

B. I. G.

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. LX

1972 - 1973

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

96962

BUCUREȘTI

1974



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LX
(1972—1973)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



BUCUREȘTI
1974



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINTELOR

Ședința din 18 decembrie 1972

Prezidează: D. Patrulius.

— Bleahu M. — Zone de subducție în Carpații românești (D.S. LX/5).

— Săndulescu M. — Corelarea seriilor mezozoice din sinclinalele Rarău și Hăghimaș (Carpații Orientali) (D.S. LX/5).

— Peltz S. — Unele rezultate ale forajelor structurale din munții Gurghiu (D.S. LX/5).

Ședința din 29 decembrie 1972

Prezidează: H. Savu.

— Rădulescu D. — Unele observații asupra magmatismului alpin din teritoriul carpatic (D.S. LX/5).

— Iliescu Violeta — Rezultate preliminare în studiul palino-protistologic al depozitelor pre-siluriene din fundamentul podișului moldovenesc (D.S. LX/3).

— Zincenco D., Andâr P., Andâr Anca, Volanschi Ernestina — Studiul geochimic al mineralizațiilor stratiforme din zăcămintul Burloaia¹.

Ședința din 19 ianuarie 1973

Prezidează: M. Săndulescu.

— Moisescu V., Mészáros M. — Fauna de moluște oligocene a stratelor de Hoia și Mera (NW Transilvaniei) din colecția A. Koch².

¹ Se publică în *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.*, București.

² Se publică în *Memorii XX*, București.



— Mărunțeanu Mariana — Referat asupra stratigrafiei și tectonicii formațiunilor de molasă din Bavaria. Asociațiile de foraminifere caracteristice neostatotipurilor Miocenului³.

— Marele S. — Neogenul superior de la Ilidia-Slatina-Nicolinț-Cimpia (Banatul de sud)⁴.

Ședința din 26 ianuarie 1973

Prezidează: H. Savu.

— Marinescu Fl. — Congeria subrhoideea Andrussow în Portaferrianul bazinului dacic (D.S. LX/3).

— Panin Ștefana, Tomescu Camelia — Noi contribuții la biostratigrafia depozitelor triasice din platoul Vașcău (D.S. LX/4).

— Givulescu R. — Periploca cf. graeca Linné în Pannonianul bazinului Borod (D.S. LX/3).

— Givulescu R., Jakab I. — Cîteva observații privind taxonul *Pyrolacanthus pseudosecundus* Givulescu 1971 (D.S. LX/3).

— Givulescu R. — Asupra vârstei unor floare fosile neogene din depresiunea Borodului (D.S. LX/4).

Ședința din 9 februarie 1973

Prezidează: H. Savu.

— Patrulius D., Jordan Magdalena — Asupra prezenței pogonoforului *Sabellidites cambriensis* Jan. și a „algei” *Vendotaenia antiqua* Gnil. în depozitele detritice presilurienice din Podișul Moldovenesc (D.S. LX/4).

— Andreescu I. — Observații asupra delimitării subdivizării și poziției stratigrafice a Meoșianului (D.S. LX/4).

Ședința din 23 februarie 1973

Prezidează: D. Patrulius.

— Olteanu R. — Specii noi de ostracode în Eocenul din bazinul Transilvaniei (D.S. LX/3).

— Păpaianopol I. — Fauna cu congerii din depozitele Dacianului superior de la nord de Mizil (jud. Prahova) (D.S. LX/3).

— Păpaianopol I. — Faciesurile și posibilitățile de corelare ale Pontianului superior (Bosphorian) dintre valea Cricovul Sărat și valea Tohăneasa (județul Prahova) (D.S. LX/5).

^{3 4} Nu se publică



— P a p a i a n o p o l I. — *Didaena* (*Pontalmyra*) *falconensis* sp. nov. in Dacianul superior din Muntenia (D.S. LX/3).

— N i c o r i c i E. — Minutinele badenian-superioare de la Tusa (bazinul Șimlen) (D.S. LX/3).

Ședința din 2 martie 1973

Prezidează: I. M o t a ș.

— K r ä u t n e r H., K r ä u t n e r F l o r e n t i n a — Litostratigrafia seriei de Tulgheș, din pinza de Putna, în regiunea Botuș-Breaza (Carpații Orientali) (p. 27).

— U d u b a ș a G. — Impresii dintr-o călătorie de studii în R.F.G⁵.

Ședința din 9 martie 1973

Prezidează: H. S a v u.

— D r ä g ä n e s c u A. — Sedimentare carbonatică-evaporitică, cretacic-inferioară în sectorul est-valah al platformei moesice⁶.

— P o p e s c u B. — Formațiunea gipsului inferior de la vest de Cluj. Caractere petrografice și sedimentologice⁷.

Ședința din 16 martie 1973

Prezidează: H. S a v u.

— G u r ä u A., G r i d a n T. — Contribuție la studiul relațiilor structurale dintre calcarele triasice, diabazele și porfirele cuarțifere din zona cuprinsă între valea Cortelu și dealul Pietroaiele lui Bujor (Dobrogea de Nord, județul Tulcea) (D.S. LX/5).

— D i m i t r e s c u R., C o v a l i G a b r i e l a — Notă asupra mineralogiei seriei migmatice de Codru (p. 23)

Ședința din 23 martie 1973

Prezidează: H. S a v u.

— L u p u D e n i s a — Contribuții la cunoașterea faunei de inocerami senonieni din depresiunea Roșia (Munții Apuseni de N) (D.S. LX/3).

— S t a n c u J o s e f i n a, T ä u t u E l e n a — Dasycladaceele sarmatiene din România (D.S. LX/3).

— I s t r a t e G h., T e o d o r u I. — Impresii din Antarctica⁸.

^{5, 6}, Nu se publică.

^{7, 8} Se publică în: *An. Inst. Geol. XLV*, București.



Ședința din 31 martie 1973

Prezidează: M. Săndulescu

— Savu H. — Străbătând America⁹.

— Patruș D. — Aspecte actuale ale crono și biostratigrafiei Precambrianului¹⁰.

Ședința din 13 aprilie 1973

Prezidează: H. Savu.

— Karjakin A. V. — Creșterea sensibilității prin analiza spectrală directă¹¹.

— Grădinaru E. — Asupra prezenței unor depozite ale Oxfordianului mediu (zona cu Transversarium) la Dumavățu de Jos (Dobrogea de nord)¹².

— Lubenescu Victoria, Marinescu Fl., Pavnotescu Viorica — Comentarii asupra faunei cu congerii din Bessarabianul superior de la Valea Sării (depresiunea subcarpatică a Moldovei meridionale) (D.S. LX/4).

Ședința din 20 aprilie 1973

Prezidează: H. Savu.

— Antonovici Suzana, Mihăilescu A. — Studiul variației culorii la fluorină (p. 11).

— Iancu Viorica — Considerații privind geologia formațiunilor metamorfice și a rocilor granitoide asociate din zona Vîrfului lui Stanpîriul Paltinului munții Cernei (p. 87).

— Dimitrescu R. — Notă preliminară asupra unor elemente structurale ale sisturilor cristaline din partea estică a munților Făgăraș (D.S. LX/5).

— Murariu T., Barbu Alexandrina — Considerații asupra pegmatoidelor din bazinul superior al văii Rebra (munții Rodna) (p. 109).

Ședința din 25 aprilie 1973

Prezidează: I. Moțaș.

— Szöke Amalia — Impresii dintr-o călătorie de documentare în Finlanda¹³.

^{9, 10 11 12 13} Nu se publică.



— Mărgărit Gh., Moțoi G., Predoiu I., Teucă I.
— Cercetări geologice în Republica Populară și Democratică a Yemenului¹⁴.

Ședința din 27 aprilie 1973

Prezidează: M. Săndulescu.

— Patrulius D. — Duranddelgaia și Miscia, două noi genuri de rudiști din Sononianul Pădurii Craiului (Munții Apuseni) (D.S. LX/3).

— Panin Ștefana, Patrulius D., Tomescu Camelia — Asupra prezenței unor roci jurasice în platoul Vașcău (Munții Apuseni) (D.S. LX/5).

— Gurău A., Gridan T. — Contribuții la cunoașterea microtectonicii și genezei zăcămintului de sulfuri polimetalice și de baritină de la Cortelu-Somova (Dobrogea de Nord) (D.S. LX/2).

— Stancu Josefina — Asociația de heteropode și pteropode din depresiunea Getică — județul Mehedinți (Badenian inferior) (D.S. LX/3).

— Gurău A., Gridan T., Glavațchi L., Hutini T. — Considerații structural-genetice privind zăcămintul cuprifere de la Roșia-Poieni (Munții Metaliferi) (D.S. LX/2).

— Mușat Al. I., Matei V., Cibotaru T., Brustur T., Pislaru C., Vasilescu Olimpia — Considerații asupra unor mineralizații de sulfuri polimetalice hidrotermale din împrejurimile localității Pojorita (Carpații Orientali) (D.S. LX/2).

Ședința din 2 mai 1973

Prezidează: H. Savu.

— Petraschek W. — Metalogeneza aplino-mediteraneană în lumina tectonicii în plăci¹⁵.

Ședința din 4 mai 1973

Prezidează: H. Savu.

— Mureșan M., Ioneică Magdalena, Tănăsescu Anca — Asupra prezenței metamorfitelor caledoniene în zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali (seria de Dâmuc) (D.S. LX/5).

^{14 15} Nu se publică.



— Szasz L. — Poziția stratigrafică a „gresilor și conglomeratelor de Prislop” în estul bazinului Borșa și unele considerații asupra Neocretaciului din Maramureș și munții Bîrgăului (D.S. LX/5).

— Popa Gh. N. — Stratigrafia, tectonica și perspectivele economice ale seriei de Tulgheș în extinderea zăcămintului Bălan (perimetrul Șipos-Beleina) (D.S. LX/2).

— Jakab G., Zoltán P. — Studiul geochimic al șisturilor epimetamorfice din seria de Tulgheș, zona Gheorghieni (p. 159).

Ședința din 16 mai 1973

Prezidează : M. Săndulescu.

— Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța — Petrologia și geochimia migmatitelor arteritice din autohtonul danubian (Carpații Meridionali) (p. 123).

— Zlatarova-Țop Lozana, Mureșan M. — Caracterile petrochimice ale calcarelor marmoreene de la Ruschița (masivul Poiana Ruscă) (p. 143).

— Iordan Magdalena — Studiul faunei devonian-inferioare din dealurile Bujoarelor (unitatea de Măcin — Dobrogea de N) (D.S. LX/3).

— Szasz L. — Pseudoxybeloceras quadrinodosum (Jimbo) (Ammonoidea) în Campanianul superior de la Ponor (zona Pui, Carpații Meridionali) (D.S. LX/3).

— Szasz L. — Notă asupra unor inocerami santonian-campanieni din bazinul văii Ajmarul Mare (estul bazinului Borșa, Maramureș) (D.S. LX/3).

Ședința din 19 mai 1973

Prezidează : I. Moțaș.

— Patrulius D., Iosof V. — Notă asupra a două noi tipuri de bauxite din Munții Apuseeni (D.S. LX/2).

— Avram E. — Egoianiceras, nou subgen al genului Colombiceras Spath, 1923 (Ammonitina) (D.S. LX/3).

— Bulgăreanu V. — Considerații limnogeologice asupra unui nou lac pelogen ; lacul Nebunu (Periprava, Delta Dunării)¹⁶.

¹⁶ Se publică în *St. tehn. econ.* E 12, București.



— Ionesi Bica, Chintăuan I. — Studiul ostracodelor din depozitele bugloviene de pe Platforma Moldovenească (între valea Siretului și valea Sucevei) (D.S. LX/4).

Ședința din 23 mai 1973

Prezidează: M. Săndulescu.

— Mureșan M., Zlatarova-Țop Lozana, Pitulea Gh. — Caracterile petrochimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din cristalinel de Ielova (zona Camenița-Urda Mare din Banatul de SW) (p. 53).

— Antonescu E. — Date palinostratigrafice asupra depozitelor cretacice din regiunea Galda de Sus-Poiana Aiudului (Munții Metaiferi) (D.S. LX/4).

— Szasz L., Lăcătușu A. — Contribuții la studiul amoniților din Neocretacicul bazinului Babadag (Dobrogea de N) (D.S. LX/3).

— Avram E. — Poziția și valoarea taxonomică a grupului „Berriasella” richteki (Opper) (D.S. LX/3).

Ședința din 25 mai 1973

Prezidează: M. Săndulescu.

— Năstăseanu S. — Privire de ansamblu asupra Paleozoicului din autohtonul danubian al Carpaților Meridionali¹².

— Mărunțeanu Mariana — Notă preliminară asupra stratigrafiei molasei miocene din regiunea Helegiu-Poiana-Orașul Gh. Gheorghiu-Dej (D.S. LX/4).

— Manea Al. Z., Covaci Stana, Samoilă I. — Mineralizațiile legate de masivul intrusiv banatic de la Budureasa (D.S. LX/2).

Ședința din 30 mai 1973

Prezidează: M. Săndulescu.

— Ștefan R., Cosma S., Cristescu T. — Structura Poieni-Roșia Montană. Caracterizare petrografică, structurală și metalogenetică (D.S. LX/2).

— Visarion Adina, Solomon I. — Asupra prezenței Cambrianului epimetamorfic în munții Retezat (Carpații Meridionali) (D.S. LX/4).

¹² Se publică în *An. Inst. Geol.* XLV, București.



— Lubenescu Victoria, Corobea Constanța, Cornea Cornelia — Considerații asupra vârstei unor complexe gipsifere din Miocenul din Moldova (valea Bistriței-valea Cașinului) (D.S. LX/4).

— Gheorghian M. — Considerații asupra genului *Hidina* (ordinul Foraminiferida Eichwald, 1830) (D.S. LX/3).

Ședința din 7 iunie 1973

Prezidează: C. Pandelescu.

— Oprescu Angela, Borcea Maria, Mitu Sabina — Considerații la studiul posibilităților de preparare a unui minereu complex din Carpații Meridionali¹⁸.

— Dumitrescu Maria, Georgescu B., Drăgulescu Adela, Bălășescu Ecaterina, Mitu Sabina — Cercetări privind posibilitățile de preparare a minereului aurifer din bazinul Lotrului¹⁹.

— Pandelescu C., Polici Georgeta, Drăgulescu Adela, Mitu Sabina — Cercetări de preparare asupra unui minereu cu impregnații de sulfuri neferoase din zona nordică a Dobrogei²⁰.

— Georgescu B., Oprescu Angela, Dumitrescu Maria, Borcea Maria, Bălășescu Ecaterina, Pop Mihaela — Cercetări privind posibilitățile de preparare a unui minereu piritos auro-argentifer cu conținut ridicat de mispichel din munții Banatului²¹.

— Georgescu B., Dumitrescu Maria, Drăgulescu Adela, Pop Mihaela — Cercetări privind posibilitățile de valorificare a unei roci feldspatice din munții Paring²².

— Polici Georgeta, Drăgulescu Adela, Mitu Sabina — Cercetări privind prepararea unor minereuri de sulfuri polimetalice din partea de nord a Munților Apuseni²³.

— Georgescu B., Ene I., Borcea Maria — Cercetări privind posibilitățile introducerii în circuitul economic, ca surse de gips, a unor roci cu conținut scăzut de gips²⁴.

— Georgescu B., Dumitrescu Maria, Drăgulescu Adela, Niculescu Ana, Pop Mihaela — Cercetări privind posibilitățile de valorificare a unor roci feldspatice din munții Lotrului²⁵.

¹⁸, ¹⁹, ²⁰, ²¹, ²², ²³, ²⁴ Se publică în *St. tehn. econ.* B 50, București.

²⁵ Se publică în *St. tehn. econ.* B 50, București.



STUDIUL VARIATIEI CULORII LA FLUORINĂ¹

DE

SUZANA ANTONOVICI², ANGHEL MIHĂILESCU³

Abstract

Study relating to the variation of colour of fluorine. This paper deals with a study of the colour of fluorine. The samples are proceeding from various ore deposits both in Romania (Herja, Capnic, Moldova Nouă) and abroad (Germany — Wölfsendorf, Freiberg, Stolberg, Rabenstein, Gersdorf, Schlagenswald, Altenberg, Bergheim, Steinbruch, Sriedgau, Breisgau; England — Cumberland, Cornwall, Weardale; Czechoslovakia — Marienberg Zinnwald; Austria — Sarntal, Steiermark, Stomiza; Australia — Westmoreland) and are found in the Collection of the Geological Institute from Bucharest. The researches were generally focused (owing to the semiquantitative spectral chemical analyses) on the detecting of some chemical trace elements (Cu, Pb, Zn, Ag, Sn, Cd, Bi, Ni, Co, Ge, V, W, Sb, Cr, Mn, As, Mo, Ba, Hg, B, Be) which may influence the colour of fluorine. There has been analysed a number of 25 samples of diversely coloured fluorine in whose composition chemical elements were detected; relying on them a correlation between the colour of fluorine and their presence could be established.

În colecția de minerale a Institutului Geologic există o serie de eșantioane de fluorină, care se prezintă într-o varietate bogată de culori. În studiul de față ne-am propus să aducem câteva contribuții la stabilirea naturii colorației fluorinei pusă pe seama unor elemente cromofore, prezente atât în compoziția ei chimică cât și în incluziuni.

Istoric. Lucrări speciale asupra fluorinei sau asupra colorației acestui mineral au apărut destul de puține. De cele mai multe ori fluorina

¹ Comunicare în ședința din 20 aprilie 1973.

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

³ Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni pentru substanțe minerale solide, Str. Caransebeș, nr. 1, București.



este studiată ca un mineral ce apare în paragenză cu alte minerale. Lucrările în care am găsit amintite și unele date asupra fluorinei sînt: Preuss, Ziehr (1966), care într-o lucrare asupra filoanelor hidrotermale din Oberpfalz descrie sumar și unele apariții de fluorină: Schulze, Kirchmayer (1966), într-o lucrare din zona zăcămintului Wölsendorf, în care se dau rezultatele cercetărilor tectonice, este amintită și fluorina ca un mineral ce se găsește în asociația minerului din acest zăcămint; Kati (1967) face unele considerații sumare asupra fluorinei și baritinei din zona Permbledhje; Amigo, Altaba (1966) prezintă rezultatele unor cercetări în legătură cu structura zăcămintului de la Gerona; Meloux (1968); Hübner (1968); Čadek, Malkovskii (1966). Rădulescu, Dimitrescu (1966) în „Mineralogia topografică a României” fac unele considerații asupra originii fluorinei la noi în țară și indică localitățile în care ea apare în legătură cu alte minerale.

Studiul mineralului. Fluorina, CaF_2 , cristalizată în sistemul cubic, clasa hexachisocaedrică, se întâlnește de obicei sub formă de cristale cubice, bine dezvoltate și mai rar sub formă de cristale octaedrice și dodecaedrice. Formele întîlnite sînt: (100); (111); (110) și mai rar (210) și (421). Fețele de cub sînt de obicei netede și mai rar striate paralel cu cele patru muchii sau formează un desen de parchet. Cristale octaedrice și dodecaedrice am întîlnit la unele eșantioane de fluorină din zăcămintul Striegau și se prezintă de obicei sub formă de cristale izolate, nemaclate. Sub aceeași formă se prezintă și cristalele de fluorină de la St. Gothard și la noi în țară de la Moldova Nouă. Unele cristale de fluorină de la Cornwall sînt octaedrice și dodecaedrice. De asemenea cele din zăcămintele Marienberg, Baveno, Westmoreland.

Materialul pe care l-am avut la dispoziție pentru studiu provine atît din zăcămintele din România (Herja, Capnic, Moldova Nouă) cît și din zăcămintele din alte țări: Germania (Wölsendorf, Freiberg, Stolberg, Rabenstein, Gersdorf, Schlagenwald, Altenberg, Bergheim, Steinbruch, Striegau, Breisgau); Anglia (Cumberland, Cornwall, Weardale); Cehoslovacia (Marienberg, Zinnwald); Austria (Sarnthal, Steiermark); Australia (Westmoreland) și sînt înregistrate la colecția Institutului Geologic cu nr. 20598 — 20744.

Cristalele de fluorină apar foarte rar izolate, de obicei ele sînt grupate unele lângă altele, unele peste altele, în șiruri ca foile unei cărți, sub formă de parchet, unele lângă altele în diverse poziții și întretăindu-se sub diverse unghiuri. Cristalele de fluorină pe care le-am studiat au dimensiuni ce variază în limite destul de largi (între 1 mm și 7 cm). Uneori



au fost scoase din mineralele cu care se află în parageneză cristale izolate de fluorină. De multe ori pe o masă amorfă de fluorină se găsesc depuse răspândit cristale de fluorină. Depuse în mai multe generații cristalele sînt de obicei mai mari în ultima generație și ajung la dimensiuni foarte mici la fluorina din prima generație sau chiar la un mineral amorf.

Parageneza. Fluorina studiată de noi provine din zăcămintele de sulfuri polimetalice, în care ea se găsește asociată cu acestea. Aparține de obicei tipului de filoane hidrotermale cu Pb, Zn, Cu etc. și o întîlnim în următoarea parageneză :

fluorină, cuarț (Wölsendorf);

fluorină și baritină depuse pe sulfuri complexe (pirită, calcopirită, marcasită) — Freiberg;

fluorină cu cuarț și calcit (Baveno);

fluorină cu baritină și calcit (Marionberg);

fluorină, baritină, oxizi de fier (Stolberg);

fluorină, cuarț, pirită (Weardale);

fluorină, blendă (Steiermark).

În țara noastră fluorina este prezentă în mod accesoriu și pe diaclaze în roci eruptive de vîrstă permiană (Turcoaia, Cîrjelari, Hamcoarea, Somoava); ea gangă în mineralizații legate de lamprofire mezozoice (Tulgheș); ea gangă în filoanele cu mineralizații de pirită, calcopirită, galenă, în sisturi cristaline (Moldova Nouă, Sasca, Oravița, Băița-Bihor); în mineralizații hidrotermale (Ilba, Baia Sprie, Capnic, Herja, Rodna Veche, Deva) împreună cu cuarț, galenă, pirită, calcopirită, tetraedrit, blendă, calcit uneori și rodonit și rodocrozit (Rădulescu, Dimitrescu, 1966).

Culoarea mineralului. Culoarea cristalelor de fluorină diferă foarte mult, cristalele avînd cele mai diferite culori și intensități. Astfel sînt :

alb-alb gălbui-galben de miere-portocaliu (Münstertal);

alb-alb verzui-verde din ce în ce mai închis pînă la verde-negricios-negru (Cornwall, Cumberland);

alb-alb violaceu-violet deschis-violet închis aproape negru (Striegau);

alb-alb albastrui-albastru-deschis-albastru-inchis (Baden);

alb-alb rozaceu-roz-roșu (St. Gorthard);

alb-alb cenușiu-cenușiu pînă la negru (Freiberg).

Cristalele de fluorină de pe un eșantion pot avea : aceeași culoare de un singur ton (verde, roșu etc. ...) — Westmoreland; aceeași culoare



dar în toată gama de tonuri de la deschis pînă la închis (alb-violaceu-violet) — St. Gothard; cristalele de diverse tonuri pot fi răspîndite în mod neregulat pe o masă amorfă de fluorină sau pot fi aranjate zonar. Pe un singur eşantion cristale de culori diferite pot fi răspîndite neregulat, unele peste altele, unele lingă altele sau zonar, un grup de cristale de o anumită culoare fiind așezate în mijloc, apoi acesta înconjurat de mai multe grupuri de diverse culori. O situație mai deosebită am întîlnit la fluorina depusă în mai multe generații decît două, fiecare generație avînd altă culoare. Ex. peste cristale de fluorină de culoare violetă se suprapun cristale verzui apoi galbene-violacee pînă la violete-intens (Schwarzenberg). Inițial aceste generații au fost despărțite prin intercalații de sulfuri, orientate perpendicular pe suprafețele cubice. Mai tîrziu, după ce aceste sulfuri au fost dizolvate în parte, s-a ajuns în situația ca mai multe generații de fluorină să fie una lingă alta fără a mai fi despărțite de alte elemente.

E l e m e n t e m i n o r e. Studiul elementelor minore a fost făcut în scopul detectării elementelor care ar putea influența într-o oarecare măsură colorația fluorinei, presupunînd că incluziunile sînt unul din factorii ce determină acest lucru.

Pentru determinarea elementelor minore s-au făcut analize spectrale semicantitative, pe 25 probe de fluorină. Materialul ales pentru analize a constat din cristale pure de fluorină ce au fost alese din eşantioanele existente. Cantitatea de material folosit pentru o analiză a fost de 30—60 mg material, ce provine din zăcămintele: Wölsendorf, Freiberg, Rabenstein, Steinbruch, Striegau, Schwarzenberg, Breisgau, Marienberg, Cumberland, Cornwall, Wcardale, Derbyschire, Stomiza, Capnic. Rezultatele analizelor au fost date în p.p.m. și sînt prezentate într-un tabel, în care sînt evidențiate următoarele elemente: Cu, Pb, Zn, Ag, Sn, Cd, Bi, Ge, As, Sb, Mn, Be, Ba, B, Ni. Au mai fost cercetate și alte elemente (V, W, Mo) a căror prezență nu s-a constatat (se poate presupune că aceste elemente sînt prezente însă din cauza limitei inferioare de sensibilitate a analizei spectrale n-au fost detectate). În ceea ce privește conținuturile elementelor detectate ele oscilează între următoarele limite de concentrație: Cu—este prezent în toate probele de fluorină analizate de noi, conținutul lui variînd între 3-200 p.p.m., cu excepția unei probe în care el este de 1000 p.p.m. (zăcămintul Stomiza) (pl. a). Se observă că cel mai scăzut conținut îl au probele de fluorină colorate în verde (3-10 p.p.m. — zăcămintele Cornwall și Cumberland); la cele violete el variază între 3-100 p.p.m. (zăcămintele Capnic și Derbyschire); la cele galbene între 3-150 p.p.m. (zăcămintul Wölsendorf); între 60-200 p.p.m.



Nr. probei	Cu	Pb	Zn	Ag	Sn	Cd	Bi	Ni	Co	Gc	V	W	Sb	Cr	Mn	As	Mo	Da	IIg	R	Re
Fluorină galbenă	150	150 sld	sld	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	50	—	—	—	—	300
20598	<3	<3 sld	—	u	—	20	—	—	—	—	—	—	30	—	400	—	—	—	—	—	1000-3000
20599	70	60 sld	sld	u	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	100	—	—	—	—	300-1000
20600	10	150	—	u	—	—	—	—	—	—	—	—	20	—	30	—	—	—	100-200	—	300-1000
20601	100	200	150	1	—	u	—	—	—	—	—	—	40	—	50	—	—	—	100-200	—	1000-3000
20602	<3	80 sld	sld	u	—	—	—	—	—	—	—	—	15	—	200	—	—	—	—	—	300-1000
20603	10	50 sld	sld	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	—	—	—	—	—	300-1000
20612	10	90	sld	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	—	1000-3000
Fluorină verde	10	<3	—	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<20	—	—	—	—	—	300
20632	<3	40	—	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	150	—	—	—	—	—	100-300
20643	<3	<3	—	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30-100
20645	<3	<3	—	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20647	<3	<3	—	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20649	<3	3 sld	sld	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	—	—	—	—	—	—
20649	3-10	30 sld	sld	u	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20650	1000	750	>3000	7	10	u	—	—	—	—	—	—	—	—	400	—	—	—	—	—	—
20664	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fluorină cenușie	70	100	sld	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	—	—	—	—	—	30-100
20604	200	100	—	2	—	—	—	10	50	—	—	—	—	30	—	—	—	—	—	—	500
20608	100	500	sld	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	100	30	—	—	—	—	—	—	30-100
20610	200	700	sld	5	—	—	—	—	—	—	—	—	80	30	—	—	—	—	—	—	300-1000
20618	75	300	sld	1	—	—	—	—	—	—	—	—	50	20	—	—	—	—	—	—	300-1000
20620	60	200	sld	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	50	50	—	—	—	—	—	—	300-1000
20626	200	200	100	1	—	—	—	—	—	—	—	—	50	30	—	—	—	—	—	—	300-1000
20652	<3	<3	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	300
Fluorină violetă	<3	<3	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20640	<3	200	—	0,8	n	40	—	—	—	—	—	—	—	—	>3000	—	—	—	—	—	100
20654	100	>3000	sld	8	u	40	—	—	—	—	—	—	10	—	1000	—	—	—	—	—	1000
20682	50	100	>3000	100	u	100	—	—	—	—	—	—	60	—	>3000	—	—	—	—	—	>3000
20683	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1000

Probele : 20598, 20599, 20600, 20601, 20602, 20603, 20604, 20608, 20610 (zăcămintul Welsendorf); 20612 (zăcămintul Freiberg); 20632 (zăcămintul Schwarzenberg); 20643 (zăcămintul Breisgau); 20618 (zăcămintul Fabenstein); 20626 (zăcămintul Steinbruch); 20649 (zăcămintul Striegan); 20664 (zăcămintul Slomiza); 20645, 20647 (zăcămintul Cumberland); 20649, 20650 (zăcămintul Cornwall); 20652 (zăcămintul Weardale); 20654 (zăcămintul Derbyshire); 20620 (zăcămintul Marienberg); 20682, 20683 (zăcămintul Capnic).

la fluorinele de culoare cenușie negricioasă-neagră (zăcămintele Rabenstein și Steinbruch). Pb — conținutul în plumb este destul de ridicat el fiind cuprins între 100-3000 p.p.m. la fluorina de culoare violetă (zăcămintul Capnic); 30-750 p.p.m. (cu câteva excepții) la fluorina verde (zăcămintul Cumberland); la cea galbenă între 50-200 p.p.m. (zăcămintul Wölsendorf) și între 100-700 p.p.m. la fluorina de culoare neagră (zăcămintul Steinbruch) (pl., b). Zn — în majoritatea probelor analizate este sub limita detectabilă sau lipsește, excepție făcând două probe în care conținutul este ridicat (3000 p.p.m.); (pl., c) aceste probe fiind luate din fluorină de culoare verde (zăcămintul Stomiza) și violetă (zăcămintul Capnic). Ag (pl., d) — acest element este semnalat aproape în toate probele de fluorină analizate, conținutul de argint existând sub formă de urme sau cuprins între 0,3-10 p.p.m. Într-o singură probă, în fluorină de culoare violetă s-a înregistrat un conținut de 100 p.p.m. (zăcămintul Capnic). Mn — este un element prezent aproape în toate probele examinate, el având cel mai constant conținut în fluorina de culoare cenușie negricioasă (30-50 p.p.m. zăcămintul Steinbruch) (pl. e) variind între 20-100 p.p.m. la fluorina de culoare galbenă și verde și fiind destul de ridicat la fluorina de culoare violetă (1000-3000 p.p.m.). Be — este un element cu conținut ridicat (pl., g) și care se găsește în toate probele analizate cu excepția a 6. Conținutul lui variază între 100-300 p.p.m. la fluorina verde, între 100-1000 p.p.m. la fluorina de culoare cenușie-neagră, între 1000-3000 p.p.m. (cu o excepție) la cea violetă și fiind destul de ridicat la fluorina de culoare galbenă (1000-3000 p.p.m. exceptând o singură probă la care conținutul este de 300 p.p.m. Sb — este prezent în jumătate din probele analizate, acestea fiind majoritatea din fluorină de culoare neagră. Conținutul lui în aceste eșantioane este de 50-100 p.p.m. (pl., f). Prezența lui a fost semnalată de asemenea dar în cantitate mai mică în cristalele de fluorină de culoare violetă precum și în cele de culoare galbenă (20-40 p.p.m.), el lipsind în fluorina de culoare verde. Prezența bariului a fost semnalată numai în 4 probe din cele analizate, la 2 din ele fiind detectat sub formă de „urme” iar la celelalte 2 conținuturile fiind de 1000 p.p.m. Celelalte elemente prezintă conținuturi mici și care variază astfel: Cd de la „urme” la 100 p.p.m. în fluorina de culoare violacee; Sn de la „urme” la 10 p.p.m. în fluorina cenușie; Ni (10-30 p.p.m.) prezent numai în 2 probe la cristale de fluorină de culoare cenușie închisă-neagră; Co (50 p.p.m.), detectat la o singură probă ce aparține fluorinei de culoare neagră; Ge (10 p.p.m.) prezent într-o probă de culoare violacee; Bi (de la „urme” la 10 p.p.m.), detectat în 2 probe de culoare cenușie închisă-neagră. Prezența celorlalte elemente nu a fost detectată în eșantioanele de fluorină analizate de noi.

Cauza căreia se datorește colorația fluorinei nu este cunoscută precis. Putem preciza totuși anumiți factori care au determinat cel puțin în parte varietatea mare de culori cit și de intensități pe care o prezintă acest mineral.

Colorația datorită incluziunilor de minerale. Cercetarea rezultatelor obținute din determinarea elementelor minore folosindu-ne de metoda analizelor spectrale semicantitative, ne-a condus la anumite concluzii în ceea ce privește elementele cromofore care ar influența colorația fluorinei. Incluziunile de minerale mai ales sulfurile complexe care conțin elementele Cu, Pb, Zn în concentrații de 100–200 p.p.m., dau culoarea cenușie, cenușie-negricioasă a fluorinei (ex. zăcămintele Steinbruch și Rabenstein-Germania) (fig. 1). De asemenea probele de fluorină de culoare cenușie arată că și prezența argintului în cantitate ≥ 1 p.p.m. influențează această culoare. Uneori cristalele de fluorină cenușie au reflexe violacee, reflexe date de prezența manganului în concentrații de 30–100 p.p.m. (ex. zăcămintul Weardale). La cristalele de fluorină la care se observă o schimbare zonară a culorii fluorinei de la interior la exterior (ex. fluorină cenușie cu o zonă exterioară roșiatică) se poate da aceeași explicație, culoarea cenușie fiind pusă pe seama sulfurilor iar cea roșiatică pe cea a incluziunilor de oxizi de fier.

Culoarea verde a fluorinei se presupune că s-ar datora prezenței berilului în cantitate de 30–300 p.p.m. și a conținutului mic aproape de limita inferioară a unor elemente din sulfuri (ex. zăcămintul Cumberland). De asemenea unii autori (Bill, 1967) pun colorația verde a fluorinei pe seama elementului samariu, care ar fi prezent în acest mineral.

Culoarea violetă a fluorinei este dată de concentrațiile ridicate de mangan care sînt de 3000 p.p.m. în aceste cristale. (zăcămintele Capric și Derbyschire).

Prezența celorlalte elemente cum ar fi Pb, Zn, Cu, Ag este dată prin concentrații mici (2–100 p.p.m.).

Culoarea galbenă la fluorină poate fi pusă pe seama berilului în concentrații ridicate (300–3000 p.p.m. — zăcămintul Wölsendorf) (fig. 2). Datele bibliografice (Bill, 1967) indică pe lângă elementele minore și unele pămînturi rare (europiu și gadolinu), care ar influența și chiar determina colorația fluorinei în galben.

Unii autori (Riedel, 1954) pun colorația fluorinei și pe seama radioactivității. Uneori în constituția stratiformă a fluorinei ritmul poate fi condiționat fie prin oscilarea intensității materialului radioactiv venit, fie prin viteza oscilatorie a cristalizării fluorinei pînă la zero. Benzile



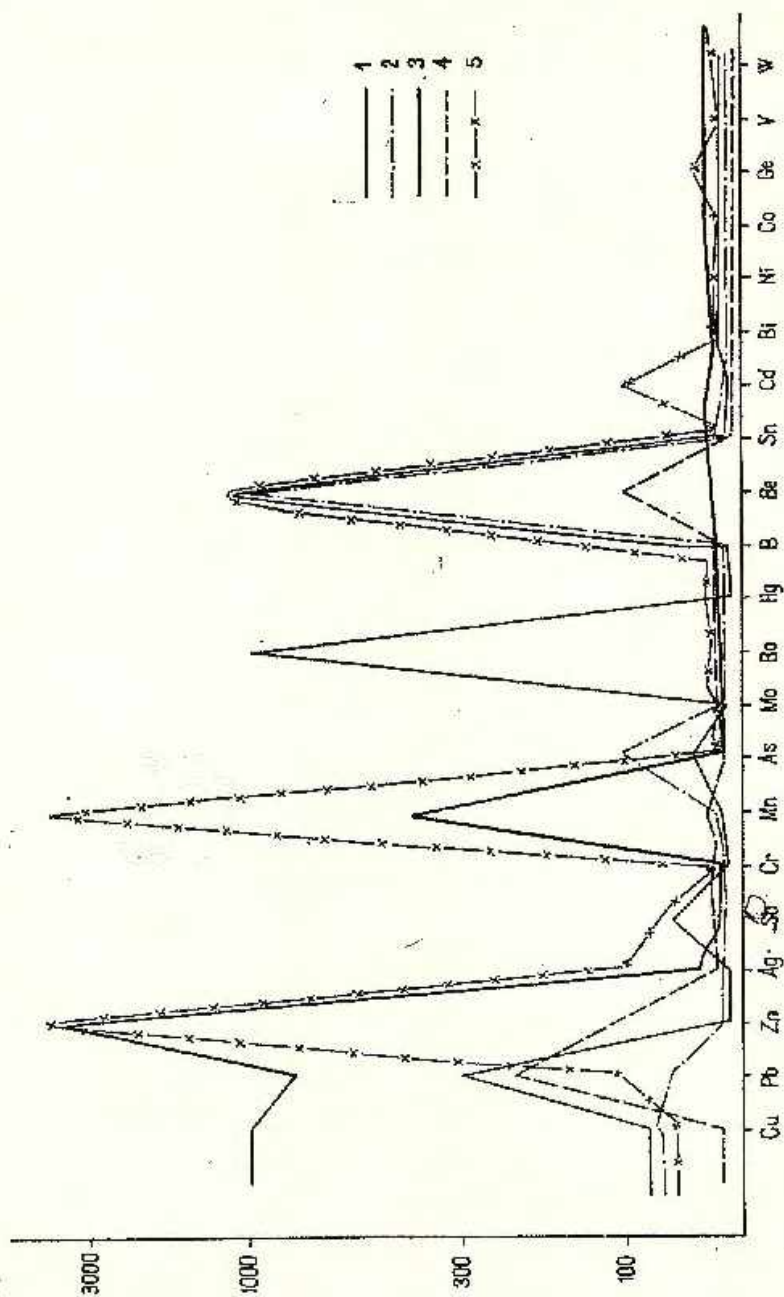


Fig. 1. — Variația elementelor minore la fluorina în diverse zăcăminte.

Variation des éléments mineurs chez fluorine dans divers gisements.

1, Măntăuș; 2, Wölfsdorf; 3, Sclonka; 4, Cumberland; 5, Capule.

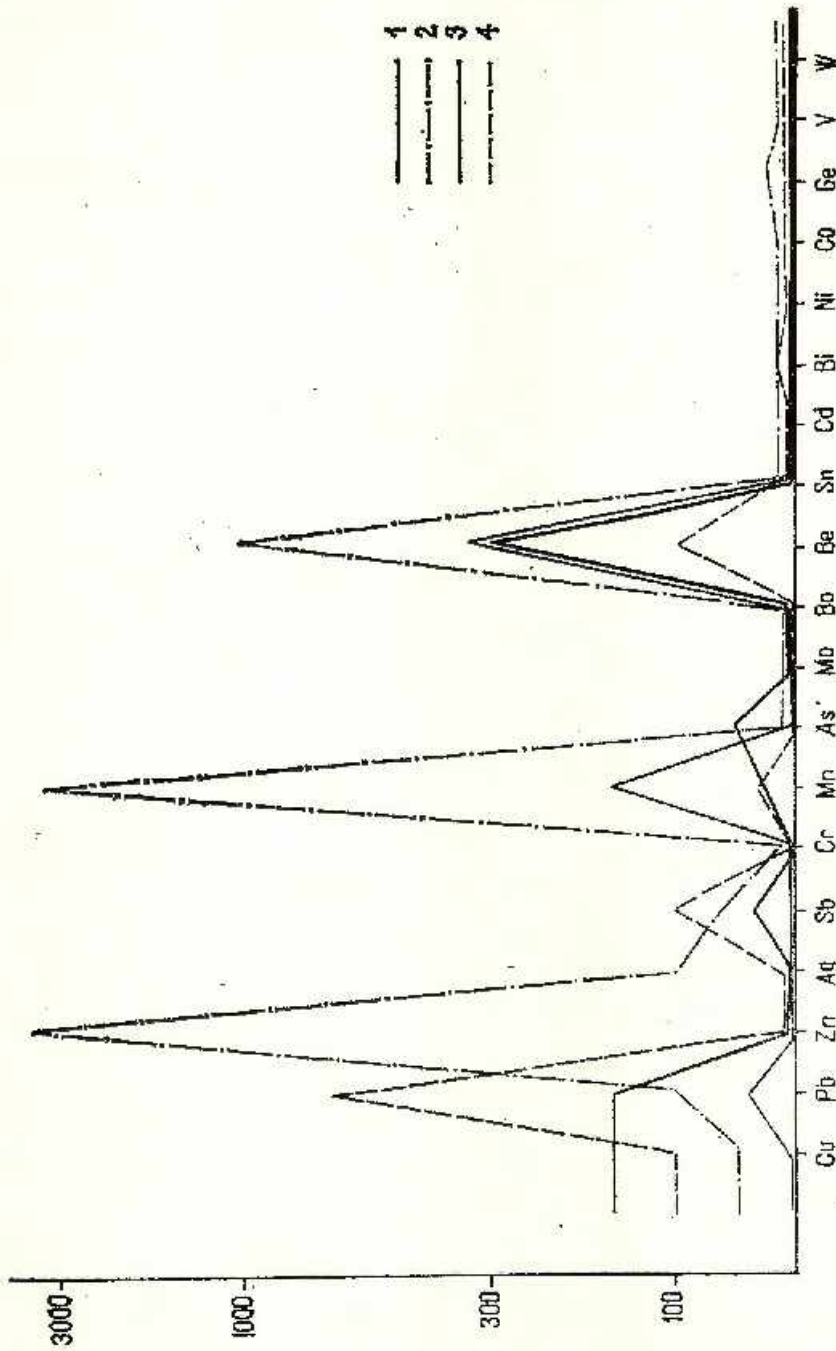


Fig. 2. — Variația elementelor minore la fluorina de diverse culori.
 1. fluorină verde; 2. fluorină violetă; 3. fluorină neagră; 4. fluorină cenușie-închisă-înălbă.
 Variation des éléments mineurs chez fluorine de divers couleurs.
 1. fluorine verte; 2. fluorine violette; 3. fluorine noire; 4. fluorine gris-noirâtre-moyenne.

puternic colorate trebuie să corespundă înfeli de creștere a fluorinei. Toate acestea se pot observa mai ales în druze. Colorația puternică este la suprafață și se datorește influenței radioactive a acestor lungi expuneri.

Concluzii. Cercelările noastre asupra variației culorii la fluorină s-au axat în general (datorită analizelor chimice spectrale semicantitative cu limita de detecție mai ridicată) pe depistarea unor elemente chimice minore (Cu, Pb, Zn, Ag, Mn, Be, Sb, Ba, Cd, Ni, Ge, Bi, Sn, Co), care pot influența colorația fluorinei.

S-au luat în analiză un număr de 25 probe de cristale de fluorină divers colorate, în compoziția cărora s-au detectat elementele chimice pe baza cărora s-a putut stabili o corelație între colorația fluorinei și prezența lor.

Elementele Cu, Pb, Zn, Ag, detectate în concentrații de 100—200 p.p.m. s-au chiar mai mult, imprimă fluorinei o colorație cenușie, cenușie-negricioasă. Se constată că această culoare este specifică unor zăcăminte din Germania (Steinbruch, Rabenstein). Elementul mangan în concentrații de 3000 p.p.m. dă o colorație violetă iar acolo unde este concentrat în conținuturi mai mici, asociat cu Cu, Pb, Zn, Be, colorația variază de la galbenă la cenușie cu reflexe violacee. Culoarea violetă este specifică zăcămintelor din România (Capnic) și zăcămintului Derbyshire din Anglia. Berilul este elementul care influențează atât asupra colorației galbene, cu conținuturi de 300-3000 p.p.m. iar atunci când sînt prezente și elementele Cu, Pb, Zn, în concentrații mici colorația este verde. Se poate spune deci că acolo unde berilul oscilează între limite largi de valori de la 300-3000 p.p.m. asociat cu Cu, Pb, Zn, colorația fluorinei prezintă nuanțe de culori de la galben la verde. Colorația galbenă este specifică zăcămintului Wölsendorf din Germania și unor zăcăminte din Anglia (Cumberland și Cornwall). Datele din literatură indică și alte elemente (pămînturi rare), care ar putea influența asupra colorației galbene și verzi a fluorinei, elemente pe care noi nu le-am analizat.

Ar fi fost interesant de urmărit variația elementelor minore atât pe lungime cât și în adîncime la fiecare zăcămint și s-ar fi putut urmări de asemenea variația culorii fluorinei în funcție de acești factori. Deoarece nu posedăm date suficiente asupra eșantioanelor existente în colecție (pe etichete nu este indicat decît zăcămintul, fără a se preciza exact locul) nu putem trage concluzii în acest sens.



BIBLIOGRAFIE

- Amigo M. J., Altaba M. (1966) Contribución al conocimiento mineralogénico del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona). *Estudios Geológicos*, XXII/3-4, Madrid.
- Amigo M. J., Altaba M. (1966) Estructura del yacimiento de fluorita de Osor (Gerona). *Estudios Geológicos*, XXII/3-4, Madrid.
- Bill IL, Sierro J., Lacroix R. (1967) Origin of coloration in some fluorites. *Am Min.* 52/7-8, New York.
- Cšdek J., Malkovský M. (1966) Transport of fluorine in natural waters and precipitation of fluorite at low temperatures. *Acta Universitatis Carolinae*, 4, Praha.
- Hübner M. (1968) Die Fluordispersion im Nebengestein hydrothermaler Flussspatgänge in Thüringen und im Harz. *Zeitschrift f. Angewandte Geologie*, 14/6, Berlin.
- Kali P. (1967) Fluorit dhe barit ne zonen e mineralizuar te gafes se barit. *Permbledhje Studimesh*, 7, Tirana.
- Meloux J. (1968) Les minéralisations fluorées du massif de Blocheray. *Bull. Recherches Geol. Min ...*, 1, Paris.
- Preuss E., Ziehr H. (1966) Zur Verbreitung des Quecksilbers in ostbayerischen Flussspatlagerstätten. *Geol. Rundschau*, 55/2, Stuttgart.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Riedel H. (1954) Untersuchungen im Flussspatlagerstättenbereich westlich der Naab in der Oberpfalz. *N. Jb. Min. Abh.* 87/1-3, Stuttgart.
- Schulze E. G., Kirchmayer M. (1966) Zur Gangtektonik einer Flussspatlagerstätte bei Wälsendorf (Oberpfalz-Bayern). *N. Jb. Min. Abh.* 105/3, Stuttgart.

ÉTUDE CONCERNANT LA VARIATION DE LA COULEUR DE LA FLUORINE

(Résumé)

Dans la collection des minéraux de l'Institut Géologique il y a une série d'échantillons de fluorine de différentes couleurs. Les auteurs ont tâché à élucider le problème concernant la détermination de la nature de la couleur chez fluorine, problème qui était auparavant expliqué à partir des éléments chromophores présents dans sa composition chimique.

Pour cela, ont été étudiés des échantillons de divers gisements (Wälsendorf, Freiberg, Breisgau, Schwarzenberg, Rabenstein, Steinbruch, Striegau, Cumberland, Cornwall, Wear-dale, Derbyshire, Stomiza, Marienberg, Capnic).

La fluorine se présente en cristaux cubiques, octaèdres ou dodécaèdres; les cristaux apparaissent rarement isolés, étant en général maclés sous diverses formes. En ce qui concerne les dimensions des cristaux, elles varient entre 1 mm et 8 cm.

Provenant des gisements de sulfures polymétalliques, les échantillons de fluorine dont nous avons disposés sont associés à ceux-ci. La paragenèse où l'on a rencontré la fluorine est: fluorine-pyrite-calcopyrrite-marcassite; fluorine-quartz-calcite; fluorine-barytine-pyrite-marcassite; fluorine-quartz-pyrite; fluorine-blende.

La couleur des cristaux de fluorine varie énormément, et présente une riche et inattendue gamme de couleurs et d'intensités. Donc, du blanc on passe au vert, jaune, gris foncé-noir, violet, ayant toutes les intensités de la couleur respective. En outre, un même échantillon peut contenir des cristaux de différents couleurs disposés irrégulièrement ou zonaire.



Éléments mineurs. L'étude des éléments mineurs a été effectuée dans le but d'identifier les éléments qui pourraient influencer la coloration naturelle de la fluorine. Les résultats en p.p.m. obtenus par suite de l'analyse de 25 échantillons de fluorine sont présentés dans un tableau; on a constaté que ces échantillons contiennent des éléments majeurs (Cu, Pb, Zn, Ag) et des éléments mineurs (Sn, Cd, Bi, Ge, As, Sb, Mn, Be, Bi). Les éléments étudiés se présentent entre les limites suivantes; Cu entre 3-2000 p.p.m., à l'exception d'un échantillon (1000 p.p.m.). Le plus faible contenu revient aux échantillons de fluorine colorée verte. Le contenu en Pb est assez élevé, entre 100-3000 p.p.m. pour la fluorine de couleur violette, et entre 50-200 p.p.m. (le plus faible contenu) chez les cristaux colorés verts. Le zinc, dans la plupart des échantillons analysés, est sous la limite détectable ou manque, à l'exception de deux échantillons. L'argent est rencontré presque dans tous les échantillons analysés, étant compris entre "traces" et 10 p.p.m. Le manganèse, élément présent presque dans tous les échantillons étudiés, a les plus constants contenus en fluorine gris-noire (30 - 50 p.p.m.). L'antimoine n'a été rencontré que dans la moitié des échantillons examinés, la plupart de ceux-ci contenant de la fluorine de couleur noire. Son contenu est compris entre 50-100 p.p.m. La présence de Ba n'a été observé que dans 4 échantillons, deux d'entre eux contenant seulement des "traces". Le béryl est un élément avec un contenu élevé et qui se trouve dans tous les échantillons de fluorine étudiés, à l'exception de 6 échantillons. Son contenu varie, mais en fonction de la couleur des cristaux; 100-300 p.p.m. pour la fluorine verte, 100-1000 p.p.m. pour la fluorine gris-noire, 1000-3000 p.p.m. pour celle violette et 1000-3000 p.p.m. pour la fluorine de couleur jaune. Les autres éléments analysés (Sn, Ni, Cd, Co, Ge, Bi) se trouvent en quantité très petite. De la recherche minutieuse des résultats provenant des analyses chimiques spectrales semi-quantitatives on a pu établir une corrélation entre la coloration de la fluorine et la présence des éléments chimiques. Les éléments majeurs (Cu, Pb, Zn, Ag), identifiés dans les concentrations de 100-200 p.p.m. ou plus grandes, impriment à la fluorine une coloration gris-gris-noirâtre. Le manganèse, en concentrations ≥ 3000 p.p.m. a une coloration violette et quand il est concentré en contenus plus petits, associé à Cu, Pb, Zn, Be, la coloration varie du jaune au gris ayant des reflets violacés. Le béryl est l'élément qui a une influence tant sur la coloration jaune en contenus de 300-3000 p.p.m. que sur celle verte quand il est associé avec le Cu, Pb, Zn, en concentrations petites. On peut mentionner que là où le béryl varie entre de grandes limites de valeurs, à partir de 300 à 3000 p.p.m., associé avec le Pb, Cu, Zn, la coloration de la fluorine présente aussi des nuances de couleurs du jaune au vert. Les données de la littérature de spécialité indiquent également d'autres éléments (terres rares), qui pourraient influencer la coloration en jaune et vert de la fluorine; ces éléments n'ont pas été analysés.

Certains auteurs (Hickel, 1954) supposent que ces éléments agissent comme un facteur qui déterminerait la coloration et influencerait l'action radioactive.

Il serait intéressant d'observer la variation de la couleur sur la longueur et l'épaisseur des gisements, mais faute de données suffisantes on n'a pas pu tirer de conclusions en ce sens.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

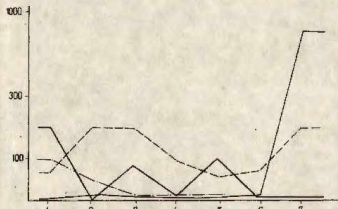
Variation du contenu concernant chaque élément séparément chez fluorine de divers gisements.

a) variation de contenu en Cu; b) variation du contenu en Pb; c) variation du contenu en Zn; d) variation du contenu en Ag; e) variation du contenu en Mn; f) variation du contenu en Sb; g) variation du contenu en Be.

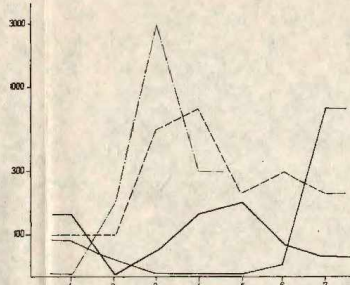
1, fluorine violette; 2, fluorine jaune; 3, fluorine verte; 4, fluorine gris-noirâtre-noire.



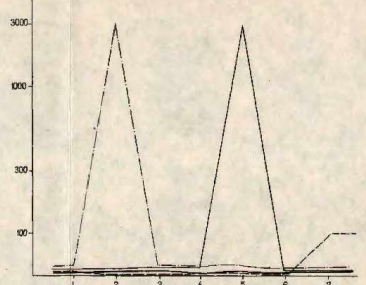
SUZANA ANTONOVICI, A. MIHĂILESCU
**VARIAȚIA CONȚINUTULUI PE FIECARE
 ELEMENT ÎN PARTE LA FLUORINĂ
 DIN DIVERSE ZĂCĂMINTE**



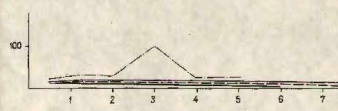
a. Variația conținutului în Cu



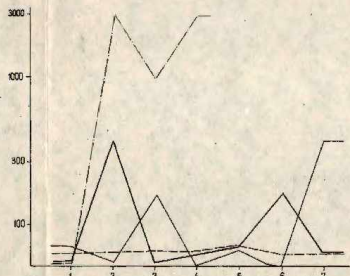
b. Variația conținutului în Pb



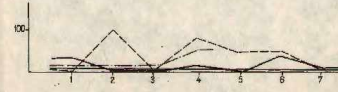
c. Variația conținutului în Zn



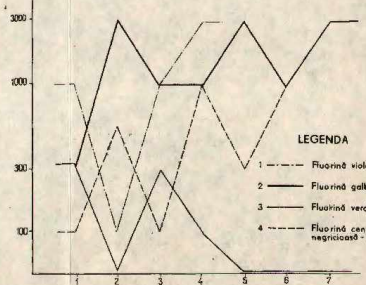
d. Variația conținutului în Ag



e. Variația conținutului în Mn



f. Variația conținutului în Sb



g. Variația conținutului în Ba

LEGENDA
 1 - Fluorină violetă
 2 - Fluorină galbenă
 3 - Fluorină verde
 4 - Fluorină cenușie
 respectivă - neagră



**NOTĂ ASUPRA MINERALOGIEI SERIEI MIGMATICE
DE CODRU¹**

DE

RADU DIMITRESCU, GABRIELA COVALI²

Abstract

On the Mineralogy of the Migmatitic Codru Series. Chemical analyses of an amphibole from metagabbros and of a chlorite from an alpine vein are given.

Cu ocazia revizuirilor efectuate de unul din autori în masivul cristalin Gilău-Muntele Mare din Munții Apuseni, în vederea redactării foi geologice 1:50.000 Cîmpeni (Dimitrescu et al., 1973), au fost făcute unele observații inedite și s-a recoltat un material prin analiza căruia s-au obținut precizări privind unele minerale din seria migmatică a intruziunilor de Codru (Dimitrescu, 1958, 1966).

1. *Skarne*. În Dosul Neagului (valca Blotoncasa) noua șosea forestieră intersectează o intercalație de roci carbonatice (reprezentând probabil nivelul de calcare dolomitice din seria de Biharia) venind în contact cu intruziunile acide de Codru. În secțiuni subțiri se observă că în masa principală granoblastică de carbonați a rocii au luat naștere următoarele minerale datorite acțiunii de contact a granitoidelor: cuarț, în urma unei silicifieri destul de intense; oligoclaz, provenind dintr-o feldspatizare incipientă; minerale tipice silico-calcaroase (de skarn): diopsid, tremolit, zoizit și epidot.

Până în prezent, aceasta este prima lentilă de calcare cu silicați pusă în evidență în seria migmatică de Codru a Munților Apuseni.

¹ Comunicare în ședința din 16 martie 1973.

² Universitatea „Al. I. Cuza”, Laboratorul de Mineralogie, Cal. 23 August nr. 20 A, Iași.



2. *Amfiboli*. În pegmatitele amfibolice asociate în valea Bistrei unor intruziuni bazice de metagabbroui și metadiorite melanocrate apar cristale prismatice de hornblendă verde ($-2V = 73^\circ$; $ng-np = 0,021$) avînd pînă la 5 cm lungime (Dimitrescu, 1958, 1959).

Analiza chimică a hornblendei a dat următoarele rezultate :

SiO ₂	40,8 %	MgO	14,3
TiO ₂	0,4	CaO	9,9
Al ₂ O ₃	16,5	Na ₂ O	1,1
Fe ₂ O ₃	3,9	K ₂ O	0,4
FO	9,1	H ₂ O ⁺	3,6
MnO	0,1	H ₂ O ⁻	0,6
			100,7 %

Din această analiză am calculat termenii normativi ai seriei hornblendelor verzi, după Tröger și Braitsch (1967), mai ușor interpretabili direct din punct de vedere mineralogic și petrografic decît formula cristalochimică (Deer et al., 1963).

Tschermakit	38 %	(6SiO ₂ · 2Al ₂ O ₃ · 3MgO · 2CaO · H ₂ O)
Ferritschermakit	15 %	(6SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · Fe ₂ O ₃ · 3FeO · 2CaO · II ₂ O)
Pargasit	33 %	(12SiO ₂ · 3Al ₂ O ₃ · 8MgO · 4CaO · Na ₂ O · 2H ₂ O)
Ferrohastingsit	14 %	(12SiO ₂ · 2Al ₂ O ₃ · Fe ₂ O ₃ · 8FeO · 4CaO · Na ₂ O · 2II ₂ O)
	100 %	

Amfibolul din aceste roci metagabbroice este deci o hornblendă tschermakitică cu 53 % Ts = [Si₃AlO₁₁]₂(OH)₂Ca₂(Mg, Fe^{··})₂(Al, Fe^{···})₂ și cu 47 % Pa = [Si₃AlO₁₁]₂(OH)₂Ca₂Na(Mg, Fe^{··})₄(Al, Fe^{···}), caracteristică rocilor mezometamorfice (faciesul amfibolitic) provenite din magmatite bazice. În acestea, hornblenda inițială era mai bogată în termenul ferohastingsitic iar prin metamorfism a avut loc (izochimic, pentru roca globală) o îmbogățire în Al și o cedare de Na, concomitent cu albitizarea plagioclazului, fenomen observat efectiv în rocile noastre.

Amfiboli predominant hastingsitici au fost identificați de Iancovici, Ionescu (1969) în masivul Ditrău și de Savu, Vasiliu (1970) în cristalinul munților Semenic.

3. *Clorite*. Seria migmatică de Codru este străbătută de filonașe de cuarț + epidot sau de cuarț + clorit provenite probabil prin diferen-



țiere metamorfică. Din acestea am reușit a separa un agregat pur de clorit, a cărui analiză chimică o redăm în cele ce urmează :

SiO ₂	26,5 %	MgO	18,4
TiO ₂	0,1	CaO	0,8
Al ₂ O ₃	20,3	Na ₂ O	0,2
Fe ₂ O ₃	3,7	K ₂ O	0,2
FeO	18,9	H ₂ O ⁺	9,4
MnO	0,4	H ₂ O ⁻	0,6

99,5 %

Am calculat și în acest caz termenii normativi ai seriei cloritelor, obținând următoarea compoziție :

Amesit	44 %	(At = SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · 2MgO · 2H ₂ O)
Daphnit	24 %	(Dn = SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · 2FeO · 2H ₂ O)
Antigorit	20 %	(Ant = 2SiO ₂ · 3MgO · 2H ₂ O)
Ferroantigorit	12 %	(Fe Ant = 2SiO ₂ · 3FeO · 2H ₂ O)

100 %

Proporția de ortoclorit este de 64 %, iar din alt punct de vedere, proporția de aluminoclorit este de 68 %; se confirmă deficitul de OH, constat de Foster (1964) la cele mai multe dintre clorite.

Conform clasificărilor lui Foster (1962), Hey și Tröger și Braitsch (1967), cloritul nostru se încadrează între (Mg—) ripidolite, sinonime cu procloritele după OrceI (1925), Winchell (1951), Hödl și Tröger (1952).

Este varietatea frecvent înfilnită, după cum arată Tröger și Braitsch (1967), atât în filoane hidrotermale din roci eruptive acide până la bazice, cit și în roci metamorfice (șisturi cloritoase, amfibolite, gnaise).

Reamintim că în Poiana Ruscă (Vadul Dobrii) am identificat în cloritite cu 1—2 % magnetit, un clinoclor cu 51 % At și 49 % Sp (Ant + Fe Ant) (Dimitrescu, 1956). În masivul granitic Șușița, Ionescu, Anton (1971) au pus de asemenea în evidență prezența ripidolitului

BIBLIOGRAFIE

- Deer W., Howie R., Zussman J. (1963) Rock-forming Minerals. II, III, Longmans, London.
- Dimitrescu R. (1956) Observațiuni geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara, *D. S. Com. Geol.* XL, București
- (1958). Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Girda și Lupșa. *An. Com. Geol.* XXXI, București.



- (1959) Chemismus einiger Orthoamphibolite des Bihor-Gebirges. *N. Jb. Miner., Mh* 6/1959, Stuttgart.
- (1966) Muntele Mare Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Bordea S., Bordea Josefina (1973) Harta geologică a României sc. 1: 50.000, foaia Cimpul. București.
- Foster M. (1962) Interpretation of the Composition and a Classification of the Chlorites. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 414-A.
- (1964) Water Content of Micas and Chlorites. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 471-7.
- Janovici V., Ionescu Jeana (1969) Contribuții la mineralogia masivului alcalin de la Ditrău. I. Amfibolii. *Stud. cerc. geol.*, XIV/2, București.
- Ionescu Jeana, Anton L. (1971) Rhipidolitul din masivul granitic Sușița-Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol.* XVI/1, București.
- Orcei J. (1925) Sur la composition chimique des chlorites intermediaires entre l'amosite et les prochlorites. *C. R. Congr. Soc. Sav. 1924, Sci.* Paris.
- Savu H., Vasiliu Cecilia (1970) Asupra unui amfibol hastingsitic din zona cu sillimanit a munților Semenic. *Stud. cerc. geol.* XV/2, București.
- Tröger W. E. (1952) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale I. Tabellen, Schweizerbart, Stuttgart.
- Draitsch O. (1967) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale II. (Textband), Schweizerbart, Stuttgart.
- Winchell A. N. (1951) Elements of Optical Mineralogy. II, New York.

NOTE SUR LA MINÉRALOGIE DE LA SÉRIE MIGMATIQUE DE CODRU

(Résumé)

Des skarns à diopside, trémolite et epidote sont identifiés pour la première fois dans une intercalation carbonatique de la série migmatique de Codru (Monts Apuseni).

L'amphibole des métagabbros de la même série est une hornblende tschermakitique à 53% Ts et 47% Pa (pargasite + ferrohastingsite). La chlorite provenant de filons d'exsudation métamorphique, représente une rhipidolite.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

LITOSTRATIGRAFIA SERIEI DE TULGHEȘ, DIN PÎNZA
DE PUTNA, ÎN REGIUNEA BOTUȘ-BREAZA
(CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

HANS GEORG KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER²

Abstract

Lithostratigraphy of the Tulgheș Series, in the Putna Nappe, of the Botuș-Breaza Region (East Carpathians). A detailed analysis of the lithostratigraphic sequence indicates an alternation of periods of acid and basic volcanic activity during the sedimentation of the Lower Cambrian represented by the Tulgheș Series. It would seem that the magmatism was successively and rhythmically fed from the crust for acid products, and from the upper mantle for basic products. An accumulation period of the organic matter (graphitic rocks) allows to group the formations of the Tulgheș Series into three main lithostratigraphic complexes which may be more detailedly subdivided using some intercalations of tufaceous and epiclastic rocks.

Regiunea cercetată în vederea descifrării succesiunii litostratigrafice și a structurii tectonice a formațiunilor epimetamorfice din seria de Tulgheș este situată în zona de colectare a afluenților de dreapta ai văii Moldova (văile Delnița, Orata, Prelucii, Botoșel-Gârbelc, Răchitiș). Ea se extinde din valea Moldova, din dreptul localităților Botuș și Breaza, pînă în Obcina Mestecăniș.

Privire de ansamblu asupra geologiei regiunii

Din punct de vedere geologic regiunea cercetată este constituită în cea mai mare parte din formațiunile seriei de Tulgheș care alcătuiesc două pinze alpine separate prin depozite mezozoice și prin lambouri de

¹ Comunicare în ședința din 2 martie 1973.

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



roci carbonifer-inferioare din peticul de rabotaj Delnița : pinza de Rodna-Mestecăniș, în sud-vest și pinza de Putna în partea centrală a regiunii cercetate (Bercia et al.)³. În nord-estul regiunii cristaliniul precambrian mediu al scriei de Bretila-Rarău constituie o pînză (pînză de Rarău) șarpată peste formațiunile epimetamorifice ale seriei de Tulgheș din pinza de Putna. După Săndulescu (1972, 1973) pînză de Rarău ar reprezenta o unitate tectonică hercinică, care, împreună cu pînză de Putna subiacentă, formează o unitate alpină denumită pînză bucovinică. Cuvertura sedimentară a acestei pînze este reprezentată prin seria mezozoică bucovinică (Uhlig, 1907; Săndulescu, 1972, 1973) care constituie sinclinalul marginal al Rarăului. În regiunea Breaza peste aceste depozite mezozoice se dispune tectonic un petic de acoperire din pînză de Perșani (Săndulescu, 1973), reprezentat prin serpentinite apolterolitice, apodunitice și aposaxonitice (Gandrabura, 1969).

Cu excepția unității transilvane (pînză de Perșani) care reprezintă o pînză de cuvertură, toate unitățile menționate sînt pînze de soclu (Săndulescu, 1972) șarpată de la interiorul spre exteriorul arcului carpatic.

În regiunea cercetată se disting deci de la vest spre est următoarele unități tectonice suprapuse (fig. 1):

Pînză de Rodna-Mestecăniș. În zona cercetată aflurează numai o secvență redusă din partea inferioară (complexul Tg_1)⁴ a succesiunii litostratigrafice din seria de Tulgheș. Această secvență cuprinde o stivă de șisturi sericito-cloritoase, uneori cu biotit și de șisturi cuarțoase sericitoase, peste care se dispun pe o grosime stratigrafică de 250-500 m metatufuri acide cu rare intercalații de șisturi sericito-cloritoase — nivelul metatufurilor acide de Obcina Mestecăniș.

Metatufurile sînt reprezentate prin roci albicioase în care se disting adesea fenocristale relictive relativ mari și benzi de muscovit, evident mai larg cristalizat în comparație cu sericitul rocilor asemănătoare din pînză de Putna. Atît în masa rocii cît și în fenocristalele relictive apare cu precădere feldspatul potasic caracterizat printr-un stadiu avansat de triclinicitate, fapt indicat și de prezența frecventă a microclinului. Albitul se

³ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorifice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. An. Inst. Geol. București.

⁴ Tg_1, Tg_2, Tg_3 , abrevierile pentru cele trei complexe litostratigrafice din seria de Tulgheș.



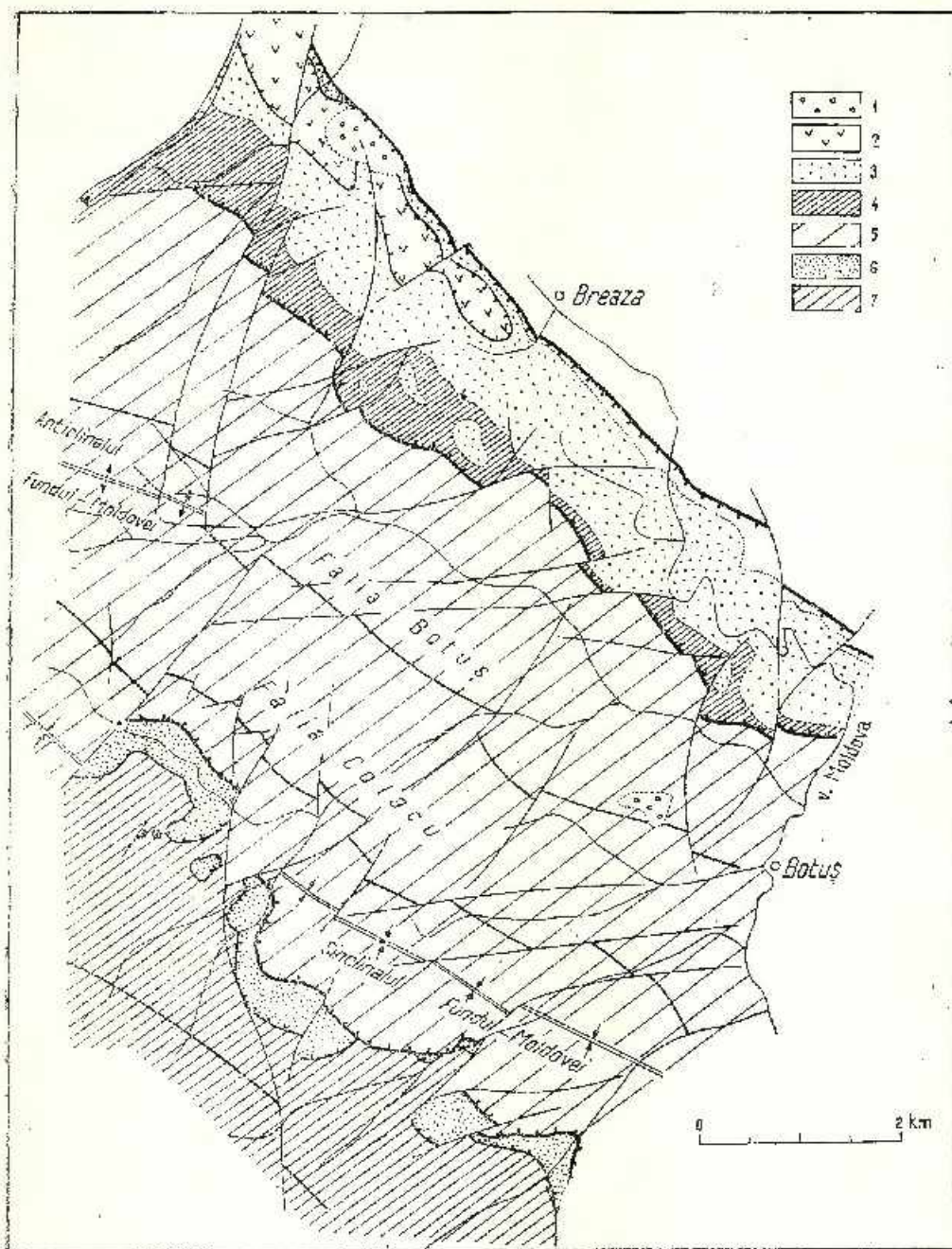


Fig. 1.^p — Schița tectonică a regiunii Botuș-Breaza (sincinalul Rarău, după M. Săndulescu).
 1, depozite post-tectonice; 2, vârstă de Pânzani; 3, sincinalul Rarău; 4, seria de Brețlia-Rarău; 5, pinza de Putna;
 6, petiut de răscol de Delnița; 7, vârstă de Rodna-Mestecăniș.

Esquisse tectonique de la région de Botuș-Breaza (synclinal de Rarău, selon M. Săndulescu).
 1, dépôts post-tectoniques; 2, nappes de Pânzani; 3, synclinal de Rarău; 4, série de Brețlia-Rarău; 5, nappe de Putna
 6, lambeau de răscol de Delnița; 7, nappes de Rodna-Mestecăniș.

întâlnește rar în aceste roci, el constituie însă aproape exclusiv unele iviri de roci feldspatice albe masive și fine. Varietățile metatufitice se caracterizează în special prin creșterea conținutului în cuarț și sericit din rocă.

La sud-vest de regiunea cercetată (culmea Orata, valea Oița) nivelul metatufurilor acide de Obcina-Mestecăniș suportă cuarțitele negre cu minereuri de mangan care formează nivelul inferior din complexul Tg₂ (Bercia et al.)⁵.

Formațiunile cristaline descrise constituie flancul estic al unei structuri anticlinale a cărei zonă axială este situată în afara hărții, în cursul superior al văilor Orata și Delnița. Succesiunea normală de pe acest flanc a fost deranjată de o falie direcțională care retează în est nivelul metatufurilor acide de Obcina Mestecăniș. Din această cauză nu se cunosc relațiile stratigrafice dintre metatufurile menționate și nivelul de metatufuri acide din versantul stîng al văii Arșița — nivelul metatufurilor acide de Arșița. Acesta din urmă este constituit din roci albe formate dintr-o masă cuarțo-feldspatică recristalizată, în care se recunosc fenocristale relicte de feldspat potasic și albit. Sericitul apare cu totul subordonat. În partea mediană a nivelului se individualizează o intercalație de șisturi sericito-cloritoase.

Cuvertura mezozoică a pinzei de Rodna-Mestecăniș (faciesul sub-bucovinic) aflurează doar la sud de valea Delnița, în regiunea cercetată fiind cunoscută pînă în prezent numai din versantul stîng al văii Pinului (Cărunțu⁶) și la Delnița. Forajele din bazinul văii Pinului și de la Delnița au interceptat sub rocile metamorfice cambriene și carbonifere, jaspuri, dolomitele anisiene, șisturi argiloase roșietice (strate de Campil) și conglomeratele cuarțitice seisiene (fig. 2). După Cărunțu⁶ Triasicul din valea Pinului este dispus peste o brechie cu elemente de cristalini, care eventual ar putea fi echivalată cu brechia menționată de Bercia și Bercia (1970) în valea Argeștru.

Peticul de rabotaj Delnița. Sub planul de șariaj al pinzei de Putna apar mai multe lambouri tectonice constituite din dolomite, cuarțite, calcare și șisturi din seria de Țibău (Carbonifer inferior, Bercia et al.⁷, Kräutner, 1972), șariate peste depozitele triasice. Aceste lam-

⁵ I. Bercia, Elvira Bercia, H. G. Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Studii stratigrafice și structurale asupra formațiunilor metamorfice din zona Pojorita — Iacobeni — Ciocănești. 1967. Arb. Inst. Geol., București.

⁶ C. Cărunțu. Raport asupra studiului mineralizației de fier din formațiunile triasice de pe pîrul Botoșel. 1972. Arb. Inst. Geol. București.

⁷ *Op. cit.* pct. 3.



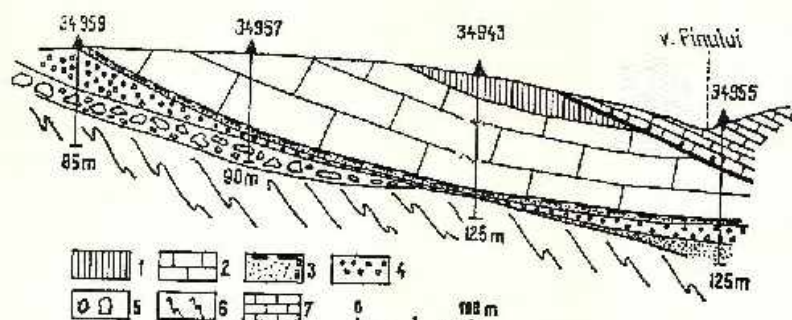


Fig. 2. — Secțiune geologică prin formațiunile triasice din versantul drept al văii Pinului.
(Coloanele litologice ale forajelor după C. Căruntu).

1. jaspuri; 2. dolomite (Anisian); 3a, grăsi, 3b, sisturi argiloase (Campilian); 4. conglomerate cuarțitice (Săislan); 5. breșe cu elemente de cristalini; 6, sisturi ale seriei de Tulgheș (Cambrian Inferior-Precambrian superior); 7. dolomite din seria de Tibău (Carbonifer inferior), din peștele de rabotaj Delnița.

Coupe géologique à travers les formations triasiques du versant de droite de la vallée Pinului
(Colonnes lithologiques des forages selon C. Căruntu).

1. jaspes; 2. dolomites (Anisien); 3a, grès; 3b, schistes argileux (Campilien); 4. conglomérats quartzitiques (Săislan); 5: brèches à éléments de cristallin; 6. schistes de la série de Tulgheș (Cambrien inférieur-Precambrien supérieur); 7. dolomites de la série de Tibău (Carbonifère inférieur) du lambeau de rabotage de Delnița.

hourii reprezintă fragmente din cuvertura paleozoică a cristalinelui baicalian (seria de Tulgheș) din pinza de Rodna-Mestecăniș, rabotate, în timpul punerii în loc a pinzei de Putna, peste cuvertura mezozoică a pinzei de Rodna-Mestecăniș. În regiunea cercetată se disting de la nord spre sud următoarele lambouri rabotate de dolomite și cuarțite: Obeina, Arșița, Bitca Rea, schitul Orata, valea Orata și Delnița.

Pinza de Putna ocupă cea mai mare parte a regiunii cercetate. Este constituită exclusiv din formațiunile seriei de Tulgheș, care sînt implicate în vest într-o structură sinclinală faliată direcțional (sinclinalul Fundul Moldovei) și în est într-un anticlinal faliat axial (anticlinalul Fundul Moldovei).

Pinza de Rarău este constituită din formațiunile seriei de Bretila-Rarău atribuite Precambrianului mediu (Bercia et al⁸; Kräutner, 1972) și reprezentate prin micașturi cu biotit, granat, cuarțite cu biotit, în care se intercalează un nivel de gnaise oculare cu feldspat roz — gnaisele de Rarău. În baza acestui nivel de gnaise oculare află un strat discontinuu de amfibolite rubanate.

⁸ Op. cit., pct. 3.



În extremitatea nord-estică a zonei cristalino-mezozoice aflorează o fișie îngustă (3-250 m grosime) și discontinuă de șisturi sericito-cloritoase și șisturi cuarțoase sericitoase a căror încadrare stratigrafică întâmpină dificultăți datorită grosimii reduse a succesiunii cunoscute și datorită lipsei unor asociații litologice caracteristice.

Depozitele triasice se dispun transgresiv în vestul sinclinalului marginal peste seria de Bretila-Rarău, iar în estul acestuia peste fișa menționată de șisturi epimetamorfice. În cazul în care aceste șisturi ar aparține seriei de Tulgheș am dispune de dovada incontestabilă asupra virstei prealpine a șariajului pînzei de Rarău. Întrucît însă recent a fost pusă în evidență de către *Fliescu, Mureșan* (1972) în regiunea Hăghimaș o serie epimetamorfică siluriană (seria de Dămuc), dispusă transgresiv peste seria de Bretila-Rarău, poate fi luată în considerație și posibilitatea unei interpretări asemănătoare pentru șisturile nedatate din fundamentul cristalin al segmentului nordic din sinclinalul marginal.

Succesiunea depozitelor mezozoice în facies bucovinic, descrisă în trecut de *Uhlig* (1907) și *Krätner* (1931), a fost cercetată recent de *Mutihac* (1968), *Săndulescu* (1973). Ea comportă, în regiunea cercetată, în bază conglomerate seisiene, peste care urmează nivelul calcaros de Azodul Mare, dolomite anisiene, jaspuri atribuite de *Săndulescu* (1973) Ladinianului iar de *Mutihac* (1968) Doggerului și formațiunea de Wildflysch de vîrstă baremian-apțiană.

Pînza de Perșani. Un petec de acoperire din această unitate a sistemului transilvan a fost recunoscut recent de *Săndulescu* (1973) în lamboul de serpentinite de la Breaza, dispus tectonic peste formațiunea de Wildflysch din sinclinalul marginal.

Succesiunea litostratigrafică din seria de Tulgheș

Pinza de Putna a fost identificată și delimitată în urma cercetărilor efectuate între 1963 — 1966 de *Bercia et al.* (1967)⁹ în zona Pojorîta-Mestecăniș-Fundul Moldovei, prin recunoașterea interpunerii unor depozite sedimentare triasice între formațiunile seriei de Tulgheș, considerate pînă atunci ca o stivă unitară, deranjată, doar de dislocații direcționale și încăleccări.

Încercările de a desluși succesiunea litostratigrafică a formațiunilor epimetamorfice din această pînză datează din 1962, cînd *Dessila-*

⁹ *Op. cit.* pct. 3.



Codarcea et al. (1964) prezintă o primă coloană stratigrafică pentru seria de Tulgheș din regiunea Crucea-Broșteni.

În regiunea care constituie obiectul lucrării de față o primă încercare de a stabili succesiunea litostratigrafică în cadrul formațiunilor seriei de Tulgheș se datorează cartărilor efectuate între 1959-1964 de Rădulescu et al. (1967). Ea se bazează pe relațiile de superpoziție deduse prin acceptarea unei structuri cu numeroase cute și a unei succesiuni normale în cadrul formațiunilor cu înclinare estică.

O imagine nouă asupra superpozițiilor litostratigrafice la sud de zona cercetată de noi a rezultat din descifrarea unei structuri sinclinale deversate spre vest (sinclinalul Fundul Moldovei) în regiunea dintre Pojorita și Fundul Moldovei (Bercia et al., 1967)¹⁰ și prin identificarea acestei structuri și la sud de valea Putnei (Pitulea, 1966).

În urma recunoașterii faptului că unele formațiuni carbonatice (seria de Țibău) și blasto-detritice (seria de Rusaia) încadrate anterior seriei de Tulgheș, (Ionescu, 1969; Janovici, Ionescu, 1966; Bercia et al., 1967; Rădulescu et al.¹¹) reprezintă produsele unui ciclu de sedimentare și metamorfic ulterior aceluia care a dat naștere metamorfitelor seriei de Tulgheș, succesiunea litologică din această serie a fost reexaminată în 1970 de Bercia et al.¹² în detaliu pentru regiunea Pojorita-Fundul Moldovei, și în linii generale pentru întreaga zonă cristalină a Carpaților Orientali.

Succesiuni litostratigrafice de detaliu în cadrul seriei de Tulgheș se mai cunosc în prezent în pinza de Putna din bazinul văii Cislă și versantul stîng al văii Vaser (Zincenco, 1971), în bazinul Bardău (Poienile de sub Munte) (Pitulea, 1967), în pinza de Rodna-Mestecăniș din regiunea Iacobeni (Bercia și Bercia, 1970), iar în partea de sud a zonei cristaline din Carpații Orientali în regiunea Bălan (Iliescu, Mureșan, 1972; Mureșan și Mureșan, 1972; Kräutner, Popa, 1973).

Formațiunile seriei de Tulgheș se atribuie intervalului Cambrian inferior-Precambrian superior pe baza indicațiilor de ordin palinologic existente pînă în prezent în regiunile Bălan (Iliescu, Mureșan, 1972), Crucea (Iliescu, Dessila-Codarcea, 1965), Cîrlibaba

¹⁰ *Op. cit.* pct. 3.

¹¹ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Rusu, Maria Rusu. Cercetări geologice în cristalinul Carpaților Orientali - Cîrlibaba - Gheorghieni (Raport preliminar de sinteză). 1965. Arh. Inst. Geol. București.

¹² *Op. cit.* pct. 3.

(Dessila-Codârcea, 1967) și datorită vîrstelor izotopice Pb—Pb obținute pentru minereurile stratiforme metamorfozate de la Leșul Ursului (500 m.a.) și Bălan (560 m.a.) (Vîjdea, Anastase)¹³. După vîrsta izocronă K/Ar metamorfismul acestor formațiuni a avut loc cu circa 520 m.a. în urmă, deci în decursul orogenezei baicaliene. Vîrstele model K/Ar (460-80 m.a.) arată constant regenerări hereinice și alpine cu intensități variabile.

Stabilirea succesiunii litostratigrafice în cadrul formațiunilor Cambrianului inferior (soria de Tulgheș) din regiunea cercetată se bazează pe relațiile de superpoziție stratigrafică care rezultă din admiterea în cadrul pînzei de Putna a unei structuri plicative baicaliene reprezentată în vest printr-un sindinal deversat spre W, (sinclinalul Fundul Moldovei), falat direcțional (falia Colacu) și în est printr-un anticlinal deversat spre vest (anticlinalul Fundul Moldovei), falat axial (falia Bouș). În această imagine tectonică (fig. 1, 3), în care se regăsește continuarea principalelor

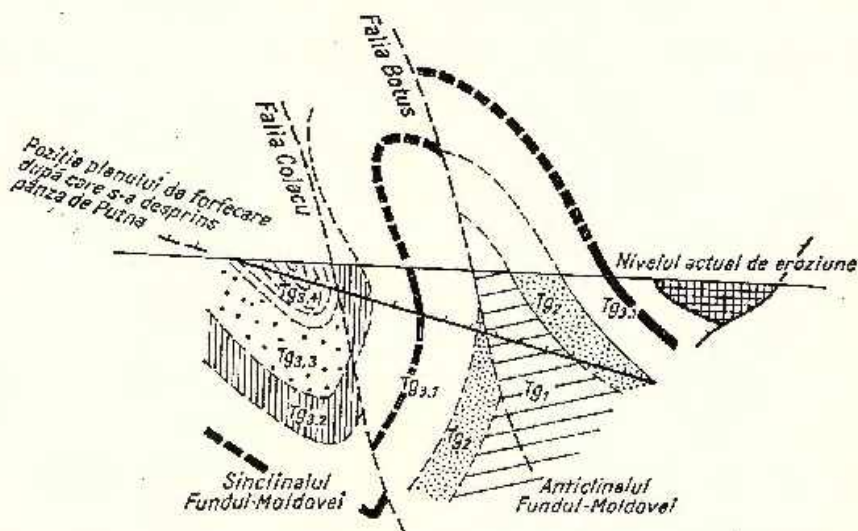


Fig. 3. Reconstituirea structurii plicative simetamorfice a formațiunilor seriei de Tulgheș implicate în pînza de Putna.

Reconstitution de la structure plicative symtémorphique des formations de la série de Tulgheș incluses dans la nappe de Putna.

¹³ Eleonora Vîjdea, Ș. Anastase. Cercetări asupra raporturilor izotopice ale plumbului din zăcămintele legate de Cristalinelul Carpaților Orientali. 1971 Arb. Inst. Geol., București.

elemente structurale puse în evidență în regiunea Fundul Moldovei situată la sud (Bercia et al.)¹⁴, formațiunile situate la est de falia Botuș constituie o succesiune normală, în timp ce șisturile de la vest de această falie, pînă în zona axială a sinclinalului Fundul Moldovei, reprezintă o succesiune inversă. Poziția inversă a șisturilor menționate rezultă de altfel și din unele aflorimente cu microcute în flanc invers și din înclinările vestice observate în zona dealului Runcul Mic.

În această accepție seria de Tulgheș din pinza de Putna este constituită în cadrul regiunii cercetate din următoarele trei complexe litostratigrafice.

Complexul inferior — Tg₁ (> 500 m)

Acest complex reprezintă entitatea litostratigrafică situată sub formațiunea grafitoasă cu cuarțite negre, șisturi verzi și minereuri de mangan (Tg₂) care a fost utilizată pentru subdivizarea succesiunii seriei de Tulgheș pe întreaga arie a Carpaților Orientali.

În regiunea cercetată complexul Tg₁ aflurează la est de falia Botuș, într-o fișie îngustă de 100—750 m care se poate urmări din dreptul localității Botuș spre NW prin văile Botoșel, Gîrbele și Răchitiș pînă în bazinul văii Tătărea.

Baza seriei de Tulgheș nu aflurează datorită relațiilor tectonice. Partea inferioară a succesiunii cunoscute, vizibilă la bifurcația văii Gîrbele, este constituită din cuarțite cu sericit. Peste acestea se dispun șisturi sericito-cloritoase cuarțoase cu două intercalații de metatufuri bazice reprezentate prin șisturi actinolitice cloritoase-albitice cu epidot și șisturi cloritoase cu epidot și porfiroblaste de calcit. Deasupra urmează un pachet gros de cea 400-500 m constituit din șisturi sericito-cloritoase, uneori cuarțoase (\pm biotit), cu intercalații rare și discontinue de metatufuri și metatufite acide.

Spre partea superioară a acestei succesiuni, la cea 20-100 m sub limita cu complexul Tg₂, se intercalează un nivel reper caracteristic constituit din cuarțite fine, masive, albe-gălbui — nivelul cuarțitelor de Botoșel — a cărui grosime variază între 25—50 m. Înspre nord bancul de cuarțite se dedublează. Sub microscop se observă o masă cuarțoasă sau cuarțo-feldspatică mărunț cristalizată, cu lamele de sericit orientate și foite sporadice de biotit verzui, sau cristale mărunte de granat. Frecvent se constată granule detritice relict de cuarț, plagioclaz sau feldspat potasic (în special microclin).

¹⁴ *Op. cit.* pct. 3.



Atît deasupra cît și sub cuarțitele de Botoșel se întîlnesc local metatufuri și metatufite acide. În zona afluentului stîng al văii Botoșel, care urmărește direcțional această formațiune, se constată tendința de trecere a cuarțitelor de Botoșel în roci albe, cuarțo-feldspatice sericitoase cu aspect de metatufite acide. Cuarțitul de Botoșel reprezintă probabil un depozit format prin denudarea unor vulcanite acide, iar rocile albicioase sericitoase cuarțo-feldspatice asociate, care conform uzanței ar putea fi calificate drept „metatufite acide” reprezintă, cel puțin în parte, depozite epiclastice metamorfozate. Ele sînt constituite dintr-o masă cuarțo-feldspatică cu sericit în care apar cristale relict de cuarț, plagioclaz, schachbrettalbit și sporadic ortoclaz.

Sub cuarțitele de Botoșel se întîlnesc local șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, cuarțite grafitoase și șisturi sericito-grafitoase.

Metatufurile acide intercalate în complexul Tg_1 prezintă predominant cristaloclaste relict de cuarț și feldspat potasic. Ele indică desfășurarea intermitentă a unui vulcanism riolitic în timpul sedimentării stivei de formațiuni detritogene din complexul Tg_1 care aflorează în zona cercetată.

Complexul mediu — Tg_2 (500-750 m)

Formațiunile acestui complex litostratigrafic aflorează numai pe flancul estic al anticlinalului Fundul Moldovei, constituind o fișie continuă de la Botuș pînă în bazinul văii Tătarea. Înspre nord, în bazinul văii Răchitiș se constată o îngroșare substanțială a acestor formațiuni. Complexul Tg_2 este constituit din următoarele trei entități litostratigrafice:

Orizontul inferior — Tg_{2-1} (200-400 m). Limita inferioară a complexului Tg_2 a fost trasată sub un nivel litologic reper constituit din metatufuri și metatufite bazice — nivelul metatufurilor bazice de Botuș — $Tg_{2-1,1}$ (5-75 m). Spre partea lor superioară șisturile verzi devin adesea calcaroase. În zona sudică a regiunii cercetate, între valea Botoșel și localitatea Botuș la nivelul acestor șisturi calcaroase se individualizează deasupra șisturilor verzi un banc de calcare albe zaharoide rubanate, a cărui grosime nu depășește cîțiva metri — calcarul de Botuș.

În succesiune urmează, pe o grosime de 10-100 m, un nivel terigen — $Tg_{2-1,2}$ constituit din șisturi cuarțoase sericitoase și șisturi sericito-cloritoase cu intercalații discontinue de metamicroconglomerate reprezentate prin roci cuarțoase cu elemente rulate relict de cuarț, microclin, ortoclaz și subordonat feldspat plagioclaz.



Partea superioară a orizontului inferior este constituită dintr-un nivel de cuarțite negre și cenușii — $Tg_{2.1.3}$. În baza nivelului apar cuarțite cenușii, uneori cu aspect microconglomeratic. Urmează cuarțite rubanate cenușii care trec treptat în cuarțite negre. La nord de trifurcația văii Gârbele se individualizează un strat superior de cuarțite negre (1-23 m grosime) separat de cuarțitele inferioare prin șisturi sericito-cloritoase cuarțoase.

Orizontul mediu — $Tg_{2.2}$ (200-300 m) este reprezentat printr-o stivă de șisturi sericito-cuarțoase și clorit în care se intercalează începând din valea Botoșel spre sud șisturi cuarțo-feldspatice uneori cu aspect microconglomeratic. Sub microscop se disting în aceste roci cristale mari de feldspat (predominant plagioclaz) și cuarț, dispuse într-o masă sericito-cuarțoasă, orientată, în care apar cristale mărunte de zoizit, înconjurat de sfen și lamele neorientate de stilpnomelan.

Orizontul superior — $Tg_{2.3}$ (25-200 m) cuprinde o secvență grafitoasă cu care se încheie succesiunea complexului Tg_2 . Este constituit predominant din șisturi sericito-grafitoase în care se intercalează șisturi sericito-cloritoase și strate subțiri discontinue de cuarțite negre.

Complexul superior — Tg_3 (3000 m)

Din succesiunea cunoscută a seriei de Tulgheș, partea ei superioară este mai bine studiată în prezent, datorită atât extinderii pe suprafețe largi cât și importanței care-i revine prin zăcămintele stratiforme de pirită și sulfuri polimetalice pe care le conține. În delimitarea entităților litostratigrafice s-a putut de aceea ține seama de continuitatea acestora, cel puțin în sectorul nordic și în cel median din zona cristalină a Carpaților Orientali. Având deci în vedere posibilitățile de corelare cu formațiunile seriei de Tulgheș din pinza de Putna la nord și sud de regiunea cercetată, au fost delimitate în cadrul complexului Tg_3 următoarele patru entități (orizonturi) litostratigrafice :

Orizontul Gârbele — $Tg_{3.1}$ (1250-1500 m). Pe flancul estic al anticlinalului Fundul Moldovei urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul superior grafitos din complexul Tg_2 o stivă de șisturi sericito-cloritoase cuarțoase și șisturi cuarțoase sericito-cloritoase. Aceste formațiuni reapar și pe flancul vestic al anticlinalului amintit, fără însă a li se cunoaște relațiile de superpoziție față de complexul Tg_2 , datorită



dislocații tectonice Botuș, în lungul căreia șisturile respective vin în contact cu formațiunile complexului Tg₁.

Spre partea mediană a stivei menționate se intercalează un nivel de șisturi verzi — nivelul metatufurilor bazice de Gîrbele. Pe flancul estic al anticlinalului Fundul Moldovei acest nivel este constituit dintr-un singur banc de șisturi verzi tufogene (2-10 m grosime) în timp ce pe flancul vestic se constată în bazinul superior al văii Gîrbele mai multe asemenea bancuri, intercalate în șisturi cuarțoase sericito-cloritoase pe un interval stratigrafic de cea 250 m. În cadrul rocilor verzi de Gîrbele se disting: a) metatufuri bazice reprezentate prin șisturi cloritoase albitice (local cu cristale de albit relicte) cu epidot, uneori cu calcit dezvoltat poikiloblastic și b) metatufite bazice în care prezența cuarțului și a unei cantități excedentare de calcit pe lângă clorit și albit indică o fracțiune de natură terigenă în constituția rocii.

Sub metatufurile bazice se întîlnesc uneori strate subțiri și discontinue de șisturi sericito-grafitoase (valea Gîrbele, valea Botoșel) sau cuarțite cu sericit (valca Preluca).

Separat de nivelul metatufurilor bazice de Gîrbele printr-o secvență sericito-cloritoasă de cea 75-200 m grosime, în succesiune urmează un banc discontinuu de metatufuri și metatufite acide — nivelul metatufurilor acide de Gîrbele (2-50 m), dezvoltat cu precădere pe flancul estic al anticlinalului Fundul Moldovei. Rocile acestui nivel sînt constituite dintr-o masă cuarțo-feldspatică cu sericit, mărunt cristalizată, în care se disting cristale relicte de cuarț, schachbrettalbit sau albit. Unele varietăți conțin benzi de sericit cu epidot mărunt cristalizat.

Cele două nivele de metatufuri separă în cadrul orizontului Gîrbele o stivă inferioară de șisturi sericito-cloritoase cuarțoase, cu rare intercalații de roci cuarțo-feldspatice sericitoase (metagresii feldspatice) și o stivă superioară de șisturi sericito-cloritoase cuarțitice caracterizată, în special pe flancul vestic al anticlinalului Fundul Moldovei, prin intercalații de cuarțite și cuarțite cu sericit a căror grosime poate ajunge pînă la cea 50 m. Acestea se întîlnesc mai ales la est de vîrfurile Kuncul Mic și pe culmea de la sud de valea Botoșel. În această culme aflorază și un banc de cuarțite cenușii rubanate cu elemente detritice relicte de cuarț negru.

Între valea Moldovei și valea Moroșan, în stiva superioară de șisturi sericitoase și sericito-cloritoase cuarțoase se intercalează un banc de șisturi clorito-sericitoase zoizito-epidotice cu albit și biotit asociate uneori cu șisturi sericitoase cuarțoase cu magnetit. Sub microscop se distinge o masă orientată, mărunt cristalizată, constituită din clorit + sericit +



+ zoizit + epidot + albit și rare granule de sfen. În această masă apar cristale mari de albit și biotit, parțial cloritizat. Aspectele structurale sugerează pentru aceste lamele de biotit și cristalele de albit o proveniență premetamorfică. Frecvent se întâlnesc cristale mărunte de stilpnomelan dispuse neorientat.

O anomalie geochimică pe culmea între valea Prelucii și valea Orata indică prezența unui nivel cu diseminări de sulfuri, paralelizabil probabil cu nivelul de sulfuri care aflurează în valea Moroșan în amonte de orizontul Fundul Moldovei (în dreptul galeriei Moroșan 2 și a forajului 14 A).

La sud de valea Orata se intercalează în partea mediană a stivei superioare de șisturi din orizontul Gârbele un nivel de metatufuri riolitice cu grosimi maxime de 20 m.

Spre partea superioară a orizontului, în special în zona sudică de pe flancul vestic al anticlinalului Fundul Moldovei șisturile devin local slab grafitoase sau conțin intercalații de șisturi sericito-grafitoase.

Orizontul Fundul Moldovei Tg₃₋₂ (300-400 m). Cuprindem sub această denumire întreaga succesiune de metatufuri și metatufite acide, precum și rocile de natură terigenă asociate, situate între șisturile sericitoase cloritoase cuarțoase ale orizontului Gârbele Tg₃₋₁ și primele șisturi cloritoase care marchează baza orizontului Moroșan (Tg₃₋₃). Într-o accepție anterioară (Kräutner, 1965; Bercia et al.¹⁵) orizontul Fundul Moldovei era limitat la partea inferioară a succesiunii menționate, și anume la partea în care se localizează concentrațiile stratiforme de pirită și sulfuri polimetalice. Era deci exclus din orizont nivelul metatufurilor riolitice de Fundul Moldovei care constituie partea superioară a succesiunii. Avînd în vedere posibilitățile de corelare în afara zonei cercetate, considerăm mai adecvată extinderea noțiunii de orizont pentru întreaga stivă de produse tufacee și epiclastice riolitice metamorfozate și delimitarea în cadrul acesteia, în regiunile în care este posibil, a mai multor nivele litostratigrafice.

În zona cercetată orizontul Fundul Moldovei este constituit din următoarele nivele litostratigrafice:

Nivelul inferior — Tg₃₋₂₋₁ (150-300 m) cuprinde o alternanță de șisturi sericitoase cuarțoase feldspatice cu metatufite și metatufuri riolitice și cu șisturi cuarțoase feldspatice. Limita față de șisturile orizontului Tg₃₋₁ este în general evidențiată de schimbarea de culoare de la cenușul caracteristic acestor formațiuni la nuanțele albe și albe-verzui care domină în cadrul orizontului Fundul Moldovei. Începînd de la Valea

¹⁵ *Op. cit.* pct. 3, 5.

Botoșel spre nord limita inferioară a nivelului a fost trasată în baza unui banc de cuarțite cu o grosime de câțiva metri — cuarțitele de Runc — în care se disting uneori slabe limonitizări. Se pare că nivelul inferior din orizontul Fundul Moldovei reprezintă în mare parte o formațiune epiclastică metamorfozată, în care se întâlnesc intercalații de metatufuri și metatufite riolitice. În dealul Runc în această formațiune apar interstratificate concentrații hidrotermale sedimentare metamorfozate de pirită și sulfuri polimetalice. Ele reprezintă probabil un echivalent stratigrafic al zonei I de minereu din mina Fundul Moldovei (Kräutner, 1965; Kräutner et al., 1970), față de care prezintă de altfel și afinități petrografice și geochemice (pirită + sulfuri de Zn, Pb, Cu). Înspre partea superioară a nivelului apare în sudul și nordul zonei cercetate o intercalație discontinuă formată din șisturi cloritoase albitice cu epidot. Rocile conțin frecvent porfiroblaste mari de albit, adesea cu dezvoltare poikilitică. Incluziunile din aceste cristale sînt reprezentate de regulă prin cristale mărunte de cuarț sau sericit. Uneori sub microscop se disting în cadrul rocilor benzi cuarțoase sau cuarțo-albitice în alternanță cu benzi clorito-epidotice, ambele deranjate de dezvoltarea porfiroblastică a albitului.

Din valea Orata spre sud se individualizează în baza orizontului Fundul Moldovei un nivel de șisturi sericitoase cuarțoase albe și de șisturi clorito-sericitoase, frecvent limonitizate, în care sînt intercalate concentrațiile de minereu din zonele II și III exploatate la Fundul Moldovei — nivelul Dealul Negru. Se pare că acest nivel reprezintă în parte un echivalent stratigrafic al cuarțitului de Runc.

Nivelul superior (al metatufurilor riolitice de Fundul Moldovei — Tg₃₋₂₋₂ (100-200 m). Spre deosebire de regiunea Fundul Moldovei-Pojorita, din sud, în zona cercetată metatufurile riolitice de Fundul Moldovei reprezintă repetate discontinuități datorate efilării lor tectonice în lungul dislocației direcționale Colacu. Astfel se remarcă dispariția lor în culmea de la sud de valea Botoșel și începînd din dealul Runcul Mic înspre nord. O îngroșare a nivelului superior se constată pe versantul sudic al dealului Runc, în zona ivirilor de minereu din nivelul inferior. Din punct de vedere petrografic metatufurile sînt reprezentate prin roci cuarțitice masive sau rubanate, cenușii, verzui sau albicioase, adesea cu aspect „sticlos”, constituite dintr-o masă cuarțoasă mărunț cristalizată, uneori cu sericit sau feldspat, în care se disting cristaloclaste relicte de cuarț, feldspat potasic¹⁶, albit și schachbretalbit.

¹⁶ Descrieri și considerații petrogenetice; vezi Kräutner, 1965.



Orizontul Moroșan — $Tg_{3,2}$ (500-750 m). Cuprinde stiva de șisturi preponderent clorito-sericitoase și cloritoase situată între metatufurile riolitice de Fundul Moldovei și metatufurile acide de Deluț din orizontul Arseneasca. Continuitatea orizontului este deranjată, ca și aceea a orizontului Fundul Moldovei, de dislocația direcțională Colacul. În culmea de la sud de valea Botoșel efilarea tectonică este completă. Spre partea inferioară și în partea superioară a succesiunii se întâlnesc local intercalații subțiri și discontinue de cuarțite negre.

În zona cercetată orizontul Moroșan este constituit în cea mai mare parte din șisturi clorito-sericitoase și șisturi sericito-cloritoase. Sub formă de intercalații apar șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit constituite dintr-o masă cloritoasă în general bogată în cristale mărunte de epidot, la care se asociază adesea cuarț și sericit.

Sedimentarea formațiunilor din orizontul Moroșan corespunde cu o perioadă de activitate a unui magmatism bazic în aria de depunere a seriei de Tulgheș. În zona cercetată au fost identificate doar produse epiclastice, rezultate din distrugerea edificiilor vulcanice submarine. În regiunea de la sud de valea Delnița se cunosc însă și metatufurile bazice corespunzătoare unor momente extrusive (Bercia et al.)¹⁷.

Orizontul Arseneasa — $Tg_{3,4}$ (> 700 m). Constituie partea superioară a succesiunii cunoscută din seria de Tulgheș. Dezvoltarea sa maximă se cunoaște în bazinul văii Arseneasa din regiunea Fundul Moldovei, unde a fost recunoscută prima dată și poziția stratigrafică a formațiunilor respective (Bercia et al.)¹⁸. În zona cercetată, limita inferioară a orizontului Arseneasa s-a trasat sub primele metatufuri acide care urmează peste șisturile sericito-cloritoase ale orizontului Moroșan.

În cadrul succesiunii din orizontul Arseneasa au fost distinse următoarele entități litostratigrafice :

Nivelul inferior Deluț — $Tg_{3,4,1}$ (250-500 m). Pe flancul estic al sinclinalului Fundul Moldovei este reprezentat printr-o stivă de metatufuri și metatufite riolitice cu rare intercalații de șisturi sericito-cloritoase. Drept echivalent stratigrafic al acestor formațiuni, pe flancul vestic al sinclinalului aflorează o alternanță de șisturi sericito-cloritoase cu bancuri de metatufuri acide a căror grosime nu depășește 100 m. Se remarcă deci o tendință de efilare a metatufurilor de la est.

¹⁷ Op. cit. pct. 3, 5.

¹⁸ Op. cit. pct. 3, 5.

spre vest. Spre deosebire de metatufurile riolitice de Fundul Moldovei, metatufurile riolitice de Deluț sînt de regulă albe, mai sericitoase și prezintă comparativ mai multe cristaloclaste relict de feldspat. Sub microscop se distinge o masă cuarțoasă sau cuarțo-feldspatică cu sericit și cristale relict de cuarț și feldspat, uneori substituit parțial prin epidot.

Nivelul superior — $T_{g_{3,4,2}}$ (> 200 m). Este reprezentat prin șisturile sericito-cloritoase care afloră în zona axială a sinclinalului Fundul Moldovei peste metatufurile acide de Deluț. În aceste șisturi se intercalează un strat subțire discontinuu de cuarțite negre peste care se dispun local bancuri subțiri de metatufuri bazice. Partea superioară a succesiunii cunoscute este formată din metatufuri și metatufite reprezentate prin șisturi cu porfiroblaste de albit. Masa rocii este constituită din cuarț, sericit, epidot sau în rocile rubanate dintr-o alternanță de benzi cuarțo-feldspatice cu benzi sericito-cloritoase.

Roci metaeruptive

În câteva puncte au fost identificate iviri de roci metaeruptive bazice și acide, care eventual ar putea reprezenta canale de alimentare ale unor centre de erupție, sau să fie mărturia unor dyke-uri.

Metagabbrouri au fost întîlnite sub formă de lentile cu dimensiuni reduse pe flancul vestic al anticlinalului Fundul Moldovei, asociate metatufurilor bazice de Girbele, în următoarele trei iviri: 1, în versantul stîng al văii Botoșel; 2, pe culmea de la vest de trifurcația văii Girbele și 3, pe culmea de la nord-vest de această trifurcație. Structurile primare magmatice au fost șterse aproape în întregime de șistozitatea metamorfică și de procesele de recristalizare.

Ivirea 1 este constituită dintr-o rocă verde șistoasă formată din parageneza: clorit + plagioclaz + epidot + calcit + oxizi de fier.

Ivirea 2 reprezintă o rocă șistoasă verzuic constituită din actinot + clorit + plagioclaz + epidot + sfen în aglomerări alungite, rezultate probabil din transformarea unor cristale de ilmenit. Actinotul ($c:z = 15^2$) apare în porfiroblaste sau aglomerări care sugerează formarea sa pe seama unor cristale de piroxeni.

Ivirea 3 este formată dintr-o rocă cu aspect masiv-granular, de culoare verde-închisă, constituită din parageneza: plagioclaz + clorit + stilpnomelan + epidot + calcit + magnetit + sfen în aglomerări de cristale mărunte, asociate cu precădere cristalelor de magnetit.



Porfiroide au fost identificate într-o ivire mică pe culmea de la est de vârful Prelucii. Sînt reprezentate prin roci cu aspect masiv în care se disting fenocristale relict de cuarț și feldspat. În zona periferică rocile devin șistoase și mai bogate în sericit.

Concluzii

Analiza detaliată a succesiunii litostratigrafice din seria de Tulgheș pune în evidență o activitate vulcanică intensă în timpul sedimentării formațiunilor. Judecînd după extinderea largă pe care o au în Carpații Orientali orizonturile litostratigrafice cu produse magmatice bazice și acide, se poate presupune că activitatea vulcanică a fost în mare parte de tip liniar (K r ä u t n e r, 1965; M u r e ș a n ¹⁹). Întrucît produsele vulcanice apar intercalate într-o stivă de sedimente marine se pare că activitatea vulcanică s-a desfășurat, probabil cel puțin în parte, într-un domeniu acvatic. Dar cum a mai fost arătat (K r ä u t n e r, 1970) poate fi luată în considerare și posibilitatea ca unele orizonturi cu metatufuri acide să reprezinte formațiuni ignimbritice metamorfozate.

Pe de altă parte analiza elementelor structurale relict și constituția mineralogică a unor roci, care conform uzanței în nomenclatura petrografică în Carpații Orientali sînt definite drept „metatufite acide”, ne face să presupunem că, cel puțin în parte, rocile respective derivă din depozite epiclastice, uneori cu adaos de material terigen. Rezultă deci că edificiile vulcanice au fost distruse curînd după formare, sau chiar concomitent cu ridicarea lor, depozitele epiclastice rezultate și stratele tufacee apărînd astfel ca niște componente ale aceleiași formațiuni vulcanogen-sedimentare (în cadrul aceluiași nivel sau orizont litostratigrafic).

Alternanța repetată a unor produse extrusive acide și vulcanice indică o variație periodică a caracterului activității vulcanice și permite deducerea existenței a șapte faze succesive de activitate (fig. 4). Fazele astfel delimitate se caracterizează în general prin mai multe momente de erupție marcate fiecare prin stratul respectiv de metatufuri și metatufite. Este interesant de remarcat faptul că intervalul litostratigrafic în care se plasează produsele fazelor de activitate magmatică se reduce treptat de la primele la ultimele manifestări vulcanice. Dacă admitem o oarecare proporționalitate între grosimea depozitelor și timpul decurs în perioada lor de acumulare, ar rezulta că fazele de activitate s-au succedat în inter-

¹⁹ Georgeta Mureșan. Studiul petrografic și chimic al produselor magmatismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din cursul superior al văii Oitului. 1969. *Ann. Inst. Geol. București*.



vale de timp din ce în ce mai reduse, deci că ritmicitatea declanșării unor erupții vulcanice cu caracter petrologic foarte diferit s-a accelerat.

Instalarea fazei a II-a (magmatism bazic) și a fazei a III-a (magmatism acid), separate printr-un interval de timp relativ mare, se corelează

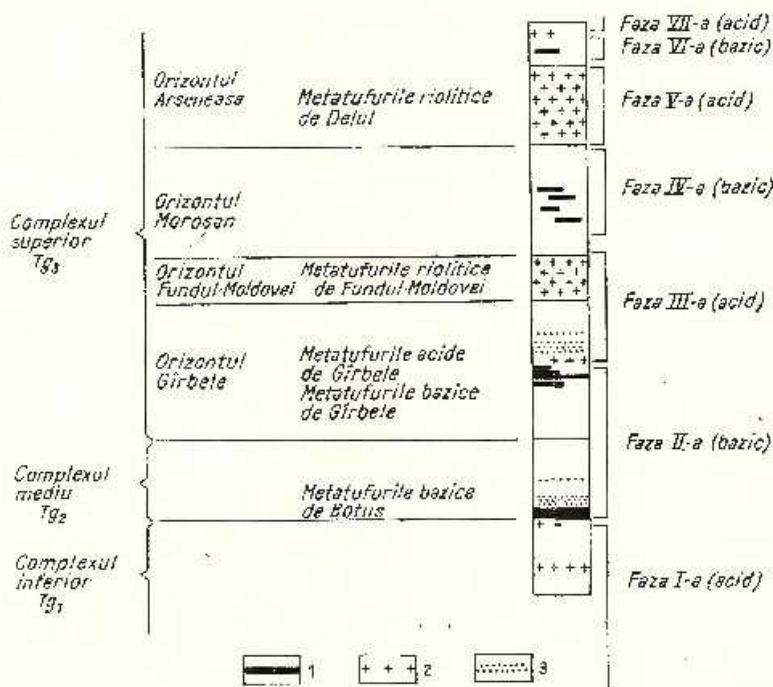


Fig. 4. — Poziția produselor vulcanice bazice și acide în succesiunea litostratigrafică a seriei de Tulgheș din pinza de Putna.

1, produse vulcanice bazice; 2, produse vulcanice acide; 3, depozite detritice groasere (gresii și microconglomerate)

Position des produits volcaniques basiques et acides dans la succession lithostratigraphique de la série de Tulgheș de la nappe de Putna.

1, produits volcaniques basiques; 2, produits volcaniques acides; 3, dépôts détritiques grossiers (gres et microconglomérats).

cu reactivarea sedimentării unor depozite detritice groasere (cuartite, microconglomerate), indicînd astfel o interdependență între declanșarea primelor faze vulcanice și schimbări în regimul de sedimentare, datorate probabil unor momente de mobilitate a scoarței.

Diferența marcantă între caracterele petrografice și petrochimice ale produselor generate de cele două tipuri de activitate vulcanică, precum și lipsa unor termeni de tranziție între ele a sugerat atât în Poiana

Ruscă (Kräutner et al., 1969) cît și în Carpații Orientali (Mureșan)²⁰ proveniența magmelor din surse diferite, sau mobilizarea lor de la adîncimi diferite (Kräutner, 1970). Luînd în considerare caracterele petrochimice și petrografice ale produselor vulcanice se poate presupune în acest sens o alimentare succesivă și repetată a magmatismului bazic din partea superioară a mantalei iar a celui acid din scoarță.

Alternanța repetată a unor asemenea produse magmatice cu caractere diferite în seria de Tulgheș (probabil patru cicluri bazic-acide) sugerează deci o mobilitate în continuă creștere în cadrul scoarței. Mecanismul care a declanșat topiri în crustă și a dus la eliberarea lor succesivă în alternanță cu materialul din manta va trebui examinat desigur în vederile dinamicii structurilor geologice profunde. Stadiul actual de cunoaștere a seriei de Tulgheș se reduce însă la suprafețe mult prea restrinse pentru a permite unele considerații de acest gen.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, p. 17—38, București.
- Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Vatra Dornei — Iacoveni (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 7—49, București.
- Dessila-Codarcea Marcela (1967) Noi date asupra terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- Bercia I., Kräutner H. G., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnăreț-Holdița). *D. S. Com. Geol.* L/2 p. 3—25, București.
- Gandrabura E. (1969) Chimismul unor roci bazice și ultrabazice din sinclinalul marginal extern Rarău-Breaza. *An. șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, sect. II/b (Geologie)*, XV, p. 35—43, Iași.
- Ianovici V., Ionescu C. (1968) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Tîbău, valea Coșna (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol., geof. geogr. seria geol.* 11, 1, p. 77—90, București.
- Iliescu Violeta, Dessila - Codarcea Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfioristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.* LI/2, p. 13—18, București.

²⁰ *Op. cit.* pct. 18.



- Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali — Seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4 p. 23—38, București.
- Mureșan M. (1972) Asupra prezenței unor asociații microfioristice în formațiunea paleozoică a breziilor de Hăghimaș — Implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, p. 41—48, București.
- Ionescu C. (1969) Cercetări petrografice, stratonemice și structurale în cristalinul munților Bistriței (regiunea izvoarelor Țibăului — Coșna). *An. Inst. Geol.* XXXVII, p. 265—313, București.
- Kräutner H. G. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10, 1, p. 195—228, București.
- (1970) Die hercynische Geosynclinalerzbildung in den rumänischen Karpaten und ihre Beziehungen zu der hercynischen Metallogenese Mitteleuropas. *Mineralium Deposita* 5, 4, p. 323—344, Berlin-Heidelberg — New York.
- (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Série Géologie*, 16, 2, p. 81—90, București.
- Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta (1969) Stratigrafia, evoluția magmalismului și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *An. Inst. Geol.*, XXXVII, p. 179—284, București.
- Andâr P., Andâr Anca (1970) Geochimia elementelor majore din zăcămintul de sulfuri polimetalice de la Fundul Moldovei. *D. S. Inst. Geol.* LVI/2, p. 49—69, București.
- Popa Gh. (1973) Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan. *D. S. Inst. Geol.* LIX/1, p. 261—278, București.
- Kräutner Th. (1931) Cercetări geologice în cuvela marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol.* XIV, p. 1—63, București.
- Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/1, p. 243—258, București.
- Mulțiac V. (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Pitulea G. (1966) Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene și a mineralizațiilor din regiunea Pojorita — valea Putnei — Giurmalău. *D. S. Com. Geol.* LII/1 p. 105—122, București.
- (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan — Tulgheș). *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr. série de Géol.* 11, 2, București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teacă I. (1967) Structura geologică și stratigrafia sisturilor cristaline din regiunea Pojorita — Fundul Moldovei — Lucina (Carpații Orientali). *L. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1, p. 181—185, București.
- Săndulescu M. (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/3, p. 125—150, București.
- (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. Geol.* LIX/3, p. 59—82, București.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. Wien-Leipzig.



Zincenco D. (1971) Stratigrafia seriei de Tulgheș în bazinul văilor Cislă și Vasce (versantul stîng) — Maramureș. *Sut. cerc. geol. geof. geogr. seriu geol.* 16, 2, p. 387—396. București.

LITOSTRATIGRAFIE DE LA SĂRIE DE TULGHEȘ, DE LA NAPPE DE PUTNA, DANS LA RÉGION DE BOTUȘ-BREAZA (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

La région étudiée est située dans la moitié septentrionale des Carpates Orientales, dans le bassin supérieur de la rivière de Moldova. Elle est constituée dans la plus grande partie des formations de la série de Tulgheș qui forment deux nappes alpines séparées par des dépôts mésozoïques et par les roches carbonifères inférieures du lambeau de rabotage Delnița : nappe de Rodna-Mestecăniș au SW et nappe de Putna dans la partie centrale de la région étudiée (Bercia et al., 1971). Au NE de la région, le cristallin précambrien moyen de la série de Bretila-Rarău constitue une nappe (nappe de Rarău) charriée sur les formations épimétamorphiques de la série de Tulgheș située dans la nappe de Putna. Selon Săndulescu (1972, 1973), la nappe de Rarău représenterait une unité tectonique hercynienne, qui, avec la nappe de Putna sous-jacente, forme une seule unité alpine appelée nappe bucovinienne. La couverture sédimentaire de cette nappe est représentée par la série mésozoïque bucovinienne (Uhlig, 1907; Săndulescu, 1972, 1973) qui constitue le synclinal marginal de Rarău. Dans la région de Breaza, sous ces dépôts mésozoïques repose un lambeau de recouvrement de la nappe de Perșani (Săndulescu, 1973), représentée par des serpentines apolhersolithiques, apodunithiques et aposaxonotiques (Grandrabura, 1969).

Excepté la nappe transylvaine (nappe de Perșani) qui représente une nappe de couverture, toutes les unités mentionnées sont des nappes de socle (Săndulescu, 1972) charriées de l'intérieur vers l'extérieur de l'arc carpatique.

Les formations de la série de Tulgheș sont attribuées au Cambrien inférieur, vu les indications d'ordre palynologique existantes jusqu'à présent dans les régions de Bălan (Iliescu, Mureșan, 1972) et de Crucea (Iliescu, Dessila-Codarcea, 1965) et grâce aux âges isotopiques Pb - Pb obtenues pour les minéraux stratiformes métamorphisés de Leșul Ursului (500 m.a.) et de Bălan (560 m.a.) (Vișdea). Selon l'âge isochrone K/Ar, le métamorphisme de ces formations a eu lieu approximativement 520 m.a. en avant, donc pendant l'orogénèse baikalienne. Les âges modèles K/Ar (460—80 m.a.) indiquent constamment des régénérations hercyniennes et alpines à intensités variables.

La succession lithostratigraphique présentée pour des formations du Cambrien inférieur (série de Tulgheș) de la région étudiée a été établie par les rapports de superposition stratigraphique, qui résultent de l'admission dans le cadre de la nappe de Putna — d'une structure plicative baikalienne représentée à l'W par un synclinal (synclinal de Fundul Moldovei), et à l'E par un anticlinal (anticlinal de Fundul Moldovei), tous les deux déversés vers l'W et coupés par deux failles directionnelles (faille de Botuș et faille de Colacu). Dans cette image tectonique, les formations situées à l'E de la faille de Colacu sont disposées dans une succession normale, tandis que les schistes situés à l'W de cette faille, jusqu'à la zone axiale du syn-



clinal de Fundul Moldovei, représentent une succession inverse. La position inverse des schistes mentionnés résulte également de certains affleurements à microplis à flanc inverse et des pendages occidentaux observés dans la zone de la colline de Runcul Mic.

Dans cette acception tectonique, la série de Tulgheș de la nappe de Putna est constituée dans la région étudiée par trois complexes lithostratigraphiques :

Le complexe inférieur Tg_1 (> 500 m), constitué de schistes séricito-chloriteux quartzeux à intercalations de quartzites et de métatufs basiques vers la partie inférieure de la succession et à intercalations de métatufs acides et de quartzites feldspathiques vers la partie supérieure.

Le complexe moyen — Tg_2 (500—750 m) correspond à une séquence en général graphitique dans laquelle s'individualisent trois horizons lithostratigraphiques :

L'horizon inférieur — $Tg_{2,1}$ (200—400 m) est constitué en base d'un niveau de métatufs basiques (de Botuș) qui supportent parfois un calcaire blanc, stratifié (calcaire de Botuș). Dans la succession suivent des schistes sériciteux et quartzeux avec une intercalation discontinue de micrométaconglomérats, sur lesquels reposent des quartzites gris et des quartzites noirs ;

L'horizon moyen — $Tg_{2,2}$ (200—300 m) est formé de schistes séricito-quartzeux + chlorite et d'intercalations locales de schistes quartzo-feldspathiques détritogènes ;

L'horizon supérieur — $Tg_{2,3}$ (25—200 m) est représenté par des schistes séricito-graphiteux à minces intercalations de quartzites noirs.

Le complexe supérieur — Tg_3 (300 m) se caractérise par l'abondance de produits volcaniques extrusifs acides, disposés en alternance avec un matériel détritogène et avec des métatufs basiques. Le complexe Tg_3 représente donc une formation volcanogène-sédimentaire. Il est constitué de quatre horizons lithostratigraphiques :

L'horizon Girbele — $Tg_{3,1}$ (1200—1500 m) comprend une pile de schistes séricito-chloriteux et de schistes quartzeux séricito-chloriteux. Vers la partie médiane de la succession s'intercalent des métatufs basiques (de Girbele). Dans les schistes situés au-dessus de ces roches vertes il y a des intercalations de métatufs acides, de schistes à porphyroblastes d'albite, parfois avec magnétite et des schistes séricito-graphiteux.

L'horizon Fundul Moldovei — $Tg_{3,2}$ (300—400 m) est constitué d'une succession de métatufs et de métatuffites rhyolitiques, de produits épicrostiques acides et de roches de nature terrigène. Dans cette pile ont été délimités deux niveaux lithostratigraphiques :

Un niveau inférieur (150—300 m) représenté par une alternance de métatufs et de métatuffites rhyolitiques avec des produits épicrostiques acides et des roches quartzueuses détritogènes. Dans ce niveau il y a des accumulations stratiformes, volcanogènes-sédimentaires de pyrite et des sulfures polymétalliques²¹. Vers la partie supérieure de la succession apparaissent parfois des schistes albites à épidote et à porphyroblastes poecilitiques d'albite ;

Un niveau supérieur représenté par les métatufs rhyolitiques de Fundul Moldovei (100—200 m) ;

L'horizon Morosau — $Tg_{3,3}$ (500—760 m) est constitué dans la plus grande partie de schistes chloriteux-sériciteux et de schistes séricito-chloriteux où s'intercalent des couches minces de quartzites noirs et des schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite. La sédimentation de l'horizon coïncide avec une période d'activité du volcanisme basique.

²¹ Dans une acception plus ancienne (Kräutner, 1965) l'horizon de Fundul Moldovei contenait seulement des formations de ce niveau.

L'horizon Arsenasa — T_{93,4} (> 700 m) constitue la partie supérieure de la succession lithologique connue de la série de Tulgheș. Il est formé de deux niveaux lithostratigraphiques :

Un niveau inférieur — des métatufs rhyolithiques de Deluș (250-500 m) ;

Un niveau supérieur (> 250 m) représenté par des schistes séricito-chloritoux à intercalations minces et discontinues de quartzites noirs, métatufs basiques. À la partie supérieure de la succession apparaissent des métatufs et des métatuffites représentés par des schistes séricito-chloritoux à porphyroblastes d'albite.

On peut y ajouter que dans quelques endroits ont été identifiés des métagabbros et des porphyroïdes qui pourraient représenter éventuellement des dykes ou des canaux d'alimentation de certains centres d'éruption.

L'analyse minutieuse de la succession lithostratigraphique de la série de Tulgheș met en évidence une activité volcanique intense pendant la sédimentation des formations. Vu la grande superficie occupée par les horizons lithostratigraphiques à produits magmatiques basiques et acides dans les Carpates Orientales on peut présumer que l'activité volcanique a été en général de type linéaire. Parce que les produits volcaniques apparaissent intercalés dans une pile de sédiments marins, il semble donc que l'activité volcanique s'est déroulée dans des conditions sous-aquatiques. Mais, on peut également considérer la possibilité que certains horizons à métatufs acides représentent des formations ignimbritiques métamorphisées.

D'autre part, l'analyse des éléments structuraux reliques et la constitution minéralogique de certaines roches, définies généralement dans la littérature géologique des Carpates Orientales comme „métatuffites acides”, nous portent à supposer qu'au moins partiellement les roches respectives proviennent des dépôts primaires épiciastiques. Il en résulte que les édifices volcaniques ont été détruits au moins partiellement après leur formation, ou même pendant leur éèvement. Les dépôts épiciastiques résultés et les couches de tuf apparaissent comme des éléments composants de la même formation volcanogène-sédimentaire (dans la cadre du même niveau ou horizon lithostratigraphique).

L'alternance répétée des produits extrusifs acides et basiques indique une variation périodique du caractère de l'activité volcanique. On peut en déduire l'existence de sept phases successives d'activité volcanique (fig. 2). Les phases se caractérisent généralement par plusieurs moments d'éruption marqués par des couches à métatufs et métatuffites. L'intervalle lithostratigraphique où se trouvent les produits des phases volcaniques se réduit graduellement dès les premières aux dernières manifestations extrusives. Si l'on admet une certaine proportionnalité entre l'épaisseur des dépôts et le temps nécessaire pour leur accumulation, il en résulterait que les phases d'activité se sont succédées à des intervalles de temps de plus en plus réduits, par conséquent la rythmicité du déclenchement des éruptions volcaniques à caractère pétrologique bien différent s'est graduellement accélérée.

L'installation de la seconde phase (magmatisme basique) et de la troisième phase (magmatisme acide), séparées par un intervalle de temps relativement grand a été suivie par une réactivation de la sédimentation détritique grossière (quartzites, microconglomérats), indiquant ainsi une interdépendance entre le déclenchement des premières phases volcaniques et des changements dans le régime de la sédimentation.

La différence marquante entre les caractères pétrographiques et pétrochimiques des produits de ces deux types d'activité volcanique, aussi bien que l'absence de certains termes de transition entre eux, suggèrent l'existence des sources différentes pour les magmas et leur mobilisation à des profondeurs différentes. (Krätner, 1970). Vu les caractères

pétrochimiques et pétrographiques des produits volcaniques on peut supposer dans ce sens une alimentation successive et répétée du magmatisme de la partie supérieure du manteau pour les produits basiques et de l'écorce pour les produits acides.

ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

I. Balintoni: Există structuri hercinice în regiune? Au ele o legătură cu dezvoltarea vestică a cutelor majore?

H. G. Kräutner: Deformările hercinice sînt reprezentate prin clivaje și microfalte de forfecare (S_2h și S_3h) care nu denaturează structurile plicative majore baicaliene.

I. Balintoni: Unde se situează stratigrafic nivelul cu sulfuri cunoscut mai la sud, pe valea Moroșan aronda de orizontul Fundul Moldovei?

H. G. Kräutner: Corespunde nivelului cu sulfuri figurat pe hartă între valea Orata și valea Prelucii. În coloana litostratigrafică se situează deasupra nivelului metatufurilor acide de Girbele.

D. Zinenco: O subdivizare în două complexe a seriei de Tulgheș este mai elastică și mai ușor de realizat. Limita între cele două complexe, cărora corespund și activități metalogenetice distincte (sulfuri polimetalice și minereuri de mangan) se poate trasa deasupra cuarțitelor negre cu mangan.

H. G. Kräutner: cele trei unități litostratigrafice (Tg_1 , Tg_2 , Tg_3) se individualizează clar în seria de Tulgheș datorită faptului că secvența grafitoasă cu cuarțite negre (uncori cu minereuri de mangan) și sisturi verzi se interpune între două entități detritogene cu intercalații de metatufuri acide și bazice.

I. Kalnár: S-au putut observa structuri și texturi sedimentare relict (granoclasare, ritmicitate, stratificație, etc.)? Imaginea structurală prezentată este în acord cu astfel de observații?

H. G. Kräutner: Stratificația relicte se recunoaște frecvent, fapt indicat și de pozițiile șistozității de stratificație figurate pe hartă. Structuri relict se păstrează numai în sisturile provenite din depozite detritice grosiere. Gradul avansat de acoperire a regiunii împiedică observații de detaliu asupra granoclasării. În cuarțitele cenușii din orizontul inferior al complexului Tg_2 se poate constata o variație a granoclasării conformă cu succesiunea normală admisă în cadrul acestor formațiuni.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Botuș-Breaza (synclinal marginal mésozoïque selon M. Săndulescu, 1971).

1, Holocène; terrasses; 2, Pléistocène; gravier de terrasse; 3, Vraconien-Cénomaniens; grès conglomératiques; 4, Barrémien-Albien; wildflysch; a, diabases; 5, Jurassique; siltites; 6, Ladinien; a, jaspes; b, serpentinites; 7, Anisien; dolomies; 8, Werplénien; a, calcaires d'Azodul Mare; b, conglomérats et grès quartzitiques. Carbonifère inférieur—Série de Țibău (Tb); 9, dolomies; 10, quartzites; 11, calcaires; 12, schistes sériciteux. Cambrien inférieur—Série de Tulgheș (Tg_1) A, dans la nappe de Putna. Complexe supérieur (Tg_3); Horizon Arseneasca: Niveau supérieur: 13, schistes quartzo-feldspathiques séricito-chloriteux à porphyroblastes d'albite et métatufs acides; 14, a, quartzites noirs; b, métatufs basiques; 15, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux; Niveau inférieur: 16, métatufs et métatuffites rhyolithiques de Deluț; 17, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux. H o r i z o n



Moroșan: 18, a, quartzites noirs; b, schistes chlorito-sériciteux à porphyroblastes d'albite; 19, schistes chlorito-sériciteux; schistes séricito-chloriteux. Horizon Fundul Moldovei: Niveau supérieur: 20, Métatufs rhyolithiques de Fundul Moldovei; Niveau inférieur: 21, schistes chloriteux albitiques à épidote (fréquemment à porphyroblastes d'albite); 22, schistes séricito-chloriteux; 23, alternance de métatufs et métatuffites acides avec des schistes quartzitiques sériciteux (partiellement des dépôts épicalistiques métamorphisés). Niveau à sulfures de Dealul Negru: 24, quartzite de Runc; 25, métatufs rhyolithiques: a, schistes sériciteux quartzeux et schistes chlorito-sériciteux à pyrite \pm chalcoppyrite; Horizon Girbele: 26, quartzites, quartzites à séricite; a, quartzites gris rubanés à éléments détritiques reliques de quartz noir; 27, schistes chlorito-sériciteux-zoizito-épidotiques à albite et biotite, schistes sériciteux-chloriteux quartzitiques à magnétite; 28, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux supérieurs; a, niveaux à imprégnations faibles de sulfures; 29, métatufs acides de Girbele; 30, métatufs basiques de Girbele; 31, schistes sériciteux-chloriteux \pm quartzeux inférieurs; a, schistes séricito-graphiteux; b, schistes quartzo-feldspathiques séricito-chloriteux. Complexe moyen (Tg_2): Horizon supérieur: 32, schistes séricito-graphiteux, schistes sériciteux; a, quartzites noirs. Horizon moyen: 33, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux; subordonné schistes sériciteux faiblement graphiteux; a, schistes quartzo-feldspathiques sériciteux. Horizon inférieur: 34, quartzites noirs; quartzites gris microconglomératiques; 35, schistes sériciteux quartzeux, schistes séricito-chloriteux; a, métamicroconglomérats; 36, métatufs basiques de Botuș; a, calcaire de Botuș. Complexe inférieur (Tg_1): 37, schistes sériciteux quartzeux, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux; 38, a, quartzites noirs; b, schistes séricito-graphiteux; c, schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite, schistes verts; 39, quartzite de Botușel; 40, métatufs et métatuffites acides; 41, métatufs basiques (schistes chloriteux albitiques); 42, quartzites, quartzites à séricite B. Dans la nappe de Rodna-Mestecăniș. Complexe inférieur (Tg_1): 43, niveau des métatufs acides d'Obeina Mestecăniș; 44, schistes séricito-chloriteux (\pm biotite); schistes quartzeux séricito-chloriteux; 45, métatufs acides d'Arșița; 46 a, métatufs acides; b, quartzites à séricite. Cristallin épimétamorphique (Série de Tulgheș) non-divisé. 47, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux. Précambrien moyen-Série de Bretila-Rarău (Br): 48, gneiss ocellés de Rarău; a, granogneiss; 49, micaschistes; 50, amphibolites; 51, position de la schistosité de stratification; 52, linéation; 53, failles obliques et transversales; 54, failles directionnelles; 55, limite lithologique; 56, limite des unités lithostratigraphiques; 57, limite de transgression; 58, limite de la couverture sédimentaire détachée du soubassement cristallin; 59, plan de charriage; 60, plan du lambeau de rabotage Delnița.

Planche II

Coupes géologiques de la région de Botuș-Breaza.

1, Barrémien-Albien; wildflysch; 2, Ladinien; a, jaspes; b, serpentinites; 3, Anisien: dolomies; 4, Werphénien: conglomérats quartzeux. Carbonifère inférieur-Série de Tîbău (Tb): 5, dolomies; 6, quartzites; 7, schistes sériciteux. Cambrien inférieur-Série de Tulgheș (Tg). A. Dans la nappe de Putna. Complexe supérieur (Tg_2) Horizon Arsenășca: Niveau supérieur; 8, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux; a, quartzites noirs; b, métatufs basiques; Niveau inférieur: 9, métatufs et métatuffites rhyolithiques de Deluț; 10, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux. Horizon Moroșan: 11, schistes chlorito-sériciteux; schistes séricito-chloriteux; a, quartzites noirs. Horizon Fundul Moldovei: Niveau supérieur: 12, métatufs rhyolithiques de Fundul Moldovei; Niveau inférieur: 13, schistes chloriteux albitiques à épidote (fréquemment à porphyroblastes d'albite); 14, schistes séricito-chloriteux; 15, alternance de métatufs et métatuffites acides avec des schistes quartzitiques sériciteux (partiel-



lement des dépôts épiciastiques métamorphisés); Niveau à sulfures de Dealul Negru: 16, quartzites de Runc; 17, schistes sériciteux quartzeux, schistes chlorito-sériciteux à pyrite \pm chalcopyrrite — Niveau à sulfures de Dealul Negru. Horizon Girbele: 18, quartzites; quartzites à séricite; 19, schistes chlorito-sériciteux-zoizito-épidotiques à albite et biotite; 20, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux supérieurs; 21, métatufs acides de Girbele; 22, métatufs basiques de Girbele; 23, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux inférieurs; a, schistes séricito-graphiteux. *Complexe moyen* (Tg_2): Horizon supérieur: 24, schistes séricito-graphiteux; schistes sériciteux. Horizon moyen: 25, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux, subordonné schistes sériciteux faiblement graphiteux. Horizon inférieur: 26, quartzites noirs, quartzites gris microconglomératiques; 27, schistes sériciteux quartzeux, schistes séricito-chloriteux; 28, métatufs basiques de Botuș; a, calcaire de Botuș. *Complexe inférieur* (Tg_1): 29, quartzite de Botoșel; 30, schistes sériciteux quartzeux, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux; a, métatufs acides; 31, métatufs basiques; 32, quartzites, quartzites à séricite. B. Dans la nappe de Rodna-Mestecăniș: *Complexe inférieur* (Tg_1): 33, niveau des métatufs acides d'Oboina Mestecăniș; 34, schistes séricito-chloriteux (\pm biotite); schistes quartzeux séricito-chloriteux; 35, métatufs acides d'Arșița. Cristallin épimétamorphique non-divisé (Série de Tulgheș): 36, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux. Précambrien moyen — Série de Brețila-Rarău: 37, gneiss oeilés de Rarău; 38, mica-schistes; 39, limite lithologique; 40, limite des unités lithostratigraphiques; 41, limite de transgression; 42, limite de la couverture sédimentaire détachée du soubassement cristallin; 43, failles obliques; 44, failles directionnelles; 45, plan de charriage; 46, plan du lambeau de rabotage de Delnița.

Planche III

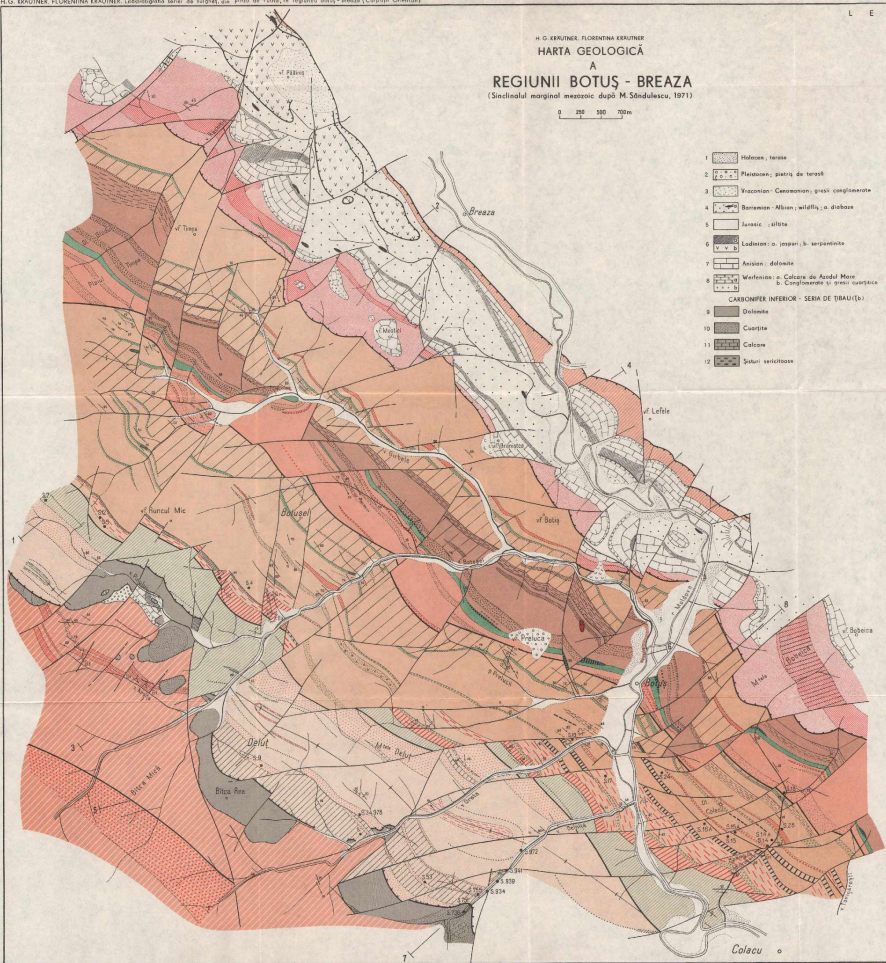
Colonnes stratigraphiques de la série de Tulgheș de la nappe de Putna (région de Botuș-Breaza).

1, schistes quartzo-feldspathiques séricito-chloriteux à porphyroblastes d'albite et métatufs acides; 2, a, quartzites noirs; b, métatufs basiques; 3, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux; 4, métatufs et métatuffites rhyolithiques de Deluț; 5, quartzites noirs; 6, schistes chlorito-sériciteux; schistes séricito-chloriteux; 7, métatufs rhyolithiques de Fundul Moldovei; 8, schistes chloriteux albitiques à épidote (fréquemment à porphyroblastes d'albite); 9, schistes séricito-chloriteux; 10, alternance de métatufs et métatuffites acides avec des schistes quartzitiques sériciteux (partiellement des dépôts épiciastiques métamorphisés); 11, quartzite de Runc; 1, 2, schistes sériciteux quartzeux et schistes chlorito-sériciteux à pyrite \pm chalcopyrrite (niveau à sulfures de Dealul Negru); 13, quartzites, quartzites à séricite; 14, métatufs rhyolithiques; 15, schistes chlorito-sériciteux-zoizito-épidotiques à albite et biotite, schistes sériciteux chloriteux quartzitiques à magnétite; 16, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux supérieurs; a, niveaux à imprégnations faibles de sulfures; 17, métatufs acides de Girbele; 18, métatufs basiques de Girbele; 19, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux inférieurs; a, schistes séricito-graphiteux; b, schistes quartzo-feldspathiques séricito-chloriteux; 20, schistes séricito-graphiteux, schistes sériciteux; a, quartzites noirs; 21, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux; subordonné schistes sériciteux faiblement graphiteux; a, schistes quartzo-feldspathiques sériciteux; 22, quartzites noirs; quartzites gris microconglomératiques; 23, schistes sériciteux quartzeux, schistes séricito-chloriteux; a, métamicroconglomérats; 24, métatufs basiques de Botuș; a, calcaire de Botuș; 25, schistes sériciteux quartzeux, schistes séricito-chloriteux \pm quartzeux; 26, schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite; a, schistes verts; 27, quartzite de Botoșel; 28, métatufs et métatuffites acides; 29, métatufs basiques (schistes chloriteux albitiques); 30, quartzites, quartzites à séricite.



AL C. KRUMLER, FLORENTINA KRUMLER
HARTA GEOLOGICĂ
A
REGIUNII BOTUȘ-BREAZA
 (Structură morfologică mesozoică după M. Săndulescu, 1971)

0 200 400 700m



- 1 Hidromorfe, terose
 - 2 Pliocen: pietriș de teros
 - 3 Vâlcoveni - Cămineni: grăniț conglomerate
 - 4 Barțani - Afâniș, ulufișii, o diabas
 - 5 Juncuș - ulufișii
 - 6 Ludeniș cu zădări în terpenite
 - 7 Anului - dolomiți
 - 8 Melencioși și Căluș de Anulii Mare
b. Conglomerate și grăniț cuarțite
 - 9 Deloșoși
 - 10 Căpușoaie
 - 11 Călușoși
 - 12 Săteni sarcozoizi
- CARBONIFER INFERIOR - SERIA DE TRAIU(1)**
- 13 Săteni sarcozoizi
 - 14 Săteni sarcozoizi - clonțoși
 - 15 Săteni sarcozoizi - clonțoși 1 cuertosa
 - 16 Săteni sarcozoizi - clonțoși 2 cuertosa
 - 17 Săteni sarcozoizi - clonțoși 3 cuertosa sau granulită din albit
 - 18 Săteni sarcozoizi - clonțoși
 - 19 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi sau granulită din albit
- CARBONIFER MEDIU - SERIA DE TRAIU(2)**
- 20 Săteni sarcozoizi - clonțoși și cuertosa
 - 21 Săteni sarcozoizi - clonțoși și cuertosa și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 22 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 23 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 24 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 25 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 26 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 27 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 28 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 29 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 30 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- CARBONIFER SUPERIOR - SERIA DE TRAIU(3)**
- 31 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 32 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 33 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 34 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 35 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 36 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 37 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 38 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 39 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 40 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 41 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 42 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 43 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 44 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 45 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 46 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 47 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 48 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 49 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 50 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
 - 51 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală

LE G E N D A
CAMBRIAN INFERIOR - SERIA DE TULGHEȘ (1)
A SI PARTE DE TULGHEȘ

- 13 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 14 Săteni sarcozoizi - clonțoși
- 15 Săteni sarcozoizi - clonțoși 1 cuertosa
- 16 Săteni sarcozoizi - clonțoși 2 cuertosa
- 17 Săteni sarcozoizi - clonțoși 3 cuertosa
- 18 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 19 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 20 Metașulfuri: răscoală de Fundul Măldoș
- 21 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 22 Săteni sarcozoizi - clonțoși
- 23 Metașulfuri de metașulfuri (metașulfuri) metașulfuri acide cu seleniți și seleniți sarcozoizi în parte deșeură epialpină (metașulfuri)
- 24 Cuartul de Rău
- 25 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 26 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 27 Metașulfuri de metașulfuri (metașulfuri) metașulfuri acide cu seleniți și seleniți sarcozoizi în parte deșeură epialpină (metașulfuri)
- 28 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 29 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 30 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală

CAMBRIAN MEDIU - SERIA DE BRETU - BĂRAJ(2)

- 31 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 32 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 33 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 34 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 35 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 36 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 37 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 38 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 39 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 40 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 41 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 42 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 43 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 44 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 45 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 46 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 47 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 48 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 49 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 50 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 51 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală

CAMBRIAN SUPERIOR - SERIA DE BRETU - BĂRAJ(3)

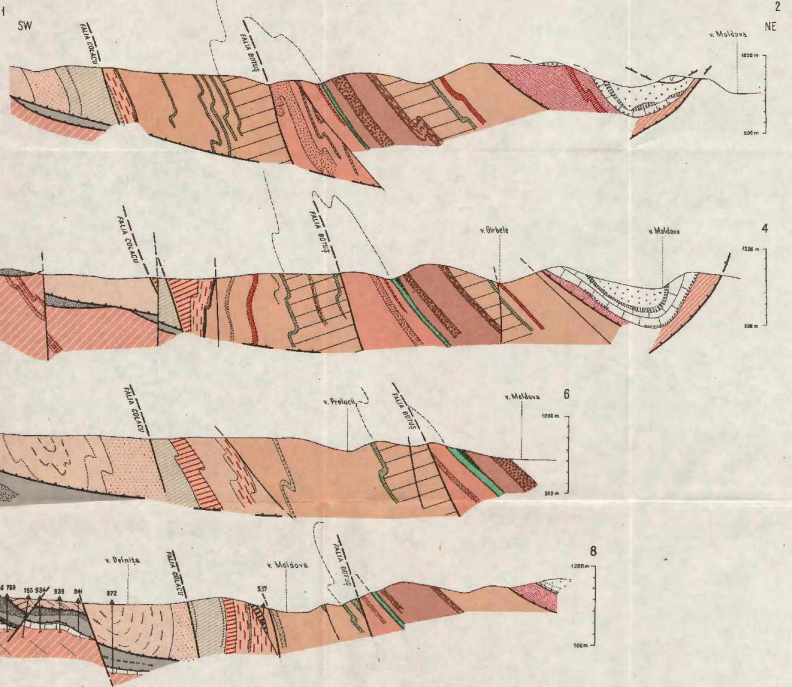
- 52 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 53 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 54 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 55 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 56 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 57 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 58 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 59 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală
- 60 Săteni sarcozoizi - clonțoși și sarcozoizi subțirați cu răscoală distinctă relicta de cuert negru în. Metașulfuri: răscoală

51 Faciile penezionale de ardeniene
 52 Lemeta
 53 Falii oblice și normale
 54 Falii disclivale
 55 Liniile hidrologice
 56 Liniile unităților litologice
 57 Liniile de terpenite
 58 Liniile curenților sedimentare deșeură de fundamentul cristalin
 59 Plan de șpanie
 60 Punctul petrișilor de răscoală Delio

Cartograf: Elena Rebeci 1974
 Editura: Edit. Geologică

SECȚIUNI GEOLOGICE
PRIN
REGIUNEA BOTUȘ - BREAZA

1 200 400 700 m

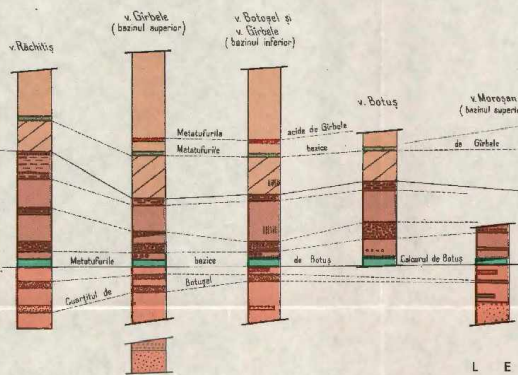


L E G E N D A

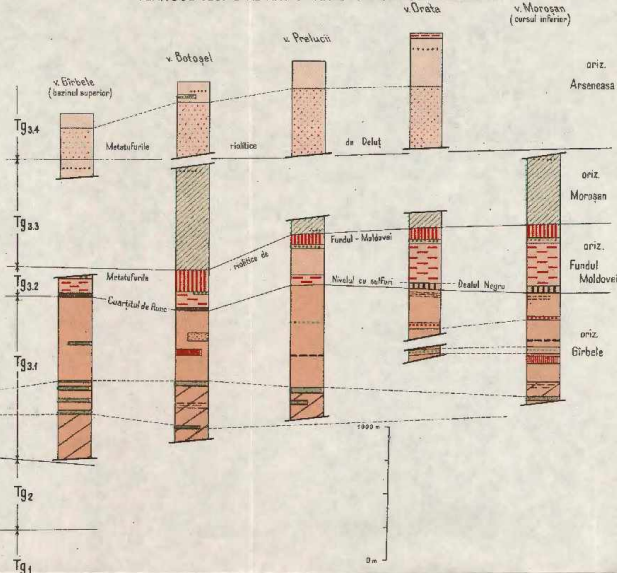
<p>CARBONIFER INFERIOR - SERIA DE TIBĂU (Tb)</p> <p>1 Dolomită</p> <p>2 Cuarțite</p> <p>3 Sisturi sericitoase</p>		<p>CAMBRIAN INFERIOR - SERIA DE TULOHEȘ (T₁) A. ÎN PINZA DE PUTNA</p> <p>Complexul superior (Tg₃)</p> <p>8 Sisturi sericito-cloritoase + cuarțoase a. cuarțite negre; b. metatufuri bazice</p> <p>9 Metatufurile și metatufurile roșicite de Daluț</p> <p>10 Sisturi sericito-cloritoase + cuarțoase</p> <p>11 Sisturi clorito-sericitoase; sisturi sericito-cloritoase + cuarțite negre</p> <p>12 Metatufurile roșicite de Fundul Moldovei</p> <p>13 Sisturi cloritoase albitice cu epidot (frecvent cu porfiroclorite de albăst)</p> <p>14 Sisturi sericito-cloritoase</p> <p>15 Alternanță de metatufuri și metatufuri acide cu sisturi cuarțitice sericitoase (în parte depozite sediimentare metamorfice)</p> <p>16 Cuarțite de Ranc</p> <p>17 Sisturi sericitoase cuarțoase; sisturi clorito-sericitoase cu pirrit + calcopită - Nivelul cu sulfuri Dăului Negru</p> <p>18 Cuarțite, cuarțite cu sericit</p> <p>19 Sisturi clorito-sericitoase - zăoite - epidotice cu albăst și biotit</p> <p>20 Sisturile sericito-cloritoase + cuarțoase superioare</p> <p>21 Metatufurile acide de Gîrbele</p> <p>22 Metatufurile bazice de Gîrbele</p> <p>23 Sisturile sericito-cloritoase + cuarțoase inferioare + sisturi sericito-grafitoase</p>		<p>Complexul mediu (Tg₂)</p> <p>24 Sisturi sericito-grafitoase; sisturi sericitoase</p> <p>25 Sisturi sericito-cloritoase + cuarțoase, subordonat sisturi sericitoase slab grafitoase</p> <p>26 Cuarțite negre, cuarțite cenuzii microconglomeratice</p> <p>27 Sisturi sericitoase cuarțoase; sisturi sericito-cloritoase</p> <p>28 Metatufurile bazice de Botuș, a. calcarul de Botuș</p> <p>Complexul inferior (Tg₁)</p> <p>29 Cuarțitul de Botuș</p> <p>30 Sisturi sericitoase cuarțoase; sisturi sericito-cloritoase + cuarțoase; a. metatufuri acide</p> <p>31 Metatufurile bazice</p> <p>32 Cuarțite, cuarțite cu sericit</p> <p>ÎN PINZA DE BODNA - MESTECIUS Complexul inferior (Tg₁)</p> <p>33 Nivelul metatufurilor acide de Obcina Mesteciș</p> <p>34 Sisturi sericito-cloritoase (+ biotit); sisturi cuarțoase sericito-cloritoase</p> <p>35 Metatufurile acide de Anța</p>		<p>CRISTALIN EPIMETAMORFIC NEDIVIZAT (SERIA DE TULOHEȘ)</p> <p>36 Sisturi sericito-cloritoase + cuarțoase</p> <p>PRECAMBRIAN MEDIU - SERIA DE BREȚILA - RĂRĂU</p> <p>37 Gneise oculare de Rerbu</p> <p>38 Micasisturi</p> <p>39 Linie litologică</p> <p>40 Linie unităților litostrografice</p> <p>41 Linie de transpresie</p> <p>42 Linie curenților sedimentare dispuse de îndreptarea cristalin</p> <p>43 Fală oblică</p> <p>44 Fală directoană</p> <p>45 Plan de șerț</p> <p>46 Planul peticiiului de robotii Dalnița</p>	
--	--	--	--	---	--	---	--

H.G. KRAUTNER, FLORENTINA KRAUTNER
COLOANE STRATIGRAFICE
 PRIN
SERIA DE TULGHEȘ DIN PÎNZA DE PUTNA
 (Regiunea Botuș - Breaza)

FLANCUL ESTIC AL ANTICLINALULUI FUNDUL - MOLDOVEI



FLANCUL VESTIC AL ANTICLINALULUI FUNDUL - MOLDOVEI



LE G E N D A

- | | |
|--|---|
| <p>1 Șisturi cuarțo - feldspatice sericito - cloritoase cu porfiroblaste de albit și metatufite acide</p> <p>2 a. Cuarțite negre; b. metatufuri bazice</p> <p>3 Șisturi sericito - cloritoase ± cuarțoase</p> <p>4 Metaturfurile și metatufurile riolitice de Deluș</p> <p>5 Cuarțite negre</p> <p>6 Șisturi clorito - sericitoase, șisturi sericito - cloritoase</p> <p>7 Metaturfurile riolitice de Fundul Moldovei</p> <p>8 Șisturi cloritoase albitice cu epidot (frecvent cu porfiroblaste de albit)</p> <p>9 Șisturi sericito - cloritoase</p> <p>10 Alternanță de metatufuri și metatufite acide cu șisturi cuarțite sericitoase (în parte depozite epilitice metamorfizate)</p> <p>11 Cuarțitul de Runc</p> <p>12 Șisturi sericitoase cuarțoase și șisturi clorito - sericitoase cu pirită și calcopirită (nivelul cu sulfuri Daalul Negru)</p> <p>13 Cuarțite, cuarțite cu sericit</p> <p>14 Metaturfuri riolitice</p> <p>15 Șisturi clorito - sericitoase sericito - epidotice cu albit și biotit, șisturi sericitoase cloritoase cuarțice cu magnetit</p> | <p>16 Șisturile sericito - cloritoase ± cuarțoase superioare, a - nivele cu impregnații slabe de sulfuri</p> <p>17 Metaturfurile acide de Gîrbele</p> <p>18 Metaturfuri bazice de Gîrbele</p> <p>19 Șisturile sericito - cloritoase ± cuarțoase inferioare: a - șisturi sericito - graittoase; b - șisturi cuarțo - feldspatice sericito - cloritoase</p> <p>20 Șisturi sericito - graittoase, șisturi sericitoase; a - cuarțite negre</p> <p>21 Șisturi sericito - cloritoase ± cuarțoase; subordonat șisturi sericito - toase slab graittoase; a - șisturi cuarțo - feldspatice sericitoase</p> <p>22 Cuarțite negre, cuarțite cenușii microconglomeratice</p> <p>23 Șisturi sericitoase cuarțoase, șisturi sericito - cloritoase a - metamicroconglomeratice</p> <p>24 Metaturfurile bazice de Botuș; a - calcanul de Botuș</p> <p>25 Șisturi sericitoase cuarțoase, șisturi sericito - cloritoase ± cuarțoase</p> <p>26 Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit; a - șisturi varzi</p> <p>27 Cuarțitul de Botuș</p> <p>28 Metaturfuri și metatufite acide</p> <p>29 Metaturfuri bazice (șisturi cloritoase albitice)</p> <p>30 Cuarțite, cuarțite cu sericit</p> |
|--|---|

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

CARACTERELE PETROCHIMICE ȘI EVOLUȚIA ROCILOR
BAZICE ȘI ULTRABAZICE DIN CRISTALINUL DE IELOVA
(ZONA CAMENIȚA-URDA MARE DIN BANATUL DE SW)¹

DE

MIRCEA MUREȘAN², LOZANA ZLATAROVA-ȚOP³, GHEORGHE PITULEA⁴

Abstract

Petrochemical Features and Evolution of Basic and Ultrabasic Rocks in the Ielova Crystalline Formation (Camenita-Urda Mare Zone in the SW Banat). Within the Ielova Crystalline Formation there occur regionally metamorphosed gabbroid rocks, verulitic serpentinites and pyroxenites in the amphibolite facies-staurolite-quartz subfacies. The complex mineralogical composition and the relationships among the minerals are indicative of an intricate premetamorphic, synmetamorphic and postmetamorphic evolution of these rocks. The simultaneous utilizing of several petrochemical methods allows to identify the initial petrographic types as well as the calc-alkaline differentiation type of the basic magma they derived from.

Lucrarea de față reprezintă continuarea studiilor noastre petrologice efectuate asupra produselor magmatogene metamorfozate din cadrul seriei de Ielova (Zlatarova-Țop et al., 1971), cu scopul clarificării originii și caracterelor petrografice inițiale ale acestora.

Rocile de care ne ocupăm provin din lucrările miniere (galerii) executate începând din 1959 de către I.F.L.G.S. în zona Camenița-Urda Mare (fig. 1).

Cele mai vechi formațiuni din regiune aparțin seriei de Ielova (Codarcă, 1937, 1940) peste care se dispun transgresiv depozite slab metamorfozate devonian-carbonifer-inferioare (Răzileanu, Rusu,

¹ Comunicare în ședința din 23 mai 1973.

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

³ I.G.P.S.M.S. Str. Caransebeș nr. 1, București.

⁴ I.F.L.G.S. B-dul N. Bălcescu nr. 26, București.



1972; Năstăsescu, Bițoianu, 1970) precum și depozitele nemetamorfozate paleozoice și mezozoice ale zonei Sîrînia. Tot ansamblul alcătuiește unitatea dambiană, înălăcată la vest de către formațiunile cristaline ale pinzei getice, de-a lungul liniei Rudăria (Codarcea, 1940).

După Codarcea, la alcătuirea cristalinului de Ielova iau parte gnaise verzi clorizate, gnaise granitice cu biotit, uneori clorizate, amfi-

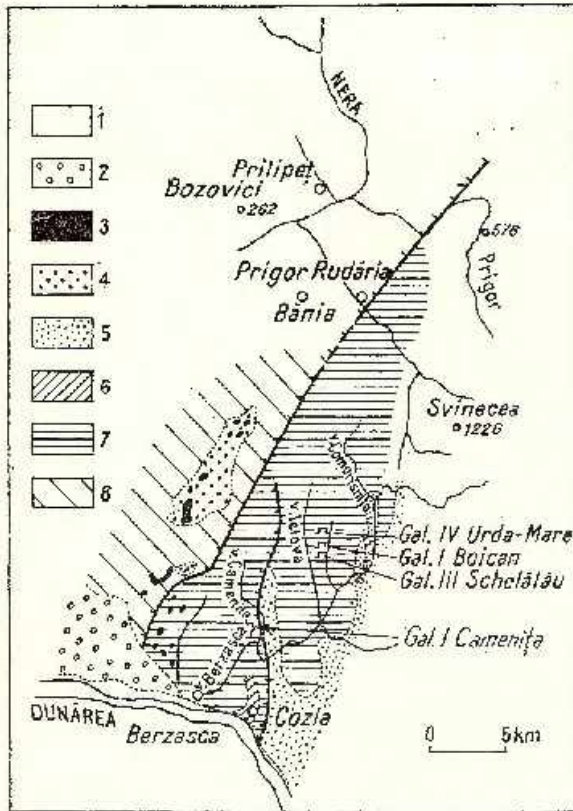


Fig. 1. — Schița geologică a zonei Cozla-Urda Mare și a împrejurimilor sale (după harta geologică a României scara 1:500.000).

1, Cuaternar; 2, Tertiâr; 3, basaltic; 4, Cretacic superior; 5, Paleozoic (post-Carbonifer inferior) și Mezozoic; 6, Carbonifer inferior-Devonian; 7, sisturi cristaline ale domeniului danubian (seria de Ielova); 8, sisturi cristaline ale domeniului getic.

Esquisse géologique de la zone de Cozla-Urda Mare et de ses environs (d'après la carte géologique de la Roumanie au 1/500.000 °).

1, Quaternaire; 2, Tertiaire; 3, basaltes; 4, Crétacé supérieur; 5, Paléozoïque (post-Carbonifère inférieur) et Mésozoïque; 6, Carbonifère inférieur-Devonien; 7, schistes cristallins du domaine danubien (série d'Ielova); 8, schistes cristallins du domaine getique.

bolite, serpentinite ș.a. Bercia (fide Codarcea et al., 1967 și fide Năstăsescu, Bercia, 1968) consideră că rocile bazice din seria Ielova reprezintă produse ale magmatismului inițial, metamorfozate ulterior în condițiile faciesului amfibolitelor – subfaciesul staurolit-cuarț. Recent, seria menționată a fost încadrată la ciclul tectono-magmatic prebaicalian (Giuscă et al., 1969).

Studii asupra rocilor ultrabazice și a acumulărilor azbestifere asociate au fost efectuate printre alții, de către Trifulescu (1963 a,



1963 b)⁵ și de Trifulescu, Mureșan (1962). Începînd din 1959 s-au făcut lucrări de cercetare și exploatare în zona Camenița -Urda Mare-Rudăria, urmărite îndeaproape de către Pitulea⁶ și documentate geologic și petrografic de către Pitulea et al. și de Zlatarova-Top, Mihăilescu⁷.

A) Caractererele petrografice ale rocilor bazice și ultrabazice metamorfozate

În lucrarea noastră anterioară (Zlatarova-Top et al., 1971) am prezentat numai caractererele petrografice și mineralogice principale ale rocilor bazice metamorfozate cunoscute în sectorul, Camenița. Întrucît o bună parte din caractererele acestor roci se păstrează și în sectorul Urda Mare-Rudăria, vom descrie sumar metabazitele, urmînd să insistăm asupra rocilor ultrabazice de care nu ne ocupasem.

1. *Roci bazice.* În sectorul Camenița, rocile bazice sînt reprezentate prin metagabbrouri, în care melanocratele primare principale (piroxeni) sînt total transformate prin hornblendă verde căreia i se asociază granule de titanit, epidot; datorită fenomenelor de retromorfism ulterioare, metamorfismului regional, amfibolul a fost cloritizat parțial și uneori total. Feldspații plagioclazi calco-sodici primari au fost înlocuiți prin andezin și granule bine dezvoltate de epidot, zoizit și cuarț; în legătură cu aceleași fenomene de retromorfism, andezinul a fost înlocuit parțial de agregate fine saussuriteice, sericit și calcit.

În sectorul Urda Mare-Rudăria, se observă o tranziție de la metagabbrourele de tip Camenița, menționate mai sus, la gabbrouri mai slab transformate metamorfic, în care structura gabbroidă primară se poate recunoaște cu certitudine întrucît se păstrează frecvent piroxenii inițiali și relațiile acestora cu plagioclazii. De asemenea, tot în acest sector, în unele roci bazice se observă structuri subofitice care denotă și existența unor tipuri de tranziție între gabbrouri și dolerite.

⁵ M. Trifulescu. Rapoarte asupra prospecțiunilor geologice pentru roci asbestifere din regiunea Urda Mare — Debeli Lug, munții Almaș 1958-1959. Arh. Inst. Geol. București.

⁶ Gh. Pitulea. Rapoarte privind sectoarele Camenița și Urda Mare — Rudăria. 1960-1968 Arh. M.M.P.G. București.

⁷ Gh. Pitulea, P. Cerbea, Lozana Zlatarova-Top, Otilia Mihăilescu. Raport geologic privind sectorul Debeli Lug — Boican — Rudăria. 1970. Arh. M.M.P.G. București.

Lozana Zlatarova-Top, Otilia Mihăilescu. Raport petrografic privind mineralizația din sectorul Boican. 1972. Arh. M.M.P.G. București.



În rocile de acest gen, relictele de piroxenii sînt reprezentate prin augite (uneori titanifere) cu contururi frecvent hipidiomorfe și xenomorfe (ultimele în tipurile de roci cu structură subofitică). Se observă frecvent înlocuirea parțială a augitului prin amfibol (uralit, hornblendă verde), proces datorat metamorfismului regional.

Plagioclazii inițiali au fost înlocuiți cu un termen mai sodic $\approx 40\%$ An) căruia i se asociază epidot, zoizit și sericit. Conturul plagioclazilor primari, actualmente pseudomorfozați, este frecvent allotriomorf, mai rar hipidiomorf.

2. *Roci ultrabazice.* În lucrările de exploatare efectuate de către I.F.L.G.S. în sectorul Urda Mare (galeriile I Boican, III Șchelălău și IV Urda Mare), alături de rocile bazice metamorfozate apar și produse ultrabazice de tipul metaserpentinitelor vehrlitice și a piroxenitelor. Tot ansamblul bazic-ultrabazic este străbătut de roci acide predominant tonalitice.

Întrucît, în unele cazuri, corpurile de metaserpentinite sînt traversate de metagabbrouri, rezultă că primele sînt mai vechi decît acestea din urmă.

a) *Metaserpentinite vehrlitice.* Metaserpentinitele vehrlitice sînt roci de culoare verde-negricioasă, compacte și cu textură masivă. Uneori în masa acestor roci se observă macroscopic filonașe de azbest crisotilic și amfibolic, mai rar cuiburi mici de vermiculite și clorite. În unele cazuri apar minerale metalice diseminate sau sub formă de filonașe și pelicule de magnetit, cromit, pirotină, marcasită, pirită etc.

Microscopic, se constată alcătuiră mineralogică complexă a acestor roci, ele fiind formate din olivină, augit, minerale serpentinee (crisotil, antigorit, serpophit, bastit), clorite (clinoclor, pennin, proclorit și clorite cromifere), flogopit, talc, saponit, iddingsit, bowlingit, biotit, carbonați (magnezit, calcit), minerale metalice primare și secundare (magnetit, cromit, pirită, pirotină, marcasită ș.a.).

Din punct de vedere cantitativ, în cadrul asociației mineralogice menționate, predomină net mineralele serpentinee (pînă la 90% din masa rocii) care constituie o masă de bază în care apar rare relicte de olivină și piroxenii, precum și cuiburi mici și lamele de clorite și flogopit, pulberi, granule și filonașe de minerale metalice. De asemenea se observă filonașe și rețele de azbest crisotilic și amfibolic (antofilit, actinot, tremolit)⁸, localizate în matricea serpentinică.

⁸ Descrierea acumulărilor azbestiforme din cadrul metaserpentinitelor vehrlitice va constitui obiectul unei lucrări ulterioare.

Prezența resturilor de olivină și a celor de augit arată că rocile inițiale erau reprezentate prin peridotite de tipul vehrlitelor.

Întrucît majoritatea mineralelor serpentinice provin din transformarea și pseudomorfozarea olivinei, se poate trage concluzia că în rocile primare peridotitice, olivina predomină asupra piroxenilor monoclinici.

Olivina, mineral primar relict în rocile de care ne ocupăm, apare sub formă de indivizi cu contururi neregulate, situați în centrul celulelor de minerale serpentinice; cel mai adesea olivina a fost substituită în totalitate de aceste minerale, în aceste cazuri recunoscîndu-se numai formele cristalografice ale acesteia. În timpul serpentinizării, olivina trece în crisotil și antigorit, uneori în serpophit, saponit, iddingsit, bowlingit; în aceste procese de transformare ia naștere și o pulbere de magnetit secundar.

Augitul reprezintă de asemenea un mineral primar magmatic relict în rocile luate în considerare. El constituie indivizi xenomorfi, rar hipidiomorfi, parțial înlocuiți prin clorite, amfiboli, (actinot, tremolit) calcit și bastit⁹. Transformările piroxenilor încep de obicei la nivelul fisurilor și al clivajelor. Într-un stadiu avansat de transformare, piroxenii sînt înlocuiți total prin pseudomorfoze frecvent tremolitice, cărora li se asociază magnetit secundar pulverulent.

Predominarea conturilor xenomorfe la piroxeni și la pseudomorfozele lor, arată că în rocile inițiale olivina a cristalizat înaintea piroxenilor, care au ocupat spațiul rămas liber între cristalele de olivină.

Mineralele serpentinice care provin din transformarea olivinei sînt reprezentate prin crisotil α , crisotil β , antigorit α , lizardit (determinarea acestor minerale a fost efectuată de către D. N. Todor și Gh. E n a c h e prin analiza termică a mai multor probe de metaserpentinite colectate de noi) și serpophit. În funcție de dispunerea generală a crisotilului și a antigoritului, masa serpentinică poate avea o structură celulară și o structură difuză, care pot coexista în cadrul aceleiași secțiuni subțiri; se observă predominarea structurii celulare în rocile studiate.

Structura celulară are drept element de bază „celula” cu forme și alcătuiți variate; la periferia acesteia apare frecvent o bordură fină de pulbere magnetitică rezultată la serpentinizarea olivinei. În cadrul celulei apar frecvent o serie de canale umplute cu magnetit pulverulent sau cu serpentină criptocristalină sau amorfă. Transversal față de aceste canale se dispun mineralele serpentinice de tipul crisotilului și antigoritului rezultînd astfel forme de pană. Centrul celulelor este ocupat frecvent de serpentină amorfă sau criptocristalină, rar de resturi de olivină, mine-

⁹ Pseudomorfozele de bastit întîlnite uneori în rocile analizate ar putea indica prezența în ultrabazitele inițiale a piroxenilor rombici care le-ar conferi caracterul de harzburgite.

rale opace sau carbonați. Citeodată nucleul celulei are o structură în „ceas de nisip”, constituit din minerale serpentinice.

Structura difuză este caracterizată prin prezența unei mase anti-goritice în care acest mineral este dispus după direcții aproximativ reetangulare.

Structura celulară a luat naștere în decursul serpentinizării rocilor ultrabazice și înaintea proceselor de metamorfism regional al acestora; în timpul acestor din urmă procese, structura celulară a fost parțial distrusă, formându-se prin recristalizare (blastează) structura difuză antigoritică. Uneori se observă numeroase tranziții între cele două structuri, într-un prim stadiu celulele fiind aplatizate sau transformate în benzi alungite, luând naștere și structuri în „draperii”.

Cloritele apar în mod frecvent în rocile analizate, putând fi considerate ca minerale caracteristice. Atât analizelor microscopice cât și analizelor röntgenografice (analist T. Urean) stabilesc că predomină cloritele magneziene reprezentate în principal prin clinoclor și subordonat prin pennin. În unele secțiuni apar cloritele cromifere (clinoclor cromifer și pennin cromifer). Rar, pe fisuri, se dezvoltă procloritul cu dispoziții radiale, în parageneză cu clinoclorul calcitul și cu minerale metalice (magnetit și sulfuri).

Clinoclorul și penninul se dezvoltă în lamele bine conturate, cu clivaj evident, izolate sau grupate în cuiburi. De obicei sînt asociate cu mineralele metalice, mai rar cu cloritele cromifere, flogopitul, saponitul și calcitul. Uneori, în cuiburile de clinoclor se observă incluziuni de minerale metalice și minerale serpentinice; alteleori, clinoclorul este inclus în mineralele metalice.

Cloritele cromifere sînt reprezentate prin clinoclor cromifer și subordonat prin pennin cromifer. Se dezvoltă în lamele cu clivaj evident, uneori marcat de magnetit pulverulent; uneori lamele sînt slab curbate. Frecvent aceste minerale formează (în masa serpentinică sau în jurul cromitelor) cuiburi mici în care se observă citeodată concreșteri paralele după (ool) între cloritele magneziene lipsite de crom și cele cromifere. Cloritele cromifere se disting față de cele magneziene, fiind mult mai intens colorate în galben-verzui, cenușiu-violet (lavandă) și avînd un pleocroism foarte pronunțat. Extincția este dreaptă, uneori foarte mică (1° - 2°), semnul optic negativ.

Flogopitul a fost întîlnit frecvent, mai ales în masa serpentinitelor vehrilitice traversate de galeria I Boican. Acest mineral constituie lamele cu clivaj pronunțat, izolate sau grupate, sub formă de cuiburi mici și fișii discontinue în masa serpentinică, uneori asociat cloritelor sau mine-

rălelor metalice (magnetit, cromit) și câteodată carbonaților. Flogopitul este incolor sau slab colorat în galben-brun-pal; prezintă un pleocroism evident de la incolor pînă la brun-pal, are relief (+), alungire (+), semn optic (-) și culori de birefringență pronunțate, de ordinul II (notăm că prezența acestui mineral a fost confirmată de analiza röntgen — analist T. Urcan).

Saponitul se dezvoltă ca pseudomorfoze după olivină sau ca filonașe, în care se asociază cu cloritele magneziene și cu calcitul. El constituie lamele fibroase segmentate uneori transversal, grupate în snopi slab divergenți. Este colorat în galben-pal-verzui, este slab pleocroic; $2V$ mic, semn optic (-), $Ng-Np = 0,010$. Macroscopic, acest mineral prezintă o culoare galben-bronzie, cu luciu semimetalic.

Bowlingitul și iddingsitul apar rar în rocile studiate, ca pseudomorfoze după olivină.

Talcul, în paiele foarte fine, este sporadic în metaserpentinite, în care constituie mici acumulări sau filonașe, în care se asociază cu clorite și minerale metalice.

Carbonații (magnetit și subordonat calcit) au fost puși în evidență atât microscopic, cât și prin analiză termică (analști D. N. Todor, G. h. Enache). Ei constituie plaje, filonașe și rețele de filonașe care străbat roca, precum și filonașele de azbest crisotilic. În asociație cu carbonații depuși pe fisuri apar clorite și minerale metalice.

b) Piroxenite. Piroxenitele constituie mici corpuri metrice care apar localizate în cadrul metaserpentinitelor vehrilitice. Sînt roci de culoare neagră-verzuie, fanerocrystaline, cu structură hipidiomorf-granulară și textură masivă. Piroxenii sînt reprezentați preponderent prin augit și subordonat prin diopsid, enstatit, clinoenstatit și hipersten. Uneori se remarcă concreșteri între termenii monocliniei și cei rombici. Se observă transformări parțiale ale piroxenilor, pe contul cărora se formează hornblendă verde, tremolit și actinot. Cîteodată, în asociație cu piroxenii, pe fisurile acestora, apar minerale serpentinite fin cristalizate, talc și uneori epidot. În decursul transformării augitului s-a eliberat uneori titan, care a dat naștere granulelor de titanit asociate acestui mineral și amfibolilor care îl înlocuiesc parțial.

B) Caracterile petrochimice ale rocilor bazice și ultrabazice metamorfozate

În studiul de față prezentăm 11 analize de roci bazice și ultrabazice din cristalinul de Ielova, dintre care 7 analize noi și 4 analize preluate din lucrarea noastră anterioară (Zlatarova - Top et al., 1971).



Datele analitice au fost prelucrate după o metodologie complexă, aplicată cu bune rezultate la rocile magmatogene metamorfozate din Carpații Orientali (Mureșan, 1968¹⁰) și din Poiana Ruscă (Mureșan, 1973). Aplicarea concomitentă a mai multor metode de calcul al diferiților parametri petrochimici s-a făcut cu scopul obținerii de date asupra originii materialului inițial, a tipurilor petrografice primare, întrucât acestea au suferit transformări premetamorfice (serpentinizarea ultrabazitelor), sinmetamorfice (blastează) și postmetamorfice (diaforează hercinică și alpină).

1. La examinarea analizelor chimice (tab. 1) se observă o variație relativ largă a principalilor oxizi: SiO_2 de la 38,36 la 57,70%; Al_2O_3 de la 2,94 la 16,25%; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ de la 6,36 la 19,73%; MgO de la 3,10 la 33,00%; CaO de la 0,71 la 11,20%; Na_2O de la 0,10 la 4,60%; K_2O de la 0,09 la 2,63%; TiO_2 de la 0,00 la 3,54%.

Variația principalilor oxizi în funcție de SiO_2 (fig. 2) relevă relații de proporționalitate între acestea din urmă și Al_2O_3 , respectiv Na_2O și K_2O ; relații invers proporționale se observă deosebit de clar între MgO și SiO_2 . Aceste raporturi exprimă în fond participarea din ce în ce mai redusă a melanocratelor pe măsura creșterii acidității rocilor analizate.

2. Parametri Niggli (tab. 2) permit încadrarea probelor luate în considerare la magme ultrabazice (orthaugit-peridotitice și hornblenditice) și bazice (gabbroide și gabbrodioritice); după cum am menționat în lucrarea noastră precedentă (Zlatarova-Top et al., 1971), pentru două roci (1 și 10) s-au obținut magme gabbroide alcaline.

Variația parametrilor Niggli (fig. 3) reliefează în ansamblu o diferențiere magmatică calco-alkalină relativ normală. Astfel, curba *fm* este mereu descendentă pe măsura creșterii parametrului *si* în timp ce *al* și *alk* cresc constant odată cu *si*; parametrul *c* crește de la rocile ultrabazice spre rocile gabbroide, exprimând participarea scăzută a plagioclazilor în primele și ponderea importantă pe care acestea o aveau în gabbrourele inițiale, precum și mărirea treptată a CaO în melanocrate. Parametrul *c* tinde să scadă de la o valoare *si* = 110 (proba 804) spre rocile gabbrodioritice și gabbroide alcaline, fapt care se explică prin creșterea componentei albitice în plagioclaz în rocile mai acide, paralel cu scăderea oxidului de calciu în melanocrate.

¹⁰ Georgeta Mureșan. Studiul petrografic și chimic al produselor magmatismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din cursul superior al văii Oitului, 1968. Arh. Inst. Geol. București.



Fig. 2. — Diagrama de variație a oxizilor.
Diagramme de variation des oxydes.

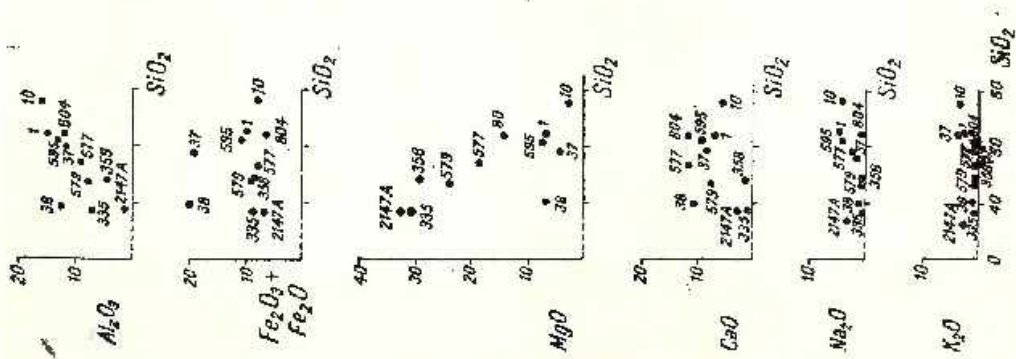
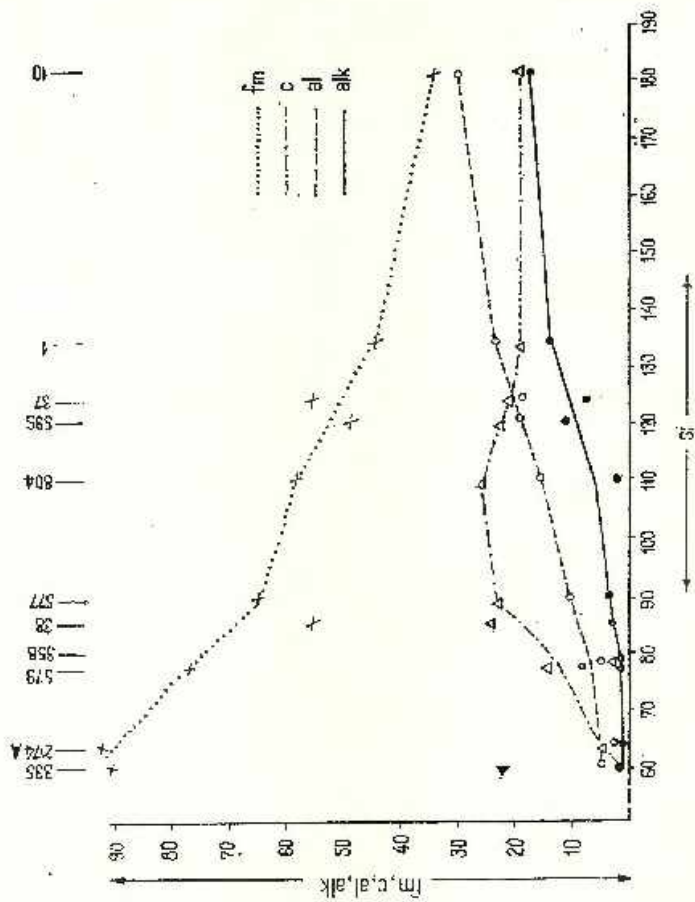


Fig. 3. Diagrama de variație a parametrilor Niggli.
Diagramme de variation des paramètres Niggli.



TABELUL I

Analize chimice de rocă bazaltică și ultrabazaltică din cristalinul de Ielova

Nr. crt. probei	Nr. probei	Loca și proveniența	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	Cr ₂ O ₃	NiO	CO ₂	S	H ₂ O	Suma analizei	Analist
1	335	Serpentină Schelă- lău G. III m 21-23	38,36	7,60	7,86	1,40	0,15	30,60	0,71	0,53	0,09	urme	—	0,10	0,41	—	urme	12,00	100,21	Suzi Ilieșcu
2	38	Hornblendit G I Ca- menia m 38	39,80	13,43	9,56	10,17	0,31	6,45	10,50	0,86	1,08	3,54	0,86	—	—	0,20	0,84	2,50	100,10	Simina Bunea
3	579	Serpentină-Urda Mare G. IV/L 250 dr. m-6-8	43,50	7,43	5,20	4,00	0,19	24,15	7,49	0,64	0,24	0,28	lipsă	0,05	0,38	0,56	0,25	5,29	99,65	Suzi Ilieșcu
4	358	Serpentină-Urda Mare G. IV/L 300 st. m 20,50-22	43,77	4,52	6,18	2,40	0,12	29,80	1,62	0,45	0,24	urme	lipsă	0,07	0,25	lipsă	0,19	10,11	99,72	Suzi Ilieșcu
5	577	Piroxenit-Urda Mare G. IV/L 250 dr. m 1-3	47,15	9,20	3,12	4,80	0,16	18,30	11,20	1,42	0,36	0,35	lipsă	0,05	0,09	0,52	0,38	2,20	99,30	Suzi Ilieșcu
6	37	Metagabbrou G. I Camenia m 37	48,70	11,45	10,51	8,67	0,45	3,96	7,60	2,02	1,18	2,75	0,74	—	—	0,30	0,26	1,30	99,89	Simina Bunea
7	595	Metagabbrou-Urda Mare G. I V/L 350 st. m 40-42	50,62	13,00	2,78	8,40	0,20	7,35	8,50	4,00	0,86	1,27	0,06	0,10	—	lipsă	0,77	1,75	100,04	Suzi Ilieșcu
8	804	Metagabbrou Rudă- ria G. I m 80-82	51,66	11,78	1,96	4,40	0,17	14,50	11,06	0,97	0,24	urme	—	0,07	0,13	—	urme	2,78	99,72	Suzi Ilieșcu
9	1	Metagabbrou G. I. Camenia m 1	52,05	15,23	5,02	4,70	0,23	6,83	6,60	4,60	1,76	1,04	0,17	—	—	0,70	0,07	1,60	100,10	Simina Bunea
10	10	Metagabbrou G. I. Camenia m 10	57,70	16,25	2,85	4,53	0,18	3,10	5,40	4,26	2,63	0,82	0,23	—	—	0,40	0,08	1,60	100,13	Simina Bunea
11	2147A	Serpentină G. I Boican m 42-43	38,54	2,94	6,85	1,94	0,09	33,00	2,38	0,10	0,28	15	urme	0,36	0,70	0,89	1,09	10,30	99,62	Georgeta Nedeleu

TABELUL 2

Parametri Niggli și tipurile de magmă corespunzătoare - roci bazice și ultrabazice

Nr. crt.	Nr. probel	si	al	fm	c	atk	k	cifra	mg	ti	t	qz	Tipul de magmă
1	335	65,30	7,72	80,04	1,23	1,02	0,10	0,01	0,82	0	5,47	-38,78	Magmă orthaugitică - peridotitică - subtipul peridotitic
2	38	85,44	17,65	54,30	24,10	3,33	0,46	0,44	0,38	5,67	-8,79	-27,96	Magmă hornblendică - subtipul hornblenditic
3	579	76,37	7,70	76,90	14,13	1,26	0,17	0,18	0,82	0,42	-7,70	-28,69	Apropiată de magmă hornblendică - subtipul hornblenditic peridotitic
4	358	77,84	4,75	91,19	3,10	0,96	0,22	0,03	0,86	0	0,69	-26,00	Apropiată de magmă orthaugitică - peridotitică - intermediară între subtipurile orthaugitic și peridotitic
5	577	89,42	10,25	64,01	22,78	3,08	0,15	0,36	0,81	0,47	-15,60	-22,88	Magmă hornblendică - subtipul diagenitic
6	37	123,82	17,86	54,50	20,76	6,87	0,27	0,38	0,27	5,19	-9,77	-3,66	Magmă gabbrobrodioritică - subtipul melagabbrodiotic
7	595	120,20	18,49	48,25	22,69	10,56	0,12	0,47	0,54	2,28	-14,77	-22,05	Foarte apropiată de magmă gabbrodiotică - subtipul melagabbrodiotic
8	804	109,90	14,89	57,64	25,18	2,30	0,11	0,44	0,80	0	-33,29	-82,11	Magmă gabbrodiotică - subtipul cu critic
9	1	133,65	23,15	44,29	18,21	14,35	0,20	0,41	0,55	2,01	-9,41	-24,16	Magmă natrongabbrodiotică - subtipul nucearitic
10	10	180,92	30,02	33,77	18,07	18,26	0,29	0,53	0,43	1,88	-6,31	7,88	Magmă essexitică - subtipul essexitkateritic
11	2147A	63,00	2,94	92,35	4,22	0,49	0,60	0,04	0,87	0,10	-1,77	-38,96	Magmă orthaugitică - peridotitică subtipul peridotitic

TABELUL 3
Componentele bazei Niggli - roci bazice și ultrabazice

Nr. analizei	Valori	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Sp	Ru	Gp	NiO	Cr ₂ O ₃	Suma
385		12,21	0,35	3,17	2,11	—	8,45	1,76	62,18	9,33	—	—	0,39	0,11	100,06
38		16,40	4,37	5,10	19,13	11,66	10,93	13,30	14,58	—	2,67	1,82	—	—	90,96
579		13,74	0,68	3,40	10,39	12,43	3,62	3,02	48,18	—	0,22	—	0,28	—	99,98
368		17,00	0,70	2,41	5,06	—	6,81	2,97	63,71	1,05	—	—	0,18	—	99,89
577		9,88	1,34	7,73	10,58	23,02	3,19	5,79	38,15	—	0,22	—	0,05	—	98,95
37		25,24	4,75	11,69	10,41	11,69	12,05	11,60	8,95	—	2,07	1,50	—	—	99,95
595		18,25	3,06	22,13	9,19	17,36	3,06	10,13	15,40	0,91	—	0,28	—	0,11	99,97
804		23,60	0,67	3,40	16,53	16,72	2,19	5,32	30,40	—	—	0,94	—	—	99,96
1		23,64	6,40	25,08	9,49	10,00	5,25	5,76	13,30	—	0,73	—	—	—	99,99
10		34,92	9,54	23,50	10,56	3,28	3,06	5,70	6,55	—	0,28	—	—	—	99,95
2147A		7,42	1,06	0,70	4,06	3,53	7,59	2,47	72,26	—	0,11	—	0,53	0,22	99,95

TABELUL 4

Valorile Q-L-M, Kp-Ne-Cal, Fa-Fo-Cs - roci bazice și ultrabazice

Nr. analizei	Valori	335	38	579	358	577	37	595	804	1	10	2147A
Q		13,53	16,71	13,78	17,23	9,89	25,61	18,33	22,63	23,72	35,04	7,42
L		6,24	29,14	14,52	8,28	19,67	27,27	34,52	22,65	41,11	43,74	5,82
M		80,23	54,15	71,70	74,48	70,44	47,09	47,13	54,73	35,17	21,22	86,76
		0,35	-0,15	0,17	0,47	-0,13	0,47	-0,29	0,41	-0,31	0,83	0,12
Kp		6,22	15,28	4,70	8,56	6,40	17,09	8,90	2,96	15,62	21,88	18,21
Ne		56,30	17,83	23,50	29,49	39,30	43,54	64,37	23,87	61,22	53,90	12,02
Cal		37,48	66,89	71,80	61,93	54,30	38,77	26,73	73,17	23,16	24,23	69,77
Fa		14,11	48,01	14,93	13,31	12,80	33,41	28,65	13,74	32,09	42,55	11,72
Fo		85,89	28,89	67,62	86,69	34,39	20,20	33,64	55,66	38,77	31,81	84,17
Cs		0,00	23,10	17,45	0,00	32,81	26,39	37,71	30,60	29,14	23,61	4,11

TABELUL 5
Valoriile CIPW Rocii bazice și ultrabazice

Nr. analizei	Valori	Q	Or	Plagioclaz (An%)		Wo	Hy	En	C	Fo	Pr	Cp	Ml	Il	Hm	Cr ₂ O ₃	NiO	CO ₂	H ₂ O	Total
				Ab	An															
335		—	0,36	8,06	41	—	—	35,10	5,41	28,56	—	—	4,87	—	4,32	0,10	0,41	—	12,60	99,99
				4,72	3,34															
36		2,73	6,39	36,97	80	7,25	3,82	16,00	—	—	1,56	1,88	13,92	6,69	—	—	—	0,20	2,50	99,89
				7,34	29,63															
578		—	1,11	22,20	76	8,47	2,44	27,80	—	22,47	0,84	—	7,66	0,61	—	0,05	0,38	0,36	5,29	99,68
				5,24	16,96															
368		—	1,13	11,74	69	—	—	49,30	0,61	17,08	0,36	—	7,20	—	1,28	0,07	0,25	—	10,11	99,33
				3,67	8,07															
577		—	2,22	29,56	59	15,89	5,35	18,50	—	18,83	0,66	—	4,41	0,61	—	0,05	0,09	0,52	3,20	98,89
				12,05	17,51															
37		13,74	6,95	36,92	52	6,26	3,04	9,80	—	—	0,48	1,55	15,31	5,17	—	—	—	0,30	1,30	99,82
				17,29	18,63															
595		—	5,01	49,02	0,31	11,83	9,77	4,60	—	9,52	1,44	0,31	4,18	2,43	—	0,10	—	—	1,75	99,96
				34,01	15,01															
804		2,82	1,11	35,62	76	11,48	6,60	36,00	—	—	—	—	3,02	—	—	0,07	0,13	—	1,60	99,63
				8,38	27,24															
I		—	10,89	54,63	29	6,29	2,97	7,60	—	5,67	0,12	0,03	7,31	1,98	—	—	—	0,70	1,60	99,63
				38,78	15,85															
10		7,26	15,37	53,40	33	3,31	3,89	7,69	—	—	1,08	0,46	4,06	1,52	—	—	—	0,40	1,60	100,24
				35,89	17,51															
2147A		—	1,67	7,72	86	2,32	—	27,40	—	38,08	2,04	—	2,09	0,30	5,44	0,36	0,70	0,89	10,30	99,31
				1,05	6,67															

TABELUL 6

Cătanorma Niggli — roci bazice și ultrabazice

Nr. cit.	Nr. analize	Q	Or	Plagiocluz (An %)		Ne	OIFa	Hy	Wo	En	C	Ml	Hm	Cp	Ru	CaO ₃	NiO	Defect silice	Suma
				Ab	An														
1	335	—	0,59	8,80 5,29	39 3,51	—	39,41	2,33	—	36,46	6,20	—	5,64	—	—	0,11	0,39	—	99,93
2	38	—	7,29	39,29 7,40	81 31,89	—	14,58 7,84	—	15,54	—	—	10,93	—	1,82	2,67	—	—	—	99,96
3	579	—	1,12	22,95 5,64	75 17,31	—	41,97	2,95	16,57	8,28	—	5,62	—	—	0,22	—	0,28	—	99,95
4	358	—	1,18	12,45 4,01	68 8,44	—	26,42	3,96	—	50,40	0,68	—	4,54	—	—	—	0,18	—	99,86
5	577	—	2,22	17,64 —	— 17,64	7,73	38,15 4,20	—	30,69	—	—	3,19	—	—	0,22	—	0,05	4,14	104,09
6	37	4,63	7,91	36,84 19,49	47 17,35	—	—	7,44	15,58	11,93	—	12,05	—	1,50	3,07	—	—	—	99,95
7	595	—	5,10	43,27 27,96	35 15,31	—	15,49	—	23,15	—	—	3,06	—	0,28	0,91	0,11	—	—	99,97
8	801	—	1,11	86,57 9,00	75 27,57	—	25,42	5,63	22,29	6,61	—	2,19	—	—	—	—	0,11	—	99,96
9	1	—	10,68	53,52 37,71	29 15,81	—	13,30 3,14	—	13,03	—	—	5,25	—	0,34	0,73	—	—	—	89,99
10	10	2,04	15,90	56,78 39,18	31 17,60	—	—	5,56	7,04	8,73	—	3,06	—	0,28	0,56	—	—	—	99,95
11	2147A	—	1,70	7,89 1,14	85 6,75	—	59,80	3,28	4,72	16,52	—	—	5,06	—	0,11	0,22	0,53	—	99,83

TABELUL 7

Valorile Q-A-P-F (calculate din catanormă) — roci bazice și ultrabazice

Nr. analizei	335	38	579	358	577	37	595	804	1	10	2147A
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	—	9,38	0,00	0,00	0,00	2,73	0,00
A	6,28	15,65	4,65	8,65	8,05	16,02	10,54	2,94	16,61	21,28	17,72
P	93,72	84,35	95,35	91,35	63,94	74,60	89,46	97,06	83,39	75,99	82,28
F	—	—	—	—	28,01	—	—	—	—	—	—

TABELUL 8

Or-Ab-An (calculate din catanormă) — roci bazice și ultrabazice

Nr. analizei	Or	Ab	An
335	0,28	56,32	37,40
38	15,69	15,89	68,42
579	4,66	23,44	71,90
358	8,67	29,45	61,88
577	11,14	0,00	88,86
37	17,69	43,51	38,80
595	10,34	57,84	31,62
804	2,94	23,86	73,20
1	17,20	58,40	24,40
10	21,80	53,90	24,30
2147A	17,72	11,88	70,40

TABELUL 9

Silica din leucocrate, P/P+A, indicele de culoare M (calculate din catanormă) — roci bazice și ultrabazice

Nr. analizei	Silica din leucocrate	P/P + A	M
335	3,76	0,93	90,57
38	17,98	0,84	53,38
579	9,60	0,93	73,89
358	5,46	0,91	88,28
577	7,94	0,89	78,50
37	22,53	0,82	49,57
595	13,99	0,89	51,60
804	15,06	0,90	62,28
1	23,23	0,83	36,79
10	31,12	0,78	25,23
2147A	4,79	0,82	90,24



TABELUL 10

Parametri Rittman și tipurile magmatice corespunzătoare — roci bazice și ultrabazice

Nr. analizei	Valori		SiO ₂	Al	Alk	CaO	FM	K	[Ca ⁺⁺]	an	Roca corespunzătoare teoretic		σ	Seria magmatică	
335			38,36	6,84	0,88	0,71	70,40	0,10	-2,86	0,40	Bazalt picritic	-0,83	Extrem pacifică		
38			39,80	12,09	2,37	10,50	33,65	0,46	4,67	0,67	Trahibazalt cu olivină	-1,17	Extrem pacifică		
579			43,50	6,69	1,20	7,49	57,90	0,20	4,20	0,70	Bazalt femic cu olivină	1,53	Puțernic pacifică		
358			43,77	4,07	0,91	1,62	68,42	0,26	-0,27	0,60	Bazalt picritic	0,02	Puțernic pacifică		
577			47,15	8,28	2,49	11,20	45,00	0,14	7,73	0,57	Bazalt femic	0,76	Extrem pacifică		
37			48,70	10,31	4,21	7,60	27,97	0,28	3,94	0,42	Trahibazalt cu olivină	1,80	Puțernic pacifică		
595			50,62	11,70	6,86	8,90	20,70	0,13	6,00	0,26	Bazalt cu andezin	3,10	Slab pacifică		
804			51,66	10,60	1,69	11,06	35,80	0,14	6,72	0,72	Bazalt cu pigmeonit	0,17	Extrem pacifică		
1			52,05	13,71	8,66	6,60	22,85	0,20	3,57	0,23	Andezit cu pigmeonit	4,47	Atlantică, tranziție spre pacifică		
10			57,70	14,63	9,02	5,40	14,14	0,29	2,04	0,24	Trahandezit	3,23	Slab pacifică		
2147A			38,54	2,65	0,43	3,28	74,99	0,65	1,95	0,72	Trahibazalt femic cu olivină	0,07	Extrem pacifică		

TABELUL 11

Valorile Zavaritski — roci bazice și ultrabazice

Nr. analizei	Valori											t	ψ	a'
	a	b	c	s	r'	m'	c'	n	t	ψ	a'			
335	1,21	59,41	0,72	38,66	11,91	77,29	0	90,00	0	97,76	10,79			
38	3,79	37,02	7,66	51,53	62,36	31,50	16,14	53,85	6,22	23,62	—			
579	1,49	49,50	3,79	45,22	15,68	75,16	9,16	83,53	0,55	8,28	—			
358	1,10	52,42	2,00	44,48	12,98	85,63	0	77,78	0	8,68	5,34			
577	3,46	43,66	2,30	50,58	15,71	66,67	17,62	85,18	5,07	5,58	—			
37	6,30	29,33	4,69	59,18	00,80	23,01	16,20	71,11	4,02	30,99	—			
595	9,85	29,47	3,59	67,09	35,21	41,08	23,70	87,84	1,86	8,13	—			
804	2,33	35,54	6,35	55,77	16,24	65,69	18,07	88,89	0	4,74	—			
1	12,65	33,74	3,81	59,60	37,25	44,99	17,77	79,57	1,48	17,76	—			
10	13,46	14,86	4,30	67,38	48,20	35,98	15,89	71,14	1,03	16,82	—			
2147A	0,61	58,45	1,41	39,53	11,97	83,92	2,10	40,00	0,31	9,03	—			

TABELUL 12

Valorile Semenienko și seriile izoclimice corespunzătoare — roci bazice și ultrabazice

Nr. analize	Valori	F	A	M	C	F - M	T	O	Serie izoclimică
335		11,97	7,80	78,98	1,25	90,95	70,88	2,52	Magneziană — subgrupa magneziană propriu-zisă (A > față de valoarea teoretică)
38		35,41	17,70	21,62	25,27	57,03	-35,47	0,42	Aluminoasă-alcaino-terooasă — subgrupa F > M
579		13,14	7,87	64,55	14,44	77,69	-100	0,38	Magneziană — subgrupa magneziano-aluminoasă
358		12,03	4,76	80,06	3,15	92,09	14,60	1,18	Magneziană — subgrupa magneziano-aluminoasă
577		12,37	10,60	53,47	23,56	63,84	1,52	0,28	Alcaino-terooasă slab aluminoasă
37		42,24	18,70	16,36	22,70	58,60	-54,70	0,54	Aluminoasă-magneziano-feroasă — subgrupa fero-silicioasă-aluminoasă-magneziană
395		24,60	20,58	29,26	25,56	53,86	79,87	0,15	Aluminoasă-alcaino-terooasă — subgrupa F < M
804		11,45	13,26	47,37	25,92	58,82	-84,54	0,21	Aluminoasă-alcaino-terooasă — subgrupa F < M
1		23,05	27,04	28,49	21,42	51,54	-40,66	0,47	Aluminoasă-alcaino-terooasă — foarte apropiată de subgrupa F < M
10		23,15	36,81	17,82	22,22	40,97	-21,04	0,28	Alcaino-silicată — subgrupa alumo-silicată alcaino-terooasă
2147A		11,27	2,79	81,65	4,20	92,92	-60,20	1,59	Magneziană — subgrupa magneziană propriu-zisă

TABELUL 13

Valorile A-C-F — roci bazice și ultrabazice

Valori	Nr. analize	385	38	579	358	577	37	595	804	1	10	2147A
A		6	22	8	5	8	22	12	14	20	23	4
C		2	31	15	4	25	36	32	28	25	32	5
F		92	47	77	91	67	42	56	58	55	45	91

Majoritatea rocilor analizate se află mult la stînga punctului izofal, care, prin extrapolarea curbelor fm și al , ar corespunde unei valori si cuprinsă între 185 și 190 și unei valori $fm = al$ de cea 30-35.

Diagrama $al-fm$ (fig. 4) relevă clar relația de inversă proporționalitate ce există între acești doi parametri, rocile analizate proiectîndu-se

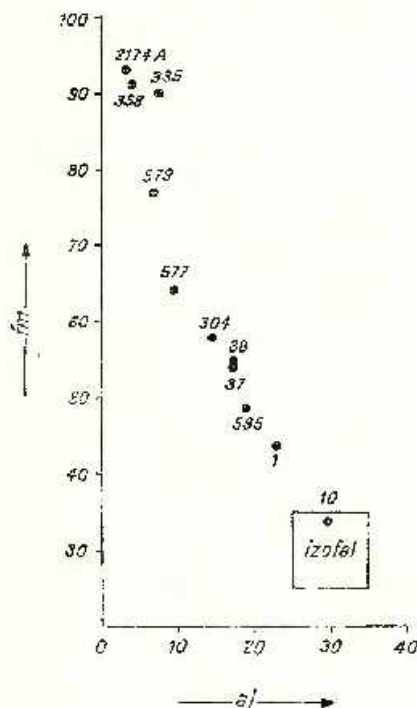


Fig. 4. -- Diagrama $al-fm$.
Diagramme $al-fm$.

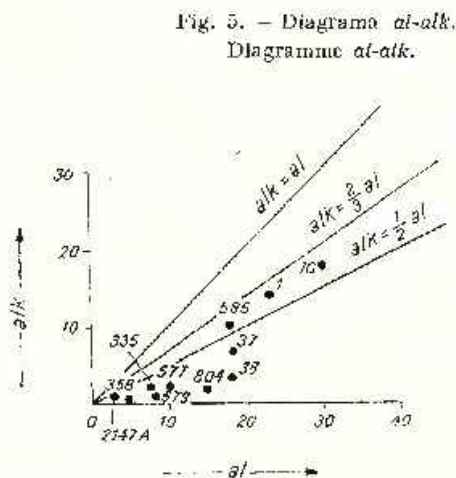


Fig. 5. -- Diagrama $al-alk$.
Diagramme $al-alk$.

de-a lungul unei drepte puternic înclinată spre ordonata fm , dreaptă care trece prin cîmpul izofal și printre zona femică și cea semifemică. Diagrama relevă de asemenea caracterul puternic femic al rocilor analizate.

În diagrama $al-alk$ (fig. 5) majoritatea probelor cercetate se plasează în cîmpul rocilor sărace în alcalii, iar trei în cîmpul rocilor intermediare.

Relația dintre k și mg (fig. 6) este în ansamblu de tip invers proporțional.

În funcție de raporturile $mg-c/fm$ (fig. 7), rocile studiate se amplasează în general după tipul petrografic: ultrabazitele în cîmpurile în care predomină magneziul asupra calciului și fierului, iar rocile gabbroide în zona de predominare a fierului sau în imediata apropiere a acestuia.

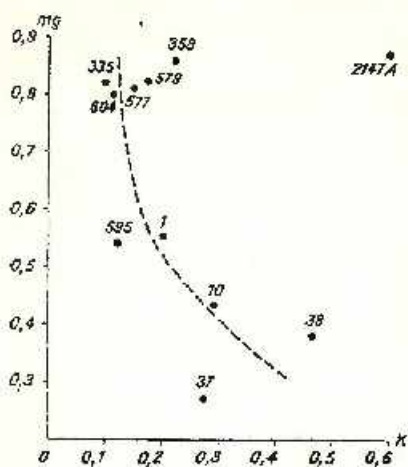


Fig. 6. — Diagrama k - mg .
Diagramme k - mg .

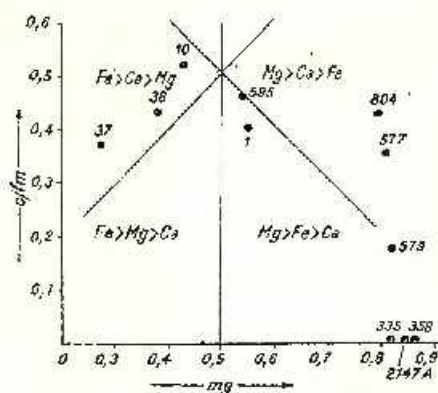


Fig. 7. — Diagrama mg - $cifm$.
Diagramme mg - $cifm$.

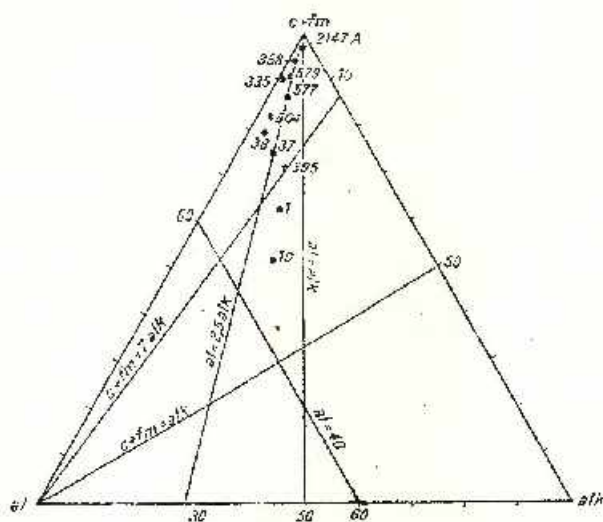


Fig. 8. — Diagrama $c + fm$ - alk .
Diagramme $c + fm$ alk .

Caracterul gabbroid și respectiv ultrabazic al probelor luate în considerare reiese din diagramele $c + fm$ - alk (fig. 8) și $alk + alk$ - fm - c (fig. 9), subdivizate în câmpurile separate de către Ellis (1948).

3. S-au calculat componentele bazei Niggli (tab. 3), din care s-au făcut diagrame și s-a obținut catanorma.

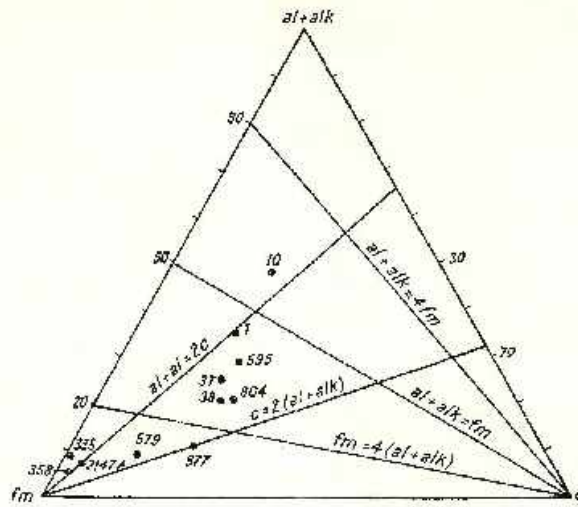


Fig. 9. -- Diagrama $al + aik - fm - c$.
Diagramme $al + aik - fm - c$.

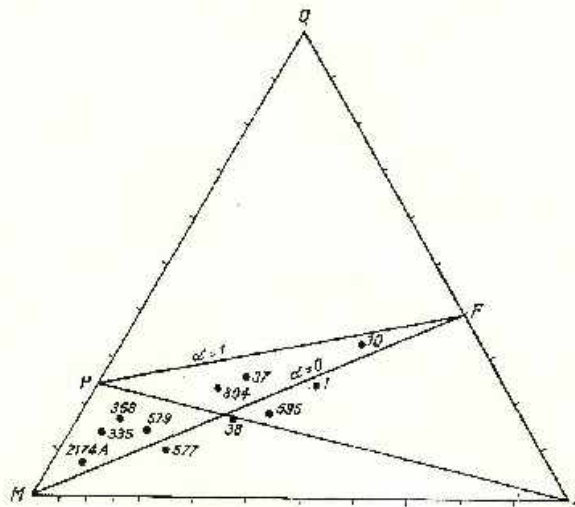


Fig. 10. -- Diagrama $Q - M - L$.
Diagramme $Q - M - L$.

Astfel, valorile $Q - L - M$ (tab. 4) proiectate în diagrama corespunzătoare (fig. 10) evidențiază caracterul slab nesaturat și nesaturat al rocilor studiate, ele situându-se fie în câmpul determinat de dreptele PF ($\alpha = 1$) și MF ($\alpha = 0$), fie sub ultima dintre acestea (α negativ), fapt care se core-

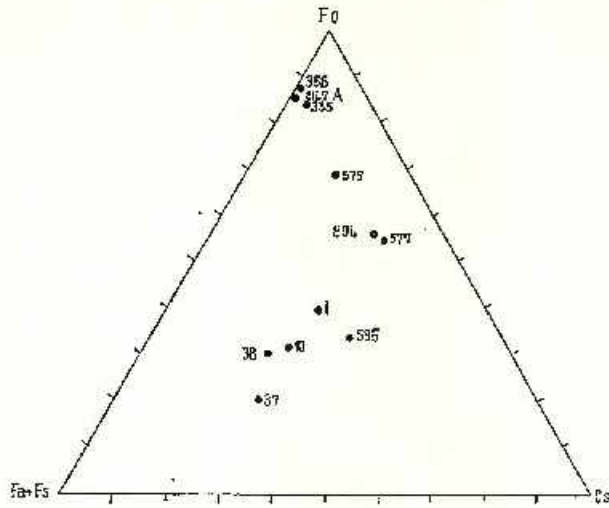


Fig. 11. — Diagrama $Fo-Fa + Fs-Cs$.
Diagramme $Fo-Fa + Fs-Cs$.

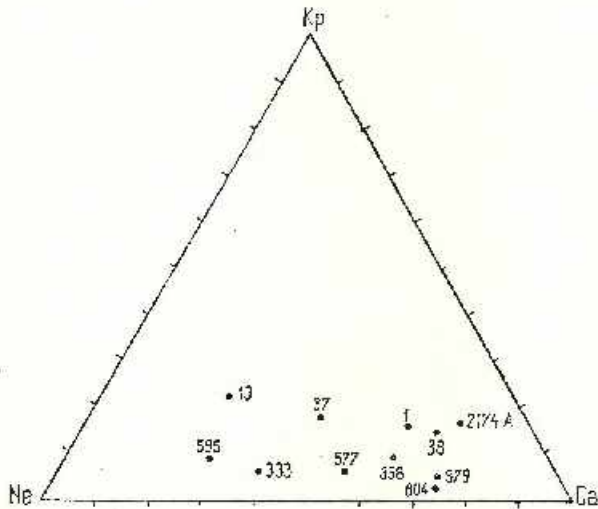


Fig. 12. — Diagrama $Kp-Ne-Cal$.
Diagramme $Kp-Ne-Cal$.

lează cu existența în majoritatea rocilor inițiale a olivinei în procente variabile, ceea ce reiese și din catanormele calculate.

Amplasarea rocilor analizate în diagrama $Fo-Fs + Fa-Cs$ (fig. 11) relevă predominarea melanocratelor magneziene în cadrul produ-

selor ultrabazice primare și existența melanocratelor feromagneziene calcice în cuprinsul rocilor bazice inițiale.

Tipul feldspaților din rocile inițiale reiese din diagrama *Kp-Ne-Cal* (fig. 12) care relevă prezența plagioclazilor calcosodici și sodico-calcici în probele studiate.

4. Datele analitice pe care le posedăm au fost utilizate la calcularea valorilor CIPW (tab. 5) și la stabilirea catanorme (tab. 6), între care există o bună corelație în ceea ce privește participarea cantitativă a principalelor minerale normative.

Proporțiile mineralogice normative (catanorma) arată că ponderea principală în ultrabazite revine olivinei și piroxenilor, iar în rocile bazice plagioclazului și piroxenilor; de asemenea, în metabazite rezultă mereu ca mineral normativ olivina.

Valorile *Q-A-P* (tab. 7) și *Or-Ab-An* (tab. 8), calculate din catanormă și transpuse în diagramele triunghiulare respective, nu au permis încadrarea satisfăcătoare a tuturor rocilor analizate, întrucât s-au obținut proiecții și în câmpurile monzodioritelor și a monzogabbrourilor (în triunghiul *Q-A-P*, divizat în concepția lui Streckeisen, 1967) și în cele ale monzotonalitelor, cuarțdioritelor și granodioritelor (în triunghiul *An-Or-Ab*, divizat în concepția lui Hietanen, 1963), alături de proiecțiile în câmpurile rocilor gabbroide. Aceste neconcordanțe le explică în primul rând prin diferențele existente între mineralele primare ale rocilor analizate și mineralele normative, primele având o alcătuire chimică mai complexă decât ultimele; în al doilea rând, transformările mineralogice posteroare consolidării rocilor magmatogene studiate nu au permis alcătuirea unei compoziții normative în strictă concordanță cu compoziția mineralogică inițială, care actualmente nu este observabilă la microscop.

Din catanormă s-a calculat cantitatea de silice utilizată la constituirea leucocratelor, raportul dintre plagioclaz și totalitatea feldspaților ($P/P + A$) precum și indicele de culoare (M); datele obținute sînt redată în tabelul 9. Caracterul bazic și ultrabazic al rocilor cercetate reiese din cantitățile relativ reduse de silice din leucocrate (la rocile ultrabazice în general sub 10 %, iar la rocile bazice sub 25 %), din predominarea netă a plagioclazului în ansamblul feldspaților și din procentul mare de melanocrate (M de obicei peste 50 %).

5. Pentru a obține indicații în plus asupra caracterului magmelor de origine, s-au calculat parametri Rittman, 1963 (tab. 10), obținindu-se în majoritatea cazurilor roci bazaltice cu olivină. Bineînțeles aceste încadrări trebuie înțelese ca o echivalare a tipurilor instrusive cu rocile de



suprafață corespunzătoare chimic. Parametrul σ relevă caracterul pacific (calco-alkalin) al tuturor rocilor luate în considerare.

6. Valorile Zavaritki (tab. 11) și diagrama corespunzătoare (fig. 13) relevă caracterul bazic și ultrabazic de tip calco-alkalin al probelor analizate.

7. Procedind la calcularea parametrilor Semenenko s-au obținut seriile izochimice corespunzătoare, care sînt în general în concordanță

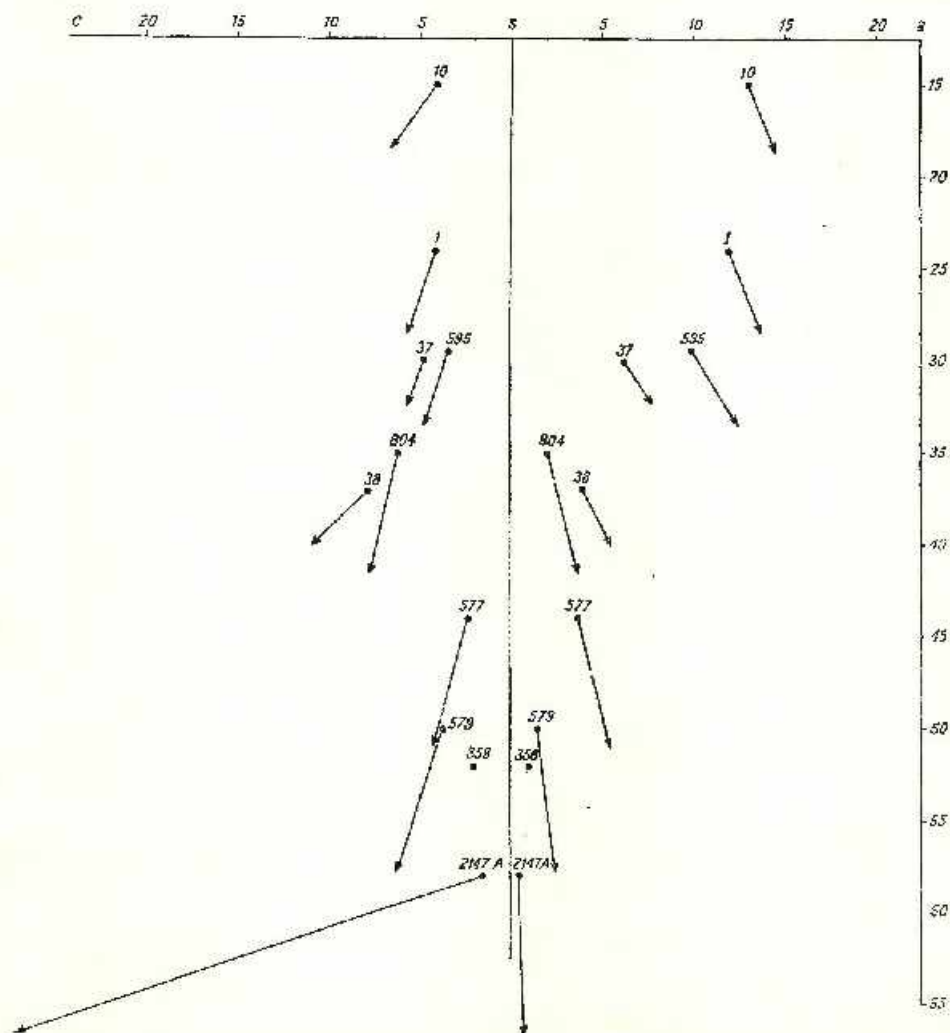


Fig. 13. — Diagrama de variație a parametrilor Zavaritki.

Diagramme de variation des paramètres Zavaritki.

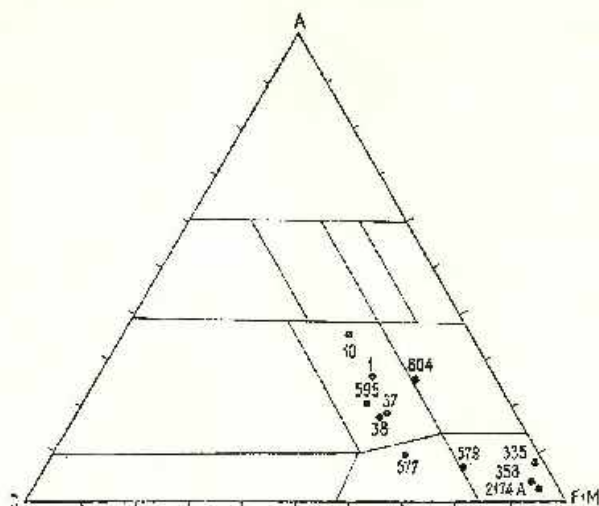


Fig. 14. -- Diagrama A-C-F + M.
Diagramme A-C-F + M.

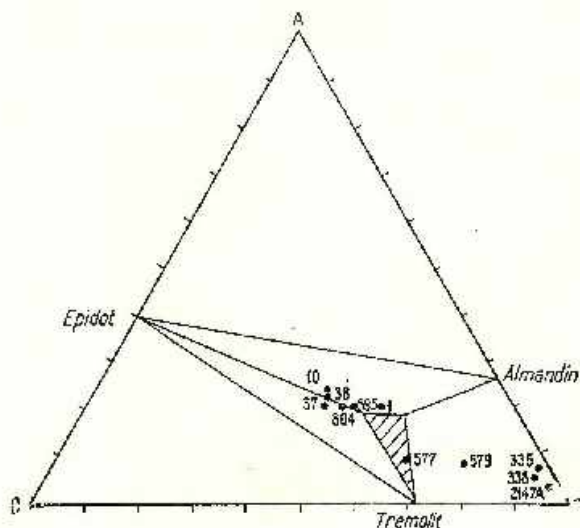


Fig. 15. -- Diagrama A-C-F.
Diagramme A-C-F.

cu faptele de observație; astfel, seriile izochimice cele mai frecvente sînt magneziene și aluminose-alkalino-terose (tab. 12, fig. 14) care corespund rocilor bazice și ultrabazice metamorfizate (Semenenko, 1963).

8. Datele analitice corelate cu cele microscopice au fost recalulate sub forma valorilor $A-C-F$ (tab. 13), care se proiectează în diagrama corespunzătoare (fig. 15) în câmpul epidot-tremolit-hornblendă-almândin al subfaciesului staurolit-cuarț (Turner, Verhooogen, 1967), în care au fost metamorfozate rocile seriei de Ielova (Bercia fide Codarcea et al., 1967 și fide Năstăsescu, Bercia, 1968; Zlatarova-Top et al., 1971).

C) Considerații asupra evoluției rocilor bazice și ultrabazice

Pe baza caracterelor petrografice, mineralogice și petrochimice ale rocilor bazice și ultrabazice din seria de Ielova, corelate cu datele geologice de ansamblu, în stadiul actual de cunoaștere se poate schița evoluția de ansamblu a acestor roci.

1. În decursul formării seriei de Ielova a avut loc o activitate magmatică intensă (magmatism inițial) în urma căruia au luat naștere în principal gabbrouri și peridotite (vehrлите).

Relațiile de teren arată că rocile ultrabazice sînt anterioare gabbrourilor, ultimele străbătînd vehrлите.

Aceste roci provin dintr-un rezervor magmatic comun în care, prin procese de diferențiere de tip calco-alkalin (în care un rol important l-a avut cristalizarea fracționată), s-a separat la început o fracțiune ultrabazică olivino-piroxenică care a fost injectată în actuala zonă sub formă de vehrлите; îmbogățirea locală în piroxenii a dus la formarea piroxenitelor.

Magma inițială, din care s-au format ulterior fracțiunile amintite, a avut un caracter bazic, judecînd după faptul că în cristalinul de Ielova volumul și frecvența produselor magmatogene bazice sînt net superioare celor ultrabazice; în această situație ultrabazitele au derivat din magma bazică prin cristalizarea și acumularea unei părți din mineralele mafice (în special a olivinei și a piroxenilor) în prima fază de evoluție a cup-torului magmatic. Masa mare a magmei bazice explică de ce acest proces de extragere a unei cantități de melanocrate nu a influențat caracterul bazic general al rocilor gabbroide formate ulterior.

Imediat după punerea lor în loc, rocile vehrлитice au fost supuse serpentinizării, olivina fiind principalul mineral supus acestei transformări care a condus la formarea în special a crisotilului și antigoritului. Transformarea olivinei a fost însoțită de punerea în libertate a fierului în exces sub formă de magnetit pulverulent; piroxenii au fost uneori bastitizați, în cele mai multe cazuri rămînuînd proaspeți.

În decursul serpentinizării zonele periferice ale cromitelor au reacționat cu masa înconjurătoare luând naștere clorite cromifere, așa cum s-a demonstrat și pentru serpentinitele din zona Țișovița (K r ä u t n e r, 1962).

Transformarea olivinei a condus uneori la formarea serpophitului, saponitului, iddingsitului și bowlingitului.

Structura matricei serpentinite formată în acest timp este de tip celular, judecând după relictete structurale observate la microscop. Către sfârșitul proceselor de serpentinizare s-au format filonașe de azbest crisotilitic.

Ulterior serpentinizării vehrilitelor, magma reziduală bazică a migrat ascensional, luând naștere gabbrouri normale și subordonat gabbrouri slab alkaline; existența unor roci bogate în amfiboli cărora le corespunde o încadrare petrochimică la hornblendite, ar indica și formarea unor tipuri de tranziție între gabbrouri și rocile ultrabazice.

2. În decursul metamorfismului regional, desfășurat în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin — subfaciesul staurolit-cuarț (cf. B e r c i a, fide O d a r c e a et al., 1967 și fide N ä s t ä s e a n u, B e r c i a, 1968), rocile bazice și ultrabazice au suferit transformări mineralogice și texturale ca expresie a tendinței de adaptare a acestor produse la noile condiții termo-dinamice.

a) Serpentinitele vehrilitice au suferit o blasteză parțială, mineralele serpentinite formate anterior recrystalizând în parte sub formă de anti-gorit. Acest proces a condus la distrugerea locală a structurii celulare premetamorfice și înlocuirea ei cu structura difuză, de natură metamorfică. Piroxenii s-au transformat parțial sau total în tremolit și hornblendă verde. Prin diferențiere metamorfică s-au format filonașe de azbest amfibolic (antofilit-tremolit), ulterioare tremolitului format pe contul piroxenilor, întrucât îl întretaie.

b) Procesele metamorfismului regional au afectat în parte și alcătuirea mineralogică a piroxenitelor. Astfel piroxenii sînt înlocuiți parțial prin hornblendă verde și tremolit; amfibolitizarea acestor minerale, în special a augitelor, a fost însoțită și de formarea de titanit.

c) Comportamentul rocilor bazice gabbroide în decursul metamorfismului regional a fost descris în lucrarea noastră anterioară (Z l a t a - r o v a - Ț o p et al., 1971). Transformările mineralogice principale în timpul proceselor metamorfice rezidă în: 1. transformarea plagioclazilor calco-sodici în plagioclazi sodico-calcici, excesul de calciu intrînd în molecula epidotului și zoizitului și 2. trecerea piroxenului în hornblendă verde



și tremolit, transformare însoțită și de formarea titanitului, epidotului și cuarțului.

În aceste roci se observă o largă variație structurală și texturală intrucit în părțile centrale ale corpurilor mai mari de gabbrouri s-au păstrat adesea caracteristicile inițiale gabbroide, în timp ce în zonele periferice și la corpurile mici de gabbrouri, textura orientată și șistoasă predomină, iar transformările mineralogice sinmetamorfice sînt mai avansate sau chiar totale (în acest din urmă caz se poate vorbi de amfibolite propriu-zise).

3. După metamorfismul regional, rocile bazice și ultrabazice studiate au fost supuse unor fenomene de retromorfism legate de mișcările hereinice — faza sudetă (Zlatarova-Țop et al., 1971) și de șariajul mezozoic al cristalinului getic peste seria de Jelova (Codareca, 1940). În timpul acestor etape de retromorfism asociația mineralogică complexă a rocilor analizate a trecut parțial la o asociație mineralogică de temperatură mai scăzută, specifică subfaciesului cuarț-muscovit-clorit.

a) Astfel, în rocile ultrabazice iau naștere clorite din seria penninclinoclor, formate în principal pe seama relictelor de piroxeni și a amfibolului verde metamorfic.

În etapa retromorfă, în unele ultrabazite s-au produs procese de talcizare; cîteodată, amfibolul verde trece în actinot. În unele serpentinite de origine vehrlitică, transformările retromorfe au fost aproape complete, luînd naștere asociații de tipul :

talc + clinoclor ± pennin + minerale serpentinice (rămase relice din etapele precedente) + minerale metalice;

talc + actinot + clorit ± tremolit (relict metamorfic) + minerale metalice;

talc + carbonați (magnezit, calcit) + minerale metalice;

talc + pennin + minerale metalice.

În cadrul acestor asociații se observă largi variații cantitative.

b) În rocile bazice andezinul se transformă parțial în agregate fine saussuritice și albit, cărora li se asociază sericitul și calcitul; hornblenda verde se cloritizează mai ales pe fisuri, clivaje și în zonele periferice, calciul rezultat intrînd în molecula calcitului asociat spațial cu amfibolii parțial cloritizați. Ilmenitul, prezent adesea în rocile gabbroide, se leucoxenitizează (proces început încă din etapa sinmetamorfică), iar magnetitul se martitizează.



BIBLIOGRAFIE

- Böckh I. (1879) Auf den südlichen Theil des Comitatus Szöreny bezügliche geologische Notizen. *Földt. Közl.* IX, Budapest.
- Codareea Al. (1937) Quatrième réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie à Turnu Severin, 1933, *Bul. Soc. Roum. Géol.* III, București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du plateau de Mehadintzi. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, București.
- Bercia I., Boldur C., Constantinoș D., Maier O., Marinescu Fl., Mercus D., Năstăseanu S. (1967) Geological structure of the South-western Carpathians. *Guide to Excursion 49 A.C. Intern. Geol. Congr. XXIII Sess. Prague, 1968*, București.
- Ellis S. E. (1948) On the delimitation of diorite and gabbro and related rocks. *Miner. Mag.* XXVIII, 203, Londra.
- Glucșă D., Savu H., Bercia I., Krantner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scien. Hung.* III, Budapest.
- Hietanen A. (1963) Idaho batholith near Pierce and Bangalow. *U. S. Geol. Surv.*
- Krantner H. (1962) Comportarea spinelilor cromiferi în procesul de serpentinizare (Banatul de Sud). *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* VII, 3-4, București.
- Mureșan M. (1973) Formațiunile epimetamorfice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *An. Inst. Geol.* XLII, București.
- Năstăseanu S., Bercia I. (1968) Notă explicativă la harta geologică sc. 1 : 200.000 Baia de Aramă, București.
- Bițoiianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D. S. Inst. Geol.* LXVI/4, București.
- Savu H. (1968) Notă explicativă la harta geologică sc. 1 : 200 000, Reșița. București.
- Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svința — Fața Mare. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Secț. Biol. — Agron. Geol. — Geogr.* V, București.
- Rusu A. (1962) Contribuțiuni la cunoașterea Carboniferului inferior din zona Drencova (Banat). *Acad. R. S. R. Stud. cerc. geol.* VII, 3-4, București.
- Rittman A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.
- Savu H., Ghenea C. (1967) Notă explicativă la harta geologică sc. 1 : 200 000, Turnu Severin, București.
- Schafarzik Fr. (1912) Geologische Reambulation der Umgebung von Berszaszka. *Jahresber. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1910, Budapest.
- (1913) Über die Reambulation in der Umgebung von Berszaszka und im Almas-becken im Sommer 1911. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.A.f.* 1911, Budapest.
- Semenenko N. P. (1963) Metamorfizm podvižnih zon. *Izd. Akad. Nauk. Ukr. S.S.R.* Kiev.
- Stroekelsen A. (1933) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner.* 107, 2, 3, Stuttgart.
- Trifulescu M., Mureșan M. (1962) Asbestul crizotilic din Banat și vestul Olteniei. *D. S. Com. Geol.* XLVII, București.



- (1963 a) Zăcămintele de asbest din Banat (I). *Rev. Minelor*, XIV, 2, București.
 - (1963 b) Zăcămintele de asbest din Banat (II). *Rev. Minelor*, XIV, 3, București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) *Petrologie magmatică și metamorfică*. Ed. tehnică, București.
- Zlatarova — Top Lozana, Mureșan M., Nicoară B. (1968) Studiul rocilor eruptive bazice și ultrabazice din zona Agadiei (Banatul de Vest). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV/1, București.
- Mureșan M., Pitulea Gh. (1971) Studiul unor roci gabbroide metamorfizate din seria de Ielova (zona Camenița — Banatul de SW). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/1, București.

CARACTÈRES PÉTROCHIMIQUES ET ÉVOLUTION DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DU CRISTALLIN D'IELOVA (RÉGION DE CAMENIȚA-URDA MARE DU BANAT DE SW)

(Résumé)

Le présent ouvrage représente la continuité de nos études pétrographiques effectuées sur les produits magmatogènes métamorphisés de la série d'Ielova (Zlatarova - Top et al., 1971), dans le but de la classification de l'origine et des caractères pétrographiques initiaux de ceux-ci. Les roches en question proviennent des travaux miniers (galeries) exécutés depuis 1959 par I.F.L.G.S. dans la zone de Camenița-Urda Mare (fig. 1).

Les plus anciennes formations de la région appartiennent à la série d'Ielova (Codarcea, 1937, 1940) sur lesquelles reposent transgressivement des dépôts faiblement métamorphisés dévoniens-carbonifères inférieurs (Răileanu, Rusu, 1962; Năstăsescu, Bîțoianu, 1970) ainsi que des dépôts non-métamorphisés paléozoïques et mésozoïques de la zone de Sirinia. Tout l'ensemble constitue l'unité danubienne, chevauchée à l'W par des formations cristallines de la nappe gétique, le long de la ligne de Rudăria (Codarcea, 1940)

A) Caractères pétrographiques des roches basiques et ultrabasiques métamorphisées

1. Roches basiques. Dans le secteur de Camenița, les roches basiques sont représentées par des métagabbros, où les mélanocrates primaires principaux (pyroxènes) sont totalement transformés par la hornblende verte à laquelle s'associe les granules de titanite et d'épidote; grâce aux phénomènes de rétro-morphisme ultérieurs et au métamorphisme régional, l'amphibole a été chloritisé partiellement et quelquefois totalement. Les feldspaths plagioclases calcosodiques primaires ont été remplacés par l'andésine et par les granules bien développés d'épidote, de zoizite et de quartz; vu les mêmes phénomènes de rétro-morphisme, l'andésine a été partiellement remplacée par des agrégats finement saussuritiques, du séricite et du calcite.

Dans le secteur d'Urda Mare-Rudăria, on observe une transition des métagabbros de type de Camenița, énoncés plus haut, aux gabbros plus faiblement transformés métamorphiquement, dont la structure gabbroïde primaire peut être reconnue avec certitude, puisqu'on garde fréquemment les pyroxènes initiaux et leurs relations avec les plagioclases. En outre,

toujours dans ce secteur, certaines roches basiques présentent des structures sousophiliques qui dénotent l'existence de certains types de transition entre des gabbros et des dolérites.

2. Roches ultrabasiques. Les travaux d'exploitation effectués par I.F.L.G.S. dans le secteur d'Urda Mare (galeries I Boican, III Schelălău et IV Urda Mare) ont démontré qu'à côté des roches basiques métamorphisées apparaissent aussi des produits ultrabasiques de type des métaserpentinites vehrilitiques et des pyroxénites.

a) *Métaserpentinites vehrilitiques.* Ces roches ont une composition minéralogique complexe, étant formées d'olivine, augite, minéraux serpentiniques (chrysotile, antigorite, serpophite, bastite) chlorites (clinoclilor, pennine, prochlorite, et chlorites chromifères), phlogopite, talc, saponite, iddingsite, bowlingite, biotite, carbonats (magnésite, calcite), minerais métalliques primaires et secondaires (magnétite, chromite, pyrite, pyrrotine, marcasite et d'autres).

Du point de vue quantitatif, dans le cadre de l'association minéralogique mentionnée, prédominent nettement des minéraux serpentiniques (jusqu'à 90 % de la masse de la roche) qui constituent une masse de base où apparaissent de rares reliques d'olivine et des pyroxènes, ainsi que de petits nids et des lamelles de chlorite et de phlogopite, des poussières, granules et filonnets de minerais métalliques. De plus, on observe des filonnets et des réseaux d'asbeste chrysolitique et amphibolique (antophillite, actinote, trémolite), localisés dans la matrice serpentinique. La présence des débris d'olivine et d'augite montre que les premières roches étaient représentées par des péridotiles de type vehrilitique.

En fonction de la disposition générale de l'horizon et de l'antigorite, la masse serpentinique peut représenter une structure „cellulaire” et une structure „diffuse”, qui peuvent coexister dans le cadre de la même section mince; on observe la prédominance de la structure cellulaire dans les roches étudiées.

La structure cellulaire a pris naissance pendant la serpentinitisation des roches ultrabasiques et avant les processus de métamorphisme régional de ceux-ci; durant ces derniers processus, la structure cellulaire a été partiellement détruite, se formant par recristallisation (blasthèse) la structure diffuse antigorifique. Quelquefois, on observe bien des transition entre ces deux structures, dans un premier stade les cellules étant aplaties ou transformées en bandes allongées, se produisant également des structures en „draperies”.

b) *Pyroxénites.* Les pyroxénites constituent de petits corps métriques qui apparaissent localisés dans le cadre des métaserpentinites vehrilitiques. Elles sont des roches de couleur noir-vertâtre, fanérocrystallines, à structure hypidiomorphe-granulaire et à texture massive. Les pyroxènes sont représentés en général par augite et subordonné par diopside, enstatite, clinoenstatite et hyperstène. On remarque quelquefois des concrescences entre les formes monocliniques et rhombiques et des transformations particules des pyroxènes, au compte desquels se forment la hornblende verte, le trémolite et l'actinote. Parfois, en association avec les pyroxènes, apparaissent sur les fissures de ceux-ci des minéraux serpentiniques finement cristallisés, du talc et quelquefois de l'épidote.

B) Caractères pétrochimiques des roches basiques et ultrabasiques métamorphisées.

Les données analytiques ont été interprétées selon une méthodologie complexe, appliquée avec de bons résultats aux roches magmatogènes métamorphisées situées dans les Carpates Orientales (Mureșan, 1968)¹¹ et les Monts Poiana Buză (Mureșan, 1973). L'utilisation concomitante de plusieurs méthodes de calcul de divers paramètres pétrochimiques a été effec-

¹¹ *Op. cit.* pct. 10.

tuee dans le but d'obtenir des données sur l'origine du matériel initial, des types pétrogéographiques primaires, puisque ceux-ci ont subi des transformations prémétamorphiques (serpentinisation des ultrabasites), aymétamorphiques (blasthèse) et postmétamorphiques (diastorèse hercynique et alpine).

1. À l'examen des analyses chimiques (tab. 1, fig. 2) on observe une variation relativement grande des principaux oxydes.

2. Les paramètres Niggli (tab. 2) permettent l'intégration des échantillons considérés aux magmas ultrabasiques (orthaugite-péridotitiques et hornblenditiques) et basiques (gabbroides et gabbrodioritiques). La variation des paramètres Niggli (fig. 3) met en évidence une distinction magmatique calco-alkaline relativement normale. La majorité des roches analysées se trouve bien à gauche du point isopha, qui, par extrapolation des courbes fm et al correspondrait à une valeur entre 185 et 190 et à une valeur $fm-al$ approximativement de 30–35.

Sur le diagramme $al-alk$ (fig. 5), la majorité des échantillons étudiés se situent dans le champ des roches pauvres en alcalis, et trois d'entre ceux-ci dans le champ des roches intermédiaires.

3. On a calculé les exposants de la base Niggli (tab. 3), d'où l'on a tiré des diagrammes et on a obtenu la catanorme.

Les valeurs $Q-L-M$ (tab. 4) projetées sur le diagramme correspondante (fig. 10) met en évidence le caractère faiblement non-saturé et non-saturé en silices des roches étudiées.

La position des roches analysées sur le diagramme $Fe-Ts-Ts + Fa-Cs$ (fig. 11), relève, la prédominance des mélanocrates magnésiennes dans le cadre des produits ultrabasiques primaires et l'existence des mélanocrates féro-magnésiennes calciques des roches basiques initiales.

Le type des feldspaths des roches initiales résulte du diagramme $Kp-Nc-CoI$ (fig. 12) qui relève la présence des plagioclases calco-sodiques et sodico-calciques des échantillons étudiés.

4. Les données analytiques que nous disposons, ont été employées pour calculer les valeurs C.I.P.W. (tab. 5) et pour établir la catanorme Niggli (tab. 6), entre lesquelles existe une bonne corrélation en ce qui concerne la participation quantitative des principaux minéraux normatifs.

Les proportions minéralogiques normatives (catanorme) dénotent que la partie principale des roches ultrabasiques revenait à l'olivine et aux pyroxènes, et celle des roches basiques au plagioclase et aux pyroxènes; de même, dans les metabasites, apparaît constamment comme minéral normatif, l'olivine.

5. Pour obtenir des indications supplémentaires sur les caractères des magmas d'origine, on a calculé les paramètres Rittman, 1973 (tab. 10), obtenant pour la majorité des cas des roches basaltiques à olivine. Certainement ces intégrations doivent saisir comme une équivalence de types intrusifs avec les roches de surface correspondantes chimique. Le paramètre τ , relève le caractère pacifique (calco-alkalin) de toutes les roches considérées.

6. Les valeurs Zavaritki (tab. 11) et le diagramme correspondant (fig. 13) relève les caractères basique et ultrabasique de type calco-alkalin des échantillons analysés.

7. Calculant les paramètres Semenenko on a obtenu les séries isochimiques correspondantes, qui sont en général en concordance avec les faits d'observation; ainsi, les plus fréquentes séries isochimiques sont magnésiennes et alumino-alkalino-terreuses (tab. 12, fig. 14) qui correspondent aux roches basiques et ultrabasiques métamorphisées (Semenenko, 1963).

8. Les données analytiques corrélatées avec celles microscopiques ont été recalculées sous forme des valeurs $A-C-F$ (tab. 13), qui se projettent sur le diagramme correspondant (fig. 15) dans le champ épidoite-trémolite-hornblende-almandin du sous-faciès steurotide-quartz (Furner, Verhooogen, 1967), où ont été métamorphisées les roches d'Ielova.



C) Considérations sur l'évolution des roches basiques et ultrabasiques

1. Durant la formation de la série d'Ielova a eu lieu une activité magmatique intense (magmatisme initial) à la suite de laquelle a pris naissance notamment des gabbros et des péridotites (vehrilités). Les relations de terrain montrent que les roches ultrabasiques sont antérieures aux gabbros, qui traversent les vehrilités.

Ces roches proviennent d'un réservoir magmatique commun, où par des processus de différenciation de type calco-alcalin (où un rôle important revient à la cristallisation fractionnée, une fraction ultrabasique olivino-pyroxénique s'est séparée au début de ces processus et qui a été injectée dans l'actuelle zone sous forme de vehrilités; l'enrichissement locale en pyroxènes a provoqué la formation des pyroxénites.

Le magma initial, duquel se sont ultérieurement formées les fractions susmentionnées, a eu un caractère basique, puisque dans le cristallin d'Ielova le volume et la fréquence des produits magmatogènes basiques sont nettement supérieurs à ceux ultrabasiques.

Immédiatement après leur mise en place, les roches vehrilitiques ont été soumises à la serpentinisation, l'olivine étant le principal minéral soumis à cette transformation, qui a conduit à la formation du chrysotile et de l'antigorite spécialement. La transformation de l'olivine a été accompagnée par la mise en liberté du fer en excès sous forme de magnétite en poussière; les pyroxènes ont été quelquefois bastitisés, dans la plupart des cas restant non-transformés. La structure de la matrice serpentinique formée en ce temps là est de type cellulaire, si l'on considère les reliques structurales observées au microscope. Vers la fin des processus de serpentinisation se sont formés des filonnets d'asbest chrysotillique.

Ultérieurement à la serpentinisation des vehrilités, le magma résiduel basique a migré ascensionnellement; ainsi, ont pris naissance des gabbros normaux et subordonné des gabbros faiblement alcalins; l'existence de certaines roches riches en amphiboles, qui correspondent du point de vue pétrochimique aux hornblendites, indiquerait aussi la formation de certains types de transition entre les gabbros et les roches ultrabasiques.

2. Durant le métamorphisme régional, produit dans des conditions du faciès des amphiboles à almandin (sous-faciès staurolite-quartz - cf. Bercia, fide Codarcea et al., 1967), les roches basiques et ultrabasiques ont subi des transformations minéralogiques et texturales comme expression de la tendance d'adaptation de ces produits à nouvelles conditions thermo-dynamiques.

a) Les serpentinités vehrilitiques ont subi une blastèse partielle, les minéraux serpentinitiques formés antérieurement se récrystallisant partiellement sous forme d'antigorite. Ce processus a conduit à la destruction locale de la structure cellulaire pré-métamorphique et à son remplacement par la structure diffuse, de nature métamorphique. Les pyroxènes se sont transformés partiellement ou totalement en trémolite et hornblende verte. Par différenciation métamorphique se sont formés des filonnets d'asbest amphibolitique (antophyllite-trémolite) qui sont ultérieurs au trémolite formé à partir des pyroxènes, puisqu'ils le traversent.

b) Les processus de métamorphisme régional ont affecté partiellement également la composition minéralogique des pyroxènes. De cette manière, les pyroxènes sont remplacés partiellement par la hornblende verte et le trémolite; l'amphibolisation de ces minéraux, particulièrement des augites, a été accompagnée également par la formation du titanite.

c) Le comportement des roches basiques gabbroïdes pendant le métamorphisme régional a été décrit dans l'ouvrage antérieure (Zlatarova-Top et al., 1971). Les transfor-



mations minéralogiques principales durant les processus métamorphiques résident en : 1. la transformation des plagioclases calco-sodiques en plagioclases sodico-calciques, l'excès de calcium passant dans la molécule de l'épidote et du zoizite et 2. le passage du pyroxène à la hornblende verte et au trémolite, transformation accompagnée également par la formation du tilanite, de l'épidote et du quartz.

Dans ces roches, on observe une grande variation structurale et texturale puisque dans les parties centrales des corps plus grands des gabbros se sont maintenus souvent les caractéristiques initiales gabbroïdes, tandis que dans les zones périphériques et chez les corps petits des gabbros prédomine la texture orientée et schisteuse, et les transformations minéralogiques sont plus avancées ou même totales (pour le dernier cas, on peut parler d'amphibolites proprement-dites).

3. Après le métamorphisme régional, les roches basiques et ultrabasiques étudiées ont été soumises à certains phénomènes de rétro-morphisme qui sont en liaison avec les mouvements hercyniens — phase sudèle (Zlatarova-Top et al., 1971) et avec le charriage mésozoïque du cristallin gélique sur la série d'Ileova (Codarcea, 1940). Pendant ces étapes de rétro-morphisme, l'association minéralogique complexe des roches analysées a passé partiellement à une association minéralogique de température plus basse, spécifique au sous-faciès quartz-chlorite.

a) Ainsi, dans les roches ultrabasiques prennent naissance des chlorites de la série pennin-clinochlor, formées principalement des reliques de pyroxènes et d'amphibole vert métamorphique. Pendant l'étape rétro-morphe, dans certaines ultrabasites ont eu lieu des processus de talcisation; parfois, l'amphibole vert passe en actinote.

b) Dans les roches basiques, l'andésine se transforme partiellement en agrégats finement saussuritiques et en albite, auxquels s'associent le séricite et le calcite; la hornblende verte se chloritise surtout sur les fissures, les clivages et dans les zones périphériques; le calcium résulte constitué la molécule du calcite associé spatialement avec les amphiboles partiellement chloritisées. L'éménite, présent souvent dans les roches gabbroïdes se transforme en leucoxène (processus commencé dès l'étape symmétamorphique), et le magnétite se transforme en martite.

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

**CONSIDERAȚII PRIVIND GEOLOGIA FORMAȚIUNILOR
ȘI A ROCILOR GRANITOIDE ASOCIATE DIN ZONA
VÎRFUL LUI STAN-PÎRIUL PALTINULUI (MUNȚII CERNEI)¹**

DE

VIORICA IANCU²

Abstract

Considerations Relating to the Geology of Metamorphic Formations and the Associated Granitoid Rocks in the Vîrful lui Stan-Stream Paltinului Zone (Cernei Mountains). Within the above zone litho-stratigraphic entities were separated as follows: the Lower Drăgșan Series (Upper Proterozoic) metamorphosed under the conditions of the staurolite-almandine subfacies in the Assyntian phase, synchronically with the emplacement of the Cerna granite, and the unconformable — and transgressive Upper Lainici-Păiuș? Series (Lower Cambrian), metamorphosed in the greenschist facies quartz-albite-chlorite-muscovite subfacies, during the Baikalian orogenesis associated with synorogenic granitoids. This series consisting of a lower complex and an upper carbonate-tufaceous one underlies the fossiliferous formation in the Valca Izvorului Zone (Upper Ordovician-Lower Silurian).

Introducere

Lucrarea de față are drept scop prezentarea geologiei de detaliu a unei zone situate pe cursul superior al văii Cerna, între Vîrful lui Stan la sud, Culmea Obirșia, Poiana Mică, pîriul Seărișoara la est, Culmea Paltinului la nord și valea Cernei la vest, pe teritoriul județului Gorj.

Morfologie, zona se încadrează în munții Cernei, la extremitatea nordică a podișului Mehedinți, fiind străbătută de afluenți ai văii Cerna sau Motru, ce oferă profile geologice transversale foarte favorabile la extremitatea sud-vestică a seriilor de Drăgșan și Lainici-Păiuș.

¹ Comunicare în ședința din 20 aprilie 1973.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București.



Referitor la această zonă se cunosc puține studii geologice, avînd un caracter general de ansamblu, sau dimpotrivă, vizînd numai unele sectoare.

Manolescu (1937 a, b) a separat în autohtonul danubian, șisturi cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, granite de tip Șușița și Tismana (în bazinul văii Motru) și complexul amfibolitelor (de-a lungul culmii Cernei).

Pavelescu și Pavelescu (1962) disting scriile de Lainici-Păiuș și de Drăgășan (cu un complex inferior, amfibolitic și un complex clorito-sericitos, discordant și transgresiv), separate printr-o zonă de zdrobire și milonitizare și afectate de granitoide de Șușița.

Bercia și Bercia³ descriu cele două serii menționate, pe care le consideră ca avînd o evoluție comună în timp (Precambrian-Paleozoic inferior) și metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu almandin. În bolta anticlinală a seriei de Drăgășan a avut loc intruziunea sincinemantică a masivului granitic de Cerna iar în seria de Lainici-Păiuș, intruziunea granitului de Șușița.

Drăghici (1966) efectuează un studiu detaliat asupra sedimentarului autohton dintre Cloșani și Obirșia Godeanu, cuprinzînd și formațiunile paleozoice (Carbonifer).

Bîrlea, Popescu, Boștinescu, Sălăgeanu⁴ și Bîrlea, Iancu⁵ separă și descriu o serie mezometamorfică și o serie epimetamorfică discordantă și transgresivă. Granitul de Cerna este considerat sincinemantic cu seria mezometamorfică (Precambrian), tranziția dintre ele realizîndu-se prin intermediul unei zone migmatice. Se presupune că seria epimetamorfică a fost metamorfozată într-o fază caldoniană, indicîndu-se ca vîrstă a depozitelor, Paleozoicul inferior.

Stănoiu (1971, 1972) aduce precizări asupra vîrstei depozitelor paleozoice sedimentare, foarte slab metamorfozate, prin separarea formațiunii fosilifere de Valea Izvorului de vîrstă Ordovician superior-Silurian, precum și asupra formațiunii metamorfice subiacente pe care o atribuie Cambrianului.

³ I. Bercia, Elvira Bercia. Cartări și revizuirii în regiunea cristalinelor getice din Godeanu și autohtonului de la E de V. Cernei. 1963. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ Lidia Bîrlea, Viorica Popescu, Marina Sălăgeanu, S. Boștinescu. Prospeccțiuni geologice pentru metale rare și disperse în granitele din Munții Cernei. 1967. Arh. M.M.P.G. București.

⁵ Lidia Bîrlea, Viorica Iancu. Prospeccțiuni geologice pentru metale rare și disperse în granitele din Munții Cernei (zona V. Cernei - Culmea Obirșia - Virful lui Stan). 1969. Arh. M.M.P.G. București.



A) **Stratigrafia și petrografia regiunii.** Regiunea care formează obiectul lucrării de față se încadrează în autohtonul Carpaților Meridionali, fiind alcătuită din punct de vedere geologic, din formațiuni metamorfice — de vîrstă Proterozoic superior, Cambrian inferior — asociate în mod caracteristic cu roci granitoide sincinematice și tardecinematice, formațiuni foarte slab metamorfozate (Ordovician superior-Silurian inferior) și formațiuni sedimentare mezozoice.

1. *Seria inferioară de Drăgășan.* În partea de W-NW a zonei Virful lui Stan-pîriul Paltinului, se dezvoltă o serie predominant amfibolitică, metamorfozată în faciesul almandin-amfibolit (Turner, 1967), ce formează o structură anticlinală majoră — anticlinalul Virful lui Stan, în axul căreia apar granite masive, echigranulare, de compoziție normală.

Se constată existența unor caracteristici comune pentru întreaga serie amfibolitică și granitele sincinematice asociate :

— Structura generală, orientată NNE-SSW, formează un mare anticlinal normal, cu flancul estic foarte bine reprezentat de-a lungul întregii zone; flancul vestic se dezvoltă numai în partea de NW a regiunii, spre sud fiind afectat de sistemul de falii de pe valea Cernei;

— Trecceri gradate între diferiții termeni ai complexului (de la roci granitice masive și granite gnaissice, prin intermediul unei zone migmatice la roci afectate de metamorfism regional la nivelul faciesului almandin-amfibolit), fapt care atestă o evoluție comună metamorfică și tectonică;

— Prezența unor intense procese de autometamorfism (în rocile granitoide) și alloretromorfism.

Din punct de vedere petrografic seria inferioară, de Drăgășan, este alcătuită predominant din amfibolite ce au intercalate paragneise, amfibolite ± granat și micașisturi cu granat ± staurolit.

Se constată existența unui complex inferior al amfibolitelor situat în imediata vecinătate a corpului granitic, afectat de intense procese de migmatizare sinmetamorfică — migmatite stratiforme — cu paragneise și micașisturi cu granat ± staurolit la partea superioară și un complex superior al amfibolitelor, spațial mai depărtat de corpul granitic. Acest complex este mai omogen din punct de vedere petrografic, fiind alcătuit din amfibolite masive, cu intercalații de grosimi reduse de paragneise și micașisturi neafectate de procese de migmatizare, vizibile macroscopic.

Amfibolitele neafectate de procese de migmatizare prezintă gruparea bazică diagnostică : hornblendă-plagioclaz (oligoclaz-andezin), ce le încadrează în faciesul almandin-amfibolit (Turner, Verhoo gen, 1967).



Determinările efectuate pe feldspatul plagioclaz indică existența unui feldspat cu 2V — 86°, cu 25-30% An (oligoclaz bazic) și a unui feldspat cu 2V-89° și unghiul de extincție simetrică de 22°, cu 30-35% An (andezin). În majoritatea cazurilor feldspații sînt intens transformați secundar (cu agregate de clinozoizit, sericit) făcînd foarte dificile determinările exacte.

Hornblendă (varietatea de hornblendă verde) este uneori cloritizată și foarte rar biotitizată, cu separare de epidot, opacit.

În cantități reduse se întîlnesc: epidot, biotit, cuarț, sfen, titanomagnețit cu aureole de leucoxen.

Amfibolitele din complexul inferior (gnaise amfibolice) au constituit fondul petrografic pe care s-au manifestat procesele de migmatizare, a căror intensitate scade cu depărtarea de corpul granitic. Au rezultat migmatite stromatice a căror scară variază de la zeci de metri, la metri pînă la centimetri.

Paragnaisele prezintă următoarea asociație paragenetică: cuarț-microclin-plagioclaz-biotit (muscovit-epidot). Se întîlnesc și varietăți de paragnaise amfibolice, provenite din material de natură tufogenă bazică, avînd o mare cantitate de clorit secundar asociat cu epidot și minerale opace, resturi de hornblendă verde, feldspat plagioclaz caolinizat sau scricitizat precum și granați cloritizați, din care s-au păstrat numai insule sau nuclee (pl. I, fig. 1). Se observă că aceste roci au fost intens retromorfizate.

Micașturile, bine reprezentate în flancul sud-estic al anticlinalului Virful lui Stan, se pot urmări ușor în teren datorită prezenței micelor (muscovit, biotit), larg dezvoltate. Acolo unde caracterele inițiale ale rocii s-au păstrat mai bine au putut fi identificate următoarele asociații paragenetice, tipice pentru roci pelitice:

cuarț-staurolit-granat-muscovit-plagioclaz (\pm biotit)

cuarț-granat-muscovit-biotit-plagioclaz (pl. II, fig. 1, 2).

În rocile pelitice efectele migmatizării se manifestă (megascopice) prin prezența feldspatului ocular (sodic și potasic) — migmatitele rezultate prezentînd texturi oftalmice — și a biotitului neorientat.

Gradul metamorfic al seriei inferioare, indicat atât de prezența staurolitului în rocile pelitice cît și de compoziția plagioclazului (An_{25-35} asociat cu hornblendă, din rocile bazice, corespunde faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesul staurolit-almandin (Turner, Verhoo gen, 1967). În clasificarea propusă de Winkler (1970) staurolitul este considerat mineral de izograd indicînd începutul treptei mediane de metamorfism, izogradul An_{30} + hornblendă fiind situat imediat deasupra izogradului „cu staurolit”. Condițiile fizice ce permit formarea stauroli-



tului (când $P_s = P_f$) sînt de $550 \pm 10^\circ \text{C}$ și 4 Kb presiune el putînd fi prezent și în treapta superioară de metamorfism, la presiuni mai mari de 5-6 Kb, în zonele anatectice.

Întrucît micașisturile cu staurolit apar ca benzi sau intercalații în amfibolite, aparțin în mod cert seriei inferioare de Drăgășan, care în acest fel apare ca o serie unitară în care atît asociațiile bazice cît și cele pelitice prezintă același grad de metamorfism.

2. *Granitul de Cerna*. Granitele masive formează nucleul structurii anticlinale menționate, dezvoltîndu-se pe o arie de formă ovală, alungită paralel cu axa structurii majore a seriei inferioare predominant amfibolitice, în secțiune transversală prezentînd o formă de dom.

În zona centrală, axială a structurii, granitul de Cerna este masiv, de granulație medie uniformă, de compoziție chimică normală; marginal, granitul devine gnaisic, mai bogat în biotit și hornblendă prezentînd atît foliație primară cît și secundară, imprimată de fenomenele de deformare a rocii parțial consolidate (Cloos, 1959).

Bercia și Bercia⁶ au observat și măsurat foliația primară chiar în zona axială a corpului granitic, constatînd o boltire a acestuia.

Treptat, granitele foliate trec la gnaise granitice care apar atît ca faciesuri marginale ale corpului granitic cît și ca benzi leucocrate (de dimensiuni metrice pînă la centimetrice) în migmatitele stratificate din complexul inferior, amfibolitic al seriei de Drăgășan.

Deși corpul granitic este concordant cu structura majoră a seriei inferioare de Drăgășan, în zonele marginale există și numeroase aspecte de discordanță de mică amploare, vizibile la o cartare de detaliu, datorate insinuării filoanelor aplitice și microgranitice asociate pe planele de fisurare.

La compoziția mineralogică a granitelor masive participă: cuarț, feldspat potasic, feldspat plagioclaz — în proporții aproximativ egale — biotit (3-5%), hornblendă (1-2%), minerale accesorii (orthit, zircon, monazit, sfen, epidot, pirită, apatit, granat, turmalină).

Cu studiul detaliat al mineralilor accesorii s-a ocupat Bîrlea⁷.

Feldspatul plagioclaz (albit-oligoclaz) apare în cristale idiomorfe sau hipidiomorfe, maclat polisintetic sau zonat. Foarte frecvent prezintă o zonă centrală tulbure, transformată secundar (cu agregate de scricit, caolin, clinozoit) și o zonă periferică limpede, de albit (pl. I, fig. 2).

⁶ *Op. cit.* pct. 3.

⁷ *Op. cit.* pct. 4, 5.



Feldspatul potasic este reprezentat prin două generații. În prima generație se întâlnește predominant ortoză, cu contururi idiomorfe, cu fenomene de alterație secundară și cu structuri de dezamestec (perțite). A doua generație este reprezentată de microclin cu contururi allotriomorfe ce înglobează frecvent mineralele preexistente (feldspat plagioclaz și ortoclaz, hornblendă biotit etc.).

Deși alterarea plagioclazului se poate produce ulterior, în condițiile unui aport de potasiu din exterior, este posibil ca acest fenomen să se fi produs în stadiul final de cristalizare a granitului, prin reacția dintre feldspatul plagioclaz deja format și soluția reziduală din care mai cristalizau feldspat potasic, albit, cuarț, așa cum se presupune pentru granitul de Șușița (Savyn, 1972).

Biotitul primar este afectat de fenomene de cloritizare.

Hornblenda (varietatea de hornblendă verde) este atât proaspătă, cât și cloritizată (cu separare de epidot).

Ca un fenomen caracteristic în special pentru zonele marginale s-a observat biotitizarea hornblendei (după planele de clivaj) cu separare de epidot, cuarț, opacit (pl. I, fig. 3); astfel de procese au loc în condițiile unei îmbogățiri metasomatice în potasiu.

Analizele chimice efectuate pe granite cu textură masivă, de granulație medie, din care s-au calculat parametrii Niggli, indică o magnă leucogranitică (yosemite/granitică) aparținând provinciei calco-alkaline.

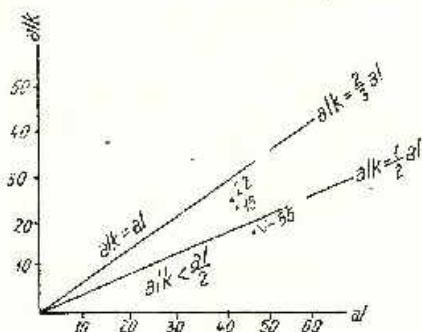


Fig. 1. — Caracterizarea alcalinității rocilor în diagrama al-alk.

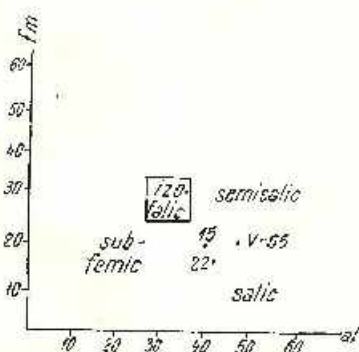
Caractérisation de l'alcalinité des roches dans le diagramme al-alk.

Proiecția în diagrama al-alk (fig. 1) încadrează aceste granite în câmpul rocilor intermediare — între $alk = 1/2 al$ și $alk = 2/3 al$ — iar în diagrama al-fm (fig. 2) în câmpul rocilor cu caracter salic către subfemic.

Granitele gnaisice (foliate) reprezintă faciesurile marginale ale corpului granitic sau de înveliș, având ca element caracteristic prezența unei foliații secundare ce se suprapune peste foliația primară.

Astfel de fenomene sînt cunoscute pentru corpurile granitice sincinematice a c aror evoluție continuă  i după consolidarea parțială a magmei granitice. Cloos (1959) interpretează textura paralelă primară a granitelor ca datorindu-se curgerii magmei granitice în decursul amplasării corpului.

Fig. 2. Caracterizarea rocilor în comparație cu compoziția medie a rocilor izofale din scoarța terestră-diagrama *al-fm*.
Caractérisation des roches par rapport à la composition moyenne des roches isophales de l'écorce de la terre-diagramme *al-fm*.



Producerea foliației secundare este posibil să fi avut loc în stadiul de subrăcire în care au avut loc  i fenomenele de autometamorfism.

 n secțiuni subțiri efectele fenomenelor de cataclazare se observă la toate mineralele componente ale rocii. Cristalele de feldspat prezintă ruperi, îndoiri sau alunecări pe planele de mael , zdrobiri marginale, însoțite uneori de recristalizarea sericitului. Cuarțul apare în stadii diferite de cataclazare  i recristalizare.

Petrografic, granitele gnaisice au o cantitate mai mare de hornblendă (cca 12 %)  i biotit (13-17 %), roca prezent nd caracterele petrografice  i chimice ale unui granodiorit.

Acest lucru s-ar putea explica prin contaminarea (bazificarea) magmei granitice în zonele marginale.

Gnaisurile granitice au o compoziție mineralogică asemn toare cu cea a granitelor gnaisice: cuarț, feldspat plagioclaz, feldspat potasic, la care se adaugă o cantitate mai mare de biotit  i muscovit, deosebindu-se de ele printr-o textură puternic orientată  i o structură granolepidoblastic  (pl. I, fig. 4).

Întrucit intruziunea sintectonic  a corpului granitic a avut loc într-un complex amfibolitic, melanocrat, efectele proceselor de migmatizare sînt foarte evidente megascopice.

Cu depărtarea de corpul granitic se constata o scădere în dimensiuni a benzilor — septelor — granitice concordante; aspectul textural al migmatitelor ilustrează acest lucru.

Structura corpului granitic, trecerea gradată la formațiunile metamorfice ale seriei inferioare, de Drăgșan, prin intermediul unei zone migmatice precum și foliația marginală a granitelor atestă punerea lor în loc în timpul fazei de orogeneză în care a avut loc metamorfozarea seriei de Drăgșan, probabil în Proterozoicul superior.

Dimensiunile corpului granitic — cea 2-3 km lățime și cea 9-10 km lungime — și amploarea proceselor de migmatizare, asociate cu elementele descrise anterior, arată caracterul lor sincinematoc (faza medie de dezvoltare a geosinclinalului prebaicalian — faza assynitică).

Acest lucru a fost remarcat și de Bercia și Bercia⁸ care consideră granitul de Cerna sincron cu granitul de Șușița din seria de Lainici-Păiuș.

Punerea în loc a granitului de Cerna în ciclul de orogeneză prebaicalian în faza în care a avut loc metamorfozarea seriei amfibolitice, de Drăgșan îl deosebește de granitul de Șușița, granit sincinematoc cu seria de Lainici-Păiuș, aparținând orogenezei baicaliene (Savv, 1970).

Individualitatea lui structurală și petrografică precum și vârsta diferită de cea a granitului de Șușița ne-au determinat să utilizăm denumirea de granit de Cerna și nu de granit de Șușița (utilizată de Pavelescu și Pavelescu, 1962 și Stănoiu, 1972).

3. *Seria superioară (de Lainici-Păiuș?)*. În partea de est a zonei cercetate se dezvoltă o serie clorito-sericitoasă care se dispune discordant și transgresiv peste seria inferioară, de Drăgșan, având orientarea generală N 30 - 40° E.

Între cele două serii există o discordanță unghiulară de cea 20 - 30° și o diferență marcată în ceea ce privește gradul și stilul de cutare. În apropierea limitei cu seria inferioară, seria superioară clorito-sericitoasă este strâns cutată, formând cute anticlinale și sinclinale de mică amplitudine însoțite și de fenomene de microcutare.

Milonitizarea seriei inferioare de Drăgșan la contactul cu seria superioară clorito-sericitoasă, interpretată anterior — în afara regiunii noastre — printr-o linie tectonică, considerăm că s-a produs în timpul cutării seriei superioare. Pe acest contact au avut loc ulterior dislocații tectonice direcționale ce au generat, în unele compartimente, relații anormale.

Petrografic, seria superioară (de Lainici-Păiuș?) este alcătuită din: șisturi cuarțitice cloritoase ± muscovit ± albit, șisturi clorito-sericitoase, metatufuri și metaroci acide, metatufuri și metaroci bazice, șisturi

⁸ Op. cit. pct. 3.

carbonatice și calcare cristaline, microsernifite, asociate cu roci granitoide (granite, granodiorite, diorite cuarțifere) sincinematice.

Asociațiile paragenetice caracteristice :

— cuarț-albit-epidot și cuarț-albit-muscovit-clorit, pentru șisturile cuarțo-feldspatice și pelitice și

— albit-epidot-actinolit-sfen sau clorit-epidot-albit-sfen, pentru șisturile bazice, indică gradul de metamorfism al acestei serii în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (Turner, Verhoogen, 1967).

Pentru întreaga serie este caracteristică asociația clorit + cuarț + zoizit/elinozoizit, care în clasificarea propusă de Winkler, 1970, caracterizează treapta scăzută de metamorfism.

Partea inferioară a seriei are un caracter predominant terigen, cu nivele discontinue și de grosimi reduse (15-20 m) de metaroci acide și bazice precum și de șisturi carbonatice.

Complexul superior, carbonatat-tufogen, ocupă structurile sinclinale ale complexului terigen, atingând dezvoltarea maximă în extremitatea sud-vestică a zonei, unde vine în contact direct cu complexul inferior migmatic al seriei inferioare de Drăgșan.

Între cele două complexe este greu de trasat o limită certă întrucât caracterul inițial al sedimentării se schimbă treptat, ambele prezentând efectele unei tectonici plicative și disjunctive unitare.

a) **Complexul terigen.** Șisturile cuarțitice sericito-cloritoase constituie fondul petrografic al complexului terigen, având un caracter psamo-pelitic, textură șistoasă și structură granolepidoblastică. Principalele componente mineralogice sînt: cuarțul, cloritul, feldspatul muscovitul, epidotul.

În șisturile cu o granulație mai grosieră au fost observate minerale relict: cuarț în granule rotunjite, biotit decolorat sau cloritizat, granați sfărîmați și cloritizați, apatit, zoizit, precum și fragmente de rocă de dimensiuni subcentimetrice (pl. II, fig. 3).

În partea bazală a complexului apar intercalații de șisturi cu muscovit larg dezvoltat, în paiete dispuse în planul de șistozitate și (sau) porfiroblaste de albit (pl. II, fig. 4).

Muscovitul este asociat cu clorit și cuarț și uneori conerescut cu zoizit-elinozoizit; albitul apare în porfiroblaste cu contur zdrențuit, maclat polisintetic, cu incluziuni de sericit, ușor mulat de mice.

Metatufuri și metaroci bazice. Deși metatufurile au în general o dezvoltare discontinuă și grosimi reduse se constată o mare

varietate petrografică; șisturi cu albit-clorit-epidot, șisturi cu albit-actinolit-epidot, clorit-epidot-albit-calcit etc. (pl. III, fig. 1). De obicei trecerea la șisturile terigene se realizează prin intermediul metatufitelor bazice.

Ca roci metaeruptive bazice se întâlnesc atât roci faseritice de tipul gabbrourilor, în care parageneza metamorfică (actinolit, clorit, albit, calcit) coexistă cu minerale relicte (piroxen, hornblendă brună sau verde, feldspat bazic) cât și roci afanitice, de tipul doleritelor și lamprofirolor, în care sînt evidente structurile inițiale modificate parțial de procesele de metamorfism.

Maier (1969, 1971) explică, pentru cristalinul din Locva, coexistența în rocile metaeruptive bazice a mineralelor de temperatură și presiune ridicată cu minerale tipice pentru un metamorfism scăzut, ca o consecință a adaptării incomplete a unor minerale magmatice la condițiile de metamorfism.

Prezența mineralelor metamorfice: clorit, actinolit, albit, calcit arată că rocile bazice au atins gradul de metamorfism al faciesului de șisturi verzi.

În lucrările anterioare, Pavelescu (1962), Bercia (1963), consideră că partea bazală, terigenă aparține seriei de Lainici-Păiuș iar partea superioară, ce ocupă structurile sinclinale, complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgășan.

Stănoiu (1972) separă seria de Lainici-Păiuș (Proterozoic superior), pe baza abundenței șisturilor micacee, a proceselor migmatice mai intense și a discontinuității litologice, de complexul clorito-sericitos (Cambrian).

b) Complexul carbonat-tufogen. Acest complex reprezintă partea superioară stratigrafic a seriei superioare (de Lainici-Păiuș?) avînd dezvoltarea maximă în partea de SW a zonei cercetate unde stă direct peste zona migmatică a complexului inferior amfibolitic și suportă formațiunea fosiliferă de Valea Izvoarnului (Ordovician superior-Silurian inferior) (Stănoiu, 1970).

Din punct de vedere petrografic se caracterizează printr-o predominare netă a șisturilor carbonatice și calcarelor cristaline care sînt asociate cu roci tufogene bazice și cu intercalații reduse de roci metaeruptive acide și microsernifile.

Predominarea rocilor carbonatice precum și prezența nivelelor de microsernifite intraformaționale s-ar putea explica prin existența unor condiții de margine de geosinclinal.



Paralelizarea acestui complex cu complexul diabaz-filitoid cu Archaeocyathidae din Iugoslavia (Stănoiu, 1972) vine în sprijinul acestei afirmații. Este cunoscut faptul că regiunile în care sînt semnalate calcarele cu Archaeocyathidae, de vîrstă cambriană, se situează la limita dintre domeniul epicontinental și geosinclinal.

Calcarele și șisturile carbonatice prezintă un grad avansat de cutare și microcutare, evidențiat de rubanare și de procesele ulterioare de dizolvare a calcitului.

Calcarele sînt alcătuite predominant din calcit recristalizat (cca 90-95%) și cuarț, feldspat, sericit, în proporții reduse.

Atît lateral cît și pe grosime, ele trec la șisturi carbonatice, cu o cantitate mai mare de cuarț, sericit, feldspat.

De remarcă prezența calcarelor cu hornblendă, diopsid, actinolit, microclin, cuarț, zoizit, în apropierea rocilor granitice, fapt observat inițial de Bercia și Bercia (1963).

Metatufuri și metaroci acide. Rocile metaeruptive acide ce apar asociate cu șisturi carbonatice și roci bazice sînt reprezentate prin corespondentele metamorfice ale unor riolite, porfire, dacite, însoțite de tufuri.

În general aceste roci prezintă o masă felsitică recristalizată (microcristalină) alcătuită din cuarț, feldspat, clorit, epidot, sericit și fenocristale de plagioclaz (albit-oligoclaz) vag orientat, uneori hornblendă alături de cuarț bipiramidat (pl. III, fig. 2).

Comparativ cu rocile bazice au o dezvoltare mult mai redusă și un caracter mai discontinuu.

Microsericitele apar la partea superioară a complexului clorito-sericitos, asociate cu șisturi carbonatice, avînd grosimi reduse și variații de granulație. Sînt formate din elemente de cuarț rulat aplatizate, prinse într-o masă fină alcătuită din cuarț, sericit, clorit.

Uneori cuarțul are culori violacee datorită oxizilor de fier depuși pe fisuri foarte fine. Pe unele spărturi se observă recristalizări ale cuarțului, sericitului, cloritului.

4. *Granitoide sincinematice.* În seria superioară (de Lainici-Păiș?) sînt prezente roci granitoide (în special granodiorite, diorite cuarțifere) sub formă de corpuri stratiforme, concordante cu structura generală a seriei, cu texturi evident orientate, afectate de intense procese de auto-metamorfism.

Aspectul macroscopic al acestor roci este acela de „gnaise cloritoase”; microscopic, se pot observa transformările suferite de principalele

minerale componente: feldspat plagioclaz, feldspat potasic, hornblendă, foarte rar piroxen.

Feldspatul plagioclaz prezintă un grad avansat de transformare (în sericit, caolinit, mai rar clinozoit) în timp ce feldspatul potasic apare în general proaspăt sau slab alterat.

Hornblenda este frecvent actinolizată sau cloritizată iar biotitul cloritizat. În rocile de compoziție dioritică se păstrează resturi de piroxeni. Uneori, mineralele melanocrate au fost complet înlocuite cu clorit.

Stilpnomelanul. În câteva secțiuni subțiri a fost pus în evidență stilpnomelan, care se prezintă sub formă de fascicule sau jerbe radiare, dispuse orientat, în benzi paralele cu textura rocii (pl. III, fig. 3). Se observă însă și stilpnomelan format pe fisurile unor minerale (plagioclaz, microclin), în asociație cu calcit (pl. III, fig. 4). Prezintă un pleocroism caracteristic (Ng — brun-închis, Nm — brun-gălbui, Np — galben-auriu) pentru varietatea de feristilpnomelan și un clixaj bazal (după 001) evident (Winchell, 1953; Tröger, 1967).

În autohtonul danubian stilpnomelanul a fost semnalat de Streck-eisen (1968) în Lotru și de Savu (1970) în granitul de Șușița. În masivul Loeva, Maier (1969) separă, la partea superioară a seriei de Lescovița, un complex al șisturilor cu stilpnomelan. Aici, stilpnomelanul apare atât în masa felsitică a unor metatufuri acide — orientat în lungul șistozității S_2 și ca mineral de neoformăție — cât și în filite stilpnomelanice, asociat cu albit, cuarț, epidot, titanit, apatit (ca mineral metamorfic).

Prezența stilpnomelanului ca mineral interstițial, asociat cu cuarțul, feldspatul potasic și albitul de temperatură mai scăzută, cristalizate mai târziu, îl determină pe Savu (1970) să-l considere format în stadiul final al cristalizării granitului, în condiții hidrotermale.

Modul de prezentare a stilpnomelanului în această zonă, atât ca fascicule radiare dispuse orientat, în benzi, cât și ca depuneri pe fisurile altor minerale, în care apare asociat cu alt mineral hidrotermal — calcitul — ne determină să considerăm că transformările suferite de rocile granitice în stadiul de subrăcire (similare cu cele descrise de Savu) au avut loc în condiții de presiune, simultan cu procesele de metamorfism suferite de rocile înconjurătoare, la nivelul faciesului de șisturi verzi. Acest lucru ar fi putut fi posibil în condițiile depărtării de corpul principal granitic, fapt atestat de prezența granitoidelor în această zonă numai ca apofize sau silluri, ce au dat slabe fenomene de contact termic. De altfel aceste corpuri se află în prelungirea structurii anticlinale — cu granitoide în zona axială — Pașing-Vulcan (Savu, 1970).



Într-o secțiune subțire, în care este prezent stilpnomelan, a fost observat și casiterit, în granule cu contur pătratic, cu relief foarte ridicat, clivaj foarte bun după două direcții, incolor, cu culori de birefrigență de ordin superior, uniax pozitiv (pl. IV, fig. 1).

5. *Granite tardeorogene*. Rocile granitice tardeorogene se întâlnesc atât în seria inferioară, de Drăgșan, cât și în seria superioară, de Lainici-Păiuș?, dar nu s-a putut preciza dacă ele însoțesc fiecare fază de granite sincinematice sau aparțin numai fazei ultime, din orogeneza balcaniană. Aceasta datorită frecvenței foarte mari a corpurilor mici, discordante, ce străbat ambele serii.

Dimensiunile corpurilor de granite tardeorogene variază între 5 și 30 m pînă la 200 m grosime.

Aceste granite sînt în general proaspete, cu granulație medie și textură hipidiomorf-granulară.

Compoziția chimică-petrografică este variabilă, de la granite la granodiorite, ajungînd în filoane la diferențiate cuarțo-feldspatice.

O analiză chimică (proba 55, fig. 1) din care s-au calculat parametri Niggli indică proveniența rocii respective dintr-o magmă granitică-farsunditică —; proiecția în diagramă *al-alk* o încadrează în cîmpul rocilor sărace în alcalii ($alk < \frac{al}{2}$) de tip tonalitic și în diagrama *al-fm*, în cîmpul rocilor salice către semisalice.

În seria superioară granitele tardeorogene — aparținînd sigur ultimei faze — dau fenomene de contact termic (avînd ca rezultat formarea de corneene cu amfiboli) metasomatoză și asimilație reactivă (facilitînd formarea de biotit, feldspați sodici și potasici în șisturi), pe distanțe sub-metrice pînă la metrice.

În urma asimilației bilaterale în zona de endocontact a intruziunilor a avut loc o îmbogățire a acestora în elemente bazice.

Uneori granitele au un facies aplitic, în care caz conțin o cantitate variabilă de granați.

Aceste ultime granite tardeorogene ar corespunde, în timp și spațial, fazei de Tismana (Berza, 1971).

Filoane pegmatitice-hidrotermale. Astfel de filoane au fost observate atât în zonele marginale ale corpului granitic de Cerna cât și în seria superioară, de Lainici-Păiuș?, cu o frecvență mult mai mare, constituind ultimele manifestări ale magmatismului tardeorogen.

Filoanele pegmatoide sînt formate din cuarț larg cristălizat sau în concreșteri mirmekitice, feldspat plagioclaz și potasie-microclin, microclin-pertit-subordonat biotit și muscovit, turmalină.

Filoanele de temperatură mai scăzută sînt mai bogate în cuarț, epidot, calcit.

Foarte rar, în regiune, se întîlneșe și filoane de roci bazice (lamprofire, dolerite) și ultrabazice (piroxenite, hornblendite), post-metamorfice.

B) Vîrsta seriei inferioare, de Drăgășan, și a seriei superioare, de Lainici-Păiuș?. Seria superioară (constituită dintr-un complex inferior terigen și un complex superior carbonatat-tufogen și însoțită de granitoide sincinematice) ce se dezvoltă pe aria seriei de Lainici-Păiuș — de pe hărțile anterioare — este metamorfozată în condițiile faciesului de șisturi verzi, prezentînd astfel (în această zonă) o discordanță metamorfică față de seria inferioară, de Drăgășan. Acest fapt, asociat cu discordanța unghiulară, cu caracterul său transgresiv — evidențiat de dispunerea termenilor superiori direct peste fundamentul proterozoic — precum și cu intensitatea proceselor de diaforeză ce însoțesc seria inferioară ne determină să considerăm întreaga serie superioară discordantă și transgresivă peste seria de Drăgășan.

Întrucît această serie suportă formațiunea fosiliferă de Valea Izvo-ului (Stănoiu, 1970) de vîrstă Ordovician superior-Silurian se poate aprecia, ca vîrstă a ei, Cambrianul (pe care Stănoiu o atribuie numai părții superioare, carbonatat-tufogene).

Grosimea mare a formațiunii, prezența granitoidelor sinorogene și tardeorogene ante-siluriene care au avut o evoluție marcată în timp, înaintea Ordovicianului superior, ne determină să considerăm ca vîrstă a formațiunii Cambrianul inferior. Ele se încadrează în ciclul tectono-magmatic baicalian care a avut o amploare deosebită pe teritoriul țării noastre (Giuşcă, Savu, Bercia, Krăutner, 1969).

În acest fel, seria superioară separată de noi ar reprezenta seria de Lainici-Păiuș epimetamorfică, sincronă (sau chiar sinonimă) cu complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgășan din autohtonul danubian.

Situații similare — unde seria de Lainici-Păiuș neafectată de migmatizare se prezintă metamorfozată la nivelul faciesului de șisturi verzi — sînt citate la E de Muntele Mic (Gherasi, Savu, 1969) precum și în Carpații Meridionali Centrali (Trifloșeu, 1971).

Savu (1970) consideră seria de Lainici-Păiuș — în zonele îndepărtate de masivul de Șușița — metamorfozată în condiții de trecere de la



faciesul de șisturi verzi la faciesul albit-epidot amfibolitic (în orogeneza baicaliană).

Acest fapt nu exclude posibilitatea existenței unor formațiuni psamo-pelitice metamorfozate la nivelul faciesului almandin-amfibolit (seria de Lainici-Păiuș separată de Pavelescu și Pavelescu, 1962 a, b; Bercia și Bercia, 1963) în orogeneza prebaicaliană.

Noi am încadrat aceste formațiuni la seria inferioară, de vîrstă Proterozoic superior.

Încadrarea seriei superioare de Lainici-Păiuș în ciclul baicalian este în acord cu vîrsta absolută determinată pe granitul de Șușița (550 milioane ani), precum și cu încadrarea granitului de Tismana, tardeorogen, în orogeneza baicaliană (Berza, 1972).

Această încadrare în timp este în acord și cu poziția inferioară față de formațiunea de Valea Izvorului (Stănoiu, 1970) de vîrstă Ordovician superior-Silurian, formațiune transgresivă și discordantă, foarte slab metamorfozată.

Menționăm că după Stănoiu (1972) vîrsta metamorfismului complexului clorito-sericitos și carbonatat-tufogen este caledoniană (faza sardă sau trondjem) iar cea a complexului amfibolitic și a seriei de Lainici-Păiuș este faza cadomiană.

C) Formațiunea de Valea Izvorului. În partea de SE a zonei cercetate, discordant și transgresiv peste fundamentul proterozoic-cambrian, se dispune formațiunea fosiliferă de Valea Izvorului separată și descrisă de Stănoiu (1970, 1971, 1972). Această formațiune este constituită din cuarțite și șisturi cuarțitice slab cloritoase, cu nivele microconglomeratice în bază ce trec la partea superioară la filite sericitoase, slab cloritoase, din care a fost recoltată fauna reprezentată prin: celenterate, briozoare, brahiopode, crinoide, trilobiți.

Această serie a fost descrisă detaliat de Stănoiu care a remarcat și efectele unui slab metamorfism, probabil varisc.

De remarcat în plus prezența turmalinei atât în șisturile pelitice cît și în ritmurile mai grosiere. Aceasta se prezintă în cristale sau fragmente de cristale semirulate, uneori corodate, altele regenerate — cu tendință de reintregire a formelor cristalografice — (Lidia Bîrlea, informație verbală).

În seria superioară, de Lainici-Păiuș sînt prezente numeroase fi-loane pegmatitice tardeorogene alcătuite din cuarț, feldspat plagioclaz, microclin, turmalină, elemente întîlnite și în formațiunea siluriană, fără a avea un grad avansat de rulare.



În apropierea contactului dintre cele două formațiuni au fost observate roci cu aspectul unor pegmatite laminare, ce ar putea să reprezinte ultimele manifestări ale magmatismului de Tismana.

Într-o secțiune subțire au fost observate resturi organice (nedeterminate) afectate de slabe fenomene de metamorfism ce au determinat înlocuirea materiei inițiale cu minerale ca: silice, sericit, clorit. La unele forme se observă resturi de materie organică (pl. IV, fig. 3, 4).

Gradul de metamorfism al formațiunii de Valea Izvorului este în mod cert mai scăzut decât cel al complexului clorito-sericitos, putând fi încadrat în zona anchimetamorfică a lui *Kubler* sau în treapta de foarte scăzut metamorfism în clasificarea *Winkler* (1970). Deși nu au fost puse în evidență minerale din grupa zeoliților, se constată că nu s-au format minerale din grupa zoizit-clinozoizit ce marchează începutul treptei de metamorfism scăzut.

D) Formațiunile mezozoice. Încep prin depozite grosiere liasice care remaniază roci din fundamentul metamorfic și din formațiunea de Valea Izvorului și se continuă cu gresii calcareoase aparținând Jurasicului mediu.

Jurasicul superior este reprezentat prin calcare cenușii, stratificate, ce trec la calcare masive, coraliogene, aparținând Cretacicului inferior.

În partea de SE și S a zonei formațiunile mezozoice se dispun normal peste cele ante-liasice; în lungul văii Cerna calcarele vin în contact tectonic cu granitul de Cerna, prin intermediul unui plan de falie (cunoscut din datele de literatură) cu înclinare variabilă atât pe direcție cit și pe verticală. Pe valea Cernei apare un sistem de falii longitudinale de-a lungul cărora s-a produs scufundarea ce a generat structura în graben cunoscută.

Concluzii

În zona Virful lui Stan-pirul Paltinului apar următoarele entități lito-stratigrafice:

Seria inferioară, de *Drăgșan*, constituită dintr-un complex inferior — amfibolite, micașturi cu staurolit — ce formează o structură anticlinală majoră în axul căreia se dezvoltă granite sincinematice de Cerna și un complex superior — amfibolite, micașturi cu granat. Această serie a fost metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin, în orogeneza prebaicaliană, probabil faza assyntică. Tranziția de la granite la roci afectate de metamorfism regional se realizează prin intermediul unei zone migmatice.



Seria superioară, de Lainici-Păiuș Ț, se dispune discordant și transgresiv peste formațiunea subiacentă, retromorfozată și suportă formațiunea de Valea Izvorului (Ordovician superior-Silurian inferior). În cadrul acestei serii a fost separat un complex inferior, predominant terigen și un complex superior, carbonatat-tufogen; asociat, apar roci granitoide sincinematice (faza de Șușița) precum și roci granitice tardorogene. Această serie este constituită din formațiuni de vîrstă Cambrian inferior metamorfozate în faciesul sisturilor verzi în timpul orogenezei baicaliene și reprezintă probabil un termen extrem al seriei de Lainici-Păiuș care în zona de maximă dezvoltare — unde prezintă corpuri granitice sincinematice de mari dimensiuni — a fost afectată de un metamorfism sincinematic (danubian), în condiții de temperatură și presiune ridicată (Savu, 1970).

Formațiunea fosiliferă de Valea Izvorului, de vîrstă Ordovician superior-Silurian inferior, se dispune discordant și transgresiv peste seria superioară, de Lainici-Păiuș Ț, și seria inferioară, de Drăgășan. Această formațiune alcătuită din microconglomerate laminate, cuarțite și sisturi pelitice a fost afectată de un slab metamorfism, probabil într-o fază hercinică.

Formațiunile mezozoice sînt reprezentate prin: Jurasice inferior, mediu, superior și Cretacic inferior. În partea de vest a regiunii calcarele malm-neocomiene vin în contact tectonic cu granitul de Cerna.

BIBLIOGRAFIE

- Codârcea A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.* XX București.
- Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Au-tocitone danubian des Carpathes Méridionales. *Assoc. Géol. Carp. — Balk. Congr. V 1961*, București.
- Desbilla-Codârcea Marcela (1968) Probleme actuale referitoare la geologia terenurilor cristalofiliene din România. *An. Inst. Geol. Rom.* XXXVI, București.
- Drăghici C. (1966) Sediimentarul autoliton dintre Cloșani și Obrișia Godcanu (Pod. Mehedinți). *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectono-magmatice prealpine pe teritoriul României. *Bul. Soc. Șt. Geol. Rom.* XI, București.
- Heinrich E. Wm. (1965) Microscopic identification of minerals. New York.
- Ionescu-Bujor D. (1911) Granitul de Șușița. Contribuții la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali. București.
- Maier O. W. (1969) Stipnomelangeiteine des Loeva-Kristallins (Rumänien). *N. Jb. Miner. Abh.* 110, 2, 199—209, Stuttgart.
- (1974) Studiul geologic și petrografic al masivului cristalin Loeva. *Șt. tehn. econ.* T 5, București.



- Solomon L., Vasilescu G. (1968) Stratigrafia cristalinelor epimetamorfice din partea de nord a masivului Poiana Ruscă (reg. Poieni-Bătrâna-Itoșcani). *D. S. Cons. Stat. Geol.* LIV/1, București.
- Manolescu G. (1937a) Studiul geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. sect. Științ. ser. 3, XII, 6*, București.
- (1937 b) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan (Carpathes Meridionales Roumanie). *Ann. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
- Mehnert K. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.
- Micu C. Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a munților Relezat între râul Albișul Nășoara, cu privire specială asupra ierurilor de talc. *D. S. Inst. Geol.* LVI/2, București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani-Muntele Oslea. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XLVIII, București.
- Pavelescu Maria (1962a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana-valea Bistriței. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, București.
- Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/5, București.
- Sitter L. M. (1969) Geologie structurală. Ed. tehnică, București.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LVII/4, București.
- (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian cu privire specială asupra regiunii de la obârșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, București.
- (1973) Considerații asupra formațiilor paleozoice din regiunea Vârful lui Stan-Piatra Cloșani (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LIX/5, București.
- Tröger W. E. (1867) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- Turner Fr. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.
- Winkler H. G. W. (1967) Die Genese der Metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies. London.

CONSIDÉRATIONES CONCERNANT LA GÉOLOGIE
DES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET DES ROCHES
GRANITOÏDES ASSOCIÉES DE LA ZONE DE VÂRFUL LUI
STAN-EUIȘSEAU PALTINULUI (MONTS DE CERNA)

(Résumé)

La région qui a fait l'objet d'études pour cet ouvrage est située à l'extrémité septentrionale du Plateau de Mehedinți, étant renfermée entre la vallée de Cerna et la vallée de Motru.

Du point de vue géologique, cette région fait partie de l'autochtone des Carpathes Méridionales, recouvrant l'extrémité du S des séries de Drăgșan et de Lainici-Pârâuș (voir la carte géologique au 1/200.000) aussi bien que le granite de Cerna.



Rappelons quelques ouvrages concernant cette zone: Manolescu (1937), Pavelescu et Pavelescu (1962), Bercia et Bercia (1963), Drăghici (1966), Birlea et al. (1967), Birlea, Iancu (1969), Stănciu (1971, 1972).

La composition géologique de la région de Virful lui Stan-ruisseau Pallinului comprend: des formations métamorphiques d'âge protérozoïque supérieur et cambrien inférieur, des formations très faiblement métamorphisées d'âge ordovicien supérieur-silurien inférieur et des formations sédimentaires mésozoïques.

La série inférieure, correspondante à la série de Drăgșan, se développe dans la partie NW de la région, ayant la structure générale orientée NE-SW et marqué par l'existence de l'anticlinal majeur de Virful lui Stan, accompagné de plis secondaires et d'un synclinal (dans le bassin de la vallée de Dobrota).

Dans l'axe de l'anticlinal majeur considéré, apparaît un corps de granites qui se présentent dans la zone centrale sous forme de massifs échigranulaires, de composition normale (granites calcaires-alkalins) et qui sont orientés, plissés, plus riches en biotite et hornblende vers les marges de l'anticlinal, passant ensuite imperceptiblement à gneiss granitiques, évidemment plissés.

Le corps granitique de Cerna occupe une aire en forme d'ovale, allongée parallèlement à l'axe de la structure majeure de la série de Drăgșan, en section transversale ayant la forme de dôme, avec un noyau de granites massifs, une foliation primaire (fait observé pour la première fois par Bercia et Bercia) et une zone marginale où sur la foliation primaire repose également une foliation secondaire.

Le passage des granites et granites foliacés à la série de Drăgșan, prédominante amphibolitique, se réalise par l'entremise d'une zone (auréoles) migmatique avec un développement constant sur le flanc oriental de l'anticlinal de Virful lui Stan; le flanc occidental est affecté par la faille de la vallée de Cerna qui a le rôle de mettre en contact tectonique le granite de Cerna avec les calcaires mésozoïques.

Ce passage se réalise petit à petit, l'échelle des migmatites stromatoliques (assez bien observable sur le fond amphibolitique) changeant par rapport à l'éloignement du corps granitique, de sorte que, dans les zones à une certaine distance du corps (vallée de Dobrota), correspondant au complexe supérieur amphibolitique, elles ne sont plus visibles du point de vue macroscopique. Le granite de Cerna présente les caractéristiques d'un corps syncinématique.

Dans le cadre de la série inférieure de Drăgșan on peut séparer un complexe inférieur, prédominant amphibolitique, où apparaissent des intercalations de micaschistes à staurotide, intensément migmatisé et un complexe supérieur formé d'amphiboles à épidote ayant des intercalations d'épaisseurs réduites de paragneiss et de micaschistes à grenats.

Le degré métamorphique de la série inférieure, désigné tant par la présence du staurotide dans les roches pélitiques que par la composition du plagioclase (An_{25-35}) associé à l'hornblende des roches basiques, correspond au faciès almandin-amphibolitique, sous-faciès staurotide-almandin (Turner, Verhooogen, 1967) ou au degré médian de métamorphisme, selon la classification de Winkler (1970).

La mise en place du granite de Cerna a eu lieu pendant l'orogénèse préalpine, probablement la phase assynthique, synchrone avec la métamorphose de la série inférieure de Drăgșan.

La série supérieure de Lainci-Pâiniș?, se développe dans la partie de l'E de la région, ayant la même orientation générale NE-SW, mais avec une discordance angulaire de 20°-30° par rapport à la série inférieure.



Cette série, plus étroitement plissée, présente des caractères de transgression, mis en évidence spécialement par la disposition stratigraphique des termes supérieurs directement sur le complexe inférieur, migmatique de la série de Drăgșan.

Du point de vue pétrographique, la série supérieure de Lainici-Păiuș? est constituée de : schistes quartzitiques chloriteux + muscovite ± albite, schistes chlorito-sériciteux, métatufs et métaroches acides, métatufs et métaroches basiques, schistes carbonatés et calcaires cristallins, microserpinites associées à des roches granitoïdes (granites, granodiorites, diorites quartzifères) synchronématiques.

Les associations paragenétiques comprennent :

quartz-albite-épidote et quartz-albite-muscovite-chlorite, pour les schistes quartzofeldspathiques et péliques et

albite-épidote-aclinolite-sphène ou chlorite-épidote-albite-sphène, pour les schistes basiques, indiquent le degré métamorphique de cette série, correspondant aux conditions du faciès des schistes verts, sous-faciès quartz-albite-chlorite-muscovite (Turner, Verhoo-gen, 1967) ou au degré de métamorphisme diminué (Winkler, 1970) — ayant comme indicateur l'association chlorite + quartz + zoisite/clinzoisite.

Dans le cadre de cette série on remarque l'existence d'un complexe inférieur, prédominant terrigène, avec des niveaux discontinus et d'épaisseurs réduites de métaroches acides et basiques et l'existence d'un complexe supérieur carbonaté-luffogène à intercalations faibles de métatufs et de métaroches acides et de microserpinites intraformationnelles.

Dans la partie SE de la région, ce complexe carbonaté-luffogène se dispose directement sur le complexe inférieur, migmatique de la série de Drăgșan et supporte la formation fossilifère de Valea Izvorului (Stănoiu, 1970) discordante et transgressive.

La série supérieure de Lainici-Păiuș? comprend des corps lenticulaires-stratiformes, concordants à la structure de la série, formés de roches granitoïdes (granodiorites, diorites quartzifères) ayant des textures évidemment orientées et affectées d'intenses processus d'autométamorphisme.

On a mis en évidence dans les roches susmentionnées le stylpnomélan, minéral qui apparaît sous forme de faisceaux ou gerbes radiales et lamelles disposées orienté, en bandes parallèles avec la texture de la roche, ou non-orienté, reposant sur les fissures de certains minéraux (microcline, plagioclase) en association avec la calcite. Apparaît également le cassitérite qui est associé à ces minéraux-là.

La manière de présentation du stylpnomélan dans cette zone nous détermine à considérer que les transformations supportées par les roches granitiques pendant le stade de sous-refroidissement (similaires à celles décrites pour le granite de Șușița) ont eu lieu dans des conditions de pression, simultanément avec les processus de métamorphisme subis par les roches environnantes, au niveau du faciès des schistes verts.

La discordance angulaire et métamorphique, le caractère transgressif de la série supérieure, les phénomènes de rétro-morphisme qui ont affecté la série inférieure, nous portent à considérer cette série plus récente que celle de Drăgșan, tandis que sa position inférieure envers la formation de Valea Izvorului (Ordovicien supérieur-Silurien inférieur) étant discordante et transgressive, évidemment plus faiblement métamorphisée nous détermine à attribuer à cette série l'âge cambrien inférieur. La métamorphose de cette série a eu lieu pendant l'orogénèse baikalienne, accompagnée d'intrusions granitiques syncrogènes.

Toute la zone contient des corps granitiques discordants, d'épaisseurs réduites, tardérogènes, appartenant probablement à toutes les deux phases de l'orogénèse.

Ces corps produisent des phénomènes de contact sur des distances métriques ayant comme résultat la formation d'amphiboles dans les calcaires, de biotite et de feldspaths de



sodium et de potassium dans des amphiboles et des schistes, en même temps avec une faible basification des granites dans la zone marginale.

Les dernières manifestations du magmatisme tardiorogène apparaissent sous forme de filons pegmatitiques et hydrothermaux.

Des filons de roches ultrabasiques et basiques probablement plus récentes se rencontrent très rarement.

Dans la partie SE de la zone étudiée repose discordant et transgressivement sur le sous-sollement protérozoïque supérieur-cambrien inférieur la formation fossilifère de Valea Izvorului, d'âge ordovicien supérieur-silurien inférieur, dont la description détaillée a été faite par Stănoiu (1970, 1971).

Cette formation à structures et textures évidemment sédimentaires a été affectée d'un métamorphisme très faible; pour cette raison, elle peut être considérée comme une partie de la zone anchimétamorphique (Kubler).

Les formations mésozoïques de la région sont représentées par des dépôts du: Lias, Dogger, Malm.

INTREBĂRI ȘI DISCUȚII

I. Popovici: În ideea că intruziuni granitice postmetamorfice determină apariția unor lacușuri migmatitice arteritice în formațiunile mezometamorfice și a unor corneene în șisturi epimetamorfice verzi, se poate susține ca un argument în favoarea autoarei, localizarea migmatitelor de Cerna în aria cricumserisă de izogradow staurolitului în formațiunile atribuite de autoare seriei de Drăgșan.

M. Trifulescu: Ce relații sînt între seria de Drăgșan și seria de Lainici? Formațiunile de Drăgșan nu pot fi considerate un complex al seriei de Lainici?

Viorica Iancu: Întrucît în regiune pe hărțile anterioare au fost separate: complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan și seria de Lainici-Păiuș, în urma cercetărilor efectuate de noi, am menținut pentru seria inferioară denumirea de „Drăgșan”, iar pentru seria superioară am pus sub semnul întrebării corelarea cu seria de „Lainici-Păiuș”. Această serie este discordantă și transgresivă, putînd fi mai degrabă paralelizată cu seria clastică.

M. Trifulescu: Ce alte forme texturale migmatice mai apar în regiune? Seria de Lainici nu e mai veche decît Cambrianul?

Viorica Iancu: În seria inferioară apar migmatite cu texturi paralele sau oftalmice — acestea din urmă în special pe fondul rocilor pelitice. În seria superioară, efectele granitoidelor tardeorogene — iloane sau corpuri reduse — asupra șisturilor verzi se manifestă în special prin biotilizări și feldspalizări pe distanțe submetrice. Vîrsta seriei superioare o apreciem ca fiind Cambrian inferior.

M. Trifulescu: Considerăm că „seria de Drăgșan” reprezintă un „complex” bazic care se îndințează în seria de Lainici. Ambele unități litologice au un caracter epimetamorfic, nu mezometamorfic și sînt mai vechi decît Cambrianul.

Considerăm că formațiunile mezometamorfice menționate sînt mai vechi decît seria de Lainici și nu aparțin seriei de Drăgșan, ci seriei de Oltet, separată de noi în Danubianul de est (1960-1972).



PLANȘA I

- Fig. 1. — Paragneis retromorfozat. Nic. II; $\times 10$. Gl, resturi de granat; Cl, clorit
Paragneiss rétomorphisé. Nic.; II; $\times 10$. Gl, restes de grenat; Cl, chlorite.
- Fig. 2. — Granit masiv de Cerna. Nic. +; $\times 10$. Pl, plagioclaz; Ab, albit; Mi, microclin;
Hb, hornblendă; Bi, biotit; Ep, epidot.
Granite massif de Cerna. Nic. +; $\times 10$. Pl, plagioclase; Ab, albite; Mi, micro-
cline; Hb, hornblende; Bi, biotite; Ep, épidote.
- Fig. 3. — Hornblendă biotitizată. Nic. +; $\times 10$. Hb, hornblendă; Bi, biotit; Cl, clorit;
Ep, epidot.
Hornblende biotitisée. Nic. +; $\times 10$. Hb, hornblende; Bi, biotite; Cl, chlorite;
Ep, épidote.
- Fig. 4. — Granit orientat. Nic. II; $\times 10$. Hb, hornblendă; Pl, plagioclaz alterat; Ab,
albit; Q, cuarț.
Granite orienté. Nic. II; $\times 10$. Hb, hornblende; Pl, plagioclase; altéré; Ab,
albite; Q, quartz.



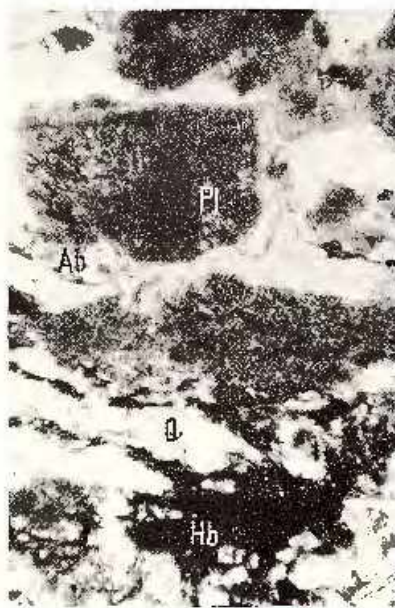
1



2



3



4

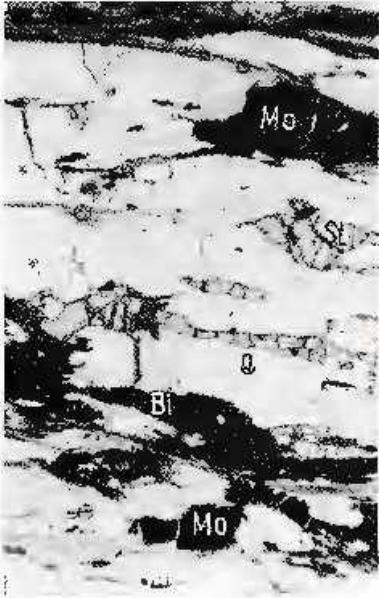


PLANȘA II

- Fig. 1. - Micșist cu staurolit. Nic. II; $\times 10$. St, staurolit; Q, cuarț; Bi, biotit; Mo, minerale opace.
Menschiste à staurolite. Nic. II; $\times 10$. St, staurolite; Q, quartz; Bi, biotite; Mo, Minéraux opaques.
- Fig. 2. - Micșist cu grenat. Nic. —; $\times 10$. Gt, grenat; M, muscovit.
Menschiste à grenat. Nic. —; $\times 10$. Gt, grenat; M, muscovite.
- Fig. 3. - Șist chlorito-sericitos cu cuarț detritic. Nic. II; $\times 10$. Q, cuarț.
Schiste chlorito-sericiteux à quartz détritique. Nic. II; $\times 10$. Q, quartz
- Fig. 4. - Șist cuarțitic chlorito-sericitos cu muscovit. Nic. —; $\times 70$. M, muscovit.
Schiste quartzitique chlorito-sericiteux à muscovite. Nic. —; $\times 70$. M, muscovite.



VIORICA IANCU. Formațiuni metamorfice și roci granitoide - munții
Cernei. Pl. II.



1



2



3



4

Institutul Geologic, Dări de scamă ale ședințelor, vol. LX/1.

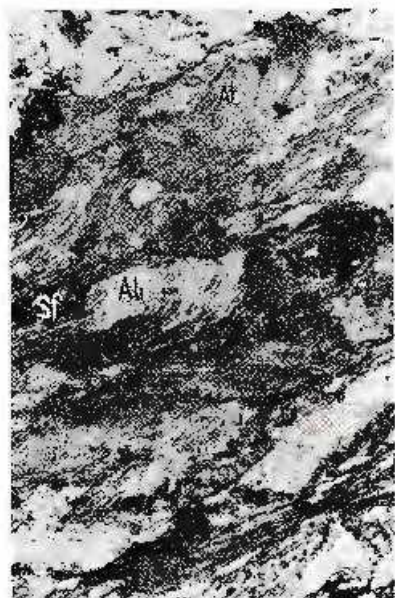


PLANȘA III

- Fig. 1. — Șist albăstru-actinolitic. Nic. II; $\times 70$. Ab, albit; Ac, actinolit; Sl, sfen.
Schiste albâtre-actinolitique. Nic. II; $\times 70$. Ab, albite; Ac, actinolite; Sl, sphène.
- Fig. 2. — Metatuf dacitic. Nic. $\times 10$. Pl, feldspat plagioclas.
Métatuf dacitique. Nic. $\times 10$. Pl, feldspath plagioclase.
- Fig. 3. — Metagranit cu stilpnomelan. Nic. II; $\times 70$. Sn, stilpnomelan; Q, cuarț; Fsp, feldspat.
Métagranit à stilpnomélan. Nic. II; $\times 70$. Sn, stilpnomélan; Q, quartz; Fsp, feldspath.
- Fig. 4. — Metagranit cu stilpnomelan. Nic. II; $\times 70$. Mi, microclin; Sn, stilpnomelan format pe fisuri.
Métagranit à stilpnomélan. Nic. II; $\times 70$. Mi, microcline, Sn, stilpnomélan formé sur des fissures.



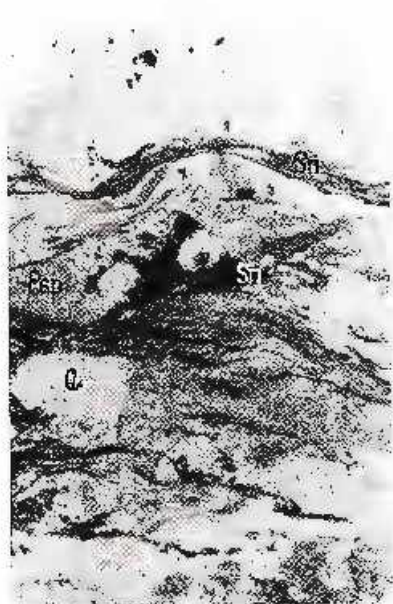
VIORICA IANCU. Formațiuni metamorfice și roci granitoide — munții
Cernei. Pl. III.



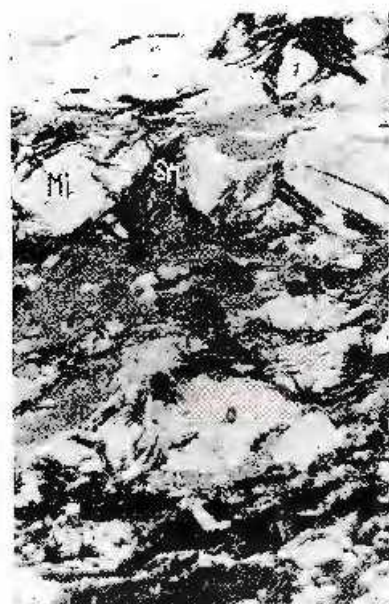
1



2



3



4

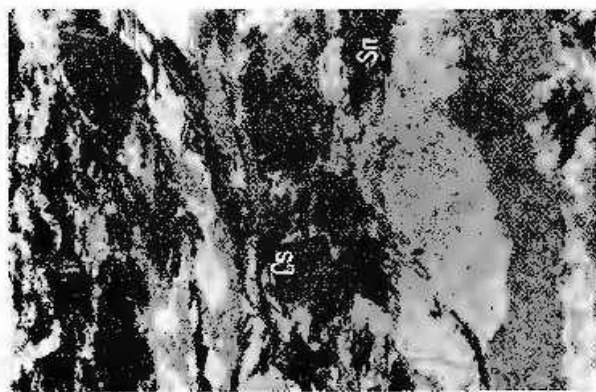
Institutul Geologic, Dări de seamă ale ședințelor, vol. LX/1.



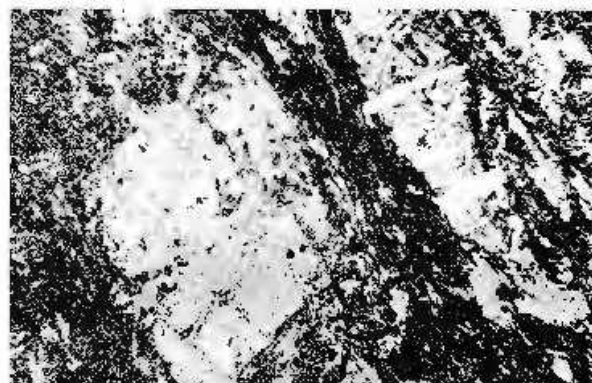
PLANȘA IV

- Fig. 1. — Metagrănit cu casiterit și stilpnomelan. Nic. II; $\times 70$. Cs, casiterit; Sn, stilpnomelan.
Mélégrenal à casitérite et stilpnomélan. Nic. II; $\times 70$. Cs, casitérite; Sn, stilpnomélan.
- Fig. 2. — Șist pelitic slab metamorfozat cu forme organice nedeterminate. Nic. II; $\times 10$.
Schiste pelitique faiblement métamorphisé ayant des formes organiques indéterminées. Nic. II; $\times 10$.
- Fig. 3. — Aceeași secțiune. Nic. — ; $\times 10$.
Même section. Nic. — ; $\times 10$.

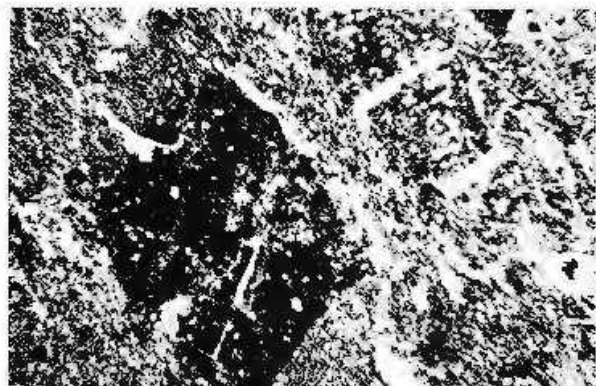




1



2



3

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planché V

Carte géologique de la zone de Nirfal lui Stan-raișseau Pălincului (Monts de Cerna) (selon la carte géologique au 1/10.000^e, par Viorica Lăneș et Lidia Bîrlea, révisée et complétée).

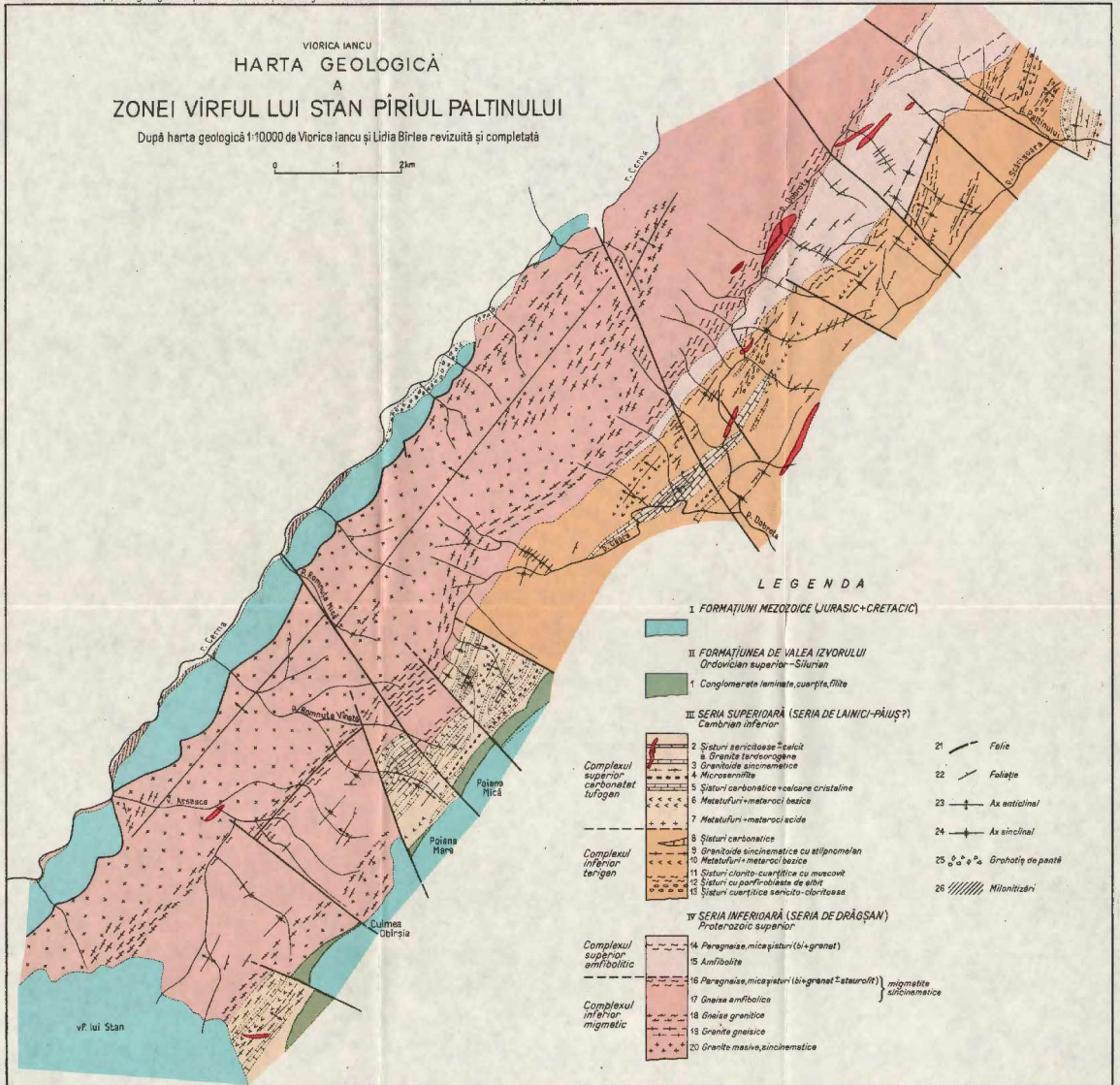
I. Formations mésozoïques (Jurassique + Crétacé). **II. Formation de Vaiea Izvorului.** **Ordovécien supérieur-Silurien :** 1, conglomérats lamainés, quartzites, phyllites. **III. Série supérieure (série de Labiie-Păiuș ?) :** Cambrien inférieur : **Complexe supérieur carbonaté luffogène :** 2, schistes sériciteux, calcite; a, granites tardiorogènes; 3, granitoides synclinématiques; 4, microserphtes; 5, schistes carbonatés—calcaires cristallins; 6, métafels + métaroches basiques; 7, métatals + mélaroches acides. **Complexe inférieur terrigène :** 8, schistes carbonatés; 9, granulites synclinématiques à stylonomélan; 10, métatals + métaroches basiques; 11, schistes chlorito-quartzitiques à muscovite; 12, schistes à porphyroclastes d'albite; 13, schistes quartzitiques séricite-chloriteux. **IV. Série inférieure (série de Drăgan) :** Protérozoïque supérieur : **Complexe supérieur amphibolitique :** 14, paragneiss, micaeschistes (bi + grenat); 15, amphibolites. **Complexe inférieur migmatique :** 16, paragneiss, micaeschistes (bi + grenat + staurotide) migmatites synclinématiques; 17, gneiss amphibolitiques; 18, gneiss granitiques; 19, granites à gneiss; 20, granites massifs, synclinématiques.



VIORICA IANCU
HARTA GEOLOGICĂ
 A
ZONEI VÎRFULUI LUI STAN PÎRÎUL PALTINULUI

După harta geologică 1:10000 de Viorica Iancu și Lidia Birlea revizuită și completată

0 1 2km



LEGENDA

- I FORMAȚIUNI MEZOOCE (JURASIC-CRETACIC)**
- II FORMAȚIUNEA DE VALEA IZVORULUI**
Ordovician superior-Silurian
- 1 Conglomerate laminare, cuarțite, filite
- III SERIA SUPERIOARĂ (SERIA DE LAIŢI-PĂIUȘ?)**
Cambrian inferior
- 2 Sieturi sericitoase "cașcăt"
- 3 Granite tarsozogenice
- 4 Microschiele
- 5 Sieturi carbonatice-celulare cristaline
- 6 Metaturfi+metaroci bazice
- 7 Metaturfi+metaroci acide
- 8 Sieturi carbonatice
- 9 Granitele sincinematice cu stilpnomelan
- 10 Metaturfi+metaroci bazice
- 11 Sieturi clonito-cuarțitice cu muscovit
- 12 Sieturi cu porfirizate de siet
- 13 Sieturi cuarțitice sericito-cloritice
- 14 Paragnease, micașturi (s+granet)
- 15 Anfibolite
- 16 Paragnease, micașturi (s+granet+staurorfit) migmatite
- 17 Gnease anfibolice } migmatite
- 18 Gnease granitice } autocemantice
- 19 Granite gnease
- 20 Granite masive, sincinematice
- 21 Falie
- 22 Foliaje
- 23 Ax anticlinal
- 24 Ax sinclinal
- 25 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ Grohotiș de pantă
- 26 Mitozități



I. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

**CONSIDERAȚII ASUPRA PEGMATITELOR DIN BAZINUL
SUPERIOR AL VĂII REBRA (MUNȚII RODNA)¹**

DE

TITUS MURĂRIU², ALEXANDRINA BARBU³

Abstract

Considerations on Pegmatites in the Rebra Valley Upper Basin (Rodna Mountains). The pegmatites of the Rebra Series (Rodna Mts) are lens-shaped, conformable with the schistosity of the host rock, and present clear-cut contacts with the latter. The pegmatite bodies show an inner structure (zones, fillings along fractures and metasomatic bodies). According to their chemical-mineralogical composition they pertain to the granitic type. The pegmatitic lenses are crossed by fissure systems which individualized during several tectonic phases. The pegmatites formed through metamorphic processes: anatexis or palyngenesis.

Ivirile de pegmatite din cristalinul munților Rodna se găsesc în partea sud-vestică a masivului, fiind localizate în seria de Rebra (Kräutner, 1968). Principalele iviri apar în bazinul superior al văii Rebra.

Primele cercetări asupra pegmatitelor din munții Rodnei au fost făcute de Kräutner (1938). Cercetările mai noi s-au ocupat de studiul unor minerale și a incluziunilor din acestea: Minzăraru (1968); Pomârleanu, Movileanu (1968); Pomârleanu, Minzăraru (1970); Pomârleanu, Murariu (1970).

Lucrarea de față prezintă aspecte petrografice, date de analiză chimică asupra unor minerale și structura pegmatitelor din bazinul superior al văii Rebra.

¹ Comunicare în ședința din 20 aprilie 1973.

² Institutul Geologic, sector geochimie-Iași, Aleea Gr. Ghica Vodă nr. 41 A, Iași.

³ Universitatea „Al. I. Cuza” — Iași. Cal. 23 August nr. 20, Iași.



Forma și dimensiunile corpurilor de pegmatite

Pegmatitele sînt intercalate în micașturi cu granați, care alternează cu șisturi amfibolice. Unele din ele sînt deschise în secțiuni transversale pe valea Rebrîșoara, valea Rebrei, valea Scărișoara etc. (fig. 1).

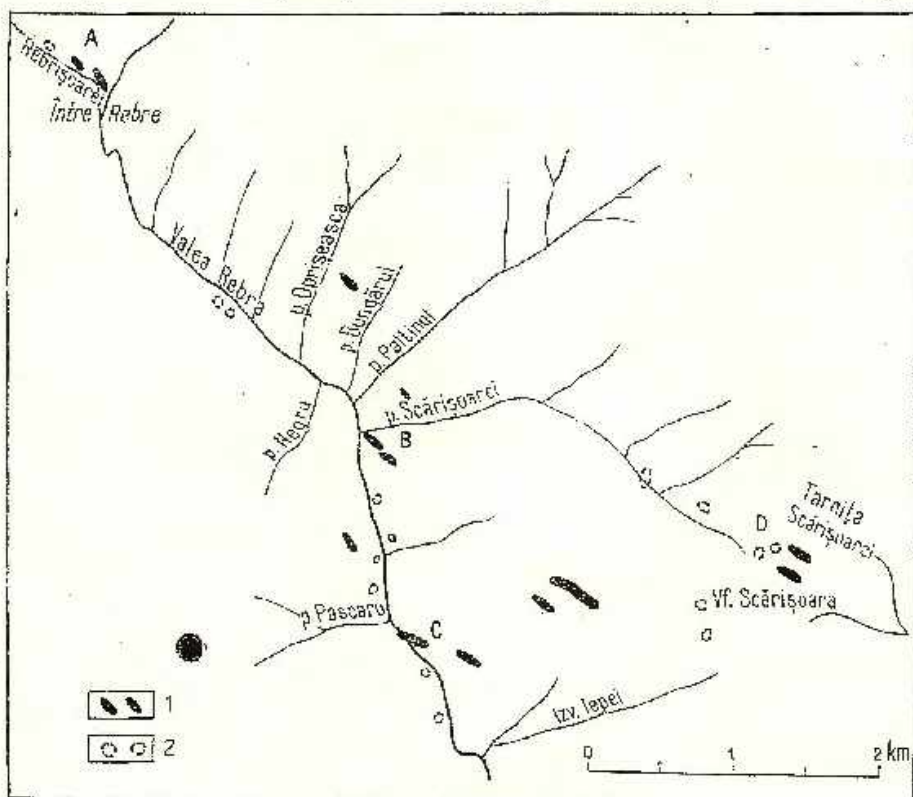


Fig. 1. — Schiță cu localizarea principalelor ocurențe de pegmatite din bazinul superior al văii Rebra (munții Rodna).

1, pegmatite; 2, blocuri pegmatitice.

A, pegmatitul „Între Rebre”; B, pegmatitele de la Scărișoara; C, pegmatitele din sectorul Făget; D, pegmatitele de la Târnița Scărișoarei.

Esquisse avec la localisation des principales occurrences de pegmatites situées dans la bassin supérieur de la vallée de Rebra (Monts de Rodna).

A, pegmatite „Între Rebre”; B, pegmatites de Scărișoara; C, pegmatites du secteur de Făget; D, pegmatites de Târnița Scărișoarei.

1, pegmatites; 2, blocs pegmatitiques.

În marea majoritate, pegmatitele au formă lenticulară, mai rar apar ca vine sau filoane. Dimensiunile lor ating lungimi de cca 100 m și grosimi maxime între 30—40 m. Ivirile de pegmatite care au fost cer-

etate sînt concordante cu șistozitatea rocilor-gazdă și prezintă contacte nete. Numai în partea de sud a regiunii se constată unele fenomene de contact, puse în evidență prin procese de turmalinizare în micașturi.

Constituția mineralogică a pegmatitelor

Pegmatitele din seria de Rebra se caracterizează printr-o structură grosieră. Aceasta variază după structura zonală a pegmatitelor cît și de la un corp la altul.

Pegmatitele sînt constituite din cuarț, feldspați, mică iar ca minerale subordonate: turmalină, granați, apatit, rutil, pirită, hematit, uraninit. Compoziția mineralogică variază în funcție de structura zonală, fiind mai complexă spre zonele de contact cu șisturile și mai simplă, pînă la monominerală în partea centrală a corpurilor pegmatitice.

Cuarțul este componentul principal. Se prezintă în cristale allotriomorfe de dimensiuni diferite, în funcție de poziția sa în corpurile pegmatitice. După modul de asociație cu celelalte minerale din pegmatite, se pot distinge mai multe generații de cuarț:

Prima generație o constituie cuarțul tip pegmatoid care participă alături de feldspați în formarea structurilor grafice. Este de culoare gri-lăptoasă, cu diferite tipuri de incluziuni: primare, pseudosecundare și secundare.

A doua generație o formează cuarțul asociat cu muscovit din zona marginală a corpurilor pegmatitice. Apare sub formă de granule de dimensiuni diferite, cu nuanțe gri-deschise.

A treia generație este reprezentată prin cuarțul din nucleul pegmatitelor. Acestea, spre deosebire de generațiile amintite se remarcă printr-o culoare mai deschisă; în el predomină incluziunile gazoase-lichide.

Pe lângă generațiile menționate, amintim și cuarțul rezultat prin umplerea fracturilor și cel de natură metasomatică.

În aval de punctul Între Rebre, la oca 2000 m, în malul drept al văii Rebra, apar blocuri pegmatitice în care există și cuarț în geode, asociat cu pirită.

În constituția pegmatitelor, feldspații participă într-un procent ridicat. Ei sînt reprezentați prin feldspați potasici și plagioclazi acizi. Cristalele, în general, au habitus prismatic-tabular, sînt hipidiomorfe și au dimensiuni de la ordinul milimetrilor pînă la peste 10 cm în zona intermediară a corpurilor pegmatitice.



Feldspații au suferit procese de substituire, în etape diferite, datorită unui aport succesiv de potasiu, sodiu și silice.

Feldspații potasici sînt reprezentați prin ortoză și microclin sau prin termeni cu grade diferite de tridimensionalitate.

Ortoza este prezentă aproape în toate zonele corpurilor pegmatitice, cu excepția zonei centrale. Ea a fost supusă unor procese avansate de albitizare. Acestea prezintă aspecte diferite, putîndu-se observa o serie evolutivă în raport cu intensitatea aportului de sodiu și cu posibilitățile de circulație a soluțiilor. În unele cristale albitizarea s-a produs succesiv dinspre margini spre interior, modificarea chimismului îmbrăcînd un aspect zonal. În alte cristale substituirea a cuprins cea mai mare parte din masa ortozei, formîndu-se plaje albitice, delimitate clar sau confuz; într-un stadiu avansat al procesului, se conservă adesea doar relice din masa inițială a cristalelor de ortoză. În unele cazuri, cristalele de ortoză prezintă structuri pertitice sub formă de pete, vinișoare sau chiar benzi. De asemenea se întîlnesc substituții cu structura de „schachbrett”, granule izolate de albit sau umpluturi pe direcția fisurilor din cristale, în care albitul este maclat polisintetic. La nivelul unor astfel de fisuri s-au produs deplasări ale unor părți din masa cristalelor iar de-a lungul lor apar granule fine de cuarț secundar.

Ultimele modificări produse în feldspații potasici sînt: sericitizarea caolinizarea, și substituiri prin cuarț, realizate sub acțiunea unor soluții hidrotermale. Alterația caolinoasă este mai accentuată spre marginea cristalelor sau în jurul fisurilor, avînd aspectul unor chenare.

Microclinul cu macleția caracteristică după legea albit-periclin este cel mai bine dezvoltat în zonele intermediare ale corpurilor pegmatitice. Se prezintă în cristale hipidiomorfe, larg dezvoltate, cu dimensiuni variate pînă la structura în „bloc” (Vlasov, 1961). Prezența microclinului a fost pusă în evidență și prin analiza structurii feldspaților alcalini (Mînzărașu, 1968). Cristalele de microclin au suferit albitizări, diferite ca intensitate și mod de prezentare. Se întîlnesc plaje de albitizare, structuri pertitice cu aspect de pete și vinișoare, crăpături sudate prin albit maclat polisintetic sau destul de frecvent granule izolate de albit.

Feldspații potasici din zonele externe ale corpurilor pegmatitice prezintă concreșteri cu cuarțul în aspect grafic (pl. I, fig. 1). Cuarțul apare în granule neregulate, vermiforme, ovale, indicînd mai mult o structură granofirică.



Pentru a aprecia regimul de răcire al pegmatitelor s-a calculat gradul de triclinicitate a feldspaților potasici. S-a folosit în acest scop relația direct proporțională a acestuia cu valorile ($-$) 2V precum și metoda cu raze X propusă de Goldsmith și Laves (1954). Valorile ($-$) 2V ale feldspaților analizați variază frecvent între 84° și 88° (Mînzăraru, 1968). Proiecția acestor valori pe linia de stabilitate a microclinului în diagrama lui Laves și Wishwanathan (1967) evidențiază valori ridicate ale triclinicității care sînt caracteristice microclinului cu cel mai înalt grad de ordonare.

Valori ridicate ale triclinicității au fost obținute și prin analiza cu raze X de R. Giușcă. Astfel, pentru microclinul selecționat din zona intermediară a corpului pegmatitic de la Scărișoara, gradul de triclinicitate este de 0,964.

Aceste valori ale triclinicității scot în evidență că microclinul din pegmatitele bazinului superior al văii Rebra a avut un regim de răcire lent, care a permis ordonarea perfectă a ionilor de Al și Si în pozițiile de coordonare tetraedrică.

Compoziția chimică a microclinului din corpul pegmatitic de la Scărișoara este prezentată în tabelul 1. Din analiza chimică se constată un procent ridicat în elemente alcaline și scăzut în fier. Formula cristalo-

TABELUL 1

Compoziția chimică a principalelor minerale din pegmatitele bazinului superior al văii Rebra

Proba	Microclin 174	Albit 32	Muscovit 205	Biotit 351	Turnalina 82	Granat 110
SiO ₂	65,72	67,15	44,83	37,32	36,01	39,10
TiO ₂	0,00	0,00	0,16	0,92	0,37	0,09
Al ₂ O ₃	18,23	20,90	36,69	19,10	31,88	18,15
H ₂ O ₃	—	—	—	—	9,05	—
Fe ₂ O ₃	0,06	0,06	0,06	3,40	2,90	6,90
FeO	0,00	0,00	2,10	19,86	9,35	23,15
MnO	0,00	0,00	0,03	0,22	0,18	9,21
CaO	0,50	0,82	0,28	2,22	0,71	2,90
MgO	0,00	0,00	0,75	5,83	3,16	0,50
K ₂ O	13,70	0,26	10,11	8,30	0,18	0,02
Na ₂ O	1,82	10,79	0,66	0,21	0,50	0,00
H ₂ O ⁻	}0,13	}0,64	0,18	0,45	0,44	0,03
U ₂ O ⁺			3,94	1,81	2,01	0,00
F	—	—	—	0,33*	—	—
Total	100,16	100,02	99,78	100,00	99,72	100,05

* Rest nedozat considerat ca F.



chimică și compoziția normativă a microclinului analizat sînt date în tabelul 2.

Feldspatii plagioclazii sînt reprezentați prin albit și oligoclaz acid maclat polisintetic. Sînt dezvoltăți în cristale prismatice de dimensiuni

TABELUL 2

Formulele cristalochimice ale principalelor minerale din pegmatitele bazinului superior al văii Rebra

Proba	Formula cristalochimică
Microclin 174	$(K_{1,61}Na_{0,32}Ca_{0,05})_{1,98}Al_{1,99}Si_5O_{16}$ Or = 82,3% Ab = 16,3% An = 1,4%
Albit 32	$(Na_{1,83}Ca_{0,07}K_{0,02})_{1,92}Al_{2,03}(Si_{5,90}Al_{0,10})_6O_{16}$ Ab = 96,4% An = 2,5% Or = 1,1%
Muscovit 205	$(K_{0,809}Na_{0,086}Ca_{0,020}[H_3O]_{0,025})_{1,913}(Mg_{0,075}Fe_{0,115}^{2+}$ $Fe_{0,001}^{3+}Al_{1,940})_{2,135}[(Si_{3,020}Ti_{0,008}Al_{0,972})_{4,000}O_{10}]$ $(O_{0,828}OH_{1,772})_{2,000}$
Biotit 351	$[(K_{0,810}Na_{0,027})_{0,837}Ca_{0,180}]_{1,917}(Mg_{0,663}Fe_{1,275}^{2+}$ $Fe_{0,193}^{3+}Mn_{0,013}Al_{0,582}Ti_{0,050})_{3,776}(Si_{2,860}Al_{1,140})_{4,000}$ $O_{10}(O_{1,066}OH_{0,921}F_{0,073})_{3,000}$
Turmalina 82	$(Na_{0,158}K_{0,040}Ca_{0,125})_{0,323}(Mg_{0,777}Fe_{1,201}^{2+}Fe_{0,859}^{3+}$ $Mn_{0,020}Al_{3,553})_{6,000}[Al_{3,230}B_{2,682}Si_{5,833}(O_{27,796}OH_{2,204})_{30}]$
Granat 110	$(Fe_{1,873}^{2+}Mn_{0,747}Ca_{0,280}Mg_{0,110})_{2,963}(Fe_{0,351}^{3+}Al_{1,72}$ $Ti_{0,65})_{2,090}(Si_{2,629}Al_{0,171})_{3,000}O_{12}$ Almandin — 63,06% ; Spessartin — 25,19% ; Andradit — 7,95% Pyrop — 3,90%

variate și au fost afectați de aceleași procese de substituție ca și feldspatii potasici. În corpul pegmatitic „Între Rebre” apar structuri mirmekitice.

Analiza chimică a unei probe de albit din corpul pegmatitic „Între Rebre” (tab. 1) a servit la calcularea formulei cristalochimice și a compoziției normative (tab. 2).



Muscovitul poate fi repartizat la cel puțin trei generații. Este incolor, cu clivaj evident după (001). În primele etape ale procesului pegmatitic a cristalizat muscovitul „pegmatoid” asociat cu cuarț și feldspați. Cea mai mare parte a muscovitului s-a format însă prin procese de substituție. Acest muscovit se găsește în aglomerări de cristale cu dimensiuni de peste 3 cm (pl. I, fig. 2) și se asociază frecvent cu feldspații în zona intermediară a corpurilor pegmatitice. Altă generație de muscovit, împreună cu cuarțul secundar, formează umplutura pe fracturi din corpurile pegmatitice (muscovit „pe fisuri”).

În tabelul 1 este prezentată analiza chimică a unei probe de muscovit din zona intermediară a corpului pegmatitic „Între Rebre”. Chimic, muscovitul se caracterizează printr-un conținut scăzut de fier și mangan și ridicat de apă (4,12% H_2O). Datele analitice obținute au servit la calcularea formulei cristalochimice a muscovitului (tab. 2).

Biotitul este mai frecvent în zona marginală a corpurilor pegmatitice și este parțial cloritizat. Din analiza chimică (tab. 1) și din formula cristalochimică (tab. 2) a biotitului din corpul pegmatitic de la Scărișoara rezultă că conținutul de FeO este mai mare decât cel de Fe_2O_3 , iar raportul $Mg : Fe^2 = 0,25$. În diagrama ternară a lui F o s t e r (1951) termenul analizat se încadrează în grupa siderofilitelor.

Turmalina apare frecvent în zona de contact a pegmatitelor cu rocile înconjurătoare și subordonat în interiorul pegmatitelor, fiind asociată cu cuarț, feldspați, biotit, muscovit și granați (pl. II, fig. 1). În zonele de contact, turmalina se găsește în cristale prismatice alungite, până la 2—3 cm și are o dispoziție în plane aproape paralele contactului (pl. II, fig. 2). În interiorul corpurilor pegmatitice cristalele ating lungimi de peste 15 cm și grosimi de 6—8 cm. Macroscopic are o culoare neagră de cărbune. În secțiuni subțiri turmalina prezintă o colorație slabă-verzuie, uneori se constată o distribuție zonală a intensității de culoare, de la verde-intens în părțile marginale la albastru spre partea centrală. Cristalele de turmalină sînt corodate de cuarț și traversate de numeroase diaclaze, pe direcția cărora se găsesc granule de feldspați, cuarț secundar, paiete de muscovit. Conținutul ridicat în fier și bor (tab. 1) precum și culoarea neagră a turmalinei indică prezența în pegmatitele din bazinul superior al văii Rebra a varietății feruginoase, schörlit. Conținutul în magneziu (3,16 % MgO) scoate în evidență faptul că între turmalinele feruginoase (schörlit) și cele magneziene (dravit) există termeni de trecere.



Granații din pegmatite au o colorație roz-brună și dimensiuni relativ mici, cu excepția pegmatitelor de la Tarnița Scărișoarei, unde ajung la un diametru de 3 cm (pl. II, fig. 2). În secțiuni subțiri sînt incolori, au relief puternic și sînt traversați de numeroase diaclaze, în lungul cărora se găsesc cristale de cuarț, feldspați, muscovit, hematit. Conțin frecvent incluziuni cristaline (cuarț, apatit, feldspați).

Compoziția granaților din pegmatitele cercetate a fost pusă în evidență prin analiza chimică a unei probe selecționate din pegmatitul de pe valea Rebrîșoara. Analiza chimică a acestei probe indică un exces de SiO_2 , datorat prezenței incluziunilor de cuarț extrem de fine, în masa granaților. Din analiza chimică, recalculată, s-a obținut formula cristalo-chimică și s-au calculat procentele moleculare ale componentilor seriei izomorfe (tab. 2).

Compoziția chimică arată că granatul analizat face parte din seria izomorfă a piralspitelor. Soluția solidă din care este alcătuit granatul piralspitic din pegmatitul de pe valea Rebrîșoara indică faptul că almandinul și spessartinul sînt componenții principali (tab. 2).

Pe lângă mineralele descrise, cu totul subordonat mai apare apatitul și pirita.

Apatitul se asociază frecvent cu microclinul și cuarțul din zona intermediară a corpurilor pegmatitice, sau apare ca incluziuni în feldspați și granați.

Pirita însoțește cuarțul microlitic și prezintă un conținut de 350 p.p.m. Co și 275 p.p.m. Ni.

Structura internă a corpurilor pegmatitice

În general, pegmatitele din bazinul superior al văii Rebra prezintă o zonalitate regională după compoziția mineralogică. Această zonalitate se modifică în raport cu altitudinea reliefului. În regiunile mai înalte (Tarnița Scărișoarei, 1600 m; Făget, 1100 m) pegmatitele au compoziții mineralogice simple și sînt lipsite de o structură internă, în timp ce pegmatitele deschise pe văi la altitudini de cca 700—800 m au o compoziție mineralogică mai complexă și structură internă.

În cele ce urmează prezentăm structura internă a principalelor corpuri pegmatitice din regiunea cercetată :

A) Pegmatitul „Între Rebre” (aproape de confluența văii Rebra cu valea Rebrîșoara) este deschis în secțiune transversală. Profilul reali-



zat prin adîncirea văii Rebra are o formă lenticulară cu o lăţime de 30—40 m. Pegmatitul este localizat în micaşisturi biotito-muscovitice cu granaţi. În apropiere de contact biotitul din micaşisturi prezintă o cloritizare avansată. Corpul pegmatitic are o structură zonală corespunzătoare tipului asimetric (fig. 2):

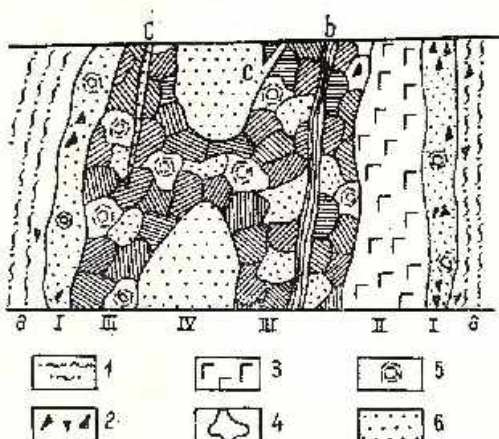
Zona marginală, cu o structură fin grănţoasă, are o grosime de cea 8 cm şi este continuă. Compoziţia mineralogică este reprezentată prin

Fig. 2. — Secţiune transversală în corpul pegmatitic „Între Rebre” a, roci înconjurătoare; b, muscovit „pe fisuri”; c, fracturi cu cuarţ; I, zona marginală; II, zona externă; III, zona intermediară; IV, zona centrală (nucleul).

1, micaşisturi muscovito-biotitice cu granaţi; 2, turmalină (schÛrlit); 3, granit grafit; 4, feldspaţi; 5, muscovit; 6, cuarţ.

Section transversale dans le corp pegmatitique „Între Rebre”. a, roches environnantes; b, muscovite „sur des fissures”; c, fractures contenant de quartz; I, zone marginale; II, zone externe; III, zone intermédiaire; IV, zone centrale (noyau).

1, micaşisturi muscovito-biotitice cu granaţi; 2, turmalină (schÛrlit); 3, granit grafit; 4, feldspaţi; 5, muscovit; 6, cuarţ.



cuarţ, muscovit, feldspaţi, turmalină, și biotit; în procente reduse apar granaţii.

Zona externă apare numai în culcuş, cu o grosime medie de 50 cm. Are o structură grafică grosieră mai dezvoltată spre zona marginală.

Zona intermediară este cea mai dezvoltată și formează un înveliș continuu al nucleului corpului pegmatitic. Prezintă o structură pegmatitică foarte grosieră (Cameron et al., 1951; Jahns, 1955). Este alcătuită din feldspaţi plagioclazi acizi, ortoză, cuarţ, plăci de muscovit, granaţi. Grosimea ei variază între 10 și 20 m, cu o dezvoltare asimetrică în culcuş și acoperiș. Prezintă intercalații de benzi cu muscovit și cuarţ.

Zona centrală (nucleul) este discontinuă și segmentată de zona intermediară. În porţiunile cu dezvoltare maximă atinge lăţimea de cea 3 m. Este formată din cuarţ masiv care, lateral se asociază cu muscovit.

B) Pegmatitul de la Scărișoara se găsește pe malul stîng al văii Scărișoara, aproape de confluența cu valea Rebra. Corpul pegmatitic este localizat în micaşisturi, asociate cu şisturi amfibolice și are o poziție



concordantă. Deschiderea principală a corpului pegmatitic se află deasupra malului stîng al văii Scărișoara, pe o distanță în sens longitudinal al văii de 50 m. Lateral este acoperit de material căzut de pe pantă, încît nu se pot aprecia dimensiunile lui.

Corpul pegmatitic are o structură zonală de tip simetric (fig. 3) cu următoarele zone:

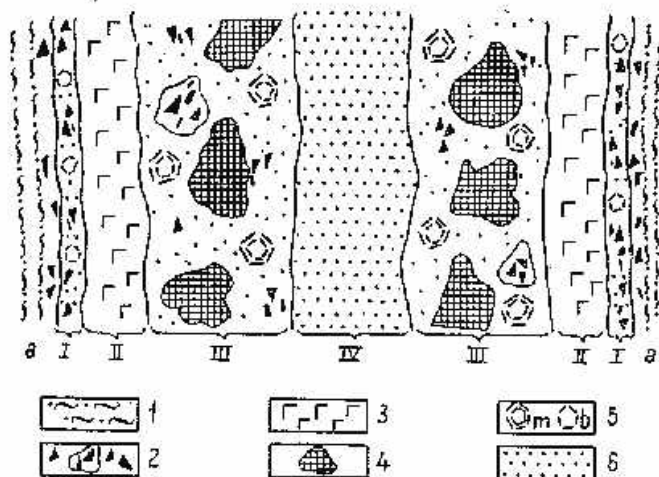


Fig. 3. — Schema structurii zonale simetrice a corpului pegmatitic de la Scărișoara. a, roci înconjurătoare; I, zona marginală; II, zona externă; III, zona intermediară; IV, zona centrală (nucleul).

1, micașisturi cu granat; 2, turmalină (schörbit); 3, granit grafic; 4, microclin (structura în „bloc”); 5, micasă; m, muscovit (plăci); b, biotit; 6, cuarț.

Esquisse de la structure zonale symétrique du corp pegmatitique de Scărișoara. a, roches environnantes; I, zone marginale; II, zone externe; III, zone intermédiaire; IV, zone centrale (noyau).

1, micașistes à granats; 2, turmaline (schörbite); 3, granite graphique; 4, microclin (structure en „bloc”); 5, micae; m, muscovite (plaques); b, biotite; 6, quartz.

Zona marginală este continuă și are o grosime medie de cea 10 cm. Contactul cu rocile-gazdă este net. Pe el se observă procese de cloritizare a biotitului. Prezintă o structură porfirică, cu fenocristale de turmalină și granat de dimensiuni pînă la 2 cm formînd o masă echigranulară. Frecvent apare biotit.

Zona externă are grosimi mai mari, pînă la cea 1 m, o structură grafică grosieră și compoziție mineralogică alcătuită din cuarț, feldspati și muscovit „pegmatoid” spre zona intermediară.

Zona intermediară, cu grosimea cea mai mare, este alcătuită din blocuri de microclin și cuarț, plăci de muscovit, turmalină, granat și apatit.

Zona centrală (nucleul) este formată din cuarț masiv.

Ca o caracteristică a corpurilor pegmatitice cu structură internă înfiluite în regiunea cercetată este prezența corpurilor melasomatice și a umpluturilor pe fracturi (pl. II, fig. 1). Ultimele se găsesc pe suprafețe de minimă rezistență dintre zone, paralele la contact, sau apar pe fracturi laterale (fig. 2). Din punct de vedere mineralogic umplutura este alcătuită din muscovit și cuarț. Pe fracturile laterale predomină cuarțul.

Observații și măsurători microtectonice

În rocile seriei de Rebra, din bazinul superior al văii Rebra, s-au făcut observații și măsurători microtectonice asupra planului de șistozitate, planelor de crăpături, falii locale etc. Din acestea, cel mai complex dezvoltat sînt planele de crăpături. Măsurătorile făcute asupra lor au fost trecute în diagrame separate pe tipuri de roci și pe zone caracteristice (pl. IV, a, c, d, e).

În general direcția șisturilor mezozonale este NW—SE. Planul de șistozitate are o direcție medie N50°W, cu înclinare într-un singur sens, 45° SW (pl. IV, f). Unele modificări în orientarea planului de șistozitate se găsesc în apropierea pegmatitelor și mai ales în sectorul văii Scărișoara.

Planele de crăpături, din regiunea cercetată, se pot grupa în câteva sisteme: M_1 , M_2 , M_3 , M_4 , din care bine dezvoltate și comune în șisturile cristaline și pegmatite sînt sistemele M_1 și M_2 . Planele de crăpături corespunzătoare sînt deschise pe suprafețe mari netede, au direcții aproape constante și înclinări ce variază în limite restrînse.

Sistemul M_1 are o orientare medie N30°-40°E și înclinare 75°NW. El este aproape perpendicular pe direcția cutării șisturilor cristaline și pe direcția de alungire a pegmatitelor. Planele de crăpături M_1 corespund fisurilor transversale *ac*. Ele variază ca înclinare față de planul tectonic *ac* pînă la 15°. Sînt cele mai vechi crăpături, formarea lor este în strînsă legătură cu procesele metamorfice și de consolidare a pegmatitelor.

Sistemul M_2 are o frecvență relativ mai mică și este mai clar dezvoltat în pegmatite. Direcția medie variază între N40°-50°W iar înclinarea între 65°-70° NE ajungînd în unele cazuri pînă la 30°-40° NE. Planele de crăpături M_2 au poziția unor fisuri longitudinale, sînt paralele cu axa tectonică *b* și înclinate față de planul *bc*. Înclinarea planelor de crăpături M_2 variază pînă la poziția unor plane de forficare la 45°-60° (pl. IV, a, c, d). Din acest motiv ele se încadrează în grupul de fisuri (h01).

Din diagrame se observă că maximele M_1 și în mai mică măsură M_2 sînt dedublate prin maximele M'_1 și M'_2 . Acestea din urmă corespund



unor sisteme de crăpături cu aceeași direcție ca a sistemelor principale M_1 și M_2 , dar cu înclinări între 70° - 80° spre SE, respectiv spre SW. În sectorul văii Scărișoara, așa după cum se observă în diagramă (pl. IV, b), planele de crăpături suferă modificări ca orientare.

Sistemul M_3 se găsește în poziția paralelă sau subparalelă față de planul de șistozitate. Are o direcție medie $N50^\circ-60^\circ$ și înclinare între 40° - 70° SW. Planele de crăpături M_3 sînt dezvoltate inegal ca frecvență în șisturi și pegmatite, ele corespund crăpăturilor de strat. Pe aceste fracturi se găsesc umpluturile cu muscovit.

Crăpăturile M'_1 și M'_2 le încadrăm tot în grupul fisurilor transversale și respectiv longitudinale.

Sistemele M_4 (M'_4 , M''_4 , M'''_4) reprezintă grupe de plane de crăpături cu poziții diagonale față de șistozitate și de celelalte sisteme de crăpături. Direcția lor variază, înclinarea menținându-se între 30° - 35° . Dintre acestea, planele M'''_4 sînt comune șisturilor cristaline și pegmatitelor.

Unele din grupele de plane M_4 formează sisteme conjugate.

Planele de crăpături M_4 , M'_4 , M''_4 , M'''_4 corespund ca poziție fisurilor de forfecare. Ele sînt paralele sau subparalele la axele tectonice a și b și se pot încadra în grupările de fisuri ($h01$) și ($0k1$). Formarea lor este dependentă în mare măsură de caracterul litologic al rocilor și de felul cum a acționat stressul. În diagrama din (pl. IV) se constată că fisurile de forfecare sînt mai numeroase și au poziții variate. Aceasta se datorește faptului că zona în care se găsește pegmatitul de la Scărișoara este mai complicat din punct de vedere tectonic. Prezența unui număr mai mare de sisteme de crăpături M_4 în pegmatite imprimă acestor roci un caracter de tectonizare mai ridicat în comparație cu șisturile cristaline.

În afară de plane de crăpături, în regiune se pun în evidență și unele falii locale, cu o direcție aproximativ NE-SW. Una din acestea se găsește în sectorul Făget și are flancul din culcuș deplasat pe o distanță de cîțiva metri. O altă falie, cu aspect de încălecare, este posibilă în sectorul inferior al văii Scărișoara, dar din cauza materialului de pantă, ea nu poate fi localizată. Prezența ei, cît și o boltire locală cu rotire în jurul unei texturale b cu cea 30° pot justifica deranjamentul din această zonă.

5. Date în legătură cu geneza pegmatitelor

Poziția pegmatitelor în șisturile mezozonale ale seriei de Rebra arată că acestea corespund unor corpuri concordante cu delimitări precise. Dezvoltarea redusă a fenomenelor de contact poate da unele indicații



calitative asupra temperaturii soluțiilor pegmatitice în momentul amplasării lor.

Localizarea pegmatitelor în șisturi mezozonale, forma lenticulară, relațiile structurale cu rocile-gazdă, sînt în favoarea formării pegmatitelor prin procese metamorfice: anatexie sau chiar palingeneză.

Concluzii

Pegmatitele din bazinul superior al văii Rebra au o formă lenticulară, sînt dispuse concordant și au contacte nete.

Corpurile pegmatitice prezintă o structură internă cu zone, cu umpluturi pe fracturi și cu corpuri melasomatice.

După compoziția chimico-mineralogică pegmatitele cercetate aparțin tipului granitic.

În pegmatite au fost puse în evidență sisteme de crăpături care s-au individualizat în mai multe faze tectonice.

BIBLIOGRAFIE

- Cameron E. N., Johns R. H., Mc. Nair A. H., Page L. R. (1951) Vulturetic strombolite pegmatites U.S.S.R. Moskva.
- Foster Margaret D. (1951) Interpretation of the composition of triclinic mica. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 354 B, Washington.
- Goldsmith R., Laves F. (1954) The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, 1.
- Johns R. H. (1955) The study of pegmatites. *Econ. Geol. Fiftieth Anniversary, 1905-1955*.
- Kräutner Th. (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Kräutner H. (1968) Vedeti noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol., geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Laves F., Vishwanathan R. (1967) Relation between the axial angle and trichinity of alkali feldspars and their significance for definition of „stable” and „unstable” states of alkali feldspars *Schw. Mineral u. Petrog. Mitt.* 47, 1, Berna.
- Mînzăraș Lidia (1968) Contribuții la cunoașterea feldșpașilor alcalini din pegmatite. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Pomârleanu V., Mavileanu Aurelia (1968) Temperatura de cristalizare a muscovitului din diverse pegmatite. *Revista minelor*, XIX, 10, București.
- Mînzăraș Lidia (1970) Sur les inclusions fluides présentes dans les cristaux d'apatite de quelques pegmatites de Roumanie. *Acta geol. Acad. Sci. Hungaricae*, 14, Budapest.
- Murăria T. (1970) Beitrag zum Studium von Tormalinen aus Pegmatiten der S. R. Rumänien. *Geol. Wiss. B. Miner. Lagerstätten*, 15, 2, Berlin.
- Vlasov K. L. (1961) Prințipi clasificății granitelor pegmatitice și texturii parageneticele tip. *Izv. A. N. SSSR, seria geol.* 1, Moskva.



CONSIDÉRATIONS SUR LES PEGMATITES DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DE REBRA (MONTS DE RODNA)

(Résumé)

Les pegmatites étudiées sont localisées dans la série de Rebra, dans des micaschistes à grenats ayant des intercalations de schistes amphibolitiques. Elles se présentent généralement sous forme de lentilles concordantes et ont des contacts nets avec les schistes.

Dans la composition minéralogique des migmatites participent comme minéraux principaux, quartz, feldspath et micas et comme minéraux subordonnés, tourmaline (schörlite), grenats, apatite, rutile, pyrite, hématite, uraninite. La composition minéralogique et les dimensions des minéraux varient en fonction de la structure zonaire des corps pegmatitiques.

Les analyses chimiques ont mis en évidence des contenus réduits de fer dans les feldspaths et la prédominance du Fe^{2+} sur le Fe^{3+} dans les grenats, la tourmaline, le biotite et le muscovite.

Vu la composition chimique-minéralogique, les pegmatites étudiées appartiennent au type granitique.

Les corps pegmatitiques présentent une structure interne, avec des zones et des remplissages sur des fractures et des corps métasomatiques.

Les lentilles pegmatitiques sont traversées de systèmes de fissures qui appartiennent à plusieurs phases tectoniques.

La localisation dans les schistes mésozonaires, la forme lenticulaire, les relations structurales avec les roches aussi bien que les considérations d'ordre minéralogique et chimique sont en faveur de la formation des pegmatites par des processus métamorphiques : analéxie et palinogénèse.



PLANȘA 1



PLANȘA I

Fig. 1. — Structură grafică în zona externă a corpului pegmatitic de la Scărișoara. q, cuarț;
f, feldspat.

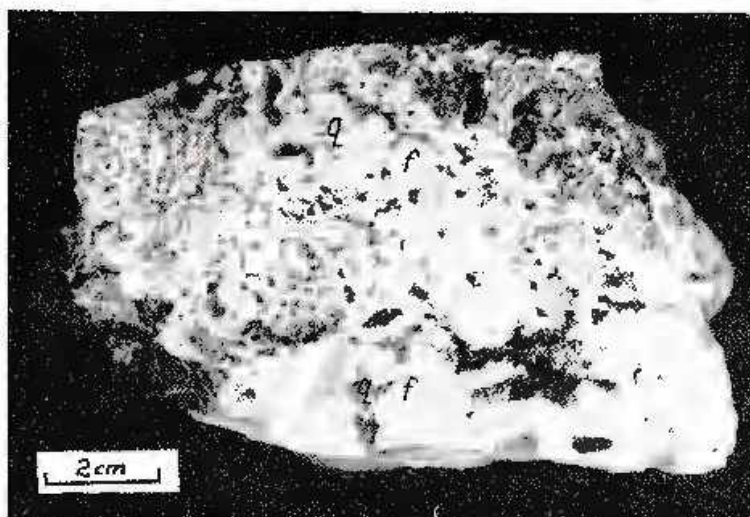
Structure graphique de la zone externe du corps pegmatitique de Scărișoara. q
quartz; f, feldspath.

Fig. 2. — Muscovit din zona intermediară a corpului pegmatitic „Între Rebre”.

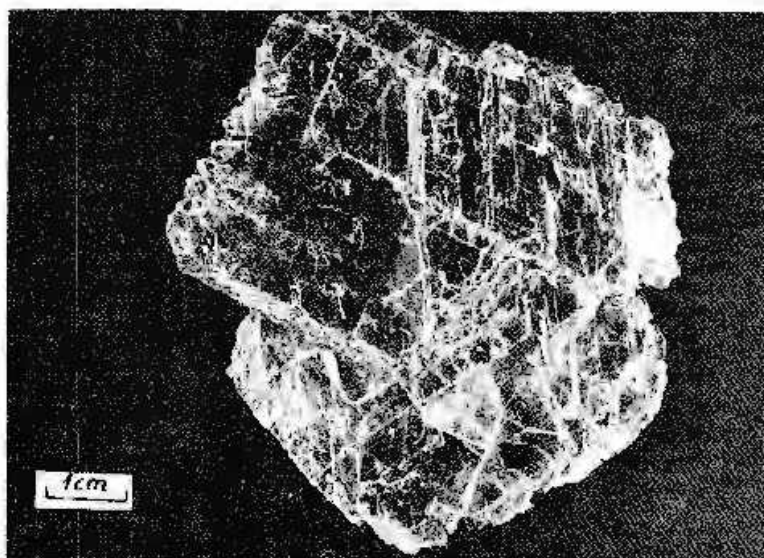
Muscovite situé dans la zone intermédiaire du corps pegmatitique „Între Rebre”.



T. MURARIU, ALEXANDRINA BARBU. Pegmatite din bazinul superior al
văii Rebra Pl. I.



1



2

Institutul Geologic, Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVI.



Institutul Geologic al României



PLANȘA II

Fig. 1. — Turmalină (t) asociată cu feldspat (f), cuarț (q), și muscovit (m) în zona intermediară a corpului pegmatitic de la Scărișoara.

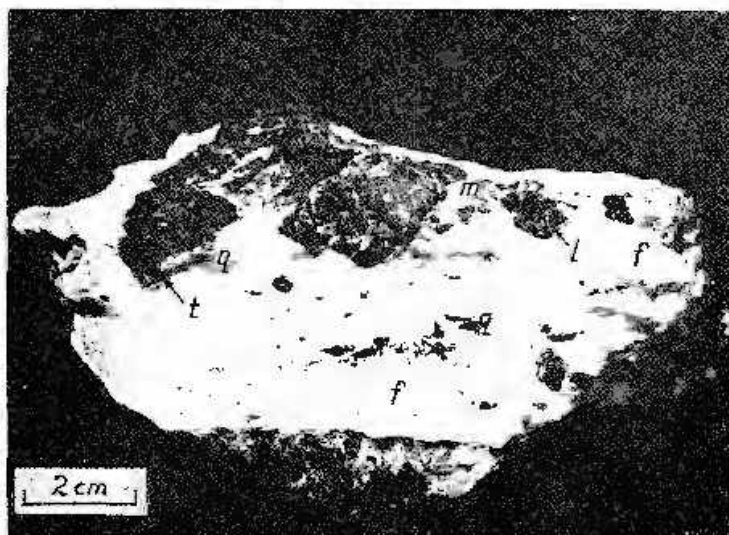
Turmaline (t) associée à feldspath (f), quartz (q) et muscovite (m) dans la zone intermédiaire du corps pegmatitique de Scărișoara.

Fig. 2. — Cristale de turmalină (t) în zona de contact a corpului pegmatitic de la Scărișoara. f, feldspat; q, cuarț; g, granat.

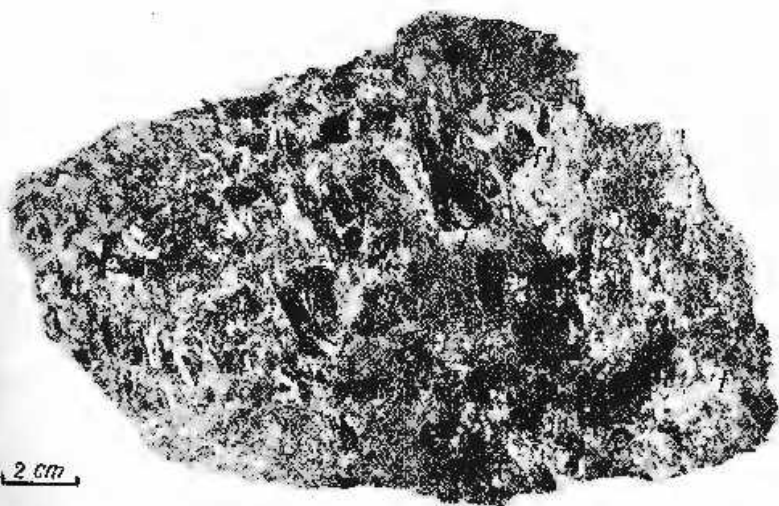
Cristaux de turmaline (t) situés dans la zone de contact du corps pegmatitique de Scărișoara. f, feldspath; q, quartz; g, grenat.



T. MURARIU, ALEXANDRINA BARBU. Pegmatite din bazinul superior al
văii Rebra Pl. II.



1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LX/1.



Institutul Geologic al României

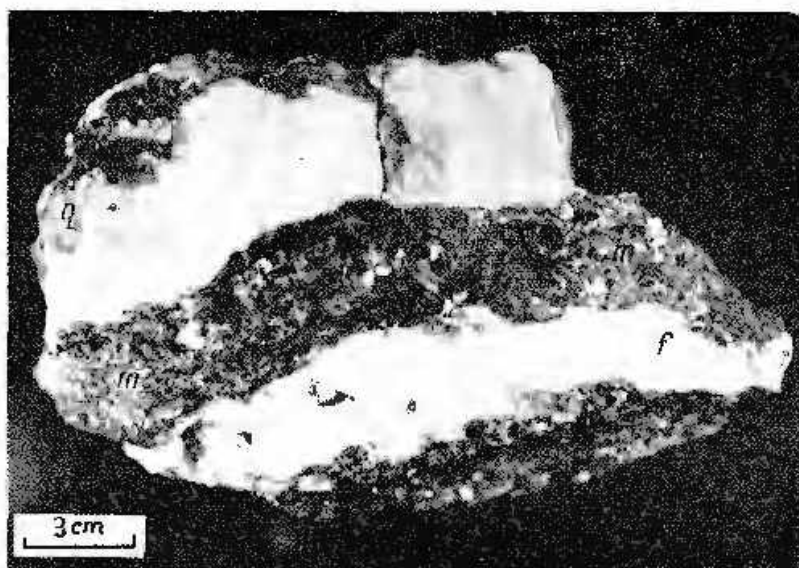


PLAȘA III

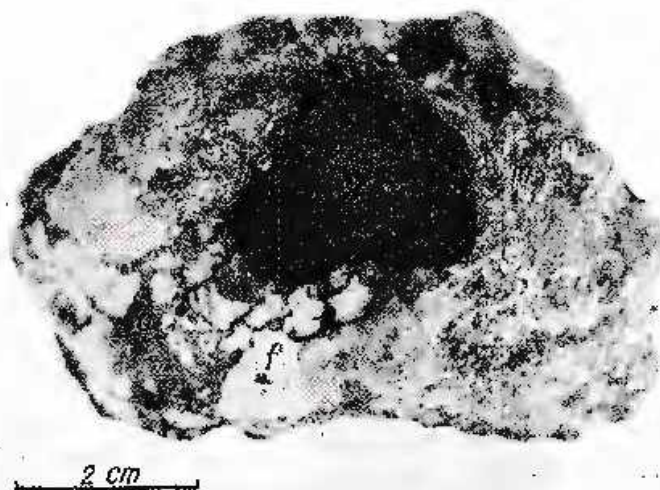
- Fig. 1. - Muscovit pe fractură (m) în corpul pegmatitic „Între Rebre”. f, feldspat; q, cuarț.
Muscovite sur fracture (m) situé dans le corps pegmatitique „Între Rebre”. f, feldspath ;
q, quartz.
- Fig. 2. - Granat (g) asociat cu cuarț (q), feldspat (f) și muscovit (m) în pegmatite de la
Târnița Scărișoarei.
Grenat (g) associé à quartz (q), feldspath (f) et muscovite (m) situé dans les pegma-
tites de Târnița Scărișoarei.



T. MURARIU, ALEXANDRINA BARBU. Pegmatite din bazinul superior al
văii Rebra Pl. III.



1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LX/1.

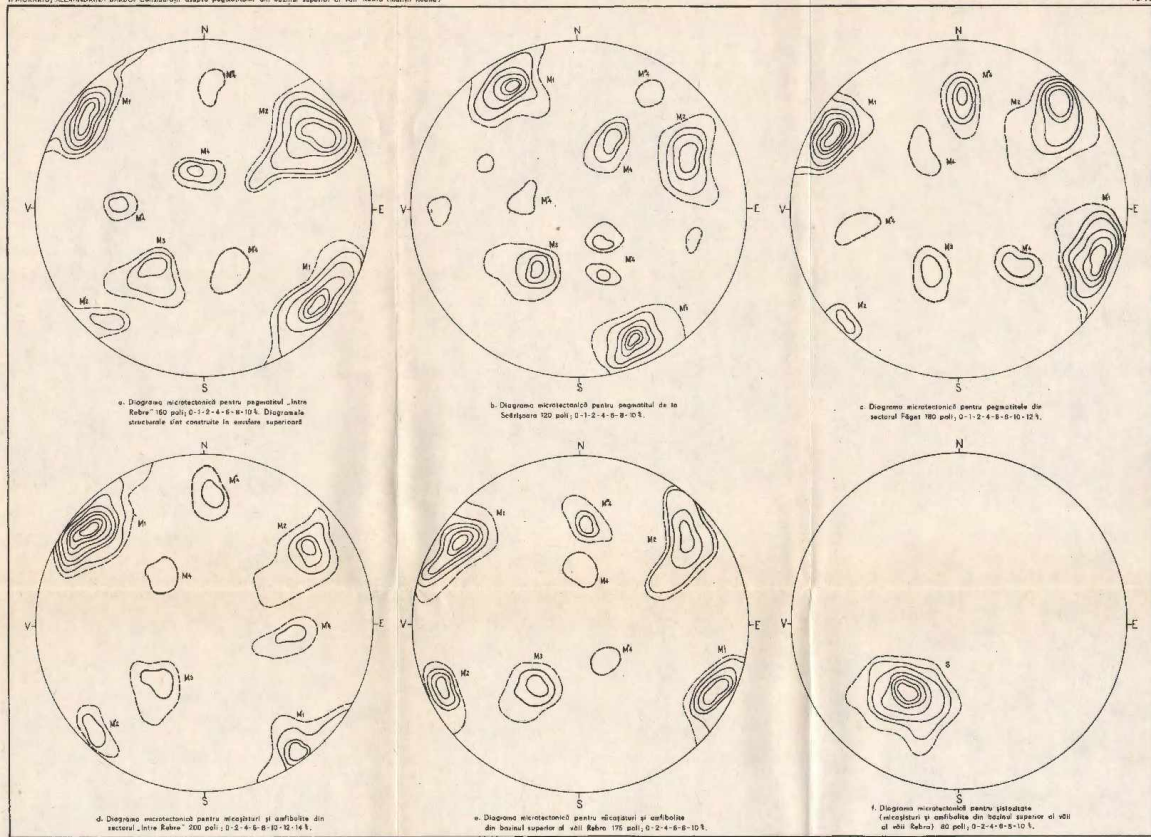


EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche IV

a) Diagramme microtectonique du pegmatite „Între Rebre” 160 pôles; 0-1-2-4-6-8-10%. Les diagrammes structuraux sont construits dans l'hémisphère supérieure; b) diagramme microtectonique du pegmatite de Seârşoara 120 pôles; 0-1-2-4-6-8-10%; c) diagramme microtectonique des pegmatites du secteur de Păgel 180 pôles; 0-1-2-4-6-8-10-12%; d) Diagramme microtectonique des micaschistes et amphibolites du secteur „Între Rebre” 200 pôles; 0-2-4-6-8-10-12-14%; e) diagramme microtectonique des micaschistes et amphibolites du Bassin supérieur de la vallée de Rebra 175 pôles; 0-2-4-6-8-10%; f) diagramme microtectonique de la schistosité (micaschistes et amphibolites du bassin supérieur de la vallée de Rebra) 80 pôles; 0-2-4-6-8-10%.





1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

**PÉTROLOGIE ET GÉOCHIMIE DES MIGMATITES
ARTÉRIQUES DE L'AUTOCHTONE DANUBIEN
(CARPATES MÉRIDIONALES)¹**

PAR

HARALAMBIE SAVU, CECILIA VASILIU, CONSTANȚA UDRESCU²

Abstract

Petrology and Geochemistry of Arteritic Migmatites in the Danubian Autochthonous (South Carpathians). The arteritic migmatites in the Danubian Autochthonous formed in close relationship with the intrusion of the Balkalian granitoids. The latter resulted from injections of the granitoid magma, infiltration of solutions rich in Si, K and Na and diffusion of these solutions in the paleosome. The migmatic solutions proceeded from the formation source of the granitoid magma and from the late- and synorogenic granitoid solutions as well. In connection with the stage of orogenic movements there resulted synkinematic and late- or postkinematic migmatites with characteristic structural features. Si is introduced into the migmatization process concomitantly with the gradual removal of Mg, Fe, Al, Mn, Ti and Ca ions; K and Na present oscillatory values both in the crystalline schists and the migmatic rocks. The FeO : MgO ratio is an essential characteristic of the arteritic migmatization process. The migration of trace elements is obvious in the case of Ni, Co, Cr, V and Ga whose contents are decreasing with the intensification of the migmatization process. In the course of mineralogical modifications a continuous redistribution of major and trace elements took place.

Introduction

La présence des roches migmatiques dans l'autochtone danubien a été signalée dès 1932 par Ghika-Budești. Les géologues qui se sont occupés ultérieurement des formations métamorphiques et des roches granitoïdes de cette unité structurale, ont décrit différents types

¹ Compte rendu présenté à la séance du 16 mai 1973.

² Institut Géologique. Str. Caransebeș no. 1, Bucarest.



de migmatites, dont la genèse et l'âge divergeaient d'un auteur à l'autre. Une nette corrélation entre la mise en place des intrusions granitoïdes et la formation des roches migmatiques a été établie par Codarcea et Pavelescu (1963).

Les conceptions sur la formation des migmatites ont évolué en deux directions différentes, en expliquant la genèse de ces roches à partir de deux processus géologiques fondamentaux.

L'une de ces conceptions (Ghika-Budești, 1932; Manolescu, 1937; Codarcea et Pavelescu, 1963; Pavelescu et Dimitrescu, 1966 etc.) s'étaye du fait que les migmatites ont pris naissance en étroite liaison avec l'intrusion des granitoïdes dans l'autochtone danubien. Quant à leur âge quelques uns les attribuent au Paléozoïque moyen et quelques autres au Paléozoïque tardif.

L'autre conception est celle de Răileanu et al. (1967) à laquelle adhère partiellement aussi Stan (1970). Conformément à cette seconde conception les migmatites oillées et les granites porphyriques de l'autochtone danubien ont été engendrés par des processus métasomatiques survenus après l'accumulation de la formation sédimentaire permienne, qui ont eu lieu aux dépens des schistes cristallins et de quelques granites plus anciens. Nos recherches ultérieures (Savu, 1970, 1972; Savu et al., 1972, 1973) ont porté à conclure que les granitoïdes autant que les migmatites de l'autochtone danubien ont pris naissance au cours des manifestations des mouvements baïkaliens, étant le résultat de l'activité du magmatisme synorogène et tardiorogène du cycle baïkalien.

Évolution préhercynienne de l'autochtone danubien et les facteurs qui ont contrôlé la formation des migmatites

Les formations préhercyniennes de l'autochtone danubien, qui ont formé le substratum (paléosoma) sur lequel s'est développé le processus de migmatisation, sont constituées par plusieurs séries de roches métamorphiques engendrées au cours de l'évolution du géosynclinal baïkalien (pl. VI; tab. 1). Ce géosynclinal s'est installé au Précambrien supérieur sur un soubassement sialique (Giuscă et al., 1969) et a évolué jusqu'à la fin du Cambrien inférieur ou jusqu'au début de Cambrien moyen quand son activité s'achève par le diastrophisme baïkalien. La fosse principale contournait à l'W la bordure de la terminaison de SW (éperon valah) de l'ancien bouclier archéen-karélien de la partie orientale de l'Europe.



TABLEAU 1

Séries métamorphiques préhercyniennes de l'autochtone danubien

Age	Zone externe	Zone moyenne et interne	Mouvements tectoniques
Cambrien ₁₋₂	?	Séries de Vulcan, Rtușoru, Zălcani, Măgura et Vodna (terrigenes), Bărnița et Corbu (tuffogènes)	Baïkaliens
Précambrien supérieur Pc III ₂	?	Séries de Drăgșan, Rof, Măru et Ielova (orthoamphibolitiques)	Assyntiens (faibles)
Précambrien supérieur Pc III ₁	Séries de Lainici-Păiuș et Neamțu (terrigenes)	Série de Poiana Mraconia (?) (terrigenes)	

Durant la première partie du Précambrien supérieur (Pc III₁) commence une accumulation intense des dépôts terrigènes, aléuro-pélitiques, plus active dans la zone marginale externe de la fosse, vers la bordure de l'ancien continent. C'est de ces dépôts que résultèrent la série de Lainici-Păiuș et les formations de la zone de Neamțu. Elles sont constituées par des alternances serrées de paragneiss et de gneiss fins à biotite et muscovite, parfois à sillimanite, cordiérite et andalousite, comportant, par endroits, des intercalations d'amphibolites, schistes graphiteux et dolomies cristallines. On ne saurait dire à coup sûr si la série de Poiana Mraconia (Codarcea et al., 1961) de la zone interne de la fosse est un équivalent de la série de Lainici-Păiuș ou si elle représente une série du soubassement prébaïkalien du géosynclinal, étant donné que les formations de cette série contiennent du disthène et de la staurotide.

Dans les zones interne et moyenne de la fosse, à présent recouvertes en une large mesure par la nappe gétique, commence à se manifester simultanément aussi un faible magmatisme initial. Au cours de la seconde partie du Précambrien supérieure (Pc III₂) l'activité de ce magmatisme est plus intense, ses produits s'étendant dans quelques secteurs loin vers le sud, recouvrant les dépôts terrigènes de la zone externe. Des formations magmatogènes ont résulté les séries orthoamphibolitiques rubanées de Drăgșan, Rof, Măru et fort probablement les amphibolites de la zone de Ielova (Codarcea et al., 1961).

Vers la fin du Précambrien supérieur, au cours du Cambrien inférieur et probablement aussi au cours du Cambrien moyen, le magmatisme



initial perd progressivement en intensité, s'achevant, par endroits, avec de faibles éruptions acides. À cette même époque les dépôts sédimentaires aleuritiques et pélitiques comportant parfois des intercalations pséphytiques, recommencent à devenir prédominants. De ces formations ont résulté les séries phyllitiques de Vulcan (Savu et al., 1973), de Riușoru, de Zăicani (Gherasi, Dimitroșeu, 1968), de Măgura et de Vodna, et les séries tuffogènes de Bărnița et de Corbu, qui persistent encore dans la zone interne et dans celle moyenne de l'autochtone danubien.

Le plissement de ces formations et leur métamorphisme au niveau du faciès des schistes verts et albite-épidote-amphibolitique a eu lieu au cours des mouvements baikaliens (Dessila-Codârcea et Savu, 1967). Simultanément, des zones profondes de l'écorce ont été mobilisées des magmas granitoïdes de nature anatectique ou palingénétique (Savu et al., 1972) qui ont migré vers la surface engendrant les plutons (500-550 m.a.) mis à jour par l'érosion; les corps granitoïdes sont ordinairement localisés dans la zone axiale des anticlinaux majeurs de la vergence de l'autochtone danubien (pl. VI).

Des solutions qui de la zone de formation des magmas granitoïdes ont migré vers la surface, autant que de celles qui se sont dégagées des corps plutoniques, ont résulté différents types de roches migmatiques artéritiques, dont la composition et la structure étaient en fonction du paléosoma et respectivement du moment de leur formation -- au cours du stade syncinématique ou après l'assouplissement des mouvements tectoniques. L'énergie thermique dégagée par les plutons granitoïdes et par les solutions migmatiques a conduit à un degré de métamorphisme plus avancé, des schistes verts jusqu'au niveau du faciès des amphibolites, zone à sillimanite, engendrant un type de métamorphisme spécial -- le métamorphisme de type danubien (Savu, 1970).

Types structuraux de migmatites et leur pétrographie

Une preuve hors de doute que les migmatites de l'autochtone danubien se rattachent étroitement au processus de la mise en place des corps granitoïdes est le fait qu'elles sont plus fréquentes et plus complexes dans la zone externe de cette unité structurale, dans laquelle se développe la série de Lainici-Păiuș et où les intrusions de granitoïdes sont elles aussi plus nombreuses (pl. VI), constituant une zone qui s'étend depuis la vallée de l'Oltet jusqu'au Danube. Dans les zones interne et médiane de l'autochtone danubien les migmatites font souvent défaut, ou n'apparais-



sent que dans les secteurs où se trouvent aussi des intrusions de granitoïdes, comme par exemple les Monts Paring, Retezat, Muntele Mic et les Monts Almaş.

En fonction du moment de leur formation par rapport aux mouvements de plissements baïkaliens et en fonction de leur structure, les migmatites artéritiques se divisent en : migmatites syncinématiques et migmatites tardi — ou posteinématiques (Savv, 1970).

a) Les migmatites syncinématiques se sont formées au cours des plissements des schistes cristallins et de la mise en place des plutons granitoïdes synorogènes. Les schistes cristallins (paléosoma) étant à l'état plastique à ce moment, ont permis aux injections de magma et aux solutions granitoïdes riches en Si, K et Na de s'insinuer le long des plans S_1 (Rcađ, 1957) et de pénétrer ensuite latéralement dans la masse du paléosoma. Il en résultèrent des roches injectées lit-par-lit avec du matériel granitoïde ou pegmatoïde et des roches métamorphiques (Härmö, 1959) — migmatites artéritiques (Barth, 1952) — avec les structures suivantes : stromatitiques, lenticulaires, phlébitiques, nébulitiques et ocellées ou ophthalmiques (Sedorholm, 1967; Mèhnert, 1968).

Les plus fréquentes migmatites rencontrées dans la série de Lainici-Păiniş sont les migmatites stromatitiques (pl. I, fig. 1) et lenticulaires. Plus le processus de migmatisation a été intense, plus le paléosoma a été inhibé de solutions granitoïdes, conduisant parfois à la formation des migmatites phlébitiques ou nébulitiques, telles celles associées au pluton de Şuşiţa et à celui de Cărpiniş-Novaci.

Des migmatites lit-par-lit apparaissent aussi dans les amphibolites de la série de Drăgşan de la zone médiane, chez lesquelles cependant les bandes néosomatiques sont plus rares (pl. II, fig. 1). Souvent les migmatites stromatitiques ont été plissées ensemble avec leur paléosoma constitué par des schistes cristallins, à composition différente, des séries métamorphiques du tableau 1 (pl. II, fig. 2). Moins souvent dans les zones migmatiques apparaissent des filons ptygmatisés, constitués de matériel granitoïde (pl. II, fig. 3).

Les solutions diffusées dans le paléosoma réagissent en présence des minéraux formés au cours du stade précédent de recristallisation, les transformant en d'autres minéraux stables dans les roches migmatiques. Ainsi la sillimanite est substituée par la muscovite, la cordiérite par la pinite et le grenat par la biotite, mica qui constitue autour de ce minéral une auréole de réaction (pl. I, fig. 2). Les roches sont également imprég-



nées de quartz et de feldspaths d'origine métasomatique. Au cours des transformations métasomatiques, réalisées dans ces conditions, dans le paléosoma des migmatites se constituent parfois des concentrations anormales soit de biotite (pl. III, fig. 2) soit de cordiérite qui est ultérieurement pinitisée.

Au cours du stade synclinématique, par métasomatose, se constituent aussi les migmatites ocellées (ophtalmiques, phénoblastiques) rencontrées tout spécialement dans le secteur compris entre la vallée du Jiu et la vallée du Motru, dans les Monts Petreanu et Muntele Mic (pl. III, fig. 1); elles se développent souvent autour des injections concordantes de granites pegmatoïdes. Les phénoblastes de feldspath potassique (microcline) presque idiomorphes du paléosoma touchent parfois une longueur de 7 cm, montrant une orientation parallèle à l'axe B des structures. Ils sont partiellement, voire même totalement, substitués par l'albite finement maclée de basse température (pl. IV, fig. 1), une variété de Schachbretalbite. Les phénoblastes de microcline sont cendrés et ceux d'albite blancs.

b) Les migmatites tardi — ou postclinématiques se sont constituées au moment où le stress a cessé et dans les roches migmatiques commencent à se former les différents systèmes de fissures (ac, bc et en dia-

TA
Composition chimique des schistes

No	No de l'échantillon	Type de roche	Gisement	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	170	Micaschiste à grenats	Ruisseau de Lăcșoare	43,82	19,32	2,70
2	145/70	Gneiss à sillimanite, cordiérite et andalousite	Vallée d'Aninișu Mare	54,48	20,16	1,06
3	176/70	Gneiss à sillimanite et cordiérite	Vallée d'Aninișu Mare	61,83	17,77	1,34
4	100	Gneiss à sillimanite	Vallée du Jiu	63,03	17,31	1,00
5	10	Micaschiste à sillimanite et feldspath potassique	Vallée du Jiu	67,07	14,57	1,02
6	325/68	Migmatite à sillimanite	Valca Mare (Șușița)	63,21	17,00	1,37
7	31/69	Migmatite ocellée	Ruisseau Sadu	66,60	15,70	2,34
8	10/69	Migmatite ocellée	Ruisseau Sadu	66,65	16,25	1,83
9	214/68	Migmatite stromatolique	Vallée de Vijeaiă	73,27	13,63	1,33

+ graphite présent.



gonale) ouvertes. Le long de ces fissures ont circulé et se sont concentrées les solutions migmatiques résiduelles chargées d'alcalis dont résultèrent les migmatites réticulées et les filons discordants d'aprites (pl. IV, fig. 2) et de pegmatites qui renferment parfois un feldspath potassique cendré, similaire à celui des filons pegmatoïdes des corps granitoïdes.

Dans les amphibolites de la série de Drăgășan de la zone axiale (Monts Paring) se constituent parfois, au cours de ce stade, des roches dont l'aspect est celui des brèches intrusives ou des agmatites (pl. IV, fig. 3) et dont les fragments et les blocs d'orthoamphibolites rubanées, à orientations diverses, sont cimentés par un matériel granitoïde (pl. V, fig. 1).

Composition chimique des migmatites

En vue d'établir les caractères chimiques des roches migmatiques on a analysé 9 roches, à différents degrés de migmatisation, de la série de Lainici-Păiuș (tab. 2). Les données des analyses chimiques révèlent un accroissement de la teneur en SiO_2 — au fur et à mesure que le processus de migmatisation s'accroît — composant qui varie de 43,82% à 73,27% et un décroissement dans le même sens de la teneur en Al_2O_3 , qui varie de 19,32% à 13,63%.

BLEAU 2

crystallin et des roches migmatiques

FeO	Fe	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	S	Total	FeO : MgO (atomes)
12,28	0,04	0,38	4,26	5,13	2,10	3,36	2,51	1,21	—	2,19	0,05	99,35	1,61
10,52	—	0,20	3,95	0,59	0,64	3,35	1,19	0,03	—	2,02	—	98,19	1,49
5,68	—	0,17	2,83	1,95	2,21	2,66	0,95	0,05	—	1,75	—	99,19	1,13
5,15	0,23	0,10	2,37	0,97	2,22	4,58	0,89	0,04	—	1,39	0,26	99,57	1,22
4,50	—	0,07	2,06	1,20	2,28	3,46	1,02	0,09	0,07+	1,68	0,04	99,76	1,24
4,59	—	0,10	2,03	2,20	2,67	3,75	0,90	0,06	0,35+	1,45	—	99,68	1,25
2,03	—	0,07	1,34	1,74	2,96	4,09	0,57	0,14	0,36+	1,69	traces	99,63	0,85
1,77	—	0,06	1,41	1,38	2,51	5,61	0,54	0,17	0,12	1,59	traces	99,90	0,71
1,24	—	0,05	1,54	1,06	2,05	3,13	0,77	0,08	0,26+	1,46	—	99,87	0,45

Les oxydes des éléments du groupe du fer tels Fe_2O_3 , MnO et surtout MgO décroissent de façon évidente des schistes cristallins vers les roches migmatiques (fig. 1), fait constaté aussi par *Misch* (1968) chez les migmatites de Cascade Mountains. Le rapport $\text{FeO} : \text{MgO}$ que l'on a porté

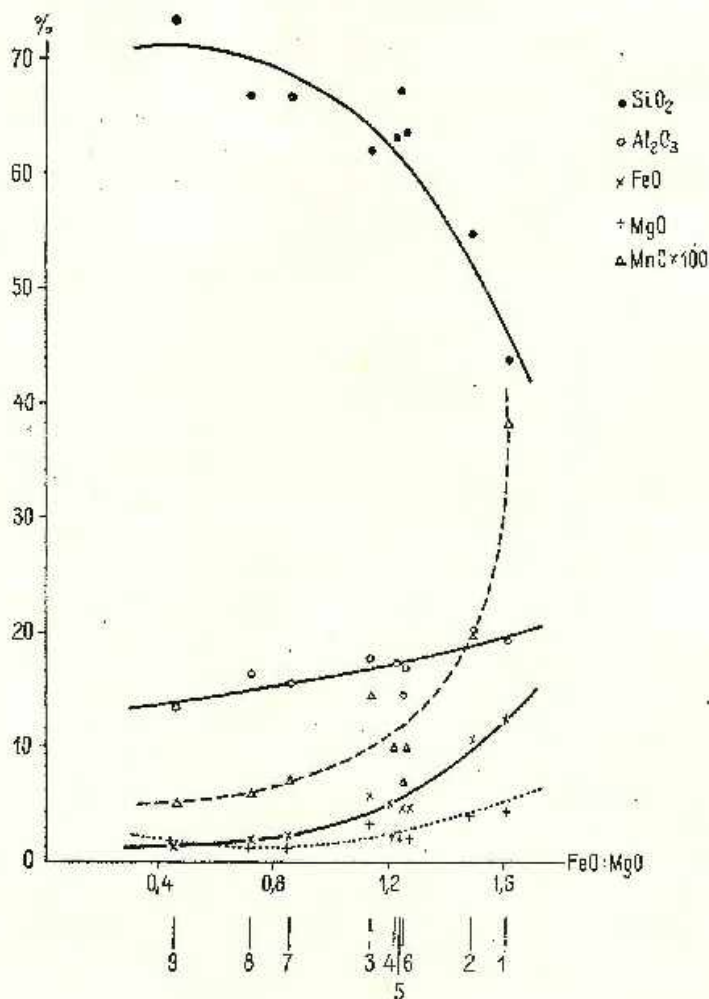


Fig. 1. — Diagramme de variation des oxydes.

comme élément de référence sur l'abscisse du diagramme de la figure 1 décroît dans le même sens. Il constitue un trait bien caractéristique du processus de migmatisation (tab. 2). Ces particularités expliquent aussi le fait qu'à mesure que le processus de migmatisation s'accroît la teneur

en minéraux normatifs mafiques hy et 01, diminue (tab. 3). Ce comportement dénote que les minéraux mélanocrates des roches en voie de migmatisation, tels l'almandin et la biotite sont transformés étant substitués par le feldspath potassique, les plagioclases et le quartz conformément à la réaction ci-dessous :

Almandin-biotite-feldspath potassique (avec élimination de Fe et Mg).

Contrairement aux conclusions établies par Stan (1970) les oxydes des éléments alcalins sont en moindre mesure concluants au cas

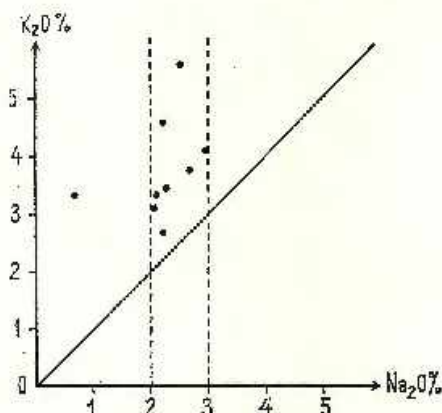


Fig. 2. — Relation K_2O-Na_2O .

de ce processus, étant donné que leurs teneurs varient largement chez la série de roches analysées, sans toutefois donner d'indices sur un certain sens de la variation. Constamment la teneur en K_2O l'emporte sur celle en Na_2O (fig. 2); cette dernière varie généralement dans des limites restreintes alors que K_2O présente des valeurs qui embrassent un domaine de beaucoup plus large.

Nous mentionnons que l'anorthite (tab. 3) de cette série de roches, à quelques oscillations près, manifeste quelque tendance de décroissement à mesure que le processus de migmatisation s'intensifie, fait qui correspond à un décroissement dans le même sens de la teneur en CaO .

Bien que théoriquement le processus de migmatisation conduise finalement à des roches à composition granitique, dans l'autochtone danubien ce stade ne se réalise pas. Les roches granitiques constituent des corps intrusifs, et les migmatites dispersées dans les auréoles périplutoniques de ceux-ci sont restées en différents stades de transformation; très rarement on rencontre des roches à un stade plus avancé d'homogénéisation, qui néanmoins laissent reconnaître la structure des roches méta-



TABLEAU 3
Composition normative (C.I.P.W.)

No	1	2	3	4	5	6	7	8	9
qu	—	23,04	27,06	23,82	34,35	24,12	28,68	26,10	45,96
or	20,02	20,02	16,12	27,24	20,57	22,24	24,16	32,80	18,35
ab	17,82	5,24	18,34	18,34	19,39	22,53	25,15	20,96	17,29
an	18,35	3,06	8,90	4,73	0,56	7,78	5,56	5,28	2,78
hy	14,00	26,56	15,05	13,29	10,97	11,04	4,36	4,56	3,80
ol	10,16	—	—	—	—	—	—	—	—
c	5,41	14,38	8,06	7,04	6,83	5,71	4,28	4,28	5,81
ap	2,69	—	0,34	—	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
ce	—	—	—	—	1,60	0,80	0,80	0,30	0,60
il	4,71	2,28	1,82	1,67	1,98	1,67	1,06	1,06	1,52
mt	3,94	1,62	1,86	1,39	1,39	2,09	3,25	2,55	1,86
pr	0,06	—	—	0,48	0,06	—	—	—	—
Q	—	47,7	44,0	34,3	46,2	35,0	36,6	32,7	56,3
Or	52,9	41,5	26,2	39,3	27,7	32,3	31,3	41,1	22,5
Ab	47,1	10,8	29,8	26,4	26,1	32,7	32,1	26,2	12,3

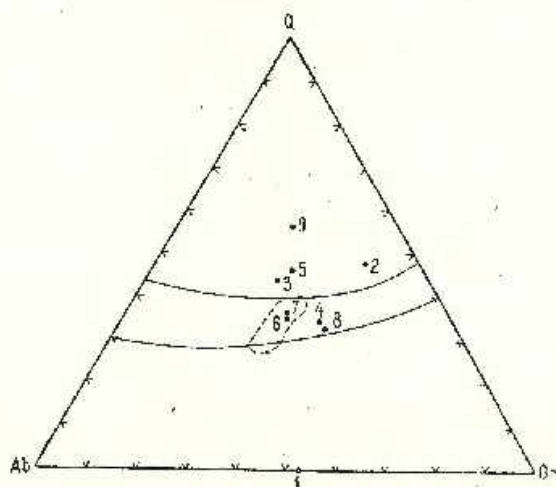


Fig. 3. — Diagramme Q Ab Or.

morphiques initiales, fait confirmé aussi par la manière dont les roches sont distribuées sur le diagramme *Q Ab Or* (fig. 3), où seulement deux migmatites se situent dans le domaine des granites et qui ne présentent pas le plus avancé stade de migmatisation.

En ce qui concerne les changements des ions qui surviennent dans les roches en voie de migmatisation artéritique nous constatons quelques particularités (tab. 4) notamment : le principal élément chimique introduit

TABLAU 4
Cellule standard (selon Barth)

No	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe	Al	Si	Ti	C	P	[O OH]
1	4,2	4,0	5,3	6,1	0,3	11,8	22,7	42,0	1,8	—	1,0	145,4 14,6
2	4,0	1,2	0,6	5,5	0,2	8,9	22,0	50,4	0,9	—	—	147,6 12,4
3	3,0	3,8	1,9	3,8	0,1	5,1	18,7	55,2	0,7	—	0,1	149,6 10,4
4	5,4	3,8	0,9	3,2	0,1	4,6	18,3	56,7	0,6	—	—	151,8 8,2
5	3,8	3,8	1,1	2,7	0,1	4,0	15,0	58,6	0,7	0,9	0,1	150,2 9,8
6	4,2	4,6	2,1	2,7	0,1	4,3	17,9	56,2	0,6	0,5	0,1	151,4 8,6
7	4,6	5,0	1,6	1,7	0,1	3,0	16,2	58,5	0,4	0,4	0,1	150,0 10,0
8	6,2	4,2	1,3	1,9	0,1	2,6	16,9	58,5	0,4	0,1	0,1	150,8 9,2
9	3,4	3,4	1,0	1,9	0,1	1,8	13,7	62,4	0,5	0,3	0,1	151,8 8,2

dans les roches par les solutions granitoïdes, au fur et à mesure que le processus de migmatisation s'accroît, est la Si ; simultanément arrive une perte progressive en Mg, Fe, Al, Mn, Ti et en une certaine mesure en Ca.

Les données des analyses révèlent que le K et le Na présentent des valeurs variables chez tous les types de roches bien que normalement ces éléments doivent manifester une tendance d'accroissement, des schistes cristallins vers les migmatites. Cette situation s'expliquerait par le fait que en ce qui concerne les micaschistes et les gneiss le K se rattache à la structure des micas (biotite et muscovite) et le Na à celle du plagioclase albite-oligoclase. Compte tenu des conditions de la feldspathisation (migmatisation) des roches il n'est pas exclu que ces deux éléments chimiques soient retenus dans les réseaux des feldspaths métasomatiques ou soient éliminés en même temps que les autres éléments chimiques qui constituent les minéraux primaires substitués par les feldspaths de néoformation



et par le quartz. Le fait que le processus de migmatisation a lieu dans le sens de la substitution progressive des minéraux micacés hydratés par des feldspaths et du quartz résulte de l'éloignement progressif des éléments du groupe du fer qui participent à la composition de la biotite, de l'Al qui participe au réseau de la biotite et de la muscovite et surtout du fait que au fur et à mesure que le processus de migmatisation s'accroît la valeur du groupe OH des roches, élément caractéristique pour la structure des phyllosilicates, diminue (tab. 4).

Migration des éléments en trace au cours du processus de migmatisation

On a identifié, par spectrométrie d'émission, dans les schistes cristallins et dans les mêmes roches migmatiques les éléments en trace suivants : Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Cr, V, Be, Ba et Sr (tab. 5). La distribution de ces éléments dans la série des roches examinées révèle quelques particularités qui se rattachent au processus de migmatisation artéritique.

Le plus significatif comportement qui caractérise la migration des éléments en trace dans les conditions du processus de migmatisation est celui des éléments suivants : Ni, Co, Cr et V. Ces éléments présentent des teneurs plus élevées dans les gneiss et moins élevées dans les roches migmatiques (tab. 5), fait qui porte à conclure que les éléments en trace (Milovskii, Matveeva, 1970) sont progressivement éliminés à mesure que le processus de migmatisation s'intensifie, tout comme dans le cas du Mg, Fe et Mn qui sont substitués par les premiers dans les réseaux des minéraux mélanocrates.

La corrélation entre le Ni, Co et Cr et le rapport FeO : MgO conduit à la séparation de quelques domaines de projection distincts en ce qui concerne les deux groupes de roches représentés par les schistes cristallins et par les migmatites (fig. 4). En ce qui concerne le V les teneurs diminuent progressivement à mesure que le rapport FeO : MgO diminue, et les domaines de projection des deux groupes de roches présentent des secteurs qui se superposent.

Les corrélations entre les couples d'éléments en traces Cr-Ni, Co-Ni et V-Cr (fig. 5, 6, 7) sont positives tout en indiquant une baisse progressive de la teneur de ces éléments à mesure que le processus de migmatisation s'intensifie. Il y a lieu de remarquer que les points de projection qui représentent les schistes cristallins sont groupés dans un domaine restreint, alors que ceux qui représentent les roches migmatiques sont distribués le long des lignes de variation, à des valeurs de plus en plus basses.



TABLEAU 5

Éléments en trace (ppm) dans les schistes cristallins et les roches migmatiques

No	No de l'échantillon	Type de roche	Gisement	Pb	Ca	Ga	Ni	Co	Cr	V	Be	Ba	Sr
1	170	Micaschiste à grenat	Ruisseau de Lăcșoare	8	40	27	5	15	5	70	3,4	1100	270
2	145/70	Gneiss à sillimanite, cordiérite et andalousite	Vallée d'Anișu Mare	<3	17	24	43	22	>100	90	2,3	550	24
3	176/70	Gneiss à sillimanite et cordiérite	Vallée d'Anișu Mare	12	13	22	50	36	78	46	<1	350	38
4	100	Gneiss à sillimanite	Vallée du Jiu	25	46	26	36	28	100	80	6,3	930	200
5	10	Migmatite à sillimanite et feldspath potassique	Vallée du Jiu	43	58	22	33	50	48	60	3,8	950	190
6	325/1968	Migmatite à sillimanite	Valca Mare (Șușița)	26	17	24	13	9,5	33	64	2,2	880	240
7	31/1969	Migmatite ocellée	Ruisseau Sadu	32	20	21	8,5	6,5	17	30	1,8	900	250
8	10/1969	Migmatite ocellée	Ruisseau Sadu	36	15	19	7	5	13	22	1,3	1900	260
9	214/1968	Migmatite strumatitique	Vallée de Vîjonia	8	17	18	11	8	38	72	2,0	350	60

Le Ba et le Sr, qui se rattachent au point de vue géochimique au K et Ca, sont, tout comme ces derniers, distribués de manière irrégulière le long de la série de roches examinées (tab. 5). Bien que entre ces éléments il y ait une corrélation évidente (fig. 8), les points de projection qui représentent les schistes cristallins et les migmatites sont distribués d'une manière irrégulière le long de la ligne de variation si bien que cette distribution n'est pas conforme au sens de l'évolution du processus de migmatisation.

Bien que la variation des valeurs de la teneur en Ga soit restreinte (18-27 ppm) elle indique toutefois une tendance de baisse, contrôlée par la diminution progressive de la teneur en Al au cours du processus de migmatisation (fig. 9).

Quant à la distribution du Be dans la série des roches analysées on constate que dans les schistes cristallins les valeurs sont, à quelques exceptions près, un peu plus élevées que dans les roches migmatiques.

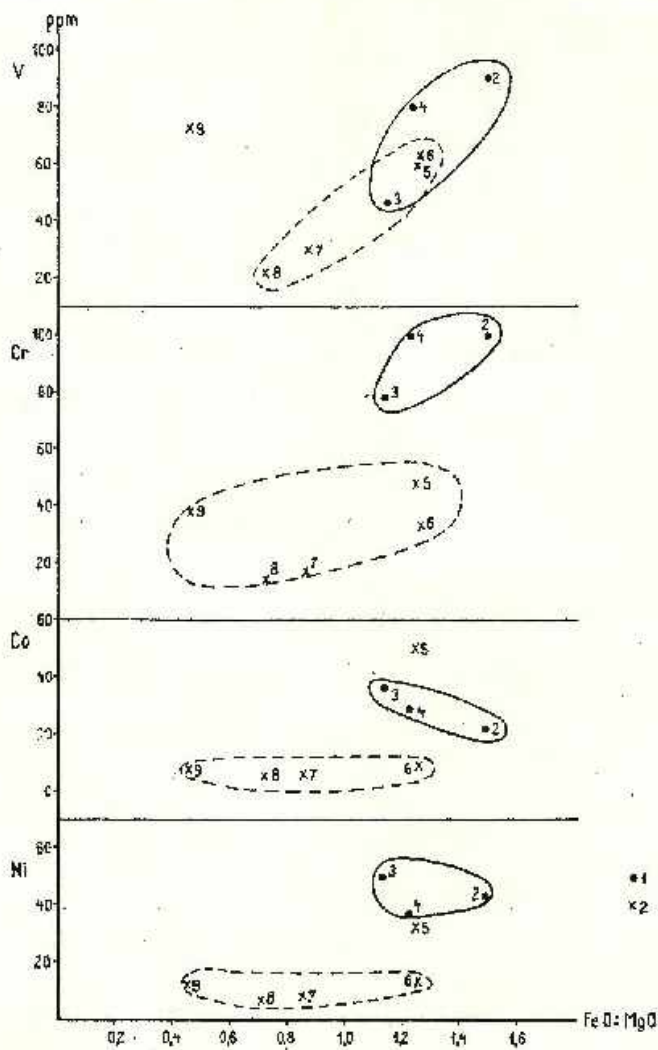
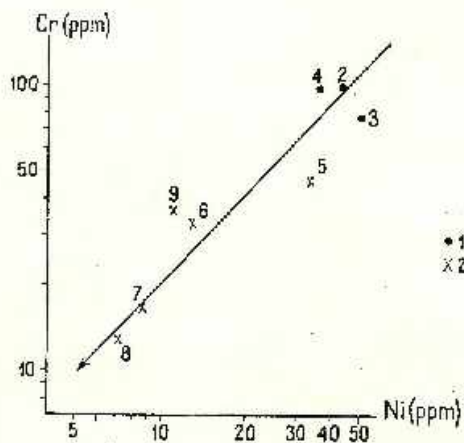


Fig. 4. — Corrélation entre le rapport FeO : MgO et Ni, Co, Cr, V.

1. schistes cristallins; 2. roches migmatiques.

Fig. 5. — Relation Cr-Ni.



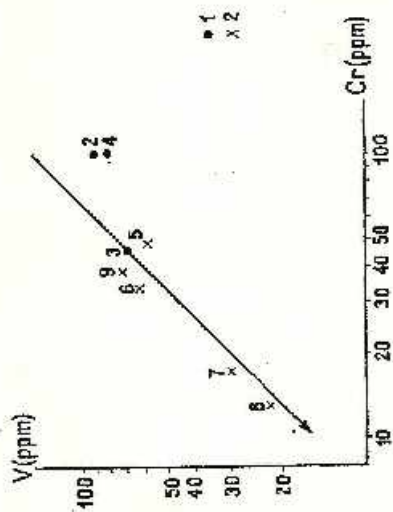


Fig. 7. — Relation V-Cr.

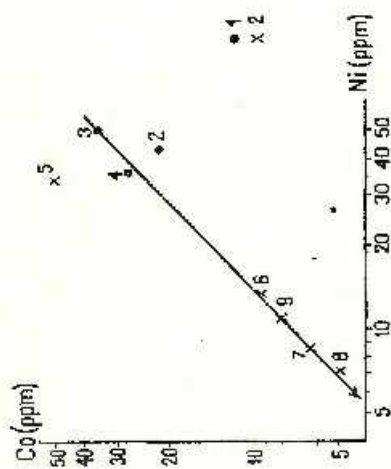


Fig. 8. — Relation Co-Ni.

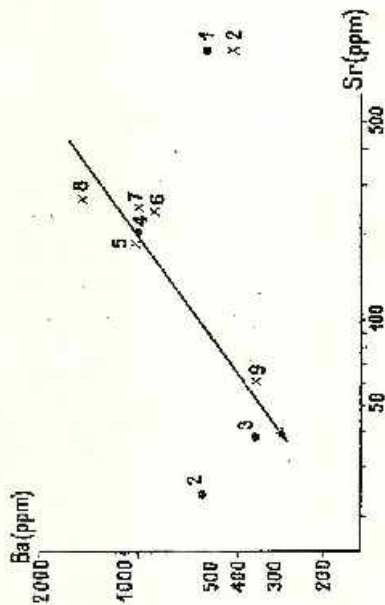
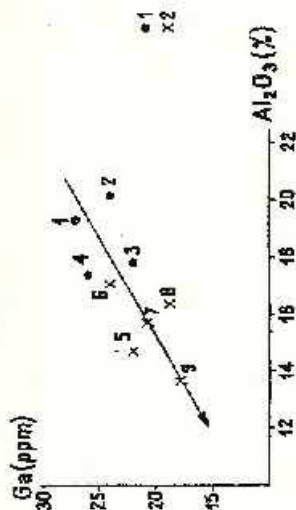


Fig. 9. — Relation Ba-Sr.

Fig. 9. — Relation Ga-Al₂O₃.

Le Pb et le Cu sont des éléments insignifiants au cours du processus de migmatisation, leurs teneurs présentant des valeurs tout à fait irrégulières dans les deux groupes de roches.

Si les comportements des éléments en trace au cours de l'évolution des roches métamorphiques durant le processus de migmatisation sont ceux décrits ci-dessus, nous soulignons que les modifications minéralogiques survenues dans ces roches ont conduit à des changements

TABLEAU 6

Modifications de la distribution des éléments en trace au cours du processus de substitution du grenat par la biotite

Minéral		Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Li
		ppm									
Grenat		6	20	11	7,5	<5	<5	120	110	80	5
Biotite		8	46	35	15	63	<5	250	2500	34	95
Biotite	>1	1,3	2,3	2,5	2,0	>12,6		2,1	22,7		19
	= 1						~1,0				
Grenat	<1									0,56	

différents en ce qui concerne la distribution des éléments majeurs et des éléments en trace, notamment : dans les conditions de la migmatisation des schistes cristallins avec composition minéralogique différente, la substitution des minéraux primaires avec des minéraux stables dans les roches migmatiques a eu lieu avec une redistribution successive des éléments en trace. Ce phénomène est évident dans le cas de la substitution de l'almandin, minéral dont la teneur en éléments en trace est réduite (tab.), par la biotite. Ce dernier minéral gagne en éléments en trace, dont les valeurs sont contrôlées par la composition des fluides migmatissants autant que par la capacité de captation de la structure des micas dans les conditions de température dans lesquelles ces processus ont eu lieu.

Conclusions

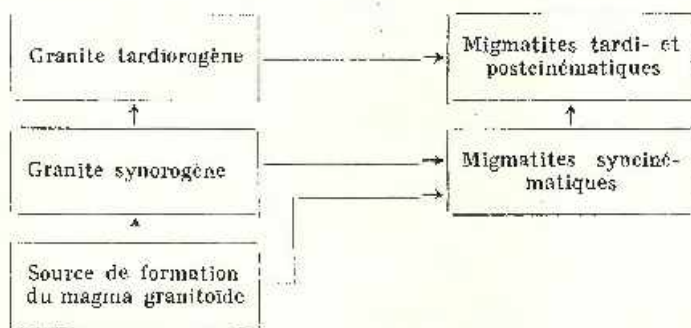
Les migmatites artéritiques de l'autochtone danubien se sont constituées en liaison étroite avec la mise en place des intrusions granitoïdes haikaliennes, au cours du Paléozoïque inférieur. Elles sont le résultat des



injections lit-par-lit des magmas granitoïdes, de l'infiltration des solutions migmatiques abondant en Si, K et Na le long des surfaces S_1 des schistes cristallins et de la diffusion de ces solutions dans la masse du paléosoma.

La migration des alcalis de ces solutions pour produire la feldspathisation des roches a été démontrée expérimentalement par Johns et Burnham (1958) et tout spécialement par Orville (1963) qui montrent qu'à une température donnée l'équilibre fluide-cristal et vapeurs-cristal est approximativement constant pour les feldspaths alcalins. Dans le cas présent la température de formation déterminée par la méthode de Barth (1962) et celle établie par Otfedahl (1943) a été au stade final de migmatisation de 550-540°C et la pression d'environ 4-5 Kb (Săvulescu et al., 1972). Brown (1967) soutient que les agents qui ont déterminé la métasomatose des roches sont justement ces fluides.

Les solutions migmatiques sont venues de la source de formation du magma granitoïde dans les couches inférieures de l'écorce, autant que des plutons granitoïdes synorogènes et tardiorogènes. Elles ont engendré, en fonction du stade des mouvements orogéniques, différents types de migmatites, conformément au schéma suivant :



Ces types de migmatites peuvent apparaître soit indépendamment, soit associées, constituant des roches migmatiques à structures complexes.

Les données des analyses révèlent que le principal élément chimique acquis par la roche au cours du processus de migmatisation est la Si, concomitamment avec l'éloignement progressif des ions de Mg, Fe, Al, Mn, Ti et en quelque mesure de Ca ; le K et le Na présentent des valeurs

oscilante tant dans les schistes cristallins que dans les migmatites. Le rapport $\text{FeO} : \text{MgO}$ apparaît comme une caractéristique principale du processus de migmatisation, étant donné que sa valeur diminue progressivement à mesure que ce processus s'accroît.

On constate également que le K, qui l'emporte sur le Na, a migré avant ce dernier, constituant des phénoblastes de microcline qui au cours d'un stade final sont substitués par l'albite finement maclée, de basse température. Cette transformation s'explique par le fait que le rapport des alcalis pendant une phase de vapeurs (solutions granitoïde) varie avec la température, la proportion en Na augmentant à mesure que la température baisse.

La migration des éléments en trace au cours du processus de migmatisation artéritique est évidente au cas du Ni, Co, Cr, V et Ga, dont les teneurs diminuent progressivement à mesure que le processus de migmatisation s'intensifie. Au cours des changements minéralogiques dans les roches en voie de migmatisation, a lieu une redistribution continue des éléments majeurs et des éléments en trace.

BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1952) *Theoretical Petrology*. J. Wiley, New York.
- Brown P. E. (1967) Major element composition of the Loch Coire migmatite complex, Sutherland, Scotland. *Contr. Mineral. and Petrol.* 14, p. 1-28.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Ghidul excursiilor C - Carpații Meridionali. Congr. V, Asoc. Geol. Carp - Balc. (1961)*, București.
- Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'autochtone danubien des Carpathes Méridionales. *Assoc. Géol. Carp. - Balk. Congr. V, II*, p. 9-15, București.
- Dessila-Codarcea Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 2, p. 351-365, București.
- Gherasi N., Dimitrescu R. (1968) Contribuții petrotectonice la structura cristalinului danubian în partea nordică a munților Retezat și Petreanu. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, Sect. II, b) Geologie-geografie XIV*, p. 29-38, Iași.
- Ghika-Budești Șt. (1932) Études géologiques et pétrographiques dans les Monts Lotrului (Carpathes Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, p. 5-68, București.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic Pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, p. 221-234, Budapest.



- Härme M. (1959) Examples of the granitization of gneisses. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 184, p. 41--58.
- Jahns R. H., Burnham C. W. (1958) Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granite and pegmatite. *Bull. Geol. Soc. America*, 69, p. 1592--1593.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Méridionales-Roumanie). *An. Inst. Géol. Roum.* XVIII p. 79--172, București.
- Mehnerl K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier P. C. Amsterdam.
- Milovskii A. V., Matveeva S. S. (1970) Povedenie elementov v proťesse granitizacii porod. *Geol. rudnih mestorajdenii*, 3, p. 3--21.
- Misch P. (1968) Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatic gneisses in Northern Cascade Mountains of Washington State. *Contr. Mineral. and Petrol.* 17, p. 1--70.
- Orville P. M. (1963) Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. Jour. Sci.* 261, p. 201--237.
- Pavelescu L., Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Com. Geol.* LII/1, p. 95--104, București.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vîrstel unor roci granitoide din munții Vulcan (Carpații Meridionali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, p. 127--138, București.
- Read H. H. (1957) Granite controversy. Thomas Murby, London.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/5, p. 123--153, București.
- (1972) Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuș și intruziunea granitoidelor tardeorogene din regiunea Cărpiniș-Novaci (munții Parîng). *D. D. Inst. Geol.* I.VIII/5, p. 97--124, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972) Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.* XXXIX, p. 257--297, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973) Faciesurile granitoidelor din plutonul tarderogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Parîng), petrologia și geochimia lor. *An. Inst. Geol.* XL, București.
- Söderholm J. J. (1967) Selected Works: granites and migmatites Oliver and Boyd, Edinburgh and London.
- Slan N. (1970) Migmatitele de pe valea Șușița Verde și valea Porcului (Munții Vulcan). *D. S. Inst. Geol.* LVI/1, p. 169--186, București.





PLAȘA I

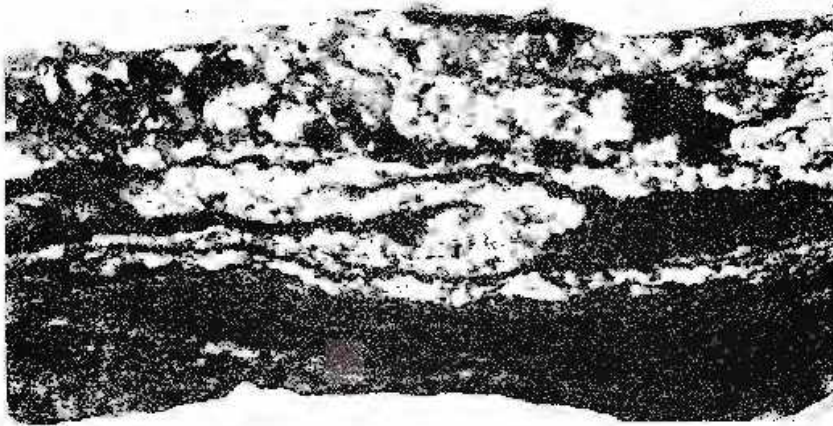


PLANCHE I

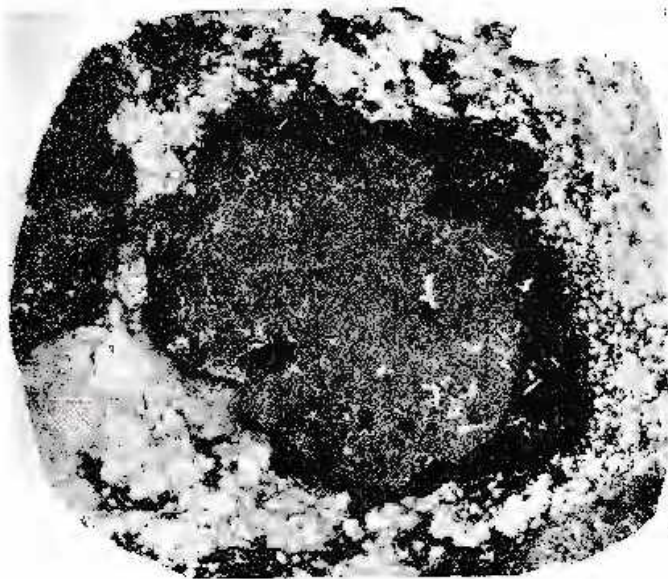
Fig. 1. Migmatite stromatolitique de la série de Lainici-Păruș,
Vallée d'Aninișu Mare. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Cristal d'almandin (gris) entouré d'une auréole de réaction de biotite (noir), et d'une
réaction quartzo-feldspathique. Ruisseau de Lăcșoare (Pereni). Grandeur natu-
relle.





1



2

Institutul Geologic, Dări de seamă ale ședințelor, vol. LX/1.

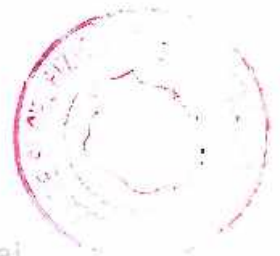
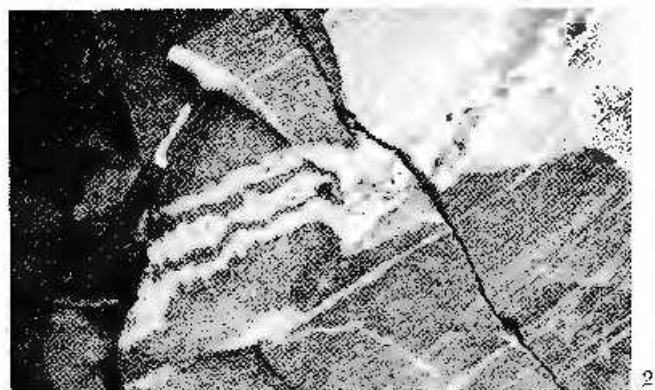


PLANCHE II

- Fig. 1. — Migmatite stromatolitique de la série des amphibolites de Drăgșan, Vallée du Jiu.
Fig. 2. — Migmatite stromatolitique plissée de la série des amphibolites de Drăgșan, Vallée du Jiu.
Fig. 3. — Filon ptygmatic de la série de Lainici-Păcuș, Vallée d'Anărișu Mare.





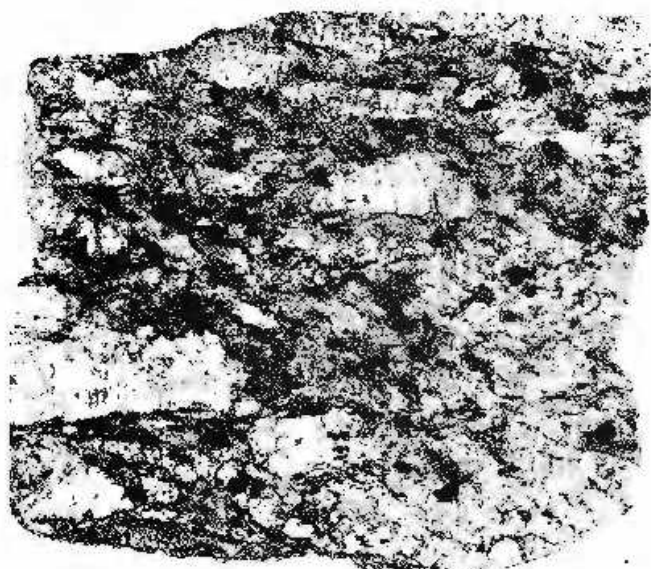
Institutul Geologic, Dări de seamă ale ședintelor, vol. LX/1.



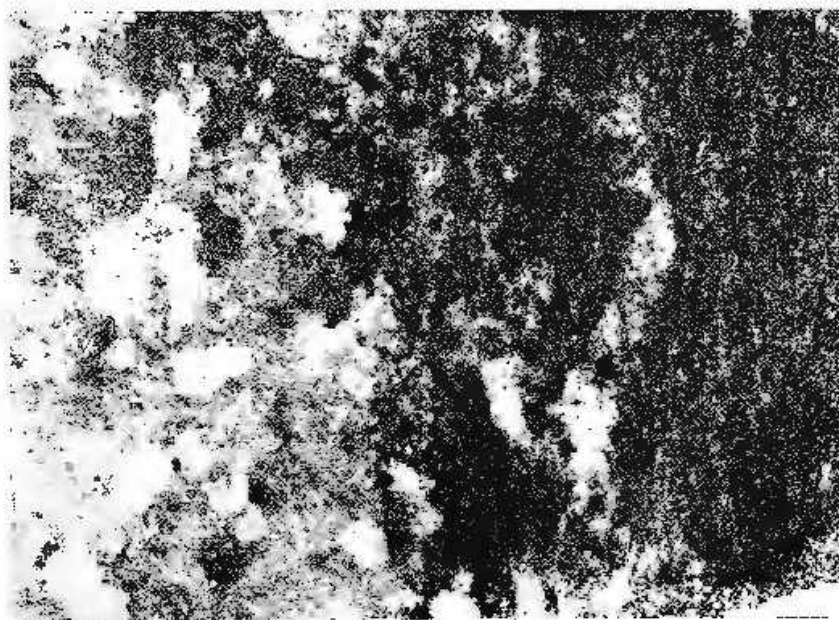
PLANCIE III

- Fig. 1. — Migmatite oeilées à phénoblastes de feldspath potassique (blanc), orientés parallèlement à la foliation de la roche. Ruisseau de Lăuseare (Porcen). Grandeur naturelle.
- Fig. 2. — Processus de migmatisation graduelle dû à l'infiltration des solutions migmatiques d'un granite pegmatoid (gauche), dans un gneiss (droite), avec formation d'accumulations de biotite.





1

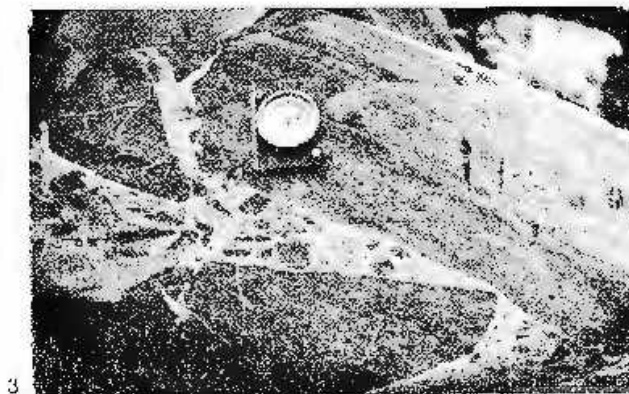
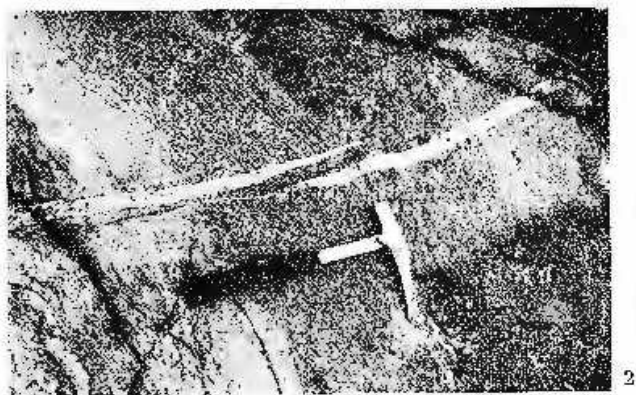
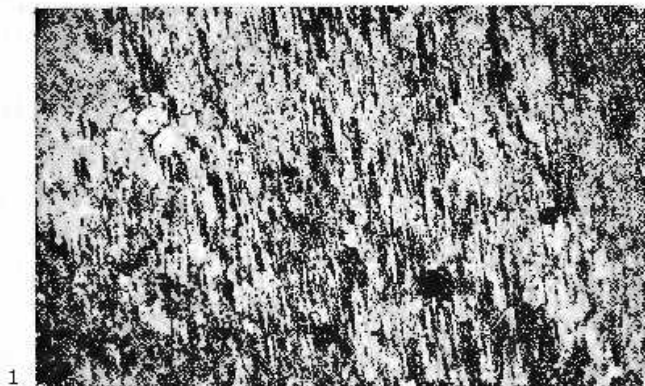


2

PLANCHE IV

- Fig. 1. — Structure de l'albite finement-maculé qui constitue les phénoblastes de feldspath potassique d'une migralite près de l'ermitage Locurî Rele, Nic. — ; $\times 25$.
- Fig. 2. — Filons aplitiques discordants, post-tectoniques, situés dans les migralites syncinématiques qui longent la vallée d'Anișu Mare.
- Fig. 3. — Brèche intrusive située dans les amphibolites du sommet Mohora (Monts Parâng).

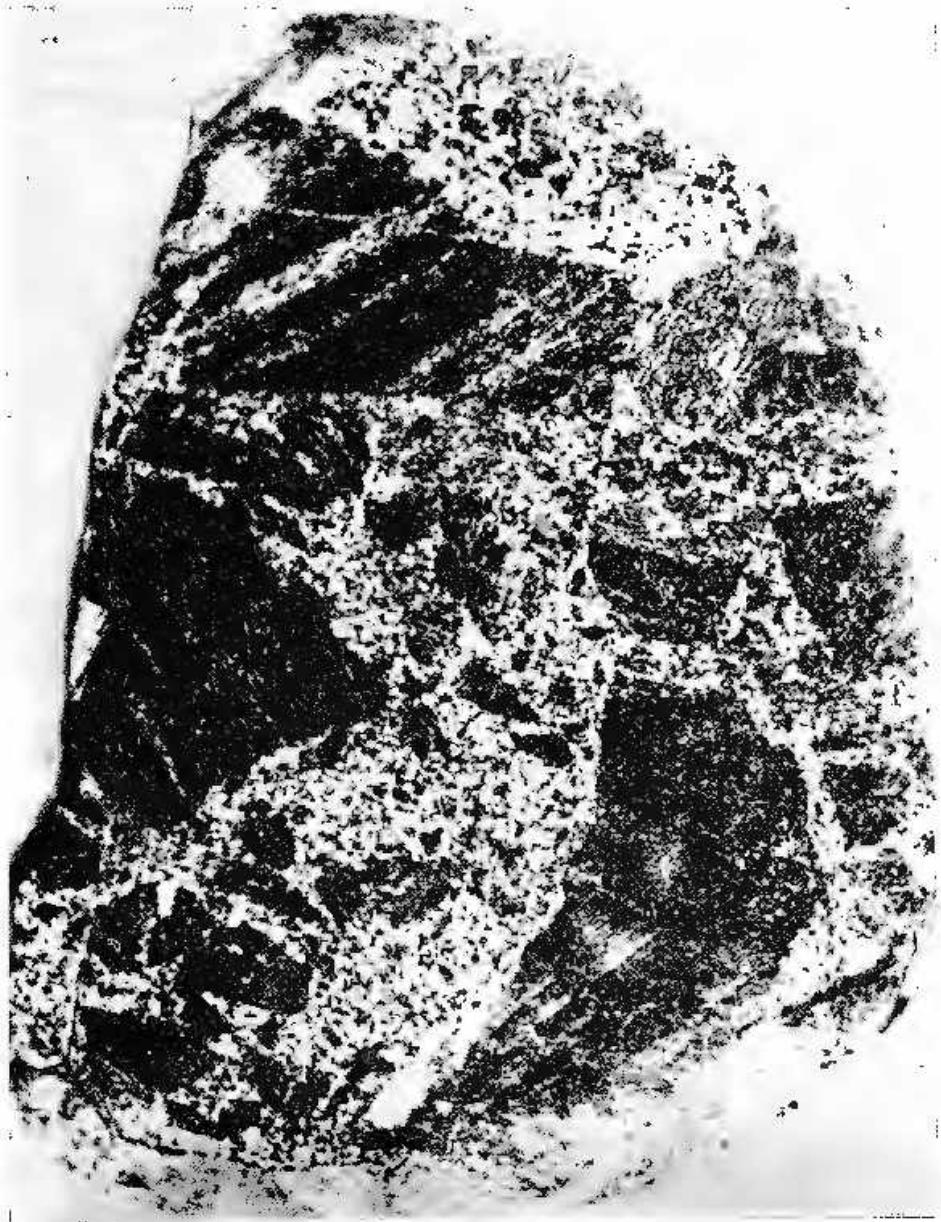


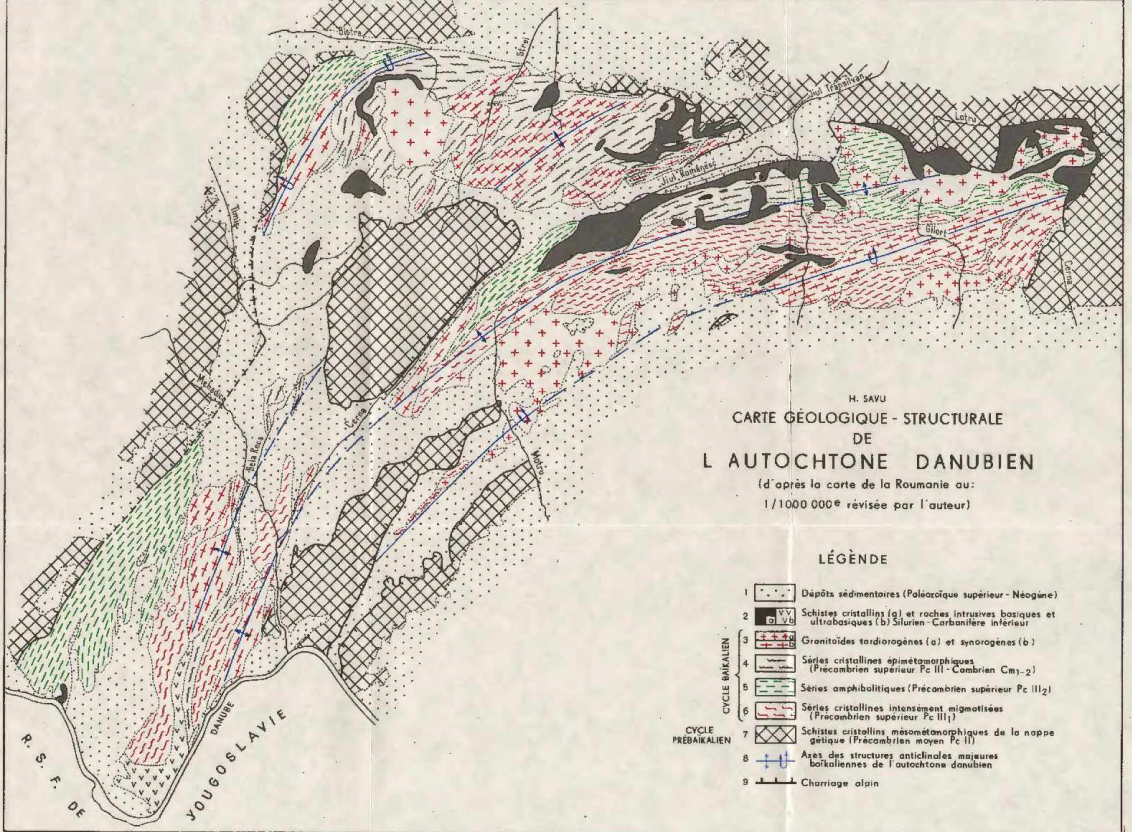


PLANCIE V

Fig. 1. — Migmolite à structure epoxidique située dans les amphibolites des Monts Pafng







1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

CARACTERELE PETROCHIMICE ALE CALCARELOR
MARMOREENE DE LA RUSCHIŢA (MASIVUL POIANA RUSCĂ)¹

DE

LOZANA ZLATAROVA-ȚOP², MIRCEA MUREȘAN³

Abstract

Petrochemical Features of Marmorean Limestones in the Ruschița Area. (Poiana Ruscă Massif). The petrochemical and petrographical study of marmorean rocks from Ruschița points to the presence of pure limestones and of the slightly dolomitic ones. The first are usually massive and whitish, and the last ones are pink-coloured stratified and include small amounts of phyllosilicates (especially muscovites) and quartz. From diagrams there results that the premetamorphic dolomitization processes were more intense in the stratified marbles with phyllosilicates and very weak in whitish massive limestones. This phenomenon could be explained if the reef origin of marbles from Ruschița would be admitted: the bioherm zones being massive were dolomitized to a lesser extent than the lamy rocks with clayey-gritty impurities, which probably represented peripheral fine reef deposits (siltst?), and hence more susceptible to dolomitization.

Cu prilejul efectuării unor foraje de mică adâncime, amplasate în perimetrul carierei de marmură de la Ruschița și la est de aceasta, au fost executate analize chimice sistematice asupra calcarelor marmoreene de aici, analize redată de Tănăsucă și Ciocănelea⁴. Documentarea petrografică a acestor foraje a fost făcută de Zlatarova-Țop⁵.

¹ Comunicare în şedinţa din 16 mai 1973.

² I.G.P.S.M.S. Str. Caransebeș nr. 1, București.

³ Institutul Geologic. Str. Caransebeș nr. 1, București.

⁴ I. Tănăsucă, R. Ciocănelea. Raport geologic cu situația rezervelor de marmură determinate prin lucrările de prospecțiune și explorare, executate în zona Ruschița (jud. Caraș-Severin), în anii 1968 — 1969. Arh. M.M.P.G. București.

⁵ Lozana Zlatarova-Țop. Rapoarte privind datele microscopice ale marmorei de la Ruschița — Dealul lui Ionel, pusă în evidență prin foraje de mică adâncime, executate de I.G.E.X. în anii 1968 — 1969. Arh. I.F.L.G.S. București.



În lucrarea de față ne propunem să prezentăm caracterele petrochimice ale calcarelor marmoreene traversate de forajele menționate, așa cum reies din prelucrarea analizelor chimice primare, în acest fel dînd primele informații de acest gen asupra acestor roci, exploatate de multă vreme la Ruschița, pentru apreciatele lor calități ornamentale.

Rezultatele cercetărilor geologice întreprinse în ultimii ani în zona Ruschița (Pavelescu et al., 1964), corelate cu cele obținute în zona Teliuc-Vadul Dobrii (Maier et al., 1969) și din întreaga Poiana Ruscă (Kräutner et al., 1969, 1973) au condus la stabilirea poziției stratigrafice a calcarelor marmoreene de la Ruschița, în stiva formațiunilor epimetamorfice din acest masiv. Astfel, aceste roci calcareose fac parte din seria de Ghelar, dezvoltată în faciesul sudic și anume din complexul șisturilor verzi tufogene (de Ruschița-Alun) care constituie jumătatea inferioară a seriei menționate.

Acest complex este caracterizat prin abundența rocilor tufogene bazice, asociate adesea cu calcare marmoreene și prin zăcăminte vulcanogen-sedimentare ferifere, în faciesul carbonaților (siderite, ankerite), cum sînt cele de la Teliuc și Ghelar, iar în regiunea noastră, cele de pe Pîrîul eu Raci.

Calcarele marmoreene, din complexul șisturilor verzi tufogene, se plasează aproximativ în partea mediană a complexului și sînt cunoscute, la zi sau prin foraje, la Alun, la Vadul Dobrii și la Ruschița, fapt care a justificat separarea lor sub forma unui nivel stratigrafic regional, denumit „calcarele de Alun-Ruschița”.

La Ruschița, calcarele marmoreene ale acestui nivel se dezvoltă larg între pîrîul Morii și versantul drept al văii Padeșului. Aici, sub calcare se dezvoltă amfibolite tufogene; peste rocile calcareose se localizează cel mai adesea șisturi biotitice, uneori muscovitice și cîteodată amfibolite tufogene.

Vîrsta calcarelor marmoreene de la Ruschița este devonian-medie, întrucît ele se intercalează concordant în complexul șisturilor verzi tufogene, pentru care s-a stabilit recent o astfel de vîrstă (Kräutner et al., 1973). Metamorfismul regional al slivei epimetamorfice din Poiana Ruscă s-a desfășurat în decursul fazei sudete a orogenezei hercinice (Kräutner et al., 1973); faciesul metamorfic actual al calcarelor de la Ruschița și al șisturilor asociate corespunde faciesului de șisturi verzi — subfaciesul cuarț-albit-almandin (Pavelescu, 1964).

Din punct de vedere structural, calcarele și rocile asociate menționate constituie o succesiune de anticlinale și sinclinale de ordinul sutelor de metri, care alcătuiesc în ansamblu o structură descendentă spre nord,



care apare într-un compartiment tectonic limitat de falii puternice (Pavelescu et al., 1964).

Cariera de marmură de la Ruschița și forajele de care ne ocupăm se amplasează în zona unui sinclinal relativ important, orientat aproximativ est-vest.

O parte din forajele din care s-au prelevat probele analizate chimic se situează în perimetrul carierei de marmură (F.37.262; F. 37.263;

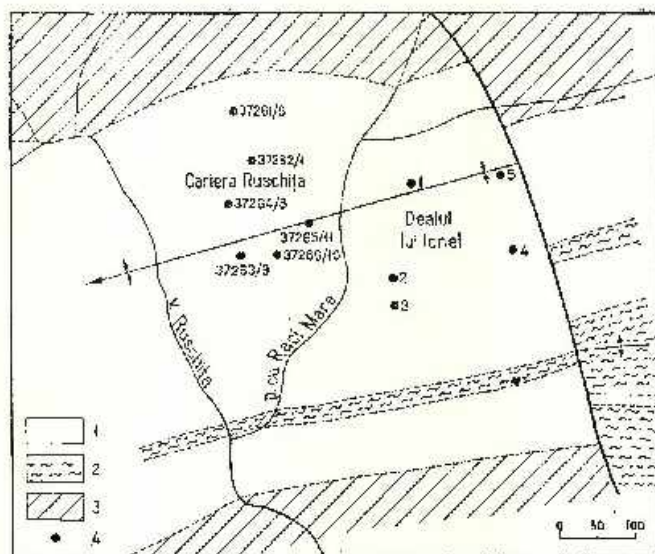


Fig. 1. — Schița geologică a zonei Dealul lui Ionel-Dealul Carierei (după Pavelescu et al., 1964).

1, calcare marmoreene; 2, șisturi cuarțoase biotitice; 3, amfibolite tufozense; 4, foraj.

coupe géologique de la zone de Dealul lui Ionel-Dealul Carierei (selon Pavelescu et al., 1964).

1, calcaires marmoréens; 2, schistes quartzeux biotitiques; 3, amphibolites tuffogènes; 4, forage.

F. 37.264; F. 37.266) cuprins în interfluviul dintre pârâul Padeș și Pârâul cu Raci (afluent stîng al acestuia); restul forajelor (F. 1; F. 2; F. 3; F. 4; F. 5) sînt amplasate imediat la est de acest perimetru, în Dealul lui Ionel (la est de Pârâul cu Raci) (fig. 1).

A) **Caractere petrografice.** Calcarele marmoreene de la Ruschița, bine deschise în vechea carieră și în actuala carieră — ambele, amplasate între Pârâul cu Raci și valea Padeșului (valea Ruschița), sînt reprezentate prin mai multe varietăți diferite colorate: calcare marmoreene albe, masive,

calcare cenușii rubanate și calcare de culoare roz, în forajele studiate de noi s-au întâlnit toate aceste tipuri între care predomină cele de calcare albă (în special în Dealul lui Ionel). Macroscopic s-a observat că în timp ce calcarele albe și cele cenușii rubanate sînt foarte sărace în filossilicați, cele rozacee au lamine subțiri din aceste minerale. Rubanarea și vechea stratificație a materialului primar calcaros sînt uneori marcate de pulberi fine grafitoase concentrate în strătulețe milimetrice calcitice care alternează cu cele carbonatice albe sau albe-cenușii; alteleori, în special în varietățile roz, stratificația se poate recunoaște datorită filossilicaților ce constituie lamine mai mult sau mai puțin continue care separă benzi și strătulețe centimetrice carbonatice. Aceste relice structurale permit să se recunoască cutarea intensă a calcarelor de la Ruschița, sub formă de microcute centimetrice și decimetrice, predominant de tip „drag-folds” (microcute de antrenare). Adesea se observă discontinuități ale vechilor strate, datorită intervenției budinărilor, clivajelor de forfecare și a microfaliilor. Uneori se observă tendința de transpunere a vechii sîstozități după un sistem direcțional de clivaje. O caracteristică a calcarelor marmoreene de la Ruschița este dată de faptul că planurile de fractură (fisuri, clivaje, microfalii) sînt actualmente în majoritate „vindecate”, respectiv cimentate cu calcit; acest fenomen arată că formarea planelor de discontinuitate menționate a avut loc în timpul metamorfismului regional și înainte de încheierea definitivă a proceselor de blastoză care l-au însoțit⁶. Acest lucru se poate corela dealtfel cu evoluția generală a blastozei constatată în partea sudică a părții epimetamorfice din Poiana Ruscă (Pavelescu, 1964; Maier et al., 1969; Krätner et al., 1969), caracterizată prin două etape de recrystalizare sinmetamorfică: o primă etapă cu caracter sincinematice și o a doua tardecinematice.

După cum au arătat determinările de vîrstă efectuate prin metoda K/Ar, cele două stadii de recrystalizare aparțin aceluiași metamorfism sudet (Krätner et al., 1973).

Calcarele marmoreene de la Ruschița interceptate de forajele luate în considerare sînt roci alcătuite în majoritate din calcit (81-98%) căruia i se adaugă în proporții în general mici și variabile, dolomitul (2-15%), muscovitul (de obicei sub 1%) și rar cuarțul, biotitul, albitul, epidotul, apatitul, pirita și grafitul.

Calcitul fiind mineralul predominant, modul său de dezvoltare dă caracterul principal structural al rocilor de care ne ocupăm; astfel,

⁶ Sudarea majorității fisurilor, clivajelor și microfaliilor în cadrul calcarelor marmoreene de la Ruschița permite tăierea lor în blocuri și plăci mari, compacte.



aspectul microscopic al acestora este net grăunțos, mozaicat, rezultând din asocierea granoblastelor calcitice cu dezvoltare în general izometrică (de obicei 1-2 mm diametru) și cu contururi neregulate slab sinuoase. Uneori, în această masă calcitică, se dezvoltă porfiroblaste de calcit. Frecvent în calcit se observă clivaje după două direcții și maclări polisintetice.

Dolomitul apare în masa de bază calcitică, sub formă de granule izolate sau grupate ca agregate mici. Se observă că acest mineral constituie indivizi cu dimensiuni mai reduse decât cele ale calcitului înconjurător.

Muscovitul (ferri-muscovit!) apare sub formă de lamele cu dimensiuni, reduse (de obicei cu lungimi sub 1 mm), fie diseminate neuniform în rocă, fie asociate ca fișii și lamine mai mult sau mai puțin continue, a căror grosime nu depășește 1-2 mm.

Biotitul apare rar în rocile analizate ca lamele de culoare brun-deschis (biotit sărac în fier), cu pleocroism evident, asociate întotdeauna muscovitului.

Cuarțul, în granoblaste cu contururi slab sinuoase și cu extincție frecvent ondulatorie, este asociat de obicei cu fișiiile muscovitice; el apare de asemenea și sub formă de granule și mici agregate granulare în matrică calcitică.

Albitul, epidotul și apatitul apar cu totul accidental ca grănți mici cu contururi în general rotunjite.

Pirita, cu totul sporadică, constituie granule și cristale subidiomorfe, întâlnite foarte rar în marmurele studiate. S-a observat că acest mineral apare mai frecvent atunci când în rocă există și grafit (Dealul lui Ionel).

B) Caractere petrochimice. Posedăm 56 analize chimice de calcare marmoreene, din care 18 analize recoltate din forajele săpate în perimetrul carierei de la Ruschița (F. 37.262; F. 37.263; F. 37.264; F. 37.266) și 38 analize din cele amplasate în Dealul lui Ionel (F. 1; F. 2; F. 3; F. 4; F. 5); rezultatele analitice sînt redată în tabelule 1 și 2.

TABELUL 1

Compoziția chimică a calcarelor marmoreene din Dealul lui Ionel (Ruschița)

Nr. crt.	Nr. probei	Forajul	Adîncimea	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Suma
1	26	1	10,00-10,12	1,69	0,32	0,74	51,20	2,80	43,56	100,11
2	27	1	20,00-20,25	0,26	0,09	0,08	55,29	0,90	43,34	99,96
3	28	1	30,00-30,12	0,27	0,10	0,10	55,40	0,95	43,48	100,30
4	29	1	40,00-40,10	0,09	0,05	0,08	55,60	0,52	43,60	99,94
5	30	1	50,00-50,13	0,10	0,06	0,09	55,30	0,50	43,75	99,80
6	31	1	60,00-60,12	0,12	0,06	0,09	55,50	0,50	43,60	99,87



Continuare tabelul 1

7	32	1	70,00-70,10	0,19	0,06	0,09	55,52	0,50	43,20	99,56
8	33	2	10,30-10,56	0,10	0,07	0,10	55,24	0,52	43,74	99,77
9	34	2	20,00-20,14	0,21	0,11	0,15	55,24	0,63	43,23	99,57
10	35	2	30,00-30,21	0,22	0,11	0,16	54,96	0,65	43,62	99,72
11	36	2	40,00-40,13	0,43	0,16	0,18	55,04	0,58	43,54	99,93
12	37	2	50,00-50,24	0,36	0,14	0,14	54,86	0,65	44,00	100,15
13	38	2	60,00-60,14	0,28	0,12	0,20	54,40	1,00	43,66	99,66
14	39	2	70,00-70,14	0,15	0,06	0,11	55,10	0,75	43,50	99,67
15	40	3	10,50-10,46	1,09	0,28	0,49	51,22	3,00	43,50	99,58
16	41	3	23,40-23,56	1,14	0,30	0,65	53,01	1,27	43,38	99,75
17	42	3	35,20-35,38	0,92	0,20	0,31	53,87	1,15	43,12	99,77
18	43	3	47,10-47,28	0,30	0,16	0,15	54,57	1,00	43,26	99,44
19	44	3	58,20-58-38	1,15	0,26	0,61	51,62	1,95	43,40	98,99
20	45	3	69,40-69,55	2,31	0,51	1,18	51,06	1,63	42,26	98,95
21	46	3	79,75-79,88	1,98	0,40	0,79	52,45	1,15	42,34	99,09
22	47	4	11,45-11,55	0,12	0,18	0,05	54,96	0,54	43,70	99,55
23	48	4	23,15-23,28	0,14	0,06	0,08	54,78	0,52	44,00	99,58
24	49	4	34,20-34,33	0,17	0,09	0,05	55,00	0,61	44,00	99,92
25	50	4	45,35-45,50	0,10	0,06	0,05	55,49	0,54	43,56	99,80
26	51	4	57,00-57,11	0,16	0,02	0,05	55,23	0,54	43,56	99,56
27	52	4	69,25-69,40	0,15	0,03	0,05	55,16	0,65	43,56	99,60
28	53	4	80,00-80,17	0,21	0,04	0,05	55,10	0,55	43,68	99,63
29	54	5	10,30-10,43	0,36	0,09	0,14	54,83	0,70	43,57	99,69
30	55	5	20,00-20,13	0,21	0,06	0,10	55,00	0,76	44,00	100,13
31	56	5	29,55-29,65	0,26	0,06	0,11	54,60	0,76	43,79	99,58
32	57	5	40,00-40,19	0,64	0,10	0,30	54,63	0,81	43,70	100,18
33	58	5	50,20-50,43	0,18	0,05	0,06	55,10	0,58	43,63	99,60
34	59	5	61,00-61,14	0,13	0,04	0,04	55,31	0,60	43,42	99,54
35	60	5	70,00-70,11	0,26	0,06	0,09	55,21	0,60	43,70	99,92
36	61	5	80,00-80,11	0,19	0,05	0,06	55,21	0,60	43,45	99,56
37	62	5	90,00-90,10	0,24	0,08	0,15	55,29	0,41	43,63	99,80
38	63	5	102,00-102,12	0,15	0,07	0,09	55,29	0,56	43,85	100,01

TABELUL 2

Compoziția chimică a calcarelor marmoreene din zona carierei de la Ruschița

Nr. cri.	Nr. probei	Forajul	Adâncimea	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	CO ₂	Suma
1	1	37.262	3,25- 4,95	0,30	0,24	0,03	55,02	0,63	urme	43,69	99,91
2	2	37.262	15,05-16,55	0,13	0,48	0,34	54,46	0,70	urme	43,89	100,00
3	3	37.262	25,38-29,35	0,42	0,40	0,25	54,32	0,84	urme	43,64	99,87
4	4	37.262	30,88-31,43	0,28	0,48	0,09	54,28	0,57	urme	43,70	99,40
5	5	37.262	34,94-36,00	0,31	0,16	0,15	54,34	0,38	urme	43,75	99,09
6	6	37.263	0,00- 0,50	1,37	0,40	0,13	51,08	2,37	urme	43,28	98,63
7	7	37.263	12,50-14,01	0,63	0,33	0,25	52,42	2,09	urme	43,80	99,51
8	8	37.263	19,86-22,16	1,63	0,40	0,90	49,94	3,26	urme	43,03	99,16
9	9	37.263	29,85-31,00	0,86	0,32	0,44	53,22	0,92	urme	43,33	99,09
10	10	37.264	0,00- 1,00	0,29	0,32	0,26	54,18	0,58	urme	43,42	99,03
11	11	37.264	23,02-23,52	0,26	0,14	0,35	53,64	1,60	lipsă	43,52	99,51
12	12	37.264	31,02-35,82	0,43	0,14	0,29	53,90	1,10	0,23	43,45	99,54
13	13	37.264	41,82-43,22	0,23	0,13	0,37	53,96	1,20	lipsă	43,70	99,59
14	14	37.264	44,67-45,07	0,97	0,28	0,53	53,58	1,10	0,03	43,45	99,96
15	15	37.264	48,67-50,87	0,44	0,12	0,27	53,76	1,20	0,08	43,65	99,52
16	16	37.266	0,00- 0,50	1,77	0,30	0,89	50,75	2,70	0,13	42,85	99,39
17	17	37.266	9,75-11,00	1,21	0,20	0,70	52,80	1,40	0,08	43,19	99,58
18	18	37.266	21,10-22,10	1,06	0,14	0,55	51,06	3,00	0,08	43,65	99,54



1. Datele chimice primare relevă predominarea netă a oxidului de calciu și a CO_2 -ului asupra celorlalte componente determinate (MgO , SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5).

Histograma întocmită pentru CaO (fig. 2) arată o distribuție de tip asimetric (asimetrie de dreapta), valorile cele mai frecvente ale acestui

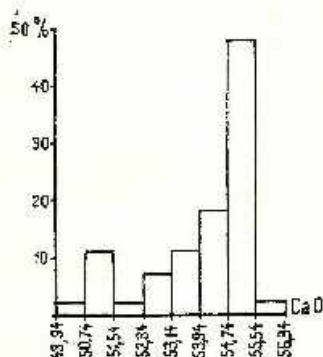


Fig. 2. —Histograma pentru CaO .
Histogramme pour CaO .

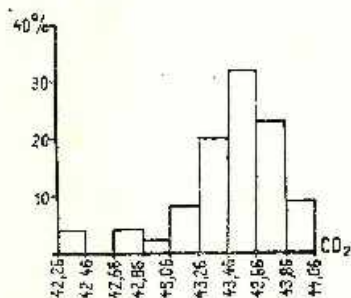


Fig. 3. —Histogramma pentru CO_2 .
Histogramme pour CO_2 .

component (peste 45 % din numărul de cazuri) situându-se în clasa 46,74-46,54 % (media 46,14 %), ceea ce corespunde unor roci calcareoase practic lipsite de impurități.

Distribuția bioxidului de carbon (fig. 3) este în general concordantă cu cea a oxidului de calciu, întrucât maximumul de frecvență se plasează între valorile de 43,46-43,66 % (media 43,56 %), iar alina histogrammei prezintă de asemenea asimetrie de dreapta; suma mediilor celor doi componenți corespunzători maximelor lor de frecvență reprezintă 98,70 %.

Distribuția pentru oxidul de magneziu (fig. 4) este de asemenea asimetrică, dar de data aceasta cu o asimetrie de stânga. Maximumul de frecvență (aproape 55 % din cazuri) corespunde clasei 0,4-0,8 % (media 0,6 % MgO). Oxidul de magneziu provine practic numai din dolomit, întrucât biotitul apare cu totul accidental în rocile analizate.

Datele chimice și histograma corespunzătoare (fig. 5) indică pentru SiO_2 participări mici, în general sub 0,3 % (peste 50 % din cazuri). Acest component provine, după cum s-a văzut, din mineralele silicatate (în special din muscovit) și din cuarț.

Frecvența maximă a oxidului de aluminiu (fig. 6) corespunde valorilor de 0,02 % (peste 40 % din cazuri); acest component provine exclusiv din silicați.

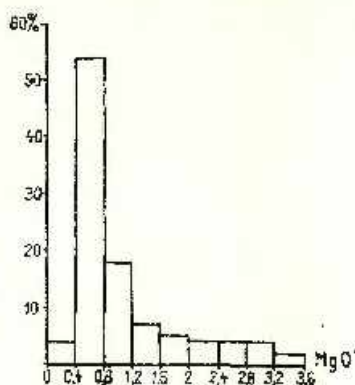


Fig. 4. — Histograma pentru MgO.
Histogramme pour MgO.

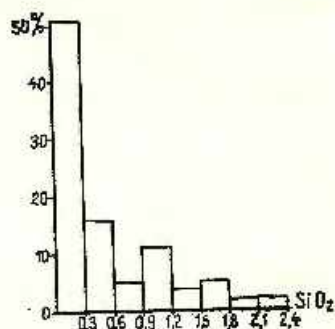


Fig. 5. — Histograma pentru SiO₂.
Histogramme pour SiO₂.

Histograma pentru Fe₂O₃ (fig. 7) indică un maximum de frecvență (peste 40% din cazuri), corespunzător unor valori sub 0,1%; fierul din calcarele marmoreene provine din biotit, epidot și pirită.

2. Pe baza datelor analitice s-au construit și diagrame binare în vederea descifrării relațiilor existente între diferiții componenți prezenți.

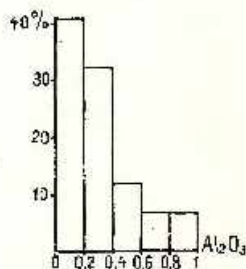


Fig. 6. — Histograma pentru Al₂O₃.
Histogramme pour Al₂O₃.

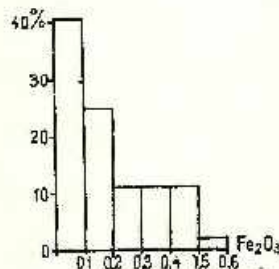


Fig. 7. — Histograma pentru Fe₂O₃.
Histogramme pour Fe₂O₃.

Astfel, din diagrama binară Al₂O₃ + Fe₂O₃ — SiO₃ (fig. 8) reiese clar relația de proporționalitate ce există între acești componenți. Acest lucru se datorește faptului că silica provine în cea mai mare parte din silicați (mai ales muscovit), iar o mică parte din cuarț care este mai frecvent în marmurele cu filosilicați așa cum arată și datele microscopice.

Întrucât studiul microscopic ilustrează pe de o parte că silicatul cel mai frecvent este muscovitul, iar cuarțul este un mineral mai rar

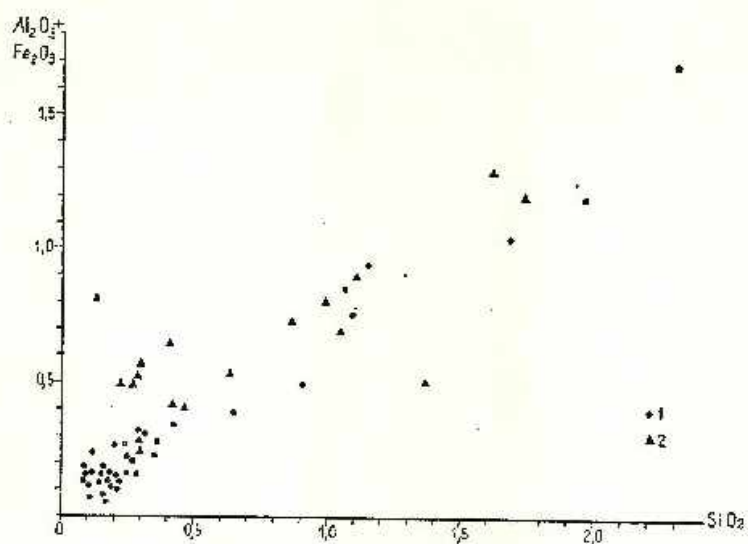


Fig. 8. — Diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

1, Dealul lui Ionel; 2, perimetrul carierei.

Diagramme $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

1, Dealul lui Ionel; 2, périmètre de la carrière.

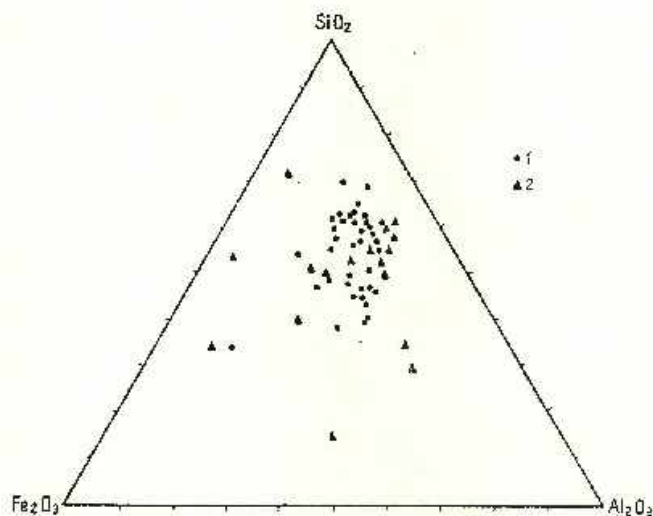


Fig. 9. — Diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$.

1, Dealul lui Ionel; 2, perimetrul carierei.

Diagramme $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$.

1, Dealul lui Ionel; 2, périmètre de la carrière.

intilnit în rocile cercetate, se poate trage concluzia că diagrama ternară $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. 9) exprimă în principal relațiile între acești componenți în cadrul muscovitului. Astfel, majoritatea punctelor se

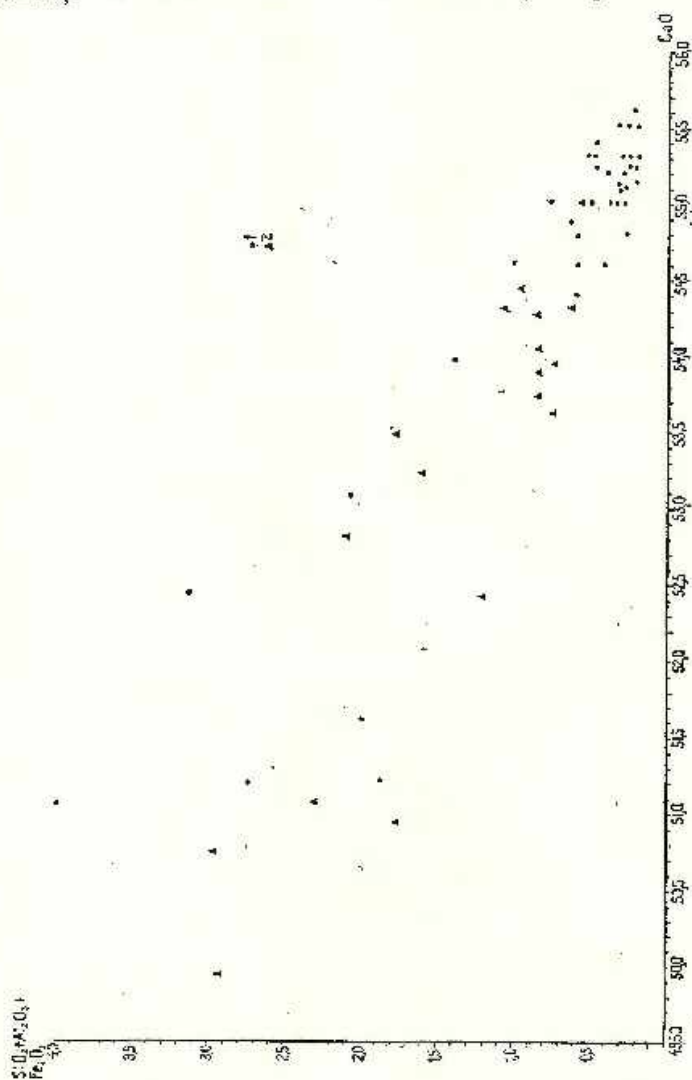


Fig. 10. — Diagrama $\text{CaO} - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

1. Deschit lut Jouit; 2. perlmătruf natural.

Diagramme $\text{CaO} - \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

1. Deschit lut Jouit; 2. perlmătruf de Ia carrion.

proiectează într-un câmp apropiat de latura $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, evidențiind posibilitatea ca acest filossilicat să conțină și fier (ferrimuscovit).

Astfel, raporturile între $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ și CaO sînt clar de inversă proporționalitate după cum reiese din figura 10, ceea ce se traduce pe plan petrografic prin faptul că cu cît rocile marmorece

sînt mai bogate în calcit, ele sînt mai sărace în silicați și cuarț. Din aceeași diagramă se observă că majoritatea calcarelor, predominant albicioase, din Dealul lui Ionel, au mai puține impurități decît cele de culoare roz, din perimetrul carierei de marmură.

Raporturile dintre MgO și $SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$ (fig. 11) indică relații de directă proporționalitate, scoțînd în evidență faptul că dolomi-

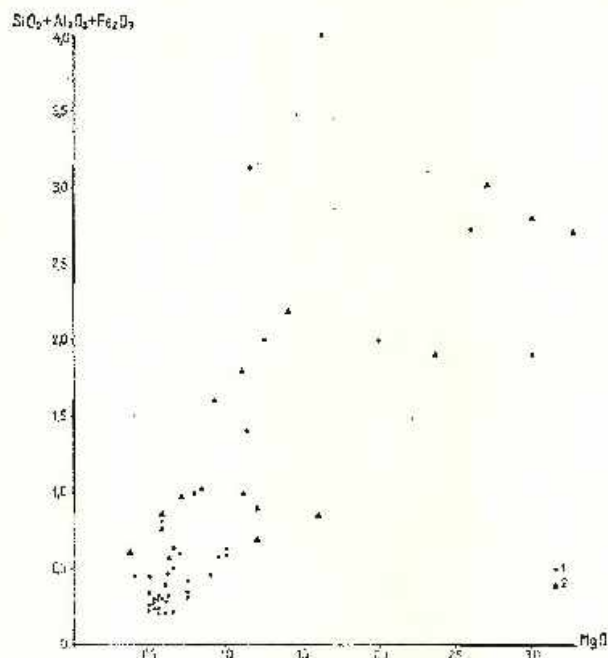


Fig. 11. — Diagrama $MgO - SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$.

1, Dealul lui Ionel; 2, perimetrul carierei.

Diagramme $MgO - SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$.

1, Dealul lui Ionel; 2, perimetrul de la cariere.

tizarea depozitelor inițiale calcareoase a fost mai intensă în cele în care materialul argilos și detritic era mai abundent.

Admițînd ipoteza emisă de Papiu et al. (1963) și de Krăutner (1970), conform căreia calcarele de Alun-Ruschița reprezintă depozite recifal-recifogene, s-ar putea trage concluzia că rocile marmoreene albicioase, mai masive, în general sărace în impurități, corespund zonelor biohermice ale recifilor, iar cele roz, stratificate și cu filosilicați, reprezintă depozite recifogene. Zonele biohermice, fiind masive, au fost dolomitizate în măsură mai mică decît rocile calcareoase cu impurități argilo-



TABELUL 3

Compoziția mineralogică normativă principală a calcarelor marmoreene din Dealul lui Ionel (Rușchița)

Nr. crt.	Nr. probei	Calciu	Dolomit	Rest *	Suma
1	26	84,96	11,99	2,75	99,70
2	27	95,15	4,08	0,43	99,66
3	28	95,53	4,00	0,47	100,00
4	29	97,64	2,22	0,22	100,08
5	30	97,46	2,29	0,25	100,00
6	31	97,73	2,00	0,27	100,00
7	32	97,66	2,00	0,34	100,00
8	33	97,35	2,38	0,27	100,00
9	34	97,04	2,49	0,47	100,00
10	35	96,49	2,98	0,49	99,96
11	36	96,61	2,62	0,77	100,00
12	37	96,31	2,98	0,64	99,93
13	38	94,72	4,68	0,60	100,00
14	39	96,28	3,40	0,32	100,00
15	40	83,98	13,94	1,86	99,78
16	41	91,87	5,82	2,09	97,69
17	42	93,30	5,27	1,43	100,00
18	43	94,83	4,56	0,61	100,00
19	44	88,17	9,01	2,02	99,30
20	45	87,96	7,54	4,00	99,50
21	46	90,96	5,57	3,15	99,68
22	47	96,86	2,67	0,36	99,88
23	48	96,89	2,38	0,28	99,55
24	49	96,66	2,79	0,31	99,76
25	50	97,31	2,47	0,21	99,99
26	51	97,10	2,47	0,23	99,80
27	52	96,87	2,90	0,23	100,00
28	53	96,99	2,52	0,30	99,81
29	54	96,14	3,20	0,59	99,93
30	55	96,19	3,44	0,37	100,00
31	56	95,58	3,48	0,43	99,49
32	57	95,25	3,71	1,04	100,00
33	58	96,91	2,66	0,29	99,86
34	59	96,24	2,75	0,21	99,20
35	60	97,04	2,55	0,41	100,00
36	61	97,00	2,70	0,30	100,00
37	62	81,51	18,02	0,47	100,00
38	63	97,19	2,50	0,31	100,00

* Cuarț, muscovit, biotit, albit, epidot, minerale opace.

grezoase, care reprezentau depozite reefogene fine (măluri?), mai susceptibile decî la dolomitizare.

3. Pe baza datelor chimice s-a calculat compoziția normativă principală a rocilor marmoreene studiate (tab. 3, 4), care a fost apoi proiectată în triunghiul Vișneakov (fig. 12); rocile analizate se înscriu în majoritate în compartimentul calcarelor pure, numai o mică parte corespun-

TABELUL 4

Compoziția mineralogică normalizată principală a calcarelor marmoreene din zona carierei de la Ruschita.

Nr. crt.	Nr. probel	Calcit	Dolomit	Rest *	Suma
1	1	97,08	2,43	0,57	100,06
2	2	95,47	3,21	0,95	99,63
3	3	94,87	3,85	1,07	99,79
4	4	96,43	2,64	0,85	99,92
5	5	97,41	1,78	0,62	100,01
6	6	86,14	10,97	1,90	99,01
7	7	88,37	9,57	1,20	99,14
8	8	81,85	15,09	2,93	99,87
9	9	93,64	4,26	1,62	99,52
10	10	96,19	2,68	0,87	99,74
11	11	91,77	7,33	0,75	99,85
12	12	93,48	5,04	0,86	99,38
13	13	93,33	5,50	0,73	99,56
14	14	94,76	2,79	1,78	99,33
15	15	92,98	5,50	0,83	99,31
16	16	83,87	12,37	2,96	99,20
17	17	90,77	6,41	2,11	99,29
18	18	83,68	13,74	1,75	99,17

* Cuarț, muscovit, biotit, albit, epidot, minerale opace.

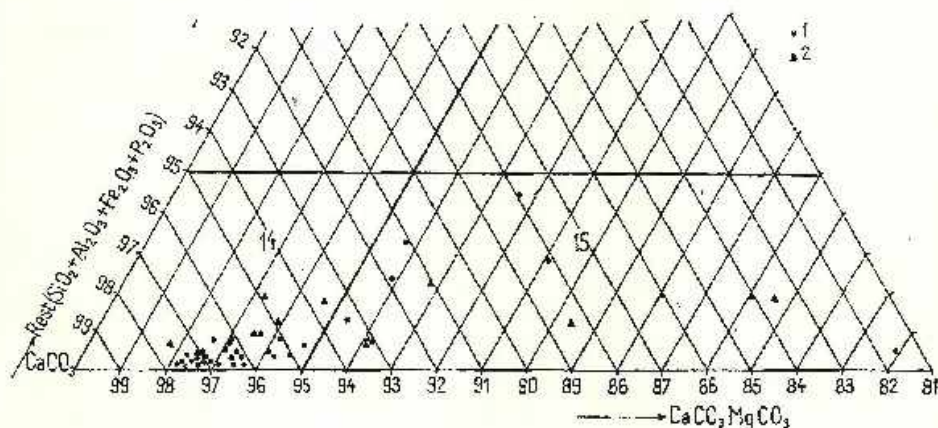


Fig. 12. — Diagrama Vișneakov (14, calcare pure; 15, calcare slab dolomitice).

1, Dentul lui Ionel; 2, perimetrul carierei.

Diagramme Vișneakov (14, calcaires purses; 15, calcaires faiblement dolomitiques).

1, Dentul lui Ionel; 2, périmètre de la carrière.

zînd calcarelor slab dolomitice. Diagrama relevă de asemenea că creșterea cantității de dolomit în roci este însoțită paralel de creșterea conținutului în impurități ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$).



BIBLIOGRAFIE

- Kräutner H. (1970) Die hercynische Geosynklinalenbildung in den rumänischen Karpaten und ihre Beziehungen zu der hercynischen Metallogenese Mitteleuropas. *Miner. Deposita*, 5, Berlin.
- Krăntner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1969) Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismul și tectonica șisturilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.
- Mureșan M., Iliescu Violeta, Minzatu Silvia, Vișdea Ecunora, Tănăsescu Anca, Ionciocă Magdalena, Andâr Anca, Anastase Ș. (1973) Devonian-Carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol.* LIX/4, București.
- Maier O., Krăutner H., Krăutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1969) Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc — Ghelar — Vadul Dobrii). *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.
- Papiu G. V., Popescu A., Serafimovici V. (1963) Considerații petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Asoc. Geol. Carp - Balc. Congr.* V, 2, București.
- Păvelescu L., Maier O., Krăutner H., Mureșan M., Krăutner Florentina (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV, 1, București.

CARACTÈRES PÉTROCHIMIQUES DES CALCAIRES
MARMORÉENS DE RUSCHIȚA (MASSIF DE POIANA RUSCĂ)

(Résumé)

Les roches calcaires marmoréennes de Ruschița, du cadre de la pile épimétamorphique dévonienne-carbonifère inférieure de Poiana Ruscă, proviennent de la série de Ghelar, développée dans le faciès méridional (Kräutner et al., 1969) et notamment dans le complexe des schistes verts tuffogènes (de Ruschița-Alun) d'âge dévonien moyen qui constitue la moitié inférieure de la série mentionnée.

Les marbres de Ruschița bien ouvertes dans l'ancienne et l'actuelle carrière — toutes les deux situées entre Pîrîul cu Racl și la vallée de Padeș (vallée de Ruschița) — sont représentées par plusieurs variétés différemment colorées : calcaires blancs, massifs, calcaires gris rubanés et calcaires de couleur rose ; dans les forages, étudiés, les auteurs ont rencontré tous ces types parmi lesquels prédominent ceux de couleur blanche (particulièrement dans Dealul lui Ionel). Du point de vue microscopique, on a observé que tandis que les calcaires blancs et gris rubanés sont très pauvres en phyllosilicates, ceux rosâtres présentent des lamines de ces minéraux. La rubanation et l'ancienne stratification du matériel primaire calcaire sont quelquefois marquées d'une poussière finement graphiteuse concentrée en petites couches millimétriques calcitiques qui alternent avec celles carbonatées blanches ou blanc-gris ; d'autres fois, spécialement dans les variétés roses, la stratification peut être reconnue grâce aux phyllo-



silicates qui constituent des lamines plus ou moins continues séparant les bandes des petites couches centimétriques carbonatées.

Les calcaires marmorés de Ruschița interceptés par les forages étudiés sont des roches formées en majorité de calcite (81-98%) à laquelle s'ajoute en proportions généralement petites et variables, la dolomie (2-15%), le muscovite (d'habitude sous 1%) et rarement le quartz, la biotite, l'albite, l'épidote, l'apatite, la pyrite et le graphite.

Nous disposons de 56 analyses chimiques dont 18 analyses sont recueillies des forages du périmètre de la carrière de Ruschița (F. 37.262; F. 37.263; F. 37.264; F. 37.266) et 38 analyses de Dealul lui Ionel (F. 1; F. 2; F. 3; F. 4; F. 5); les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux 1 et 2.

1. Les données chimiques primaires relèvent la prédominance nette de l'oxyde de calcium et du CO_2 sur les autres composants déterminés (MgO , SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5).

L'histogramme élaborée pour CaO (fig. 2) montre une distribution de type asymétrique (asymétrie de droite), les plus fréquentes valeurs de ce composant (sur 45% du nombre des cas) faisant partie de la classe 54,74-55,54% (moyenne 55,14%), ce qui correspond à des roches calcaires pratiquement dépourvues d'impuretés.

La distribution du bioxyde de carbone (fig. 3) est généralement concordante avec celle de l'oxyde de calcium, puisque le maximum de fréquence se situe entre les valeurs de 43,46-43,66% (moyenne 43,56%); l'allure de l'histogramme du CO_2 présente également une asymétrie de droite. La somme des moyennes du CaO et du CO_2 correspond au maximum de fréquence de 98,70%.

La distribution de MgO (fig. 4) est également asymétrique, mais cette fois-ci ayant une asymétrie de gauche. Le maximum de fréquence (environ 55% des cas) correspond à la classe de 0,4-0,8% (moyenne 0,6% MgO). MgO ne provient pratiquement que de la dolomie, puisque la biotite apparaît tout à fait accidentellement dans les roches analysées.

Les données chimiques et l'histogramme correspondante (fig. 5) indiquent pour le SiO_2 une participation réduite, en général sous 0,3% (plus de 50% des cas). Ce composant provient, ainsi que l'on a présenté, des minerais silicatés (spécialement de la muscovite) et du quartz.

La fréquence maximale de l'oxyde d'aluminium (fig. 6) correspond aux valeurs de 0,2% (plus de 40% des cas); ce composant provient exclusivement des silicates.

L'histogramme pour Fe_2O_3 (fig. 7) indique un maximum de fréquence (sur 40% des cas) correspondant à certaines valeurs sous 0,1%; le fer des calcaires marmorés provient de la biotite, de l'épidote et de la pyrite.

2. Sur base des données analytiques ont été également élaborés des diagrammes binaires pour déchiffrer les relations existantes entre divers composants présents.

Donc, du diagramme binaire $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ (fig. 8) résulte nettement qu'entre ces composants existe une relation de proportionnalité. On peut dire que c'est parce que la silice provient dans la majeure partie du quartz, qui a une fréquence plus grande dans les marbres à phyllosilicates tel que prouve les données microscopiques.

Du fait que l'étude microscopique signale d'une part que le plus fréquent silicate est la muscovite, et le quartz est un minéral plus rarement rencontré dans les roches étudiées, on peut conclure que le diagramme ternaire $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. 9) exprime premièrement les relations entre ces composants dans le cadre de la muscovite. Le fait que la majorité des points se projettent dans un champ voisin au côté de la ligne $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, met en évidence la possibilité que ce phyllosilicate contienne du fer (ferri-muscovite).

On peut affirmer que les rapports entre $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ et CaO présentent une proportionnalité inverse (fig. 10), ce qui se traduit sur le plan pétrographique par le fait que plus



les roches (marbres) sont riches en calcaire, plus elles sont pauvres en silicates et quartz.

Analysant le même diagramme on observe que la majorité des calcaires, prédominant blanchâtres, de Dealul lui Ionel, présentent un nombre réduit d'impuretés que ceux de corleaz rose du périmètre de la carrière de marbre.

Les rapports entre MgO et $SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$ (fig. 11) indiquent des relations de proportionnalité directe, mettant en évidence que la dolomitisation des dépôts initiaux calcaires a été plus intense là où le matériel argileux et détritique était plus abondant.

En admettant l'hypothèse de Papiu et al. (1963) et de Kräutner (1970), conformément à laquelle les calcaires d'Alun-Ruschija représentent des dépôts récifaux-récifogènes, on peut conclure que les roches (marbres) blanchâtres, massives, généralement pauvres en impuretés correspondent aux zones biohermiques des récifs, et celles roses, stratifiées et à phyllosilicates, représentent des dépôts récifogènes. Les zones biohermiques étant massives, ont été dolomitisées dans une moindre mesure que les roches calcaires à impuretés argilo-grésenses, qui représentaient des dépôts récifogènes fins (limons?), donc, plus susceptibles à la dolomitisation.

8. Basé sur les données chimiques on a calculé la composition normative principale des marbres étudiés (tab. 3, 4), qui a été ensuite projetée sur le triangle Vișneakov (fig. 12); les roches analysées font partie dans la plupart des cas du compartiment des calcaires purs, rien qu'une petite partie correspondant aux calcaires faiblement dolomitiques. Le diagramme relève également que l'augmentation de la quantité de dolomie dans les roches est accompagnée par l'augmentation du contenu des impuretés ($SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3$).



STUDIUL GEOCHIMIC AL ȘISTURILOR EPIMETAMORFICE
DIN SERIA DE TULGHEȘ, ZONA GHEORGHIEI¹

DE

JAKÁB GYULA, PETER ZOLTÁN²

Abstract

Geochemical Study of Epimetamorphic Schists of the Tulgheș Series, Gheorghieni Zone. Within the epimetamorphic schists of the Tulgheș Series in the Bălan Nord-Gheorghieni Area a certain regularity in the distribution of major and trace elements was established by spectral and chemical analyses. A specific distribution of Na, K, Co, Ni, V and Cr exists in rocks which are related to copper mineralizations. The distribution of these elements is completely different and non-specific for the other rocks (graphitic, sericitic schists, acid metatuffs, chloritic rocks with epidote, zoisite or leucoxene, etc.). One may state that these rocks are of no interest as to copper mineralizations. The drawing of sodic and potassic maps for prospecting zones, and their correlation with the trace elements Co, Ni, V and Cr would be more indicative of possibly mineralized rock complexes or even of the copper mineralization.

În prezenta lucrare se analizează distribuția elementelor majore sodiu și potasiu, precum și a elementelor urmă: nichel, cobalt, vanadiu, crom, staniu, wolfram, bismut, zinc, molibden, cupru, plumb și sulf în rocile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș, din regiunea Bălan-valea Șumuleu.

La alcătuirea geologică a zonei studiate iau parte roci epimetamorfice ca: șisturi sericito-cuarțitice, șisturi sericito-cloritoase, șisturi cloritoase, șisturi grafitoase, metatufuri bazice, metatufuri acide și filoane discordante de lamprofire.

Pentru studiul distribuției elementelor amintite în cadrul acestor roci s-au analizat spectral și chimic un număr de cca 400 probe care au

¹ Comunicare în ședința din 4 mai 1973.

² I.P.E.G. Harghita, secția Gheorghieni. Str. Băii nr. 7, Harghita.



fost colectate de pe profile orientate transversal pe direcția șisturilor, din zona văii Belchia începînd din sud cu muntele Magasbükk și pînă în valea Nyerges în nord, precum și un profil în galeriile Filler și Șumuleu din zona Tulgheș.

Pentru comparație s-au colectat probe de pe trei profile din zona zăcămintului Bălan și anume: Fagul Cetății Vechi, pîrîul Băii și galeria transversală din orizontul Olt.

În probele prelevate sînt reprezentate toate tipurile de roci existente în zonă, fapt ce permite studierea distribuției elementelor majore și minore în întreaga gamă a formațiunilor din seria de Tulgheș prezente în regiune.

În urma corelării datelor furnizate de analizele spectrale și chimice s-au obținut o serie de rezultate privind posibilitatea de separare a tipurilor de roci pe baza microelementelor, precum și a potasiului și sodiului. Totodată s-au putut separa zonele de roci sericito-clorito-cuarțitice și zonele clorito-cuarțitice în care ar putea exista mineralizație. Repartiția elementelor urmă și raporturile dintre acestea sînt specifice în toate cazurile.

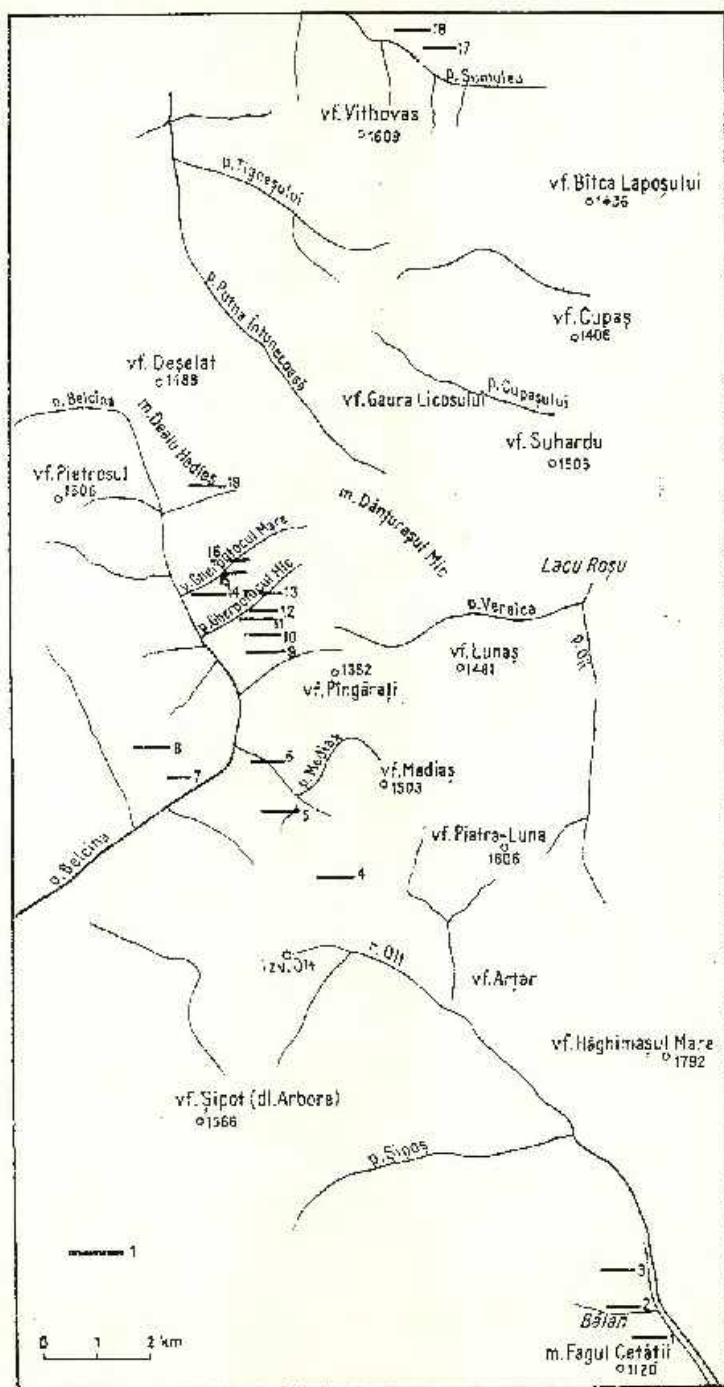
La lucrările de cartare au apărut dificultăți în separarea diferitelor tipuri petrografice din cauza existenței unor serii de trecere între acestea.

Întrucît mineralizațiile cuprifere de la Bălan sînt cantonate numai în anumite varietăți de roci cloritoase s-a căutat posibilitatea de separare a acestora, ceea ce este realizabil pe baza elementelor urmă, a sodiului și a potasiului. Unele din aceste elemente pot da indicații asupra distanței relative față de mineralizația cuprifera. Tot cu ajutorul acestor elemente s-au putut separa rocile de origine diferită.

Materialul luat în studiu, avînd un volum mare și fiind colectat din mai multe perimetre, nu s-a putut localiza în amănunt pe o schiță de plan decît orientativ (fig. 1). Astfel s-a recurs la reprezentarea probelor pe diverse diagrame. Această lucrare avînd un caracter geochemic nu s-a insistat asupra petrografiei rocilor decît pentru a se putea defini în linii generale tipul de rocă. Pentru a avea o imagine asupra distribuției elementelor urmă a sodiului și a potasiului în diverse tipuri de roci vom analiza histogramele acestor elemente.

În figura 2a este reprezentată histograma distribuției cuprului în diverse tipuri de roci din zona sus amintită. Frecvența cea mai mare a conținuturilor de cupru în șisturile cloritoase este cuprinsă între 0,02-0,05% Cu, frecvență ce scade cu mărirea conținuturilor de Cu pînă la o limită, de unde poate crește din nou în cazul rocilor mineralizate. Se mai poate observa că, pentru celelalte tipuri de roci există o limită superioară a concentrației Cu, ce se poate considera ca pragul geochemic al regiunii

Fig. 1. — Harta perimetrului cu profile litogeochimice (sc. 1 : 100.000).
Carte du périmètre avec des profils lithogéochimiques (au 1/100.000^e).



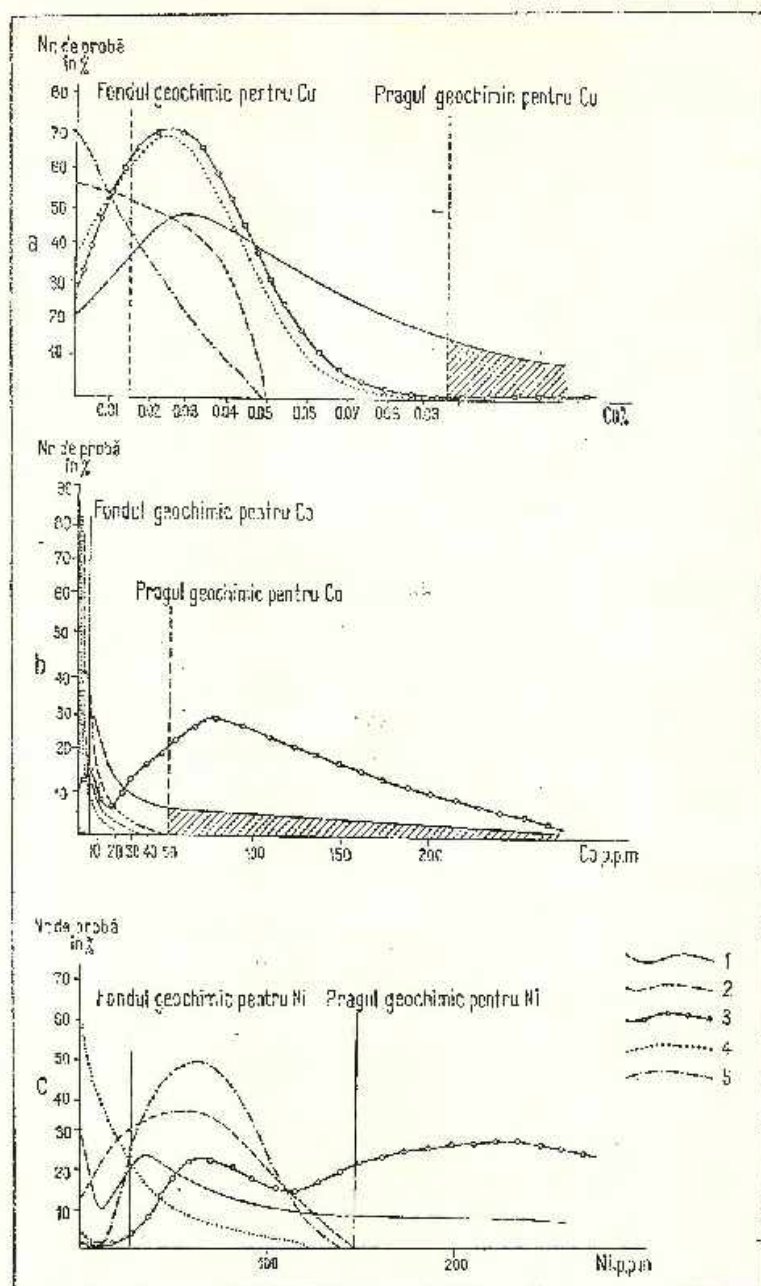


Fig. 2. — Distribuția Cu, Co, Ni în diferite roci ale seriei de Tulgheș.

a) Histograma distribuției Cu în diferite roci ale seriei epimetamorfice Tulgheș; b) histograma distribuției Co în diferite roci ale seriei epimetamorfice Tulgheș; c) histograma distribuției Ni în diferite roci ale seriei epimetamorfice Tulgheș.

1, șisturi chloritoase; 2, șisturi sericitoase; 3, metatufuri și metatufite bazice; 4, roci porfirice; 5, șisturi grafitoase.

Distribution du Cu, Co, Ni dans diverses roches de la série de Tulgheș.

a) Histogramme de la distribution du Cu dans diverses roches de la série épimétamorphique de Tulgheș; b) histogramme de la distribution du Co dans diverses roches de la série épimétamorphique de Tulgheș; c) histogramme de la distribution du Ni dans diverses roches de la série épimétamorphique de Tulgheș.

1, schistes chloriteux; 2, schistes sériciteux; 3, mécatufis et métatufites basiques; 4, roches porphyroïdes; 5, schistes graphiteux.

pentru Cu. Rocile cloritoase cu conținut de Cu de peste 0,1% prezintă anomalii geochemice care pot fi interesante din punct de vedere economic. Cel mai puțin Cu conțin rocile grafitoase și sericitoase.

Din histograma distribuției Co, prezentată în figura 2b, se pot deduce următoarele: frecvența cea mai mare a probelor pentru toate rocile în afară de metatufurile bazice este cuprinsă între 0-10 ppm Co. Pe curba metatufurilor bazice se remarcă două maxime care corespund metatufurilor, respectiv metatufitelor, care sînt bogate în elemente siderofile. Apariția Co în concentrații mai mari în rocile cloritoase arată apropierea de zăcămint în cadrul complexului respectiv, putîndu-se trasa o limită a concentrației de Co (50 ppm) de la care rocile devin interesante pentru Cu.

În figura 2c este reprezentată histograma distribuției Ni. Ca și în cazul Co metatufurile bazice prezintă două maxime, datorită motivelor descrise mai sus. Ni comportîndu-se la fel ca și Co interpretarea curbilor este asemănătoare. În acest caz se poate stabili un prag geochemic pentru Ni, acesta fiind aproximativ 150 ppm. În cazul Ni nu se poate stabili o limită după care rocile cloritoase ar putea prezenta interes economic pentru Cu.

Histograma distribuției V este reprezentată în figura 3a. În afară de metatufurile bazice limita maximă a apariției V în roci este de cca 700 ppm, limită ce corespunde cu pragul geochemic al regiunii pentru acest element. Maximum de frecvență pentru roci cloritoase este cuprins între 100-200 ppm, pentru șisturi sericitoase între 20-100 ppm, iar pentru șisturi grafitoase 200-350 ppm. Cele două maxime în cadrul metatufurilor acide ar putea fi datorate amestecului de material terigen în tufuri.

În histograma distribuției K prezentată în figura 3b se observă o repartiție a frecvențelor maxime caracteristice fiecărui tip de rocă. Maximum de frecvență pentru rocile cloritoase este cuprins între 1-2% K, pentru șisturile sericitoase între 3-4%, iar pentru metatufurile bazice între 0,2-0,8%. Rocile cloritoase avînd uneori un procent oarecare de sericit prezintă un al doilea maximum în dreptul șisturilor sericitoase. La fel se constată și pentru rocile sericitoase mai mult sau mai puțin cloritoase. Alungirea curbei metatufurilor bazice se datorește amestecului cu material terigen.

Histograma distribuției Na din figura 3c arată și mai pregnant categoria de roci analizată. Pentru roci cloritoase există un maximum de frecvență foarte evident cuprins între 0,1-0,3% Na, pentru șisturi sericitoase între 0,6-1,2% Na, iar pentru metatufurile bazice de la 1,5% în sus.



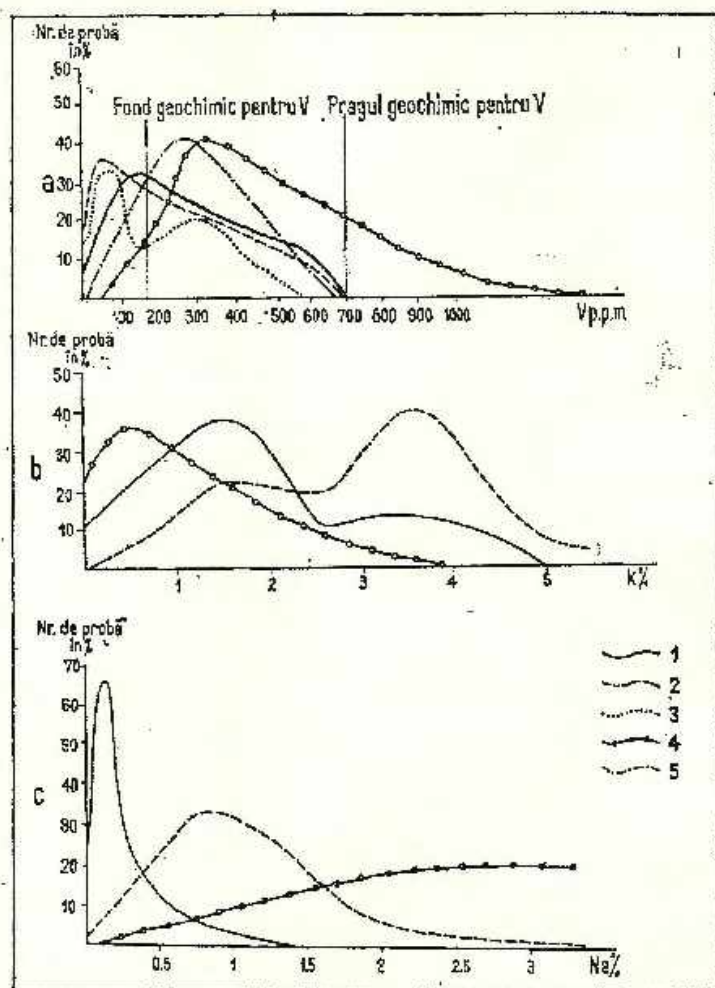


Fig. 3. — Distribuția V, K, Na în diferite roci ale seriei de Tulgheș.

a) Histograma distribuției V în diferite roci ale seriei epimetamorfice Tulgheș; b) histograma distribuției K în diferite roci ale seriei epimetamorfice Tulgheș; c) histograma distribuției Na în diferite roci ale seriei epimetamorfice Tulgheș.

1, sisturi cloritoase; 2, sisturi sericitoase; 3, roci porfiroide; 4, metacufiri și metacufite bazice; 5, sisturi grafitoase.

Distribution du V, K, Na dans diverses roches de la série de Tulgheș.

a) Histogramme de la distribution du V dans diverses roches de la série épimétamorphique de Tulgheș; b) histogramme de la distribution du K dans diverses roches de la série épimétamorphique de Tulgheș; c) histogramme de la distribution du Na dans diverses roches de la série épimétamorphique de Tulgheș.

1, schistes chloriteux; 2, schistes sericiteux; 3, roches porphyroïdes; 4, métacufes et métacufites basiques; 5, schistes graphiteux.

Pe baza histogramelor prezentate se pot deduce tipurile de roci, complexul posibil mineralizat, sau chiar zăcămintul propriu-zis, acest fapt fiind de un ajutor prețios în prospectiunea geologică a zonei cristaline.

Pentru un studiu mai aprofundat al tipurilor de roci pe baza elementelor analizate și pentru stabilirea indicatorilor geochemici pentru zonele mineralizate, probele au fost proiectate în diverse diagrame rectangulare și ternare.

Proiectând conținuturile de Na și K ale diferitelor roci într-un sistem rectangular (fig. 4 a) se poate stabili o dispoziție specifică a tipurilor de roci în anumite zone ale diagramei. Rocile cloritoase sînt foarte apropiate de axa K și mai neuniform repartizate pe axa Na, majoritatea fiind cuprins între 0-2% K. Șisturile sericitoase se dispun departe de axa Na și relativ depărtat și de axa K. Metatufurile bazice se dispun foarte aproape de axa Na și departe de axa K.

Pentru a stabili complexele de roci care ar putea prezenta interes pentru Cu, probele s-au proiectat în sisteme rectangulare Cu/K și Cu/Na (fig. 4 b, c).

Din sistemul Cu/K se observă că repartiția anumitor tipuri de roci este specifică, astfel că majoritatea rocilor cloritoase se dispun între 0-2% K, șisturile sericitoase se dispun între 2-5% K, iar metatufurile bazice între 0-1% K, metatufurile avînd o repartiție neuniformă.

În sistemul Cu/Na aceste repartiții sînt și mai pregnante. Astfel șisturile cloritoase sînt cuprinse între 0-0,5% Na, șisturile sericitoase între 0,5-2% Na, metatufurile bazice repartizîndu-se între 2-2,3 Na.

Se poate deduce că pentru șisturi raportul Na/K este în general mai mare ca 1, iar pentru metatufuri bazice acest raport este subunitar. Totodată numai acele șisturi pot prezenta interes economic, la care Na este cuprins între 0-0,5% iar K între 0-2%.

O altă pereche de elemente indicatoare este Co și Ni. Concentrațiile în care apar precum și raportul Ni/Co sînt specifice pentru diferite tipuri de roci, uneori dînd chiar indicații asupra zonelor mineralizate. Pentru exemplificare Co și Ni au fost proiectate într-un sistem rectangular. Pe abscisă a fost trecut Co, iar pe ordonată Ni în ppm. În acest sistem șisturile cloritoase se repartizează destul de uniform (fig. 5 a), Ni fiind cuprins între 0-90 ppm, iar Co între 0-50 ppm. Metatufurile bazice fiind bogate în Ni și Co se repartizează într-o zonă depărtată de șisturi. Șisturile grafitoase se repartizează în general pe axa Ni, Co fiind numai în urme sau lipsește. Metatufurile acide sînt lipsite de Co, iar Ni se găsește în cantități foarte mici (pînă la 10 ppm).

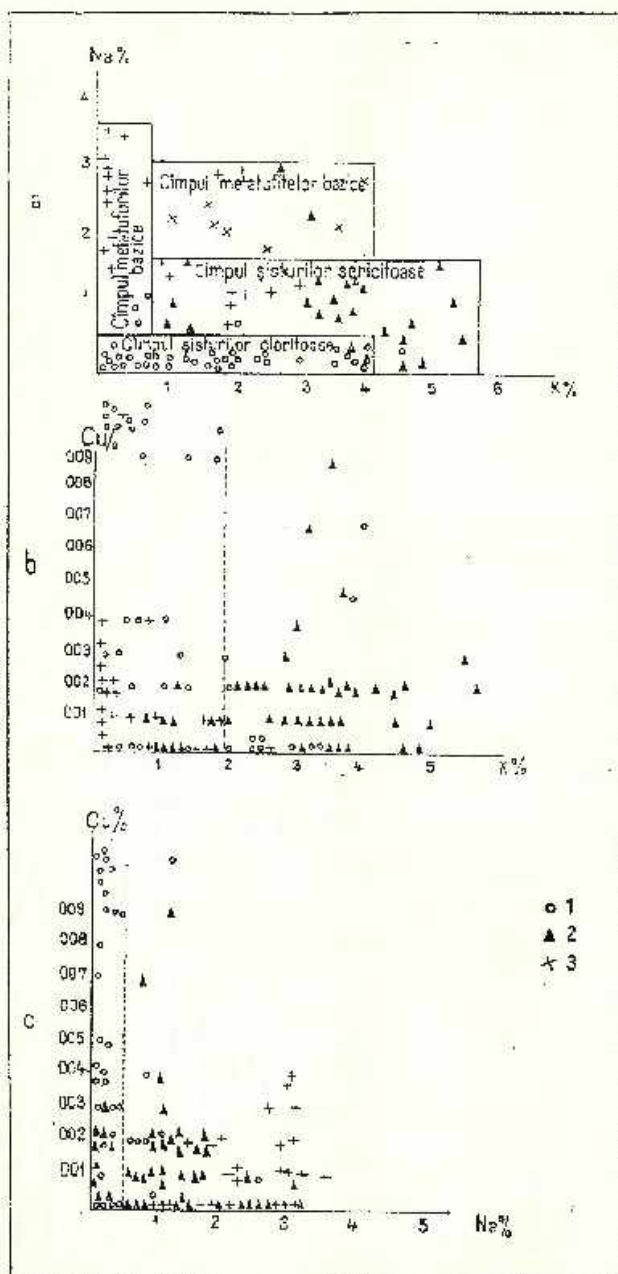


Fig. 4. — Sistemele Na/K; Cu/K; Cu/Na.

a) Diagrama Na-K; b) diagrama Cu-K; c) diagrama Cu-Na.

1, şisturi cloritoase; 2, şisturi sericitoase; 3, metatufuri și metatufite bazice

Systèmes Na/K; Cu/K; Cu/Na.
a) Diagramme Na-K; b) diagramme Cu-K; c) diagramme Cu-Na.

1, schistes chloriteux; 2, schistes sericiteux; 3, métafures et métafures basiques.

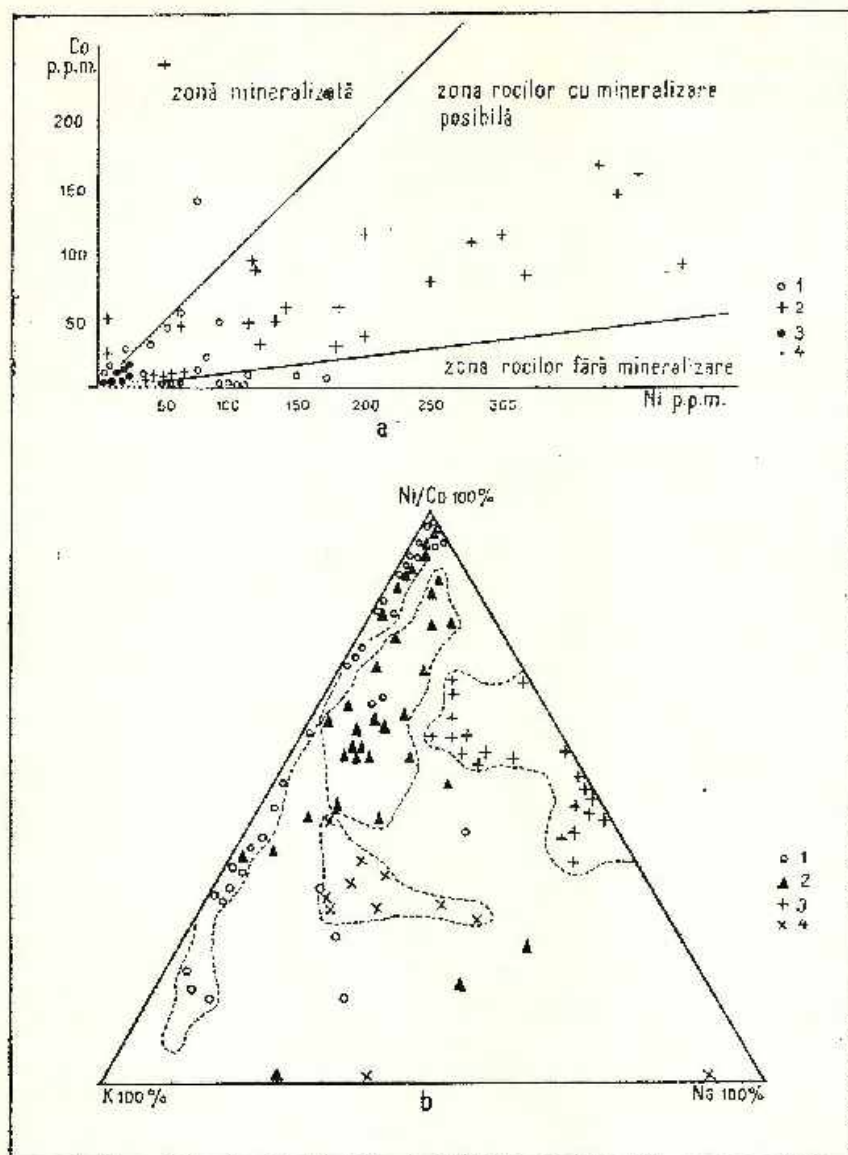


Fig. 5. — Sistemele Co/Ni; Ni/Co; K; Na.

a) Diagrama Co/Ni.

1, sisturi cloritoase; 2, metatufuri și metatufite bazice; 3, sisturi grafitoase; 4, porfiroide tip Bălan (metatufuri acide).

b) Diagrama ternară Ni/Co; K; Na.

1, sisturi cloritoase mineralizate sau posibil mineralizate; 2, sisturi sericitoase; 3, metatufuri bazice; 4, metatufite bazice.

a) Diagramme Co/Ni.

1, schistes chloriteux; 2, métatufs et métatuffites basiques; 3, schistes graphiteux; 4, porphyroïdes de type Bălan (métatufs acides).

b) Diagramme ternaire Ni/Co; K; Na.

1, schistes chloriteux minéralisés ou possiblement minéralisés; 2, schistes sériciteux; 3, métatufs basiques; 4, métatuffites basiques.

S-a observat că rocile mineralizate în general au mult Co, acesta crescând în raport cu gradul de mineralizare. Tot pentru rocile mineralizate raportul Ni/Co este apropiat de 1 sau chiar subunitar, fapt dovedit de probele colectate din câmpul minier Bălan. Pe acest sistem s-au putut separa 3 zone în funcție de raportul Ni/Co, dacă acest raport este mai mare ca 8 rocile sînt din zone sterile departe de mineralizație, cînd raportul este cuprins între 8-1, rocile pot proveni din complexul posibil mineralizat, iar la valori subunitare ale acestui raport rocile provin din zona mineralizată.

Pentru separarea și mai precisă a rocilor și complexelor de roci care ar putea prezenta interes pentru Cu s-a recurs la proiectarea probelor într-o diagramă ternară avînd la colțuri valori ale K, Na și Ni/Co. Prin proiectarea probelor analizate se observă o repartizare a acestora în anumite câmpuri bine individualizate (fig. 5 b). Astfel câmpul rocilor cloritoase se află foarte aproape de axa Ni/Co-K, câmpul metatufurilor bazice la mijlocul axei Ni/Co-Na, câmpul metatufitelor în mijlocul diagramei și a șisturilor sericitoase apropiat de vîrfurile Ni/Co. Ca atare prin proiectarea probelor pe această diagramă ternară se poate preciza tipul de rocă din care provin, cît și interesul pe care îl poate prezenta acel complex din punct de vedere economic, prin corelarea cu celelalte diagrame.

Din analiza diagramelor și histogramelor pentru Na, K, Cu, V, Co, Ni, Cr etc. se constată o legătură strînsă între anumite tipuri de roci și mineralizația cuprifera. Pe baza lor se pot stabili complexele de roci interesante pentru Cu și separarea diferitelor tipuri petrografice.

S-au stabilit următoarele valori și raporturi ale diferitelor elemente pentru rocile susceptibile de a conține mineralizări de Cu. În cadrul șisturilor clorito-cuarțitice și sericito-clorito-cuarțitice aceste valori sînt: K este cuprins între 0-2%; Na este cuprins între 0-0,25%; V valori în general sub 50 ppm; Ni valori în general sub 50 ppm; Co valori crescînde cu apropierea de zăcămint, valori de peste 50 ppm indicînd imediată apropiere a lentilei de minereu sau chiar zăcămintul; Cr valori în general sub 50 ppm; Raportul Ni/Co are valori în general sub 8, iar pentru zonele mineralizate chiar sub 1.

Raporturile celorlalte microelemente sînt neconcludente în zona rocilor epimetamorfice pentru stabilirea tipurilor petrografice și a zonelor mineralizate.

Pentru comparație vom da media conținuturilor în elemente urmă ale diferitelor tipuri de roci:



	Ni	Co	V	Cr	Ni/Co	V/Co
Metatufuri bazice	189	76	413	152	3,2	5,4
Șisturi clorito-cuarțitice	38	9	158	82	3,4	17,5
Șisturi sericitoase filitice	61	6	210	92	18,0	245,0
Metatufuri acide	—	—	93	—	—	35,0

Geochimia unor elemente urmă în rocile epimetamorfice din zona Gheorghieni

1. *Cuprul.* Distribuția geochemică a cuprului în rocile cristaline din zona Gheorghieni se evidențiază în histograma distribuției acestuia. Rocile au fost colectate din șisturi verzi (metatufuri bazice), șisturi cloritoase, șisturi sericitoase, șisturi grafitoase, metatufuri acide, etc.

Din analiza histogramelor reiese că singurele roci care pot acumula Cu în cantități mai mari sînt șisturile clorito-cuarțitice, sericito-clorito-cuarțitice și uneori șisturile verzi. Celelalte tipuri de roci sînt sterile în Cu. Cărunțu³ arată că în cadrul rocilor cloritoase mineralizațiile de Cu sînt legate numai de anumite tipuri și anume în rocile clorito-cuarțitice și sericito-clorito-cuarțitice. Alte tipuri ca : rocile cloritoase cu perfiroblaste de albit, rocile cloritoase, rocile cloritoase cu calcit și pirită, rocile cloritoase cu epidot și zoizit, precum și rocile cu epidot și leucoxen sînt sterile în cupru, fapt dovedit și prin aceea că la aceste roci repartiția elementelor urmă nu este specifică rocilor mineralizate.

Este de menționat faptul că fondul geochemic pentru Cu este ridicat în șisturile epimetamorfice din zona studiată, fiind de 250 ppm față de 70 ppm, clarul elementului.

2. *Cobaltul și nichelul.* Din studiul răspîndirii acestor elemente în diferite roci magmatice rezultă că ele se concentrează în roci bazice și foarte puțin în rocile acide. Se poate observa că cele mai mari conținuturi de Co și Ni sînt în metatufuri bazice, iar cele mai mici în metatufuri acide. Majoritatea Co și Ni este încorporat în silicați dacă nu există sulfuri. În cazul sulfurilor o mare parte din Co intră în acestea, astfel că raportul Ni/Co variază foarte mult în funcție de tipul rocii. În cazul rocilor mineralizate crește rolul Co.

Cărunțu⁴ arată că șisturile cloritoase cu epidot și zoizit cît și cele cu epidot și leucoxen au valoarea raportului Ni/Co mare, fiind

³ C. Cărunțu. Raport asupra studiului geochemic și geotermometric al șisturilor cloritoase și cuarțitice din zăcămintul Bălan.

⁴ *Op. cit.* pet. 3.



de 21,42 respectiv 116,6. Reiese că rocile cloritoase care au valoarea raportului Ni/Co mare sînt neinteresante pentru Cu.

3. *Vanadiul*. Comparînd conținuturile de V în diferite tipuri de roci cu clarcul lui se observă următoarele: singurele roci care au conținut mediu sub clarcul V sînt metatufurile acide, 93 ppm față de 160 ppm. Șisturile cloritoase au același conținut mediu de vanadiu ca și clarcul. Șisturile filitice, grafitoase și metatufurile bazice au conținuturi de peste 200 ppm V. Cele mai mari concentrații de V apar în metatufurile bazice, mai ales cele cu magnetit. Acest lucru poate fi explicat prin izomorfismul Ti și Fe^{2+} cu V. Cînd aceste roci sînt mineralizate cu sulfuri concentrația în V tinde spre valori minime, fiind în general sub 50 ppm datorită faptului că vanadiul nu se concentrează în sulfuri. În afară de metatufurile, bazice, celelalte tipuri de roci au concentrații maxime în V de pînă la 700 ppm.

4. *Cromul*. Din punct de vedere geochimic Cr se comportă asemănător cu Co și Ni concentrîndu-se mai mult în roci bazice. Rezultă că cele mai mari concentrații de crom apar în metatufurile bazice, fapt dovedit și de analizele executate. Pentru șisturile cloritoase mineralizate conținuturile de crom sînt mici (sub 50 ppm). Ceea ce pare interesant este faptul că acest element apare în concentrații destul de ridicate în șisturile grafitoase și în șisturile filitice.

Concluzii

Analizele chimice și spectrale efectuate asupra unui vast material din rocile cristaline ale zonei Gheorghieni ne-au dus la următoarele concluzii:

Mineralizațiile cuprifere nu sînt legate de cloritul din rocă ci numai de anumite tipuri de roci cloritoase;

Mineralizația cuprifera poate fi legată de zone cu un anumit conținut de alcalii: Na — 0-0,5% și K — 0-2%;

Elementele urmă care pot da indicații asupra mineralizațiilor cuprifere sînt: Co, Ni, V, Cr. Celelalte elemente analizate ca Bi, W, Mo, Sn etc. nu prezintă conținuturi specifice nici pentru șisturile epimeta-morfice din această zonă, nici pentru mineralizațiile cuprifere;

Întocmirea unor hărți geochimice pentru potasiu și sodiu precum și corelarea acestora cu concentrația elementelor Co, Ni, V, Cr ar putea preciza complexele de roci interesante pentru concentrații de minereuri cuprifere.

TABELUL 1

Rezultatele analizelor spectrale și chimice

Nr. probei	Cu %	V g/t	Co g/t	Ni g/t	Cr g/t	K %	Na %
1	2	3	4	5	6	7	8
1	0,02	220	—	45	130		
2	u	160	—	38	80		
3	u	140	—	33	80		
4	u	110	—	27	20		
5	u	240	—	45	80		
6	u	240	—	36	130		
7	u	340	—	76	200		
8	u	250	—	54	110		
9	u	170	—	70	110		
10	u	330	—	58	120		
11	u	330	—	76	130		
12	u	270	—	70	200		
13	0,03	240	—	38	90		
14	u	260	—	78	120		
15	u	200	—	33	100		
16	u	160	—	34	80		
17	u	280	—	52	110		
18	u	250	—	56	150		
19	u	250	—	115	180		
20	u	160	—	19	150		
21	u	210	—	62	130		
22	u	200	—	43	160		
23	u	150	—	29	80		
24	u	110	—	28	100		
25	0,01	96	—	38	80		
26	0,03	98	—	80	100		
27	0,01	50	—	18	P		
28	0,01	150	—	34	100		
29	0,01	100	—	60	130		
30	u	230	—	70	180		
31	0,03	70	140	82	P	1,30	0,48
32	0,02	68	P	25	P	2,07	1,18
33	0,23	50	20	27	P	1,97	1,18
34	0,02	50	7	20	P	2,12	1,18
35	u	90	4	31	120		
36	0,01	30	—	—	—		
37	u	40	P	24	P		
38	0,01	115	P	29	100		
39	0,01	100	6	36	110		
40	u	52	P	16	P		
41	0,01	96	P	26	110		
42	u	35	P	17	P		
43	0,01	66	P	19	P		
44	n	130	P	25	100		
45	u	110	P	32	110		
46	u	115	5	35	94		
47	0,21	20	—	—	—		
48	0,02	150	P	23	115	5,68	1,02
49	0,01	58	P	20	P	1,97	1,13
50	0,02	—	—	—	—		

1	2	3	4	5	6	7	8
51	0,08	P	—	—	—		
52	0,02	115	3	28	100	4,24	0,59
53	0,01	P	P	13	—	6,54	0,10
54	0,02	P	—	P	—		
55	0,03	120	P	36	110	5,40	0,44
56	0,02	130	4	80	130	4,67	0,65
57	0,08	56	P	P	80	1,97	0,18
58	0,10	28	—	—	P	1,78	0,16
59	0,10	55	P	15	P	1,06	0,16
60	0,05	35	P	P	P	3,80	0,16
61	0,04	100	4	33	P	1,73	u
62	0,09	160	4	33	150	1,73	0,27
63	0,09	170	10	40	P	0,77	0,16
64	0,04	170	5	36	140	0,67	u
65	0,09	140	P	25	P	1,30	0,43
66	0,13	120	5	21	—	u	0,16
67	0,07	140	4	45	110	3,95	u
68	0,04	270	14	20	180	1,93	0,16
69	0,20	270	60	62	—	u	u
70	0,02	145	5	28	—		
71	0,02	135	5	33	P		
72	0,02	240	8	36	200		
73	0,03	290	7	50	50		
74	0,05	190	13	58	58		
75	0,01	240	10	76	76		
76	0,01	200	4	39	39		
77	0,01	270	7	70	70		
78	0,02	220	6	50	50		
79	0,01	110	—	P	P		
80	0,04	52	P	50	P		
81	u	105	P	21	90		
82	u	P	P	—	—		
83	u	P	—	P	—		
84	u	160	P	50	100		
85	u	90	7	18	P	2,50	0,16
86	u	26	P	20	—		
87	u	45	3	15	—		
88	u	40	—	—	—		
89	0,02	200	—	—	—		
90	0,02	80	3	—	—	1,01	u
91	0,03	105	14	—	—	2,81	1,08
92	0,01	58	P	—	—	2,60	3,07
93	0,02	100	7	—	—		
94	0,01	64	7	—	—		
95	0,04	200	86	—	—	u	3,07
96	0,02	320	66	—	—	2,02	3,07
97	0,02	500	90	—	—	0,12	1,44
98	0,02	180	23	—	—	0,20	1,96
99	0,02	300	5	—	—		
100	0,01	180	6	—	—		
101	u	150	P	—	—		
102	0,02	240	P	—	—	3,72	0,32
103	0,01	160	4	—	—		
104	u	240	4	—	—		
105	0,01	340	15	—	—		
106	0,01	280	P	—	—		
107	u	230	10	—	—		

continuare tab. 1

1	2	3	4	5	6	7	8
108	u	270	2				
109	u	340	7				
110	0,01	300	7			3,28	0,36
111	u	100	P			1,64	2,18
112	u	200	11			0,96	0,74
113	0,02	600	20			2,04	0,74
114	0,02	380	14			2,42	0,16
115	0,09	380	11			3,12	0,88
116	0,02	280	56	90	125	3,41	1,12
117	0,02	450	90	320	210	0,21	1,92
118	u	300	15	90	P	3,52	0,80
119	u	250	5	28	—		
120	u	50	P	23	P		
121	u	250	100	115	320	1,86	0,66
122	0,01	240	11	60	190		
123	u	300	5	76	250		
124	0,02	360	6	180	1000	3,98	0,18
125	u	190	9	70	160		
126	0,04	160	10	50	P	0,72	3,00
127	u	200	4	24	P	1,92	2,06
128	0,01	37	P	P	—		
129	u	320	5	120	400		
130	u	300	—	35	200		
131	0,02	920	170	370	180		
132	0,02	560	P	54	120		
133	0,01	330	32	180	140	0,92	1,60
134	0,01	200	P	P	P		
135	0,01	280	6	42	P		
136	u	330	12	62	P	1,58	2,46
137	u	270	4	23	—		
138	0,01	70	P	P	—		
139	u	200	P	P	—		
140	0,01	41	P	22	—		
141	u	350	P	P	—		
142	0,01	40	10	58	64	1,86	2,06
143	u	470	56	P	—	2,50	1,78
144	u	240	120	200	180	2,56	1,16
145	0,02	350	11	660	540	0,15	0,06
146	u	200	20	82	P	3,52	0,08
147	u	470	60	—	P	5,60	0,96
148	0,02	640	30	180	120		
149	u	470	6	175	190	4,08	0,32
150	u	500	—	100	96		
151	u	280	7	44	96		
152	u	480	66	54	72		
153	u	440	44	200	160	0,70	1,06
154	0,02	110	P	145	280	1,30	1,68
155	u	155	P	P	—		
156	u	250	6	28	P		
157	u	290	5	70	50		
158	u	290	7	58	56	3,80	2,60
159	u	350	13	52	68	1,74	1,88
160	u	340	14	100	100	3,88	1,30
161	0,02	240	11	74	79	2,95	1,24
162	0,01	250	9	58	60	3,36	0,88
163	u	470	35	39	56	1,16	2,44
164	0,01	92	3	115	120		



1	2	3	4	5	6	7	8
165	0,01	380	7	23	P	0,96	1,40
166	0,01	290	5	43	84	1,74	1,64
167	u	180	7	110	84		
168	u	330	9	90	380	3,04	0,16
169	u	100	3	25	230		
170	u	90	3	17	100		
171	u	100	3	43	200		
172	u	140	4	45	230		
173	u	110	3	18	140	1,40	2,88
174	u	64	P	P	P		
175	u	56	P	P	P		
176	u	56	—	P	50		
177	u	78	P	64	150		
178	0,01	66	P	22	100		
179	u	45	P	P	76		
180	0,02	54	3	P	115	1,34	0,16
181	0,14	90	4	P	140	0,39	0,16
182	u	50	3	P	110	0,60	u
183	u	92	3	P	135	1,40	0,16
184	u	120	P	21	155	4,68	0,22
185	u	100	3	21	100	0,67	u
186	u	100	8	24	64	0,34	u
187	u	180	P	P	120	1,64	u
188	u	115	P	P	170		
189	0,03	130	7	23	140	—	0,16
190	0,03	120	P	P	180	1,98	0,16
191	0,02	88	4	P	130	1,98	0,22
192	u	90	—	P	170		
193	0,02	38	—	—	P		
194	u	64	P	P	74		
195	u	145	P	27	120		
196	0,02	78	P	21	78		
197	u	86	P	P	P	2,46	2,91
198	0,01	80	P	25	130		
199	u	78	P	26	140		
200	u	76	P	17	18		
201	0,02	170	5	39	220		
202	u	34	—	P	P		
203	0,14	58	230	48	—	0,24	0,49
204	0,02	32	20	20	8	—	u
205	0,01	150	4	44	140		
206	u	130	20	47	56		
207	0,01	140	10	56	70		
208	u	120	6	42	130	2,46	0,22
209	0,01	250	35	125	140	0,29	3,56
210	u	140	14	45	84	4,82	0,16
211	0,06	P	—	—	—		
212	0,02	100	P	P	—		
213	u	140	5	50	150		
214	0,01	560	24	66	—		
215	u	250	50	115	86	0,29	2,75
216	0,01	P	—	—	—		
217	0,01	260	54	135	105	0,42	2,91
218	0,01	190	P	32	70		
219	u	26	P	23	—		
220	0,01	160	P	P	54		
221	u	200	P	66	64		

1	2	3	4	5	6	7	8
222	u	180	8	56	70		
223	u	270	8	66	P		
224	u	84	P	P	64		
225	0,02	280	P	50	50		
226	u	250	P	33	66		
227	0,01	230	P	33	—		
228	u	P	P	—	73		
229	0,02	140	10	58	60	3,47	0,81
230	u	280	P	43	70		
231	0,08	360	P	40	46		
232	0,02	230	P	24	P		
233	0,03	96	P	23	P		
234	u	33	P	P	160		
235	u	25	25	105	70	1,01	2,26
236	u	240	5	43	48		
237	u	120	10	33	..		
238	u	90	P	P	45		
239	u	110	P	25	P		
240	u	68	P	24	P		
241	u	550	—	54	P		
242	u	100	P	40	50		
243	0,01	250	3	54	56		
244	0,01	420	6	74	140		
245	0,01	370	9	60	105		
246	u	88	P	P	P		
247	u	165	P	28	P		
248	u	220	5	43	50		
249	u	120	P	P	P	1,11	0,89
250	u	120	P	P	58	1,35	0,32
251	0,01	350	10	100	240	3,37	0,75
252	u	300	4	43	74		
253	u	260	P	54	94		
254	0,04	350	6	54	80		
255	u	450	47	50	P	0,53	0,75
256	0,01	320	11	90	94	1,01	0,97
257	0,01	440	19	103	155	3,28	0,75
258	0,01	330	—	P	210	2,84	1,08
259	0,01	130	P	P	—		
260	0,01	120	P	P	—		
261	0,02	400	17	110	105	2,51	1,67
262	0,01	350	78	520	47	u	3,13
263	0,01	230	—	P	—		
264	0,01	P	—	P	—	u	u
265	u	165	4	30	P		
266	u	420	6	56	84		
267	0,01	400	10	64	110		
268	0,01	200	6	44	61		
269	0,01	640	67	180	190	u	2,48
270	u	60	—	—	—		
271	u	400	6	62	86	3,57	0,32
272	u	300	P	100	100		
273	0,01	450	16	140	110		
274	0,01	50	11	135	105		
275	u	500	14	150	145		
276	0,01	940	120	300	175	3,57	2,16
277	u	800	150	540	330	3,87	2,80
278	u	120	5	27	P		

1	2	3	4	5	6	7	8
279	0,01	76	P	P	—		
280	0,01	380	17	115	125		
281	0,01	440	5	45	120	0,96	4,09
282	0,03	840	140	400	500	u	3,14
283	0,02	740	115	280	200	u	1,77
284	u	200	10	115	64		
285	0,03	580	150	420	240	u	2,88
286	0,01	100	300	800	500	u	2,97
287	u	450	6	115	156		
288	u	460	P	34	—		
289	u	500	5	100	—		
290	u	230	18	135	P		
291	u	350	10	155	58		
292	u	440	P	66	76	3,25	1,39
293	u	230	P	P	200	4,41	0,71
294	0,06	170	P	P	100		
295	0,05	115	P	—	—		
296	0,02	200	P	—	—		
297	0,02	330	P	—	—		
298	0,04	330	P	—	—		
299	0,01	30	—	—	—		
300	0,03	46	—	P	—		
301	0,05	116	23	—	—		
302	0,02	94	P	P	—		
303	0,03	380	4	P	—		
304	0,02	140	3	76	—		
305	u	64	P	45	—		
306	u	80	P	120	—		
307	0,02	400	26	86	—	5,59	0,53
308	u	230	8	56	—		
309	u	600	22	110	56	5,30	0,92
310	u	350	10	—	78	4,72	0,47
311	u	270	8	—	150	2,02	1,04
312	0,01	430	14	—	100	3,80	1,04
313	u	60	P	P	—		
314	u	600	23	100	84		
315	u	600	7	45	68	3,55	0,24
316	u	160	P	—	—		
317	0,02	480	30	100	103	4,55	0,53
318	0,01	500	8	58	86	3,51	0,71
319	u	280	14	60	80	3,71	0,98
320	u	580	10	74	105		
321	u	540	17	39	100		
322	u	470	9	115	50		
323	u	380	6	78	80		
324	0,01	—	—	—	—		
325	u	—	—	—	—		
326	0,01	—	—	—	—		
327	0,01	P	—	P	—		
328	u	360	7	70	80	3,66	1,39
329	u	360	6	38	66	3,80	0,60
330	0,03	260	4	39	50		
331	u	560	35	100	110		
332	u	450	35	140	110		
333	u	440	25	100	90		
334	u	P	P	P	—		
335	0,02	—	—	—	—		

1	2	3	4	5	6	7	8
336	0,03	—	—	—	—	—	—
337	u	240	4	P	—	—	—
338	u	380	5	40	P	—	—
339	u	400	50	190	160	—	—
340	0,02	P	—	P	—	—	—
341	0,02	P	—	P	—	—	—
342	0,01	420	7	46	76	—	—
343	0,02	—	—	—	—	—	—
344	0,02	90	P	P	—	—	—
345	u	130	P	28	—	—	—
346	0,03	460	P	70	P	—	—
347	u	480	P	120	110	—	—
348	u	760	50	64	P	—	—
349	u	210	P	P	—	—	—
350	0,01	250	P	P	—	—	—
351	0,02	—	—	—	—	3,76	1,29
352	0,17	—	—	—	—	0,41	0,08
353	0,04	—	—	—	—	0,41	0,94
354	0,25	—	—	—	—	0,09	0,10
355	0,19	—	—	—	—	0,21	0,05
356	0,01	—	—	—	—	5,06	0,16
357	0,01	—	—	—	—	3,70	0,10
358	0,01	—	—	—	—	4,58	0,10
359	0,01	—	—	—	—	3,76	0,56
360	0,07	—	—	—	—	3,18	0,64
361	0,04	—	—	—	—	3,08	0,99
362	0,01	—	—	—	—	3,08	2,31
363	0,17	—	—	—	—	0,31	0,10
364	0,03	—	—	—	—	0,24	0,37
365	0,02	—	—	—	—	3,18	0,75
366	0,05	—	—	—	—	3,70	0,20

U — urme; P — prezent; — — lipsă.

TABELUL 2

Denumirea și localizarea probelor

Nr. probei	Nr. profilului	Denumirea rocii
1	2	3
1	3	șist grafitos
2	3	șist grafitos
3	3	șist grafitos slab sericitos
4	3	șist grafitos slab sericitos
5	3	șist grafitos
6	3	șist grafitos
7	3	șist grafitos slab sericitos
8	3	șist grafitos
9	3	șist grafito-cuarțitic
10	3	șist grafitos slab sericitos
11	3	șist grafito-sericitos
12	3	șist grafito-cuarțitic



Continuare tabelul 2

1	2	3
13	3	șist grafito-cuarțitic
14	3	șist grafitos
15	3	șist grafito-sericito-cuarțitic
16	3	cuarțit negru
17	3	șist grafitos
18	3	cuarțit negru
19	3	cuarțit negru
20	3	șist cuarțitic sericito-grafitos
21	3	șist cuarțitic grafitos
22	3	șist grafitos
23	3	șist grafito-sericitos
24	3	șist grafitos
25	3	șist grafitos slab sericitos
26	3	șist grafitos cu pirită
27	3	șist cuarțitic grafitos cu pirită
28	3	șist cuarțitic grafitos cu pirită
29	3	șist grafito-sericitos
30	3	șist grafitos
31	3	șist sericito-clorito-cuarțitic cu pirită
32	3	șist sericito-grafito-cuarțitic
33	3	șist-sericito-cloritos cu pirită și calcopirită
34	3	șist sericitos
35	2	șist sericitos slab cloritos
36	2	șist sericitos puțin limonitizat
37	2	metatuf acid
38	2	șist sericito-cuarțitic
39	2	șist sericitos cu pigment grafitos
40	2	cuarțit sericitos limonitizat
41	2	șist sericitos cu pigment grafitos
42	2	cuarțit sericitos
43	2	cuarțit sericitos
44	2	șist sericitos cu pigment grafitos
45	2	șist sericito-cuarțitic
46	2	șist sericito-cuarțitic ușor grafitos
47	2	metatuf acid
48	2	șist sericito-cloritos limonitizat
49	2	șist sericito-cuarțitic cu pirită
50	2	metatuf acid
51	2	șist clorito-cuarțitic cu pirită
52	2	cuarțit clorito-sericitos
53	2	metatuf acid
54	2	metatuf acid
55	2	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
56	2	șist sericito-grafitos
57	2	șist cloritos limonitizat
58	2	șist cloritos limonitizat
59	2	șist cloritos limonitizat
60	2	șist cloritos cuarțitic limonitizat
61	2	șist cloritos cuarțitic limonitizat
62	2	șist cloritos cuarțitic limonitizat
63	2	șist cloritos limonitizat
64	2	șist sericito-clorito-cuarțitic limonitizat
65	2	șist sericito-clorito-cuarțitic limonitizat
66	2	șist cloritos intens limonitizat



Continuare tabelul 2

1	2	3
67	2	șist sericitos puțin limonitizat
68	2	șist cloritos puternic limonitizat
69	2	șist clorito-cuarțitic cu pirită
70	2	șist sericito-cuarțitic
71	2	șist cuarțito-sericitos
72	2	șist sericito-cuarțitic
73	2	șist sericito-cuarțitic
74	2	șist sericito-grafitos
75	2	șist sericitos cuarțitic
76	1	șist sericito-clorito-cuarțitic
77	1	șist sericito-cuarțitic
78	1	șist sericito-cuarțitic
79	1	șist sericito-cuarțitic
80	1	șist sericito-cloritos limonitizat
81	1	șist sericitos puțin limonitizat
82	1	metatuf acid
83	1	cuarțit sericitos limonitizat
84	1	șist sericitos cu pigment grafitos
85	1	șist sericito-cloritos limonitizat
86	1	cuarțit sericitos
87	1	cuarțit sericitos
88	1	cuarțit sericitos
89	1	șist sericitos
90	1	șist sericito-cuarțitic
91	15	șist sericito-cuarțitic
92	15	șist sericito-cuarțitic
93	15	șist sericito-cuarțitic
94	15	șist sericito-cuarțitic
95	15	metatufit bazic
96	15	metatuf bazic limonitizat
97	15	metatuf bazic
98	15	metatuf bazic
99	15	șist sericitos cu pigment grafitos
100	15	șist sericitos slab grafitos
101	15	șist sericitos slab grafitos
102	15	șist sericito-cuarțitic cu pirită
103	15	șist sericito-cuarțitic limonitizat
104	15	șist sericito-cuarțitic
105	15	șist sericito-clorito-grafitos
106	15	șist sericito-clorito-grafitos
107	15	șist sericito-clorito grafitos
108	15	șist sericito-cuarțitic + grafit
109	15	șist cloritos slab sericitos
110	15	metatufit bazic
111	15	șist sericito-cuarțitic intens limonitizat
112	15	șist sericito-cloritos cu pirită și calcopirită
113	13	șist cloritos cu pirită și magnetit
114	13	șist sericitos slab cloritos
115	13	șist sericitos slab cloritos
116	13	metatuf bazic cu magnetit
117	13	metatufit bazic
118	13	metatufit bazic
119	13	șist sericito-cloritos



Continuare tabelul 2

1	2	3
120	13	șist sericito-cuarțitic ușor grafitos
121	13	metatufit bazic
122	13	șist sericito-cuarțitic ușor grafitos
123	13	șist sericito-cuarțitic ușor grafitos
124	13	șist clorito-sericitos
125	13	șist sericito-cuarțitic ușor grafitos
126	13	metatufit bazic cu pirită
127	13	metatufit bazic
128	13	metatuf acid
129	13	șist sericitos slab grafitos
130	12	șist sericitos cu pigment grafitos
131	12	metatufit bazic
132	12	șist sericitos slab grafitos
133	12	metatufit bazic
134	12	metatuf acid
135	12	metatufit bazic
136	12	metatufit bazic
137	12	metatufit bazic
138	12	porfiroid bazic
139	12	porfiroid bazic
140	11	metatuf acid
141	11	metatuf acid
142	11	metatufit bazic
143	11	metatufit bazic
144	11	metatufit bazic
145	11	tactatuf bazic
146	11	metatuf bazic cu magnetit
147	11	șist sericitos slab cloritos cu pirită
148	11	șist sericitos
149	11	șist sericitos cloritos cu pirită
150	11	șist sericito-cuarțitic slab grafitos
151	11	șist cuarțitic sericitos slab grafitos
152	11	șist sericito-cuarțitic
153	11	metatuf bazic
154	11	șist sericitos
155	11	metatuf acid
156	10	metatufit bazic
157	10	șist sericitos
158	10	șist sericitos slab cloritos
159	10	șist sericito-cuarțitic
160	10	șist sericito-cuarțitic
161	10	șist sericitos slab grafitos
162	10	șist sericito-cuarțitic
163	10	șist sericito-cuarțitic
164	10	șist sericito-grafitos
165	10	șist sericito-cuarțitic slab cloritos
166	10	șist sericito-grafitos
167	10	șist cuarțitic grafitos
168	10	șist sericito-cloritos limonitizat
169	10	șist sericito-grafitos
170	10	metatufit bazic
171	10	șist sericito-grafitos
172	10	șist cuarțitic sericito-grafitos
173	10	șist sericitos



Continuare tabelul 2

1	2	3
174	10	metatuf acid
175	10	metatuf acid
176	10	șist sericitos
177	8	șist sericito-cuarțitic slab grafitos
178	8	șist sericitos slab grafitos
179	8	șist sericitos cuarțitic
180	8	șist cuarțitic sericito-cloritos
181	8	șist sericito-cloritos limonitizat
182	8	șist sericitos slab cloritos
183	8	șist sericito-cloritos
184	8	șist sericito-cloritos
185	8	șist sericito-cloritos
186	8	șist sericito-cloritos
187	8	șist sericitos slab cloritos
188	8	șist sericito-grafitos
189	8	șist clorito-sericitos limonitizat
190	8	șist clorito-sericitos limonitizat
191	8	șist cuarțitic sericitos slab cloritos
192	8	șist cuarțitic grafitos
193	7	metatuf acid
194	7	șist sericitos
195	7	șist sericito-grafitos
196	7	șist cuarțitic sericitos
197	7	metatufit acid
198	7	șist sericitos
199	7	șist sericito-grafito-cuarțitic
200	7	șist sericitos
201	7	șist sericitos
202	Orizontul Oil	
	Bălan	metatuf acid
203	Bălan	metatuf bazic cu magnezi
204	Orizontul + 185	șist clorito-cuarțitic
205	Orizontul + 60	șist sericito-grafitos
206	Orizontul Carol	șist sericito-cuarțitic
207	Orizontul -135	șist grafitos
208	13	șist sericitos slab cloritos
209	13	metatufit bazic
210	13	șist sericito-cuarțitic
211	13	metatuf acid
212	13	metatuf acid
213	13	șist sericito-cuarțitic slab grafitos
214	4	șist sericito-cloritos
215	13	metatuf bazic
216	13	metatuf acid
217	13	metatuf bazic
218	13	șist sericito-cuarțitic slab grafitos
219	12	șist sericito-cuarțitic
220	12	șist sericito-cuarțitic
221	12	șist sericitos slab grafitos
222	12	șist sericitos slab grafitos
223	12	șist sericitos slab grafitos
224	12	șist sericitos slab grafitos
225	12	șist sericitos slab grafitos
226	12	șist sericitos slab grafitos



Continuare tabelul 2

1	2	3
227	12	șist sericitos slab grafitos
228	12	metatuf acid
229	12	șist sericitos slab cloritos cu pirită
230	12	șist sericito-grafitos
231	12	șist sericito-grafitos
232	12	metatufit acid
233	11	șist sericitos slab grafitos
234	11	șist sericitos slab grafitos
235	11	șist sericito-cloritos
236	11	șist sericito-grafitos
237	11	șist sericito-grafitos
238	11	metatufit acid
239	11	șist cuarțitic sericito-grafitos
240	11	șist cuarțitic sericito-grafitos
241	11	cuarțit negru
242	11	șist sericito-cuarțitic
243	11	șist sericito-cuarțitic
244	11	șist sericitos slab grafitos
245	11	șist sericitos slab grafitos
246	16	șist cuarțitic sericito-cloritos
247	16	șist cuarțitic sericito-cloritos
248	16	șist cuarțitic sericito-cloritos
249	16	șisturi cuarțitice slab sericitoase
250	16	șisturi sericitoase cuarțitice
251	16	șist cloritos slab grafitos
252	16	șist sericito-grafitos
253	16	șist cuarțitic sericito-grafitos
254	16	șist cuarțitic sericito-grafitos
255	16	șist cuarțitic sericito-grafitos
256	16	șist cuarțitic sericito-grafitos
257	16	șist sericito-cuarțitic
258	16	șist clorito-sericitos limonitizat
259	16	metatufuri acide
260	16	metatufuri acide
261	6	șist cuarțitic sericito-grafitos
262	6	metatufit bazic
263	6	cuarțit negru
264	6	șist clorito-sericitos limonitizat
265	6	șist sericito-cuarțitic
266	6	șist sericito-cuarțitic
267	6	șist sericitos slab grafitos
268	6	șist cuarțitic slab sericitos
269	6	metatufit bazic
270	5	metatuf acid
271	5	șist sericitos slab cloritos
272	5	șist sericitos slab grafitos
273	5	șist sericitos slab grafitos
274	5	șist sericitos slab grafitos
275	5	șist sericitos slab grafitos
276	5	metatuf bazic
277	5	metatuf bazic
278	5	șist cuarțitic sericitos
279	5	metatuf acid
280	5	șist sericitos slab grafitos

Continuare tabelul 2

1	2	3
281	5	șist grafito-sericitos
282	5	metatuf bazic
283	5	metatuf bazic
284	5	șist sericitos slab grafitos
285	5	metatufit bazic
286	5	metatufit bazic
287	5	șist sericitos slab grafitos*
288	9	cuarțit negru
289	9	șist cuarțitic sericito-grafitos
290	9	șist cuarțitic sericitos
291	9	metatufit bazic
292	9	șist cuarțitic sericitos
293	9	metatufit acid
294	14	metatufit acid
295	14	metatuf acid
296	14	metatuf acid
297	14	metatuf acid
298	14	metatuf acid
299	14	metatuf acid
300	14	metatuf acid
301	14	metatuf acid
302	14	metatuf acid
303	14	metatuf acid
304	14	metatuf acid
305	14	metatufit acid
306	14	metatufit acid
307	17	șist grafito-sericitos
308	17	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
309	17	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
310	17	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
311	17	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
312	17	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
313	17	metatuf acid
314	17	șist cuarțitic grafitos
315	17	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
316	17	metatuf acid
317	17	șist clorito-sericitos
318	17	șist sericitos slab cloritos
319	17	șist sericitos slab cloritos
320	17	șist grafitos
321	17	șist grafito-sericitos
322	17	șist grafitos
323	17	șist cuarțitic grafitos
324	18	metatuf acid
325	18	metatuf acid
326	18	metatuf acid
327	18	metatuf acid
328	18	șist sericito-clorito-cuarțitic
329	18	șist cuarțitic cloritos cu pirită
330	18	șist cuarțitic sericito-cloritos
331	18	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
332	18	șist cloritos cu pigment grafitos
333	18	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
334	18	metatuf acid

Continuare tabelui 2

1	2	3
335	18	metatuf acid
336	18	metatuf acid
337	18	șist sericitos
338	18	șist sericito-cloritos cu pigment grafitos
339	18	șist sericito-clorito-cuarțitic
340	18	metatuf acid
341	18	metatuf acid
342	18	șist cuarțitic sericito-grafitos
343	18	metatuf acid
344	4	metatuf acid
345	4	șist cuarțitic sericitos slab grafitos
346	4	șist cuarțitic sericitos slab grafitos
347	4	șist sericito-cuarțitic
348	4	metatufit bazic
349	4	metatuf acid
350	4	metatuf acid
351	19	șist sericitos slab cloritos
352	19	șist clorito-cuarțitic cu pirită și calcopirită
353	19	șist clorito-cuarțitic cu pirită și calcopirită
354, 355	19	șist clorito-cuarțitic cu pirită și calcopirită
356, 357	19	șist clorito-cuarțitic cu pirită și calcopirită
358, 359	19	șisturi sericitoase
360, 361	19	șisturi sericitoase slab cloritoase
362	19	șist sericitos
363, 364	19	șist clorito-cuarțitic
365, 366	19	șist sericito-cuarțitic slab cloritos

ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES SCHISTES ÉPIMÉTAMORPHIQUES DE LA SÉRIE DE TULGHEȘ, RÉGION DE GEORGHYENI

(Résumé)

L'étude est basée sur l'analyse chimique et spectrale de 400 échantillons, recueillis des profils orientés transversalement à la direction des schistes situés dans la zone de la vallée de Bechla, dans la région de Tulgheș (2 profils) et dans le gisement de Bălan (3 profils).

L'analyse a été portée sur les éléments majeurs Na et K, ainsi que sur les éléments en trace : S, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, V, Cr, Sn, W, Mo, Bi.

La corrélation de la distribution de ces éléments-là a permis de reconnaître les types de roches existantes par leur spectre chimique, fait extrêmement important pour indiquer les zones favorables à la minéralisation de cuivre.

La distribution de Cu, Co, Ni, V, K et Na représentée à l'aide des histogrammes nous permet de faire les observations suivantes :

Les plus fréquents contenus de Cu sont situés entre 0,2-0,5 %, le seuil géochimique pour Cu de la région pouvant être établi à 0,1 % ;



Des contenus supérieurs à 10 ppm Co présentent seulement les métaux basiques et quels schistes chloriteux, l'augmentation du contenu de Co dans les roches chloriteuses indiquant l'approchement du gisement;

La distribution du Ni ainsi que du Co présente deux zones maximales correspondant aux métaux, respectivement aux métatuffites;

V a une fréquence maximum, comprise entre 100–200 ppm, dans les roches chloriteuses;

K et Na présentent la répartition suivante:

	K	Na
schistes chloriteux	1-2 %	0,1–0,3 %
schistes sériciteux	3-4 %	0,6–1,2 %
métatufs basiques	0,2-0,8 %	sur 1,5 %

Les diagrammes Cu-K et Cu-Na indiquent que la plupart des roches chloriteuses se trouve dans le domaine 0-2% K et 0-0,5% Na. Le rapport K/Na est supérieur à 1.

L'analyse de la représentation Ni-Co montre que si le rapport Ni/Co est plus grand que 8, les roches font partie des zones stériles; les valeurs sous-unitaires de ce rapport correspondent aux roches provenues d'une zone minéralisée.

Dans le diagramme ternaire K-Na-Ni/Co, les divers types des roches sont bien individualisés: les métatufs basiques sont placés au milieu de l'axe Ni/Co-Na, le champ des métatuffites est situé au centre du diagramme, le champ des roches chloriteuses se trouve proche de l'axe Ni/Co-K, les schistes sériciteux sont groupés au coin Co/Ni.

Du point de vue géochimique n'a été étudiée qu'une partie des éléments mineurs et notamment ceux qui ont un comportement spécifique pour la zone.

Pour les différents éléments qui sont spécifiques aux roches susceptibles aux minéralisations de Cu on a établi les valeurs de concentration et les rapports suivants: K entre 0-2%; Na entre 0-0,5%; V à contenus réduits, généralement sous 50 ppm; Cr à contenus réduits, généralement sous 50 ppm; Ni à contenus réduits, généralement sous 50 ppm; Co à valeurs qui augmentent vers la minéralisation cuprifère; 50 ppm indique la zone minéralisée; Ni/Co à valeurs sous 8 pour les zones minéralisées; les valeurs sont sous-unitaires.

Ces rapports et contenus sont spécifiques seulement pour certains types de roches chloriteuses. Les autres variétés de schistes sériciteux, graphiteux, les métatufs acides ou basiques (roches chloriteuses à épidote et zoizite, schistes chloriteux à leucoxène, etc.) présentent une répartition différente de ces éléments.

Parce que dans la prospection géologique, la séparation des complexes minéralisés dans la pile des schistes épi-metamorphiques est difficile à exécuter, on pourrait employer comme méthode efficace l'élaboration des cartes géochimiques pour les teneurs en K et Na et pour les corrélations de ces éléments avec Co, Ni, V, Cr.





RECENZII

ALFRED RITTMANN: *Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks*. Editura Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1973, 262 p., 85 fig., 36 tab., 69 ref.

În ultimii ani prof. Alfred Rittmann a definitivat o metodă de calculare a parametrilor petrochimici, la care a lucrat peste 20 de ani și pe care o consideră mai eficientă decât metodele preconizate de Niggli sau C.I.P.W.

Obiectivul principal al metodei este de a realiza o punte între analiza microscopică și cea chimică în special în cazul rocilor vulcanice. În acest scop, rezultatele calculului se exprimă în procente de volum și nu de greutate (ca în cazul normei C.I.P.W.), deci se obțin valori mai apropiate celor oferite de compoziția modală. Se poate aprecia că „norma Rittmann” reprezintă un progres în studiile petrochimice, deoarece contribuie în mai mare măsură decât metodele petrochimice cunoscute pînă în prezent la exprimarea analizei chimice în termenii utilizați de petrografi.

Problema relațiilor între compoziția mineralogică și cea chimică a rocilor vulcanice este deosebit de complexă, rezolvarea ei are implicații pentru clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice.

Practica a demonstrat că sistemul C.I.P.W. care este în mod esențial de natură chimică, nu asigură — prin sistemul de calcul petrochimic care stă la bază — o corespondență între compoziția normativă și cea mineralogică modală. Pe de altă parte, rezultatele obținute pînă în prezent în aplicarea normei Rittmann la definirea rocilor vulcanice, arată că această normă este mai realistă, contribuie mai bine decât norma C.I.P.W., la denumirea rocilor eruptive.

Prof. A. Rittmann consideră că utilitatea metodei constă în primul rînd în clasificarea corectă a rocilor, în special a celor cu multă sticlă; de asemenea, se obțin informații, privind procesul de consolidare și degazeificare a magmei ceea ce reflectă mecanismul erupției, se pot face comparații petrologice.

În partea introductivă, sumar, sînt discutate problemele actuale ale sistematicii rocilor eruptive, de asemenea, sînt prezentate principiile ce stau la baza calculului normei exprimată în „asociația mineralelor stabile”. Autorul prezintă concepțiile sale despre faciesurile: mineralogic, vulcanic, plutonic, mixt.

Capitolele următoare cuprind descrierea principiilor ce se iau în considerație la calcularea diferitelor grupe de „minerale stabile”, pentru toate faciesurile de roc magmatică. Norma implică calculul componentilor ocazionali, mineralelor accesorii, silicaților saturați. Este prezentat modul de calcul al principalelor grupe de minerale ca feldspați, piroxeni, amfiboli, olivine.

În linile cele mai generale metodologia propusă constă în calcularea unei norme saturate din analiza chimică a rocilor proaspele; calcularea asociației mineralogice stabile după trei diferite în funcție de prezența sau absența anumitor minerale; datele se proiectează în triunghiul dublu Streckeisens; în final roca se clasifică după poziția în triunghiul dublu, valoarea

indiceului de culoare M calculat din asociația mineralogică stabilă și valoarea indiceului τ (Gottlini, 1968).

Cartea cuprinde numeroase tabele cu „chei” care ajută pe cititor în calculul petrochimic. Aceste „chei” se referă la calcularea: normei saturate, asociației mineralogice stabile, în cazul rocilor proaspete și deosebit altele pentru rocile alterate și ultramafice.

Cu scopul de a se ușura însușirea sistemului de calcul și utilizarea tabelelor, sînt date exemple pentru diferite tipuri de roci eruptive. Totodată se arată prin exemple cum pot fi rezolvate anumite greutăți, neclarități, cum pot fi interpretate anumite contradicții ce apar pe parcurs.

Într-un capitol al cărții (scris de Violetta Gottlini) sînt dezvoltate considerații pe marginea confruntării normei G.I.P.W. cu norma Rittmann. Acestea se referă la mineralele melanocrate, feldspați, gradul de oxidare, indicii de culoare. Se desprinde concluzia că cele două norme care sînt fundamental diferite, bazîndu-se pe principii diferite, nu sînt opuse ci complementare. Norma G.I.P.W. își dovedește utilitatea în problemele petrochimice, iar norma Rittmann servește unei corecte cercetări a problemelor de sistematică a rocilor eruptive.

Pentru a se asigura utilizarea metodei propusă de prof. A. Rittmann la un volum cât mai mare de date analitice, Wolfgang Hewers și Rudolf Stengelîn au pus la punct un program ALGOL pentru computer CD 3300. Cartea nu cuprinde acest program care a fost tipărit separat, ci numai informații privind avantajele sistemului, codificarea, un exemplu de programare.

În ultimul capitol al cărții Hans Pichler și Rudolf Stengelîn prezintă unele implicații petrologice ale utilizării normei Rittmann, cum ar fi clasificarea rocilor vulcanice în acord cu sistemul propus de prof. A. Streckeisen, comparațiile regionale între scrii de roci vulcanice, elucidarea sensurilor diferențierii magmatice, definirea direcțiilor de evoluție a magmel.

În încheierea acestei recenzii trebuie remarcat faptul că autorul cărții a reușit să facă accesibil și chiar atractiv domeniul calculelor petrochimice. Numeroase figuri și tabele ușurează mult înțelegerea problemelor, însușirea metodei de calcul.

O mențiune specială pentru modul sugestiv în care au fost elaborate și tipărite „tabellele-chei” și graficele conexe.

Apariția în cadrul seriei de monografii privind „Studii teoretice și experimentale” a cărții prof. A. Rittmann, constituie un remarcabil eveniment științific. Acest eveniment a fost așteptat cu mult interes și de specialiștii români care s-au aliniat punctului de vedere azi unanim recunoscut, privind necesitatea găsirii unui sistem de calcul petrochimic adecvat particularităților rocilor vulcanice și care să exprime cât mai aproape de realitate compoziția acestora.

Însușirea metodologiei de calcul a normei Rittmann și aplicarea ei la cercetarea rocilor eruptive din România, va contribui la o denumire mai corectă a acestora, totodată la corelările regionale și la adîncirea unor studii petrologice.

S. Peltz



CUPRINS

Pag.

MINERALOGIE

1. Antonovici Suzana, Mihăilescu A. Studiul variației cubrit
la fluorină 11
2. Dimitrescu R., Covall Gabriela. Notă asupra mineralogiei
seriei migmatice de Codru 23

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE ȘI MAGMATICE

3. Kräutner Il. G., Kräutner Florentina. Litostratigrafia seriei
de Tulgheș, din pțuza de Putna, în regiunea Botuș-Breaza (Carpații
Orientali) 27
4. Mureșan M., Zlatarova-Țop Lozana, Pitulea Gh. Carac-
terele petrochimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din cristalinul
de Iclova (zona Cămenița-Urda Mare din Banatul de SW) 53
5. Iancu Viorica. Considerații privind geologia formațiunilor metamor-
fice și a rocilor granitoide asociate din zona Virful lui Stan-șirul Pătil-
nului (munții Cernel) 87
6. Muraru T., Barbu Alexandrina. Considerații asupra pegmatitelor
din bazinul superior al văii Rebra (munții Rodna) 109
7. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Pétrologie et
géochimie des migmatites artéritiques de l'autochthone danubien (Carpatés
Méridionales) 123
8. Zlatarova-Țop Lozana, Mureșan M. Caracterile petrochimice
ale calcarelor marmoreene de la Ruschița (masivul Poiana Ruscă) 143

GEOCHIMIE

9. Gyula J., Zoltán P. Studiul geochimic al șisturilor epimetamorfice
din seria de Tulgheș, zona Gheorghieni 159



CONTENU

(RÉSUMÉS)

Page

MINÉRALOGIE

1. Antonovici Suzana, Mihăilescu A. Étude concernant la variation de la couleur de la fluorine 21
2. Dimitrescu R., Covali Gabriela. Note sur la minéralogie de la série migmatique de Codru 26

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES

3. Kräutner H. G., Kräutner Florentina. Lithostratigraphie de la série de Tulgheș, de la nappe de Putna, dans la région de Botuș-Breaza (Carpathes Orientales) 47
4. Mureșan M., Zlătarova-Țop Lozana, Pitulea G. b. Caractères pétrochimiques et évolution des roches basiques et ultrabasiques du cristallin d'Ielova (région de Camenița-Urda Mare du Banat de SW) 81
5. Iancu Viorica. Considérations concernant la géologie des formations métamorphiques et des roches granitoides associées de la zone de Virful lui Stan-ruisscau Paltinului (Monts de Cerna) 104
6. Murariu T., Barbu Alexandrina. Considérations sur les pegmatites du bassin supérieur de la vallée de Rebra (Monts de Rodna) 122
7. Savu II., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Pétrologie et géochimie des migmatites artéritiques de l'autochtone danubien (Carpathes Méridionales) 123
8. Zlătarova-Țop Lozana, Mureșan M. Caractères pétrochimiques des calcaires marmoréens de Ruschița (Massif de Poiana Ruscă) 156

GÉOCHIMIE

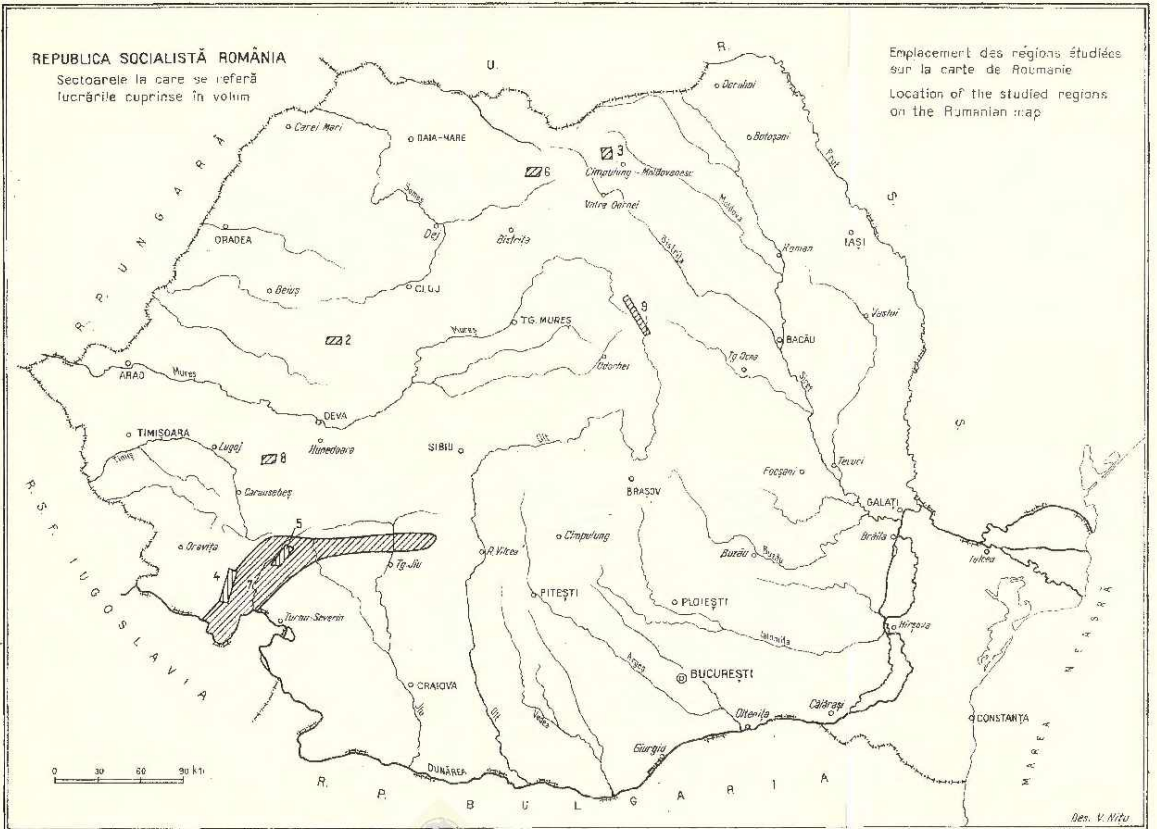
9. Gynta J., Zoltán P. Études géochimiques des schistes épimétamorphiques de la série de Tulgheș, région de Gheorghieni 184



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



Redactor: MARGARETA PELTZ
Tehnoredactori și corectori: P. CUCIOREANU, și POPA TUDOR
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, MONICA POPOR,
MARIANA SAULEA
Ilustrații: V. NITU

Dat la cules: aprilie 1974. Bun de tipar: august 1974. Terozi: 1.009 ex.
Hîrte scris I. A. Format 70 x 100/16 g. Coli de tipar: 12. Comanda 112.
Pentru bibliotecile instituționale de clasificare 55(053)

Întreprinderea poligrafică „Informația”, Str. Brezoiana nr. 23-25,
București - România



Institutul Geologic al României

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



INSTITUT GEOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LX

1972-1973

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României