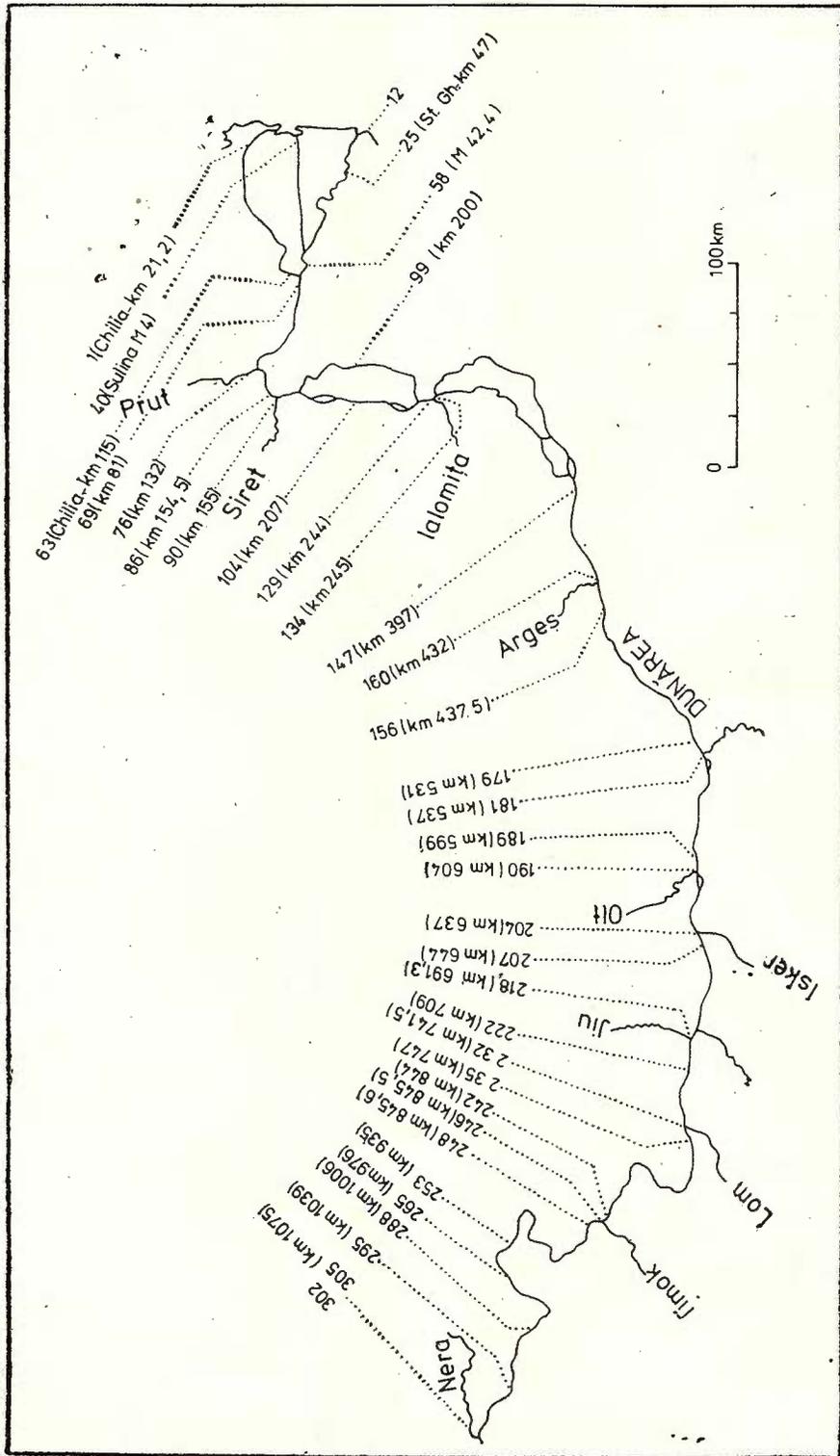


Fig. 3. — Amplasarea probelor de aluviuni recente ale Dunării de Jos asupra cărora au fost făcute observații morfoscopice.

L'emplacement des échantillons d'alluvions récentes du Danube inférieur qu'on a étudiés du point de vue morphoscopique.

TABELUL 1

Frecvența rotunjirii granulelor de cuarț cu dimensiuni de 400–315 microni în aluviunile recente ale Dunării de Jos. Sectorul Baziaș– Tulcea

Nr. probei	Localizarea probei km	Clase de rotunjime— Powers, 1953					Nr. de granule observate
		Foarte angular și angular (%)	Subangular (%)	Subrotunjit (%)	Rotunjit (%)	Foarte rotunjit (%)	
305	1075	60,39	24,64	13,52	1,45	—	207
		75,17	19,86	4,26	0,71	—	144
		67,21	25,41	6,52	0,82	—	122
295	1039	47,62	31,29	19,73	1,36	—	147
		55,55	30,81	13,64	—	—	198
288	1006	19,00	40,00	31,50	9,00	1,0	200
		32,64	35,54	24,80	7,02	—	242
		35,00	38,00	22,00	5,00	—	200
276	974	59,00	25,00	17,00	—	—	100
		59,33	24,00	16,67	—	—	150
265	957	32,61	43,48	21,01	2,90	—	132
		32,91	43,04	21,52	2,53	—	79
		34,00	36,00	25,00	5,00	—	100
253	935	57,89	25,16	15,20	1,75	—	171
		65,38	24,62	8,46	1,54	—	130
248	845,6	21,00	41,00	33,00	5,00	—	100
		24,51	44,12	27,45	3,92	—	102
242	844	56,00	29,00	13,00	2,00	—	200
		57,50	25,50	14,50	2,00	0,5	200
		58,00	25,00	15,00	2,00	—	200
235	747	56,95	27,81	13,91	1,33	—	161
		51,32	30,69	15,34	2,12	0,53	189
222	709	36,00	37,60	22,40	4,00	—	125
		37,15	35,00	22,14	5,71	—	140
207	644	51,74	27,83	19,13	0,87	—	230
		65,24	25,14	9,09	0,53	—	197
		60,11	20,79	17,98	1,12	—	178
189	599	42,62	30,60	22,95	3,83	—	183
		48,00	27,00	22,00	3,00	—	100
179	531	59,74	32,47	7,79	—	—	154
		59,00	30,00	10,00	—	1,00	100
		56,00	29,00	13,00	2,00	—	100
156	437,5	35,04	41,88	21,38	1,70	—	117
		46,76	33,83	18,41	1,00	—	201
		53,68	28,43	15,26	2,63	—	190
147	397	56,45	26,22	16,00	1,33	—	225
		56,15	31,05	11,87	0,91	—	219
134	245	58,45	29,22	10,05	2,28	—	219
		71,94	19,43	7,19	1,44	—	139
		70,91	19,09	7,27	1,82	0,91	100
		56,00	31,00	13,00	—	—	100
104	207	43,80	39,67	15,70	0,83	—	121
		45,59	39,70	13,24	1,47	—	68
99	200	27,35	51,29	20,51	0,85	—	117
		28,00	49,00	20,00	2,00	—	100
86	154,5	34,61	32,31	25,38	7,70	—	134
		34,33	33,58	26,12	5,97	—	134
69	81	58,16	22,69	15,60	3,55	—	141
		67,27	20,91	10,00	1,82	—	110

Localizarea probelor conform bornelor kilometrice de navigație existente de-a lungul Dunării.



TABELUL 2

Frecvența rotunjirii granulelor de cuarț cu dimensiuni de 400–315 micrometri în aluviunile recente ale Dunării de Jos. Sectorul Delta Dunării

Nr. probei	Localizarea probei km (mile)	Clase de rotunjime — Powers (1953)					Nr. de granule observate
		Foarte angular și angular (%)	Subangular (%)	Subrotunjit (%)	Rotunjit (%)	Foarte rotunjit (%)	
63	Chilia km 115,5	48,98	30,61	20,41	—	—	49
		55,00	30,00	15,00	—	—	20
58	Ceatal Izmail M 42,4	59,68	24,19	14,52	1,61	—	62
		60,13	29,11	10,13	0,63	—	158
25	Sfintu Gheorghe km 47	56,01	27,62	13,81	1,01	0,55	181
		58,00	27,00	14,00	1,00	—	100
1	Chilia km 21,2	42,22	42,22	13,34	2,22	—	45
		44,44	38,89	13,89	2,78	—	36
40	Sulina M 4	40,42	29,17	24,58	4,58	1,25	240
		43,18	31,82	20,83	3,41	0,76	264
12	Marea Neagră în fața localității Sf. Gheorghe	46,16	43,59	8,97	—	1,28	78
		46,55	43,11	8,62	—	1,72	58

Localizarea probelor conform bornelor (kilometri sau mile) de navigație.

km 207 și km 154,5 caracterizat prin predominanța granulelor cu rotunjime mai avansată. Spre extremitățile Dunării de Jos (km 1006 și în Delta Dunării) rotunjimea granulelor atinge alte maxime de importanță mai mică.

În linii mari volumul de particule foarte angulare-angulare și subangulare pare să manifeste tendința de a se menține aproximativ constant de-a lungul Dunării de Jos (fig. 4 și 5; tab. 3).

Conform mediilor pe subzone (tab. 3) frecvența particulelor subrotunjite și rotunjite scade ușor — în mod neregulat — dinspre amont spre aval. Această tendință este mai puțin evidentă pe reprezentările grafice (fig. 6 și 7).

Particulele foarte rotunjite apar sporadic și în cantități foarte mici, cu maxime localizate spre extremitățile Dunării de Jos în Delta Dunării (brațul Sulina mila 4 = 1,25%) și la km 1006 (1%).

B) *Aluviunile afluenților*. În tabelul 4 este prezentată constituția morfometrică (particule de cuarț din fracțiunea 400–315 micrometri) a aluviunilor principalilor afluenți ai Dunării de Jos. Probele ce au fost studiate provin chiar din punctul de confluență. Pentru fiecare afluent



a fost colectată numai o singură probă. La gura Prutului există o zonă de ne-depunere (eroziune ?) și au fost prezentate ca aluviuni ale acestui riu sedimentele colectate din Dunăre imediat aval de confluență.

TABELUL 3

Medii parțiale, pe sectoare, ale frecvenței rotunjirii particulelor de cuarț cu dimensiuni de 400—315 microni din aluviunile recente ale Dunării

Sectorul	Clase de rotunjime — Powers (1953)				
	Foarte angular și angular (%)	Subangular (%)	Subrotunjit (%)	Rotunjit (%)	Foarte rotunjit %
km 1075— km 845,6	45,84	32,47	18,90	2,82	0,06
km 844—km644	53,00	28,44	16,25	2,17	0,11
km 599—km437,5	50,10	31,65	16,35	1,74	0,12
km 397—km81	50,64	31,80	15,14	2,28	0,06
Delta Dunării	50,80	31,06	16,51	1,72	0,56

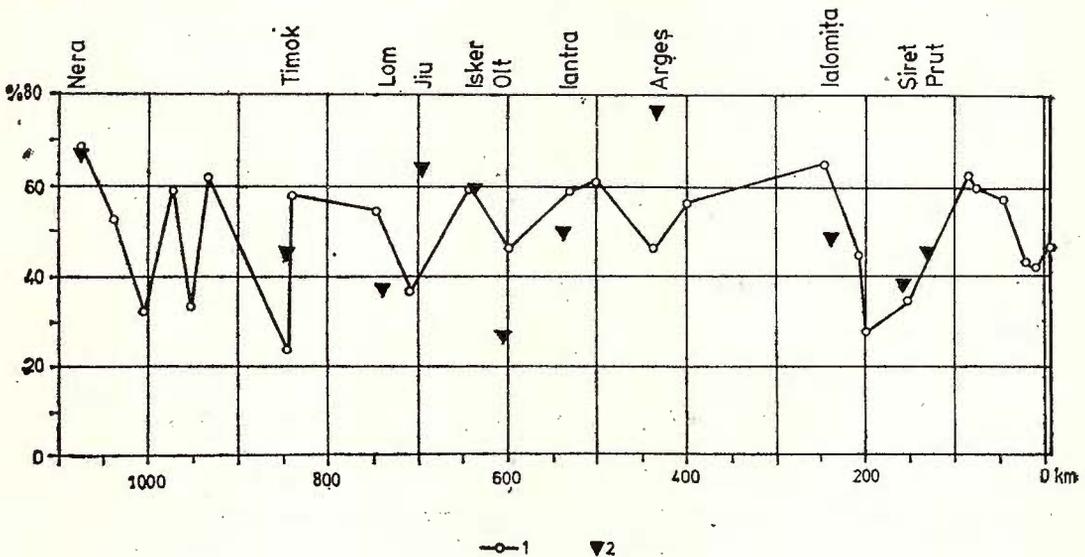


Fig. 4. — Frecvența granulelor foarte angulare și angulare de cuarț (400—315 μ) din aluviunile recente ale Dunării de Jos. Kilometrul zero este la vărsarea Dunării în Marea Neagră.

1, valori medii din aluviunile Dunării; 2, valori din aluviunile afluenților (la punctul de confluență).

La fréquence des particules très angulaires et angulaires de quartz (400—315 μ) des alluvions récentes du Danube inférieur. Km 0 se trouve à l'embouchure du Danube avec la Mer Noire.

1, valeurs moyennes des alluvions du Danube; 2, valeurs des alluvions des affluents (à l'embouchure).



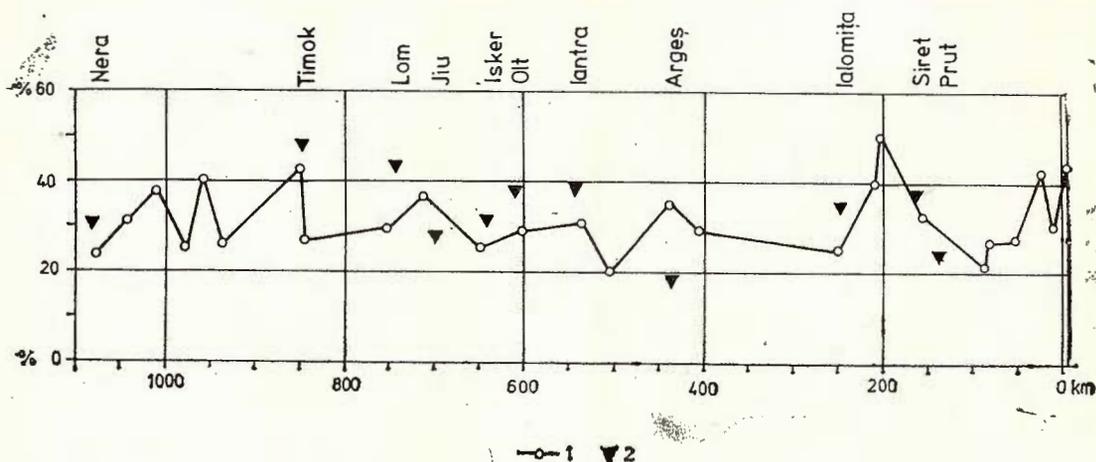


Fig. 5. — Frecvența granulelor subangulare de cuarț (400—315 μ) din aluviunile recente ale Dunării de Jos. Kilometrul zero este la vărsarea Dunării în Marea Neagră. 1, valori medii din aluviunile Dunării ; 2, valori din aluviunile afluenților (la punctul de confluență).

Fréquence des particules sousangulaires de quartz (400—315 μ) des alluvions récentes du Danube inférieur. Km 0 se trouve à l'embouchure du Danube avec la Mer Noire.

1, valeurs moyennes des alluvions du Danube ; 2, valeurs des alluvions des affluents (à l'embouchure).

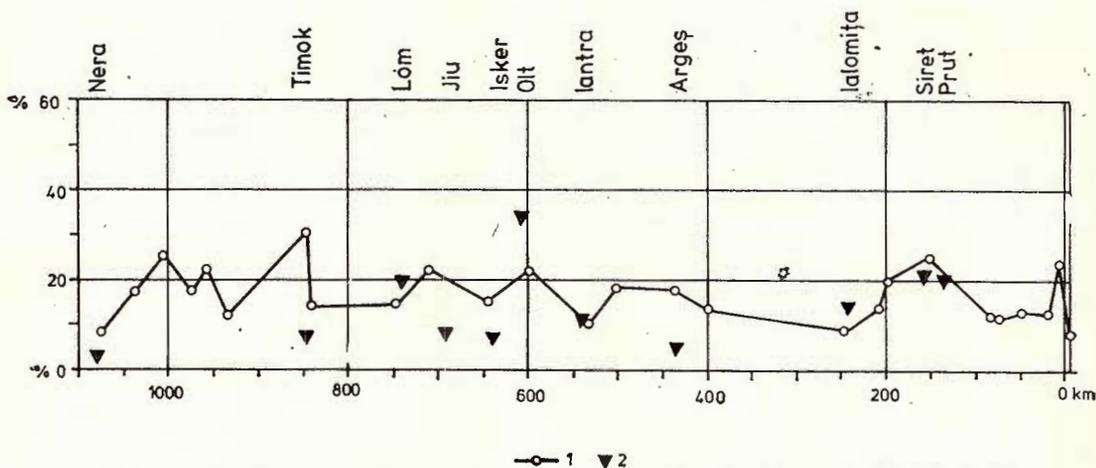


Fig. 6. — Frecvența granulelor subrotunjite de cuarț (400—315 μ) în aluviunile recente ale Dunării de Jos. Kilometrul zero este la vărsarea Dunării în Marea Neagră. 1, valori medii din aluviunile Dunării ; 2, valori din aluviunile afluenților (la punctul de confluență).

Fréquence des particules sousarrondies de quartz (400—315 μ) des alluvions récentes du Danube inférieur. Km 0 se trouve à l'embouchure du Danube avec la Mer Noire.

1, valeurs moyennes des alluvions du Danube ; 2, valeurs des alluvions des affluents (à l'embouchure).



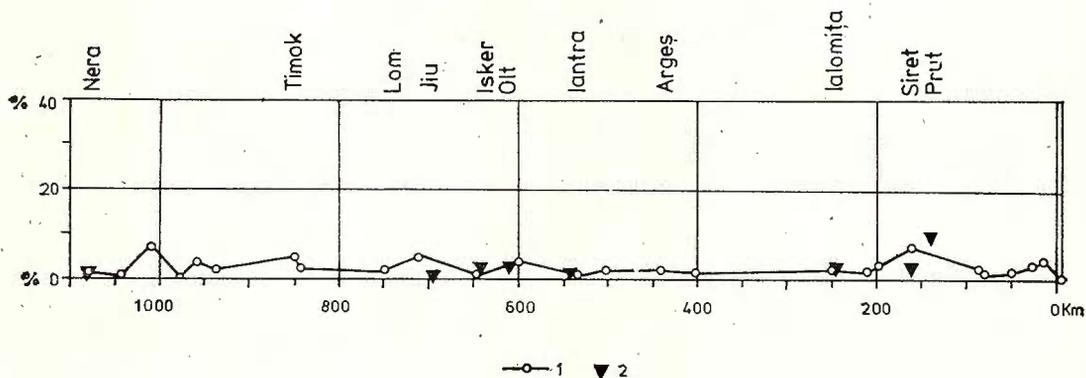


Fig. 7. — Frecvența granulelor rotunjite de cuarț (400—315 μ) în aluviunile recente ale Dunării de Jos. Kilometrul zero este la vărsarea Dunării în Marea Neagră. 1, valori medii din aluviunile Dunării ; 2, valori din aluviunile afluenților (la punctul de confluență).

Fréquence des particules arrondies de quartz (400—315 μ) des alluvions récentes du Danube inférieur. Km 0 se trouve à l'embouchure du Danube avec la Mer Noire. 1, valeurs moyennes des alluvions du Danube ; 2, valeurs des alluvions des affluents (à l'embouchure).

TABELUL 4

Frecvența rotunjirii granulelor de cuarț cu dimensiuni de 400—315 microni în aluviunile recente ale unor afluenți ai Dunării de Jos

Nr. probei	Afluentul	Localizarea probei și a confluenței km	Clase de rotunjime — Powers (1953)					Nr. de granule observate
			Foarte angulare și angulare (%)	Subangulare (%)	Subrotunjite (%)	Rotunjite (%)	Foarte rotunjite (%)	
302	Nera	1075	66,93	29,92	3,15	—	—	127
246	Timok	845,5	47,03	47,37	7,60	—	—	171
232	Lom	741,5	36,42	43,21	19,75	0,62	—	162
218	Jiu	691,3	63,50	28,47	6,57	1,46	—	137
			63,00	27,00	10,00	—	—	100
204	Isker	637	60,14	28,67	9,09	1,40	0,70	143
			57,04	33,33	5,93	2,96	0,74	135
190	Olt	604	25,90	37,41	34,53	2,16	—	159
181b	Iantra	537	48,99	38,26	11,41	1,34	—	149
160	Argeș	432	75,90	18,68	5,42	—	—	166
129	Ialomița	244	47,37	34,74	14,74	2,63	0,52	190
90	Siret	155	37,37	37,37	22,11	2,63	0,52	190
76	Prut	132	44,35	24,35	20,00	11,30	—	230
			44,83	23,71	22,41	7,76	1,29	232

Localizarea probelor conform bornelor kilometrice de navigație de pe Dunăre.



Particulele foarte angulare, angulare și subangulare reprezentând majoritatea în toate cazurile, aluviunile principalilor afluenți ai Dunării de Jos se diferențiază prin gradul de participare a granulelor cu rotunjime mai avansată.

Judecînd după probele analizate, unii afluenți (de exemplu Nera, Timokul și Argeșul) nu aduc deloc particule rotunjite și foarte rotunjite. Nera, Jiul și mai ales Argeșul se evidențiază și prin cantitatea mare de particule foarte angulare și angulare (între 76% și 63%; tab. 4).

Aluviunile Oltului, Siretului și Prutului au cantitățile cele mai mari de granule subrotunjite (20%—35%) și rotunjite (tab. 4). Ialomița și Iskerul aduc cantități importante de granule rotunjite, dar cantitatea de particule subrotunjite este modestă. Particule foarte rotunjite au fost observate numai în aluviunile Prutului, Siretului, Ialomiței și Iskerului.

Prin urmare se constată că particulele arenitice de cuarț debitate de unii afluenți (Nera, Argeșul, Jiul și Timokul) sînt pronunțat angulare. Alți afluenți aduc în Dunăre și granule de cuarț cu rotunjime mai avansată: Oltul, Prutul, Siretul și — în mai mică măsură — Ialomița și Iskerul.

Interpretarea datelor

Inițiind prezentul studiu ne-am imaginat că vom înregistra evoluția procesului de rotunjire a particulelor de cuarț pe traseul de aproape 1100 km al Dunării de Jos. Această presupunere se baza pe faptul că cursul inferior al Dunării dintre Baziaș și gurile Dunării poate ilustra un ciclu de eroziune, transport și sedimentare, prin reactivarea fluviului la traversarea Carpaților. Rezultatele obținute nu ne-au confirmat așteptările. Din contră, a rezultat (fig. 4—7, tab. 1, 2) că de-a lungul Dunării de Jos nu se produce reducerea progresivă a angularității particulelor de cuarț arenitic reprezentate prin fracțiunea 400—315 microni.

Din datele prezentate reținem existența mai multor puncte de maxim și minim în distribuția rotunjimii cuarțului arenitic de-a lungul Dunării de Jos. Majoritatea acestor puncte vor fi explicate prin intervenția afluenților Dunării.

Coincidența valorilor morfometrice ale aluviunilor dunărene și ale Nerei la km 1075 (fig. 4) este concludentă. Se poate considera că particulele cuarțitice-arenitice puternic angulare ce apar în aluviunile Dunării din zona menționată au fost furnizate de Nera și — posibil — alți afluenți torențiali.

Frecvența particulelor foarte angulare și angulare din aluviunile Dunării înregistrează un salt brusc la km 844, imediat aval de confluența cu Timokul (fig. 4). În acest caz este evident că materialul aluvial cu particule angulare debitat de Timok a fost înglobat ca atare în aluviunile Dunării, modificînd radical caracterul morfometric al acestora din urmă.

Importantul maxim de rotunjime avansată din zona km 207—km 154 este datorat afluenței masive de particule subrotunjite pînă la



foarte rotunjite ce se produce la vărsarea Ialomiței, Siretului și Prutului în Dunăre. Această concluzie se bazează pe constatarea că aluviunile de la gura acestor trei afluenți au cantități relativ ridicate de particule mai rotunjite.

Din datele de mai sus rezultă că rotunjimea sau angularitatea cuarțului arenitic din aluviunile Dunării nu reprezintă efectul transportului fluvial; particulele fiind furnizate de afluenții Dunării cu gradul actual de rotunjime.

Frecvența relativ ridicată a particulelor cu rotunjime mai avansată constatată la km 1006 și în Delta Dunării necesită explicații diferite. Particulele rotunjite și foarte rotunjite (fig. 6 și 7) înregistrează un maxim la km 1006, scăzând în mod neregulat spre aval pînă la confluența cu Siretul. Din analizele efectuate rezultă că afluenții importanți din această zonă (Nera și Timokul) nu aduc particule cuarț-arenitice rotunjite și foarte rotunjite. În consecință se poate presupune că aceste particule (mai ales cele foarte rotunjite) provin din zona de cîmpie de la vest de Carpați, de unde au fost transportate de Dunăre.

Cantitatea relativ ridicată de particule cuarț-arenitice subrotunjite, rotunjite și foarte rotunjite constatată în Delta Dunării (Sulina, mila 4) nu poate fi pusă în legătură cu aporturi ale afluenților. Este mai probabil că aceste particule sînt resedimentate din cordoanele litorale fosile.

Observațiile morfometrice efectuate conduc la concluzia că pe distanța de aproape 1100 km Dunărea de Jos nu are capacitatea de a rotunji particule de cuarț de dimensiuni arenitice. Distribuția rotunjimii particulelor de cuarț din clasa 400—315 microni în aluviunile recente ale Dunării de Jos este imprimată în primul rînd de rotunjimea particulelor de cuarț de la afluenții Dunării.

Prin urmare, angularitatea marcată ce se constată uneori la particulele arenitice din sedimente vechi nu trebuie considerată ca un indicator al distanței reduse de transport. Rotunjirea fluvială a cuarțului arenitic necesită o distanță de transport foarte mare, repartizată — probabil — mai multor cicluri de eroziune, transport și sedimentare.

BIBLIOGRAFIE

- Cailleux A. et Tricart J. (1959) Initiation à l'étude des sables et des galets. *C.D.U.I.*, II, III, 775 p., Paris.
- Dal Cin R. (1968) Su alcune sabbie del Danubio tra Budapest e Ruse (Bulgaria). *Annali dell'Università di Ferrara, sezione IX — Scienze geologiche e paleontologiche*, IV, 10, Ferrara.
- Krumbein W. C. (1941) Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sedim. Petrol.*, 11/1, Tulsa.
- Powers M. C. (1953) A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sedim. Petrol.*, 23/1, Tulsa.
- Whalley W. B. (1972) The description and measurement of sedimentary particles and the concept of form. *Jour. Sedim. Petrol.*, 42/4, Tulsa.



L'INDICE D'ARRONDI DES PARTICULES ARÉNITIQUES DE QUARTZ DES ALLUVIONS RÉCENTES DU DANUBE INFÉRIEUR

(Résumé)

Les données morphoscopiques qu'on présente sont obtenues d'un nombre de 60 échantillons d'alluvions récentes de 26 coupes transversales au cours du Danube. Les coupes recherchées sont répandues le long du Danube inférieur entre km 1075 (Bazias) et km 7,5 (le Delta du Danube). On a investigué aussi un nombre de 11 échantillons des embouchures des principaux affluents du Danube. On a déterminé l'indice d'arrondi par comparaison visuelle à l'échelle Powers (1953). Pour l'étude on a eu en vue seulement les particules de quartz dont les dimensions varient de 400 à 315 microns, montant dans la plupart des cas à 100—200 observations pour chaque échantillon. L'évaluation graphique de l'erreur de la détermination de l'indice d'arrondi (fig. 2) mène à la conclusion que les déterminations sont assez précises.

La fréquence de l'indice d'arrondi des particules arénitiques de quartz des alluvions du Danube inférieur est présentée en détail dans les figures 4—7 et les tableaux 1, 2, 4. Les moyennes générales des groupes d'éroussé sont : très angulaire-angulaire = 49,6% ; sousangulaire = 30,9% ; sousarrondi = 17% ; arrondi = 2,3% ; très arrondi = moins de 1%.

La variation de l'indice d'arrondi du quartz arénitique calculée en pourcents présente des fluctuations de valeur importantes le long du Danube. Ainsi au km 1075 et 844 il y a des maximums qui révèlent la prédominance des particules plus angulaires. On observe un maximum majeur dans la zone entre le km 207 et 154,5 qui se caractérise par la prédominance des particules mieux arrondies. Vers les extrémités du Danube inférieur (le km 1006 et dans le Delta du Danube) l'éroussé des particules présente des maximums peu importants.

Les particules arénitiques de quartz débitées par certains affluents du Danube inférieur (les rivières : Nera, Argeș, Jiu, Timok) sont fortement angulaires. Il y a d'autres affluents comme par exemple les rivières Olt, Prut, Siret, Ialomița et Isker, qui déversent aussi des particules de quartz bien arrondies.

La comparaison entre la morphométrie du quartz arénitique des alluvions fluviales et les données sur les alluvions des affluents offre une explication pour la majorité des fluctuations morphométriques du quartz arénitique des alluvions du Danube et celles du quartz des alluvions de la rivière Nera (le km 1075). On peut considérer que les particules quartz-arénitiques fortement angulaires des alluvions du Danube dans la zone mentionnée ci-dessus ont été fournies par la rivière Nera et — probablement — les autres affluents torrentiels.

La fréquence des particules très angulaires et angulaires des alluvions du Danube s'accroît brusquement en aval de la confluence avec la rivière Timok. Le matériel alluvial débité par la rivière Timok a été englobé dans les alluvions du Danube, modifiant ainsi le caractère morphométrique de ces alluvions-là.

Le maximum de l'indice d'arrondi de la zone du km 207—km 154 est dû à l'affluence de particules sousarrondies jusqu'à très arrondies qu'on rencontre à l'embouchure des rivières Ialomița, Siret et Prut.



Les données présentées ci-dessus démontrent que le caractère arrondi ou angulaire du quartz arénitique des alluvions du Danube inférieur n'est pas l'effet de l'abrasion du Danube. Le caractère morphométrique de la fraction quartz-arénitique des alluvions danubiennes est donné premièrement par les affluents du Danube.

Les données morphométriques mènent à la conclusion que sur une distance de presque 1100 km le Danube inférieur ne produit pas l'usure des particules arénitiques de quartz.





1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

RECENZII

E. JÄGER and J. C. HUNZIKER: *Lectures in Isotope Geology (Cursuri de geologia izotopilor)*. Editura: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1979, 329 pag., 149 figuri.

Prof. Dr. E. Jäger și Docent Dr. J. C. Hunziker de la Universitatea din Berna, secția de geologie a izotopilor, au fost solicitați de colegii din partea francofonă a Elveției să țină un curs de „Geologia izotopilor“ în cursul anului 1977. Acestei solicitări s-a alăturat „Ciclul trei a științelor Terrei“. Cursul a fost intitulat „Evaluarea și interpretarea datelor izotopice“, scopul fiind de a forma pe cei interesați în domeniul geostiințelor asupra geologiei izotopilor.

Autorii care au editat cartea (prof. Jäger și docent Hunziker) au făcut apel la încă 15 specialiști, așa încât sînt cuprinse 24 de cursuri, care se întregesc într-un tot unitar prezentat la un înalt nivel științific.

Geologia izotopilor, cunoscută și ca geologie nucleară sau geochimie nucleară, s-a dovedit a fi de mare importanță afirmîndu-se ca una din ramurile geologiei cu caracter de știință exactă cu aplicații atât calitative cît și cantitative.

Primul curs „Introducere în cronologia geologică“ este prezentat de prof. Jäger care expune bazele metodelor de datare cu K—Ar, Rb—Sr și U, Th—Pb. De asemenea menționează lucrări experimentale și de aplicare a diferitelor metode de datare și interpretare a rezultatelor.

În cursul următor ținut de același autor este tratată metoda Rb—Sr.

În continuare A. W. Hofmann arată imperfecțiunea metodei Rb—Sr pentru determinarea vîrstei metamorfismului.

N. Clauer redă într-un studiu mai amplu (29 pag. cu 12 fig.) progresele realizate prin datarea Rb—Sr a rocilor sedimentare.

Cursul referitor la datarea prin metoda K—Ar este expus pe larg (25 pag., 17 fig.) de J. C. Hunziker.

Al șaselea curs redactat de R. D. Dallmeyer conține principiile, tehnicile și aplicațiile datării cu metoda $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ în curs de dezvoltare și rezultate inițiale încurajatoare (26 pag., 16 fig.).

Determinarea vîrstei mineralelor cu metoda U—Th—Pb constituie obiectivul celui de al șaptelea curs prezentat de D. Gebauer și M. Grünenfelder (26 pag., 15 fig.).

M. Delaloye menționează metoda plumbului total că nu are decît valoare exploratoare (2 pag.).

Al nouălea curs ținut de V. Köppel și M. Grünenfelder expune geochimia izotopilor de plumb cu documentarea aferentă (20 pag., 10 figuri) la care se adaugă o bibliografie foarte amplă.



C. W. Naeser tratează probleme de profunzime în cel de al zecelea curs (15 pag., 14 fig.) citind o bibliografie interesantă pe care G. A. Wagner o completează prin corectarea și interpretarea făcută în al unsprezecelea curs (8 pag. și 4 fig.).

În cursul următor G. A. Wagner face o expunere privind datarea arheologică (11 pag., 5 fig.).

A. F. Hofmann arată experiențe de difuzie în geologia izotopilor.

Următoarea expunere a lui M. H. Dodson cuprinde teoria epocilor de răcire (9 pag., 2 fig.).

A. W. Hofmann mai face două scurte comunicări „Isotopi și geochimia urmelor de elemente în mantaua pământului“ (3 pag. și 1 pag. referințe) și „Geocronologia rocilor cristaline din Schwartzwald“ (6 pag.).

M. H. Dodson în lucrarea „Geocronologia Arhaicului“ se ocupă de vîrsta celor mai vechi roci printre care citează dacitele din blocul Pilbara, Australia de Vest care au o vîrstă de 3.450 milioane \pm 15 milioane ani.

A optsprezecea comunicare „Evoluția continentului european“ aparține prof. Jäger, care arată că deși continentul este intensiv studiat din punct de vedere geocronologic, totuși mai sînt încă probleme în discuție.

S. P. Clark redă metodele termale din Alpii Centrali (6 pag.).

N. Delalloye menționează geocronologia ofiolitelor (4 pag.).

J. R. O'Neil prezintă o lucrare mai amplă asupra geochimiei izotopilor stabili din roci și minerale (29 pag., 17 fig.).

U. Siegenthaler tratează izotopii stabili de oxigen și hidrogen din ciclul acvatic (10 pag., 9 fig.).

W. J. Stahl în expunerea sa se ocupă de izotopii carbonului (9 pag., 6 fig.).

Al douăzecișipatrilea curs este cel mai voluminos (30 pag., 14 fig.) tratînd pe larg izotopii sulfului din diferite medii și substanțe minerale, susținut de H. Nielsen.

Trebuie să apreciem în mod deosebit această carte care cuprinde progresele realizate în domeniul geologiei izotopilor după data apariției valoroasei cărți a lui K. Rankama „Progress in Isotope Geology“ din anul 1963.

V. Patriciu

HEINRICH MARTIN KÖSTER: *Die chemische Silikatanalyse-Spektralphotometrosche, komplexometrische und fammenspektrometrische Analysenmethoden (Analiza chimică a silicaților — Metodele de analiză spectralfotometrică complexometrică și spectrometrică la flacără)*. Editura: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1979, 196 pag., 52 figuri, 35 tabele.

Autorul este profesor de mineralogie la Universitatea tehnică din München. A studiat la Universitatea din Göttingen unde a susținut examenul de doctorat în anul 1955.

Cartea are 196 de pagini, 52 figuri și 35 tabele; cuprinde patru capitole și o anexă.

În primul capitol este descrisă aparatul folosită și se prezintă bazele teoretice ale metodelor de măsurare. La terminarea capitolului (pag. 25 și 26) este indicată bibliografia de specialitate constînd din 11 lucrări.



Procedeele de dizolvare a silicațiilor sînt menționate în capitolul doi (zece pagini). Se arată avantajele îndepărtării acidului silicic pentru determinarea cît mai exactă a conținutului de metale. De asemenea se indică acizii sau substanțele pentru dizolvarea anumitor roci, pentru a se obține soluțiile în care determinarea unor metale se poate efectua mai precis. Capitolul se încheie de asemenea cu o listă bibliografică de 11 lucrări.

În capitolul trei, cel mai amplu (67 de pagini), este tratată analiza cationilor și anionilor, atît pentru elementele chimice principale, cît și pentru cele aflate numai ca urme în soluțiile obținute. Sînt prezentate mai multe metode de analiză pentru o serie de elemente. Determinarea SiO_2 se efectuează după metoda molibden-albastru și după metoda molibden-galben. Pentru aluminiu sînt prezentate trei metode de analiză ca și pentru fier. Acesta poate fi determinat prin metodele Phenenthrolin, Bipyridil, și procedeul după Wilson. Un prim subcapitol al capitolului trei se încheie cu determinarea titanului și cu o listă bibliografică de 46 de lucrări. Subcapitolul următor prezintă analiza spectrofotometrică a elementelor cu urme de conținuturi și anume: Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, P. Bibliografia aferentă acestui subcapitol cuprinde 25 de lucrări. Subcapitolul trei descrie analiza complexometrică și indicarea fotometrică a punctului final și se ocupă de magneziu și calciu. Nota bibliografică aferentă citează 10 lucrări. Ultimul subcapitol prezintă analiza natriului și a potasiului folosind spectrometrul cu flacăară. Bibliografia include 8 lucrări.

Capitolul patru (60 de pagini) tratează analiza cationilor după separare prin schimbători de ioni. Se indică separarea cationilor și separarea alcaliilor. Apoi se procedează la analiza de Li, K, Rb, Sr, Ba, Mn, Ca, Zn, Ge, Cu din diferite roci, fie că alcătuiesc componenții principali, fie că nu reprezintă decît conținuturi secundare. Bibliografia indicată după fiecare subcapitol se referă la 35 de lucrări.

Anexa (26 de pagini), deși poartă acest nume, prezintă un interes deosebit, deoarece se referă la substanțe care nu pot fi analizate direct cu metodele folosite în capitolele anterioare ale cărții. Este vorba de fluor, hidrogen, carbon, sulf. Conținuturile din aceste elemente variază de la urme pînă la componenți principali. Bibliografia amplă și valoroasă citează în total 57 de lucrări menționate pe specialități după capitolele respective.

În concluzie putem afirma că lucrarea prof. Köster este foarte importantă pentru că expune amănunțit metodele de analiză prin care se pot determina conținuturile componenților principali concomitent cu conținuturile în elemente secundare sau unele a căror prezență se rezumă la urme de elemente.

Valoarea cărții se întemeiază pe o vastă și profundă experiență proprie a autorului.

V. Patriciu

ERICH SCHROLL: *Analytische Geochemie (Geochemie analitică)*, Band II Grundlagen und Anwendungen (vol. II Baze și aplicații), Editura F. Enke, Stuttgart, 1976, 374 pag., 126 fig. (I.41+II.85).

Acest volum al prof. Dr. E. Schroll, de la Institutul Geotehnic al organizației federale de încercări și cercetări din Viena, cuprinde două părți: prima



parte (105 pagini, 41 figuri) constituie partea introductivă în bazele geochimiei. Astfel sîntem de acord cu autorul, care în introducerea acestui al doilea volum al lucrării sale recomandă ca pentru folosirea în condiții optime a „Chimiei analitice” studiul să înceapă cu această parte introductivă din volumul II.

În prima parte este analizat sistemul periodic al elementelor chimice. Într-un tabel sînt expuse grafic : periodicitatea volumelor atomice, a potențialelor de ionizare și a valențelor maxime. Urmează o expunere asupra bazelor fizico-chimice a reacțiilor dintre elementele chimice. Cu ajutorul unor exemple concrete este arătată comportarea diverselor elemente în stare gazoasă, vapori, topituri, soluții apoase și fiziune atomică.

Structura materiei în cristale este amănunțit expusă, după care urmează separarea izotopilor.

Capitolul care încheie prima parte se referă la răspîndirea, diferențierea și ciclul elementelor. Conține mai multe grafice interesante din care cităm reprezentarea comparativă a frecvenței elementelor cosmice cu cele terestre ; de asemenea trebuie să menționăm fig. 1.38 (pag. 87) care arăta evoluția în timp a formării zăcămintelor.

A doua parte a volumului II arată amănunțit domeniile de aplicare ale cercetărilor analitice care preocupă geochimia. Ele sînt atît de numeroase încît nu pot fi cuprinse în această recenzie. Totodată sînt deosebit de utile pentru rezolvarea celor mai multe din problemele geostiințelor.

În adevăr domeniile de aplicare ale geochimiei analitice se extind de la problemele geologiei generale, de la formarea și evoluția Terrei, de la cercetările mineralogenezei, petrogenezei și formării zăcămintelor pînă la aprovizionarea cu materii prime și la actualele preocupări asupra mediului înconjurător pe întreg globul pămîntesc, de care este legat viitorul omenirii. Datorită acestor preocupări, geochimia analitică formează baza pentru dezvoltarea unei *geochimii aplicate* și în cadrul științelor geotehnice. Rezultatele foarte valoroase obținute prin prospecțiunile geochimice pentru identificarea unor zăcăminte de substanțe utile au adus dovada neîndoielnică a faptului că geochimia analitică constituie baza pentru dezvoltarea *geochimiei aplicate* în prezentarea substanțelor minerale. Pe această cale se mărește sfera disciplinelor geotehnice.

În concluzie volumul II al lucrării prof. E. Schroll aduce o valoroasă contribuție la folosirea și progresul geostiințelor.

V. Patriciu

A. S. MARFUNIN : *Physics of Minerals and Inorganic Materials (Fizica mineralelor și materiile anorganice)*. Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1979, 340 pag, 138 fig., 50 tabele, 484 referate bibliografice.

Prima ediție a cărții a apărut în limba rusă în anul 1974. Prezenta ediție în limba engleză a fost completată și pusă la zi cu toate progresele realizate pînă în 1979 în acest domeniu, pe care autorul, Dr. Marfunin Arnold Sergeevici, de la IGEM din Moscova, îl tratează cu multă competență.



Lucrarea cuprinde opt capitole începînd cu importanța pe care o are justa aplicare a teoriei cuantelor în studiul structurii atomului și definește geochimia ca istoria naturală a atomilor pămîntului.

În continuare sînt analizate teoriile moderne asupra structurii mineralelor și a materialelor solide anorganice.

După examinarea principalelor concepții și a parametrilor legăturii chimice din punctul de vedere al spectroscopiei, se menționează absorpția optică spectrală și natura culorilor mineralelor.

Capitolul referitor la structura și legătura chimică prezintă datele introductive pentru ultimul capitol care tratează legătura chimică în mai multe clase și grupe de minerale.

Cartea în ansamblu are o importanță fundamentală pentru noile studii mineralogice și poate constitui un foarte util punct de plecare pentru cercetătorii care se dedică acestor studii.

V. Patriciu



Tehnoredactor : P. CUCIUREANU
Traducător : RUXANDRA NEGREA
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : sept. 1980. Bun de tipar : martie 1982. Tiraj : 700 ex. Hîrtie scris I A. Format 70×100/56 g. Colț de tipar : 19,5. Comanda 795. Pentru bibliotecă indicele de clasificare : 55(058).



Intreprinderea poligrafică „Informația”.
Str. Brezolanu nr. 23-25, București — România



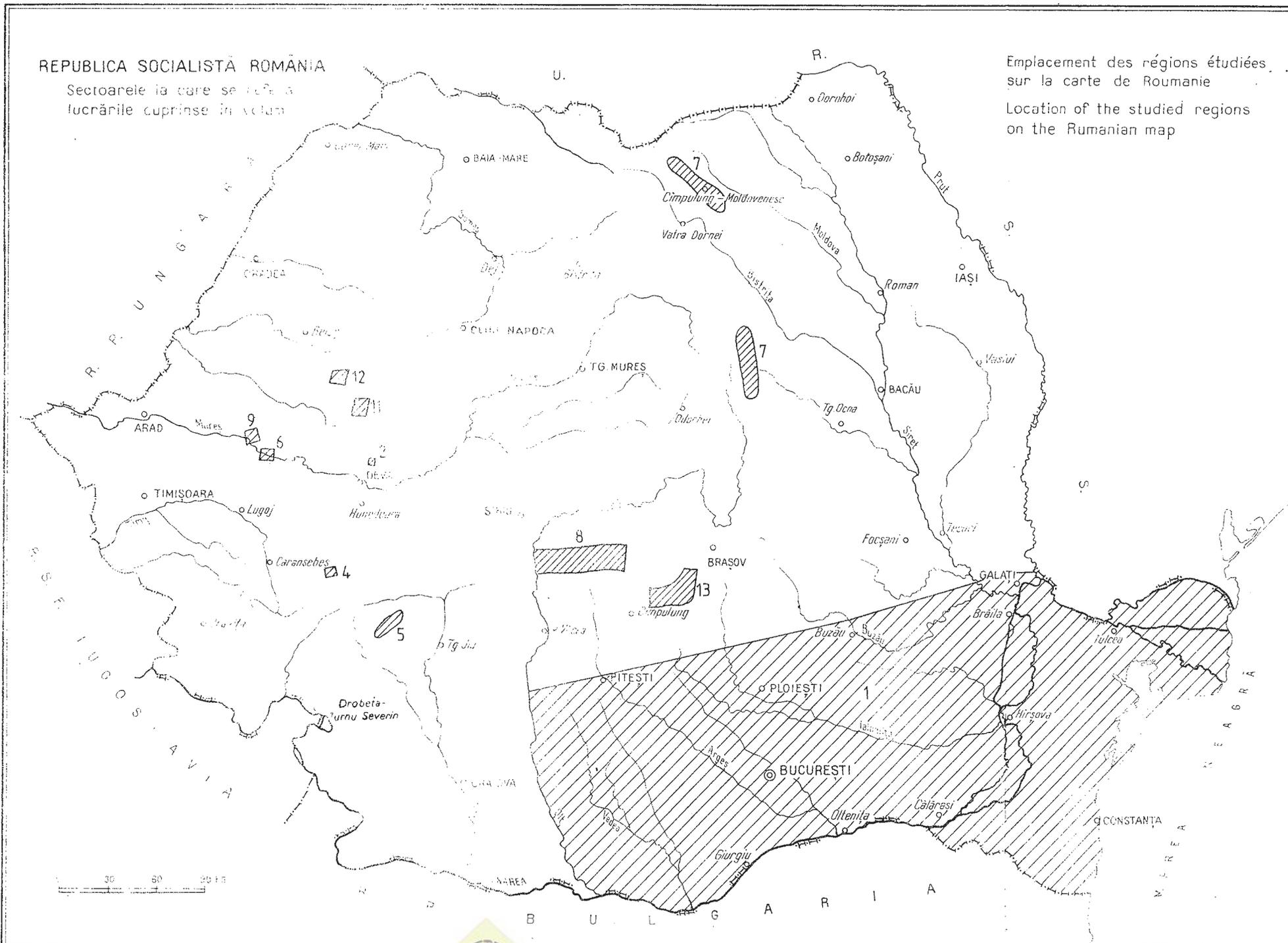
Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

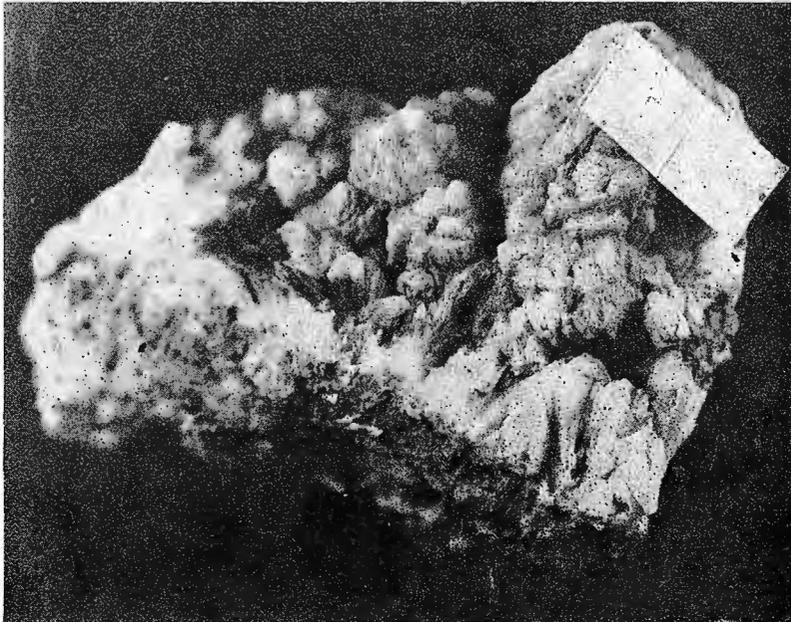
Location of the studied regions
on the Rumanian map



I. BERBELEAC et al. Stilbitul de la Valea Rea — Hărtăgani. Pl. I.



1



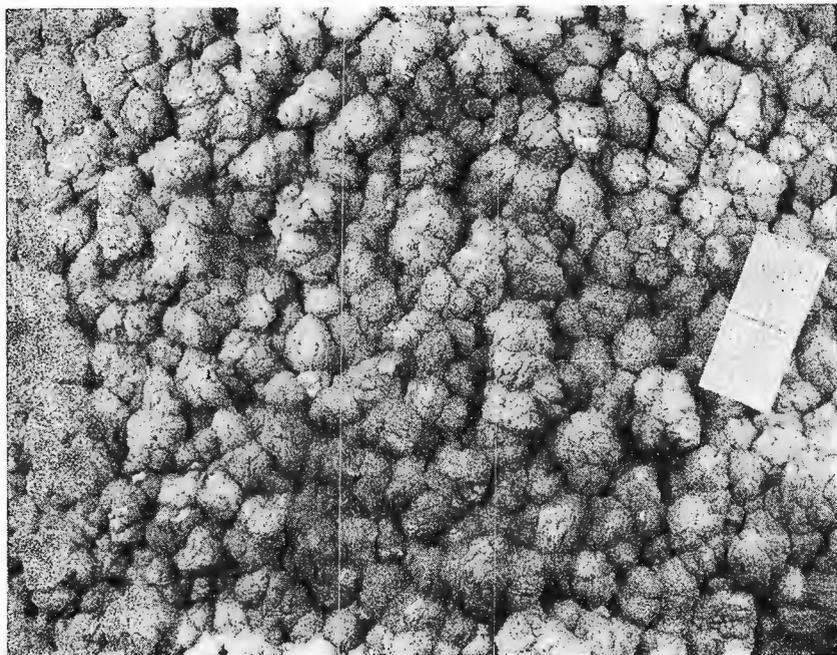
2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/1.



Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC et al. Stilbitul de la Vealea Rea — Hărtăgani. Pl. II.



1

134562



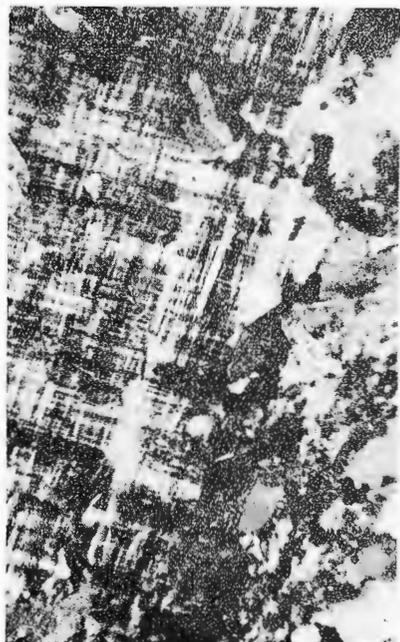
2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/1.



Institutul Geologic al României

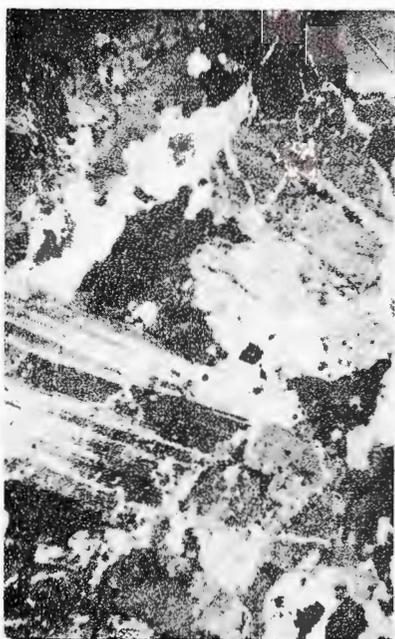
P. ANDĂR, ANCA ANDĂR. Studiul mineralogic și geochimic al granitului de Riul Șes.



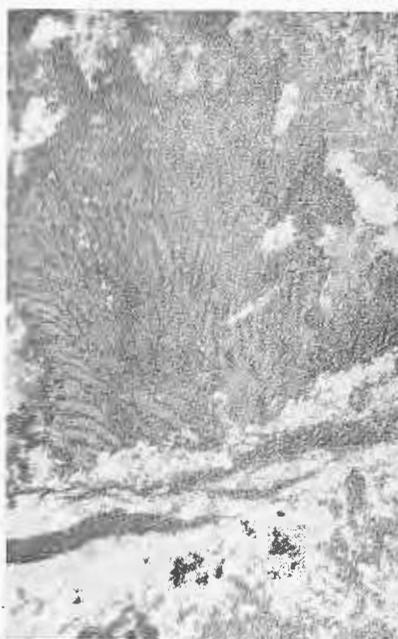
1



2



3

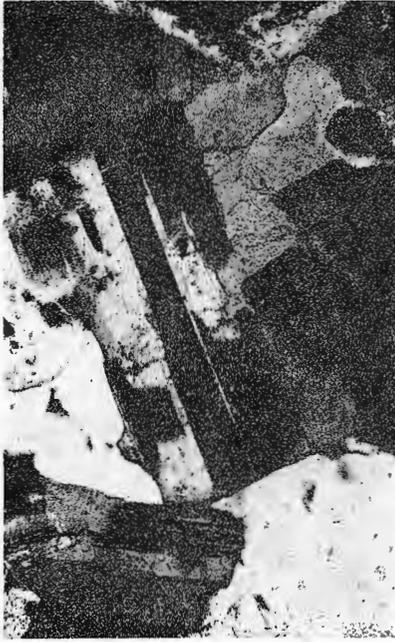


4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/1.







1



2



3

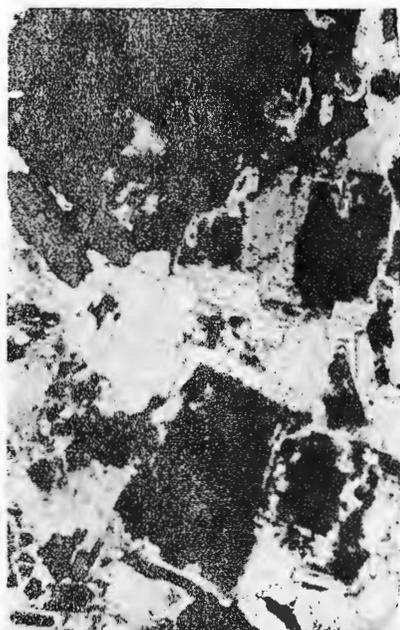


4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/1.







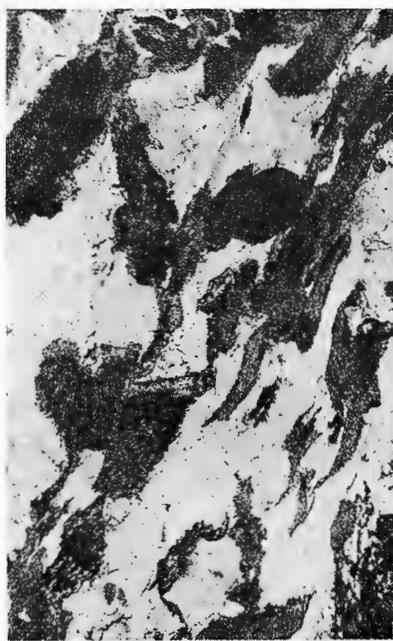
1



2

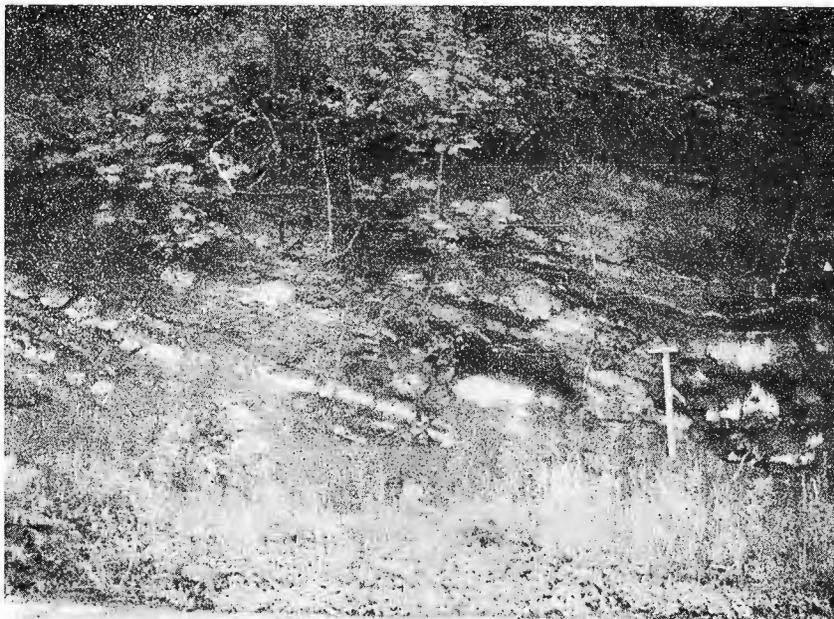


3



4

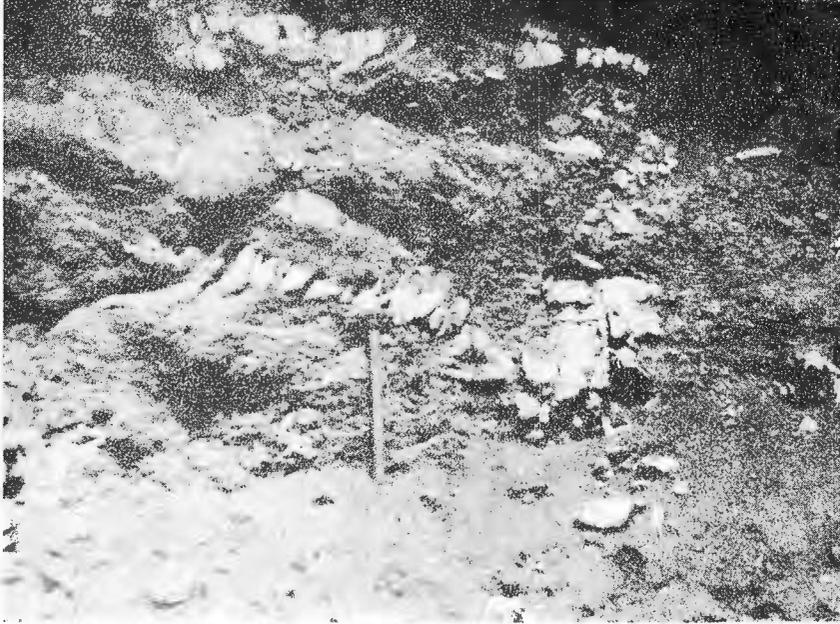




1



2



1

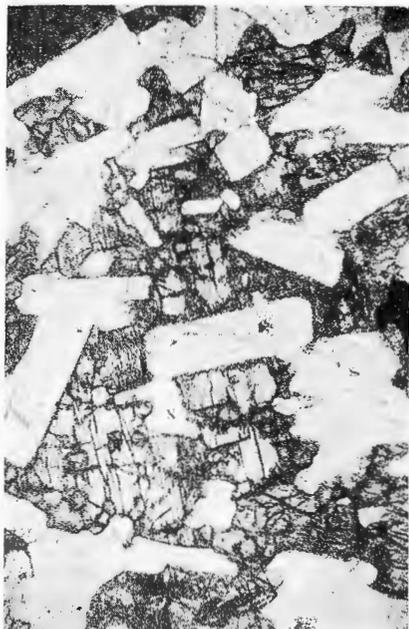


2



3

H. SAVU et al. Julița Gabbroic Body-Alpine Ophiolites of the Drocea Mountains. Pl. IV.



1



2



3



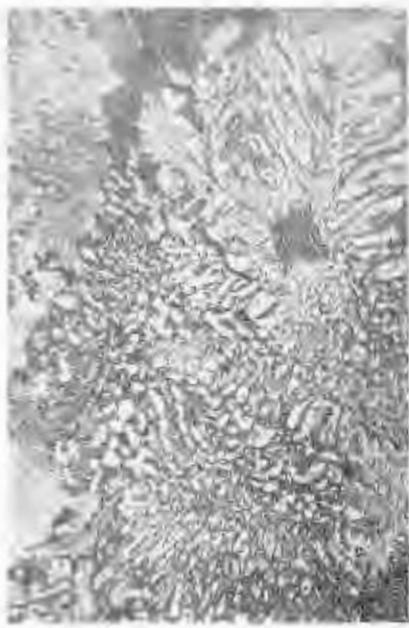
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/1.

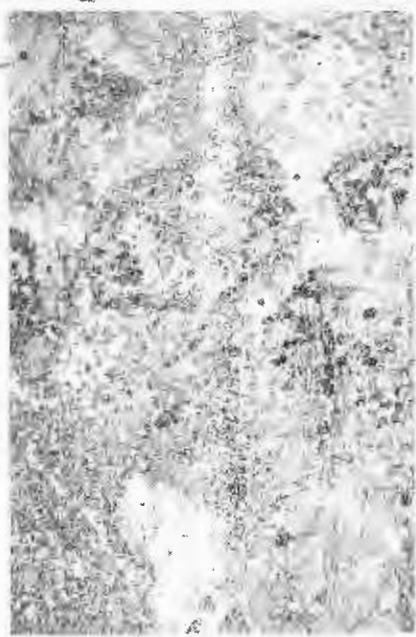


134562

H. SAVU et al. Julița Gabbroic Body-Alpine Ophiolites of the Drocea Mountains. Pl. V.



1



2



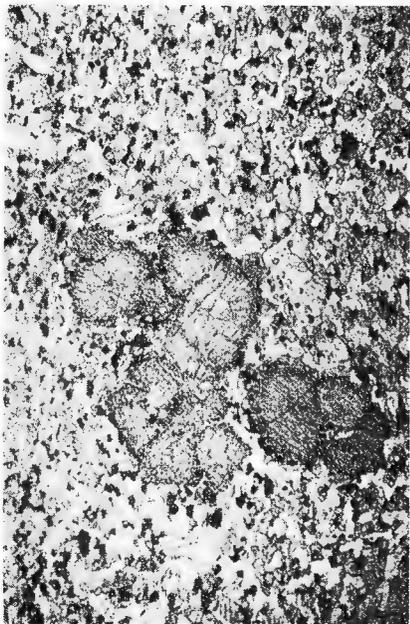
3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/1.

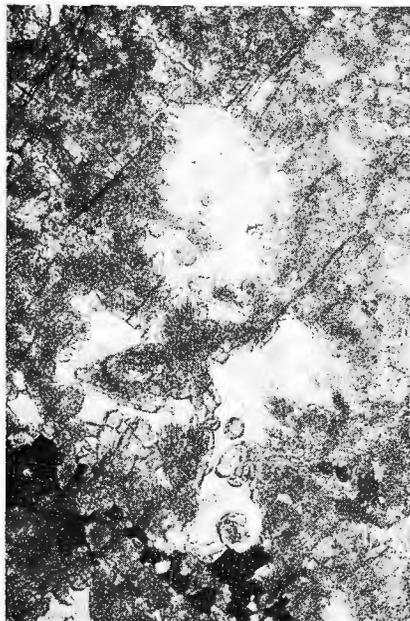


Institutul Geologic al României

H. SAVU et al. Julița Gabbroic Body-Alpine Ophiolites of the Drocea Mountains. Pl. VI.



1



2



3

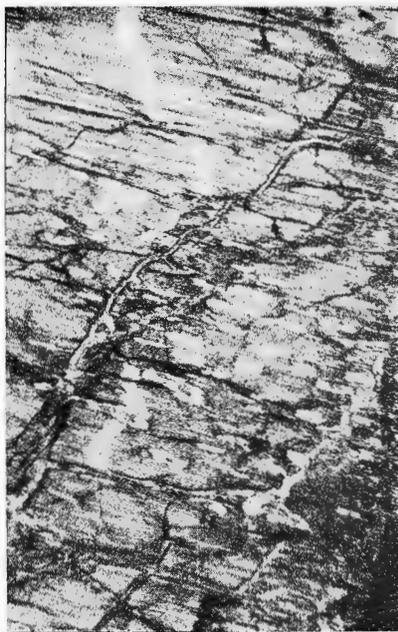
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI/1.



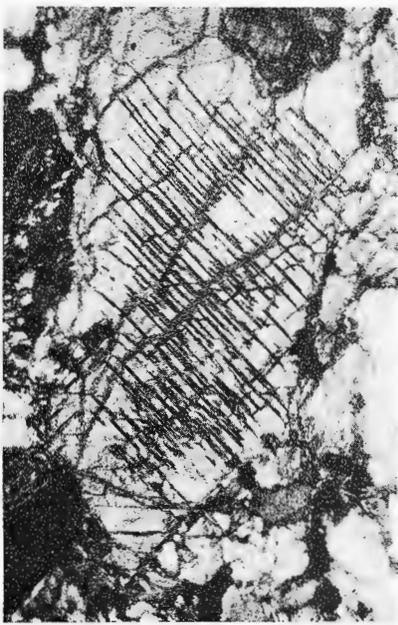
Institutul Geologic al României



DOINA RUSO-SĂNDULESCU et al. Petrochemistry of the Mesozoic Ophiolites of the Rarău-Hăghimaş Syncline.
Pl. III.



1



2



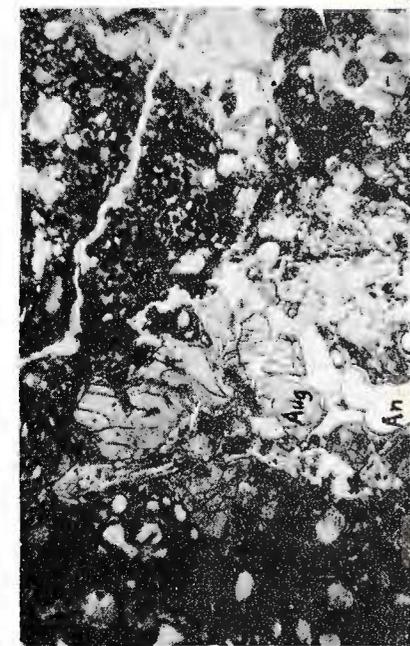
3



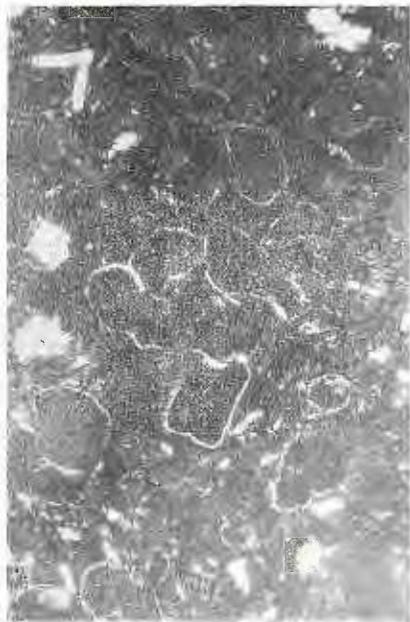
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXXVI/1.

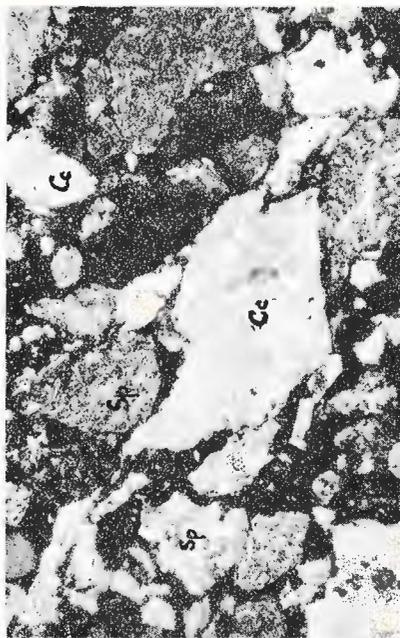




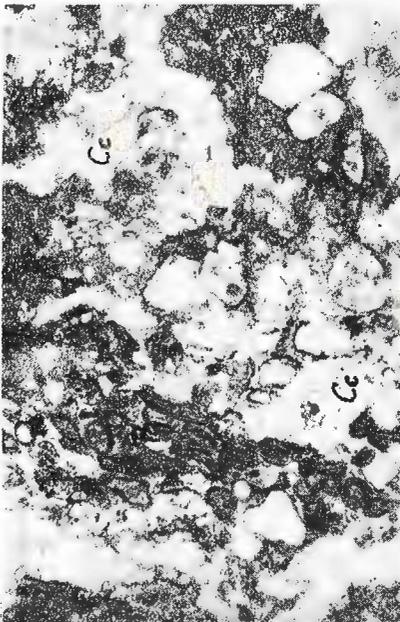
1



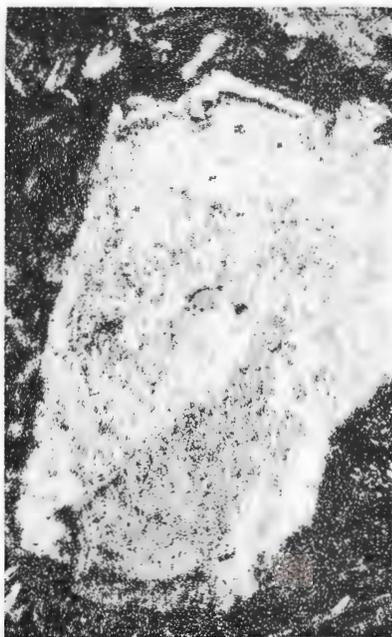
2



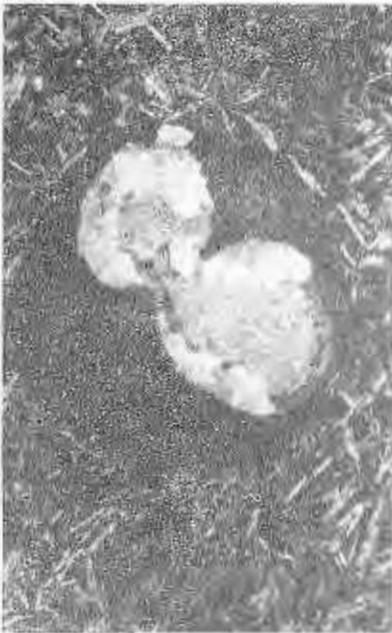
3



4



1



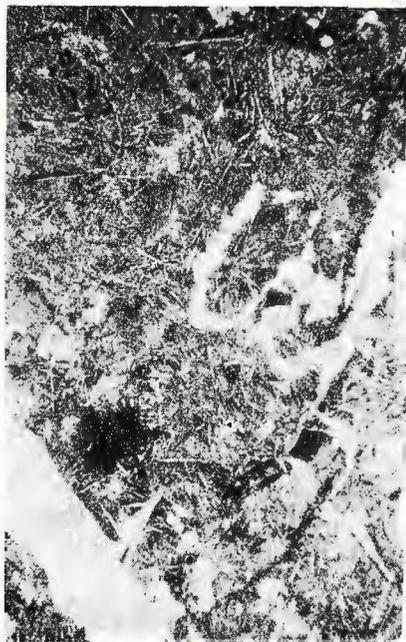
2



3



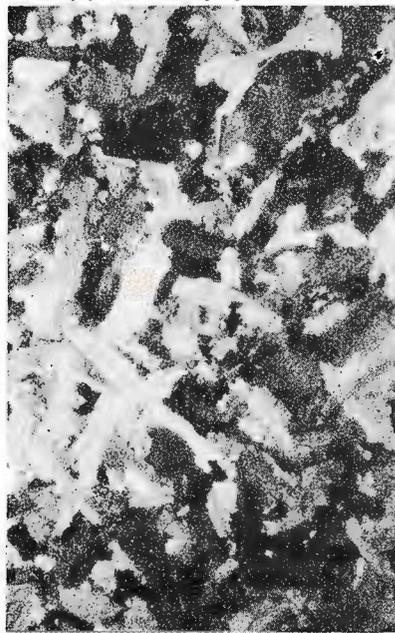
4



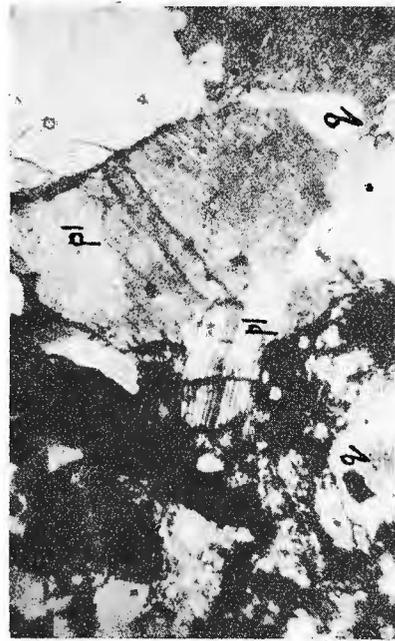
1



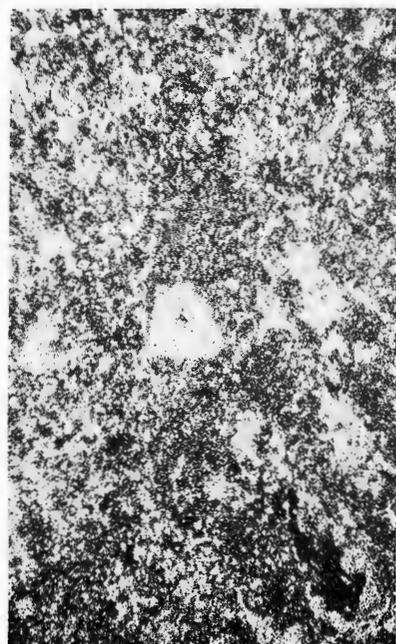
2



3



4



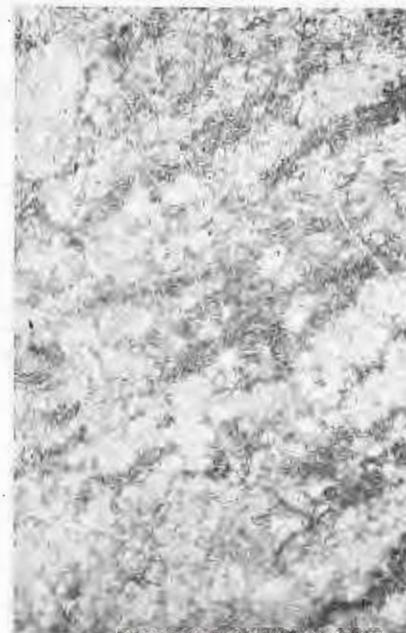
1



2



3



4



Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor)
ont été publiés le long des années dans le cadre des sui-
vantes institutions:

Institutul Geologic al României t. 1-XXXVI (1910-1952)

Comitetul Geologic t. XXXVII-LII / I (1953-1966)

Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / I (1967-1969)

Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970-1974)

Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome
LXI (1975)



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVI

1979

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României