

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

267

DĀRI DE SEAMĀ
ALE
ŞEDINTELOR

VOL. LXV

1977 - 1978

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE



BUCUREŞTI
1980



Institutul Geologic al României

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



Institutul Geologic al României



SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 28 noiembrie 1977

(şedinţă festivă cu ocazia Conferinței Naționale a P.C.R. și a celei de a XXX-a aniversare a proclamării Republiei)

Prezidează : V. I a n o v i c i .

— Săndulescu M. — Unele probleme ale corelării structurale între Carpații Orientali românești și Carpații Ucrainei (Tradusă în lb. franceză) (D. S. LXV/5).

— Năstaseanu S. — Imagini noi în cadrul șariajelor alpine din Carpații Meridionali (Tradusă în lb. engleză) (D. S. LXV/5).

— Zineenco D., Andăr P., Andăranca — Sinteza rezultatelor analizei statistice a mineralizațiilor stratiforme metamorfozate din nivelele cu sulfuri Burloaia - Gura Băii și Dealul Bucătii, munții Maramureșului (D. S. LXV/2).

— Istrate G., Udubașa G. — Contribuții la cunoașterea metalogenezei masivului banatitic de la Budureasa (Munții Apuseni) (D. S. LXV/2).

— Seghedi Antoneta — Considerații asupra granitoidelor din Dobrogea de nord-vest (p. 65).

— Vlad P., Zorilescu D. — Considerații și metode privind optimizarea evaluării rezervelor de substanțe minerale utile și a programării producției (Nu se publică).

Şedinţa din 29 noiembrie 1977

(şedinţă festivă cu ocazia Conferinței Naționale a P.C.R. și a celei de a XXX-a aniversare a proclamării Republiei)

Prezidează : Gh. Murganu .

Visarion M., Velicu S., Constantinescu P., Stefanescu M. — Distribuția temperaturii în scoarța terestră pe teritoriul României, obținută din date de flux termic și alte date geofizice (Nu a fost prezentată la redacție).

— Soare A., Stefanlea V., Ionescu A. — Date de inducție electromagnetică privind structura adâncă a teritoriului României (Nu a fost prezentată la redacție).



— Andrei J., Cristescu Tr., Lazăr C., LazărErica, Nedelcu-Ion C. — Asupra unor elemente geologice ale structurii Roșia Poieni deduse din imagini geomagnetice și geoelectrice (Nu a fost prezentată la redacție).

— Lazăr C., LazărErica — Contribuții la explicarea anomalilor negative de polarizație indușă (Nu a fost prezentată la redacție).

— Soare A., Stănică D., Pavela R., Cucu G. — Tehnici de prelucrare a datelor magnetotelurice (Nu a fost prezentată la redacție).

— Duicu M., Pop L. F. — Metodă expeditivă de fluorescență X pentru determinarea conținuturilor mici în Cu, utilizând aparatul portabil românească (St. tehn. econ. D 13).

Şedință din 28 aprilie 1978

Prezidează: D. Patruliș.

— Papiu C. V., Iosof V., Mînzatu Silvia, Neacsu Vasileica, Popescu Florica, Udrescu Constanța, Puricel R., Georgescu V. — Alcătuirea chimico-mineralologică a bauxitelor din Bihorul Central (Tradusă în lb. engleză) (D. S. LXV₂).

— Dicea O., Duțescu P., Antonescu Fl., Mitrea Gh., Botez R., Donos I., Lungu V., Moroșanu I. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei zonei transcarpatice din Maramureș (D. S. LXV/4).

— Dicea O., Duțescu P., Antonescu Fl., Mitrea Gh., Botez R., Donos I., Lungu V., Moroșanu I. — Contribuții la cunoașterea tectonicii zonei transcarpatice din Maramureș (D. S. LXV/5).

— Stefanescu M., Mărunteanu Mariană — Vîrstă mălatei de Doftana (Tradusă în lb. engleză) (D. S. LXV/4).

Şedință din 5 mai 1978

Prezidează: D. Patruliș.

— Antonescu E. — Noi date palinologice referitoare la Stephanianul și Autonianul din Banat (Tradusă în lb. franceză) (D. S. LXV/3).

— Papaiopol I. — Studiul pontalmirelor din bazinul dacic (Tradusă în lb. franceză) (Memorii XXX).

— Bucur I. — Rhaxella sorbyana (Blake) în radiolaritele oxfordiene din Piatra Craiului (D. S. LXV/3).

— Savu M., Lubeneșcu Victoria, Cismaru Gh. — Asupra vîrstei formățiunii productive din bazinul Baraolt (D.S. LXV/4).



Şedinţă din 12 mai 1978

- Prezidează : D. P a t r u l i u s .
- S a v u H., U d r e s c u C o n s t a n ț a , N e a c ș u V a s i l i c a
- Studiul structural, petrologic, geochemical și genetic al ofiolitelor din zona Niculițel (Dobrogea de Nord) (Tradusă în lb. engleză) (p. 41).
- B a l i n t o n i I., N e a c ș u V a s i l i c a — Studiul petrochimic al unor porfiroide de Pietrosu Bistriței (p. 79).
- P o m ă r l e a n u V., M o v i l e a n u A u r e l i a — Contribuții la geochemia biotitelor din România (p. 101).

Şedinţă din 19 mai 1978

Prezidează : D. P a t r u l i u s .

- Z b e r e a A., L u b e n e s c u V i c t o r i a , Z b e r e a M a r i a
- Biofaciesuri odessiene la vest de Olt (D. S. LXV/4).
- P a p a i a n o p o l I. — Luxuridacna, nou gen de bivalve fosile în Ponțianul din bazinul dacic (Tradusă în lb. franceză) (D. S. LXV/3).
- G h e o r g h i a n D o i n a — Asupra unor specii de Nodophthalmidium în Triasicul mediu-superior din România (Tradusă în lb. franceză) (D. S. LXV/3).

Şedinţă din 26 mai 1978

Prezidează : D. P a t r u l i u s .

- P a p i u C. V., M a n t e a G h., I o s o f V., M i n z a t u S i l v i a , U d r e s c u C o n s t a n ț a , P o p e s c u F l o r i c a , N e - d e l c u G e o r g e t a — Studiul chimico-mineralologic al bauxitelor din grabenul Someșului Cald (Tradusă în lb. engleză) (D. S. LXV/2).
- K a l m á r I. — Date noi asupra petrografiei și geo chimiei calcarelor eocen-superioare de la Răstoci și Letca (NV Transilvaniei) (Nu se publică).
- P o p a G h. N. — Cercetări litostratigrafice și structurale între valea Corbu și izvoarele pîrîului Șumuleu — Carpații Orientali (D. S. LXV/5).
- N e d e l c u L. — Litostratigrafia și tectonica formațiunilor cristaline din regiunea Cîrlibaba-Măgura (Carpații Orientali) (D. S. LXV/5).
- S a b l i o v s c h i V. — Contribuții la studiul spinelilor cromiferi din cristalinul getic al munților Lotrului (p. 25).

Şedinţă din 2 iunie 1978

Prezidează : H. S a v u .

- G h e n e a C., M i h ă i l ă N., C o d a r c e a _ V e n e r a , G h e - n e a A n a — Unele probleme privind caracterele geologice, mineralogice



ale formațiunilor cuaternare superficiale din Cîmpia Română Occidentală (Tradusă în lb. franceză) (p. 9).

— Mihăilă N., Giurgea P., Ianc Rosette — Cercetări hidrogeologice și hidrochimice în sectorul dunărean cuprins între localitățile Getate, Plenița, Băilești (D. S. LXV/5).

— Iancu Viorica, Apostol A. — Corelarea dintre tectonică, ape mineralizate și CO₂ în zona Covasna (D. S. LXV/5).

— Dragastan O., Bărbulescu Aurelia — Flora mezojurasică din Dobrogea Centrală (Tradusă în lb. franceză) (D. S. LXV/3).

— Dudușa G. — Controlul litologic al mineralizațiilor stratiforme de tip Blazna-Gușet din munții Rodnei — Carpații Orientali (D. S. LXV/2).

— Bucur I.C. — Imagini structurale în flișul cretacic din regiunea Covasna — Zăbrătău (D.S.LXV/5).

— Bucur I. C. — Contribuții privind tectonica părții externe a flișului cretacic dintre valea Uzului și valea Moldovei (D. S. LXV/5).

Ședința din 9 iunie 1978

Prezidează : Fl. Marinescu.

— Jipa D. — Despre semnificația molasei (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXV/5).

— Alexandrescu Gr. — Asupra unei asociații de amoniți în stratele de Bistra (Carpații Orientali) (D. S. LXV/3).

— Alexandrescu Gr., Brustur T. — Asupra unor urme de activitate organică (trace fossilis) din flișul Carpaților Orientali (partea I) (D. S. LXV/3).

— Morariu Alexandru, Stanca Josenina — Prezența Langhianului în facies recifal în bazinul văii Vărușului (NE bazinului neogen al Caransebeșului) (D. S. LXV/4).

— Morariu Alexandra — Corelări stratigrafice pe bază de nannoplancton în depozitele jurasic-superioare — cretacic-inferioare din zona Svinică (autohtonul danubian al Carpaților Meridionali) (Tradusă în lb. franceză) (D. S. LXV/4).



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

QUELQUES PROBLÈMES CONCERNANT LES CARACTÈRES GÉOLOGO-MINÉRALOGIQUES DES FORMATIONS QUATERNAIRES SUPERFICIELLES DE LA PLAINE ROUMAINE OCCIDENTALE¹

PAR

CONSTANTIN GHENEA², NICOLAE MIHĂILĂ², VENERA CODARCEA²,
ANA GHENEA²

Pleistocene. Quaternary. Superficial formations. Loessoid deposits. Heavy minerals. Granulometry. The Romanian Plain. Dobrogea.

Abstract

Some Questions Regarding the Geological-Mineralogical Features of the Romanian West Plain Quaternary Formations. The paper presents the lithological, mineralogical and stratigraphic remarks on the superficial Quaternary formations, developed throughout the Romanian Plain situated west of the Argeș River: brown-reddish clays, loesses and loessoid deposits, eolian sands. The mineralogical peculiarities, studied especially in the case of the heavy minerals, point out the predominance of the light fraction (quartz, feldspar, muscovite). Differences of quantity also appear in the case of some heavy minerals with unstable character (hornblende, epidote, feldspar); they are generated by the longer or shorter Pleistocene alteration periods. A content decrease of these heavy minerals is noticed in the older Quaternary formations.

1. Introduction

La Plaine Roumaine, située à l'ouest de la rivière Argeș, malgré une évolution moins complexe au cours du Quaternaire que le domaine oriental situé à l'est de l'Argeș, est caractérisée par une diversité de types lithologiques, processus morphogénétiques ou conditions structurales qui

¹ Reçu le 29 Avril 1978, accepté le 15 Mai 1978, présenté à la séance du 2 Juin 1978.

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



ont déterminé un grand développement des formations quaternaires. Cette étude se propose seulement l'examen des dépôts superficiels, à l'exception des sédiments du Pléistocène inférieur ; ces derniers sont bien représentés dans le domaine géétique, par une succession qui atteint parfois une épaisseur de l'ordre des centaines de mètres, renferment en quelques secteurs des couches de lignite et, généralement, par leur riche contenu paléontologique, illustré par la faune de mollusques et de mammifères fossiles, soulèvent bien de problèmes géologiques, qui ne font pas actuellement l'objet de notre intérêt.

Les objectifs de cette étude ne portent ni sur les alluvions actuelles et sous-actuelles de la composition des plaines alluviales ou sur celles d'âge plus ancien que la série de terrasses, de règle bien développées dans la région discutée.

Selon ce que nous avons mentionné, l'étude concerne les formations quaternaires superficielles, c'est-à-dire, dans notre acceptation, les dépôts argileux de couleur brun-rougeâtre recouvrant de grandes surfaces du Piémont géétique, le loess et les dépôts loessoïdes situés sur les terrasses de l'Olt, du Jiu et du Danube, ainsi que les sables éoliens qui constituent, en Olténie, le relief éolien le plus caractéristique de notre pays.

Quant au terme employé — formations quaternaires superficielles — il est à retenir que, en quelques ouvrages de spécialité (Carte géologique des formations superficielles — B. R. G. M.), la séparation des formations superficielles n'est pas toujours fondée sur des observations ou définitions géologiques précises et qu'elle a fréquemment à la base l'existence des unités morphostratigraphiques. Leur utilisation à la place des unités chronostratigraphiques, dans certains cas, est chose courante dans la stratigraphie du Pléistocène, bien que l'histoire du paléoclimat quaternaire se soit avérée être plus complexe que le schéma simpliste édifié en général sur la conception classique des périodes glaciaires des Alpes.

La délimitation des unités morphostratigraphiques de la Plaine Roumaine a eu à la base les processus morphogénétiques, influencés à leur tour par des facteurs géologiques. De l'est vers l'ouest, on a étudié les régions piémontaines appartenant à la Plate-forme Cotmeana et au Piémont géétique, le haut-champ du Burnas, les hautes-plaines Dimbovnic-Olt et Olt-Jiu, les terrasses de l'Olt et du Danube, ainsi que le relief éolien de la plaine méridionale de l'Olténie. Avant de présenter les caractères minéralogiques des dépôts quaternaires, nous allons faire des références sur la structure géologique de ces unités.

Les formations quaternaires analysées par la présente étude sont : les argiles brun-rougeâtres des zones de piémont, les loess et les dépôts loessoïdes, les sables éoliens.

2. Considérations générales sur les caractères des formations quaternaires superficielles étudiées

A présent, la littérature est riche en discussions sur l'origine, les conditions de dépôt, l'altération et la rédéposition du matériel ayant engendré les loess et les dépôts loessoïdes. Excepté quelques confusions qui



persistent encore, en général a été accepté que les deux notions correspondent en premier lieu à des types lithologiques et non pas à des formations génétiques.

Le loess proprement-dit est une silthite poreuse, argilo-calcaire, jaune. Il est assez homogène, non-stratifié, se sépare en colonnes prismatiques et, en dépit de sa densité basse et de son caractère macroporique, montre une remarquable stabilité dans les murs verticaux, quand il est sec et très peu humide. Le loess pléistocène diffère de tout dépôt éolien récent par son fin réseau de carbonates secondaires, considéré syngénétique (conformément aux relations stratigraphiques et aux preuves micro-morphologiques). Bien qu'il y a quelques types texturaux qui font le passage depuis les loess sableux vers ceux argileux, dans la constitution du loess typique la quantité de particules à diamètre entre 0,05—0,002 varie en général de 50 à 70%. La teneur en fraction argileuse est comprise entre 15 et 30%.

La teneur en carbonates dans les loess de Roumanie dépasse, en certains cas, 25% (Conea, 1970), mais plus souvent elle varie entre 10—20%.

Les dépôts loessoïdes représentent, en réalité, le type lithologique le plus répandu dans notre pays. Ils sont caractérisés, en majeure partie, par une augmentation de la teneur en fraction argileuse, qui dépasse 30%. Cette particularité engendre une porosité plus réduite du matériel. Parfois, ils contiennent des quantités plus importantes de particules grossières, et des stratifications apparaissent aussi ; dans ce cas, les caractéristiques de base du loess sont perdues.

Bien que nulle part dans le monde on ne connaît une replique récente au loess pléistocène, on est en général d'avis que la formation des deux types lithologiques a été déterminée par les conditions de dépôt : une végétation plus ou moins riche, des variations saisonnières en ce qui concerne l'aridité de la région de dépôt, l'intensité du vent qui a transporté le matériel, le mélange avec d'autres matériaux par des processus colluviaux, alluviaux, etc.

Pour le territoire situé à l'ouest de la rivière Arges, on constate une grande extension des dépôts loessoïdes par rapport aux loess proprement-dits.

Les argiles brun-rougeâtres. Le terme supérieur qui marque la fin de la série des formations quaternaires des zones élevées du Piémont géétique est représenté par une argile brun-rougeâtre décrite dans la littérature soit comme des „lutes rouges” (Popovă, 1953) et „argiles rouges” (Conea, 1972), soit comme des „dépôts loessoïdes du type terra rossa” (Littea, Bandlerabur, 1957) etc. Ceux-ci sont caractérisés par une grande quantité de fraction pélitique (parfois plus de 50%), une couleur rouge due aux oxydes de fer accumulés en certaines conditions des processus climatiques au cours du dépôt et, en beaucoup de cas, par la grande quantité de fragments grossiers reconnaissables dans la masse argileuse.

Les sables éoliens. Ils occupent de grandes surfaces de la région étudiée : dans le secteur Gogoșu-Balta Verde-Izvoarele (la zone du méandre du Danube entre Hinova et Cetate), dans la région Calafat-Ciuperceni-Desa et Bistrețu (sur la basse-plaine et les terrasses du Danube) et également dans l'inter-fleuve Jiu—Olt, où ils atteignent une grande extension. Les facteurs ayant permis la formation des dunes dans la plaine de l'Olténie ont été : l'existence des vents dominants de directions généralement constantes presque tout l'année (les vents de l'ouest et du nord-ouest) et la présence de grandes accumulations de sables non-consolidés, représentées par les alluvions du Danube, du Jiu et de l'Olt (pl. I).

3. Quelques problèmes quant au spécifique du processus d'altération des minéraux des formations de type loessoïde

Les dernières années, des études sont parues dans la littérature de spécialité sur la composition minéralogique de la fraction grossière des loess ($> 0,05$ mm) et, par conséquent, certaines observations sur le degré d'altération des grains minéraux du loess ont été faites.

Les ouvrages de R i a b c e n c o v (1954, 1961) révèlent le fait que dans les dépôts quaternaires il y a de grandes quantités de minéraux instables (amphiboles et pyroxènes) et que dans les formations préquaternaires, par contre, croît le nombre de ceux stables. L'emploi des coefficients d'altération est fondé sur le rapport des minéraux stables avec ceux instables. Minéraux stables ont été considérés : le zircon, le grenat, le rutile, la tourmaline, et instables : la hornblende, les pyroxènes, l'épidote.

D'après H a l c e v a (1975), les différents types génétiques de dépôts sont caractérisés par une large gamme de valeurs des coefficients d'altération, à l'exception des loess. Dans les ouvrages qui portent sur les problèmes essentiels de la lithologie des loess, K r i g e r (1965, 1966) souligne le faible degré d'altération des minéraux de ces dépôts. Le loess se remarque par la composition minéralogique la plus homogène et constante, par une teneur assez élevée en minéraux instables et donc par un coefficient minimal d'altération.

Cependant, en analysant la composition minéralogique des dépôts loessoïdes de la Plaine Russe, H a l c e v a (1971, 1975) constate — à partir des coefficients d'altération — la tendance d'augmentation du nombre de minéraux instables du Pléistocène inférieur vers celui supérieur. Ces changements correspondent, en réalité, à la variabilité plus accusée du climat caractérisé par l'alternance des phases froides avec les périodes chaudes, depuis le Pléistocène inférieur.

En synthétisant les observations faites dans ce domaine, on peut obtenir une image du degré d'altération de la masse minérale à l'aide des valeurs moyennes représentant les teneurs en pour-cent des minéraux à différents degrés de stabilité par rapport aux processus d'altération. À partir de celles-ci, on est arrivé à certaines conclusions sur l'altération des minéraux des loess et dépôts loessoïdes du Bassin du Nipre (H a l c e v a, 1975). Ainsi, on a constaté que dans les trois horizons principaux de loess —



— pléistocène inférieur, moyen et supérieur — les processus d'altération avaient directement influé sur les minéraux instables (la hornblende, l'épidote, les feldspaths, particulièrement les plagioclases) avec des teneurs plus élevées dans les loess récents que dans ceux anciens. Dans ces derniers, les pourcentages en composants stables (le zircon, la tourmaline, le grenat, le rutile) augmentent.

On peut essayer à appliquer ces observations à l'étude minéralogique des formations quaternaires superficielles de la Plaine Roumaine, si l'on connaît la position stratigraphique des dépôts analysés.

Dans ce but, il est nécessaire de faire quelques précisions sur l'âge des formations géologiques qui participent à la constitution des différentes unités morphologiques analysées ; la période de dépôt des formations du type loessoïde a été estimée, faute de critères directs, tout d'abord par la position immédiatement supérieure qu'elles occupent par rapport aux dépôts quaternaires de la structure du champ et des unités piémontaines situées entre l'Argeș et le Danube.

La zone de piémont, située à l'ouest de la rivière Argeș et au sud de la rivière Topolog, est connue sous le nom de la Plate-forme Cotmeana ; à l'ouest de la rivière Olt, la haute-région est décrite comme le Piémont géétique. Au point de vue géologique, toute la région mentionnée est caractérisée par la présence d'un complexe représenté surtout par des sables, alternant avec des graviers et intercalations d'argiles. Dans l'actuel stade des recherches, il est connu qu'on a trouvé à différents niveaux des faunes du type „Villafranchien”. L'ensemble villafranchien est très bien représenté dans notre pays et a fait preuve, en général, d'une homogénéité qui s'oppose à sa division par une limite qui aurait placé une zone en Pliocène et une autre en Pléistocène. Malgré cela, la division du Villafranchien a constitué pourtant le critère de base pour établir la limite Pliocène-Pléistocène, ainsi que les corrélations faites entre les complexes sédimentaires des différentes unités du pays. Les dernières décisions officielles ont souligné que, conformément aux normes stratigraphiques internationales, la limite Pleistocène-Pliocène doit être tracée en séquences marines. À partir de cela, on a vu que les deux formations — le Villafranchien continental et le Calabrien marin — sont en réalité diachrones. À ce point de vue, le début du Pléistocène correspond à environ 1,8 M.A. Malheureusement, on ne dispose pas, jusqu'à présent, d'âges radiométriques pour le Villafranchien de la Plaine Roumaine. Dans cette situation, la discussion sur la position des couches constituant les piémonts et les zones de haut-champ part des complexes successifs de faunes trouvés. Dans la Plate-forme Cotmeana et le Piémont géétique on connaît de rares points fossilifères, mais qui marquent la présence des niveaux plus bas du Villafranchien (Lită, 1967 ; Mihăilă, 1971 ; Ghenea, 1977).

L'affaissement vers le sud, entre Dîmbovnic et Olt, des couches de Cindești et le passage à des formations plus récentes (couches de Frătești) ont été démontrés par des forages dès l'année 1953. Le fait que, dans les bassins inférieurs de la Vedea et du Călmățui, ainsi que dans le champ Burnas apparaissent des couches de Frătești considérés (en vertu du contenu

paléontologique comme un niveau supérieur des couches de Cindești, a été mentionné depuis 1953 (Littea). Quant au Burnas, cette unité apparaît comme une plate-forme délimitée par la basse-plaine du Danube et la ligne Cilniștea, se rétrécissant progressivement vers l'est jusqu'en face de la commune Chirnogi, où la rivière Argeș la coupe nettement. À Burnas, les couches de Frătești reposent en majeure partie sur les dépôts loessoïdes.

Une fois donc établies les relations entre les zones piémontaines plus anciennes couvertes d'argiles rouges, le haut-champ entre Dîmbovnic, Argeș et Burnas, analysons la situation à l'ouest de la rivière Olt. Dans l'inter-fleuve Olt-Jiu à Tetoiu (Bugiulești) et Irimesti, Samson et Rădulescu (1963) ont décrit une faune formée d'un seul proboscidien (*Archidiskodon meridionalis*) cervides du type *Euctenoceros* et d'autres espèces indiquant certainement la présence du niveau supérieur du Villafranchien. Compte tenu seulement de ce critère, le champ situé entre l'Olt et le Jiu semble avoir continué son évolution quelque plus tard que les zones exondées, du Piémont de l'est.

Si l'on fait le même raisonnement, en ce qui est de l'âge des unités sur lesquelles se sont déposés les loess et les dépôts loessoïdes, il résulte qu'e dans la succession décrite suivent les terrasses anciennes du Danube, les nouvelles terrasses du Danube et de l'Olt.

L'âge des loess de la plaine de l'Olténie a été discuté en tenant compte des relations existant entre les loess et les alluvions des terrasses sur lesquelles ceux-ci se sont déposés (Cote, 1957). Mais, des erreurs d'interprétation climatique ainsi que la compréhension erronée des unités chronostatigraphiques de la division classique des glaciations alpines, leur large utilisation dans les corrélations — à de grandes distances — des stratotypes, ont contribué à une bien grande confusion détectable à présent en beaucoup d'études de géomorphologie. Compte tenu de quelques preuves paléontologiques trouvées dans les alluvions des terrasses, l'âge des loess et des dépôts loessoïdes de la région semble correspondre au Pléistocène supérieur.

Le relief éolien superposé en majeure partie à la basse-plaine et aux nouvelles terrasses de la plaine méridionale est le plus récent, formé probablement les dernières dix mille années.

Vu toute cette évolution, sommairement présentée, on va analyser quelques caractéristiques de la composition minéralogique des argiles brun-rougeâtres, des loess et des dépôts loessoïdes, des sables éoliens, afin de voir en quelle mesure une période plus longue ou plus courte d'altération peut influencer les teneurs en minéraux stables et instables de ces formations.

4. Particularités granulométriques et minéralogiques

La très grande surface qui a été étudiée a réclamé une recherche courage de manière à permettre une caractérisation des principaux types de formations quaternaires. On a analysé environ 85 affleurements ainsi localisés :

- 12 la Plate-forme Cotmeana et le Piémont gétique
- 12 le champ Burnas



- 16 les hauts-champs situés entre Argeș et Olt
- 18 les terrasses du Danube
- 6 les terrasses de l'Olt
- 18 le relief éolien.

Les principaux problèmes qui ont fait l'objet de nos recherches ont porté sur la composition minéralogique de la fraction $> 0,05$ mm. On a étudié également les particularités granulométriques des formations quaternaires, avec des conclusions qui ont permis la séparation des principaux types de dépôts quaternaires, ce qui a confirmé en majeure partie les observations générales faites dans la première partie de l'ouvrage (pl. II, III).

La granulométrie des formations quaternaires superficielles (fig. 1)

Les fractions granulométriques ont été définies par les valeurs : sable $> 0,05$ mm, silt = $0,05 - 0,005$ mm, argiles $< 0,005$ mm, utilisées dans la plupart des travaux portant sur les formations de type loessoïde.

Les argiles brun-rougeâtres analysées en 12 sections (la Plate-forme Cotmeana et le Piémont gétique) ont montré la dominance constante de la fraction argileuse. En certains points de la Plate-forme Cotmeana on a constaté des valeurs de jusqu'à 61% (Lintești). La moyenne de la fraction

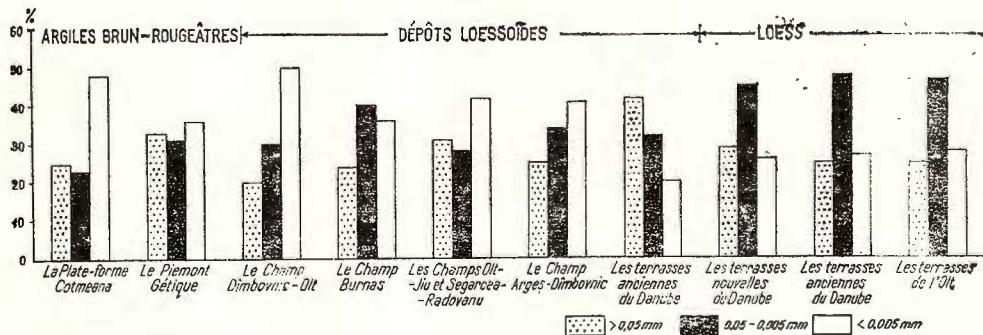


Fig. 1. — Composition granulométrique des formations quaternaires superficielles de la Plaine Roumaine Occidentale.

argileuse pour la Cotmeana est d'environ 50%, et dans le Piémont gétique elle descend autour de 35%. En échange, la fraction arénitique augmente depuis 25% dans la Cotmeana à 35% dans le Piémont gétique.

Les dépôts loessoïdes. A l'exception d'une seule unité, le champ Burnas, où la quantité de silt est dominante (40%), dans les autres secteurs du haut-champ entre Argeș et Jiu les teneurs en argile sont plus élevées (en moyenne 40%).

TAB

La teneur en minéraux principaux dans les argiles

Composants minéraux	Fraction lourde A	Plate-forme Cotmeana			
		Coupes analysées			
		Lintesti	Milcoiu	S. Pitești	Teneurs moyennes en %
Quartz		56,23	49,47	51,53	52,41
Feldspath		12,13	21,08	13,52	15,58
Muscovite		19,09	17,32	12,11	16,17
Grenats		18,04	16,38	48,18	27,53
Hornblende		2,82	—	6,65	3,16
Epidote + zoïzite		4,45	5,94	2,62	4,34
Staurotide		14,72	13,18	7,26	11,72
Disthène		8,12	10,80	8,09	9,00
Rutile		6,07	8,04	2,77	5,63
Zircon		0,89	1,07	—	0,65
Tourmaline		0,32	0,74	0,40	0,49
Oxydes		40,71	38,57	20,27	33,18
*Autres minéraux		3,86	5,28	3,76	4,30

* Pyroxènes (augite, hypersthène), sillimanite, biotite, brookite, anatase, chlorite, sphène,

TAB

La teneur en minéraux principaux

Composants minéraux	Loess déposés sur les terrasses nouvelles du Danube										
	Coupes analysées										
	Ghizdaru	Bujoru	Corabia	Gura-Padini	Măcieșu	Cerat	Rast	Basarabi	Maglavit	Cetate	Teneurs moyennes en %
Quartz	51,85	40,95	24,11	25,16	31,66	28,83	19,82	24,29	42,31	16,09	30,51
Feldspath	11,91	19,72	20,40	21,77	21,30	17,53	18,25	15,69	24,30	20,55	19,41
Muscovite	18,21	19,67	37,68	40,27	32,67	43,96	53,04	42,23	23,66	45,39	35,68
Grenats	31,83	30,25	27,19	29,64	29,15	33,55	22,45	24,70	31,74	23,30	28,38
Hornblende	8,32	9,72	13,11	16,68	19,11	8,12	29,95	20,39	23,22	26,82	17,54
Epidote + zoïzite	11,47	7,45	17,32	15,89	17,37	18,57	18,38	17,98	7,95	17,74	15,01
Staurotide	8,68	9,10	3,52	2,83	2,04	3,11	0,74	1,54	5,15	4,52	4,12
Disthène	6,50	4,56	3,96	3,23	1,32	2,76	2,87	2,08	4,43	2,45	3,42
Rutile	2,68	3,92	8,90	5,04	6,55	8,92	5,71	5,93	3,67	5,51	5,68
Zircon	0,22	—	2,41	4,13	1,58	2,64	1,22	3,42	0,19	1,78	1,76
Tourmaline	0,84	0,67	1,52	1,37	0,94	1,54	1,25	0,71	0,36	1,71	1,09
Oxydes	24,05	30,18	19,20	19,07	19,11	18,44	15,00	19,99	16,97	12,94	19,50
*Autres minéraux	5,41	4,15	2,85	1,85	2,06	2,34	2,44	3,11	6,33	3,22	3,38

* Pyroxènes (augite, hypersthène), sillimanite, biotite, brookite, anatase, chlorite, sphène,



LEAU 1

brun-rougeâtres (fraction sableuse > 0,05 mm)

Piémont gétique Coupes analysées										
Pielești	Bucovăț	Corlate	Caraula	Cornu	Plenita	Gebeli	Corlățel	Fintinele Mari	Teneurs moyennes en %	
33,11	27,74	34,43	33,00	35,65	48,07	50,95	52,48	56,31	41,30	
31,13	18,37	19,10	23,58	15,58	17,22	21,16	12,87	19,25	19,81	
23,31	41,08	28,38	30,00	34,90	23,17	11,33	12,10	11,20	23,94	
8,49	20,44	22,51	20,20	18,35	32,28	9,55	9,95	23,24	18,33	
10,43	14,28	11,51	9,85	12,30	16,41	12,64	3,53	4,38	10,59	
26,26	26,35	25,12	21,23	30,52	13,49	33,61	34,55	19,26	25,60	
4,98	5,63	3,19	5,00	6,45	4,94	6,14	9,61	9,20	6,13	
6,48	4,26	3,09	2,51	2,23	3,94	5,13	10,80	6,02	4,94	
4,12	6,78	7,79	8,71	3,02	6,84	2,09	1,57	1,17	4,68	
3,72	3,73	3,19	1,31	1,84	1,70	—	—	—	1,72	
0,84	2,08	1,08	1,97	1,27	1,47	1,55	—	0,86	1,24	
29,72	14,23	18,70	24,84	22,19	15,70	26,65	26,92	32,02	23,44	
4,97	2,22	4,00	3,71	1,83	3,22	2,72	3,08	5,02	3,42	

monazite, actinote, glaucophane, corindon.

LEAU 2

(Fraction sableuse > 0,05 mm) des loess

Loess déposés sur les terrasses anciennes du Danube							Loess déposés sur les terrasses de l'Olt							
Coupes analysées							Coupes analysées							
Fintinele	Suhaiia	Traian	Perișoru	Cujmir	Vrața	Girla-Mare	Teneurs moyennes en %	Slatina	Plesioiu	Dărănești	Stoenesti	yieni	Găneasa	Teneurs moyennes en %
16,74	43,32	49,14	39,67	37,38	48,43	38,47	39,02	39,01	54,15	42,60	31,20	19,87	25,24	35,35
10,15	19,56	23,85	19,66	31,16	13,47	8,98	18,12	13,77	23,09	19,82	23,43	16,75	21,52	19,73
68,62	25,66	17,26	27,94	18,27	25,00	37,52	31,47	29,58	13,26	28,48	26,09	46,80	39,00	30,54
13,91	28,26	38,92	27,43	36,92	32,90	46,11	32,06	20,72	23,83	19,24	18,79	25,60	19,51	21,28
31,35	15,11	13,42	5,23	15,66	27,27	20,58	18,37	25,96	23,77	13,95	34,84	21,77	31,61	25,32
5,19	17,48	11,98	21,38	11,93	10,71	7,70	12,34	8,39	3,15	9,18	12,88	10,31	15,07	9,83
1,91	2,36	2,34	4,79	3,32	11,91	1,72	4,05	6,68	7,65	4,89	2,67	3,82	2,94	4,78
7,55	2,59	3,84	2,11	2,45	1,95	—	2,93	8,97	1,59	6,40	2,34	3,41	2,78	4,25
2,19	1,24	5,36	6,34	0,95	2,27	1,96	2,90	2,26	2,66	3,05	4,42	5,17	2,68	3,37
—	1,34	1,91	2,50	1,01	—	—	0,97	0,13	—	0,32	2,55	2,55	2,15	1,28
—	1,22	1,31	1,22	—	—	2,88	0,95	0,26	0,20	1,50	1,29	2,24	0,99	1,08
5,02	24,23	17,38	25,58	21,69	7,79	11,20	16,13	24,58	32,15	35,21	15,57	20,90	17,33	24,29
32,88	6,17	3,54	3,59	6,07	5,19	7,84	9,33	7,35	5,00	6,26	5,01	4,23	4,84	5,45

monazite, actinote, glaucophane, corindon.



Les sections situées sur les anciennes terrasses du Danube entre Crivina (aval de Turnu Severin) et le confluent de l'Olt ont montré en échange des teneurs élevées en sable. Elles représentent, en réalité, les valeurs les plus élevées de la fraction sableuse constatées chez les formations de type loessoïde de la région.

L'analyse de la composition granulométrique des dépôts loessoïdes confirme la conclusion, acquise dans d'autres régions du pays aussi, que les dépôts loessoïdes seraient différents des loess typiques par une teneur en argiles qui dépasse 30% (fig. 1).

Le loess typique. On constate, de plusieurs sections analysées récoltées des terrasses du Danube et de l'Olt, une différence dans le caractère granulométrique des échantillons. La quantité de silt est dominante, à valeurs moyennes de 45—50%, sans égard à l'unité morphostratigraphique sur laquelle il est déposé. A ce point de vue, est également confirmé l'âge récent des loess (probablement Pléistocène supérieur), conclusion issue des relations géologiques constatées dans la région. La composition granulométrique des loess de la Plaine Roumaine centrale et occidentale correspond aux caractères mentionnés dans les schémas utilisés par INQUA pour ce type de matériel.

La minéralogie de la fraction 0,06—0,20 mm (tab. 1, 2, 3, 4)

On a fait des déterminations minéralogiques sur la fraction 0,06—0,20 mm, en analysant tant les minéraux lourds aussi que la teneur en minéraux de la fraction légère (quartz, feldspath et muscovite). En observant le rapport entre la fraction lourde et celle légère, on constate que cette dernière participe en moyenne avec des valeurs de 90—95% par rapport aux valeurs de 5—10% enregistrées par la fraction lourde. On ne constate pas de différences entre les teneurs en minéraux lourds des différents types de dépôts. Les argiles brun-rougeâtres en ont une quantité entre 6 et 8%; les dépôts loessoïdes, sauf le haut-champ Olt — Jiu (environ 15%), présentent des teneurs en minéraux lourds variant entre 5 et 8%. Une quantité un peu plus grande est trouvée dans les loess, dont les pourcentages sont compris entre 8 et 10%. Une répartition assez uniforme des minéraux lourds est constatée aussi dans le même type lithologique, lorsqu'on compare les teneurs des différentes sous-unités morphostratigraphiques (tab. 2, 3).

Parmi les minéraux de la fraction légère, c'est le quartz qui est dominant, présentant des teneurs élevées dans les formations plus anciennes — les argiles rouges — ou dans les dépôts recouvrant les unités plus anciennes (le Burnas, le Piémont géétique, les terrasses anciennes du Danube). Dans les loess et les sables éoliens — dépôts récents — la quantité en quartz est moindre, par l'augmentation, en général, du pourcentage en feldspath (particulièrement des plagioclases), minéral instable. Celui-ci, par suite des processus d'altération caractéristiques au Pléistocène, a des pourcentages plus bas, de sorte qu'on constate dans les dépôts plus anciens les plus réduites quantités de feldspaths (fig. 2).



TABLEAU 3

La teneur en minéraux principaux de la fraction sablonneuse ($> 0,05 \text{ mm}$) des dépôts loessoides

		Le haut champ Dimbovnic-Olt						Le champ Burnas du Nord													
		Coupes analysées			Coupes analysées			Coupes analysées			Coupes analysées										
Composants minéraux	Légère	Antoniești	Serioșteia	Sf. Gheorghe	Secetu	Zăpău	Czună	Băneasa	Alexandria	Smirdiști	Holcică	Lisău	Purani	Guruleți							
Fraction lourde	Quartz	58,75	55,33	58,26	49,49	64,15	57,20	16,29	24,85	56,65	53,00	51,06	49,34	48,38	53,74	50,04	22,89				
	Feldspath	16,66	17,08	19,90	15,95	15,47	17,01	9,15	14,78	10,63	17,01	21,90	18,85	22,41	17,32	17,42	3,06				
	Muscovite	12,31	17,39	10,70	28,73	11,07	16,04	14,43	46,08	19,02	17,22	15,09	20,81	14,75	21,76	17,51	46,08				
	Grenats	27,72	34,55	38,53	27,84	28,15	31,38	38,40	20,38	3,31	28,34	31,64	35,55	31,18	25,10	37,67	28,57				
	Hornblende	17,04	11,89	9,22	8,20	4,12	10,09	11,40	17,18	7,37	18,28	9,14	17,31	11,92	11,44	10,08	28,74				
	Epidote + zoïlite	3,88	3,40	5,59	8,71	4,98	5,31	5,99	8,77	31,83	5,51	5,30	7,80	10,27	8,78	4,79	6,04				
	Staurolite	7,76	10,71	9,60	5,31	7,93	8,26	10,40	8,33	6,18	8,24	7,03	4,73	5,08	3,61	6,29	6,00				
	Dolomite	5,94	8,05	1,66	2,73	7,33	5,14	5,60	2,80	17,66	4,53	4,07	2,83	4,75	4,83	6,09	1,46				
	Rutile	4,93	1,44	—	3,61	4,68	2,93	2,17	2,75	2,84	3,17	—	1,69	1,84	3,34	2,39	3,40				
	Zircon	—	2,31	—	2,99	0,75	1,21	—	0,50	—	0,78	0,61	0,79	0,48	1,36	0,90					
Fraction lourde	Tourmaline	32,73	27,16	29,71	33,75	38,10	32,29	17,38	33,94	16,25	26,70	34,84	22,76	21,34	32,09	29,00	20,44				
	Oxydes	—	0,46	5,59	5,68	3,48	3,04	7,83	5,13	14,42	2,91	4,46	6,49	11,57	9,54	1,69	4,51				
	Autres minéraux*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	Les champs Olt-Jiu et Segarcea Radovaniu														Les terrasses anciennes du Danube						
			Coupes analysées						Coupes analysées						Coupes analysées						
Fraction lourde	Storobăza	53,63	22,71	41,97	33,66	26,76	25,19	35,52	35,46	24,87	30,24	46,62	49,69	31,26	61,16	48,58	47,46	29,48	45,25	36,36	38,15
	Segarcea	19,82	14,77	15,59	25,98	19,37	15,29	19,37	18,80	35,43	22,37	15,74	22,20	10,73	11,40	16,72	15,36	29,84	14,94	16,79	13,35
	Dobrun	9,67	53,83	24,69	23,64	38,54	36,51	30,44	30,42	27,74	30,42	15,22	13,40	48,16	14,18	23,66	22,92	22,88	20,89	31,25	38,27
	Radovașu	37,49	32,53	29,18	26,00	24,33	19,09	12,35	17,41	17,43	19,44	34,39	41,76	32,63	28,99	22,24	31,98	21,60	42,66	17,97	39,02
	Radovașu	9,02	10,89	13,56	19,63	4,10	23,21	8,68	11,52	7,43	12,43	9,45	11,11	32,63	24,96	16,75	18,98	22,02	10,84	8,76	37,74
	Radovașu	7,34	14,40	9,74	17,68	27,18	13,26	27,97	29,33	18,74	22,36	5,69	2,99	1,92	3,14	3,56	3,46	20,11	16,06	26,07	9,41
	Radovașu	5,83	5,73	6,45	2,58	4,37	2,45	2,86	4,24	2,70	3,20	7,18	10,12	6,41	7,98	11,24	8,59	2,15	6,05	2,42	2,10
	Radovașu	5,16	3,26	5,25	5,03	3,88	7,25	3,75	3,98	7,39	5,21	4,89	4,38	3,68	3,92	8,81	5,14	1,47	3,38	1,96	2,22
	Radovașu	3,34	4,16	2,59	4,70	9,04	4,92	4,91	7,81	6,54	6,32	3,45	1,07	4,28	2,85	2,63	1,83	1,10	7,96	2,40	3,32
	Radovașu	1,03	—	0,65	2,53	3,79	3,03	5,26	3,12	1,22	3,16	0,31	—	0,61	0,18	3,00	—	7,56	—	2,64	
Fraction lourde	Radovașu	0,98	0,58	0,62	2,48	1,68	0,51	0,80	1,55	1,90	1,49	0,47	1,11	0,35	0,83	0,50	0,85	0,48	1,03	0,56	0,52
	Radovașu	28,27	21,50	25,38	15,90	18,90	31,83	17,58	30,50	22,60	31,22	26,33	16,78	24,15	27,26	25,05	23,14	14,63	24,41	5,48	16,9
	Radovașu	2,57	5,84	6,41	3,75	2,82	5,38	1,59	3,74	4,70	3,66	2,98	1,11	0,42	2,61	7,02	2,83	4,24	4,27	2,40	1,80

* pyroxènes (augite, hypersthène), sillimanite, biotite, anatase, chlorite, sphène, monazite, actinote, glaucophane, corindon.

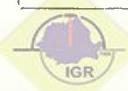


TABLEAU 4

La teneur en minéraux principaux de la fraction > 0,05 mm des sables éoliens

Fraction légère	Composants minéraux	Coupes analysées						Coupes analysées						La rive du Danube (Bistrețu-Cetate)		La rive du Danube (Balta-Verde -Izvoarele)			
		Craiova	Crișca	Mălu	Măru	Teiu	Dobresti	Ianca	Dobrodr	Motafeti	Calată	Ciupercenti	Rast	Desa	Bistrețu	Săpata	Măceteștiu	Balta-Verde	Izvoarele
Quartz	27,91	36,80	25,56	20,53	43,51	29,48	25,00	44,21	44,87	27,32	48,43	31,81	36,47	53,07	34,54	26,16	42,64	46,16	37,59
Feldspath	26,16	23,43	33,60	38,95	20,50	29,84	19,67	15,60	22,14	9,54	21,19	16,57	21,91	21,67	17,58	24,68	12,12	15,87	20,15
Muscovite	26,66	25,56	15,90	16,44	14,95	22,88	33,94	25,52	19,60	29,27	6,27	27,24	16,99	9,59	36,97	39,49	20,27	19,06	21,81
Grenats	10,99	24,10	18,20	25,65	15,04	21,60	28,08	31,35	28,38	23,01	42,81	29,23	23,82	32,27	8,45	11,38	40,32	28,99	26,94
Hornblende	19,43	33,30	35,14	26,45	21,38	22,02	17,46	12,02	29,77	26,06	24,06	25,51	30,22	18,24	54,99	28,58	14,85	31,62	25,33
Epidote + zoïsite	31,77	15,26	13,69	18,99	14,16	20,11	18,29	21,94	12,33	12,99	7,37	13,36	14,96	17,51	14,73	26,20	10,70	17,32	16,19
Staurolite	1,45	2,57	1,56	3,01	4,24	2,15	2,26	2,25	2,52	3,13	2,88	3,44	3,38	2,87	3,77	3,47	7,57	2,95	3,60
Dishthène	1,46	3,44	5,38	3,56	2,97	1,47	2,22	1,33	5,23	4,00	2,84	0,66	1,33	3,73	4,94	2,04	2,13	2,90	2,78
Rutile	4,45	1,55	0,45	0,69	2,07	1,83	5,17	4,65	1,94	3,22	3,30	4,66	7,74	3,60	3,59	9,52	—	—	2,34
Zircon	5,50	3,47	2,39	0,74	2,22	3,00	4,16	2,21	0,81	2,30	0,59	1,33	1,24	—	1,54	1,27	—	—	1,44
Tourmaline	0,77	0,57	0,33	0,50	0,52	0,48	0,95	0,76	1,11	0,79	1,62	1,34	1,14	2,14	1,13	0,88	0,91	3,72	1,37
Oxydes	21,33	13,09	19,41	14,21	31,68	23,14	21,03	21,87	14,58	20,47	12,20	17,66	14,16	15,44	5,75	14,06	17,39	7,71	16,28
*Autres minéraux	2,75	4,78	3,45	6,20	5,72	4,24	3,03	1,63	2,68	3,83	1,32	3,64	2,01	3,02	1,18	2,60	5,12	4,88	3,91

* Pyroxène (augite, hypersthène), sillimanite, biolite, brookite, anatasie, chlorite, sphène, monazite, actinote, glaucophane, corindon.



On peut mieux apprécier le degré d'altération des formations quaternaires analysées par rapport à leur âge par l'examen de la variation des teneurs en minéraux instables, particulièrement de la hornblende et de l'épidote.

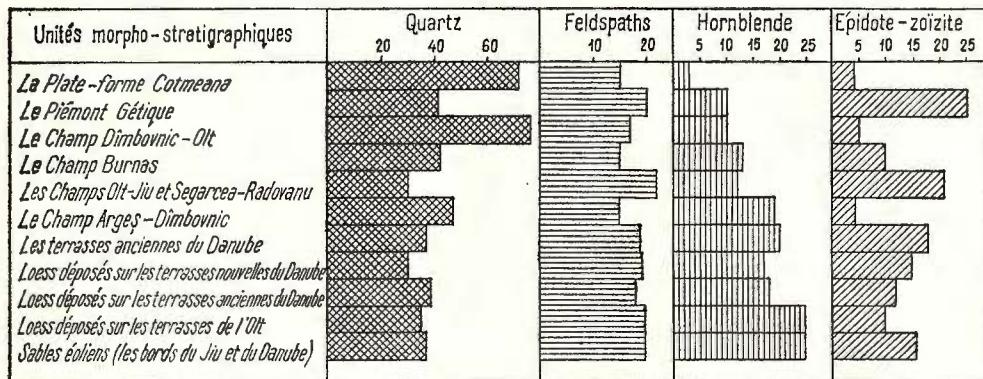


Fig. 2. — Variation des principaux composants minéralogiques des formations quaternaires superficielles de la Plaine Roumaine Occidentale.

Dans les argiles rouges qui couvrent la Plate-forme Cotmeana, le pourcentage en hornblende est de 3,16 %. Dans le même type de dépôts de la zone du Piémont gétique, la quantité de hornblende atteint 10 %. Par conséquent, la hornblende constitue un indicateur assez constant de l'âge du dépôt quaternaire analysé.

Sur le haut-champ Dimbovnic-Olt la quantité de hornblende est de 10 %, sur le Burnas 13,81 %, sur les hauts-champs Olt-Jiu et Segarcea-Radovani 12,43 %. Sur le champ Arges-Dimbovnic, considéré en fait une terrasse de l'Argeș (Litena, 1953), et dans les loess plus récents recouvrant les terrasses du Danube, la quantité de hornblende varie entre 15 et 17 %. Dans les sables éoliens, (formations d'âge holocène) la quantité de hornblende atteint 25 % (tab. 4). La même répartition est constatée également au groupe epidote-zoïsite. Dans les argiles rouges anciennes de la Plate-forme Cotmeana la quantité d'épidote est de 5,31 %, pour atteindre dans les dépôts éoliens récents 16—19 % (fig. 2).

Les autres minéraux lourds à caractère stable ne présentent pas de différences quantitatives dans les compositions établies pour les différents niveaux morphostratigraphiques.

5. Conclusions

Pour résumer, les quelques conclusions à tirer de la présente étude sont :

— dans les zones hautes piémontaines, la formation quaternaire superficielle est une argile brun-rougeâtre, dont le dépôt a eu lieu, principalement, au Pléistocène moyen ;

— exception faite de quelques zones restreintes où l'on a reconnu la présence des loess typiques, la plupart de la région de haut-champ et de terrasse est couverte par des dépôts loessoïdes attribués à des intervalles comprenant les différents stades de la dernière période froide du Pléistocène ;

— les analyses minéralogiques faites sur la classe psammitique ont montré, ainsi que dans le cas des formations loessoïdes de la Plaine Roumaine de l'est et de Dobrogea, la dominance nette de la fraction légère (quartz, feldspath, muscovite) ;

— on peut expliquer les différences minéralogiques d'ordre quantitatif observées spécialement dans le cas des minéraux lourds à caractère instable, par les périodes plus longues ou plus courtes d'altération, qui se sont succédées au cours du Pléistocène. Les résultats acquis, bien qu'à caractère préliminaire, sauraient justifier l'attention donnée à de tels critères dans le cas des formations loessoïdes dont l'âge est moins précis.

BIBLIOGRAPHIE

- B and r a b u r T. (1971) Geologia cîmpiei dunărene dintre Jiu și Olt. *St. tehn. econ.* seria J 9, București.
- C o d a r c e a V e n e r a , G h e n e a C. (1975) Studii mineralogice asupra unui profil de loess din Dobrogea de sud. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXI/1, București.
- C o n e a A n a (1970) Formațiuni cuaternare în Dobrogea (loessuri și paleosoluri). Ed. Acad. R.S.R. București.
- (1972) Guidebook to excursion of the INQUA. Loess symposium in Roumanie, nr. 10. București.
- C o t e ț P. (1957) Cîmpia Olteniei. Ed. științifică, București.
- (1976) Cîmpia Română. Ed. Ceres, București.
- G h e n e a C. (1977) Stage of the researches concerning the Pliocene-Pleistocene boundary in Romania, Bulgaria and Greece. *Giornale di Geologia*, I — II, XLI, Bologna.
- I o n e s c u B. (1932) Les dunes de l'Olténie. Paris.
- H a l c e v a T. A. (1971) Ostopeni viv e trelosti raznovozrastnih lessovih gorizontob Russkoj ravnini. *Uzv. A. N. SSSR*, ser. geogr. Moskva.
- (1975) The specific character of studying the mineral composition of the Pleistocene loess strata in the Dnieper basin. Acad. Nauk SSR, Moskva.
- K r i g e r N. I. (1965) Less ego svoistva u sviaz s geograficeskoi sredoy M., „Nauka”, Moskva.
- (1966) O proishojdenii lessa. V. kn. Sovremenii i cetverticenii kontinentalnii litogenet. M., „Nauka”, Moskva.
- L i t e a n u E., B a n d r a b u r T. (1957) Geologia Cîmpiei Getice Meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Com. Geol.* XXX, București.
- (1965) Contributions to the Studies of loess like deposits, in the Wellach Depression, Roumanie. The geological Society of America. I.N.C. 84.
- G h e n e a C. (1966) Cuaternarul din România. *St. tehn. econ.*, seria H 1, București.



- (1967) Pietrișuri de Cindești sau Strate de Cindești. *St. tehn. econ.* seria H 3, București.
 - Pricăjan A., Andreescu I., Mihailă N., Giurgea P. (1972) Despre geologia și hidrogeologia platformei Cotmeana. *St. tehn. econ.* seria E 10, București.
 - Mihailă N. (1971) Stratigrafia depozitelor pliocene și cuaternare dintr-o valea Oltului și valea Vărsăului. *St. tehn. econ.* seria J 7, București.
 - Oancea C., Parichici M., Nițu I. (1967) Condițiile naturale și solurile din partea de SW a Cîmpiei Olteniei. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LII/3, București.
 - Pascu Gr., Popescu N., Ielavici, M. (1974) Relieful României. Ed. științifică, București.
 - Popovăț M. (1953) Sedimentele și solurile din Oltenia apuseană. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950), București.
 - Riabchenkov A. S. (1954) Novie dannii o proishodjenii ukrainskogo lessa. *Dan. SSSR*, 98, 4, seria Geol., Kiev.
 - (1961) Rezultati sravnitel'nogo izuchenija mineralogicheskogo sostava cetverticenih otlojennij zapadnoi crasnii Russkoi ravnini. *Mater. Vses. soveshanija po uzuceniu ceniv. perioda*, 2, Kiev.
 - Samsom P., Rădulescu C. (1963) Les faunes mammologiques du Pléistocène inférieur et moyen de Roumanie. *C. R. Acad. Sci.* 257, 9, Paris.
-

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

- Fig. 1. — Epidote ; échantillon 1 ; profondeur 1,5 m ; Coupe de Stoenești (loess) ; Classe 0,16—0,10 mm ; Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 2. — Ensemble de minéraux ; échantillon 1 ; profondeur 1,5 m ; Coupe de Craiova (sable éolian) ; Classe 0,16—0,10 mm, Nic. II ; $\times 120$. a, hornblende ; b, anatase ; c, feldspaths ; d, muscovite.
- Fig. 3. — Ensemble de minéraux lourds ; échantillon 2 ; profondeur 1,50 m ; Coupe de Dobrun (dépôts loessoïdes). Classe 0,16—0,10 mm ; Nic. II ; $\times 120$. a, hornblende ; b, epidote ; c, grenat.
- Fig. 4. — Ensemble de minéraux lourds ; échantillon 1 ; profondeur 1,50 m ; Coupe de Guruieni (dépôts loessoïdes) ; Nic. II ; $\times 120$. a, hornblende ; b, biotite ; c, sphène ; d, grenat ; e, epidote ; f, rutile.





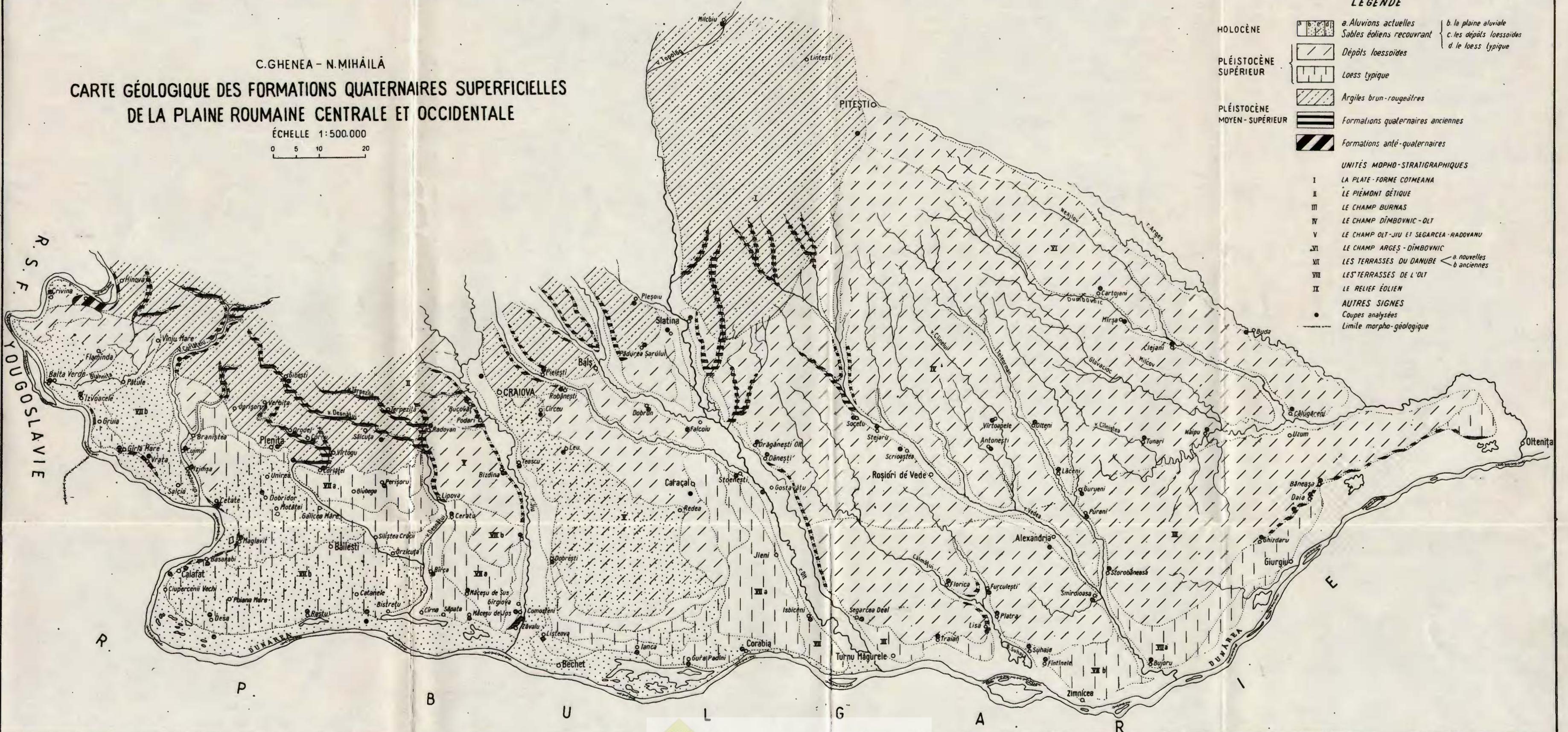
Institutul Geologic al României

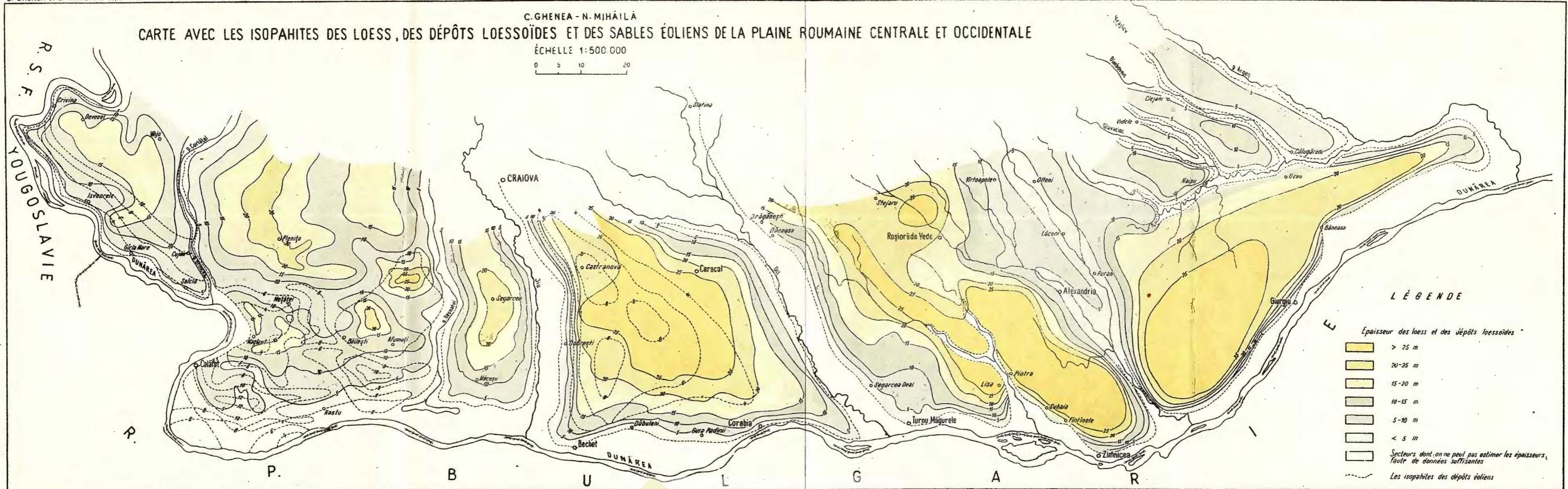
C.GHESEA - N.MIHAILA

CARTE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES SUPERFICIELLES DE LA PLAINE ROUMAINE CENTRALE ET OCCIDENTALE

ÉCHELLE 1:500.000

0 5 10 20





D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXV (1977–1978). Pag. 25–40

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

MINERALOGIE

CONTRIBUTII LA STUDIUL SPINELILOR CROMIFERI DIN CRISTALINUL GETIC AL MUNTILOR LOTRULUI¹

DE

VICTOR ȘABLIOVSCHI²

Spinels. Chromites. Serpentinites. The Getic Crystalline. I R spectroscopy. Mineralogical geochemistry. Comparative study. The Getic Crystalline Domain. The Lotrului Mountains.

Abstract

Contributions to the Study of the Chromiferous Spinel from the Getic Crystalline of the Lotru Mountains. Analysing the composition of the chromiferous spinels from the antigoritic serpentinites of the Lotru Mountains crystalline, it is found that the Cr₂O₃ value varies between 35.00 and 54.00 %, while some chromite accumulations might exist in the zone of the Voinești Massif and Vătaful Massif. The chromites from the Lotru Mountains are comparable to those from the deposits of Kempirsaisk, Saranovsk (U.S.S.R.), Bushveld (South African Republic) and Pergini (Turkey). The chromite IR spectroscopy is analysed for the first time by the internal standard method with KSCN, NH₄SCN and CaCo₃, clear-cut differences from the magnetite being established. The processing of the chemical analyses of the chromites indicated the presence of the following terms: ferri-chromite, chromite and chrompicotite.

Cu ocazia cercetărilor efectuate, în cursul anului 1977 asupra serpentinitelor și ultrabajitelor din cristalinul getic al muntilor Lotrului (zona

¹ Predată la 12 mai 1978, acceptată pentru publicare la 13 mai 1978, comunicată în ședința din 26 mai 1978.

² Institutul de geologie și geofizică. Laboratorul de geo chimie. Aleea Grigore Ghica Vodă nr. 41 A, Iași.



Voineasa, Voinești, Vătaful) s-au obținut noi date asupra chimismului spinelilor cromiferi din aceste roci, pe care considerăm util să le prezentăm în studiul de față.

Spinelii cromiferi sunt minerale accesori în ultrabazite, constituind în majoritatea cazurilor, aproximativ 3% din volumul ultrabazitelor și serpentinitelor antigoritice; proporția lor crescând în zona vîrfurilor Voinești și Vătaful.

Chimismul spinelilor cromiferi a fost abordat după separarea a 6 probe (1140, 1142, 1148, 1158, 77 și 7062), din fracțiunile minerale de 0,1–0,2 mm ale serpentinitelor și purificarea acestora după metoda lui Z i - m i n (1973) cu acid clorhidric diluat, urmată de îndepărțarea fracțiunii magnetice (magnetitului), ajungîndu-se în final la probe în greutate de 2,50–3,00 g.

I. Metoda de analiză

Spinelli cromiferi au fost analizați chimic, după metoda lui R e l f s (1956) prin două dezagregări separate:

a) dezaggregarea acidă, cu un amestec de acid sulfuric (1 : 2) și 10 ml de acid percloric concentrat, insolubilizîndu-se silicea, iar din soluția rezultată de la filtrarea ei am determinat suma oxizilor de fier, aluminiu și titan, din topirea cărora cu pirosulfat de potasiu și diluare cu apă la 250 ml s-a dozat pe cote părți: fierul total cu acid sulfosalicilic, iar titanul cu tiron.

Calciul și magneziul s-au determinat prin coprecipitatore (din soluția rezultată de la separarea sumei oxizilor de fier, aluminiu și titan) cu acid oxalic-arseniat de sodiu și titrare cu soluții 0,1 n de permanganat de potasiu și tiosulfat de sodiu.

Fierul bivalent s-a determinat dintr-o dezaggregare acidă cu acid sulfuric (1 : 1) și acid fluorhidric concentrat, în atmosferă inertă de bioxid de carbon, urmată de titrarea acestuia în prezența unui amestec de acizi: acid fosforic, acid sulfuric (1 : 2) și acid boric soluție saturată; cu o soluție 0,1 n de permanganat de potasiu.

b) dezaggregarea alcalină cu peroxid de sodiu, în creuzet de nichel pentru crom și vanadiu.

Topitura rezultată s-a extras cu apă, s-a neutralizat cu acid sulfuric (1 : 1), după care s-a tratat cu o cotă parte de soluție sulfurică de sare Mohr, pînă la trecerea culorii soluției de la violet la verde, cu un mic exces, care a fost titrat ulterior la slab-roz cu soluție 0,1 n de permanganat de potasiu.

Rezultatele analizelor chimice sunt menționate în tabelul 1.



TABELUL 1

Compoziția chimică a spinelilor cromiferi, separați din serpentinitile antigoritice ale munților Lotrului

Oxidul %	1140	1142	1148	1158	77	7062	1	2
SiO ₂	2,79	1,61	1,62	1,56	1,60	1,80	3,23	3,23
TiO ₂	0,65	0,66	0,50	0,53	0,39	6,25	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	4,27	1,02	10,50	2,43	2,21	18,93	20,26	1,70
Cr ₂ O ₃	48,00	54,00	50,22	35,00	53,20	38,00	41,44	0,00
Fe ₂ O ₃	15,35	21,86	9,68	26,61	12,89	3,87	13,64	1,08
FeO	10,16	4,64	8,99	6,67	4,35	15,96	3,20	0,23
MgO	18,52	15,85	18,60	27,17	24,45	4,81	12,72	4,08
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
CaO	1,03	0,58	0,33	0,28	0,85	10,31	2,08	2,08
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,22	1,22
H ₂ O ⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,05	2,05
Total	100,77	100,22	100,22	100,25	99,94	99,93	100,18	15,85
Oxidul %	76/5	1182a	3/12	10/22a				
SiO ₂	2,12	5,36	0,35	1,30				
TiO ₂	0,66	0,61	0,00	0,00				
Al ₂ O ₃	16,93	16,52	7,59	19,55				
Cr ₂ O ₃	43,43	38,13	62,00	43,83				
Fe ₂ O ₃	5,02	9,98	6,29	2,72				
FeO	16,46	13,31	8,46	11,32				
MgO	14,31	15,46	15,50	15,00				
MnO	0,18	0,48	0,00	0,00				
CaO	1,01	0,08	0,00	0,00				
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,04	1,39				
H ₂ O ⁺	0,00	0,00						
Total	100,12	99,93	100,23	95,11				

Descrierea probelor : 1140, 1142, 1148, ferricromit din serpentinitile antigoritice, vîrful Voinești ; 1158, ferricromit din serpentinitile antigoritice, vîrful Vătaful ; 7062, cromipotit din harzburgit, pîriul Călinești, munții Lotrului, analist V. Sabliovschi ; 77, ferricromit din serpentinitile antigoritice din Dealul Ursului (2123 m), Munții Căpătanii, analist V. Sabliovschi (1978)³ ; 1, cromit ; 2, gangă din zăcămîntul de cromit Pergini, Turcia, analist Reelfs (1956) ; 76/5 și 1182a, cromite din

zăcămîntul Saranovsk, U.R.S.S. Zimin (1973) 3/12 și 10/22 a cromite colectate din lucrarea „Hromiti S.S.S.R” (1940) citate de Zimin (1973).

II. Proprietăți fizice

După Marakushev (1976), „spinelii cromiferi sunt minerale oxide, ce cristalizează în sistemul cubic (grupa spațială Fd 3m, Z=8, a = 8,08—8,53 Å) și dau o gamă întreagă de soluții solide complexe”. În magmatite predomină spinelii cromiferi și cei magnezio-fero-aluminoși (proba 70). În ultrabazitele și serpentinitile munților Lotrului, predomină spinelii cromiferi (vîrful Voinești) sau cei magnezio-fero-aluminoși (vîrful Vătaful).

Compoziția spinelilor cromiferi a fost determinată și din corelarea proprietăților fizice : greutatea specifică (4,6—4,8 g/cm³) determinată

³ Arh. Univ. „Al. I. Cuza” Iași.



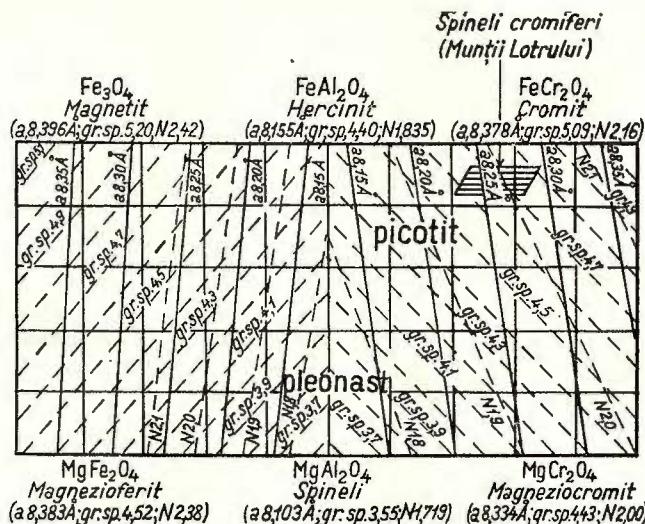


Fig. 1. — Relațiile dintre compoziția spinelilor, indicele de refracție N, valoarea parametrului (σ) a celulei elementare și greutatea specifică (d) pentru probele din munții Lotrului (după Deer et al., 1966).

Relations entre la composition des spinelles, indice de réfraction N, valeur du paramètre (a) de la cellule élémentaire et le poids spécifique (d) pour les échantillons des Monts Lotrului (d'après D e e r et al., 1966).

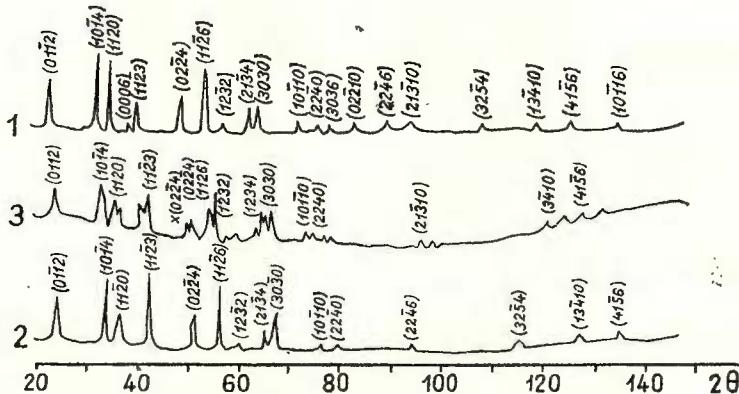


Fig. 2. — Difractograma ferricromitului din serpentinitele antigoritice din vîrful Voineşti (3), comparativ cromitul (1) și alumocromitul (2) din kimberlitele Iakutiei, U.R.S.S. (după Sobolev, 1974).

Diffractogramme de la ferrichromite des serpentinites antigoritiques (sommet Voinești), par rapport à la chromite (1) et à l'alumochromite (2) des kimmberlites de Iakutie, URSS (d'après Sobolev, 1974).

picnometric ; valoarea parametrului „*a*” al celulei elementare ($8,22 - 8,29\text{\AA}$) calculată din debyegrame ; cu a indicelui de refracție N ($1,95 - 2,20$) cu ajutorul diagramei lui D e r et al. (1966) din figura 1.

Probele noastre se dispun într-un cîmp dispus între picotit și cromit.

Numai pentru o singură probă de ferricromit (proba 1142), s-a înregistrat și o difractogramă la difractometrul Philips tip „Mikro-1011” cu anticatod de cupru și filtru de nichel, prezentată în figura 2 pe intervalul $\theta = 20^\circ - 150^\circ$.

III. Chimismul spinelilor cromiferi

După cum arăta G o d o v i k o v (1975) „cromitele nu corespund niciodată formulei teoretice FeCr_2O_4 ”, lucru verificat și din calculul formulei cristalochimice, unde Cr oscilează între 1,033 și 1,812, fără a atinge valoarea 2,000.

Cromitele sănt tipice ultrabajitelor cu olivină, piroxeni și serpentină, posedă formula chimică generală $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$ și formează strate și aglomerații legate de procesele de licuație în stare lichidă, din topitura de spineli și magmă.

Concentrațiile de Cr_2O_3 din cromitele munților Lotrului sănt cuprinse între 35,00% (proba 1158 vîrful Vătaful) și 54,00% în proba 1142 — vîrful Voinești.

Valorile principaliilor oxizi din spinelii cromiferi ai ultrabajitelor și serpentinitelor din munții Lotrului și cele citate în literatură sănt menționate în tabelul 2.

TABELUL 2

Conținutul principaliilor oxizi din spinelii cromiferi ai munților Lotrului (comparativ cu datele lui Godovikov, 1975)

Oxidul	Munții Lotrului	Media (G o d o v i k o v, 1975)
SiO_2	1,56- 2,79	3,00
MgO	4,81-27,17	19,00
Al_2O_3	1,02-18,93	n %-27 uneori 50 %
Fe_2O_3	3,87-21,86	n %-15 uneori 39 %
TiO_2	0,39-6 ,25	5,90
CaO	0,28-1 ,03	0,10—0,15

Formulele cristalochimice ale spinelilor cromiferi au fost calculate cu 4 oxigeni, excluzindu-se complet din analize amestecurile mecanice de calciu și titan. Rezultatele acestor calcule efectuate pe baza metodelor lui B u l a h (1969) și A v i d o n (1973) sănt inserate în tabelul 3.

Compoziția spinelilor cromiferi depinde de condițiile formării lor (P a v l o v, G r i g o r i e v a-C i u p r ī n i n a, 1973). În cazul nostru, probele bogate în Cr_2O_3 și sărace în Al_2O_3 corespund dunitelor (perido-

⁴ Determinări și înregistrări efectuate de F l o r i c a M a s a l a , Combinatul Petrochimic-Pitești.



titelor) : 1,02—4,27 Al_2O_3 (probele 1140, 1142, 1148 și 77) și lherzolitelor : 18,93% Al_2O_3 (proba 7062).

Fiind bogate în MgO și Cr_2O_3 probele de spineli cromiferi (1140, 1142, 1148, 1158 și 77 sunt legate probabil de unele acumulări minereice de spineli cromiferi) în timp ce proba 7062 conține 15,96% Fe_2O_3 și 18,93% Al_2O_3 valori caracteristice spinelilor cromiferi accesori din ultrabazite.

Analizele noastre de spineli cromiferi (în continuare vom utiliza termenul de cromit) menționate în tabelele 1, 2 și 3 au fost comparate cu cele din zăcămintele : Pergini (Turcia), Bushveld (R. S. Africană) și Sihot-Alinsk (U.R.S.S.), constatăndu-se că cromitele separate din serpentinitetele antigoritice ale muntăilor Lotrului sunt similare după concentrațiile de MgO și FeO , cromitelor zăcămintelor Saranovsk, Sihot-Alinsk (U.R.S.S.), Bushveld (R. S. Africană), Sierra de Nippa (Cuba).

TABELUL 3
Formulele cristalochimice ale spinelilor cromiferi din munții Lotrului (comparativ cu datele lui Zimin, 1973)*

Nr. probei	Formula cristalochimică
1140	($\text{Mg}_{0,765}\text{Fe}_{0,263}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,185}\text{Cr}_{1,446}\text{Fe}_{0,389}^{3+}$) O_4
1142	($\text{Mg}_{0,860}\text{Fe}_{0,140}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,035}\text{Cr}_{1,812}\text{Fe}_{0,153}^{3+}$) O_4
1148	($\text{Mg}_{0,787}\text{Fe}_{0,213}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,400}\text{Cr}_{1,380}\text{Fe}_{0,224}^{3+}$) O_4
1158	($\text{Mg}_{0,878}\text{Fe}_{0,122}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,141}\text{Cr}_{1,043}\text{Fe}_{0,316}^{3+}$) O_4
77	($\text{Mg}_{0,900}\text{Fe}_{0,100}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,085}\text{Cr}_{1,380}\text{Fe}_{0,535}^{3+}$) O_4
7062	($\text{Mg}_{0,348}\text{Fe}_{0,652}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,850}\text{Cr}_{1,033}\text{Fe}_{0,117}^{3+}$) O_4
76/5*	($\text{Mg}_{0,683}\text{Fe}_{0,317}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,646}\text{Cr}_{1,108}\text{Fe}_{0,248}^{3+}$) O_4
1182a*	($\text{Mg}_{0,435}\text{Fe}_{0,565}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,710}\text{Cr}_{1,100}\text{Fe}_{0,190}^{3+}$) O_4
3/12*	($\text{Mg}_{0,737}\text{Fe}_{0,263}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,293}\text{Cr}_{1,590}\text{Fe}_{0,117}^{3+}$) O_4
10/22a*	($\text{Mg}_{0,670}\text{Fe}_{0,380}^{2+}$) ($\text{Al}_{0,776}\text{Cr}_{0,170}\text{Fe}_{0,554}^{3+}$) O_4

Pe baza acestor date considerăm posibile acumulări de cromite în ultrabazitele și serpentinitetele antigoritice din cristalinul getic al muntăilor Lotrului.

III.1. Cromitele histeromagmatice, compozиie, parageneze și condiții de formare

Pe baza analizelor chimice și a prelucrării rezultatelor analizelor chimice, obținute în anul 1977, putem considera că în munții Lotrului se găsesc cromite histeromagmatice, similare celor descrise de Z i m i n



(1973) pentru Orientul Îndepărtat al Uniunii Sovietice și Centura Pacificului. Ele au mai fost citate și în dunitele formațiunii diferențiate dunitroctolitice de la Stanovsk (U.R.S.S.) și R. P. D. Coreeană. În analiza condițiilor de formare s-a mai ținut cont și de rezultatele obținute de Pavlov et al. (1968) asupra zăcămintelor Kempirsaisk (Uralul de Sud) și Karaghinsk (Camciatka).

În continuare vom analiza compoziția și condițiile formării cromitelor histeromagmatice în masivele ultrabazitice.

Această problemă a fost analizată în numeroase lucrări dintre care menționăm: Pavlov (1949, 1967, 1968, 1969, 1973); Donath (1931); Bilgarni, Ingamells (1960); Cameron, Emerson (1959), etc.

Datele existente asupra cromitelor cît și studiile efectuate de Zimin (1973) și Pavlov, Grigorieva-Ciuprînina (1973) subliniază că compoziția acestor minerale depinde de numeroase condiții și factori. În categoria ultimilor, un rol important îl joacă caracterul magmei inițiale, particularitățile morfologice ale intruziunilor, activitatea chimică și deplasarea diferențiată a FeO, MgO și Fe₂O₃ în topituri, temperatură (T), presiunea (P) și activitatea chimică a oxigenului.

Asupra genezei și paragenezelor cromitelor exercită o influență și procesele de recristalizare a ultrabazitelor sub acțiunea topiturilor fierbinți, îmbogățite în crom.

III.2. Dependența compoziției spinelilor cromiferi de caracterul magmei inițiale

Această dependență a fost analizată de Pavlov (1949) care menționa că „compoziția cromitelor depinde de compoziția magmei inițiale și a porțiunilor de topitură, ce se formează în cursul consolidării”. Cercetările au stabilit că cromitele îmbogățite în Fe și Al sunt tipice masivelor peridotitice (Saranovsk—U.R.S.S.) formate din magme cu conținuturi ridicate de Fe₂O₃ și Al₂O₃, comparativ cu cele care au generat dunitele și cromitele masivului Kempirsaisk (U.R.S.S.).

Pavlov (1949) a tras și următoarea concluzie: „în limitele uneia și aceleiași intruziuni ultrabazitice, în cursul cristalinării se formează topituri reziduale minereice-silicatice, din care se generează ulterior minereuri de crom”.

Pe această bază se poate explica aluminozitatea avansată a cromitelor din harzburgitele de la Călinești (proba 7062 cu 18,93% Al₂O₃), față de cromitele serpentinitelor antigoritice din munții Lotrului, care au fost generate de magme dunitice și peridotitice.

Pentru elucidarea genezei diferite a cromitelor din munții Lotrului, am utilizat raportul dintre fericitatea și aluminozitatea cromitelor din minereurile complexelor ultrabazitice serpentinizate ale cristalinului getic, reprezentat grafic în figura 3.



Din diagrama $f - \varphi'$ (fig. 3) se constată că cromitele munților Lotrului se dispun împreună cu cele ale complexelor Habarninsk, Kempirsaisk, Caucaz (U.R.S.S.) și ale serpentinitelor Indiei într-un cîmp alungit de jos în sus, pe direcția măririi aluminozității și fericității cromitelor și ridicării bazicității magmatitelor.

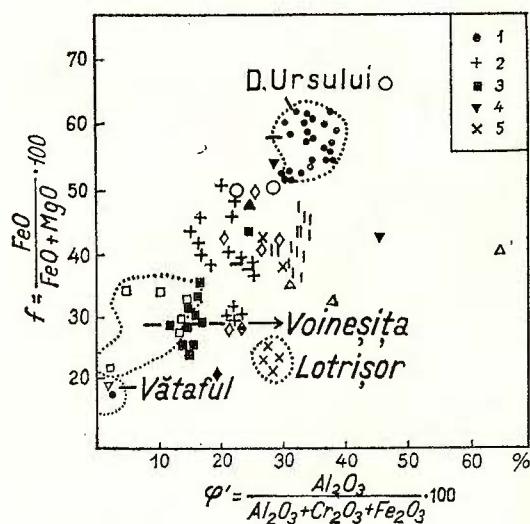


Fig. 3. — Raportul dintre fericitatea și aluminozitatea cromitelor din complexele ultrabazitice din munții Lotrului. Comparativ datele lui Zimin (1973). 1, Dealul Ursului, Munții Căpăținii; 2, masivul Kempirsaisk (U.R.S.S.); 3, corpul Voinești, munții Lotrului; 4, corpul Vătaful, munții Lotrului; 5, corpul Călinești, Lotrișor, munții Lotrului.
Rapport entre la ferricité et l'aluminozité des chromites des complexes ultrabasitiques (Monts Lotrului). Comparaison avec les données de Zimin (1973). 1, Colline Ursului, Monts Căpăținii; massif Kempirsaisk (URSS); 3, le corps Voinești, Monts Lotrului; 4, le corps Vătaful, Monts Lotrului; 5, le corps Călinești, Lotrișor, Monts Lotrului.

Fericitatea avansată a cromitelor din munții Lotrului ne oferă informații asupra posibilității acumulării cromitului în ultrabazitele și serpentinitele cristalinului genetic.

În privința localizării cromitului, remarcăm posibilitatea aplicării ideii lui Sokolov (1938), după care cromitele se formează epigenetic în dunite, localizându-se în porțiunile apicale ale intruziunilor.

Mihailov (1961) menționa că minereurile de cromit și cu concentrații ridicate de magnetit, ca în cazul celor din munții Lotrului sunt tipice masivelor ultrabazitice erodate. Intruziunile slab erodate ca cele de la Călinești, Lotrișor conțin foarte puțin magnetit și în proporții ridicate FeCr_2O_4 .

III.3. Rolul mobilității componentelor la formarea cromitelor histeromagmatice

Acesta a fost analizat, după calcularea rapoartelor $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ și FeO/MgO menționate în tabelul 4.

Pentru stabilirea particularităților de evoluție a cromitelor din munții Lotrului s-au calculat următorii parametri suplimentari: cromicitatea- φ , aluminozitatea- φ' , f , f_0 și f' care ne-au permis compararea rezultatelor noastre cu cele citate de Zimin (1973) pentru cromitele masivului Bushveld (R. S. Africană).

După valoarea lui φ' , cromitele munților Lotrului nu sunt de aluminozitate ridicată (1,3—39,2).

Caracterul cromitului a fost estimat în final, prin coeficientul f' , constatindu-se importanța lui economică în serpentinitetele virfului Vătaful (41,00%) comparativ cu cea din zona harzburgitelor de la pîrul Călinești (6%).

TABELUL 4

Valorile rapoartelor FeO/MgO , Fe_2O_3/FeO și ale parametrilor suplimentari: f_0 , φ , φ' și f' pentru cromitele din munții Lotrului (comparativ cu datele lui Zimin, 1973)*

Nr. probei	$FeO \cdot 100/MgO$	$Fe_2O_3 \cdot 100/FeO$	$f_0 \%$	$f \%$	$\varphi \%$	$\varphi' \%$	$f' \%$
1140	54	31	57,90	35,4	70,0	6,3	22,0
1142	29	23	62,00	22,6	70,0	1,3	28,0
1148	48	32	50,00	32,6	71,0	14,9	13,0
1158	24	18	55,00	19,7	54,0	3,7	41,0
77	18	12	41,00	17,7	89,0	3,2	21,0
7062	30	24	80,00	23,1	62,0	31,2	6,00
1*	52	8	35,60	33,9	81,5	2,7	—
7*	64	30	48,00	48,6	69,8	5,0	—
9*	38	15	13,00	30,2	82,6	2,8	—
11*	80	13	47,40	47,9	73,2	2,3	—

Parametrii suplimentari au fost calculați prin metoda lui Pavlov, Grigorieva-Ciuprînina (1973) astfel:

$$\varphi = Cr_2O_3 \cdot 100/Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3;$$

$$\varphi' = Al_2O_3 \cdot 100/Al_2O_3 + Cr_2O_3 + Fe_2O_3;$$

$$f = FeO \cdot 100/FeO + MgO;$$

$$f_0 = (FeO + Fe_2O_3) \cdot 100/FeO + Fe_2O_3 + MgO;$$

$$f' = Fe_2O_3/Al_2O_3 + Cr_2O_3 + Fe_2O_3;$$

III.4. Variația compoziției cromitelor din munții Lotrului

Variația compoziției cromitelor (Pavlov, Ciuprînina, 1967) este legată de dispunerea lor în cadrul diverselor nivele petrografice și de apartenența lor la ultrabajite sau minereu.

Conținutul de Cr_2O_3 variază de la 35,00—54,00% fiind comparabil cu cel din cromitele masivului Kempirsaisk (U.R.S.S.), dar cu concentrații mai mici de Al_2O_3 (1,02—10,50%).

Concentrația FeO și MgO variază extrem de mult, FeO de la 4,64 la 10,16%, iar a MgO între 15,85 și 21,17% similar cu cele din zăcămîntul Kempirsaisk.



Fericitatea $f = 19,7 - 35,0$ este tipică cromitelor din cîmpul principal de minereu Kempirsaisk.

Cromicitatea φ variază între 54,00 și 71,00% fiind tipică cromitelor din dunitele abisice ($\varphi = 68,00 - 82,00$) (Pavlov, Grigorieva-Ciuprînina, 1973). Simultan se observă creșterea fericității generale cu cea a cromicității, exprimate sugestiv în figura 4.

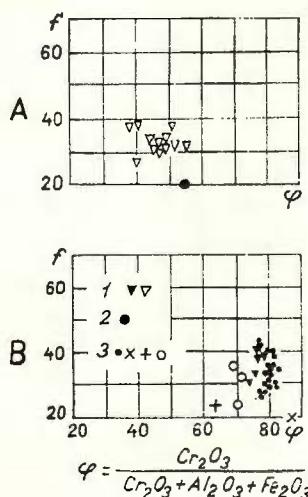


Fig. 4. — Relația dintre fericitatea generală și cromicitatea cromitelor din munții Lotrului, comparativ cu masivul Kempirsaisk, U.R.S.S. (după Pavlov, Grigorieva-Ciuprînina, 1973). A, pentru cromitele minereurilor din orizonturile superioare; B, pentru cromitele din cîmpul minier principal Kempirsaisk; 1-2, cromit din minereu; 1, zăcăminte mici și mineralizații; 2, zăcăminte mari (cromite din cîmpul minier principal); 3, cromite din ultrabazitele cristalinului getic al munților Lotrului: o corpul Voinesița; + corpul Călinești; × Dealul Ursului, Munții Căpătâni; ● corpul Vătaful.

Relation entre la ferricité générale et la chromicité des chromites des Monts Lotrului, par rapport au massif Kempirsaisk, URSS (d'après Pavlov, Grigorieva-Ciuprînina, 1973). A, pour les chromites des minéraux des horizons supérieurs; B, pour les chromites du champ minier principal Kempirsaisk; 1-2, chromite de minéral; 1, gisements petits et minéralisations; 2, gisements grands (chromites du champ minier principal); 3, chromites des ultrabasites du cristallin géétique des Monts Lotrului: o le corps Voinesița; + le corps Călinești; × Colline Ursului, Monts Căpătâni; ● le corps Vătaful.

Nu s-au constatat legități între valorile f și φ în cromitele din munții Lotrului.

Absența unor astfel de legități a fost corelată cu afirmațiile lui Pavlov, Grigorieva-Ciuprînina (1973), potrivit cărora în cadrul masivelor ultrabazitice aluminozitatea este legată direct de prezența aluminiului în rețeaua cristalină a cromitului, sub forma componentului $MgAl_2O_4$. Existența acestui component reduce valoarea raportului magneziului și fierului din compozitia modală a spinelilor cromiferi.

Din aceste motive am încercat să calculăm numai conținutul de FeO din moleculele cu conținut de crom, adică indicele f_{cr} ($f_{cr} = FeCr_2O_4 \cdot 100 / (FeCr_2O_4 + MgCr_2O_4)$), valori care au fost comparate cu cele menționate pentru zăcămîntul Kempirsaisk (tab. 5).

Analizînd valorile (tab. 5) constatăm că numai spinelii separați din serpentinitele antigoritice ale vîrfului Vătaful se caracterizează prin valori deosebit de ridicate ale f_{cr} (89,7), similare celor citate de Pavlov, Grigorieva-Ciuprînina (1973) pentru cîmpul minier principal Kempirsaisk.

În final se constată o relație inversă între cromicitatea (φ) și f_{cr} cu creșterea lui φ scade f_{cr} ; pe baza căreia putem afirma că mediul magnezian și puțin feros din munții Lotrului a fost favorabil apariției minereurilor cu conținut ridicat de crom. Acest lucru este susținut și

TABELUL 5

Fericitatea și cromicitatea spinelilor cromiferi din munții Lotrului

Grupa de spineli cromiferi și minereu	Nr. analizei	f	φ	f_{cr}
<i>Munții Lotrului</i>				
ferricromit Voinești ferricromit Vătaful crompicotit Călinești cromit Dealul Ursului (Munții Căpăținii)	2 1 1 1 1	22,6–35,4 19,7 23,1 17,7	70–71 54 62 89	37,8–42,0 89,7 40,2 92,3
<i>Zăcămîntul Kempirsaisk (U.R.S.S.)</i>				
(P a v l o v, G r i g o r i e v a-Ci u p r i n i n a, 1973)				
cromit din minereu corpuri mici corpuri mari corpuri metasomaticice	6 30 6	30,35–41,60 26,44–42,00 42,69–48,50	74–77 77–83 72–82	37,8–49,10 28,0–49,34 54,3–61,76
<i>Zăcămîntul Stepninsk (U.R.S.S.)</i>				
cromit din minereu	12	27,18–39,30	38–55	49,7–89,58

de procentul ridicat de molecułă fayalitică (70–85%) din olivina proaspătă separată din ultrabajitele munților Lotrului.

Analizele cromitelor au fost proiectate pe diagrama $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. 5) constatindu-se că ultrabajitele studiate aparțin peridotitelor și dunitelor, fiind intens serpentinizate.

Mineralogic se încadrează în seria ferricromitului, cromitului și crompicotitului, după clasificarea lui S o k o l o v (1948).

Suștinem ipoteza lui V e l i n s k i, B a n n i k o v (1972) potrivit căreia spinelii cromiferi pot fi utilizati la stabilirea exactă a protolitului, care a generat serpentinitete. Rezultatele obținute pe spinelii cromiferi ai serpentinitelor munților Lotrului confirmă că protolitul a fost un dunit sau peridotit cu conținuturi ridicate de Fe și Cr și redus de Al, fiind în concordanță cu ideile lui B u n c h et al. (1967).



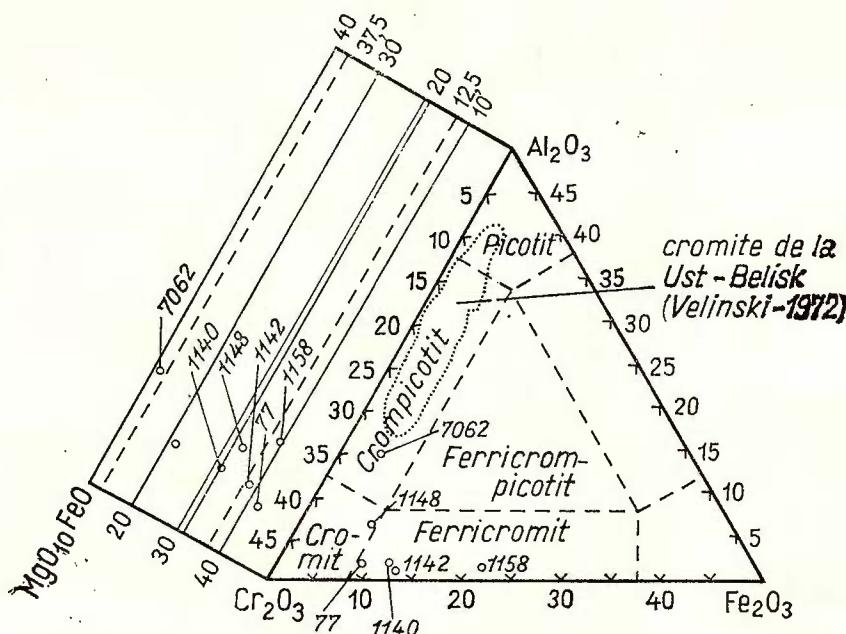


Fig. 5. — Compoziția cromitelor din ultrabajitele munților Lotrului. Comparativ spinelii cromiferi accesori de la Ust-Belisk, U.R.S.S. (Velinski, Bannikov, 1972).

Composition des chromites des ultrabasites (Monts Lotrului). Comparaison avec les spinelles chromifères accessoires de Ust-Belisk, URSS (Velinski, Bannikov, 1972).

III.5. Spectroscopia IR a cromitelor

Cromitele au fost analizate prin spectroscopie IR pe baza datelor experimentale ale lui Boldăre (1976) care utilizând standardul intern de KSCN, NH₄SCN și CaCO₃ a indicat prezența următoarelor benzi de absorbție în spectrele IR ale cromitelor din Ural: 405, 502, 635, 900, 1110, 1310 și 1380 cm⁻¹.

TABELUL 6
Benzile de absorbție IR ale cromitelor din munții Lotrului

Nr. probei	Frecvența benzii în cm ⁻¹				
	400—700	700—1000	1000—1600	1600—3200	3200—4000
1140	410, 440, 550	940	1080, 1160	—	3400, 3680
1142	440, 550, 635	950	1050, 1150	—	3400, 3680
1148	430, 550, 635	950	1040, 1160	—	3400, 3660
1158	430, 550, 620	940	1130	—	3400, 3660
77	405, 520, 635	930	1110	—	3440, 3680
7062	420, 530, 635	940	1120	—	3400

Valorile benzilor de absorbție din cromitele munților Lotrului sunt menționate în tabelul 6 și comparate cu cele din centura platiniferă a Uralului (U.R.S.S.).

Spectroscopic cromitele munților Lotrului prezintă similitudini cu cele din centura platiniferă a Uralului (U.R.S.S.), Cuba și Bushveld (R. S. Africană).

IV. Concluzii

Analiza spinelilor cromiferi separați din ultrabazitele serpentinizate ale munților Lotrului, corelate cu analizele chimice, difractometrice și spectroscopice IR au permis obținerea următoarelor concluzii :

Posibilitatea determinării tipului de spinel din indicele de refrație (N), valoarea parametrului „ a ” al celulei elementare și greutatea specifică (d) (D e e r et al., 1966) ;

Determinarea cu exactitate a tipului de spinel cu ajutorul diagramei lui V e l i n s k i, B a n n i k o v (1972), formulelor structurale și parametrilor suplimentari : f_0 , f , f' , φ , φ' și f_{cr} ;

Încadrarea spinelilor cromiferi ai munților Lotrului în grupa cromitului, ferricromitului și crompicotitului ; aceștia fiind similari cu cei ai zăcămintelor Saranovsk, Kempirsaisk (U.R.S.S.), Bushveld (R. S. Africană), Sierra de Nippa (Cuba) și Pergini (Turcia) ;

Existența unor benzi caracteristice în spectrele de absorbție IR ale spinelilor cromiferi : 550, 940, 1130, 3400 cm^{-1} diferite de cele ale magnetitului : 415, 595, 750, 800, 1100 și 1390 cm^{-1} (B o l d â r e v, 1976) ;

Spinelii cromiferi din serpentinitete, peridotitele și dunitetele munților Lotrului corespund chimic ultrabazitelor geosinclinale, seria dunit-harzburgitică (Z i m i n, 1973) ;

Spinelul cromifer separat din harzburgitele de la Călinești prezintă o compoziție similară cu a cromitului ce însă este zăcămintele de diamante din Africa de Sud, cu un conținut de 6,25% TiO_2 (S o b o l e v, 1974).

BIBLIOGRAFIE

- A v i d o n V. P. (1973) Koefișienti dlia mineralogicheskikh i petrohimiceskikh pereschetov. Nedra, Moskva.
- B i l g r a m i S. A., I n g a m e l l s C. O. (1960) Chemical compositions of the Zhob Valley chromites, west Pakistan. *Am. Miner.* 45,5, Washington.
- B o l d â r e v A. I. (1976) Infrakrasnje spektri mineralov. Nedra, Moskva.
- B u l a h A. G. (1967) Rukovodstvo i tablîi dlia rasceta formul mineralov. Nedra, Moskva.
- B u n c h T. E., K l a u s K., S n e t s i n g e r K. G. (1967) Chromite composition in relation the chemistry and texture of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 10, Oxford.
- C a m e r o n E. H., E m e r s o n M. E. (1959) The origin of certain chromite deposits of eastern part of the Bushveld complex. *Econ. Geol.* 54, 7, Urbana (Illinois).



- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1966) Porodoobrazuiuscie minerali. Mir. Moskva.
- Donath M. (1931) Zinc bearing chromites. *Am. Miner.* 16, Washington.
- Godovikov A. A. (1975) Mineralogija. Nedra, Moskva.
- Marakushev A. A. (1976) Petrografia. 1, Mosk, Un-ta Moskva.
- Mihailov A. F. (1961) Hromspineliidi Penjinskogo raiona in „Materiali po gheologii i mineralogii rudnih mestorozdenii. Gospheoltehizdat, Moskva.
- Pavlov N. V. (1949) Himiceskii sostav hromspinelidov v sviazi s petrograficskim sostavom porod ultraosnovnih intruzivov. *Tr. IGER AN SSSR*, 103, ser. rudn. mest., 13, Moskva.
- Ciuprinya I. I. (1967) Sostav hromspinelidov i gheneticskie tipi hromitovogo orudienija Kempirsaiskogo plutona. *GRM*, IX, 2, Nedra, Moskva.
 - Kravcenko G. G., Ciuprinya I. I. (1968) Hromiti Kempirsaiskogo plutona. Nauka, Moskva.
 - Ciuprinya I. I., Ostromorskaja O. P. (1969) O sostavah sosušestvuiuscich olivinov i hromspinelidov iz porod i rud dunit-garþburghitovoi formatii. *Gheol. rudn. mestorozd.*, XI, 2, Nedra, Moskva.
 - Grigorieva-Ciuprinya I. I. (1973) Zakonomernosti formirovaniya hromitovih mestorozdenij. Nauka, Moskva.
- Reelfs D. A. (1956) L'analyse de la chromite. Revue des méthodes. Etude d'une chromite de Turquie. Archives des Sci. Genève. 9, 2, p. 129–165, Genève.
- Sobolev V. S. (1974) Glubinë vkliucenija v kimberlitah i problema sostava verhnei mantii. Nauka, Novosibirsk.
- Sokolov V. I. (1948) Hromiti Urala, ih sostav, uslovija kristalizacii i zakonomernosti rasprostranenija. *Tr. IGN-AN-SSSR*, ser. rudn. mestorozd, 97, 12. Gospheoltehizdat, Moskva.
- Veliniski V. V., Bannikov O. L. (1972) O sviazi sostava ak'tessornih spinelidov v alpinotipnih giperbazitah s sostavom materinskikh porod i sosušestvuiuscich silikatov (na primere Ust'-Beliskogo massiva na Ciukotke) in „Problemi petrologiji ultraosnovnih i osnovnih porod“. Nauka, Moskva.
- Zimin S. S. (1973) Paraghenezi ofiolitov i verhnjaia mantia. Nauka, Moskva.

CONTRIBUTIONS A L'ÉTUDE DES SPINELLES CHROMIFÈRES DU CRISTALLIN GÉTIQUE DES MONTS LOTRU

(Résumé)

Les ultrabasites du cristallin géétique des Monts Lotru sont représentées par des serpentinites antigoritiques ; les plus typiques en sont les massifs Voineşti et Vătaful.

Celles-ci contiennent d'habitude des spinelles chromifères qui atteignent en quelques échantillons des proportions de 5–10 % et même plus dans la zone des sommets Voineşti et Vătaful.

Le chimisme des spinelles chromifères a été examiné après la séparation de 6 échantillons des fractions minérales de 0,1–0,2 mm des serpentinites antigoritiques et leur purification à acide chlorhydrique dilué, suivi de l'éloignement de la fraction magnétique.



On a analysé les propriétés physiques des spinelles chromifères, en déterminant le poids spécifique ($4,6 - 4,8 \text{ g/cm}^3$) ; la valeur du paramètre (α) de la cellule élémentaire ($8,22 - 8,29 \text{ \AA}$) et l'indice de réfraction N ($1,95 - 2,20$).

L'analyse chimique des spinelles chromifères des Monts Lotru a montré que les concentrations en Cr_2O_3 varient entre 35,00 % (le sommet Vătaful) et 54,00 % (le sommet Voinești).

Les valeurs des principaux oxydes des spinelles chromifères des Monts Lotru sont comparables aux données existantes dans la littérature de spécialité.

Nos chromites sont riches en MgO et Cr_2O_3 parce que liées probablement à des accumulations de minéraux de spinelles chromifères.

Les analyses chimiques et le traitement des résultats nous portent à considérer que dans les ultrabasites serpentiniées des Monts Lotru on trouve des chromites hystéromagmatiques pareilles à celles décrites de l'Extrême Orient de l'Union Soviétique et de la ceinture du Pacifique.

On a établi les particularités d'évolution des chromites des Monts Lotru à partir des suivants paramètres supplémentaires : la chromicité, l'aluminosité, f, f_0 et f' qui nous ont permis la comparaison de nos résultats avec ceux cités pour les chromites du massif Bushveld (R.S. Africaine).

En vertu de la valeur de l'aluminosité, les chromites des Monts Lotru se rangent entre 1,3 et 39,2.

Le caractère de la chromite a été finalement estimé à l'aide du coefficient f' , se constatant son importance économique dans les serpentinites du sommet Vătaful (41,00 %) par rapport à celles de la zone des harzburgites de Călinești (6 %).

La ferricité $f = 19,7 - 35,0$ est typique pour les chromites du principal champ minier Kempirsaisk (URSS).

La chromicité varie entre 54,00 et 71,00 %, étant typique pour les dunites abisiques.

Le calcul de l'indice f_{Cr} nous permet de constater que seules les spinelles chromifères séparées des serpentinites du massif Vătaful sont caractérisées par des valeurs particulièrement élevées ($f_{Cr} = 89,7$), similaires à celles citées dans la littérature pour les gisements de chrome.

En projetant les analyses chimiques sur le diagramme ternaire $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$, nous avons constaté que les spinelles chromifères des Monts Lotru se rangent dans la série de la ferrichromite, de la chromite et de la chrompicotite.

Les résultats obtenus confirment que la protolith qui a engendré les serpentinites a été une dunite ou une périclase à teneurs élevées en fer et chrome.

Pour la première fois est employée la méthode du standard interne de KSCN, NH_4SCN et CaCO_3 dans la spectroscopie IR des chromites, avec indication de la présence des bandes d'absorption de : 410, 520, 635, 940, 1110 et 3400 cm^{-1} , comparables aux données existantes sur la spectroscopie IR des chromites des Monts Oural (URSS).

Les analyses chimiques sur les spinelles chromifères des ultrabasites serpentiniées du cristallin géétique des Monts Lotru attestent que celles-ci sont pareilles à celles des gisements de chromite de Saranovsk, Kempirsaisk (URSS), Bushveld (R. S. Africaine) et Pergini (Turquie).





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE



Project 39: Ophiolites of continents and comparable oceanic rocks

STRUCTURAL, PETROLOGICAL AND GENETIC
STUDY OF THE OPHIOLITES FROM THE NICULITEL
ZONE (NORTH DOBROGEA)¹

BY

HARALAMBIE SAVU², CONSTANTĂ UDRESCU², VASILICA NEACŞU²

Ophiolites. Structural petrology. Petrogenesis. Petrochemistry. Orogenesis. Magmatic differentiation. Plate tectonics. Geochemistry. The Northern Dobrogea.

Sommaire

Etude structurale, pétrologique, géochimique et génétique des ophiolites de la zone de Niculitel (Dobrogea du Nord). Dans la zone de Niculitel-Sarica-ruisseau Bădila, les roches ophiolitiques (diabases) sont représentées par des basaltes (paléobasaltes), anamésites, variolites, dolérites et gabro-dolérites, souvent spilitisées. Ces roches constituent des écoulements sous-marins, fréquemment sous faciès de pillow-lava, à intercalations de pyroclastites et de calcaires triasiques moyens. Les éruptions basiques se sont manifestées dans une zone océanique, où, pendant le Trias supérieur, se sont déroulés des processus de subduction. Les formations éruptives et sédimentaires ont été plissées au cours des mouvements chimériques anciens, en résultant une série de structures orientées sur la direction NO–SE, qui sont déversées vers le Nord-Est. Les recherches pétrochimiques et géochimiques ont montré que les roches de la zone de Niculitel-Sarica ressemblent aux ophiolites des autres régions du globe. Elles se rangent dans le groupe des basaltes „intraplaque” des îles océaniques. Le magma dont ont résulté les roches basiques s'est formé dans le manteau supérieur.

Introduction

The ophiolites have become very important since the development of the theory of plate tectonics, as the zones bearing such formations are used for establishing the configuration of continents and oceans.

¹ Received on April 11 1978, accepted for publication on April 11 1978, presented at the Meeting on May 12 1978.

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



Also, they aroused the interest of specialists as it was found that useful mineral substances of economic importance were associated with them.

The researches carried out by us on the diabase-spilites in the Niculițel zone (Plate I) represent an important contribution to the knowledge of the basic rocks in Romania, as the previous data concerning these rocks were either incomplete or lacking altogether, especially from a structural, geochemical and genetic point of view. Detailed studies had not been carried out in the region since 1931.

The basic rocks from North Dobrogea attracted the attention of geologists since the last century, when Peters (1867) who studied „the melaphyres nappes” and Negulau (1899) provided the first data for the knowledge of the diabases in the region and from Ortachioi respectively.

Horia
Păsecu (1904) carried out geological and mining studies in the Tulcea District, furnishing a first general map of the region between Isaccea and Ortachioi, which was later used by Murgoci (1915). In 1912 Mrazec, who was dealing with the structure of North Dobrogea, reached the conclusion that the diabasic porphyrites and the quartz porphyries from this region separated from a single primary magma. Murgoci (1915) made an important study on the geological structure of North Dobrogea. He shows that „the diabase-porphyrites” cross and metamorphose the Ladinian limestones. He also points out that these rocks should be studied in detail, as were the eruptive rocks crossing the Triassic limestones in the Crimea and the basic rocks in the Perșani Mountains.

The investigations carried out by Savu (1930, 1931) accompanied by petrographic descriptions and by two chemical analyses of silicates furnished more detailed data on the basic Triassic eruptive rocks.

The data obtained by Savu were later used and discussed by Iancovici et al. (1961) and Mirăuță et al. (1968) in their synthetical papers, such as the guide-book for the excursion in Dobrogea of the Carpatho-Balkan Association Congress held in Bucharest in 1961 and respectively the explanatory note to the map 1 : 200,000, Tulcea sheet. New data on the metallogenesis of the region appeared (Iancovici et al., 1977; Popescu, 1977).

The Niculițel region lies in the northern extremity of North Dobrogea. It is part of a promontory, consisting of Mesozoic eruptive rocks, which can be clearly discerned from the Măcin-Tulcea Road. Owing to the strongly abrupt northern side, the relief in this zone shows a volcanic aspect. The mentioned promontory would represent, according to de Martonne (1908), the remains of a higher platform (the Niculițel Platform), as compared with the surrounding zones forming a lower platform.

The highest hills on this platform are Dealul Mare (349 m) to the south, the Sarica Hill (294 m), the Tugulea Hill (294 m,) the Piatra Roșie Hill (295 m) and the Troian Hill (365 m) on which there can still be seen part of „Traian's wall”, existing in the region investigated by us. The



mass of basic eruptive rocks is crossed by a few rivers running either northwards, flowing into the Danube, or eastwards, the latter being tributary to the Telița River.

The Geological and Tectonic Constitution of the Region

A) The Niculițel-Sarica region consists of three principal geological complexes : (1) the lower complex of Triassic limestones ; (2) the median complex of basic eruptive rocks and (3) the upper complex of Carrian sandstones.

1. The complex of Triassic limestones (Upper Anisian)³ develops in the axis of the anticlinal structure from Niculițel. The limestones crop out owing to erosion, which removed the basic rocks in the Niculițel Brook. The rocks belonging to this complex crop out in the eastern part of the Niculițel Village, near the Piatra Roșie Hill, whence they sink south-eastwards under the mass of basic eruptive rocks. The limestones are overlain by Quaternary deposits north-westwards, towards the uplift of the anticline axis and appear again only at the base of the mass of eruptive rocks, in the north-eastern part of the Țugulea Hill, under Meseaua, where they probably lie in the south-western (normal) flank of the Niculițel anticline.

The formations belonging to this complex are represented mainly by black and gray limestones. They contain several black or red accidents and rhythmical bands of red argillites. Intercalations of basaltic tuffs are noticed here and there as well as basalt flows, reaching 0.25–8 m in thickness. Such intercalations are to be found on the path leading from the water tower to Izvorul Smeul and on the way from the Niculițel Brook to the north-eastern part of the village. The limestones and the basic rocks are folded together, which indicates that these rocks formed concomitantly in the Triassic Sea.

2. The complex of basic eruptive rocks covers the greatest part of the geological formations in the region. It is about 1800–2000 m in thickness and extends from east of the Sarica Hill to west of the Bădila Valley, continuing north-westwards. The eruptive rocks belonging to this complex gradually disappear southwards and south-eastwards in the Triassic (Anisian-Ladinian) limestones belonging to the time interval equivalent to the basic eruptions from the Niculițel-Sarica zone (Plate I). As shown on the annexed map (Plate I), the boundary with the formations belonging to the upper complex lies south of the main crests of the hills in the region. These formations overlie periclinally the eruptive rocks from the Niculițel anticline and those from the Dealul Frunzarului-Sarica syncline.

The basic rocks are represented by effusive rocks, which are prevalent, extrusive rocks, intrusive and hypabyssal rocks.

a) The diabasic effusive rocks, which are often spilites, are represented by basalts (paleobasalts), hyalobasalts, amigdaloidal basalts, va-

³ Elena Mirăuță, personal communication.



riolites and anamesites, rocks forming large submarine flows. The latter are attested by the frequent separation in the form of pillow lava of the basaltic and anamesitic rocks, a facies which is found throughout the region (Plate I).

The separations of pillow lava (Pl. II, fig. 1) reach 1—2 m in length and show two types of matrixes. In most cases, the matrix consists of a chlorite material, formed at the expense of an initially vitreous matrix, which was altered in the submarine environment. But basaltic rocks, in which the separations of pillow lava show a matrix formed of carbonatic depositions of yellow or pink colour, sometimes associated with chlorite material from altered glass, are found here and there in places such as the Piatra Roșie Hill, east of Nicușor, and between the Tugulea Hill and the Dealul Mare Hill.

b) Pyroclastic levels represented by volcanic breccias, agglomerates with elements of various dimensions (0.5—5 cm in diameter) and basaltic tuffs are intercalated between the diabase flows of various types, showing or not a pillow lava facies. These levels reach 0.5 to several ten metres in thickness. The pyroclastics on the left bank of the Tigani Brook (Fig. 1)

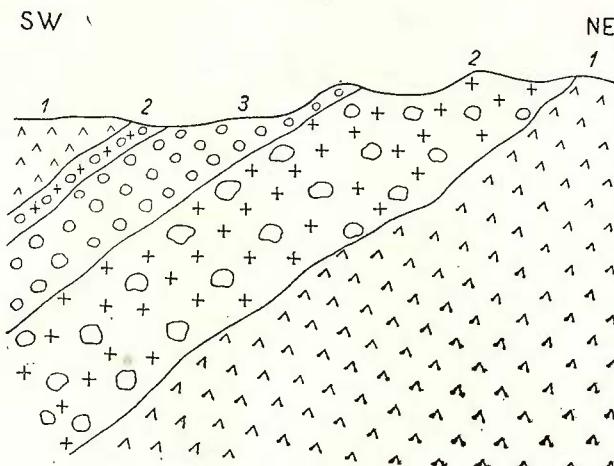


Fig. 1. — Level of pyroclastics (50 m in thickness) on the northern bank of the Tigani Brook. 1, basalts and anamesites; 2, volcanic (basaltic) breccias with tuffogenous cement; 3, volcanic (basaltic) breccias with carbonatic cement.

are the most characteristic. The volcanic breccias consist of angular basaltic blocks, while the agglomerates, which are rarer, comprise rounded eruptive blocks. The coarser pyroclastics show either a tuffogenous cement or one formed of yellow, rather pink or red calcite (Pl. II, fig. 2). The latter is more frequent in the case of the volcanic breccias, as can be noticed in many places on the Piatra Roșie Hill, the Tugulea Hill and

very seldom on the Tigani Brook. The carbonatic material forms also small aggregates or veinlets in breccias, as at Piatra Roșie.

c) The rocks showing intrusive and hypabyssal characteristics are represented by small bodies or intrusive nappes, mentioned also by I a n o v i c i et al. (1977), of dolerites and gabbrodolerites, intruded between the basalt and anamesite flows. While the dolerites appear more frequently, the gabbrodolerites are found only in three places, namely : at Piatra Roșie, on the western side of the Tugulea Hill and at the springs of the Tigani Brook. The latter body differs from the other two, representing an intrusive nappe, about 100 m in thickness, consisting on the margins of dolerites, while inwards, it consists of gabbrodolerites and rocks with characteristics similar to those of granophyres. These rocks are weathering in rounded blocks of 1–2 m in diameter.

d) Numerous intercalations of gray, black, yellow, russet or red limestones are to be found between the diabase flows and the pyroclastic levels. These intercalations, which are more frequent in the diabases from the western bank of the Niculițel Brook, appear as lenses or bands of 0.5 to 5 m in thickness. Sometimes they are bent and dislocated by small faults. The carbonatic rocks from these levels are often associated with argillites or red siltites (rich in limonite), more rarely green (tuffogenous) and show frequent siliceous accidents. Some bands show a jaspoid character, are hard and breakable. When these intercalations are more numerous, limestones with a structure in rhythmical bands form. There also appear limestones with fine bands of basalt tuffs.

3. The upper complex develops in the southern part of the region (Plate I), overlying the basic rocks and the limestones, equivalent to the diabasic rocks with regard to the age. It consists of siliceous sandstones. The passage from the eruptive rocks to the Carnian siliceous sandstones is represented by a discontinuous horizon, consisting of limestones and red argillites in the basin of the Pirlita Brook and on the Sarica Hill.

B) The tectonics of the investigated region formed during the old Kimmerian movements, at the end of the Triassic.

As shown by M u r g o c i (1915), the structures trend variously in the zone of the Kimmerian orogen, to which North Dobrogea also belongs. They are disposed approximately E–W in the Caucasus and the Crimea, but they trend NW from North Dobrogea, along the East Carpathians, to Czechoslovakia and Poland. They are thus parallel to the margin of the East-European continental shelf.

The positions of the strata and limestone intercalations from diabases in the Niculițel-Sarica zone generally trend N53°W, dipping constantly towards SW about 50° (Fig. 2). Plate I indicates that it is a question not of a simple monocline, but of a folded mobile zone, whose structures are facing (vergenz) towards NE, in the direction of the East-European plate that was subducted under the Moesian microplate. The correlation of these data with those related to the Carpathians (R ă d u l e s c u, S ă n d u l e s c u, 1973; R ă d u l e s c u et al., 1976) indicates that there existed two ocean zones accompanied by subduction phenomena



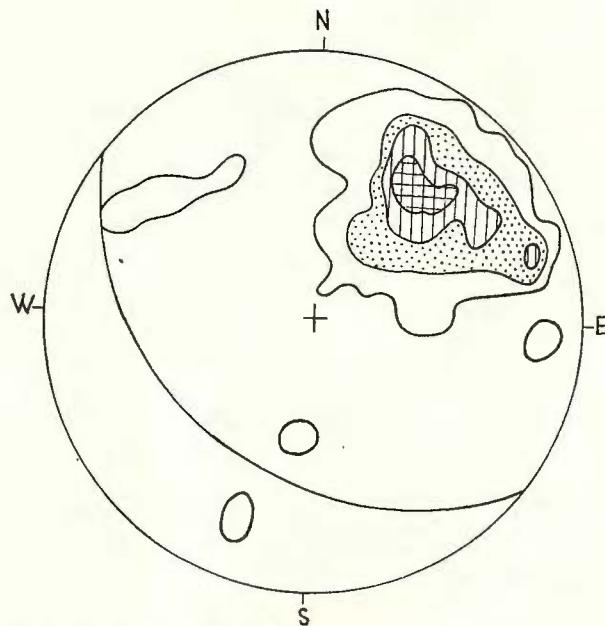


Fig. 2. — Diagram for the stratification (66 positions) of the limestone intercalations from the basic rocks from Niculițel. Isolines : 1—3—5—8 per cent.

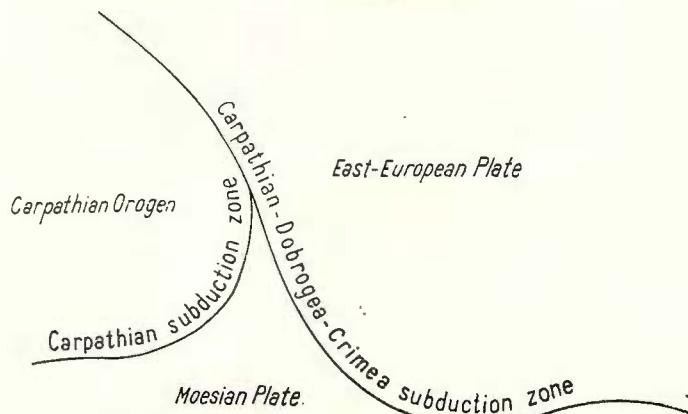


Fig. 3. — Scheme of subduction zones.

in this part of Europe : a Carpathian one and another one, extending from the East Carpathians through Dobrogea towards the Crimea and the Caucasus (Fig. 3)⁴. These mobile zones had functioned since the Pre-

⁴ I. Dumitrescu and M. Sandulescu (1968 a, 1968 b) show that the prolongation of the North Dobrogea fold system towards NW can be followed up to the parallel of the Mărășeti locality.

cambrian (Giuşcă et al., 1969), concomitantly or intermittently. The mobile zone of the Carpathians-Dobrogea-Crimea showed an intense tectonic activity at the end of the Triassic, during the evolution of the Siret Ocean (Herz and Savu, 1974), after the formation of the ophiolites of North Dobrogea, the East Carpathians (Savu, 1968), the Crimea and the Caucasus. It is noteworthy that the two subduction lines (Fig. 3) join approximately in the zone of the epicentre of the earthquakes from the Vrancea Mountains, which might explain the mobility of this region. The great thickness of the Neogene and recent sediments from the Precarpathian Depression (Vrancea) and from the Predobrogean Depression, especially in the Danube Delta, suggests that the subduction zone of the Carpathians-Dobrogea-Crimea is still active, which would determine the earthquakes from this region (Roman, 1970; Constantinescu et al., 1973; Airiei, 1975).

As mentioned before, there are two main structures in the Niculitel region — the Niculitel anticline and the Dealul Frunzarului-Sărica syncline — trending NW-SE and facing towards NE (Plate I). Folds with concentric slipping varying in size, trending N20–50°W, plunging towards SE by 20–40°, formed in the limestones situated in the Niculitel anticline axis. If these plastic folds formed during the old Kimmerian movements, it is also found that the region was also subject to movements of the same general trending later, when the formations consolidated, so that fractures trending N38–84°W, and dipping with 38–82° southwards formed. Therefore these fractures are parallel, like the folds, to the margin of the East-European plate. They would constitute, beside the deepening of the Predobrogean Depression, one more proof concerning the continuation of the subduction in this mobile zone, also during the more recent post-Triassic times. One should mention that a cleavage appears in the fractures' zones, affecting both the diabases and the limestone intercalations.

Petrography and Mineralogy

The basic rocks of North Dobrogea consist of numerous types of effusive and intrusive rocks.

a) The basalts (paleobasalts) are among the most characteristic rocks in the region ; they are black, showing an ophitic texture, formed of altered (albitized) plagioclase, titanaugite partly altered in chlorite, magnetite in fine granules and chloritized glass. Calcite and chlorite pseudomorphoses appear in this groundmass, after idiomorphic phenocrysts of plagioclase, pyroxene and probably olivine. The titanaugite, the characteristic mineral of the basic rocks from North Dobrogea, forms prismatic crystals after 100, with extinction angle $c \wedge Ng = 55^\circ$ and having the following pleochroism : Ng = reddish to violet-lilac, Nm = reddish ; Np = reddish. It is substituted sometimes by a yellow-brown chlorite containing iron oxides and titanium oxides (leucoxene) in fine granules. The rocks are sometimes impregnated with limonite and hematite, a



phenomenon propagating on the fissures by which they are crossed. Othertimes, these veinlets are filled with epidote (pistacite), quartz and especially calcite, minerals forming also small aggregates in the rocks' mass. If the hydrothermalization process was more advanced, the rock is completely replaced by sericite, as in the Gurgoaia Valley.

b) The hyalobasalts are rocks with ophitic texture, in which the glassy groundmass prevails, being replaced by chlorite at present, and occupying the large spaces between the fine plagioclase sticks divergently disposed. A fine, opaque dust of oxides is noticed in the chlorite mass replacing the glass. Albitized plagioclase phenocrysts (An_8) are sometimes noticed in this fundamental mass; they are isolated or form accumulations, which determines the glomeroporphyritic texture. In other cases, the plagioclase phenocrysts as well as the sticks from the fundamental mass are replaced by a sericite aggregate or formed of albite, sericite and possibly calcite; this process is frequently found in the basic rocks from North Dobrogea and especially in those affected by a more advanced spilitization process.

c) The amygdaloidal basalts are to be found especially in the western part of the region (Plate I). They are similar to the before-mentioned basalts with regard to the structure and composition, differing from them by the amygdales filled with secondary minerals. In some rocks they are filled only with chlorite which forms spherulitic structures. In other rocks, the calcite is the main mineral which fills the amygdales from basalts, the chlorite occurring sporadically, although it is present in the groundmass of the rock, where it replaces the titanaugite and the interstitial glass. There are also instances when the elongated amygdales are filled with hematite on the margins and with calcite inside.

d) The variolites, black rocks with a characteristic structure, have the composition and the fine granulation typical of the basalts or hyalobasalts. They differ from the latter by the way of growth and association of the component minerals (albitized plagioclase and prismatic titanaugite), whose shapes are radial, spherulitic, cluster-like or sheaf-like; the interstices are filled with the chloritized glass. There also occur calcite and chlorite pseudomorphoses after various phenocrysts.

e) The anamesites are transition rocks between the basalts and the holocrystalline dolerites. They show an intersertal texture and a massive structure; they differ from the basalts by a less fine granulation and by the fact that the interstitial (chloritized) glass occurs in very small amounts. They are frequently spilites. Secondary biotite lamellas formed in some rocks, which suggests the presence of a weak potassium metasomatism. Sometimes the rocks are crossed by chlorite, quartz and calcite veinlets. The plagioclase is dim, being albitized, decalcified. The titanaugite, which is strongly pleochroic in violet-reddish, develops in elongated crystals, grouped in clusters or sheafs, in the interstices between the plagioclase sticks. Sometimes the albitized plagioclase sticks interrupt the prismatic titanaugite crystals, which indicates, taking into account the formation temperature of the two minerals, that the plagi-



clase formed before the clinopyroxene and was later albitized. Some rocks show a porphyric texture; in their groundmass there appear pseudomorphoses of spherulitic silicas, fine, opaque granules and calcite or serpentine, the latter indicating that it replaced the olivine phenocrysts. Sometimes rocks with small spaces filled with chlorite and calcite concentric depositions are to be found.

f) The dolerites are less frequent than the basalts. They are grouped into dolerites and olivine dolerites. The rocks show a divergent, characteristic texture and consist of plagioclase, clinopyroxene and magnetite. The olivine dolerites contain serpentine, calcite and iron oxides pseudomorphoses. The plagioclase (An_{40-56}) forms polysynthetically twinned crystals, according to the albite law, usually altered. Without presenting clear zones, the plagioclase crystals show, after the extinction angle, that they are more basic inside (labrador). The clinopyroxene presents a more varied composition. It is a titanaugite that shows elongated crystals after 100, having $c \wedge Ng = 55^\circ$; it is strongly pleochroic in reddish and violet-lilac colours. It is substituted by a yellow-brown chlorite, with separation of iron and titanium oxides.

g) From a petrographic point of view, the intrusive rocks from the Niculițel region are grouped into two categories: gabbrodolerites and albite gabbrodolerites.

1. The gabbrodolerites form the small bodies from Piatra Roșie and Bădila Brook (Plate I). The rocks have divergent texture and consist of plagioclase, clinopyroxene, magnetite and secondary minerals. The plagioclase is the first mineral that crystallized from magma, a reason why it is found also in the form of idiomorphic crystals, included in the bigger poikilitic, clinopyroxene crystals. It is usually altered and filled with an albite aggregate (An_8) and some fine argillitic powder, preserving however the primary twins that are formed according to the albite, albite-Karlsbad and, more rarely, pericline law. The clinopyroxene is usually a xenomorphic diopside, developing in the interstices of the plagioclase crystals; $c \wedge Ng = 38^\circ$. It is substituted by a brown-greenish chlorite, the process starting along the fissures and cleavage. The magnetite forms xenomorphic or skeleton-like crystals which were the last to crystallize in the magma. A small amount of interstitial quartz as well as very thin and elongated apatite crystals are seldom noticed. Apart from the chlorite, the calcite also appears as secondary mineral.

2. The albite gabbrodolerites are found in the small body on the Tigani Brook. They are rocks with divergent texture, manifested by the elongated plagioclase crystals, in the interstices of which clinopyroxene crystals form. The plagioclase is albitized, two types of rocks being noticed: (1) rocks with initial plagioclase more calcic, later altered; (2) rocks with plagioclase which crystallized as albite, but which is also packed with fine sericite lamellas.

The rocks belonging to the former type occur on the margin of the body on the Tigani Brook. Their plagioclase crystals show a dim nucleus, well delimited, which was initially more basic, bordered by a clear au-



reola of low temperature, fine twinned albite. The melanocratic mineral from these rocks is a clinopyroxene with tendency towards titanaugite ($c \wedge Ng = 50^\circ$), substituted sometimes by a brown or brown-green chlorite, with separation of iron oxides. Xenomorphic or skeleton-like magnetite crystals as well as fine apatite crystals also occur rarely.

The rocks belonging to the latter type lie within the body of the Tigani Brook. They are bluish, due to the chlorite colour, forming at the expense of the pyroxene. The latter is a diopside ($c \wedge Ng = 38^\circ$) that alters, while chlorite pseudomorphoses with spherulitic structures, associated or not with secondary iron and titanium oxides, format its expense. The fresh crystals show some more reddish parts inside, which suggests a transition from diopside to a titanaugite, namely the fact that first titanaugite and then diopside crystallized from the magma. The plagioclase (An_8) is weakly impregnated with secondary minerals, which indicates that it crystallized as albite from residual magma. Numerous very thin and elongated apatite crystals with hexagonal section occur in the albite and clinopyroxene. Sometimes one can notice a small amount of interstitial quartz, formed later, as well as magnetite and hematite xenomorphic and skeleton-like crystals. Fine granules appear in the chlorite aggregates; they represent a dark brown mineral that might be a pleochroic orthite. Calcite is present within these rocks, in the interstices of the elongated albite crystals corroded by them. The rocks are crossed by calcite veinlets, on the margins of which they are impregnated with tabular hematite crystals that replace also the melanocrate minerals within reduced thicknesses. In such cases the rock may be also impregnated with calcite, showing polysynthetically twinned crystals forming small aggregates.

h) The milonitized basic rocks usually occur along the faults. They show breaking phenomena and are crossed by shear planes, oriented in a preferential direction. Little sticks of iron and titanium oxides separate from the chloritized pyroxene. Fine, opaque powder and small leucoxene separated amounts also occur in the chlorite. When the lamination is stronger, the primary minerals are replaced by secondary minerals, most of them being oriented in the plane of an evident foliation which is shown by the rock divided into bands or lenses. Chlorite, quartz, calcite and prehnite small bands, lenses or aggregates form between them.

i) The veins with epidozites and quartz with geodes, in which appear idiomorphic crystals from the latter mineral, are to be found in various places in the region (Plate I). The epidotization processes are often accompanied by the pyritization of the surrounding rocks.

Geochemistry

For establishing the geochemical peculiarities of the basic rocks from Niculițel 20 samples were analysed, comprising the most characteristic petrographic types in the region, from basaltic rocks to typical spilitic rocks.



a) The result of the petrochemical analyses can be seen in Tables 1 and 2 which indicate some peculiarities of the studied effusive and intrusive rocks.

The SiO_2 content varies between 44.8 and 53.27 per cent, the MgO content is 3.08–8.60 per cent, while the CaO content is 5.28–11.94 per cent, which indicates that the magmatites from North Dobrogea belong to the basic rocks. The CaO content can be explained by the fact that most of the basaltic rocks contain more than 0.15 per cent CO_2 , although not all of them were subject to spilitization.

The Na_2O content increases in spilites from 2.40 to 4.95 per cent, so that the rocks at points 7, 9, 12 and 16 resemble in this respect the spilites whose chemical analyses are rendered by Turner and Verhoogen (1960) in table 25 (analyses 1 and 2). There is a gradual transition between the minimum value and the maximum value of Na_2O , which suggests that a differentiation process took place, accompanied by the gradual enrichment of the magma in Na_2O and volatiles. The sodium oxide amount is greater in the albite gabbrodolerites, the rocks on the Tigani Brook reaching 5.20 per cent Na_2O . Although intrusive, these rocks, containing 4.77–5.20 per cent Na_2O , resemble the spilite from Great King Island (New Zealand) which contains 5.25 per cent Na_2O and the spilite from Poorman Mine (Oregon) in which Na_2O increases to 5.55 per cent (Turner, Verhoogen, 1960).

K_2O increases gradually from 0.10 to 2.30 per cent in the basalts and spilites from Niculițel. In this respect they resemble some spilites rich in potassium from Oregon and Wellington (New Zealand), in which this oxide is 1.01 and 1.76 per cent respectively. The K_2O amount is somewhat smaller in the rocks from Niculițel than in the weilburgite from the Rehbach Valley, presented by Lehmann (1974). But they do not contain primary potassium minerals, except for the secondary biotite lamellas that were noticed in some basic rocks and were supposed to have formed owing to a weak potassium metasomatism process.

The data obtained from the analysis in Table 1 indicate that the primary magma, from which the basic rocks differentiated, was a basaltic magma with tholeiitic character, saturated with SiO_2 , whose direct products are some basaltic, anamesitic and doleritic rocks with normal Na_2O and K_2O content. During the evolution of this magma, products ever richer in SiO_2 and volatiles (albite gabbrodolerites) separated. The Niggli parameters and the determined magma types (Table 2) show that the differentiation of this magma followed the evolution line of the tholeiitic series.

As results from Figure 4, the basic rocks from Niculițel, although from a petrographic viewpoint are not alkaline basalts, are situated in the field of those rocks. The fact might be explained by the higher Na_2O content than in other basic rocks and by the K_2O introduced by the metasomatism process. This conclusion is also supported by the diagram in Figure 5, where the rocks from Niculițel, although having a generally



TABLE 1
Chemical Composition of Basaltic Rocks

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Sample number	56	27	61	23	10	13	28	49	65	42	31	46	20	41	33	30	37a	37b	35	
Rock type	Variolite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Gabbro-dolomitic	Gabbro-dolomitic	Gabbro-dolomitic	
Location	Niculite Hill	Piatra Rosei Hill	Badiia Hill	Niculite Hill	Ursu Valley	Hiliu Valley	Niculite Hill	Gurgoaia Valley	Niculite Hill	Tigani Brook	Tigani Brook	Tigani Brook								
Altitude	Medean- Nicolite	Medean- Piatra Rosei	Medean- Badiia	Medean- Nicolite	Ursu	Hiliu	Niculite	Gurgoaia	Niculite	Valley	Valley	Valley								
Site name	Amame- Nicolite	Amame- Piatra Rosei	Amame- Badiia	Amame- Nicolite	Ursu	Hiliu	Niculite	Gurgoaia	Niculite	Basalt	Gabbro	Gabbro								
Site name	Amame- Nicolite	Amame- Piatra Rosei	Amame- Badiia	Amame- Nicolite	Ursu	Hiliu	Niculite	Gurgoaia	Niculite	Basalt	Gabbro	Gabbro								
Site name	Amame- Nicolite	Amame- Piatra Rosei	Amame- Badiia	Amame- Nicolite	Ursu	Hiliu	Niculite	Gurgoaia	Niculite	Dolomite	Dolomite	Dolomite								
Site name	Amame- Nicolite	Amame- Piatra Rosei	Amame- Badiia	Amame- Nicolite	Ursu	Hiliu	Niculite	Gurgoaia	Niculite	Basalt	Gabbro	Gabbro								
Total	100.33	99.90	100.37	100.14	99.44	99.68	99.30	99.29	99.33	99.97	99.48	99.27	99.31	100.43	99.90	99.32	99.25	99.86	99.84	



TABLE 2
Niggli Parameters

No.	Sample number	<i>st</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>	<i>tl</i>	<i>p</i>	<i>w</i>	<i>Qz</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	Magma type
1	56	104.66	23.04	45.97	20.96	10.03	0.16	0.60	0.45	3.43	0.40	0.30	-35.46	24.09	41.00	34.91	gabbroid < alk
2	27	105.68	21.92	51.32	20.20	6.42	0.14	0.58	0.39	4.51	0.41	0.33	-25.08	27.28	35.51	37.21	gabbroid
3	61	110.01	22.58	51.84	19.10	6.48	0.17	0.52	0.37	5.11	0.43	0.27	-15.92	28.67	35.57	35.76	gabbroid
4	23	107.46	21.76	40.78	30.09	7.37	0.10	0.54	0.74	4.27	0.32	0.36	-22.02	26.89	36.18	36.93	milaritic < <i>st</i>
5	10	109.12	21.20	47.00	22.60	9.20	0.18	0.59	0.48	3.56	0.40	0.43	-27.68	25.64	37.39	36.97	gabbroid < fm < alk
6	13	118.49	24.07	44.49	20.95	10.49	0.29	0.73	0.47	3.99	0.44	0.38	-23.47	28.02	40.19	31.79	gabbroid < alk
7	28	113.20	21.10	47.02	20.93	10.95	0.01	0.54	0.44	4.69	0.50	0.42	-30.60	25.16	38.31	36.53	gabbroid-gabbroditic
8	49	113.50	22.38	44.89	25.68	7.05	0.15	0.58	0.57	4.46	0.46	0.38	-14.70	29.20	35.55	35.25	gabbroid
9	65	119.43	24.20	43.14	20.71	11.95	0.08	0.52	0.48	5.05	0.56	0.43	-28.37	26.96	41.43	31.61	gabbroid < alk
10	42	120.29	23.88	44.17	21.01	10.94	0.18	0.58	0.47	4.52	0.54	0.47	-23.47	28.05	40.06	31.89	gabbroid < alk
11	31	116.02	21.64	43.06	26.78	8.52	0.03	0.54	0.62	4.48	0.37	0.28	-18.06	28.33	35.99	35.68	milaritic
12	46	116.42	21.27	47.49	20.66	10.58	0.03	0.55	0.43	4.40	0.45	0.34	-25.90	26.51	37.68	35.81	gabbroid < alk
13	20	119.82	23.89	43.36	21.98	10.72	0.15	0.63	0.51	3.02	0.24	0.31	-23.06	28.16	40.26	35.58	gabbroid < alk
14	41	120.70	23.95	44.29	21.47	10.29	0.14	0.54	0.48	4.28	0.46	0.36	-20.46	28.74	39.48	31.78	gabbroid < alk
15	33	124.98	22.95	46.08	19.39	11.58	0.19	0.56	0.42	4.51	0.52	0.39	-21.34	28.51	39.08	32.41	gabbroditic
16	30	128.95	21.46	50.25	15.32	12.97	0.05	0.37	0.30	6.18	0.64	0.41	-22.93	27.84	38.14	34.02	gabbroditic > c
17	37a	123.54	20.20	46.00	19.10	14.72	0.11	0.37	0.41	7.48	0.92	0.44	-35.34	24.52	39.12	36.36	gabbroid < alk
18	37b	123.89	20.04	40.52	24.60	14.82	0.12	0.34	0.61	6.13	1.00	0.47	-35.39	24.66	39.18	36.16	gabbroid < alk
19	36	135.03	21.04	48.21	16.73	14.02	0.11	0.30	0.34	6.29	1.29	0.47	-21.05	28.66	37.70	33.64	gabbroditic
20	35	158.00	22.84	41.06	16.86	19.24	0.22	0.33	0.41	6.59	1.42	0.47	-18.96	30.52	40.83	28.65	dioritic-quartz-dioritic



higher TiO_2 content, only 5 of them are oceanic basalts, while the other 11 basaltic rocks and albite gabbrodolerites are situated in the field of the continental basalts. As the basic rocks, which erupted in submarine environment, show throughout the region the pillow lava facies, while

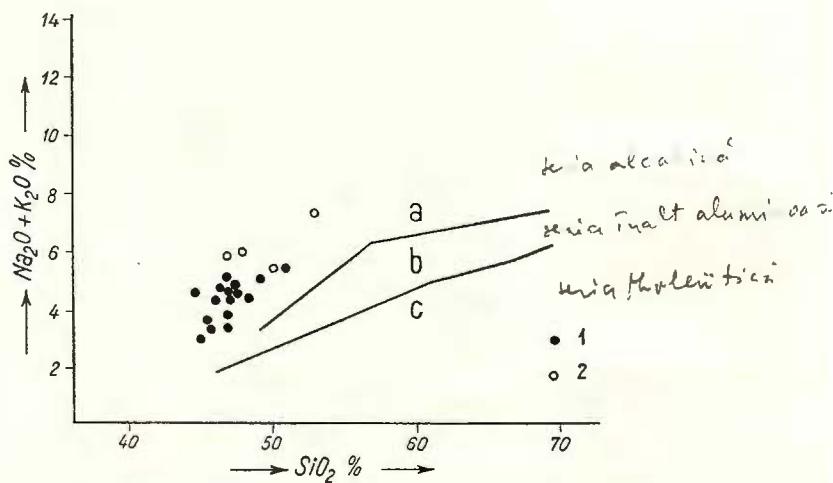


Fig. 4. — $Na_2O + K_2O/SiO_2$ diagram. 1, effusive rocks ; 2, intrusive rocks. v. p. 98 ac. volum

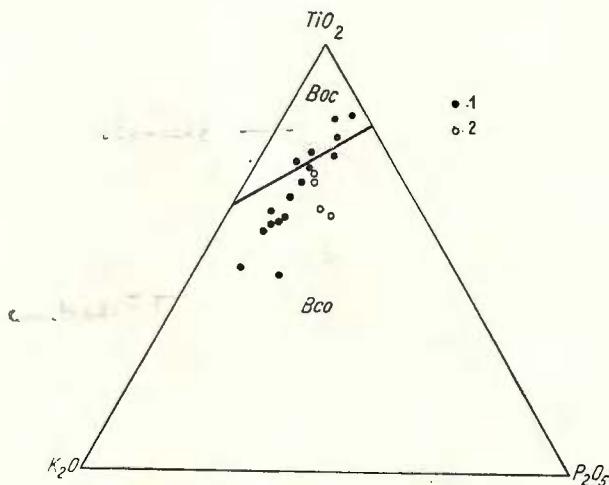


Fig. 5. — $TiO_2 - P_2O_5 - K_2O$ diagram. 1, effusive rocks ; 2, intrusive rocks.



their flows alternate with limestone intercalations with siliceous accidents and red argillites, we think that this distribution mode would express a secondary, not an initial peculiarity. One can notice on the diagram that the rocks shift from the field of oceanic basalts towards the K_2O , a component whose secondary, metasomatic introduction would explain this tendency. The albite gabbrodolerites that came from residual magmas, in which the apatite occurs frequently in thin and strongly elongated crystals, shows a tendency to shift from the group of basaltic rocks to the P_2O_5 corner.

Although the basaltic and the spilitic rocks are grouped within a rather restricted field on the diagram in Figure 6, while the albite gabbrodolerites form a separate field, situated in the vicinity of the former rocks, one can infer nevertheless the sense of the differentiation of the primary basic magma, from the basaltic magma to magmas richer in iron and then to magmas with higher concentration of alkalies, especially Na_2O and volatiles. This is in fact the sense of the differentiation of the tholeiitic magmas, whose evolution took place in the oceanic zones, representing the initial magmatites of the geosynclines and belonging to the ophiolitic succession of the tectonomagmatic cycle within which they formed. This observa

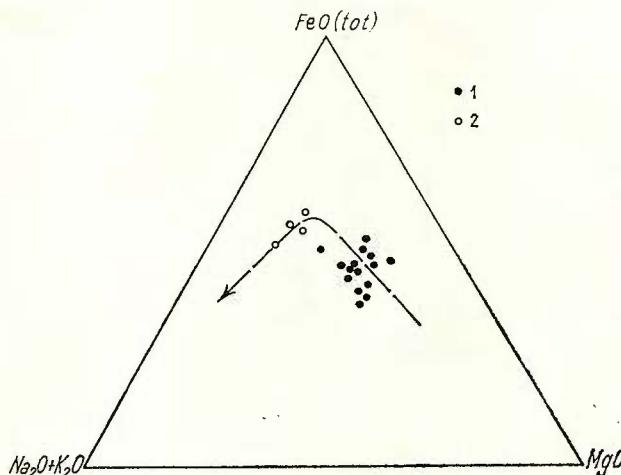


Fig. 6. — FeO (total)-MgO— $Na_2O + K_2O$ diagram. 1, effusive rocks ; 2, intrusive rocks.

tion is confirmed by the diagram in Figure 7, on which all the basic rocks, spilitized or not, from the Niculițel region, occur in the field of the basic ophiolites from the Appenines, the Alps and the Dinarides, studied by Burrini and Niggli (1945), and of those from the Drocea Mountains (Savu et al., 1970).

From the above observations it results that the Triassic basic rocks from North Dobrogea represent a Mesozoic ophiolitic sequence (Savu, 1968), whose petrochemical composition with tholeiitic character is partly

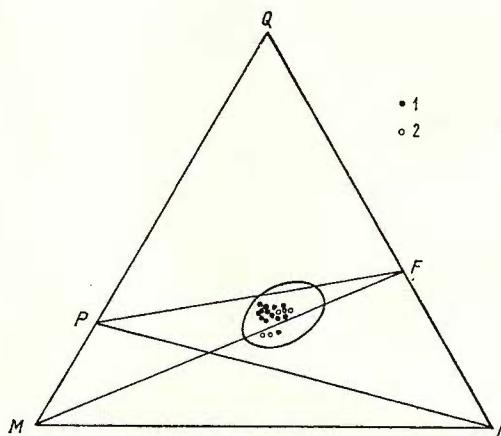


Fig. 7. — *QLM* diagram. 1, effusive rocks ; 2, intrusive rocks.

modified by the process of differentiation towards spilitic magmas and by the K_2O metasomatism that manifested late- or postmagmatically.

b) The distribution of the trace elements in the diabase-spilitic rocks from Niculițel (Table 3) is a characteristic of the basic rocks, showing some peculiarities that will be further presented.

The elements of the Ni, Co, Cr, V group (Table 3) have contents belonging to restricted variation fields in the basaltic and doleritic rocks. The basalt from the Niculițel Valley is an exception, having a lower Ni and especially Cr content. The vanadium in the albite gabbrodolerites generally maintains values close to those in the basaltic rocks. The cobalt manifests a very slight decreasing tendency. Ni and Cr show extremely reduced values in these rocks as compared to the hypabyssal and effusive rocks. One should mention that the Ni values are from 5 to 15 times, while the Cr values are from 100 to 200 times lower than those in the basaltic rocks.

The behaviour of Ni and Cr in the series of basic rocks from Niculițel is rendered evident by the diagram in Figure 8, in which the effusive rocks and the hypabyssal rocks are situated within a restricted field and to high Ni and Cr contents, elements for which the value of the Cr/Ni ratio is 2.5. The basalt from the Niculițel Valley has somewhat lower values, the Cr/Ni ratio being 1. The intrusive rocks (albite gabbrodolerites) are projected to very low Ni and Cr values, for which the Cr/Ni ratio decreases to $1.30 \cdot 10^{-1}$.

TABLE 3
Distribution of Trace Elements

No	Sample number	Rock type	Location	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	La	¹⁴³ Nb	⁸⁷ Zr	Ba	⁸⁷ Sr	Li	Pb	Cu	Ga	Sn
1	56	Variolite	Piatra Roșie Hill	160	43	330	230	24	24	3.0	<30	24	160	100	160	44	.5	50	16	2.5
2	27	Anamesite	Niculitel Valley	150	52	290	240	30	37	4.1	<30	<10	260	95	340	55	2.5	51	18	3.5
3	61	Dolerite	Bădila Hill	75	47	185	320	33	48	5.5	<30	15	320	130	420	24	2	45	17	3
4	23	Anamesite	Niculitel-Medanchioi Road	95	48	280	280	34	43	5.0	<30	<10	230	110	400	7	4	48	16	3
5	10	Anamesite	Piatra Roșie Hill	200	48	420	260	30	32	3.2	<30	23	160	110	340	13	2.5	52	15	3
6	13	Anamesite	Piatra Roșie Hill	110	48	280	190	25	27	2.9	<30	24	140	175	220	50	2.5	56	17	2.5
7	28	Variolite	Niculitel Valley	170	60	390	300	38	37	4.0	<30	14	260	60	720	38	4	40	15	3.0
8	49	Anamesite	Gurgoala Valley	135	50	340	250	30	32	4.3	<30	<10	220	85	240	36	2	50	16	2.5
9	65	Anamesite	Tugulea Hill	90	44	220	300	36	36	4.5	<30	20	215	82	420	24	6	34	15	7
10	42	Dolerite	Tigani Hill	77	48	190	260	30	33	4.0	<30	<10	200	120	420	20	2.5	47	16	2.5
11	31	Basalt	Niculitel Valley	85	48	190	235	26	40	4.5	<30	<10	225	90	550	14	4	45	18	2.5
12	46	Anamesite	Ursul Valley	125	46	300	220	30	33	4.2	<30	<10	160	60	720	44	2.5	38	14	2.5
13	20	Anamesite	Niculitel-Medanchioi Road	80	44	380	210	30	40	4.2	<30	<10	230	240	460	42	4	37	16	2.5
14	41	Dolerite	Tigani Hill	70	50	200	220	24	28	4.3	<30	<10	175	400	500	22	2.5	45	15	2.5
15	33	Dolerite	Tigani Brook	95	46	190	280	28	37	4.3	<30	<10	210	350	850	20	2	45	15	2.5
16	30	Basalt	Niculitel Valley	34	42	38	280	28	70	8.0	<30	<10	330	120	300	20	2.5	40	19	4
17	37a	Gabbrodolerite	Tigani Brook	14	38	2	300	26	60	6.0	30	15	380	200	190	12	6	16	19	3.5
18	37b	Gabbrodolerite	Tigani Brook	12	38	1.5	280	24	75	8.5	42	36	550	110	110	3.5	2	14	18	5
19	36	Gabbrodolerite	Tigani Brook	12	34	1.5	235	22	82	8.0	44	24	560	110	120	3.5	3	15	26	5
20	35	Gabbrodolerite	Tigani Brook	12	26	1.5	205	21	82	7.5	45	18	610	360	225	5.5	2	10	19.5	4



The scandium shows uniform values throughout the series of basic rocks, both in the effusive and intrusive rocks.

The rare earths Y, Yb and La also show differentiated values for the effusive-basaltic rocks, in which they are lower and in the albite gabbrodoleritic rocks, in which they are higher.

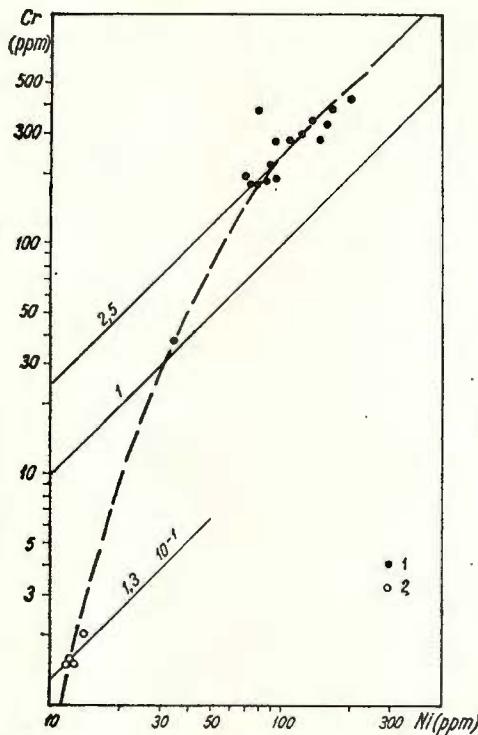


Fig. 8. — Cr/Ni ratio. 1, effusive rocks ; 2, intrusive rocks.

Higher values of Y and Yb were determined in the basalt on the Niculițel Valley. This situation is depicted by the diagram from Figure 9, in which the albite gabbrodoleritic rocks show high values of Y and Yb. A positive correlation for the whole series of basic rocks is also noticed, the values of the Y/Yb ratio being 8–10.

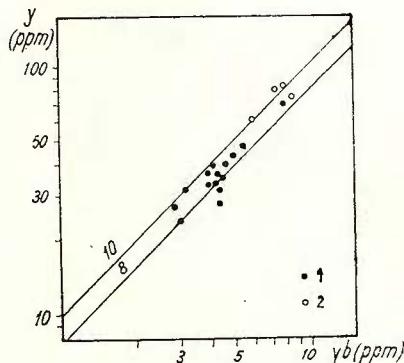
The niobium occurs in the basaltic rocks with detectable contents, being isolated (6 samples out of 16), while in the albite gabbrodolerites this element was identified in all the four samples, its values varying between 15 and 36 ppm.

The zirconium shows rather uniform contents in the basaltic rocks and generally higher than in the series of ophiolitic rocks from the Drocea Mountains (Savu, Urescu, 1975). Its values increase very much

in the latest differentiates of the magma, represented by the albite gabbrodolerites, as the SiO_2 and TiO_2 contents increase to 610 ppm.

The Ba content shows values varying within wider limits throughout the series; no relation between its values and the SiO_2 values can be noticed, situation which is similar to that of the potassium.

Fig. 9. — Y/Yb ratio.
1, effusive rocks;
2, intrusive rocks.



The strontium shows higher values (up to 850 ppm) in the basaltic rocks, as compared to other basic rocks. Its contents decrease in the albite gabbrodolerites.

A tendency to decrease, in the sense of the differentiation of the primary basaltic magma, is noticed also in the case of the lithium and copper. The Ga contents are characteristic of the series of basic rocks. The other elements, Pb, Sn, have low and uniform values throughout the series of basic rocks from Niculițel.

The Origin of the Basic Magma and the Spilitization Process

The primary basaltic magma, from which the basic rocks from the Telița-Niculițel-Luncavița zone resulted, formed during the evolution of the oceanic zone from North Dobrogea, where the subduction process of the East-European plate under the Moesian plate took place in the Upper Triassic, as shown above.

This magma, with tholeiitic character, formed in the upper mantle, in the initial or spreading phase of the mobile zone (Fig. 10), being generated as a pyrolith by the melting of the ultrabasic materials. In the Middle Triassic, the magma migrates towards the surface of the earth, where it erupts under submarine conditions in the Triassic oceanic zone forming in North Dobrogea. It is also in this zone that a system of oceanic islands forms; their formations were later folded during the old Kimmerian movements. This characteristic of the Triassic magmas is obvious on the diagram from Figure 11, where most of the rocks in the region project in field D, considered by Pearce and Cann (1973) as representing the

distribution field of the within-plate basalts from the oceanic islands; the gabbrodolerites and two basaltic rocks lie in the field C, which belongs to the calc-alkaline basalts.

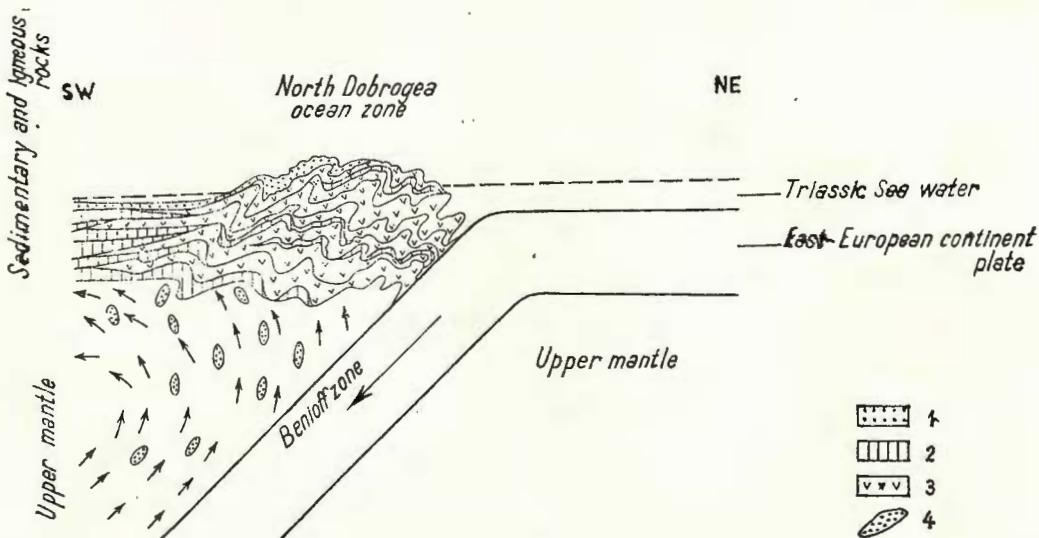


Fig. 10. — Structure of the mobile zone in North Dobrogea during the Upper Triassic, when the sedimentary formations and the basic eruptive rocks folded.

1, Carnian sandstones ; 2, Anisian-Ladinian limestones ; 3, basic eruptive rocks ; 4, pyrolite masses formed in the upper mantle.

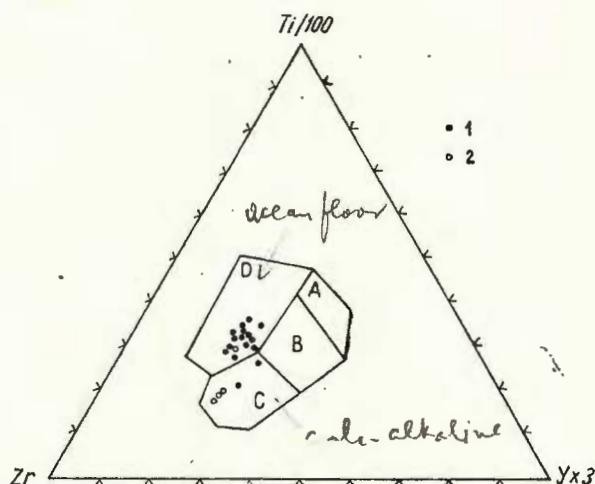


Fig. 11. — Ti—Y—Zr diagram. 1, effusive rocks ; 2, intrusive rocks.



We selected for comparison the ophiolitic rocks from the Apuseni Mountains, previously analysed by us (Savu, Udreescu, 1975); on the diagram from Figure 12, they lie in the field of the ocean floor basalts (Savu et al., 1978), while the rocks from Niculițel are distributed in a

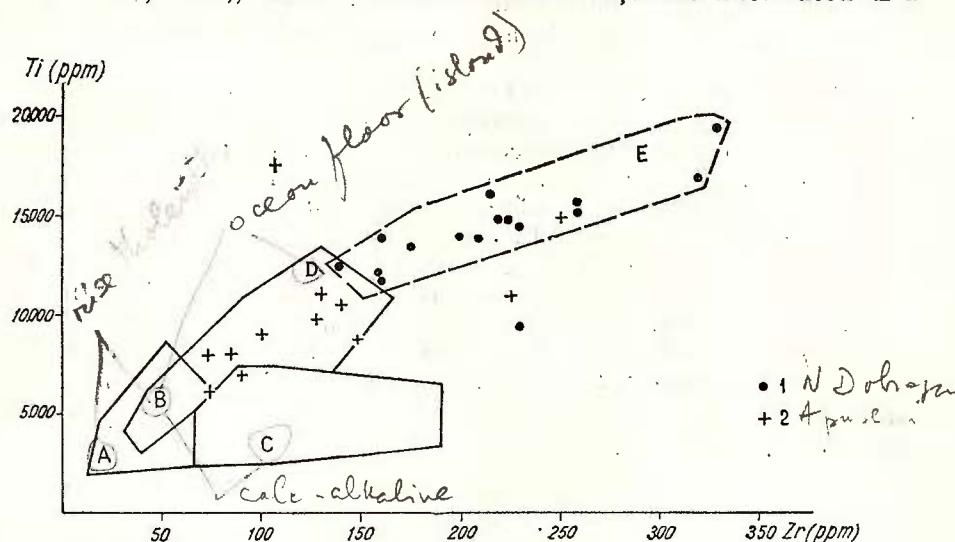


Fig. 12. — Ti-Zr diagram. 1, rocks from North Dobrogea ; 2, rocks from the Apuseni Mountains ; D + B, field of the ocean floor basalts ; A + B, field of the tholeiites with low potassium content ; C + B, field of the calc-alkaline basalts ; E, field of the diabases from North Dobrogea.

separate field E, which extends in the prolongation of the field D. This position of the rocks from Niculițel is determined by the generally higher TiO_2 contents making up the titanaugeite composition and by Zr.

The initial basaltic magma differentiates, gradually getting rich in Na_2O , P_2O_5 and volatiles, so that its last products — the albite gabbro-dolerites — are the richest in Na_2O from the whole region, becoming similar in composition to the granophyrs from other regions with ophiolitic rocks. This tendency of the magma leads to the formation of the spilitic rocks by magmatic differentiation, although, as Piirainen and Kouhunkoski (1974) underline, starting from the principle that "there are spilites and spilites", some basaltic spilites might have formed under the influence of the marine environment or of the postmagmatic residual solutions.

Later, the melting (consumption) of the East-European plate, on the Benioff plane, entails the formation of acid magmas that gave rise to the Upper Triassic porphyries from the region, formed at the beginning of the subduction process.

Conclusions

The Niculițel-Sarica-Bădila Brook zone consists especially of basic eruptive rocks (basalts, anamesites, variolites, dolerites and gabbrodolerites) which are often spilites. These rocks form submarine flows, frequently in pillow lava facies, in which pyroclastics and Triassic limestones are intercalated.

From a geotectonic point of view, the basic eruptions manifested in an intracontinental oceanic zone, in which a system of volcanic islands forms, while a subduction process manifested later.

The igneous and sedimentary formations are folded during the old Kimmerian movements, forming a series of structures oriented NW-SE, which are facing towards NE.

The petrochemical and geochemical researches indicated that the rocks from the Niculițel-Sarica zone are similar to the ophiolites from other regions of the world. From a geochemical point of view, these rocks belong to the group of the within-plate basalts from the oceanic islands.

The basaltic rocks resulted from a magma formed in the upper mantle.

REFERENCES

- Airinei S.t. (1975) Ideas concerning the integration of the Romania territory into the plate-tectonics concept. *Rapp. Comm. int. Mer, Médit.* 23, 4a, p. 167–168.
- Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogen. I, Zürich.
- Constantinescu L., Cornea I., Lăzărescu V. (1973) An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians. *Rev. roum. géol. géoph. géogr. sér. géoph.* 17, 2, p. 133.
- Dumitrescu I., Sandulescu M. (1968a) Quelques remarques sur la tectonique de Roumanie. *Casopis pro mineralogii a geologii*, 13, 1, p. 3–10, Praga.
- Sandulescu M. (1968 b) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates Roumaines et de leur avant-pays. *Ann. Inst. Geol. XXXVI*, p. 195–218, București.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate tectonics history of Romania. G.S.A. *Bul.* 85, p. 1329–1440, Boulder, Colo.
- Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Ghidul excursiilor G, Dobrogea, Congresul al V-lea Asoc. Carp.-Balc. București, 1961*, pag. 92.
- Stiopol Victoria, Măldărescu I., Popescu Gh. C. (1977) Metalogeneza chimerică din Dobrogea de Nord. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 22, p. 11–17, București.
- Lehmann E. (1974) Environmental effects in magmatic spilite. In „Spilites and Spilitic Rocks”. Ed. G. C. Amstutz Spring. Verlag. p. 191–206, Berlin.
- Macdonald G. A., Katsura T. (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petr.* 5, p. 82–133, Oxford.



- Mirăuță O., Mutihac V., Bandrabur T. (1968) Notă explicativă la harta geologică scara 1 : 200.000, foaia Tulcea. 32 pag. I.G.G. București.
- Mrazec L. (1912) Discussions sur la géologie de la Dobrogea. *C. R. Inst. Géol. Roum.* III, București.
- Pascau R. (1896) Note sur la structure géologique des environs du village d'Ortachioi. *Bul. Soc. Sciences*, 12, Bucarest.
- Murgoci G. (1915) Étude géologique dans la Dobrogea du Nord (la tectonique de l'aire Cimmerienne). *An. Inst. Géol. Roum.* VI, p. 443–568, București.
- Neculau Th. (1899) Diabasporhyrit u. variolit von Ortachioi. *Tschermak's min. u. petr. Mittlg.* 18, p. 477–503.
- Pascau R. (1904) Studii geologice și miniere în Jud. Tulcea. București.
- Pearce J. A. and Cann J. R. (1971) Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Sci. Let.* 12, p. 339–349, Amsterdam.
- Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sci. Let.* 19, p. 290–300, Amsterdam.
- Peters P. K. (1867) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobroutscha. *Denkschr. der K. Acad. der Wissenschaften*, XXVII, Wien.
- Pirainen T. and Routhunkoski P. (1974) General features of the spilitic rocks in Finland. In „Spilites and spilitic Rocks”. Ed. S. C. Amstutz, Spring. Verl. p. 191–206, Berlin.
- Popescu Gh. C. (1977) Similitudini metalogenetice între Dobrogea de Nord și Carpații Orientali în lumina tectonicei globale. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. ser. geol.* 22, p. 19–25, București.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155–161, Amsterdam.
- Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. geol. geof.* L, p. 5–36, București.
- Roman C. (1970) Seismicity in Romania—Evidence for the sinking lithosphere. *Nature*, 228, p. 1176–1178, St. Albans.
- Savu H. (1968) Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de Roumanie. *An. Com. Géol., Inst. Geol.* XXXVI, p. 143–195, București.
- Udrescu Constanța (1975) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance. *Congr. X, Asoc. Carp.-Balc., Bratislava, 1973, Sect. IV*, p. 214–221.
 - Berbeleac I., Călinescu Erna, Florescu Rodica, Zamircă Alla (1978) Structure and Origin of Bunești Gabbroic Body (Metaliferi Mts). *D. S. Inst. geol. geof.* LXIV/1, p. 173–191, București.
- Savul M. (1930) Notă asupra diabazelor de la Niculițel. Dobrogea. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV, p. 184–192, București.
- (1931) Eruptiunile de diabaze din nordul Dobrogei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII, p. 231–255, București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic Petrology. McGraw-Hill, C. New York.



QUESTIONS

- Elena Mirăuță :** 1. Have you identified any skarns with garnets ?
 2. Have you discovered several phases of eruption of magmas ?
 3. What phenomena have been noticed at the contact of the ophiolitic rocks with the quartz porphyries ?

Answer : 1. No skarns with garnets were found in the zone.
 2. The basic magmatism manifested through a succession of eruptions.
 3. No quartz porphyry veins have been found in the zone investigated.

Doina Russo-Sandulescu : 1. If you consider that there is an ophiolitic complex at Niculițel, where, do you think, the ultrabasic rocks, usually associated with the basic rocks from the ophiolitic complexes, are hosted ?

2. No differentiations can be made in the field D of the Pearce-Cann diagram between the basic continental rocks and those of insular arc. For what reasons did you prefer the second interpretation ?

Answer : 1. The chemical and geochemical data as well as the conditions of manifestation of the Triassic magmatism indicate that the rocks belong to an ophiolitic sequence.

2. We have chosen this second possibility because the magmatic activity took place in a submarine environment, in a mobile zone, the eruptions being associated with characteristic sedimentary deposits.

EXPLANATION OF PLATE

Plate II

Fig. 1. — Basalts in pillow lava facies in a small quarry on the Dealul Mare Crest.

Fig. 2. — Level of basaltic agglomerates cemented with tuffogenous material on the left bank of the Tigani Brook.



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CONSIDERATII PRIVIND SUCCESIUNEA DE FORMARE A MASIVELOR GRANITOIDE DIN UNITATEA DE MĂCIN A DOBROGEI DE NORD¹

DE

ANTONETA SEGHEDI²

Granitoids. Petrogenesis. Structural petrology. Absolute age. K/Ar method. Caledonian magmatism. Hercynian magmatism. Precambrian metamorphism. The Northern Dobrogea. The Măcin Mountains.

Abstract

Remarks on the Age of the Granitoid Intrusions in the Măcin Unit of Northern Dobrogea. Correlating field evidence to petrological, geochemical, geochronological and structural petrology data, a reconsideration of the age of granitoid intrusions in the Măcin unit of Northern Dobrogea has been made. Taking into account the existing information on the ages of the Paleozoic and pre-Paleozoic formations intruded by these granitoids, it is obvious that the granitoid massifs belong to at least three main phases: 1, the Megina gneiss (Upper Precambrian; metamorphosed in almandine-amphibolite facies); 2, Hamcearca-Balabancea leucogranites (Caledonian magmatism); 3, Greci, Pricopan and Iacobdeal granitoides (Hercynian magmatism).

Una dintre cele mai controversate probleme ale geologiei Dobrogei de Nord este aceea privind succesiunea de punere în loc a masivelor granitoide. Lucrarea de față își propune o reinterpretare a datelor asupra granitoidelor din unitatea de Măcin a Dobrogei de Nord, pe baza lucrărilor existente în prezent și a cercetărilor proprii.

¹ Predată la 24 noiembrie 1977, acceptată pentru publicare la 17 iulie 1978, comunicată în ședința din 28 noiembrie 1977.

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



Evoluția concepțiilor

Vîrsta relativă a granitoidelor din unitatea de Măcin a fost apreciată în funcție de formațiunea de Carapelit, formățiune atribuită de Mîrăuță și Mîrăuță (1962) Carboniferului inferior. La baza interpretărilor asupra evoluției plutonismului acid din Dobrogea nordică au stat două constatări esențiale :

- în unele din conglomeratele formațiunii de Carapelit apar remaniate elemente de granite ;
- unele masive granitoide străbat formațiunea de Carapelit, pe care o cornifică.

Deoarece a două constatare demonstrează neîndoelnic existența unui magmatism postcarapelitic, modul de interpretare a celei dintâi a condus la două concepții opuse privind vîrsta rocilor granitoide.

Murgoci (1914) consideră că galetii de granite din conglomerate provin din roci străine Dobrogei, mai precis din platforma rusă ; în această situație, magmatismul granitic nord-dobrogean este unic și postcarapelitic. Existența unei singure veniri eruptive este susținută și de Mărza (1899), Giuşcă (1934, 1935) și Atanasiu (1940). De menționat că deși Giuşcă (1934, 1935) privește toate rocile „lacolitului Pricopan-Greci” ca produse ale aceleiași activități eruptive, desfășurate în condiții variabile de stress, autorul admite posibilitatea consolidării granitului de Pricopan „înaintea altor roci asociate” (evidență tot în cadrul orogenezei varisice).

Cea de-a două concepție, lansată de Peters (1876, în Murgoci, 1914) și larg dezvoltată de Rotman (1917), susține că rocile granitoide din Dobrogea nordică au fost puse în loc în două etape, unele fiind anterioare formațiunii de Carapelit, în care se găsesc remaniate (granitele „grăunțos-fibroase” care alcătuiesc nordul catenei Greci, între Bugeac și dealul Gogoncei, precum și masivul Megina-Priopcea), iar altele fiind ulterioare acestei formațiuni (masivele Greci, Iacobdeal, Piatra Roșie, Măcin).

Existența a două generații de roci granitoide este în prezent unanim acceptată, ca de altfel și vîrsta paleozoic-superioară a granitoidelor postcarapelitice ; diferă însă, în funcție de autor, masivele atribuite manifestărilor pre- sau postcarapelitice, precum și vîrsta acordată magmatismului precarapelitic.

Astfel, Mîrăuță și Mîrăuță (r 1959, 1966) consideră granitul de Pricopan „hercnic sintectonic”, deoarece metamorfozează la contact formațiunea de Carapelit de la Fîntina de Leac și Copcealău ; ulterior însă (1962) aceiași autori îl încadrează la granitele paleozoic-inferioare, caledoniene sau herc nice timpurii, alături de celealte granite gnaisice (Megina, Hamcearca) și masive (Coșlugea) precarapelitice. În diverse rapoarte (1954–1969), Ştefan atribuie granitele gnaisice precarapelitice fie „magmatismului sinorogen caledonian”, fie celui hercnic, granitul de Pricopan fiind considerat invariabil precarapelitic și apartinând fie orogenezei caledoniene, fie unei faze timpurii a orogenezei herc nice. Ianovici et al. (1969) leagă granitele precarapelitice de orogenezele caledo-



niană și hercinică veche (faza bretonă). Mureșan (1975) acordă granitoidelor precarapelitice vîrsta devonian-superioară (cele gnaisice fiind pre-paroxismale bretone, iar cele masive — tardecinematice bretone)³, magmatitele postcarapelitice fiind tardecinematicice sudete (masivul Greci) și postcinematicice postsudete (masivul Iacobdeal). Giuşcă et al. (1969) și Giuşcă (1974) sunt singurii care admit o vîrstă mai veche pentru granitele de Megina și Pricopan, încadrîndu-le la ciclul baicalian; masivele Greci și Iacobdeal sunt considerate hercincice, iar masivul Coșlugea este atribuit magmatismului kimmeric.

Indiferent însă de vîrsta admisă, majoritatea autorilor citați (excepție fac Mirăuță și Mirăuță, r 1959, 1966 și Stefan, r 1965, 1966) asimilează granitul de Pricopan cu granitul de Megina, pe baza caracterului „gnaisic” al ambelor masive.

Analiza datelor geologice

În unitatea structurală de Măcin a Dobrogei de Nord, D. Patru - liuș et al. (r 1974) disting două subunități tectonice: subunitatea Carcaliu-Atmagea la vest, încălecată de-a lungul unui important accident tectonic peste subunitatea Măcin-Balabancea situată înspre est. Rocile granitoide apar în ambele subunități tectonice, distribuția lor urmărind mai multe aliniamente cu orientarea NV—SE, și anume:

— în subunitatea Carcaliu-Atmagea se disting: un aliniament vestic: Iacobdeal-Piatra Roșie-Sacar Bair-Ciucurova; și un aliniament estic: Măcin-Carcaliu-Megina-Mircea Vodă-Iaila;

— în subunitatea Măcin-Balabancea apar trei aliniamente; de la vest spre est, ele sint: Pricopan-Greci; Garvăń-Chitlău-Chetrosu (Gogoncea)-Hamcearca-Balabancea; Popina, Movila Mare, Gilma Mare, Gilmele Înșirate, Cetățuia, Valea Glonțului și Coșlugea.

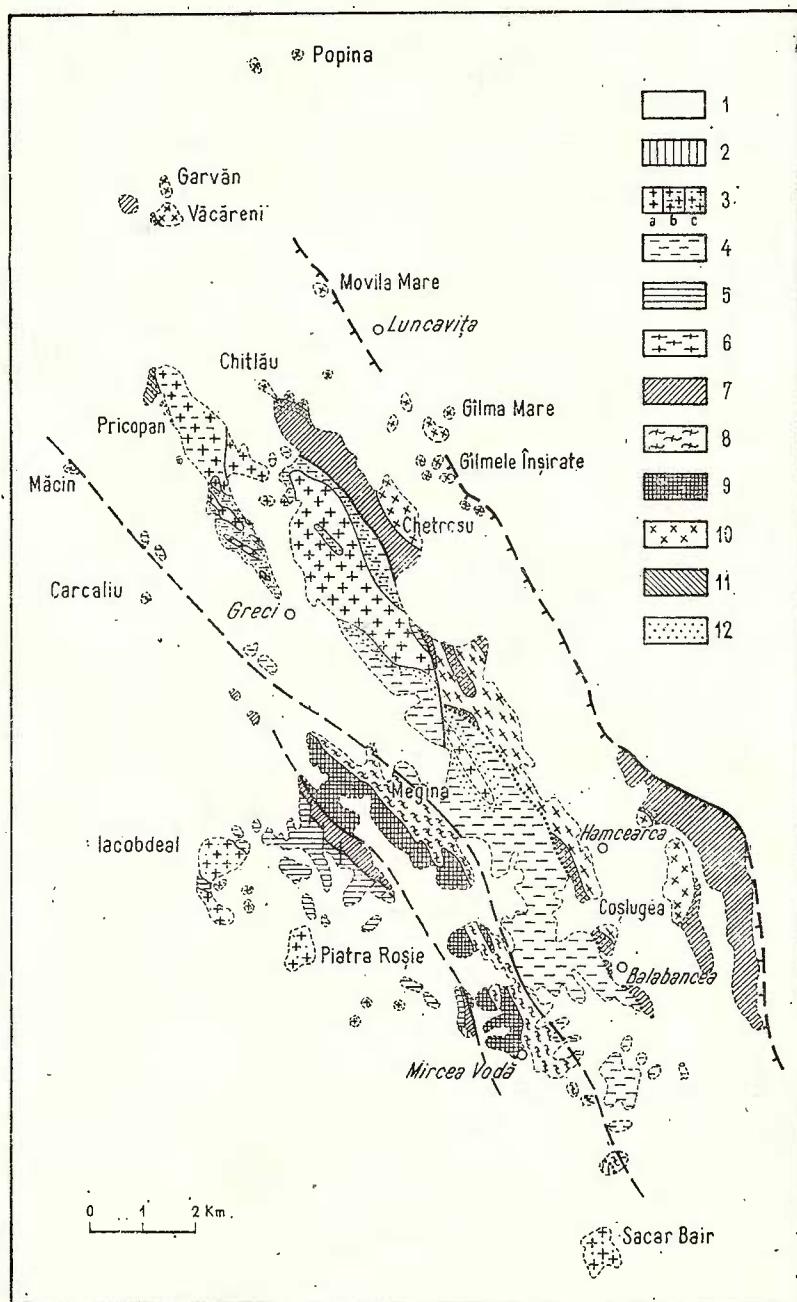
În cele ce urmează vor fi trecute în revistă informațiile geologice existente la ora actuală asupra rocilor granitoide din cadrul acestor aliniamente, informații care se pot grupa astfel: relații de teren, date petrologice, date geochimice, date geocronologice, date de petrologie structurală.

Relații de teren

Pentru aliniamentul de roci alcaline Iacobdeal-Piatra Roșie-Sacar Bair-Ciucurova, masivul Iacobdeal este cel mai reprezentativ, celelalte constituind apariții izolate de sub loess.

Masivul Iacobdeal cornifică, pe rama estică, depozite sedimentare atribuite de Mirăuță și Mirăuță (1962) formațiunii

³ Granitele gnaisice precarapelitice sunt grupate de autor în aliniamentele: Măcin-Carcaliu-Megina-Mircea Vodă-Iaila; Pricopan; Garvăń-Chitlău-Gogoncea-Hamcearca-Balabancea; granitoidele precarapelitice masive cuprind ivirile de la Popina, Movila Mare, Gilma Mare, Gilmele Înșirate, Valea Glonțului, Cetățuia și Coșlugea.



Schiță răspândirii masivelor granitoide din unitatea de Măcin (după Harta geologică a R.S.R. 1 : 200.000).

de Carapelit. Rezultă deci o vîrstă postcarapelitică pentru rocile alcaline ale acestui aliniament.

Pe aliniamentul Măcin-Carcaliu-Megina-Mircea Vodă-Iaila, singurul masiv cu contacte bine evidențiate este masivul Megina.

M a s i v u l M e g i n a se urmărește discontinuu în zona dealul Megina-Cerna-Mircea Vodă-valea Iaila. Spre est prezintă relații tectonice cu silittele formațiunii de Carapelit din subunitatea Măcin-Balabancea (M u r g o c i , 1914 ; M i r ă u ț ă și M i r ă u ț ă , 1962). M i r ă u ț ă și M i r ă u ț ă (1962) susțin că granite gnaisice de Megina sunt remaniate în conglomeratele de Carapelit din insula Blasova. Spre vest, gnaisele de Megina⁴ se învecinează cu șisturile cristaline ale formațiunii de Megina, metamorfozate regional în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin (așa cum o dovedește parageneza andezin + hornblendă ± almandin din amfibolite). Vîrsta formațiunii de Megina este considerată de G i u ș c ă et al. (1967) rîfean-medie (prin paralelizare cu șisturile cristaline de la Ceamurlia-Altin Tepe). În cîteva puncte de la limita cu formațiunea de Megina, se constată prezența unei zone de injectie cu lățime variabilă (pînă la 200 m), unde gnaisele de Megina conțin benzi lentiliforme cu grosimi metrice și lungimi metrice-decimetrice de amfibolite și gnais amfibolice, cu contacte nete și fără indicii de cornificare ; asemenea pene apar și în cuprinsul masivului, cu aceleași caracteristici. Foliația metamorfică a gnaiselor de Megina, similară cu cea care apare și în formațiunea de Megina, precum și prezența granatului și staurolitului în unele puncte din cadrul masivului indică o concordanță între gradul metamorfic al gnaiselor de Megina și cel al formațiunii de Megina.

Ivirile de la Măcin și Carcaliu au fost considerate de M i r ă - u ț ă și M i r ă u ț ă (r 1966) continuarea spre nord-vest a granitului de Megina, „pe baza asemănării rocilor și a dispoziției formațiunilor paleozoic-inferioare și a formațiunii de carapelit”. În ambele cazuri, rocile sunt puternic cataclazate, astfel încît caracterele primare sunt aproape imposibil

1, depozite cuaternare ; 2, Cretacic ; 3, granitoide postcarapelitice : a, masivul Greci ; b, masivul Pricopan ; c, masivul alcalin ; 4, formațiunea de Carapelit ; 5, depozite siluriene și devoniene ; 6, granite leucocrate de Hamcearca-Balabancea ; 7, formațiunea de Bochlugea ; 8, gnaisul de Megina ; 9, formațiunea de Megina ; 10, massive granitoide cu vîrstă incertă ; 11, formațiuni metamorfice și sedimentare de vîrstă incertă ; 12, corneene.

Esquisse de la répartition des massifs granitoides de l'unité de Măcin (selon la carte géologique de la Roumanie, échelle 1 : 200.000). 1, dépôts quaternaires ; 2, Crétacé ; 3, granitoïdes post-carapélitiques : a, massif Greci ; b, massif Pricopan ; c, massif alcalin ; 4, formation de Carapelit ; 5, dépôts siluriens et dévoiens ; 6, granites léucocrates de Hamcearca-Balabancea ; 7, formation de Bochlugea ; 8, gneiss de Megina ; 9, formation de Megina ; 10, massifs granitoides d'âge incertain ; 11, formations métamorphiques et sédimentaires d'âge incertain ; 12, cornéennes.

⁴ Caracterele petrografice și mineralogice, care vor fi prezentate în continuare, justifică termenul de „gnais” pentru ceea ce s-a denumit pînă acum „granit gnaisic” de Megina, rocă ce se dovedește a fi un veritabil șist cristalin.

de recunoscut. Un argument în sprijinul continuității cu gnaisele de Megina îl reprezintă enclavele metrice de amfibolite, care apar atât la Măcin, cât și la Carcaliu.

M a s i v u l G r e c i este intrus în sinclinalul formațiunii de Carapelit pe care o cornifică intens. Așa cum s-a arătat mai sus, vîrsta postcarapelitică a acestui masiv a fost întotdeauna unanim acceptată.

M a s i v u l P r i c o p a n este situat în prelungirea spre nord-vest a traseului sinclinalului de Carapelit. Pe rama de nord-vest dă o puternică aureolă de contact termic și injectie în roci sedimentare atribuite de Giușcă (1974) formațiunii de Booclugea și de Mirăuță și Mirăuță (r. 1966), Devonianului. De-a lungul marginii sudice, unde vine în contact cu diorite de Greci ce străbat corneene de Carapelit, granitul de Pricopan trece treptat la o bordură aplitică-microgranitică și conține cîteva enclave angulare din dioritele și corneenele amintite (Seghedi, 1977). Granitul de Pricopan este deci cu certitudine postcarapelitic, pus în loc după intruziunea dioritelor de Greci.

Rocile granitoide de pe aliniamentul Garvăncihițlău - Chetrosu-Hamcearcă-Balabancea metamorfozează la contact șisturile cristaline ale formațiunii de Booclugea, deci sunt în mod sigur ulterioare metamorfismului regional în faciesul șisturilor verzi al acestei formațiuni⁵. Dacă pentru masivele Garvăncihițlău, în absența relațiilor cu formațiunea de Carapelit nu se poate afirma decît că sunt ante-triasice (fiind străbătute de filoane de dolerite considerate triasice — Săvul, 1935), masivul Hamcearcă-Balabancea este cu siguranță precarapelitic, deoarece conglomeratele de Carapelit acoperă transgresiv masivul în partea sa vestică și remaniază elemente din granitele subiacente.

Ivirile de roci granitoide situate între aliniamentul descris mai sus și linia tectonică Luncavița-Consul sunt, cu excepția masivului Coșlugea, complet înconjurate de loess.

M a s i v u l C o ș l u g e a cornifică înspre vest șisturile cristaline ale formațiunii de Booclugea și este străbătut de porfire și dolerite triasice. Este, deci, un granit format ulterior metamorfismului regional al formațiunii de Booclugea și ante-trasic.

Date petrologice

Principalele caracteristici petrografice și mineralogice ale granitoidelor din unitatea de Măcin sunt sintetizate în tabelul de mai jos.

M a s i v u l I a c o b d e a l (Cantunari, 1913; Ianovici et al., 1969) este alcătuit din roci alcaline cuprinzînd sienite cuarțifere,

⁵ Vîrsta formațiunii de Booclugea este considerată de Mirăuță (1963) ordoviciană, de Patrulius et al. (r.1973) cambrian-inferioară?, iar Giușcă (1974) o atribue ciclului baicalian. Cea mai veche vîrstă K/Ar obținută pînă în prezent este de 508 m.a. (Minzatu et al., 1975).

granite cu egirin și riebeckit, granite cu riebeckit, granite aplitice și granofirice.

M a s i v u l M e g i n a (S e g h e d i , 1977) este constituit din gnais cu microclin care pot conține biotit, muscovit sau ambele mice. Rocile au o structură granolepidoblastică, pe alocuri porfiroblastică și o textură orientată pronunțată. Conține benzi direcționale de gnais biotitice melanocrate, lipsite de microclin, în care apar, în schimb, granat și staurolit.

G r a n i t u l d e Măc i n (Cădere, 1911) este un granit cu muscovit ± biotit ± epidot, cu varietăți gnaisice, puternic cataclazat înspre periferie.

G n a i s u l d e l a C a r c a l i u (C a n t u n i a r i , 1915) este un gnais cu microclin, muscovit și epidot, intens afectat de fenomene de milonitizare.

M a s i v u l G r e c i (R o t m a n , 1913 ; G i u ş c ă , 1934 ; Ş t e f a n , r 1954–1966) cuprinde toată gama de tipuri petrografice de la gabbrouri la granite, cu numeroase varietăți mineralogice și structurale, pe un fond textural masiv. În cuprinsul masivului, există numeroase zone de cataclazare, cu orientare NV–SE.

M a s i v u l P r i c o p a n (G i u ş c ă , 1934 ; S e g h e d i , 1977) este format din granite cu biotit, în care, sporadic, apare și hornblendă verde. Biotitul are frecvent contururi improprii de amfibol. Textura este masivă în treimea sud-estică a masivului, trecând treptat, spre est și nord, la aspecte de milonitizare și laminare.

M a s i v u l G a r v ă n - V ă c ă r e n i (R o t m a n , 1917 ; G i u ş c ă , 1935) este alcătuit din diorite, granodiorite și granite, caracterizate printr-o mare diversitate a tipurilor structurale și mineralogice. Textura este masivă în treimea estică, devenind din ce în ce mai laminată înspre rama vestică.

M a s i v u l C h i t l ă u (R o t m a n , 1917 ; Ş t e f a n , r 1959) este constituit din granite cu biotit puternic laminate pe direcția NV–SE.

M a s i v u l C h e t r o s u - H a m c e a r c a - B a l a b a n c e a (M u r g o c i , 1914 ; M i r ă u ț ă și M i r ă u ț ă , 1962) este reprezentat prin granite leucocrate cu structură cataclastă foarte accentuată. Pe seama mineralelor melanocrate primare s-au dezvoltat agregate secundare de muscovit, clorit, epidot.

G r a n i t u l d e P o p i n a (M u r g o c i , 1914 ; S a v u l , 1935) și cel de la M o v i l a M a r e (M i r ă u ț ă și M i r ă u ț ă , r 1966) sunt granite cu biotit foarte cataclazate.

Ivirile din D e a l u l P i e t r ii , G ă l m a M a r e , G ă l m e l e Ș i n ș i r a t e , V a l e a G l o n ț u l u i și C e t ă ț u i a (R o t m a n , 1917 ; M u r g o c i , 1914 ; M i r ă u ț ă și M i r ă u ț ă , r 1966) cuprind diorite, gabbrouri, granite cu biotit și granite lipsite de minerale melanocrate.

M a s i v u l C o ș l u g e a (S a v u l , 1937) este un granit micropegmatitic sau porfiric cu biotit, cu textură masivă.



Masivul	Tip petrografic	Structură	Textură
Iacobdeal	sienite granite cu egirin granite cu riebeckit și egirin	echigranulară	masivă
Măcin	granit cu muscovit (biotit)	echigranulară	cataclastică
Carcaliu	gnais? cu muscovit (epidot)	porfircă	cataclastică
Megina	gnais cu microclin biotit, muscovit (granat, staurolit)	granolepidoblastică porfioblastică	orientată gnaisică
Pricopan	granit cu biotit (hornblendă)	larg echigranulară microgranulară	masivă laminată
Greci	gabbro cu olivină diorit cu orto și clinopyroxen tonalit granodiorit cu biotit și hornblendă granit cu biotit leucogranit	mediu și fin echigranulară porfircă pegmatoidă	masivă cataclastică
Garvăni	diorit granodiorit granit cu biotit	mediu și fin echigranulară porfircă pegmatoidă	masivă laminată
Chitlău	granit cu biotit	larg echigranulară	laminată
Chetrosu Hamcearca Balabancea	leucogranit	mediu echigranulară	cataclastică
Popina Movila Mare Gilma Mare Gîlmele Însirate Cetățuia Valea Glonțului	diorit granit cu biotit granit leucocratic	echigranulară microgranulară pegmatoidă	masivă
Coșlugea	granit cu biotit (hornblendă)	echigranulară porfircă granofircă	masivă

Contacte	Enclave	Vîrstă K/Ar m.a.	Nr. analizelor chimice și spectrale
cornifică formațiunea de Carapelit	corneene de Carapelit	290 (Mureșan, 1975) 264 (Silvia Mînzatu et al., 1975) 247 (Silvia Mînzatu et al., 1975) 229 (Silvia Mînzatu et al., 1975) 210	8 AC (Cantunari, 1913) 4 AC (Giuşcă, 1974)
înconjurat de loess	amfibolite	326 (Marcela Dessila-Codarcea et al., 1966) 212 (Marcela Dessila-Codarcea et al., 1966) 195 (Silvia Mînzatu et al., 1975)	1 AC (Cădere, 1911) 2 AC (Giuşcă, 1974)
înconjurat de loess	amfibolite		1 AC (Cantunari, 1915)
injecții în formațiunea de Megina remaniat în conglomerate de Carapelit	pene de cristalin de Megina	508 (Silvia Mînzatu et al., 1975) 180 (Olivia Romanescu, 1966) 151 (Eleonora Văjdea, 1977)	1 AS Be (Giuşcă et al., 1964)
cornifică formațiunea de Carapelit	diorite de Greci, corneene de Carapelit	264 (Silvia Mînzatu et al., 1975) 222 (Silvia Mînzatu et al., 1975) (Marcela Dessila-Codarcea et al., 1966) 250 (Silvia Mînzatu et al., 1975)	2 AC (Giuşcă, 1934) 14 AC (Elisabeta Boțocan, Constanța Udrescu, 1977) 14 AS (Elisabeta Boțocan, Constanța Udrescu, 1977)
cornifică formațiunea de Carapelit	corneene de Carapelit	320 (Marcela Dessila-Codarcea et al., 1966) 248 (Silvia Mînzatu et al., 1975)	10 AC (Rotman, 1917) 8 AC (Giuşcă, 1934) 7 AC (Elisabeta Boțocan, 1977) 7 AS (Constanța Udrescu, 1977)
cornifică formațiunea de Booclugea		198 (Olivia Romanescu, Eleonora Văjdea, 1977)	1 AC (Elisabeta Boțocan, Constanța Udrescu, 1977)
cornifică formațiunea de Booclugea	corneene pe formațiunea de Booclugea		
cornifică formațiunea de Booclugea remaniat în conglomerate de Carapelit		329 (Marcela Dessila-Codarcea et al., 1966) 320 (Silvia Mînzatu et al., 1975)	
înconjurate de formațiuni cuaternare	corneene calcsilicatiche		
cornifică formațiunea de Booclugea	corneene pe formațiunea de Booclugea		3 AC (Giuşcă, 1974)

Date geochemice

Datele geochemice existente pînă în prezent (tab.) sunt insuficiente pentru un studiu comparativ al chimismului masivelor granitoide. Totuși, Giușcă (1934) apreciază că datele chimice sugerează consangvinitatea masivelor Pricopan și Greci.

Date geocronologice

Determinările de vîrstă model K/Ar obținute pe granitoide din Dobrogea nordică se pot încadra în patru grupe de valori (tab.).

Cea mai veche vîrstă (508 m.a.), indicind Cambrianul terminal (Vânătășină, 1975), a fost determinată pentru un gnais de Megina de la Mircea Vodă.

Vîrstele de 329 m.a. și 320 m.a. pentru granite de Hamcearca, 326 m.a. pentru granite de Măcin și 320 m.a. pentru masivul Greci se plasează în Carbonifer.

O altă grupă de valori indică Permianul și caracterizează masivele Pricopan (264, 250, 230, 222 m.a.), Greci (270, 248, 245 m.a.) și Iacobdeal (290, 264, 247 m.a.).

Vîrstele de 229, 210 m.a. (masivul Iacobdeal), 212, 195 m.a. (masivul Măcin), 195 m.a. (masivul Garvăni) și 180, 151 m.a. (masivul Megina) reflectă evident regenerări triasice și mai noi.

Date de petrologie structurală

Cercetările de petrologie structurală efectuate asupra masivelor granitoide nord-dobrogene (Savul, Barbu, 1963; Barbu et al., 1973) au pus în evidență liniația granitului de Pricopan și foliația granitelor de Pietrosu-Văcăreni. Aceste aspecte, absente în rocile masivului Greci, sunt considerate de autori drept caractere postmagmatice, rezultat al acțiunii forțelor tectonice. În cazul masivului Pricopan, autori menționați afirmă că intruziunea și cristalizarea magmei au un caracter sincinematic, masivul fiind cu „corp intruziv discordant, format într-o fază tectonică tirzie”, fără precizări asupra vîrstei acesteia.

Concluzii

Din prezentarea datelor existente pînă acum, referitoare la masivele granitoide din unitatea de Măcin a Dobrogei de Nord, se pot face următoarele remarcări :

- relațiile de teren permit precizări doar asupra vîrstei cîtorva dintre masive ; pentru ivirile înconjurante de depozite cuaternare, stabilirea vîrstei trebuie să țină seama de alte aspecte (petrografice, geochemice, geocronologice), care trebuie interpretate cu mult discernămînt ;



— pentru unele masive importante (Megina, Hamcearca), precum și pentru ivirile de la Movila Mare, Gilma Mare, Gilmele Însirate, Valea Glonțului, Cetățuia, Garvă-Văcăreni și Chitlău nu există studii petrografice de detaliu;

— datele geochemice sunt cu totul insuficiente pentru comparații, iar cele geocronologice nu reflectă, în majoritatea cazurilor, vîrstă reală a rocii analizate.

Tinând seama de această situație, rezultă că în stadiul actual de cunoaștere a masivelor granitoide și a vîrstei formațiunilor cu care vin în contact, se pot face doar aprecieri cu caracter general privind succesiunea de formare a acestor masive, încercările de elaborare a unei scheme tectonomagmatische detaliate fiind riscante.

Prin urmare, pe baza datelor prezentate, se pot face numai următoarele afirmații:

Rocile granitoide din unitatea de Măcin a Dobrogei de Nord au luat naștere în cel puțin trei etape majore, două anterioare și una ulterioară formațiunii de Carapelit.

Gnaisele de Megina s-au format în prima etapă, anterior sau sincron cu metamorfismul regional în faciesul amfibolitelor cu almandin al formațiunii de Megina. Acceptînd vîrsta rifean-medie a acestui metamorfism, rezultă că gnaisele de Megina au fost metamorfozate în Precambrianul superior, vîrsta de 508 m.a. indicînd deci o regenerare.

Granitele leucocrate de Hamcearca-Balabancea au fost puse în loc după metamorfismul regional în faciesul sîsturilor verzi al formațiunii de Boelugea și înaintea depunerii conglomeratelor de Carapelit. Vîrsta metamorfismului regional al formațiunii de Boelugea fiind de cel puțin 508 m.a. (Giuşcă et al., 1967), rezultă că granitele leucocrate au fost generate în intervalul Ordovician-Devonian. În acest caz, ele reprezintă un magmatism caledonian, vîrstele absolute obținute reflectînd regenerări ulterioare.

Masivele Greci, Pricopan și Iacobdeal ce străbat formațiunea de Carapelit și au vîrste de cel puțin 320-290 m.a., constituie deci un magmatism asociat orogenezei hercinice.

Masivele Garvă, Chitlău și Coșlugea sunt cu certitudine ulterioare formațiunii de Boelugea, deci post-cambriene și pre-triasice. În acest interval larg, ele pot fi atribuite fie ciclului caledonian, fie celui hercinic. Pentru massivele Garvă și Coșlugea, caracterele mineralogice și petrografice sunt foarte asemănătoare cu ale masivului Greci, ceea ce ar putea sugera o vîrstă postcarapelitică, și deci apartenența la ciclul hercinic. Masivul Chitlău, însă, ar putea reprezenta fie un facies mai biotitic al granitelor leucocrate de Hamcearca, fie o intruziune postcarapelitică de tip Pricopan, caracterele petrografice fiind similare cu acesta din urmă.

Despre celelalte iviri de roci granitoide care sunt complet înconjurate de loess, nu se poate spune decit că sunt pre-triasice, fiind străbătute de diabaze și porfire triasice.



BIBLIOGRAFIE

- A t a n a s i u I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, Iași.
- B a r b u A l e x a n d r i n a , P e t r e u ș I., W o l d e t s a d i k K. (1973) Aspecte minera-logicice și structural-petrologice asupra masivului Pricopan (Dobrogea de Nord). *An. științ. Iași*, XIX, sect. III, 67–80, Iași.
- C a n t u n i a r i Ș t. (1913) Masivul eruptiv Muntele Carol — Piatra Roșie (Județul Tulcea). *An. Inst. Geol. Rom.* VI, Bucarest.
- (1915) Gnaisul de Carcaliu. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII, București.
- C ă d e r e D. (1911) Note sur le granite de Măcin. *An. Inst. Geol. Rom.* IV, București.
- G i u ș c ă D. (1934) Massif du Pricopan (Dobrogea). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București.
- (1935) Observations pétrographiques dans la région Bugeac (Dobrogea). *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. București*, I, p. 57–60, București.
 - (1974) Petrologia rocilor endogene. Ed. tehnică, București.
 - I o n e s c u J e a n a , U d r e s c u C o n s t a n ț a (1964) Noi contribuții la geochemia beriliului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 9, 1, p. 93–101, București.
 - S a v u H., B e r c i a I., K r ä u t n e r H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hungaricae*, 13, Budapest.
 - I a n o v i c i V., M i n z a t u S i l v i a , S o r o i u M., L e m n e M a r i a , T ă n ă -s e s c u A n c a , I o n c i c ă M a ˘ g d a l e n a (1967) Asupra vîrstei absolute a forma-țiunilor cristaline din Vorlandul orogenului carpatic. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.* 12, 2, București.
 - I a n o v i c i V., G i u ș c ă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.* VI, 1, București.
 - I o n e s c u J e a n a , B ă l a n M. (1969) Étude minéralogique des amphiboles alca-lines contenues dans les roches du massif éruptif de Iacobdeal — Dobrogea. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. sér. Géol.* 13, 2, p. 123–135, Bucarest. - M i r ă u ț ă O. (1963) Aspects de l'évolution du géosynclinal de la Dobrogea de nord. *Assoc. Géol. Carp.-Balk. VI-eme Congr. Résumé des Communications*, Varschovie — Cracovie.
 - M i r ă u ț ă E l e n a (1962) Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (Regiunea Cerna — Hamcearca). *D.S. Com. Geol.* XLVI, p. 129–138, București.

M i n z a t u S i l v i a , L e m n e M a r i a , V ă j d e a E l e o n o r a , T ă n ă -s e s c u A n c a , I o n c i c ă M a ˘ g d a l e n a , T i e p a c I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiunile cristalofiliene și masive eruptive din România. *D.S. Inst. Geol.* LXI/5, p. 85–111, București.

M r a z e c L. (1899) Note préliminaire sur un granit à riebeckit et aegirine des environs de Turcoaia (Dobrogea). *Bui. Soc. Ing. Ind. Mine*, III, II–III, 1–11, București.

M u r e ș a n M. (1975) Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmato-gene paleozoice sinorogene (s. l.) și subsecvente din Dobrogea de nord. *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXI/5, p. 113–133, București.

M u r g o c i G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică cu privire specială asupra paleo-zoicului și tectonicei. *An. Inst. Geol. Rom.* V, 2, 307–614, București.

S a v u l M. (1935) Observations sur le granite de Popina Mare. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XX, București.



- Barbu Alexandrina (1963) Contribuții la studiul structural petrologic asupra masivelor eruptive din Dobrogea de N. *Asoc. Geol. Carp-Balc., Congr. V, 1961, 11, miner.-petrogr.*, p. 217—231, București.
 Seghedi Antoneta (1977) Date privind vîrsta postcarapelică a granitului de Pricopan (Dobrogea de Nord-Vest). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seriale geol.* 22, p. 119—129, București.
 Rotman D. (1917) Masivul eruptiv de la Greci. *An. Inst. Geol. Rom.* VII, București.
 Van Eysinga F. W. B. (1975) Geological time table. *Elsevier Publ. Comp.* Amsterdam.

ÎNTREBĂRI

N. Gherasi : Masivele granitice de Greci și Pricopan au un caracter izotrop, sau sunt prezente structuri gnaisice sau orientate?

Răspuns : În seria gabbrouri-diorite-tonalite-granodiorite a masivului Greci structurile sunt massive. Granitele leucocrate ale masivului Greci însă au structuri cataclastice de același tip cu cele care predomină în granitul de Pricopan. Granitul de Pricopan este masiv în treimea sud-vestică, trecindu-se treptat, spre est și nord-vest, la structuri din ce în ce mai laminate, la contacte apărînd chiar filonite. Laminarea afectează și dioritele de Greci ce se găsesc la contactul sud-estic al masivului Pricopan.

CONSIDÉRATIONS SUR LA SUCCESSION DE FORMATION DES MASSIFS GRANITOÏDES DE L'UNITÉ DE MĂCIN (DOBROGEA DU NORD)

(Résumé)

Dans cette étude on fait une succincte analyse des informations actuelles sur les massifs granitoïdes de l'unité de Măcin (Dobrogea du Nord), informations qui englobent de : relations de terrain, données pétrologiques, géochimiques, géochronologiques et de pétrologie structurale. On ne peut discuter l'âge de certaines occurrences de granitoïdes, affleurant isolées de sous la couverture de loess quaternaire, qu'à partir des aspects pétrographiques, géochimiques ou géochronologiques et des comparaisons avec les massifs qui sont en relation avec des formations d'âge connu.

Dans ces conditions, il résulte que dans l'actuel stade de connaissance sur l'âge des granitoïdes nord-dobrogéens, ainsi que sur l'âge des formations prépaléozoïques et paléozoïques avoisinantes, on peut faire les suivantes affirmations :

Les roches granitoïdes de l'unité de Măcin (Dobrogea du Nord) sont formées dans, au moins, trois étapes majeures, deux antérieures et une ultérieure à la formation de Carapelit (Carbonifère inférieur).

Dans la première étape s'est formé le gneiss de Megina, métamorphisé ensemble avec la formation de Megina, sous le faciès des amphibolites à almandin, l'âge du métamorphisme étant donc précambrien supérieur.



Les granites leucocrates de Hamcearca-Balabancea ont été mis en place après le métamorphisme régional sous le faciès des schistes verts de la formation de Bochlugea, qu'ils cornifient, et avant la formation des conglomérats de Carapelit, dans lesquels ils sont remaniés. Ils ont été donc intrus dans l'intervalle Ordovicien-Dévonien et représentent des magmatites calédoniennes.

Les massifs Greci, Pricopan et Iacobdeal traversent la formation de Carapelit et ont des âges K/Ar de 302—290 M.A., représentant donc un magmatisme associé à l'orogenèse hercynienne.

Les massifs Garvăń, Chitlău et Coșlugea qui traversent les schistes cristallins de la formation de Bochlugea et sont recoupés par des dolérites triasiques, sont postcambriens et prétriasiques.

Quant aux autres occurrences de roches granitoïdes, complètement entourées par des formations quaternaires et traversées par des porphyres et dolérites triasiques, on peut dire seulement qu'elles sont antétriasiques.



1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STUDIUL PETROCHIMIC AL UNOR GNAISE PORFIROIDE DE PIETROSU BISTRITEI (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE
ION BALINTONI², VASILICA NEACȘU²

Porphyroid gneisses. Upper Precambrian. Petrology. Petrochemistry. Magmatic differentiation. Calc-alkaline magmatism. The East Carpathians. Pietrosu Bistriței.

Abstract

The Petrochemical Study of Some Porphyroid Gneisses of Pietrosu Bistriței (the East Carpathians). The porphyroid gneisses of Pietrosu Bistriței represent a metamorphosed extrusive magmatic formation. They make up the upper horizon of the Pietrosu Bistriței formation, which is of Upper Precambrian age. The chemical composition of the original material was similar to that of the present dacites and/or rhyodacites. They are assigned to the Pacific, magmatic calc-alkaline province, belonging to the magmatic series rich in aluminium, according to Kunnó. The loss of CaO was the main modification undergone by the original material during the metamorphic changes.

I. Introducere

Petrochimia gnaiselor porfiroide de Pietrosu a fost abordată în repetate rânduri de către cercetătorii care au lucrat în Carpații Orientali. Două lucrări sunt fundamentale în acest sens: cea a lui Savul și Măstacan (1952) și teza de doctorat a lui Coțirță (1974). Acești autori au stabilit principalii parametri petrochimici ai gnaiselor porfiroide de Pietrosu, conchizind pe baza lor, că rocile respective provin din roci magmative acide metamorfozate. În special Coțirță (1974) a abordat studiul petrochimic complex, folosind metodologia aplicată rocilor magma-

¹ Predată la 19 aprilie 1978, acceptată pentru publicare la 20 aprilie 1978, comunicată în ședința din 12 mai 1978.

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



SCHITĂ CU SITUAREA GEOGRAFICĂ A PROBELOR

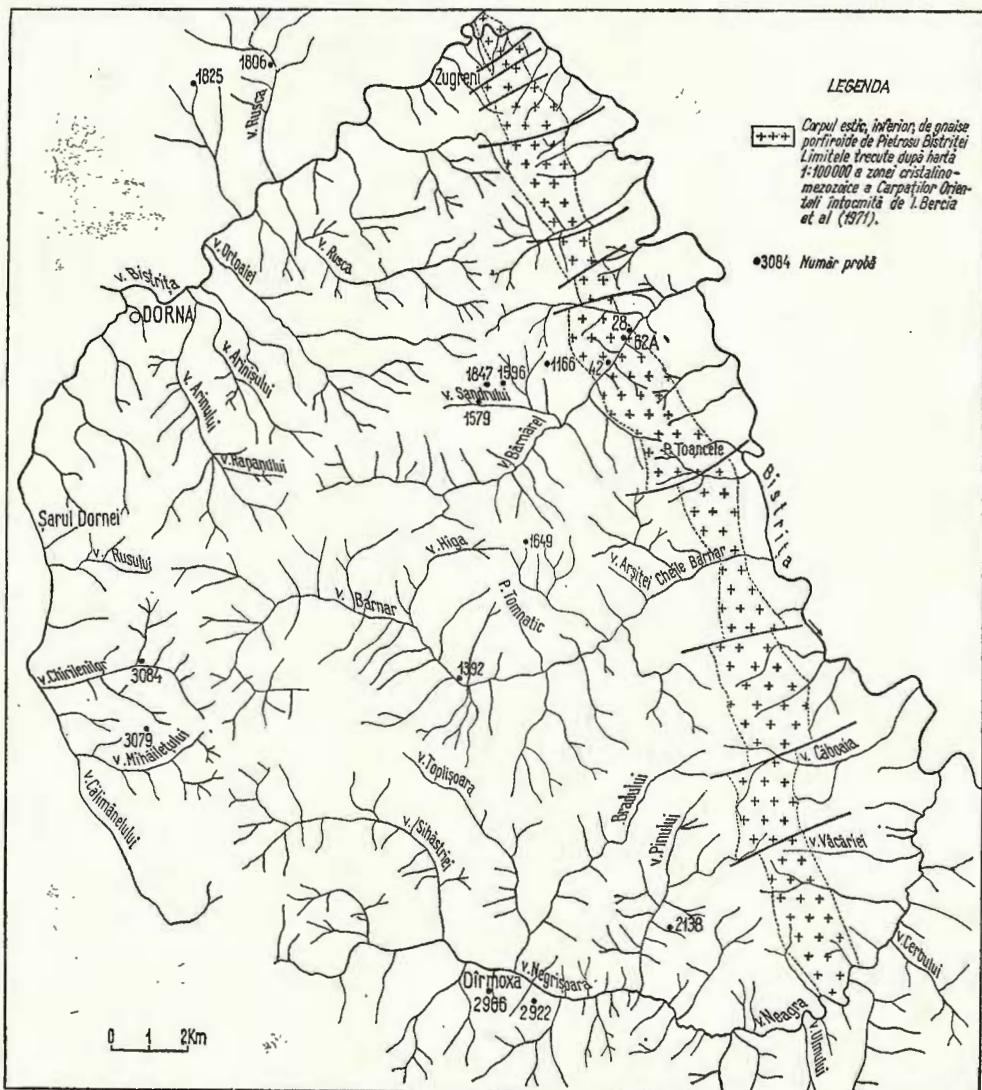


Fig. 1. — Poziția geografică a probelor analizate.
Position géographique des échantillons analysés.

tice nemetamorfozate. Înaintea lui C o c i r t ă o metodologie asemănătoare a folosit M u r e ş a n (1973) în cazul unor roci metamorfozate de afiliație magmatică din munții Poiana Ruscă. Scopul nostru este de a prezenta un număr de 16 analize noi și de a compara rezultatele interpretărilor petrochimice cu cele obținute de autorii citați, pe de o parte; pe de altă parte, de a vedea dacă pe această cale de cercetare, concluziile trase pe alte criterii într-o serie de articole anterioare de către B a l i n t o n i et al. (1974) și B a l i n t o n i , G h e u c a (1977, 1978) conform căroru gnaisele porfiroide de Pietrosu nu fac parte din seria de Tulgheş, ci dintr-o altă formațiune cristalină, denumită formațiunea de Pietrosu Bistriței, primesc o nouă confirmare sau nu. Schița cu localizarea probelor analizate (fig. 1) arată că majoritatea acestora provin din afara a ceea ce a fost denumit pînă de curînd „dyke-ul” gnaiselor porfiroide de Pietrosu, mai exact din regiunea de la vest de acesta. Probele sunt localizate după cum urmează: 2966-afluent dreapta Negrișoara, aval de pîrîul Dîrmoxa, la cota 945 m; 2922-versantul stîng al Negrișoarei, între pîrîul Portii și pîrîul Jumalăt la cota 1035 m; 3079-culmea din dreapta pîrîului Mihăileş, la cota 1340 m; 3084-bifurcația mare din fundul pîrîului Chirileni; 42—valea pîrîului Bărnărel, spre partea inferioară a corpului de gnaise porfiroide; 2138-al treilea afluent stînga al pîrîului Pinu, la cota 1015; 1806-valea Rusca de Giomalău, la primul afluent important stînga, înainte de cot; 1825-pîrîul Gheorghitești, aproape de izvoare, la cota 1185 m; 1166-pîciorul ce coboară din vîrful Jereapă spre gura pîrîului Șandru, afluent de stînga al Bărnărelului, la cota 1500 m; 1596-culmea dintre pîrîul Șandru și pîrîul Grui, la cota 1445 m; 1579-pîrîul Șandru, la cota 1280 m; 1649-sub vîrful Tomnatec, la cota 1580 m; 28 -valea Bărnărelului, la intrarea în gnaisele porfiroide; 62 A - valea Bărnărelului, cam la limita inferioară a zonei retromorfe; 1847-afluentul stînga al pîrîului Șandru de la cota 1250 m; 1392-valea rîului Barnar, amonte de gura pîrîului Cirjanu ³.

II. Dovezi ale originii magmatice a gnaiselor porfiroide de Pietrosu

Din punct de vedere petrochimic, originea magmatică a gnaiselor porfiroide de Pietrosu poate fi discutată pe baza analizelor chimice (tab. 1) și a proiectării parametrilor Niggli în tetraedrul *al-alk-c-fm*. În acest scop, ca termeni de referință pentru compararea analizelor chimice, am ales, ghidindu-ne după conținuturile în SiO_2 , 16 analize de dacite plio-cuaternare din Peru (L e f f e v r e , 1973) și una de dacit din Nevada (L e M a s u - r i e r , 1968) (tab. 2). Similitudinile sunt izbitoare și ne îndreptătesc să conchidem, de acord cu autorii anteriori — S a v u l , M a s t a c a n (1952), C o c i r t ă (1974) — că gnaisele porfiroide de Pietrosu sunt metamag-

³ Probă colectată de I. G h e u c a .

TABELUL 1

Analize chimice ale probelor

Nr. probel	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total
2966	68,00	15,10	1,05	3,38	0,07	2,21	0,78	3,30	3,35	0,66	0,19	0,27	0,035	2,07	100,43
2922	65,40	15,84	1,64	3,08	0,08	1,89	1,17	3,65	3,05	0,80	0,23	0,30	0,043	1,97	99,53
3079	66,65	14,85	2,46	1,97	0,10	1,79	2,77	2,65	3,40	0,76	0,22	0,05	0,052	1,80	99,40
3084	64,65	14,93	2,96	3,38	0,08	2,21	2,21	2,65	3,30	0,86	0,27	0,40	0,039	1,79	99,72
42	65,92	14,98	0,62	4,44	0,03	1,99	2,38	2,85	3,60	0,66	0,17	0,68	0,06	0,97	99,35
2138	64,59	15,33	1,46	3,77	0,13	2,03	2,10	3,05	2,95	0,82	0,23	0,87	0,05	2,05	99,43
1392	64,96	15,46	0,99	3,92	0,09	2,65	0,99	3,00	3,15	0,77	0,22	0,13	0,08	1,97	99,38
1806	66,35	17,00	0,91	4,00	0,07	2,44	0,82	2,55	4,15	0,73	0,21	0,26	0,05	1,36	100,90
1825	63,96	15,84	1,17	4,19	0,09	2,69	0,47	3,88	3,35	0,71	0,26	0,79	0,04	1,83	99,37
1166	65,88	15,88	1,11	3,61	0,08	1,28	1,58	2,65	3,85	0,80	0,24	0,54	0,04	1,86	99,40
1596	66,00	15,99	1,44	3,25	0,07	1,68	1,55	3,40	3,45	0,85	0,22	1,00	urme	1,70	100,60
1579	66,03	15,69	1,38	3,53	0,08	2,58	2,00	2,85	2,45	0,75	0,24	0,94	0,03	1,86	99,40
1649	65,14	16,71	0,54	4,12	0,09	2,02	1,48	3,30	3,00	0,87	0,25	0,95	0,03	2,08	100,58
28	67,60	16,70	0,71	3,30	0,05	2,30	0,60	4,30	2,60	0,59	0,22	0,15	0,06	1,63	100,81
62A	65,00	17,00	0,51	4,72	0,10	3,00	2,03	2,70	3,30	0,70	0,20	—	0,05	1,60	100,91
1847	66,20	14,85	0,94	3,94	0,10	1,94	2,84	2,85	2,35	1,12	0,20	0,67	0,06	1,67	99,73

Analize chimice de dacite din zona andină (Peru) și din Nenada (U.S.A.)

Nr. probel	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	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total	Proveniență	
1	62,92	15,90	3,21	1,75	0,08	2,58	4,55	4,05	3,12	0,77	0,32	0,30	0,04	1,02	100,27	Peru
28	63,02	17,08	1,77	2,50	0,08	1,56	4,02	4,44	3,26	0,61	0,30	0,04	0,87	99,55	Peru	
50	63,28	17,12	3,36	0,93	0,11	1,44	4,15	4,74	2,63	0,50	0,31	0,05	0,30	98,92	Peru	
59	64,07	16,90	3,16	1,12	0,09	1,01	4,08	4,71	2,62	0,54	0,29	0,10	0,86	99,55	Peru	
61	62,14	16,94	4,74	0,68	0,06	1,65	2,96	3,54	3,17	0,67	0,16	0,39	2,49	99,59	Peru	
143	64,70	16,30	3,20	1,00	0,07	2,01	3,86	4,34	2,97	0,56	0,24	0,17	0,61	100,13	Peru	
167	63,86	15,53	3,16	1,44	0,09	2,01	4,14	3,80	3,29	0,62	0,34	0,08	0,75	99,11	Peru	
236	62,52	16,20	4,18	1,00	0,07	1,95	4,60	3,88	3,19	0,65	0,30	0,35	0,88	99,77	Peru	
239	62,15	16,70	4,26	1,44	0,09	1,92	4,47	3,86	3,07	0,73	0,35	0,10	0,83	99,97	Peru	
241	65,60	15,38	2,68	1,40	0,07	1,87	3,64	4,04	3,55	0,67	0,22	0,12	0,90	100,14	Peru	
297	63,15	15,92	3,84	1,31	0,07	2,10	4,07	3,85	3,48	0,76	0,31	0,10	0,60	99,56	Peru	
309	66,47	15,05	3,75	0,05	0,07	1,67	3,48	4,03	3,60	0,61	0,33	—	0,49	99,58	Peru	
312	64,75	15,85	2,34	1,72	0,06	1,64	3,62	4,35	3,34	0,62	0,33	—	0,71	99,33	Peru	
314	64,82	16,10	2,36	1,68	0,06	1,95	3,85	4,38	3,03	0,63	0,31	0,07	0,95	100,19	Peru	
315	63,60	15,90	1,95	2,06	0,06	1,78	3,63	4,36	3,20	0,69	0,22	0,11	2,12	99,68	Peru	
316	63,70	15,70	2,04	1,81	0,06	1,62	3,48	4,22	3,43	0,73	0,22	0,27	0,52	99,84	Peru	
15	65,1	15,50	1,2	3,4	0,09	2,4	3,8	3,3	3,4	0,62	0,32	0,3	0,3	99,4	Nevada	

TABELUL 2



Institutul Geologic al României

matite acide, posibil metadacite. În acest sens, remarcăm valorile foarte apropiate ale oxizilor cu inerție mare în procesele de alterare și metamorfism-Al₂O₃, FeO + Fe₂O₃, MgO și TiO₂. În ceea ce privește ceilalți oxizi principali, reținem conținuturile asemănătoare de K₂O, ceea mai mică de Na₂O în rocile noastre, comparativ cu cele andine, cu mult mai mici și foarte diferite între ele de CaO, în cazul nostru. Analizind în continuare cum se proiectează parametrii Niggli (tab. 3) în tetraedrul *al-alk-c-fm* (fig. 2) observăm că la valori mici ale raportului *c/fm*, punctele cad în afara cimpului eruptiv. Aceasta sugerează că valorile mici ale CaO în rocile analizate de noi sunt anomală și deci cantitățile actuale ale acestui oxid nu pot fi luate în considerare cind dorim să apreciem starea inițială a sistemului geochemical din care au provenit gnaisele porfiroide de Pietrosu.

TABELUL 3

Parametrii Niggli

Nr. probei	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>w</i>	<i>qz</i>	<i>c/fm</i>
2966	308,52	40,37	31,62	3,79	24,21	0,400	0,472	2,251	0,364	0,218	111,68	0,119
2922	287,26	41,00	29,40	5,50	24,08	0,354	0,420	2,642	0,427	0,323	90,91	0,187
3079	293,50	38,53	27,52	13,06	20,86	0,457	0,426	2,516	0,410	0,529	110,05	0,474
3084	266,53	36,27	34,69	9,76	19,26	0,450	0,391	2,666	0,471	0,440	89,45	0,281
42	279,22	37,39	30,37	10,80	21,42	0,453	0,413	2,102	0,304	0,111	93,50	0,355
2138	274,73	38,42	31,42	9,57	20,58	0,388	0,409	2,622	0,414	0,258	92,41	0,304
1392	280,74	39,37	34,78	4,58	21,25	0,408	0,490	2,502	0,402	0,185	95,73	0,131
1806	279,46	42,19	32,54	3,70	21,56	0,517	0,470	2,312	0,374	0,169	93,21	0,113
1825	263,53	38,46	34,89	2,07	24,56	0,369	0,473	2,199	0,453	0,200	65,27	0,059
1166	300,74	42,71	26,61	7,72	22,93	0,488	0,327	2,746	0,463	0,216	108,99	0,290
1596	287,64	41,06	27,73	7,23	23,95	0,400	0,393	2,785	0,405	0,285	91,81	0,260
1579	279,56	39,14	33,46	9,07	18,31	0,361	0,486	2,388	0,430	0,260	106,30	0,271
1649	277,37	41,93	29,54	6,75	21,77	0,374	0,433	2,785	0,450	0,105	90,29	0,288
28	292,94	42,64	29,31	2,78	25,25	0,284	0,506	1,922	0,403	0,162	91,94	0,095
62A	251,90	38,82	34,44	8,42	18,30	0,445	0,503	2,040	0,328	0,088	78,70	0,244
1847	287,39	37,99	30,29	13,21	18,50	0,351	0,414	3,656	0,367	0,176	113,38	0,436



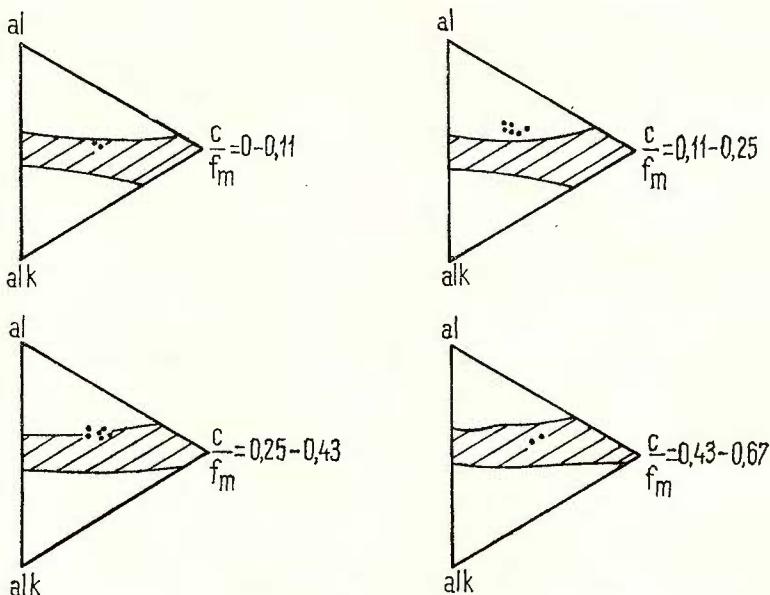


Fig. 2. — Tetraedrul de concentrație *al-alk-c-fm*, Niggli. Cimpul rocilor eruptive este hăsurat.

Tétraèdre de concentration *al-alk-c-fm*, Niggli. Champ des roches éruptives hachuré.

III. Tipuri de magme, provinei magmatice

a) *Clasificările Niggli*. Diagramele *al-fm* (fig. 3) și *al-alk* (fig. 4) clasifică magmele generatoare ale rocilor din care au provenit gneisele porfiroide de Pietrosu ca semisalice, situate în apropierea cîmpului izofal și normal (intermediar) alcaline (Burrini, 1959). Deși aparținînd evident domeniului calco-alcalin, încadrarea parametrilor Niggli în cîmpurile de variație stabilite de acesta (Burrini, 1959) pentru tipurile de magme întîmpină dificultăți. Încadrarea pe specii este imposibilă, încadrarea pe grupe putîndu-se face numai pentru un anumit parametru. Astfel :

- Parametrul *si* corespunde predominant cu cel al magmelor granitice.
- Parametrul *al* corespunde predominant cu cel al magmelor granodioritice.
- Parametrul *fm* corespunde predominant cu cel al magmelor granitice.
- Parametrul *alk* corespunde atât cu cel al magmelor granitice, cît și cu cel al magmelor granodioritice.
- Parametrul *k* corespunde cu cel al magmelor granodioritice.
- Parametrul *mg* corespunde cu cel al magmelor granitice.
- Parametrul *c* neîncadrabil.



Concluziile pe care le putem trage sunt următoarele: magmele în discuție au fost de tip intermediar între cele granitice și granodioritice; din nou, parametrul care include în calcul CaO se dovedește anomal, ceea ce întărește convingerea că acest oxid a suferit principalele modificări

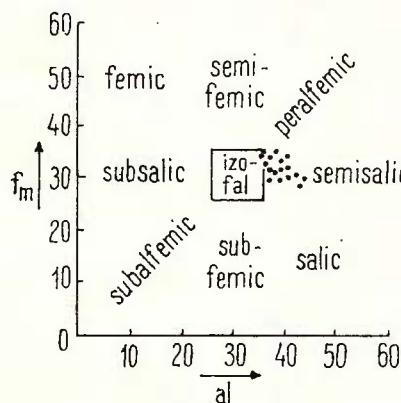


Fig. 3. — Diagrama *al-fm*, Niggli.
Diagramme *al-fm*, Niggli.

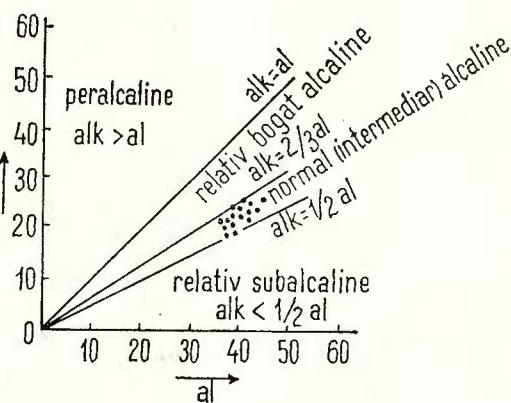
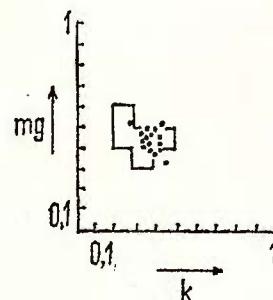


Fig. 4. — Diagrama *al-alk*, Niggli.
Diagramme *al-alk*, Niggli.

în istoria geologică a gnaiselor porfiroide de Pietrosu. În ceea ce privește diagrama *mg-k* (fig. 5) se observă că majoritatea punctelor cad în cîmpul de maximă frecvență a rocilor pacifice actuale.

Fig. 5. — Diagrama *mg-k*, Niggli (delimitat cîmpul de maximă frecvență a rocilor pacifice actuale).

Diagramme *mg-k*, Niggli (délimité le champ de fréquence maximum des roches pacifiques actuelles).



b) *Clasificarea Rittman*. Indicele σ al lui Rittmann (tab. 4) repartizează magmele în discuție de asemenea în provincia pacifică (calco-alcalină).

c) *Starea magmei după Zavaritski*. În tabelul 5 sunt înscrise parametrii Zavaritski. Aprecierea magmei ca suprasaturată în Al_2O_3 , pe baza valorilor pozitive ale parametrului c , ne arată că inițial CaO a fost legat în plagioclaz și pierdut prin procese ulterioare.

TABELUL 4
Indicele σ al lui Rittman

Nr. probei	σ	Provincia magmatică
2966	1,7689	Pacifică (calco-alcalină) puternică
2922	2,0040	Pacifică (calco-alcalină) medie
3079	1,5476	Pacifică (calco-alcalină) puternică
3084	1,6352	Pacifică (calco-alcalină) puternică
42	1,8151	Pacifică (calco-alcalină) medie
2138	1,6674	Pacifică (calco-alcalină) puternică
1392	1,7223	Pacifică (calco-alcalină) puternică
1806	1,9224	Pacifică (calco-alcalină) medie
1825	2,5634	Pacifică (calco-alcalină) medie
1166	1,8465	Pacifică (calco-alcalină) medie
1596	2,0401	Pacifică (calco-alcalină) medie
1579	1,2197	Pacifică (calco-alcalină) puternică
1649	1,7926	Pacifică (calco-alcalină) puternică
28	1,9353	Pacifică (calco-alcalină) medie
62A	1,6363	Pacifică (calco-alcalină) puternică
1847	1,1655	Pacifică (calco-alcalină) puternică

TABELUL 5
Parametrii Zavariski

Nr. probei	A	B	C	S	A'	F'	M'	N	Starea magmei
2966	11,651	12,651	0,912	74,784	47,061	31,723	28,426	59,954	Suprasaturată în Al_2O_3
2922	12,343	11,968	1,410	74,277	48,837	36,461	26,488	64,524	Suprasaturată în Al_2O_3
3079	11,142	6,320	3,489	79,047	38,904	66,673	49,642	54,224	Suprasaturată în Al_2O_3
3084	10,797	11,043	2,735	75,423	36,741	53,571	34,453	54,964	Suprasaturată în Al_2O_3
42	11,746	8,193	2,960	77,100	34,526	59,577	42,023	54,611	Suprasaturată în Al_2O_3
2138	11,231	10,478	2,611	75,679	43,096	48,310	33,514	61,110	Suprasaturată în Al_2O_3
1392	10,965	14,777	1,182	73,074	47,267	30,932	29,803	59,141	Suprasaturată în Al_2O_3
1806	11,020	16,025	0,945	72,008	54,006	27,466	24,427	48,290	Suprasaturată în Al_2O_3
1825	13,157	15,121	0,555	71,164	41,867	32,549	29,256	63,089	Suprasaturată în Al_2O_3
1166	11,466	10,745	1,931	75,855	56,072	41,645	20,257	51,127	Suprasaturată în Al_2O_3
1596	12,417	10,431	1,875	75,274	49,061	41,806	27,114	59,965	Suprasaturată în Al_2O_3
1579	9,752	12,757	2,415	75,074	49,090	35,863	33,982	63,872	Suprasaturată în Al_2O_3
1649	11,456	13,053	1,776	73,713	54,051	33,715	25,842	62,572	Suprasaturată în Al_2O_3
28	12,503	13,802	0,689	73,004	52,413	25,935	26,648	71,539	Suprasaturată în Al_2O_3
62 A	10,482	14,377	2,413	72,726	48,181	34,089	34,519	55,426	Suprasaturată în Al_2O_3
1847	9,976	7,992	3,561	78,469	42,361	59,853	42,346	64,828	Suprasaturată în Al_2O_3



IV. Caracterul rocilor eruptive inițiale

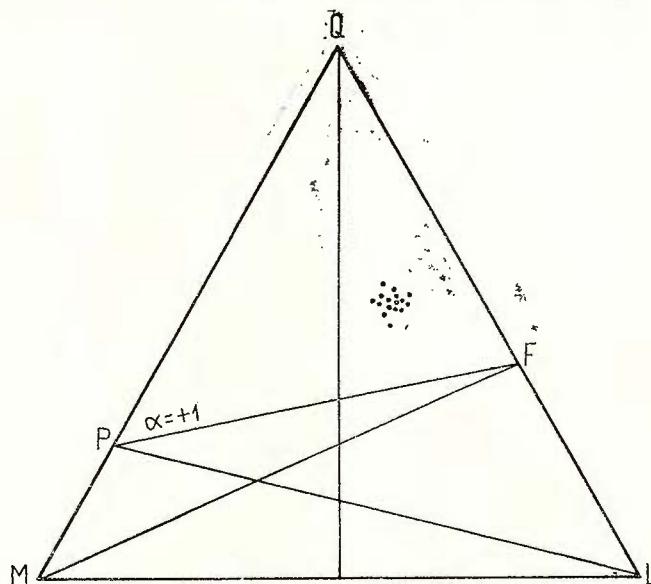
a) *Triunghiul QLM (Burri-Niggli)*. În tabelul 6 sunt redate valorile *QLM*, iar în figura 6 sunt proiectate aceste valori. Toate se grupează strins în domeniul rocilor acide suprasaturate în silice.

TABELUL 6
Valorile *QLM*

Nr. probel	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	π	γ	μ	λ	β
2966	52,726	32,210	15,062	0,052	0,472	6,224	4,276	1,455
2922	50,615	34,484	14,900	0,080	0,420	5,562	4,628	1,201
3079	52,807	35,222	11,970	0,221	0,426	7,349	5,885	1,248
3084	50,500	33,043	16,455	0,178	0,391	5,190	4,016	1,292
42	50,870	35,901	13,228	0,187	0,413	6,108	5,428	1,125
2138	50,920	33,959	15,119	0,168	0,409	5,611	4,491	1,249
1392	51,321	30,954	17,723	0,073	0,490	5,193	3,492	1,486
1806	51,334	30,721	17,944	0,056	0,470	5,158	3,424	1,506
1825	47,372	34,802	17,825	0,014	0,473	-4,067	3,904	1,041
1166	52,817	33,322	13,860	0,121	0,327	6,623	4,808	1,377
1596	50,717	35,461	13,821	0,111	0,393	5,877	5,131	1,145
1579	52,860	30,261	16,878	0,175	0,486	5,809	3,595	1,620
1649	50,912	33,011	16,075	0,110	0,433	5,394	4,107	1,313
28	50,843	33,702	15,454	0,030	0,506	5,508	4,361	1,262
62A	49,698	32,095	18,206	0,169	0,503	4,663	3,525	1,322
1847	53,299	32,866	13,833	0,246	0,414	6,807	4,751	1,432

Fig. 6. — Triunghiul *QLM*,
Burri-Niggli.

Triangle *QLM*, Burri-
Niggli.



b) *Triunghiul QAP (Streckeisen)*. Valorile *QAP* au fost calculate din valorile CIPW și sunt înscrise în tabelul 7 și proiectate în figura 7. Trebuie avut în vedere că triunghiul *QAP* a fost utilizat de Streckeisen spre a projecța analizele modale și nu cele normative. După cum

TABELUL 7
Valorile *QAP*

Nr. probei	<i>Q</i>	<i>A</i>	<i>P</i>
2966	38,2	25,2	36,6
2922	35,6	21,9	42,5
3079	35,5	24,6	39,9
3084	37,3	25,3	37,4
42	34,0	27,0	39,0
2138	38,1	24,1	37,4
1392	37,3	26,2	36,5
1806	38,0	32,2	29,8
1825	28,7	27,4	43,9
1166	38,7	29,0	32,3
1596	36,9	26,2	36,9
1579	44,6	19,4	36,0
1649	37,3	25,2	37,5
28	33,7	19,4	46,9
62A	32,7	25,7	41,6
1847	40,5	17,7	41,8

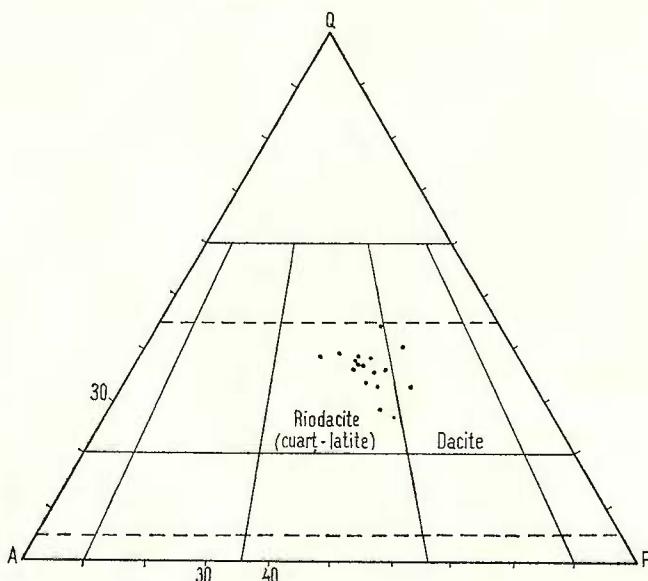


Fig. 7. — Triunghiul *QAP*, Streckeisen.
Triangle *QAP*, Streckeisen.

se observă, analizele noastre cad în cîmpul riodacitelor, cu tendință de apropiere de cel al dacitelor. Normal ar trebui să se înscrie în cîmpul dacitelor. Această nepotrivire se datorește pe de o parte pierderilor de CaO față de starea inițială, ceea ce reduce cantitatea de plagioclaz normativ, iar pe de altă parte, cantității prea mari de ortoză normativă, întrucît norma CIPW nu calculează biotit. Menționăm de asemenea că nu am transformat volumetric datele în greutăți la %, deoarece densitățile celor trei grupe de minerale diferă practic numai la a doua cifră după virgulă. Proiecția volumetrică ar fi deplasat punctele puțin spre colțul Q al triunghiului QAP , deoarece quartul are densitatea ceva mai mare decit a feldspatului potasic și a celui plagioclaz.

c) *Parametrii Rittman.* Parametrii Rittman sint înscriși în tabelul 8 și proiectați în figurile 8 și 9. Punctele se înscriu în cîmpul rocilor vulcanice suprasaturate, cam în aceeași arie ca și în cazul triunghiului QAP . Din

TABELUL 8
Parametrii Rittman

Nr. probei	SiO ₂	al	alk	CaO	fm	k	„ca”	an	Tipul de rocă
2966	68,00	13,50	8,30	0,78	9,26	0,40	-2,34	0,07	Riolit „foncée”
2922	65,40	14,26	8,52	1,17	8,90	0,35	-2,27	0,10	Latit cuartifer
3079	66,65	13,37	7,37	2,77	8,32	0,45	-0,83	0,24	Latit cuartifer
3084	64,65	13,44	7,27	2,21	11,18	0,45	-1,48	0,20	Latit cuartifer „sombre”
42	65,92	13,48	7,87	2,38	9,51	0,45	-0,98	0,20	Latit cuartifer
2138	64,59	13,80	7,52	2,10	9,81	0,39	-1,67	0,19	Latit cuartifer
1392	64,96	13,92	7,65	0,99	10,7	0,41	-2,77	0,10	Riolit „foncée”
1806	66,35	15,30	7,97	0,82	10,26	0,52	-3,58	0,08	Riolit „foncée”
1825	63,96	14,26	9,27	0,47	11,26	0,38	-2,53	0,04	Riolit sodic „sombre”
1166	65,88	14,29	7,82	1,58	7,64	0,49	-2,30	0,14	Riolit
1596	66,66	14,39	8,55	1,55	8,45	0,40	-1,95	0,13	Latit cuartifer
1579	66,03	14,12	6,72	2,00	10,51	0,36	-2,44	0,20	Latit cuartifer
1649	65,14	15,04	7,95	1,48	9,21	0,37	-2,77	0,13	Latit cuartifer
28	67,70	15,03	9,05	0,60	8,99	0,28	-2,99	0,05	Riolit sodic „sombre”
62A	65,00	15,30	7,35	2,03	11,81	0,44	-2,74	0,18	Latit cuartifer „sombre”
1847	66,20	13,37	6,62	2,84	9,26	0,35	-1,18	0,26	Riodacit



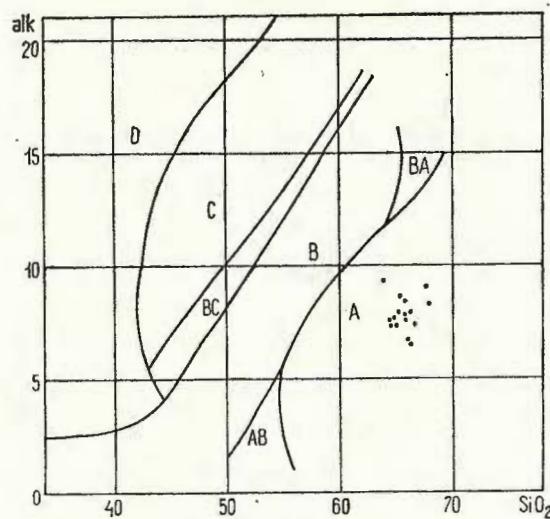


Fig. 8. — Diagramma alk- SiO_2 , Rittmann.
Diagramme alk- SiO_2 , Rittmann.

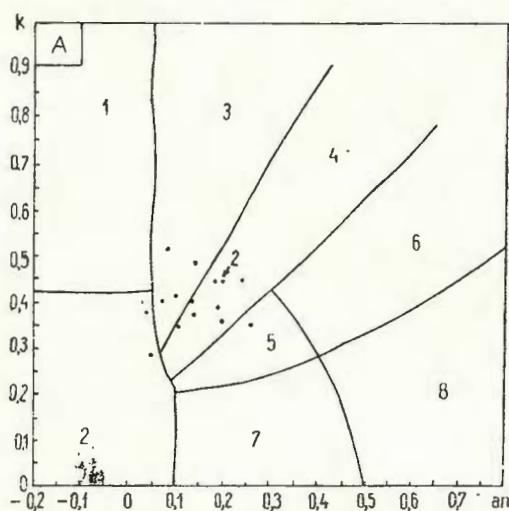


Fig. 9. — Diagramma k - an pentru cimpul rocilor suprasaturate,
Rittmann.

Diagramme k - an pour le champ des roches suprasaturées, Rittmann.



nou sătem în fața unei „acidizări” a rocilor în discuție, datorită pierderilor în calciu. R i t t m a n dă o formulă specială de calcul al parametrului a_n , cind parametrul „ ca “ este negativ, precizând că valorile negative ale parametrului „ ca “ apar dacă rocile au pierdut calciu prin alterări sau alte fenomene.

V. Transformări

Gnaisele porfiroide de Pietrosu au o istorie geologică complexă, fiind polideformată și polimetamorfozată. Corelarea datelor petrografice cu studiul petrochimic ne permite să înțelegem evoluția parametrilor calitativi și cantitativi ai sistemului geochemical din care au provenit gnaisele porfiroide de Pietrosu.

Întrebările fundamentale care se pun în acest sens sunt următoarele :

1. Există probe care să conserve compoziția inițială a sistemului ? 2. Cunoscând din datele expuse în paragrafele anterioare, că modificarea esențială pe care a suferit-o sistemul geochemical din care au provenit gnaisele porfiroide de Pietrosu a fost scăderea conținutului de CaO, (scădere variabilă de la caz la caz) care au fost cauzele și etapele acestei modificări ?

La prima întrebare, în ceea ce privește probele noastre, răspunsul este negativ. Valorile mult scăzute ale conținuturilor de CaO, comparativ cu cele din analizele de dacite folosite spre comparație (tab. 1, 2) este un prim indiciu în această direcție. Cel de-al doilea indiciu reiese din valorile negative ale parametrului „ ca “ al lui R i t t m a n . Pentru analizele noastre, aceste valori sunt negative în toate cazarile, deși mai mici pentru probele luate din zone rămase în afara influenței retromorfismului hercinic. Datele lui C o c i r ă însă (1974) sugerează că o metodologie specială de eșantionare aplicată în cazul corpului estic, inferior, de gnaise porfiroide, foarte gros și afectat de retromorfismul hercinic numai la partea superioară, ar putea furniza suficiente eșantioane pentru care parametrul „ ca “ al lui R i t t m a n să fie pozitiv. C o c i r ă (1974) posedă două asemenea probe și alte două au fost puse în evidență de el prin calculul pe analizele publicate de alții autori.

Înînd cont de datele noastre și de cele prezentate de C o c i r ă (1974) conținutul inițial în CaO al sistemului geochemical din care au provenit gnaisele porfiroide de Pietrosu trebuie să fi fost între 3 și 4 la %, deoarece, la valori ale CaO de acest ordin de mărime, parametrul „ ca “ al lui R i t t m a n devine pozitiv. Peripețiile calciului sunt perfect vizualizate de celulele Barth (tab. 9). Tot celulele Barth arată că sodiul, cu toate că a fost antrenat alături de calciu în transformările pe care le-a suferit plagioclazul, nu a suportat modificări cantitative notabile, deoarece raportul Na/K rămâne supraunitar și variază între limite restrinse. De asemenea, celulele Barth evidențiază că ceilalți compoziții au rămas practic nemodificate, chiar în locurile expuse celui mai intens retromorfism hercinic. La cea de-a doua întrebare putem răspunde numai cunoșind asociația mineralologică a rocilor eruptive premetamorfe și transformările prin care a trecut această asociație în decursul istoriei metamorfe a acestor roci.



TABELUL 9

Celulele Barth

2966	$K_{38}Na_{54}Ca_6Mg_{28}Fe''_{24}Fe'''_{8}Al_{153}Ti_{4+5}Si_{588}O_{1482}(OH)_{118}$
2922	$K_{34}Na_{62}Ca_{11}Mg_{25}Fe''_{22}Fe'''_{10}Al_{164}Ti_5Si_{577}O_{1486}(OH)_{114}$
3079	$K_{38}Na_{46}Ca_{26}Mg_{24}Fe''_{14}Fe'''_{16}Al_{153}Ti_5Si_{587}O_{1484}(OH)_{106}$
3084	$K_{36}Na_{46}Ca_{21}Mg_{29}Fe''_{25}Fe'''_{19}Al_{156}Ti_6Si_{575}O_{1494}(OH)_{106}$
42	$K_{40}Na_{50}Ca_{23}Mg_{27}Fe''_{33}Fe'''_{4}Al_{158}Ti_{4+5}Si_{592}O_{1542}(OH)_{58}$
2138	$K_{32}Na_{52}Ca_{19}Mg_{27}Fe''_{28}Fe'''_{10}Al_{158}Ti_5Si_{570}O_{1480}(OH)_{120}$
1392	$K_{36}Na_{52}Ca_9Mg_{35}Fe''_{29}Fe'''_{6}Al_{163}Ti_5Si_{580}O_{1484}(OH)_{116}$
1806	$K_{46}Na_{42}Ca_7Mg_{32}Fe''_{29}Fe'''_{6}Al_{175}Ti_{4+5}Si_{581}O_{1520}(OH)_{80}$
1825	$K_{38}Na_{68}Ca_4Mg_{36}Fe''_{31}Fe'''_{8}Al_{166}Ti_{4+5}Si_{574}O_{1490}(OH)_{110}$
1166	$K_{42}Na_{46}Ca_{15}Mg_{16}Fe''_{26}Fe'''_{7}Al_{168}Ti_5Si_{584}O_{1494}(OH)_{108}$
1596	$K_{38}Na_{58}Ca_{15}Mg_{22}Fe''_{24}Fe'''_{10}Al_{166}Ti_5Si_{582}O_{1502}(OH)_{98}$
1579	$K_{26}Na_{48}Ca_{19}Mg_{33}Fe''_{28}Fe'''_{8}Al_{162}Ti_{4+5}Si_{581}O_{1422}(OH)_{108}$
1649	$K_{34}Na_{56}Ca_{13}Mg_{20}Fe''_{30}Fe'''_{3}Al_{172}Ti_{5+5}Si_{572}O_{1478}(OH)_{122}$
28	$K_{28}Na_{70}Ca_5Mg_{29}Fe''_{24}Fe'''_{4}Al_{170}Ti_4Si_{585}O_{1508}(OH)_{92}$
62A	$K_{36}Na_{46}Ca_{19}Mg_{33}Fe''_{34}Fe'''_{3}Al_{166}Ti_{4+5}Si_{573}O_{1506}(OH)_{94}$
1847	$K_{26}Na_{48}Ca_{27}Mg_{25}Fe''_{29}Fe'''_{6}Al_{153}Ti_{7+5}Si_{584}O_{1502}(OH)_{98}$

TABELUL 10

Valorile CIPW

Nr. probei	Pirită	Apa- tit	Calcit	Ilme- nit	Magn- netit	Ortoză	Albit	Anor- tit	Corin- don	Hiper- sten	Cuarț	Total
2966	0,07	0,45	0,61	1,26	1,40	19,77	27,90	1,04	5,66	9,94	30,17	100,34
2922	0,08	0,54	0,68	1,52	2,23	18,00	30,86	2,55	5,60	7,91	27,07	99,02
3079	0,10	0,52	0,11	1,45	3,39	20,08	22,40	12,12	2,36	5,06	29,99	99,38
3084	0,07	0,64	0,91	1,64	4,16	19,48	22,40	6,84	4,49	8,05	29,14	99,62
42	0,11	0,40	1,55	1,26	0,68	21,25	24,09	6,50	4,01	11,67	26,68	99,18
2148	0,09	0,54	1,98	1,56	1,94	17,42	25,79	3,56	5,81	9,75	28,81	99,29
1392	0,15	0,52	0,30	1,46	1,15	18,59	25,36	2,79	6,09	12,02	27,78	98,19
1806	0,09	0,50	0,59	1,39	1,14	24,49	21,56	1,19	7,88	11,68	28,88	100,75
1825	0,07	0,50	0,84	1,35	1,55	20,36	32,80	—	5,72	12,48	21,50	99,02
1166	0,07	0,57	1,23	1,52	1,47	22,72	22,40	3,01	6,25	7,80	30,37	101,15
1596	—	0,52	2,27	1,62	2,09	20,36	28,74	0,07	6,64	7,67	28,85	100,54
1579	0,06	0,57	2,14	1,43	1,90	14,46	24,09	2,57	7,41	10,72	33,11	100,30
1649	0,06	0,59	2,16	1,65	0,68	17,71	27,90	—	8,09	10,93	28,78	100,61
28	0,11	0,52	0,34	1,12	0,81	15,35	36,35	0,73	6,54	10,42	26,71	100,65
62A	0,09	0,47	—	1,33	0,56	19,48	22,83	8,89	5,73	14,82	24,96	100,76
1847	0,11	0,47	1,52	2,13	1,15	13,87	24,09	8,67	4,44	9,73	31,70	99,57



Asociația mineralogică premetamorfă a gnaiselor porfiroide de Pietrosu o putem cunoaște numai indirect. În acest scop s-a calculat norma CIPW. Datele sunt înscrise în tabelul 10. Transformările ulterioare au fost puse în evidență prin studiul microscopic, având în vedere că gnaisele porfiroide de Pietrosu păstrează atât asociațiile mineralogice anterioare retro-morfismului hercinic, cât și unele asociații mineralogice intermedie între cele precedente și cea hercinică finală, care reflectă modificarea maximă de chimism a sistemului geochemical, din care provin gnaisele porfiroide de Pietrosu. În această situație, mezonorma și epinorma Niggli nu ne sunt utile. Pornind de la norma CIPW și ținând cont de compozitiile mineralogice reale ale dacitelor, putem admite ca foarte probabilă următoarea asociație mineralogică pentru rocile eruptive din care au provenit gnaisele porfiroide de Pietrosu :

(1) Q—Pl—Bi—(Or, Prx, Ho)/Ilm—Ap—Magn—Zr—Ort—Pi—Cal (Pentru prescurtări vezi tabelul 11). Am pus în paranteză ortoza,

TABELUL 11

Compoziția mineralogică a probelor de gnais porfiroide de Pietrosu, analizate chimic

2966	6	Q—Ab—MII—Bi→Cl/Ilm→Leuc—Ap—Zr
2922	11	Q—Ab—MII—Bi(Cl)—Bi→Cl—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr
3079	26	Q—Pl—Bi(Cl)—MII—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr—Ort
3084	21	Q—Pl—Bi(Cl)—Bi→Cl—MII—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr
42	23	Q—Pl—Bi—MI/Ilm→Leuc—Ap—Zr—R
2138	19	Q—Ab—MII—Bi—Cl→Bi(Cl)—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr
1806	7	Q—Ab—MII—Bi(Cl)—Bi→Cl/Ilm→Leuc—Ap—Zr—Cal
1825	4	Q—Ab—MII—Bi(Cl)—Bi→Cl/Ilm→Leuc—Ap—Zr
1166	15	Q—Ab—MII—Bi(Cl)—Bi→Cl/Ilm→Leuc—Ap—Zr
1596	15	Q—Ab—MII—Bi(Cl)—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr—Ort—Op
1579	19	Q—Ab—MII—Bi→Cl—Bi(Cl)—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr—Ort
1649	13	Q—Ab—MII—Bi→Cl—Bi(Cl)—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr—Ort
28	5	Q—Ab—MII—Bi→Cl/Ilm→Leuc—Zr—Ap
62A	19	Q—Pl—Bi(Cl)—Bi→Cl—Ep—MII—Kfd/Ilm→Leuc—Ap—Zr—T
1847	27	Q—Ab—Bi(Cl)—MII—Ep/Ilm→Leuc—Ap—Zr

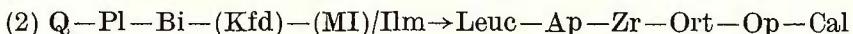
Mineralele sunt date în ordinea aproximativă a frecvențelor în secțiunile subțiri. În coloana a II-a s-au inscris ionii de calciu din celulele Barth. Pentru proba 1392 nu posedăm secțiune subțire.

Prescurtări : Q = cuart ; Ab = albit ; Pl = plagioclaz ; MI = muscovit generația I ; MII = muscovit generația a II-a ; Bi(Cl) = biotit care a pierdut o parte din potasiu ; Bi → Cl = biotit cloritizat total ; Ep = epidot ; Kfd = feldspat potasic ; Ilm→Leuc = ilmenit transformat parțial sau total în leucoxen ; Ap = apatit ; Zr = zircon ; Ort = ortit ; Op = minerale opace ; T = turmalină ; Cal = calcit ; R = rutil. Linia oblică desparte mineralele formatoare de roci, de cele minore.



piroxenul și hornblenda pentru că dacitele de obicei sunt roci hidratate, iar componentele chimice ale acestor trei minerale se regăsesc de fapt în cea mai mare parte în biotit. Piroxenul poate exista sau nu, hornblenda obișnuit este prezentă în cantități variabile, iar ortoza este mai puțină decât cea prevăzută în normă. Corindonul apare numai în normă, apariție cauzată de cantitatea mult prea mică de calciu luată în calcul, ca o consecință a ieșirii sale din sistem. Din aceasta mai rezultă și că, anortitul a fost în cantitate mai mare decât cea calculată în normă. Discuția transformărilor metamorfe va fi făcută în continuare pe baza tabelului 11, în care sunt înscrise asociațiile de minerale din esantioanele analizate chimic și a celor spuse anterior de Balintoni, Gheluca (1977, 1978).

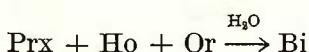
Prima asociație metamorfă de minerale a gnaiseelor porfiroide de Pietrosu se înscrie în zona cu staurolit a faciesului amfibolitelor cu almandin de presiune medie. Ea este următoarea :



Plagioclazul conține întreaga cantitate de calciu existentă în rocă (cu excepția celui din apatit și calcit, minerale cu pondere cantitativă neînsemnată) și compoziția lui poate merge pînă la un andezit. Feldspatul potasic este vizibil rareori. Principalele modificări față de asociația mineralogică a rocilor eruptive originale sunt :

- dispariția completă a piroxenului și hornblendei, dacă au existat ;
- reducerea drastică a cantității de ortoza ;
- îmbogățirea accentuată în biotit ;
- apariția în cantități reduse a unui muscovit, pe care îl numim de generația I.

Reacția care a dus la formarea biotitului, în termeni calitativi, este foarte probabil următoarea :

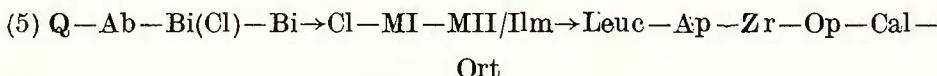
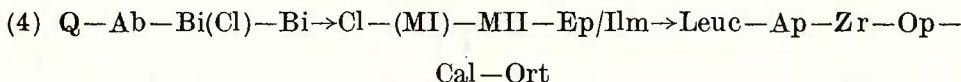
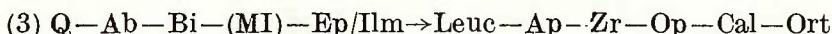


Apariția MI trebuie înțeleasă ca fiind amorsată prin alterarea pre-metamorfă a plagioclazului, de tip sericitizare, sursa potasiului fiind biotitul parțial cloritizat ; prin intrarea în condiții de metamorfism de grad ridicat, cloritul a trecut din nou în biotit, cu potasiul luat din ortoza, prin asocierea cloritului la reacția expusă mai sus. Acest curs al procesului este indicat de faptul că, însărăcirea în calciu se observă după cum am arătat, și în prima asociație mineralogică metamorfă a gnaiseelor porfiroide de Pietrosu ; deci a existat un exces de aluminiu, care nu putea fi încorporat decât într-o mică. După cum vom vedea mai departe această cale de formare a muscovitului s-a repetat în timpul evoluției metamorfe a gnaiseelor porfiroide de Pietrosu.

Cel de-al doilea metamorfism, care poate fi recunoscut în gnaisele porfiroide de Pietrosu pe baza aspectelor structurale, se pare că, producindu-se în condiții de temperatură asemănătoare cu ale primului, a indu doar recristalizări ale mineralelor preexistente, fără modificări calitative. Cel de-al treilea eveniment metamorf care a afectat gnaisele porfiroide

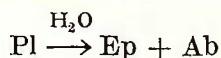


de Pietrosu, asociat orogenezei hercinice, și înscriindu-se ca intensitate în zona cloritului a faciesului șisturilor verzi, a provocat modificări importante în asociația mineralogică preexistentă. Dinspre părțile mai puțin afectate ale gnaiselor porfiroide, spre cele care arată transformările cele mai intense, succesiunea asociațiilor de minerale este următoarea :

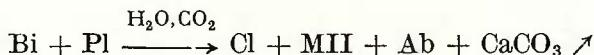


Asociația (3) este cea în care calciul se păstrează în proporția existentă în asociațiile de minerale metamorfe de intensitate ridicată. Asociația (5) este cea din care calciul a fost eliminat aproape total. Asociația (4) conține cantități variabile de epidot și muscovit de generația a II-a. Epidotul și muscovitul sănătății în relație de proporționalitate inversă. Transformările mineralogice corespunzătoare asociațiilor de minerale de mai sus sănătății :

Pentru a obține asociația (3)



Pentru a obține asociațiile (4) și (5)



Obținerea asociațiilor (4) și (5) este legată de cloritizarea biotitului. Cu cît această cloritizare este mai intensă, cu atât cantitatea de muscovit formată pe seama componentei anortitice a plagioclazului este mai mare. În cazul în care biotitul se cloritizează total, epidotul nu se mai poate forma decât dacă Al_2O_3 din anortit depășește cantitatea necesară formării muscovitului prin consumul întregii cantități de potasiu existent în biotit. Acest curs al reacțiilor dintre minerale pare a fi determinat de posibilitatea pătrunderii CO_2 în sistem. Evident, la concurența pentru aluminiu, activitatea chimică a potasiului, în cazul nostru, este mai mare decât a calciului care este scos din sistem sub formă de calcit. Cunoașterea poziției spațiale a aflorimentelor din care provin probele analizate ne permite să afirmăm că asociația (5) aparține locurilor mai apropiate de coperișul gnaiselor porfiroide; totodată aceasta este asociația în care albital se dezvoltă „ocular”, unde intensitatea mișcărilor care au însoțit retromorfismul hercnic a fost maximă. Dependența dintre tectonizarea sinmetamorfă



intensă și apariția de megablante oculare a mai fost observată și în alte locuri (Balintoni, 1975). Părerea exprimată de Coctră (1974) care a preluat-o de la Rădulescu (1969), cum că „ovulele feldspatice” care ar însobi „faliile ce mărginesc dyke-ul de Pietrosu” ar fi expresia unei feldspatizări post-metamorfe, sănătatea neîntemeiată. Celulele Barth calculate de noi, ca și cele calculate de Coctră de altfel, pentru eșantioane cu albă „ocular”, nu arată o îmbogățire notabilă în sodiu (spre exemplu probele 18, 35, 36, colectate de Coctră din vîrful Grinties). De fapt atât din analizele noastre, cât și din cele ale lui Coctră (1974) se poate vedea fără nici un dubiu, că în cazul gnaiseelor porfiroide de Pietrosu în ansamblu, nu se poate pune problema unei albitezări. Aspectele structural-texturale care ne-ar îndreptăti să bănuim asemenea fenomene, se datorează remobilizărilor locale ale componentei sodice a plagioclazului, cauzate de transformările paragenetice impuse de retromorfismul hercnic.

VI. Modul de punere în loc

Prin metodele petrochimice nu se pot spune prea multe despre modul de punere în loc a materialului din care provin gnaisele porfiroide de Pietrosu. Încercările făcute în acest sens de Coctră (1974), pe baza raportului $\text{Fe}^{''}/\text{Fe}^{'''}$ nu pot fi luate în considerare, deoarece acest raport este variabil în dacitele din diferite părți spre exemplu, și încă, este dependent de intensitatea metamorfismului care a afectat rocile; cu creșterea gradului de metamorfism, gradul de oxidare a fierului se reduce (Miyashiro, 1975). De altfel, în metapelitele din formațiunea de Pietrosu Bistriței, gradul de oxidare a fierului este identic cu cel din gnaisele porfiroide. Balintoni, Gheluca (1977, 1978) au argumentat pe criterii geologice ipoteza caracterului extrusiv al materialului din care provin gnaisele porfiroide. Singurul amendament pe care îl aducem acestei ipoteze este că, foarte probabil ponderea principală în ce privește forma de zăcămînt inițială a materialului din care provin gnaisele porfiroide de Pietrosu o au curgerile de lave și mai puțin tufurile. Lefèvre (1973) arată că dacitelor din Peru le este proprie fie structura porfirică, fie cea afanitică. Or, structura porfirică, și care nu poate fi pusă pe seama metamorfismului, este cel mai izbitoare element structural al gnaiseelor porfiroide de Pietrosu. Totuși sănătatea locuri unde pe întinderi apreciabile fenocristalele relicte de cuart albăstrui absentează, iar în general, dacă trecem cu vederea aceste fenocristale relicte granulația gnaiseelor porfiroide de Pietrosu este destul de redusă și nu se compară cu a rocilor intrusive. Un argument petrochimic în sensul că materialul de proveniență a gnaiseelor porfiroide de Pietrosu s-a pus în loc extrusiv este deficitul în calciu prezent în eșantioanele neafectate de retromorfismul hercnic, și care provin din părțile centrale ale corpului estic, inferior, de gnaise porfiroide. După cum s-a arătat la capitolul transformări, aceasta învederează o



alterare supergenă premetamorfă a materialului în discuție, și ni se pare improbabil ca această alterare să se fi putut produce în cadrul unui corp intrusiv, chiar subvulcanic, gros de peste 1000 m, aşa cum sunt gnaisele porfiroide în valea râului Bârnărel.

VII. Discuții

Toate datele prezentate pînă aici arată unitatea petrochimică cu totul remarcabilă a gnaiselor porfiroide de Pietrosu Bistriței, pe întreaga suprafață de aflorare cercetată, deloc neglijabilă. Așa cum reiese și din materialele publicate de alții autori: Savul, Mastacan (1952), Erhan (1974), și îndeosebi Coconță (1974), această unitate petrochimică remarcabilă diferențiază net gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței de rocile cu chimism asemănător din seria de Tulgheș, roci cunoscute mai ales sub numele de porfirogene.

Caracteristica rocilor porfirogene din seria de Tulgheș este tocmai evantaiul foarte larg de variație a tuturor parametrilor petrochimici, inconstanța lor de la caz la caz. Înind cont și de cele prezentate de Ballinton et al. (1974) și Ballintoni, Gheuca (1977, 1978) considerăm că dezlipirea gnaiselor porfiroide de Pietrosu de la seria de Tulgheș, individualizarea lor și atașarea la o altă formătăjune — cea de Pietrosu Bistriței — se justifică pe deplin. Totodată, se demonstrează că rocile etichetate pe alte criterii, de către autori citați mai sus, ca fiind gnaise porfiroide de Pietrosu, în afara așa-zisului „dyke” al gnaiselor porfiroide de Pietrosu, sunt identice și din punct de vedere petrochimic cu acestea din urmă. Pe schiță cu repartitia probelor se observă că gnaise porfiroide de Pietrosu apar pînă la marginea vestică a zonei cristalino-mezozoice, și după cum a arătat Vodă (1977), și pînă la marginea estică a acestei zone, în aria pîraielor Dreptu și Grințieș.

Unitatea petrochimică a gnaiselor porfiroide de Pietrosu este așa de mare, încît probele prelevate pînă în prezent nu pot fi departajate cu ajutorul diagramelor de diferențiere. De aceea nu am ilustrat lucrarea de față cu diagrame de acest fel. Subliniem că rezultatele prezentului studiu petrochimic sunt identice cu cele publicate de Savul și Mastacan (1952), Coconță (1974), diferență apărînd numai în modalitățile de interpretare a acestor rezultate. În încheierea acestei discuții prezentăm diagramele lui Kunó și Gill pentru separarea seriilor magmatice (fig. 10, 11). Probele noastre se înscriu în cîmpul seriei magmatice bogate în aluminiu (Kunó) sau calco-alcaline (Gill). Aceste cîmpuri corespund magmatismului actual al arcurilor insulare din zonele de subducție activă, circumpacifice. Este dificil a extinde conceptul tectonicii plăcilor la terenuri precambriene pe baza unui singur tip de informații. Totuși, similitudinile între chimismul gnaiselor porfiroide de Pietrosu și cel al magmelor calco-alcaline circumpacifice actuale sunt remarcabile.

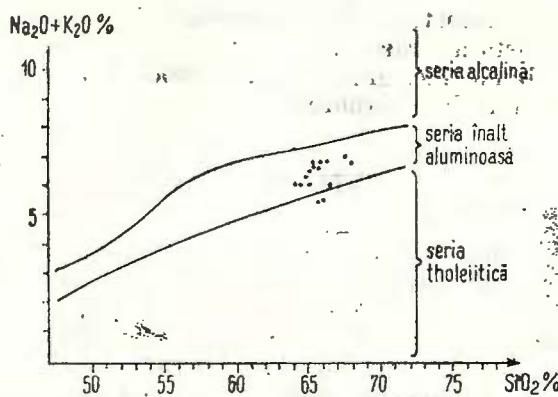


Fig. 10. — Diagrama Kuno de separare a serilor magmatische (fide Lefèvre, 1973).

Diagramme Kuno de séparation des séries magmatiques (fide Lefèvre, 1973).

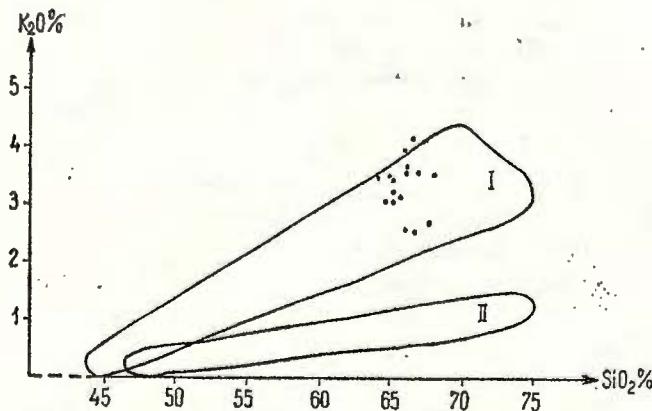


Fig. 11. — Diagrama serilor magmatische după Gill (fide Lefèvre, 1973). I, cimpul seriei calco-alcaline; II, cimpul seriei tholeiitice.

Diagramme des séries magmatiques, d'après Gill (fide Lefèvre, 1973).

I, champ de la série chalco-alcaline ; II, champ de la série tholéïtique.

VIII. Concluzii

1. Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței reprezintă o formațiune de origine magmatică, probabil extrusivă, metamorfozată. Compoziția chimică a materialului original a fost asemănătoare cu cea a dacitelor și/sau riodacitelor actuale.

2. Față de starea inițială, principala modificare de chimism pe care a suferit-o sistemul geochimic din care provin gnaisele porfiroide de Pietrosu a fost sărăcirea în CaO. Na₂O și K₂O nu arată modificări sesizabile, raportul Na/K fiind în general supraunitar.

3. Din punct de vedere petrochimic, gnaisele porfiroide de Pietrosu se caracterizează printr-o mare omogenitate. Prin metodologia de eșantionare aplicată pînă în prezent nu se pot evidenția tendințe de diferențiere spațială în cadrul lor.

4. Constanța parametrilor petrochimici deosebește net gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței, de rocile porfirogene din seria de Tulgheș; acestea din urmă etalează un spectru larg de variație a parametrilor respectivi. În consecință, detașarea gnaiselor porfiroide de Pietrosu de la seria de Tulgheș se justifică din punct de vedere petrochimic.

5. Oriunde în afara așa-zisului „dyke” al gnaiselor porfiroide de Pietrosu au fost separate de noi roci considerate identice cu ele, pe criterii spațiale, temporale și petrografice, studiul petrochimic a confirmat acest punct de vedere.

BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I., Timpău T., Isache C. (1974) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței între Zugreni și Izvoru Rău (Carpații orientali). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.* 19, p. 85–92, București.
- (1975) Studiul petrogenetic comparativ al unor migmatite din munții Făgăraș și Sebeș. *An. Inst. Geol. Geof.* XLIV, p. 133–179, București.
 - Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică, în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXIII/5, p. 11–38, București.
 - Gheuca I. (1978) Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bârnărel, în aria dintre rîurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali). *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXIV/5, București.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf Äquivalenter Grundlage (Methoden von Paul Niggli). Birkhäuser. Verlag, Basel/ Stuttgart.
- Cociră C. (1974) Studiul mineralologic, petrografic și geochimic al porfiroidelor din cristalinul Carpaților orientali. Teză de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza” Iași.
- Erhan V. (1974) Studiul geologic al regiunii valea Putnei-Giumalău. *St. tehn. econ.* I, 10, București.
- Lefèvre C. (1973) Les caractères magmatiques de volcanism plio-quaternaire des Andes dans le Sud du Pérou. *Contr. Mineral. Petrol.* 41, p. 259–272, Springer-Verlag.
- Le Masurier W. E. (1968) Crystallization Behavior of Basalt Magma, Santa Rosa Range, Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79, p. 949–972.
- Miyashiro A. (1975) Metamorphism and Metamorphic Belts. George Allen & Unwin LTD, London.



- Mureşan M. (1973) Formaţiunile epimetamorfice din partea de Nord-Vest a masivului Poiana Ruscă (Carpaţii Meridionali). *An. Inst. Geol.* XLII, Bucureşti.
- Rădulescu I. (1969) Cristalinul Bistriţei. Stratigrafia şi structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaţilor orientali. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 14/1, p. 21–39, Bucureşti.
- Rittmann A. (1973) Stable mineral assemblages of igneous rocks. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.
- Savul M., Mastacca G. (1952) Contribuţii la cunoaşterea gneiselor porfiroide din Carpaţii orientali. *Acad. R.P.R., Bul. řt. Biol. Agr. Geol. Geogr.* IV, 2, p. 427–439, Bucureşti.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2u. 3, Sept. u. Oct., p. 144–240, Stuttgart.
- Vodă Al. (1980) Bordura estică a zonei cristalino-mezozoice între Broşteni şi Bicaz (Carpaţii Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXV/5, Bucureşti.

ÎNTREBĂRI

Doina Russo - Sandulescu : 1. Consideraţi că în zonele cele mai groase ale dyke-ului de Pietrosu, unde aţi intilnit plagioclaz cu 40 % An, acesta este conţinutul primar al plagioclazului din roca dacitică?

2. Calciul, în procente pe care le presupuneţi primare în roca dacitică, ar fi fost legate numai în plagioclaz?

Răspuns : 1. Probabil că conţinutul iniţial în calciu al plagioclazului din roca dacitică a fost mai mic decât An₄₀.

2. Dacă a existat piroxen în roca dacitică primară, probabil că o parte din Ca a fost legat și în acest mineral.

ÉTUDE PÉTROCHIMIQUE SUR QUELQUES GNEISS PORPHYROÏDES DE PIETROSU BISTRITÉI (CARPATHES ORIENTALES)

(Résumé)

Les gneiss porphyroïdes de Pietrosu Bistriței constituent l'horizon supérieur de la formation de Pietrosu Bistriței, d'âge précambrien supérieur. Ils sont issus de la métamorphose d'un matériel originaire magmatique, mis en place de manière extrusive. La composition chimique du matériel originaire a été pareille à celle des dacites et/ou des rhyodacites actuelles. Au cours de son histoire métamorphique, le matériel magmatique dont proviennent les gneiss porphyroïdes de Pietrosu a subi de grandes pertes en CaO. En vertu de sa composition chimique, ce matériel se range dans la province magmatique chalco-alcaline, pacifique, attribuée par Kuno à la série magmatique riche en aluminium. Au point de vue pétrochimique, les gneiss porphyroïdes de Pietrosu sont caractérisés par une grande constance des paramètres, sur toute l'aire d'affleurement considérée. Par la méthodologie d'échantillonnage appliquée jusqu'à présent on n'a pu y mettre en évidence nulle tendance de différenciation.



D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXV (1977—1978). Pag. 101 — 120

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

CONTRIBUȚII LA GEOCHIMIA BIOTITELOR DIN ROMÂNIA²

DE

VASILE POMĂRLEANU², AURELIA MOVILEANU²

Biotites. Geothermometry. Geochemistry-Mineralogy. Metamorphic facies. Pegmatites. Banatites. Granodiorites. Romania.

Abstract

Contributions to the Geochemistry of the Romanian Biotites. Some biotite characteristics were pointed out on the basis of the interpretation of 23 chemical analyses of biotites in the pegmatites of some metamorphic rocks belonging to the almandine-amphibolitic facies and in some granodiorites of the banatitic eruptive complex. Several correlations between the general ferricity, the iron oxidation potential, the magnesiality, the alkalinity, the TiO_2 content and the biotite formation temperature, which differs from one type of rock to another, were found. The data obtained are correlated by three geothermometric methods, indicating that the biotites in the pegmatites formed between 530—635° C, those in the metamorphic rocks between 600 and over 700° C, while the ones in the granodiorites between 652—675° C.

Deoarece biotitele sunt prezente în întreaga gamă de roci magmatische și a corespondentelor lor efuzive, în pegmatitele granitice și pînă la cele gabbroice, în sisturile cristaline, în rocile de contact precum și în unele zăcăminte pneumatolitice și hidrotermale au format obiectul de studiu a numeroase cercetări cu caracter petrogenetic, geochimic, cristalografic și mineralologic.

¹ Predată la 17 aprilie 1978, acceptată pentru publicare la 8 mai 1978, comunicată în ședința din 12 mai 1978.

² Institutul de geologie și geofizică. Laboratorul de geo chimie. Aleea Gr. Ghica Vodă nr. 41 A, Iași.



Studiile petrogenetice și geochemice asupra biotitelor l-au condus pe Heinrich (1946) la evidențierea unei corelații între compozitia chimică a biotitelor și tipurile de roci cu care biotitul se asociază. În acest sens elaborează o diagramă ternară ce delimită cimpul biotitelor de origine plutonică de cel al biotitelor vulcanice. Cu un an mai tîrziu Nockolds (1947), studiind biotitele din rocile vulcanice, ajunge la concluzia că chimismul acestora variază în funcție de mineralele feromagneziene, cu care biotitele se asociază. Gale (1968), bazându-se pe interpretările a 49 analize chimice ale biotitelor, din diferite tipuri de roci, completează diagramele elaborate de Heinrich și Nockolds, subliniind faptul că biotitele joacă un rol important în distingerea rocilor de origine metamorfică-metasomatică de cele magmatice cu referire specială la granite.

Cercetările geochemice mai recente ale biotitelor au urmărit elucidarea mai multor aspecte privind geneza diferitelor tipuri de roci. În acest scop se înscriu studiile care au evidențiat caracterele petrogenetice ale unor tipuri de roci granitice (Samarkin, Samarkina, 1973; Kabelash et al., 1977, etc), ale unor roci metamorfice (Savu et al., 1967; Kravchenko, 1973, etc) sau concomitent ale unor granite și sisturi cristaline (Ghose, 1971; Lazbenik, 1973, etc).

Alt grup de cercetători au urmărit evidențierea unor corelații între proprietățile fizice ale biotitelor naturale și conținutul lor în unele elemente (Hall, 1941; Gupta, 1970; Gorbatchev, 1972, etc). Wones (1963) a arătat că variațiile sistematice ale unor constante cristalografice ale biotitelor (indicii de refracție, echidistanța planelor reticulare și parametrii celulei elementare), în funcție de raportul $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ și de fugacitatea oxigenului, sunt atribuite prezenței moleculei de oxianit ($\text{KFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) în soluțiile solide ale biotitului.

Un alt aspect al distribuției macro- și microelementelor din biotite este și cel implicat în explicarea condițiilor termodinamice de formare a rocilor. Astfel, pe baza conținutului de scandiu s-a elaborat o metodă geotermometrică (Oftedal, 1943) care ulterior a fost aplicată de mulți cercetători. Pe baza corelației dintre conținutul de scandiu și litiu din biotite, în ultimul timp s-a propus să fie utilizat ca geotermometru și conținutul de litiu (Pomărleanu, Movileanu, 1977).

Studiile care au urmărit obținerea biotitelor pe cale de laborator, în condiții variate de temperatură, presiune și defugacitate a oxigenului fO_2 , au semnalat unele corelații între raportul $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \cdot 100 \text{ mol. \%}$, fugacitatea oxigenului și temperatură, în sensul că, pe măsura creșterii acestui raport, are loc o scădere treptată a temperaturii și a logaritmului fugacității oxigenului (Wones, Egster, 1965).

Studiile asupra spectrelor în infraroșu din biotite au arătat că variațiile în intensitatea de absorbție ale acestor minerale sunt în funcție de cantitatea de aluminiu tetraedric din biotite (Liese, 1963) iar ultima, la rîndul ei, este în funcție de temperatura de cristalizare a biotitelor. Confruntarea datelor geotermometrice obținute pe baza relației dintre aluminiul tetraedric și temperatură arată o concordanță a datelor numai

de 50% și ca atare această metodă geotermometrică are un caracter limitat (Ließe, 1964).

Altă metodă geotermometrică pentru biotite se bazează pe determinarea coeficienților de magnezialitate în asociația biotit-granat (Perciuc, 1968). Evaluarea temperaturii prin această metodă reține atenția, deoarece datele obținute se confruntă cu alte metode (Pomărălu, Mărariu, 1973).

Lucrarea de față se înscrie printre preocupările colectivului nostru, privind mineralogia și geo chimia mineralelor din pegmatitele din România. În acest domeniu s-au elaborat pînă în prezent studii asupra turmalinei (Pomărălu, Mărariu, 1970) și a granătilor (Pomărălu, 1973). În lucrare s-au luat în studiu un număr de 23 analize de biotite dintre care 5 analize, pentru comparație, provin din literatura românească de specialitate.

Probele de biotite provenind din cîmpurile pegmatitice din țara noastră, din unele roci metamorfice aparținînd faciesului almandin-amfibolic, precum și din unele granodiorite ale complexului banatic, au fost studiate în scopul de a urmări evoluția chimismului biotitelor și implicațiile acestuia asupra caracterelor petrogenetice ale rocilor. După o prezентare sumară de ordin mineralologic, privind mineralele cu care biotitele se asociază, se discută aspectele geo chimice ale biotitelor cu implicații în petrogeneză și în termometria geologică.

A) Mineralogia biotitelor

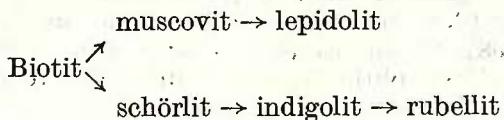
1. Biotitele din pegmatitele granitice

Pegmatitele granitice din România, după modul de ocurență, sunt localizate în gnais și micașisturi și cu totul subordonat apar în rocile granitice din Munții Apuseni și munții Semenic. Biotitul în pegmatite apare de obicei ca mineral subordonat, se prezintă sub formă de lamele de dimensiuni variabile care pot ajunge pînă la 16 cm² (Băuțari, etc). Lamelele de biotit rareori sunt plane, iar de cele mai multe ori sunt deformate.

Biotitul apare frecvent în zonele marginale ale corpurilor pegmatitice și la contactul acestuia cu rocile metamorfice (munții Rodnei, munții Preluca-Lăpuș, Munții Apuseni, munții Semenic). La unele pegmatite din munții Semenic, biotitul se găsește atît în zona de contact cu rocile înconjurătoare, cît și în celealte zone interne ale corpurilor pegmatitice. În zona marginală și intermediară, biotitul se asociază cu cuarț și muscovit, apare pe fisuri (pl. I, fig. 1) sau sub formă de cuburi în masa muscovitului. Sub raport genetic biotitul prezintă concreșteri cu muscovitul (pl.I, fig. 2) sau este parțial substituit de muscovit și uneori de clorit (Răzoare). La unele pegmatite, în zona de contact cu rocile metamorfice, biotitul se prezintă sub formă de agregate lamelare compacte, care conțin cristale idiomorfe, lung și scurt prismatice de turmalină neagră (pl. I, fig. 3). În acest caz turmalina s-a format, probabil, pe seama biotitului.



Relațiile de transformare a biotitului în muscovit și în turmalină — după Kunitz (1927) — pot fi exprimate prin următoarea schemă :



2. Biotitele din rocile metamorfice

Biotitul în rocile metamorfice este dispus sub formă de lamele în lungul planelor de sistozitate imprimând rocii o structură lepidoblastică. Rareori se dispune și sub formă de lamele în jurul budinelor de cuarț din rocile metamorfice.

Biotitul din rocile aparținând faciesului almandin-amfibolitic se asociază cu granati-staurolit-disten (pl. II, fig. 1), cu granati-hornblendă-cuarț (pl. II, fig. 2) sau cu feldspați și cuarț. Conține incluziuni de zircon sau poate apărea sub formă de incluziuni în granati în asociație cu apatit și cuarț.

3. Biotitele din rocile eruptivului banatitic

Apar în toate diferențiatele complexului banatitic, de la granite și granodiorite pînă la gabbrouri și lamprofire. În funcție de gradul de alterare a rocii, biotitul apare de la forma nealterată pînă la cristale complet substituite de alte minerale de neoformăție.

În granodiorite se prezintă sub formă de cristale prismatice pseudo-hexagonale, uneori maclate după legea micii care după axa c ajung pînă la 6—9 mm (pl. II, fig. 3, cristalul e). La microscop biotitul din granodiorite apare lamelar cu pleocroism pronunțat și adeseori ciuruit de incluziuni de feldspați (pl. III, fig. 1). Lamelele de biotit rareori sunt deformate (pl. III, fig. 2).

Dacitele și andezitele conțin și ele fenocristale de biotit, care alături de cele de hornblendă, sunt complet substituite de clorit, epidot și calcit. Partea centrală la unele cristale de biotit este epidotizată iar cea marginală, cloritizată. La marginea lamelelor de biotit, complet cloritizate, se dezvoltă cristale euhedrale de pirită (pl. III, fig. 3).

B) Geochimia biotitelor

Analizele chimice ale biotitelor din pegmatite, împreună cu coeficienții atomilor din formula cristalochemicală a biotitelor, calculați după metoda cationilor sunt trecute în tabelele 1, 2 și 3.

În scopul evidențierii unor eventuale aspecte de ordin petrogenetic, valorile unor componente rezultate din analiza chimică a biotitelor au fost inscrise în cîteva diagrame ternare.



În diagrama ternară $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, MgO și $\text{FeO} + \text{MnO}$ (fig. 1), cîmpul delimitat prin linii paralele (pline), la latura $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{MgO}$, aparține lui H e i n r i c h (1946). G o k h a l e (1968) separă prin linie (întreruptă), paralelă la latura $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{MnO}$, cîmpul delimitat de H e i n r i c h în două cîmpuri : I — characteristic biotitelor rocilor magmatische și II — characteristic rocilor metamorfice.

În diagrama din figura 1 se observă că majoritatea proiecțiilor componentelor biotitelor din pegmatite cad în cîmpul I, characteristic biotitelor de origine magmatică, în timp ce pentru aceiași compoziții, dar pentru biotite din gnaisse și micașisturi, aceste proiecții se află în cîmpul II.

În diagrama $\text{FeO} + \text{MnO}$, MgO și $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ (fig. 2) aria delimitată de E n g e l (1960), prin linii întrerupte, care reprezintă cîmpurile compozitiei biotitelor din diferite tipuri de roci, sunt prezentate proiecțiile analizelor biotitelor după tabelele 1, 2 și 3. Din tabelele 1 și 2 se observă că biotitele din pegmatite sunt mai bogate în Fe_2O_3 și mai sărace în TiO_2 și MgO .

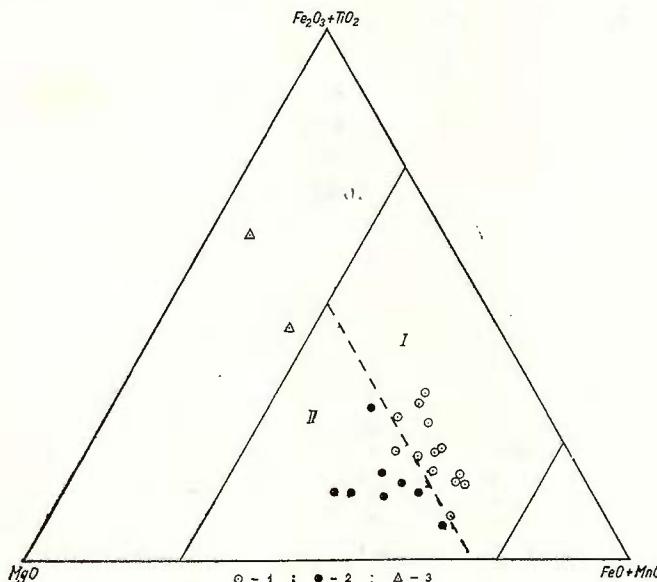


Fig. 1. — Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, MgO , $\text{FeO} + \text{MnO}$ de variație a compozitiei biotitelor. În toate diagramele celor 6 figuri prin : 1, sunt reprezentate proiecțiile biotitelor din pegmatite ; 2, proiecțiile biotitelor din roci metamorfice ; 3, proiecțiile biotitelor din granodiorite.

Diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$, MgO , $\text{FeO} + \text{MnO}$ de variation de la composition des biotites. Dans tous les diagrammes des 6 figures pris : 1, sont représentées les projections des biotites des pegmatites ; 2, les projections des biotites des roches métamorphiques ; 3, les projections des biotites des granodiorites.

TABELA
Compoziția chimică a

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,57	36,81	37,12	37,97	37,60	37,82
TiO ₂	1,80	1,30	1,60	0,30	1,32	1,10
Al ₂ O ₃	21,51	20,05	24,00	23,79	24,70	22,11
Fe ₂ O ₃	5,61	4,17	4,66	3,69	0,69	4,67
FeO	15,26	17,42	12,47	14,57	17,29	13,09
MnO	0,24	0,130	0,174	0,09	0,05	0,600
MgO	6,20	7,12	7,58	6,17	6,81	8,12
CaO	0,69	0,27	0,56	1,00	0,44	0,50
Na ₂ O	0,04	0,08	0,12	,08	0,20	0,12
Li ₂ O	0,104	0,053	0,060	0,088	0,088	0,088
K ₂ O	8,90	9,00	8,40	7,70	8,40	8,90
H ₂ O ⁺	1,26	2,24	2,98	3,63	2,40	2,55
H ₂ O ⁻	0,50	0,41	0,80	1,24	0,62	0,68
Suma	100,68	99,05	100,34	100,30	100,60	100,34

Formula structurală

Z { Si	2,981 3,972	2,867 3,980	2,696 3,999	2,811 4,00	2,817 4,00	2,823 4,00
Al	1,091	1,113	1,303	1,189	1,183	1,177
Y { Al	0,827 3,271	0,722 2,994	0,756 2,712	0,884 2,692	0,996 2,952	0,767 2,775
Ti	0,102	0,075	0,087	0,016	0,073	0,024
Fe ³⁺	0,666	0,243	0,254	0,204	0,036	0,224
Fe ²⁺	0,963	1,132	0,780	0,898	1,085	0,818
Mn	0,015	0,008	0,010	0,005	0,002	0,038
Mg	0,698	0,814	0,825	0,685	0,760	0,904
X { Ca	0,056 0,919	0,023 0,923	0,042 0,839	0,080 0,929	0,033 0,862	0,040 0,903
Na	0,006	0,011	0,017	0,010	0,027	0,016
K	0,857	0,889	0,780	0,729	0,801	0,847
(OH)	0,881	1,142	1,847	0,780	1,197	1,616

1, biotit din pegmatite, munți Rodnei; 2, biotit din pegmatite, munți Preluca-Lăpuș torii); 4 și 5, biotite din pegmatite, munții Preluca-Lăpuș (Copalnic, probele pentru analiză au senz.); 7, biotit din pegmatite, Băuțari; 8, biotit din pegmatite, Voislova; 9 și 10, biotite din Cindrel (Valea Sadului); 12, biotit din pegmatite, munții Lotrului (Voineasa, V. Iancovici,



LUL 1

biotitelor din pegmatite

7	8	9	10	11	12	13
35,39	35,61	34,28	34,47	36,35	37,00	35,39
1,20	1,24	1,35	1,20	1,27	1,40	0,08
20,69	20,35	18,60	18,70	20,19	19,26	19,21
2,77	8,66	7,97	3,50	3,32	4,60	6,54
19,86	15,41	15,90	20,64	19,35	16,82	19,01
0,26	0,34	0,11	0,12	0,146	0,35	0,37
6,60	5,90	6,90	6,80	6,21	7,94	7,89
0,70	0,55	1,40	1,75	0,50	0,11	0,16
0,10	0,08	0,10	0,20	0,089	—	—
0,24	0,098	0,050	0,050	0,08	0,02	1,26
9,00	9,00	7,80	8,50	8,50	9,17	7,86
2,50	2,05	3,21	2,10	2,64	3,63	2,09
0,80	0,58	2,00	0,78	0,56	—	—
100,09	99,86	99,62	100,56	99,11	100,33	99,86

calculat la 12(O₂O_H)

2,701 4,00	2,783 4,00	2,567 4,00	2,720 4,00	2,853 3,99	1,732 4,00	2,767 4,00
1,299	1,217	1,433	1,280	1,146	2,268	1,233
0,563 2,817	0,657 2,839	0,206 2,501	0,368 2,690	0,726 3,009	1,758 3,287	0,535 3,108
0,068	0,028	0,076	0,071	0,074	0,049	0,004
0,155	0,436	0,450	0,189	0,196	0,162	0,385
0,261	1,007	0,995	1,292	0,272	0,755	1,241
0,018	0,023	0,004	0,009	0,009	0,012	0,023
0,752	0,688	0,770	0,761	0,727	0,551	0,920
0,055 0,944	0,047 0,960	0,112 0,868	0,139 0,976	0,042 0,902	0,005 0,554	0,012 0,985
0,018	0,015	0,018	0,027	0,007	—	0,186
0,871	0,898	0,738	0,810	0,853	0,549	0,787
1,724	1,358	2,594	1,441	1,113	1,124	1,094

(Răzoare, Valea Ciungii); 3, biotit din pegmatite, munții Preluca-Lăpuș (Răzoare, Valea Sună-fost colectate de T. Murariu cu nr. 418,434); 6, biotit din pegmatite, Munții Apuseni (La Gr-pegmatite, munții Semenic, Armeniș (carieră); 11, biotit din pegmatite cu spodumen, munții 1939); 13, biotit din pegmatite, munții Lotrului (valea Lotrului, N. Metta, 1930).



Compoziția chimică a biotitelor din rocă metamorfice

	1	2	3	4	5*	6*	7*	8
SiO ₂	41,21	37,29	36,44	39,92	35,49	34,30	34,11	36,52
TiO ₂	1,06	1,27	1,58	1,77	1,59	1,96	1,75	1,90
Al ₂ O ₃	18,70	26,17	20,08	17,87	19,55	19,29	19,92	19,39
Fe ₂ O ₃	2,82	0,54	2,63	5,30	4,03	7,16	3,11	1,74
FeO	13,93	15,56	19,00	11,18	15,61	13,24	17,43	13,94
MnO	0,09	0,09	0,06	0,19	0,03	0,03	0,05	0,10
MgO	11,70	6,69	9,46	11,21	10,16	9,10	9,84	13,29
CaO	0,98	0,72	0,89	0,55	0,12	0,23	0,12	1,26
Na ₂ O	0,99	0,34	0,13	0,02	0,30	0,30	0,35	0,50
Li ₂ O	-	0,014	-	0,26	-	-	0,03	-
K ₂ O	6,85	8,70	6,90	8,90	8,34	8,25	7,63	8,50
H ₂ O ⁺	1,78	2,72	2,41	1,98	2,59	4,09	3,13	2,29
H ₂ O ⁻	0,12	0,62	0,27	0,38	2,19	2,05	2,56	0,48
Sumă	100,23	100,71	99,93	99,54	100,00	100,00	100,00	100,30
Formula structurală calculată la 12(O,OH)								
z { Si	3,048 3,99	2,725 3,99	2,745 3,99	5,433	2,73 4,00	2,71 4,00	2,64 4,00	2,705 4,00
Al	0,951	1,274	1,254	>2,856	1,27	1,29	1,36	1,295
Y { Ti	0,686 3,05	0,381 2,76	0,522 3,08	0,020	0,51 3,00	0,51 3,00	0,45 3,00	0,401 3,00
Fe ³⁺	0,057	0,070	0,087	0,206	0,462	0,12	0,10	0,107
Fe ²⁺	0,167	0,029	0,206	0,206	0,23	0,42	0,18	0,089
Mn	0,859	0,949	1,198	1,275	1,01	0,88	1,13	0,861
Mg	0,005	0,005	0,0036	0,023	-	-	0,004	-
x { Ca	1,289	0,729	1,067	2,273	1,16	1,07	1,14	1,540
Na	0,078 0,864	0,054 0,910	0,072 0,745	0,078 1,623	0,01 0,88	0,02 0,92	0,01 0,81	0,098 0,972
K	0,141	0,045	0,010	-	0,05	0,05	0,05	0,071
OH	0,645	0,810	0,663	1,545	0,82	0,85	0,76	0,803

1, micașist cu granati, munții Rodnei, valea Rebra (V. Pomărleanu și T. Murariu, 1975); 2, micașist cu granati, munții Preluci-Lăpuș, Răzoare, valea Neagră; 3, micașist cu disten, staurolit și granati, munții Cindrel, Negovanu (V. Pomărleanu și T. Murariu, 1975); 4, micașist cu turmalină, munții Sebeș, valea Urileșului; 5, biotit din zona cu disten-staurolit-almandin, munții Semenic, Văliug (Savu et al., 1967, nr. 2); 6, biotit din zona cu disten-almandin, munții Semenic, Armeniș (Savu et al., 1967, nr. 4); 7, biotit din zona cu sillimanit-almandin, Armeniș (Savu et al., 1967, nr. 4); 8, biotit din micașist cu almandin, Armeniș, valea Bibanului.

* La analizele 5, 6 și 7 H₂O⁻ reprezintă rest nedozat.



decit biotitele din rocile metamorfice. Aceste variații în compoziția chimică a biotitelor din pegmatite și din roci metamorfice apar în figura 2, unde proiecțiile analizelor biotitelor din pegmatite cad în cîmpul pegmatitelor și granitelor, iar ale biotitelor din sisturile cristaline se plasează, cu unele excepții, în cîmpul gnaiselor și micașisturilor.

Proiecțiile analizelor biotitelor din granodioritele complexului banatic, după cum rezultă din tabelul 3 și din diagramele din figurile 1 și 2, prin conținutul lor ridicat în Fe_2O_3 și TiO_2 se plasează în afara cîmpurilor delimitate, deoarece aceste biotite sunt alterate și prin conținutul lor ridicat în H_2O prezintă treperi gradate, probabil, spre hidrobiotite.

O altă exprimare a variației compoziției chimice a biotitelor din pegmatite și roci metamorfice este ilustrată în diagrama MgO , Al_2O_3 și FeO (fier total) din figura 3. Linile intrerupte — după N o c k o l d s (1947) — delimită cîmpurile: I — pentru biotitele asociate cu minerale bogate în aluminiu (muscovit, spodumen, topaz, etc.); II — pentru biotitele neînsorite de alte minerale fero-magneziene și III — pentru biotitele asociate cu amfiboli, piroxeni sau olivină. Din diagramă se observă că proiecțiile analizelor chimice ale biotitelor din pegmatite, ca urmare a creșterii conținutului de Al_2O_3 (tab. 1), cad în cîmpul I, iar ale celor din sisturile cristaline se distribuie pe o arie mai restrinsă în cîmpul II.

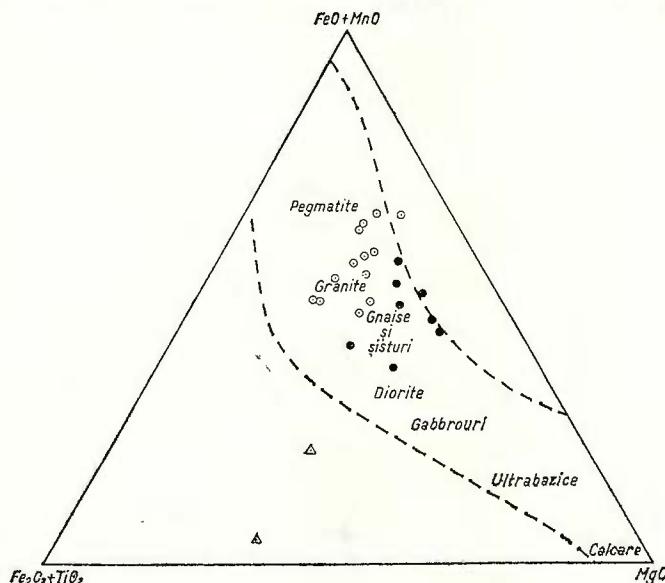


Fig. 2. — Diagrama $\text{FeO} + \text{MnO}$, MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ de variație a biotitelor în funcție de tipul de rocă.

Diagramme $\text{FeO} + \text{MnO}$, MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ de variation des biotites fonction du type de roche.



TABELUL 3
Compoziția chimică a biotitelor din granodioritele complexului banatitic

	1	2		Formula cristalochimică	
				1	2
SiO_4	38,53	39,47	Z { Si	3,07235 4,00	2,819 4,00
TiO_4	2,25	2,30	Al	0,92765	1,181
Al_2O_3	14,41	16,99	Al	0,42453 2,699	0,248 2,274
Fe_2O_3	15,58	10,98	Ti	0,13464	0,048
FeO	1,32	6,07	Y { Fe^{3+}	0,93531	0,542
MnO	0,180	0,130	Fe^{2+}	0,08816	0,364
MgO	9,33	10,03	Mn	0,01149	0,008
CaO	3,75	3,02	Mg	1,10493	1,064
Li_2O	0,010	0,03	X { Ca	0,32007 0,717	0,229 0,753
Na_2O	0,28	0,48	Na	0,04216	0,069
K_2O	3,50	5,00	K	0,35553	0,455
H_2O^+	9,54	4,87	(OH)	0,86248	2,762
H_2O^-	1,12	0,94			
Suma	100,82	100,31			

1, biotit din granodiorit, Banat (Ciclova); 2, biotit din granodiorit, Banat (Cărpiniș).

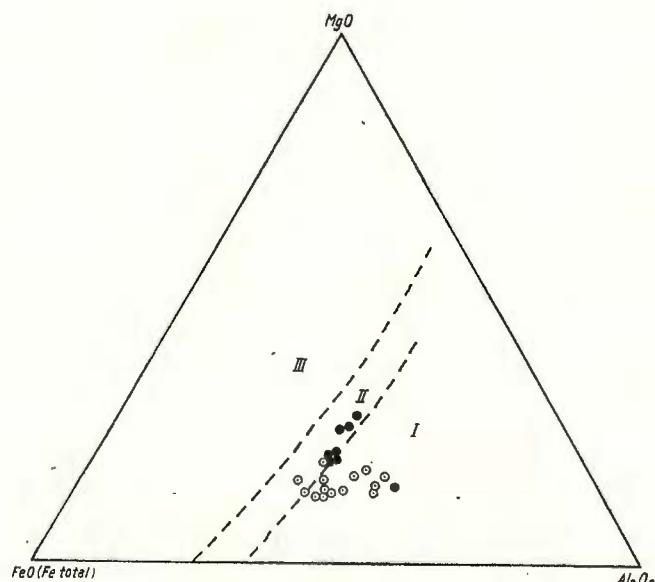


Fig. 3. — Diagrama $\text{MgO}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}(\text{Fe total})$ a biotitelor,
Diagramme $\text{MgO}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}(\text{Fe total})$ des biotites.



De asemenea, în diagrama 3, se observă că alături de biotitele din micașisturi și gnaise, în cîmpul II cad și proiecțiile biotitelor din pegmatitele de la Voineasa și valea Lotrului (probele 12 și 13, tab. 1), care după modul lor de asociere cu muscovitul, ar trebui să se găsească în cîmpul I. N o c k o l d s (1947) explică astfel de neconcordanțe prin prezența muscovitului de origine secundară și care n-a influențat asupra compozitiei biotitelui. Prezența muscovitului primar alături de biotit – după cum s-a observat în multe pegmatite – face ca proiecțiile să se distribuie în cîmpul I. Un caz aparte în diagrama 3 îl prezintă și proiecția biotitului din micașisturile cu granați de la Răzoare (proba 2, tab. 2), care se situează în cîmpul I, alături de proiecțiile biotitelor din pegmatite. Din studiul microscopic al rocii reiese că biotitul este substituit parțial prin muscovit. Acțiunea de muscovitizare se reflectă și în compoziția chimică a biotitelui, care în cazul probei de mai sus, duce la creșterea conținutului de Al_2O_3 cu aproximativ 7%, mai mult decât în probele unde biotitul se asociază cu muscovitul primar.

Analizele chimice ale biotitelor recalculate pe baza a 12 (O, OH) arată că siliciul în grupa tetraedrică (Z) a biotitelor din pegmatite ocupă pozițiile de pe un interval cuprins între 1,732 și 2,918 (tab. 1)³ în timp ce în grupa tetraedrică a biotitelor din rocile metamorfice ocupă pozițiile de la 2,705 la 3,048 (tab. 2).

În grupa (Y), cationii care predomină în biotitele din pegmatite sunt: Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al și Mg iar în biotitele din rocile metamorfice predomină Mg, Fe^{2+} și Al. Cît privește titanul arată valori mai mari în rocile metamorfice și valori mai mici în pegmatite. Relația dintre membrii grupei (Y) este reprezentată în figura 4, care arată că proiecțiile compozitiei biotitelor se situează în cîmpul delimitat de F o r s t e r (1960) pentru biotitele ferifere și magneziene, ai căror termeni extremi sunt reprezentați de annit și flogopit. Din diagramă se mai constată că biotitele din pegmatite, cu unele excepții, se situează mai aproape de domeniul biotitelor ferifere, care după valorile raportului $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ de 0,53–0,70, în diagrama lui W o n e s și E u g s t e r (1965), ar corespunde între 55 și 75% mol. annit, pe cînd biotitele din roci metamorfice, mai magneziene vor corespunde la cca 36–45% mol. annit.

În grupa de coordinație (X) suma cationilor Ca, Na și K este cuprinsă între 0,72 și 0,97 pentru rocile metamorfice și mai restrînsă (0,829–0,985) pentru pegmatite.

Plecînd de la cantitatea ionilor calculați, s-au determinat o serie de coeficienți, exprimați în mol. %, caracteristici biotitelor ca: fericitatea generală (F), potențialul de oxidare a fierului (f_0), aluminozitatea (exprimată prin a_{si} – care reprezintă gradul de substituție a siliciului prin aluminiul și prin a_{vi} – care exprimă procentul atomilor de aluminiu

³ Autorii aduc mulțumiri colegului V i c t o r S a b l i o v s c h i care a avut amabilitatea de a calcula formulele structurale ale biotitelor și totodată pentru unele discuții utile în legătură cu chimismul biotitelor.

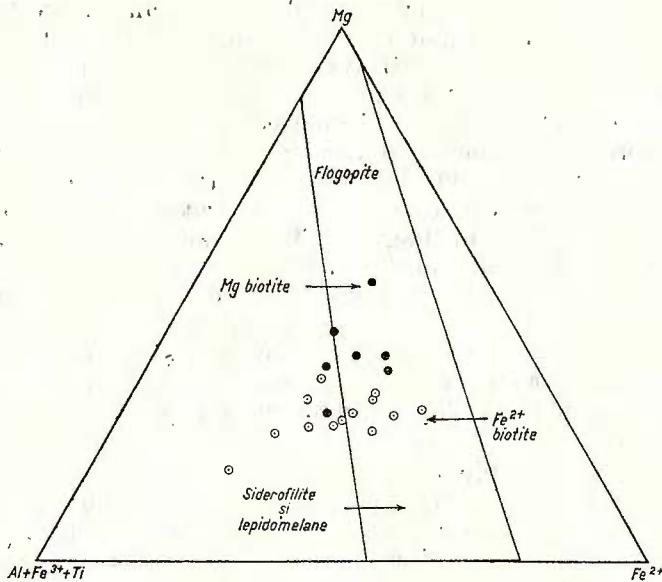


Fig. 4. — Relația între cationii octaedrici ai biotitelor.

Relation entre les cations octaédriques des biotites.

în coordinație șase) și magnezialitatea (M) în scopul evidențierii particularităților compoziției biotitelor în funcție de natura rocilor.

Valorile coeficienților F , f_0 , a_{st} și a_{vt} au fost calculate conform relațiilor menționate de K r a v c h e n k o (1971), iar M după relația: $Mg/(Mg + Fe + Mn)$. Datele sunt reprezentate în tabelul 4.

Fericitatea generală (F) se caracterizează prin valori mai ridicate în biotitele din pegmatite (73–84) și valori relativ mai scăzute pentru biotite din rocile metamorfice (62–75) din vecinătatea corporilor pegmatitice.

Potențialul de oxidare a fierului (f_0) arată valorile cele mai ridicate pentru biotitele din granodiorite, după care urmează pegmatitele și rocile metamorfice. Gradul de oxidare a fierului din biotite poate fi considerat ca indicator al adâncimii de formare a rocilor, în sensul că, pe măsură ce potențialul de oxidare este mai ridicat, cu atit rocile s-au format la adâncime mai mică (L a z b e n i k, 1973). Dacă luăm în considerație datele din tabelul 4, se constată că valorile potențialului de oxidare sunt mai ridicate în pegmatite și mai scăzute în roci metamorfice, fapt care ne face să presupunem că pegmatitele din țara noastră s-au format ulterior metamorfismului și la adâncime mult mai mică decit rocile metamorfice înconjurătoare. În sprijinul acestei relatăriri vin și observațiile asupra factorilor de ordin structural ai pegmatitelor.

TABELUL 4

Caracteristicile compoziției biotitelor

Tipul de rocă	Nr.* probei	F	f ₀	Aluminozitatea		M	TiO ₂ %
				a _{st}	a _{vi}		
Pegmatite	1	81	40,0	27,4	22	30	1,80
	2	79	10,8	32,4	19,9	34,4	1,20
	3	78	18	29,7	32,8	38,2	0,30
	4	82	31	35,8	8,2	34,7	1,35
	5	73	3,2	29,5	33	40	1,32
	6	—	12	32	13	34	1,20
	7	78	17	27,8	7	37	1,30
	8	74	24	32,5	27	43,4	1,60
	9	73	21	29,4	27	45	1,10
	10	84	30,2	30,4	23	31,9	1,24
	11	80,7	13	28,6	24	32,9	1,27
	12	80,7	17	—	—	37	1,40
	13	80,7	23	30,8	17	35	0,08
Roci metamorfice	1	62	15	23,7	22	55,6	1,06
	2	71	3	31,8	35	42,5	1,27
	3	71,6	14	31,3	16,9	47	1,58
	4	66	26	—	—	53,8	1,77
	5	69	18	31	17	48	1,59
	6	75	32	32	17	45	1,96
	7	70,6	13,7	34	15	46	1,75
	8	67,0	9,3	32,3	13	61	1,90
Granodiorite	1	77,7	59	30	10,9	51	2,25
	2	73	59	23,1	16,0	51	2,30

* Tipul de biotite cu localizarea respectivă se află în tabelele 1, 2 și 3.

Dacă distribuția coeficienților aluminozității (a_{st} și a_{vi}) nu indică nici o corelație sau o diferențiere a valorilor acestora, în schimb magnezialitatea (M) biotitelor apare a fi un bun criteriu de a deosebi diferite tipuri de roci. Astfel din tabelul 4, se constată că magnezialitatea biotitelor are valori mici în pegmatite și mai ridicate în roci metamorfice și granodiorite.

O corelație inversă lineară între (F) și (M) a biotitelor din pegmatite și roci metamorfice se poate observa în figura 5. Pe măsura scăderii magnezialității biotitelor are loc o creștere a fericității generale. Astfel, în pegmatite, valorile fericității generale (F) variază între 73 și 84 și ale magnezialității (M) între 30 și 45, iar în rocile metamorfice, fericitatea generală se află între 62 și 75 și magnezialitatea între 42,5 și 61.



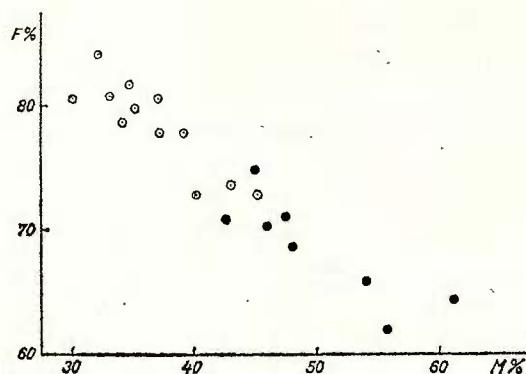


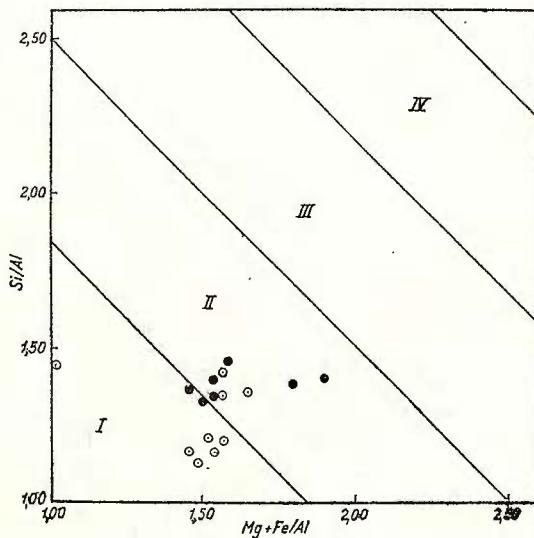
Fig. 5.—Corelații între magnetizabilitatea (M) și fericitatea generală (F) a biotitelor.

Corrélations entre la magnetisabilité (M) et la ferricité générale (F) des biotites.

Pe lîngă caracteristicile menționate mai sus, s-ar părea că biotitele se deosebesc dintr-o formațiune la alta și după gradul de alcalinitate. Studiul condițiilor de consolidare a granitelor a permis lui Marcusev — după Lazbenik (1973) — să separe mai multe grupe de alcalinitate a rocilor în funcție de compoziția biotitelor pe diagrama cu coordinatele: $\frac{Si}{Al}$ și $\frac{Mg + Fe}{Al}$. Dacă înscriem datele analizei biotitelor din tabelele 1 și 2 în diagrama din figura 6, se constată că biotitele din pegmatite, cu unele excepții, aparțin grupelor I de alcalinitate iar biotitele din rocile metamorfice aparțin grupelor II-a de alcalinitate, fapt care reflectă o compozitie mult mai acidă a mediului din care s-au format biotitele din pegmatite decât pentru rocile metamorfice.

Fig. 6. — Distribuția biotitelor după grupele de alcalinitate (I, II, III și IV).

Distribution des biotites selon les groupes d'acidité (I, II, III et IV).



C) Geotermometria biotitelor

Pentru evaluarea temperaturii de formare a biotitelor și implicit a pegmatitelor și rocilor metamorfice din vecinătatea pegmatitelor, au fost obținute o serie de date prin aplicarea a trei metode geotermometrice: conținutul de scandiu (*O f t e d a l*, 1943), conținutul de litiu (*P o m à r l e a n u*, *M o v i l e a n u*, 1977) și valorile raportului $Fe/(Fe + Mg) \times 100$, proiectate în diagrama fugacității oxigenului fO_2 și temperatură (*W o n e s*, *E u g s t e r*, 1965). Corelația datelor geotermometrice, obținute prin cele trei metode se evidențiază în tabelul 5.

TABELUL 5

Corelația interpretării temperaturii de formare a biotitelor pentru metodele geotermometrice aplicate

Tipul de rocă	Nr. probei*	Temperatura °C		
		Sc	Li	Fe/(Fe + Mg) în diagrama fO_2-T
Pegmatite	1	570	578	530
	2	607	620	554
	6	635	591	610
	7		545	530
	11	578	590	550
Roci metamorfice	1	600	670	670
	2	552	620	590
	3	595	590	575
	5	675	644	635
	7	708	666	615
	8	712	665	> 700
Granodiorite	2	670	652	675

* Probele cu localizările respective sunt trecute în tabelele 1, 2 și 3.

Din tabelul 5 se observă că cel mai ridicat grad de concordanță, a datelor geotermometrice obținute prin metodele folosite, se referă la biotitele din pegmatite și granodiorite. În ansamblu se poate constata că, valorile de temperatură pentru rocile metamorfice sunt cuprinse între 590° și $> 700^\circ C$, pentru pegmatite între 530° și $635^\circ C$, iar pentru granodiorite între 652° și $675^\circ C$.

Referitor la geotermometria biotitelor se pot obține și corelații suplimentare, dacă se compară valorile fericității generale (*F*) și ale conținutului de TiO_2 (tab. 4) cu datele geotermometrice din tabelul 5. În acest sens se constată o oarecare corelație între fericitatea generală, conținutul de TiO_2 și temperatură. Biotitele din pegmatite se caracterizează printr-o fericitate ridicată, conținut de TiO_2 relativ scăzut și un interval



de temperatură cuprins între 530° și 635°C , în timp ce biotitele din sisturile cristaline se caracterizează printr-o fericitate mai scăzută, conținut de TiO_2 mai ridicat și temperatură mai ridicată ($590^{\circ} - 700^{\circ}\text{C}$).

D) Concluzii

Observațiile microscopice asupra relațiilor dintre mineralele cu care biotitele se asociază, precum și cercetările de ordin geochemical asupra biotitelor din pegmatite, din unele roci metamorfice și din unele granodiorite aparținând complexului banatitic, au dus la următoarele constatări:

În pegmatite, biotitele se găsesc atât în zona de contact al corporiilor pegmatitice cu rocile metamorfice (munții Rodnei, munții Preluca-Lăpuș, Munții Apuseni, munții Semenic) cât și pe fisurile din zonele interne ale pegmatitelor. Sub raport genetic prezintă concreșteri cu muscovitul (munții Semenic, Munții Apuseni) sau este parțial substituit de muscovit și clorit (munții Rodnei, munții Preluca-Lăpuș). În unele pegmatite biotitul lamelar din zona de contact conține cristale idiomorfe de schörlit.

În rocile metamorfice se evidențiază frecvent următoarele asociații: biotit + granați \pm staurolit \pm disten; biotit + granați + muscovit \pm hornblendă \pm cuarț + biotit; feldspați + cuart.

În rocile eruptivului banatitic, biotitul apare în toate diferențialele complexului banatitic. În funcție de gradul de alterare a rocii, biotitul se prezintă, de la forme de cristale nealterate pînă la cristale complet substituite de minerale de neoformăție.

Chimismul biotitelor reflectă caracterele petrogenetice ale tipurilor de roci care le conțin. Unele neconcordanțe, cu referire specială la pozițiile analizelor chimice ale biotitelor în diferite diagrame ternare, sînt puse pe seama acțiunii proceselor de metasomatoză și mai ales a muscovitizării și cloritizării biotitelor.

Fericitatea generală a biotitelor se caracterizează prin valori mai ridicate pentru pegmatite și valori relativ mai scăzute pentru rocile metamorfice.

Evidențierea unei corelații inverse lineare între fericitatea generală și magnezialitatea biotitelor. În pegmatite fericitatea variază între 72 și 82%, iar magnezialitatea între 30 și 45%, pe cînd în roci metamorfice, fericitatea se află între 62 și 75%, iar magnezialitatea între 42,5 și 61%.

Potențialul de oxidare a fierului din biotite se caracterizează prin valori descrescînde de la granodiorite spre pegmatite și roci metamorfice, fapt care arată că pegmatitele s-au format la adîncime relativ mai mică decît rocile metamorfice.

Referitor la gradul de alcalinitate-aciditate a mediului din care s-au format biotitele, se constată că pegmatitele au luat naștere într-un mediu mai acid decît rocile metamorfice.

Datele geotermometrice ale biotitelor, obținute prin mai multe metode, arată un grad ridicat de concordanță, pentru pegmatite și granodiorite și o concordanță de cca 75% pentru rocile metamorfice. În general

se constată că biotitele rocilor metamorfice aparținând faciesului almandin-amfibolitic s-au format în intervalul de $590 - > 700^{\circ}\text{C}$, pegmatitelor, la temperaturi relativ mai mici ($530 - 635^{\circ}\text{C}$) iar granodioritelor, între 652° și 675°C .

Corelații suplimentare de ordin geotermometric se evidențiază între fericitatea generală, conținutul de TiO_2 și temperatură, în sensul că, rocile metamorfice, în raport cu pegmatitele se caracterizează printr-o fericitate mai scăzută, conținut de TiO_2 și temperatură mai ridicată.

BIBLIOGRAFIE

- Engel A. E. J., Engel C. G. (1960) Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss Northwest Adirondack Mountains. Part II, Mineralogy, *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, New York.
- Foster M. D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Prof. paper U.S.G. Survey*, 354 B, Washington.
- Ghose N. C. (1971) Chemical composition of biotite in the metamorphic and granitic rocks of Richughuta, district Palamau, Bihar, India. *Chem. Geol.* 7, 2, Amsterdam.
- Glebov V. M. (1971) Zakonomernosti raspredelenia elementov primesei v mineralah muscovitov pegmatitov Gustaro-Biriunskovo raiona. *Gheohimiia pegmatitov vostocinoi Sibiri*. 112—134, Moskva.
- Gokhale N. W. (1968) Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. geol. soc. Finland*, 40, Helsinki.
- Gorbachev R. (1972) Coexisting varicolored biotites in migmatitic rocks and some aspects of element distribution. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 118, 1, Stuttgart.
- Gupta L. N. (1970) Significance of biotites and plagioclases in the Central Gneisses of the lower Himalayas. *Res. Bull. Panjab. Univ. Sci.* 21 (1—2), Chandigarh.
- Hall A. J. (1941) The relation between colour and chemical composition in the biotites. *Am. Min.* 26, 1, Richmond.
- Heinrich E. W. (1946) Studies in mica group; the biotite-phlogopite series. *Am. Jour. Sci.*, 244, New Haven.
- Ianovici V. (1939) Étude minéralogique sur les micas de la région de Voineasa. *An. Univ. Iași*, 25, 2.
- Ishikawa H., Shibata H., Negisai R. (1963) The geochemical behovoir of minor elements in biotites of granitic rocks from the Dando-San District, Central Japan. *Jap. Journ. of Geol. and Geography*, XXXIV, 2—4, Tokio.
- Kabesh M. L., Khalek M. L. A., Heikal M. A. (1977) The chemistry of biotites as a guide to the petrogenesis of El Ineigi granitic rocks, Eastern Desert, Egypt. *Chem. d. Erde*, 36, 2, 139—149, Jena.
- Kravchenko G. L. (1971) Biotiti izgneisov Priazovia. *Mineral. sb. Lvov Univ.* 25, 3, Lvov.
- Kunitz W. (1929) Die Mischungsreihen in der Turmalingruppe und die genetischen Beziehungen zwischen Turmalinen und Glimern. *Chem. d. Erde*, 4, Jena.
- Lazbenik K. A. (1973) Biotit kak indicator uslovii obrazovaniia granitov. *Petrologiia granitovoi fafii Aldanskovo scita*. Moskva.



- Liese H. C.** (1963) Tetrahedrally coordinated aluminium in some natural biotites : an infrared absorbtion analysis. *Amer. Min.* 48, Richmurd.
- (1964) A correlative geotermometric mineral study. *Am. Jour. Sci.* 262, New Haven.
 - (1967) Suplimental data on the correlation of infrared absorbtion spectra and composition of biotites. *Amer. Min.* 52, Richmurd.
- Metta N.** (1930) Citeva analize și observațiuni asupra pegmatitelor din Mății Lotrului. *D. S. Inst. Geol. XIV* (1925–1926), București.
- Noekolds S. R.** (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. Jour. Sci.* 245, New Haven.
- Oftedal I.** (1943) Scandium in biotite as a geologic thermometer. *Norsk. geol. Tidsskr.*, 23, Oslo.
- Perciuc L. L.** (1968) Ravnovesie biotita s granatov v metamorficskikh porodah. Experimentalnie i teoreticeskie issledovaniia mineralnih ravnovesii. Izd. „Nauka“ Moskva.
- Pomărleanu V., Movileanu Aurelia, Murariu T.** (1973) Contribuții la studiul mineralizației polimetale de la Rușchița. *D. S. Inst. Geol. LIX/2*, București.
- **Murariu T.** (1970) Beitrag zum Studium der Turmalinen der R. S. Roumanien. *Ber. deutsch. Ges., Geol. Wiss. B. Mineral. Lagerstättenf.* 15,2, Berlin.
 - **Murariu T.** (1975) Contributions à l'étude des grenats de Roumanie. *Proceedings of the X Congress CBGA, Sect. IV*, 1973, Bratislava.
 - **Movileanu Aurelia** (1977) Lithium in biotites as a geothermometer. *Rév. roum. géol. geophys. et géogr., Géologie*, 21, București.
- Samarin G. I., Samarkin Ia.** (1973) Biotiti v granitoidah Glavnovo granitnovo poiasa Iujnovo Urala. *Gheohimiia*, 8, Moskva.
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța** (1967) Variația compoziției chimice a granărilor piralspitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului Munților Semenic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- **Udrescu Constanța, Mîndroiu Viorica** (1971) Distribuția Sc în biotitele din unele sisturi cristaline și roci granitoide din munții Semenic (Banat). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 16, 1, București.
- Tatarinov A. V., Novikov V. M., Mordvinova V. I.** (1976) Osobennosti chimičeskovo sostava biotitov iz miarolovih pegmatitov iz dragoțennimi kameniami (Borščovciñi kriaj). *Voprosi mineral. i gheoh. pegmatitov vostocinoi Sibiri*, Irkutsk.
- Wones D. R.** (1963) Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite-annite. *Amer. Min.* 48, Richmurd.
- **Eugster H. P.** (1965) Stability of biotite : experiment, theory and application. *Amer. Min.* 50, Richmurd.

CONTRIBUTIONS À LA GÉOCHIMIE DES BIOTITES DE ROUMANIE

(Résumé)

On a étudié 23 échantillons de biotites des pegmatites, prélevés de quelques roches métamorphiques appartenant au faciès almandin-amphibolitique du voisinage des corps pegmatitiques, ainsi que des roches appartenant au complexe éruptif-banatitique.



Dans les pegmatites, les biotites se trouvent tant dans la zone de contact des corps pegmatitiques avec les roches métamorphiques, ainsi que sur des fissures dans les autres zones à pegmatites (Monts Rodna, Preluca-Lăpuș, Monts Apuseni et Semenic). Sous rapport génétique, les biotites présentent des enchevêtrements avec la muscovite (Monts Semenic, Monts Apuseni) ou sont partiellement remplacées par la muscovite et la chlorite (Monts Preluca-Lăpuș, Rodna). Dans certaines pegmatites, la biotite lamellaire de la zone de contact contient des cristaux idiomorphes de schörlite (Monts Rodna).

Dans les roches métamorphiques on a mis fréquemment en évidence les suivantes associations : biotite + grenats \pm staurolite \pm dysthène ; biotite + grenats + muscovite + quartz \pm amphiboles ; feldspaths + quartz.

Dans les roches du complexe banatitique, la biotite se trouve dans tous les différenciés, sous des formes variant depuis les cristaux non-alterés jusqu'à des cristaux entièrement substitués par des minéraux de néoformation (chlorite, épидote, calcite, pyrite, etc.).

La variation du chimisme des biotites reflète les caractères pétrogénétiques des types des roches encaissantes. On explique les quelques non-concordances quant aux positions des analyses chimiques des biotites sur différents diagrammes par l'action des processus de substitution, particulièrement par la muscovitisation et la chloritisation des biotites.

On remarque une corrélation linéaire inverse entre la ferricité générale et la magnésialité des biotites. Dans les pegmatites, la ferricité varie entre 73 et 84, et la magnésialité — entre 30 et 45, tandis que dans les roches métamorphiques la ferricité oscille entre 62 et 71 et la magnésialité entre 42,5 et 61 %.

Le potentiel d'oxydation du fer des biotites est caractérisé par des valeurs plus élevées dans les pegmatites que dans les roches métamorphiques, ce qui montre que les pegmatites se sont formées à moindre profondeur que les roches métamorphiques avoisinantes.

En fonction du degré d'alcalinité-acidité du milieu de formation des biotites, on constate — à quelques exceptions-près — que les pegmatites se sont formées dans un milieu plus acide que les roches métamorphiques.

Les données géothermométriques acquises par trois méthodes montrent un degré plus élevé de concordance pour les pegmatites et les granodiorites, et relativement moins élevé (environ 75 %) pour les roches métamorphiques. On constate en général que les biotites des pegmatites se sont formées entre 530 et 635° C, celles des roches métamorphiques de 590 et jusqu'à plus de 700° C, et dans les granodiorites — entre 652 et 675° C. Des corrélations supplémentaires d'ordre géothermométrique sont mises en évidence entre la ferricité, la teneur en TiO₂ et la température. Les roches métamorphiques sont caractérisées, par rapport aux pegmatites, par une ferricité générale moins élevée, une teneur en titane et une température plus élevées.

EXPLICATIA PLANŞELORE

Planşa I

Fig. 1. — Biotit (Bi) în asociatie cu cuarț (Q) și muscovit (Ms) depus pe fisuri în microclin (Mi). Zona intermediaрă pegmatit, Armeniș.

Biotite (Bi) en association avec du quartz (Q) et de la muscovite (Ms) déposée sur des fissures en microcline (Mi). Zone intermédiaire pegmatite, Armeniș.

Fig. 2. — Biotit (Bi) asociat cu muscovit (Ms). Pegmatit, Armeniș.

Biotite (Bi) associée avec de la muscovite (Ms). Pegmatite, Armeniș.



Fig. 3. — Biotit (Bi) sub formă de agregate lamelare ce conține cristale de schörlit (T). Pegmatit, munții Rodnei, valea Rebra.

Biotite (Bi) sous forme d'agrégrats lamellaires renfermant des cristaux de schörlite (T). Pegmatite, Monts Rodna, Vallée de la Rebra.

Plansa II

Fig. 1. — Biotit (Bi) substituit de cuarț (Q) în asociere cu granați (G) și staurolit (S) în micașurile cu disten, munții Cindrel, Negovan (V. Pomărleanu, T. Murariu, 1973).

Biotite (Bi) remplacée par du quartz (Q) en association avec des grenats (G) et de la staurolite (S) dans les micaschistes à disthène, Monts Cindrel, Negovan (V. Pomărleanu, T. Murariu, 1973).

Fig. 2. — Biotit (Bi) sub formă de incluziuni asociat cu hornblendă (H) și cuarț (Q) într-un cristal de granat în amfibolitele din munții Rodnei, valea Rebra (V. Pomărleanu, T. Murariu, 1973).

Biotite (Bi) sous forme d'inclusions associée avec de la hornblende (H) et du quartz (Q) dans un cristal de grenat dans les amphibolites des Monts Rodna, Vallée de la Rebra (V. Pomărleanu, T. Murariu, 1973).

Fig. 3. — Cristale de biotit în granodioritele din complexul banatitic : a, b, c (Ciclova) ; d, e (Cărpiniș).

Cristaux de biotite dans les granodiorites du complexe banatistique : a, b, c (Ciclova) ; d, e (Cărpiniș).

Plansa III

Fig. 1. — Lamele de biotit (Bi) cu incluziuni de plagioclazi (Pl) în granodiorite din banatite. Lamelles de biotite (Bi) à inclusions de plagioclases (Pl) dans les granodiorites des banatites.

Fig. 2. — Lamele de biotit deformate în granodiorite, Ocna de Fier.

Lamelles de biotite déformées en granodiorites, Ocna de Fier.

Fig. 3. — Fenocristal de biotit (Bi) complet cloritizat, marginal conține pirită (Py) de neoformație în roci banatitice, probabil andezit, Rușchița (V. Pomărleanu et al., 1972).

Phénocrystal de biotite (Bi) complètement chloritisé, en bordure avec de la pyrite (Py) de néoformation dans les roches banatiques, probablement de l'andésite, Rușchița (V. Pomărleanu et al., 1972).



1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE



WALLACE G. ERNST : *Bausteine der Erde*. Editura Ferdinand Enke, Stuttgart, 1977, 190 pag., 97 figuri, 26 tabele.

Lucrarea publicată de Editura F. Enke din Stuttgart, constituind volumul trei al colecției „Geowissen Kompakt”, reprezintă traducerea cărții lui W. G. Ernst „Earth Materials”, New Jersey, 1969, efectuată de Dr. H. Jeziorkowski.

Profesorul W. G. Ernst de la Universitatea din California, Los Angeles ne pune la îndemnă o carte care cuprinde premisele esențiale pentru înțelegerea proceselor mineralo- și petro-genezei. Prin tematica sa și modul de abordare a problemelor, cartea se adresează, în același timp, începătorilor și cunoșcătorilor.

Avem în fața noastră un ABC al mineralogiei și petrologiei în care întâlnim, alături de noțiunile conturate încă în perioada de apariție a acestor discipline, pe acelea la căror formulare s-a ținut seama de cele mai noi cuceriri ale științelor — și în primul rînd a celor geologice, din deceniul al 7-lea al secolului nostru.

Mineralogia și petrologia fac parte din disciplinele esențiale ale geoștiinței, care are ca obiect descifrarea complexei istorii a Pământului consemnată lacunar în roci.

În introducere se arată, de asemenea, că această carte are menirea să ne introducă în studiul mineralelor și al rocilor, dar, după cum ne atrage atenția însuși autorul, ea se deosebește în unele privințe de alte texte introductory, întrucât este, pe de o parte, mai extinsă și concepută mai mult pe baze cantitative, iar pe de altă parte mult mai concisă decât cărțile de mineralogie și petrologie utilizate în prezent.

Materialul referitor la principiile fundamentale generale ale mineralo- și petrogenezei este sistematizat de autor în următoarele capitole :

1.. Mineralogie și cristalochimie, 2. Petrochimie, 3. Mineralogia nesilicătilor, 4. Mineralogia silicătilor, 5. Roci magmatice, 6. Roci sedimentare, 7. Roci metamorfice.

Carte este bogat ilustrată cu numeroase diagrame, schițe și fotografii — în majoritatea lor originale ; eșantioanele de minerale și roci fotografiate aparținând colecției UCLA — care contribuie nemijlocit la înțelegerea textului.

Autorul descrie structura atomului, tipuri de legături, de coordonare și structura reticulară a cristalelor, înainte de a ne prezenta proprietățile fizice ale mineralelor. Acest mod de tratare ne sugerează convingerea autorului că prezentarea fenomenelor în determinarea lor cauzală facilitează înțelegerea acestora.

De asemenea, schițarea principiilor termodynamici și a bazelor studiului fazelor precede descrierea principalelor minerale care participă la alcătuirea rocilor.

Ultima parte a cărții este dedicată descrierii formelor tipice de apariție, principalelor caracteristici structural-texturale și chimico-mineralogice ale celor mai frecvente roci magmatice, sedimentare și metamorfice, discutîndu-se totodată condițiile fizico-chimice de formare a ace-



tora. În centrul acestor discuții se situează parogenezele minerale și domeniile lor de stabilitate, ilustrate adesea în diagrame pT.

În capitolele de petrologie sunt redate, pe lîngă problemele ce pe drept cuvînt pot fi considerate „clasice”, și o serie de date noi, cum ar fi de exemplu cele referitoare la originea și formarea magmelor, compoziția și evoluția domeniu oceanic al scoarței terestre, prezența vulcanilor activi în zonele de rift, diferențierea chimică a rocilor sedimentare, estimarea temperaturii la care se desfășoară metamorfismul regional pe baza fracționării izotopilor etc.

În încheiere, autorul abordează o temă majoră : circuitul rocilor ; în reprezentarea schematică pe care o dă proceselor petrogenetice aflăm fixat și locul metamorfismului și ultrametamorfismului.

Este deosebit de semnificativ nu atât modul original de reprezentare cît mai ales faptul că circuitul rocilor din scoarța terestră nu este prezentat complet închis. „Acest circuit complex – subliniază autorul – se repetă permanent și este răspunzător de heterogenitatea și diferențierea chimică a scoarței terestre. Prin adaosul continuu de material din manta crește treptat, în același timp, volumul total al scoarței terestre”.

În acest cadru evolutiv, mineralele și rocile – „cărămizi” ale Pămîntului solid – sunt angrenate în continuu în procesele petrologice de transformare și neoformare ce se desfășoară în scoarța terestră.

Volumul mai cuprinde, ca anexă : un tabel simplificat cu sistemul periodic al elementelor, lista literaturii citate, o listă cu literatura destinață adîncirii problemelor dezbatute în lucrare și un index.

Condițiile grafice excelente în care editura a realizat această traducere – în ciuda faptului că s-au strecut cîteva erori – întregesc valoarea acestui compendiu, care rămîne, prin înlănțuirea logică a celor prezentate, o carte utilă tuturor celor care vor să-și fixeze sau să-și reîmpresioneze cunoștințele de bază din domeniul mineralogie și petrologie.

C. Lazăr

D. D.KLEMM, J. SCHNEIDER (Editori) : *Time-and Strata-Bound Ore Deposits*. Editura Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 1977.

Volumul adună la un loc lucrări reprezentative privind legătura dintre factorul timp și formarea zăcămintelor interstratificate și a celor stratiforme. Termenul de „strata-bound” se referă la zăcăminte stratiforme – sedimentare sau metamorfice, de origine sedimentară – cît și la mineralizațiile legate de unități distințe ale unor complexe eruptive, intrusiv sau extrusiv stratificate.

Volumul este dedicat lui Albert Maucher care a fost unul din promotorii acestor idei pe care le-a aplicat cu succes în cercetarea și punerea în evidență a unor zăcăminte metamorfice polimetale (Bavaria), a unor minereuri de plumb-zinc cantonate în rocile carbonatice (Alpi și Turcia) și.a. El a inițiat cercetarea zăcămintelor de Sb – Hg – W pe baza unei scheme tip pentru Paleozoic.

Contribuțiile variate care constituie volumul exemplifică utilizarea unei topici geoștiințifice moderne folosită pe scară largă numai în ultimele două decenii. Lucrările abordează aspectele și implicațiile interdependenței dintre cercetările fizico-chimice, geochimice, petrologice, microscopice și cele geologice și geofizice de teren, în parte strîns legate de problemele tectonice globale. Sunt prezentate progresele recente în toate continentele, rezultatele cercetărilor personale



ale unora dintre autori cît și sinteze asupra unor probleme fundamentale legate de tematica volumului.

Avind în vedere titlul comprehensiv al cărții, editorii au divizat-o în şase secțiuni : 1. Topică generală ; 2. Zăcăminte precambriene ; 3. Zăcăminte paleozoice ; 4. Zăcăminte mezozoice ; 5. Zăcăminte intrusive interstratificate ; 6. Probleme geochemice și minero-genetice. În cadrul primelor cinci capitole sunt incluse sinteze regionale cît și informații cu caracter general. Se dau exemple de aplicabilitate ale legăturii între factorul timp și geneza zăcămintelor interstratificate, în diferite ere geologice și regiuni de pe glob inclusiv țara noastră. În capitolul 6 sunt incluse lucrări privitoare la topica generală, articole care aduc la cunoștință rezultate deosebite cît și detalii reprezentative pentru regiunile adiacente zonelor cercetate.

Volumul cuprinde o bogată bibliografie care însoțește fiecare lucrare cît și un index general — tematic și geografic — deosebit de util. Lucrările prezentate sunt foarte valoroase prin problematica de mare actualitate pe care o abordează, prin nivelul științific elevat, și mai ales prin aplicabilitate în depistarea de noi zone interesante din punct de vedere economic.

Margareta Peltz

S. K. SAXENA, S. BHATTACHARJI : *Energetics of Geological Processes (Energetica proceselor geologice)*. Editura Springer-Verlag.

Editura Springer-Verlag a inițiat tipărirea unei culegeri de articole, cu ocazia aniversării a 60 de ani de viață ai lui H a n s R a m b e r g . După cum mărturisesc însăși editorii, datorită diversității de subiecte, acestea n-au putut fi aranjate într-o ordine logică, cu excepția unei largi subdiviziuni: geodinamică și geochemie. Volumul cuprinde cercetări originale în domeniul geodinamicii, geologiei structurale, petrologiei și geochemiei.

Prima secțiune — Energetica proceselor geodinamice — debutează prin prezentarea lucrării lui V. V. Belousov (cunoscut și prin atitudinea sa potrivnică la adresa teoriei plăcilor tectonice), „Instabilitatea gravitațională și dezvoltarea structurii continentelor”. Autorul susține localizarea instabilității gravitaționale, în principal la nivelul astenosferei. Instabilitatea gravitațională la scară globală apare atât în procesul de acumulare primară a materialului protoplanetar cît și în schimbările în starea de fază.

Schimbările în distribuția densității globului sunt discutate de către J. Sutton și J. Watson, care admit că acestea au ca efect schimbarea structurii crustei continentale, prin intermediul mișcărilor relative verticale. Unele provincii arhaice, care într-o perioadă scurtă au primit importante aporturi de material, indică modele tectonice distincte ce au rezultat din deformările din timpul perioadelor de creștere în volum. Menținându-ne în cadrul studiului structurilor, trebuie menționat articolul lui B. Bayly „O folosire posibilă a factorilor structurali în ecuațiile constitutive ale rocilor” în care autorul susține ipoteza revoluționară a schimbărilor calitative a unei roci sub efectul deformării. O rocă este la un moment dat un membru al unei suite de materiale care pot fi schimbată unul în altul prin deformare. Comportarea unei roci care este dependentă structural poate fi reproducă printr-un model emulsional cu energie de suprafață. Autorul remarcă similitudini între materiale deformate și polimeri. Orientare aparte a primei secțiuni este aceea a prezentării de modele geodinamice. În acest sens, lucrarea lui H. Koidé și S. Bhattacharji prezintă modele geometrice ale faliilor San Andreas și Neo Valley subliniind semnificația lor ca indicatori pentru ariile cu eliberare de energie. S. K. Ghosh expune o clasificare a modelelor „drag” de structuri planare, în jurul incluziunilor rigide, pre-



zentind factori de decizie în stabilirea rotației totale a incluziunilor, comparativ cu structura planară din matrice. În sfîrșit, P. F. Williams și H. J. Zwart ne prezintă un model de dezvoltare a pînzelor metamorfice, exemplificat prin binecunoscutul complex Seve-Köli din caledonidele norvegiene, argumentînd că pînzele au fost amplasate prin curgere sub influența gravitației, subsevent îngroșării crustale datorate coliziunii continentale. Experimentalistica este reprezentată prin lucrarea lui S. M. Schmidt și M. S. Paterson privind analiza strainului dintr-un oolit deformat experimental între 30 și 2500 bari.

Secțiunea a II-a, intitulată energetică proceselor geochemice, cuprinde în fapt, în afara lucrărilor de geochemie propriu-zisă și lucrări de petrologie, cele cu un caracter fundamental aparținînd lui L. L. Perchuc : Controlul termodinamic al proceselor metamorfice, și lui J. Ganguly : Variabile compoziționale și echilibru chimic în metamorfism. L. L. Perchuc pună accent în lucrarea sa pe stabilirea citorva termometri geologici pe baza studiului statistic al coeficienților de distribuție din roci, de variate grade de metamorfism. J. Ganguly se ocupă în special de posibilul efect tampon al reacțiilor solid-gaz în condiții naturale și posibilitatea realizării unei mineralogii contrastante prin intervenția suplimentară a jocului fugacitate-temperatură. Tot fundamentală poate fi considerată lucrarea lui P. J. Wyllie, „De la creuzet prin subducție la batolite”, în care se discută posibilitățile de realizare a batolitelor și a rocilor ce le alcătuiesc.

Lucrările pe care le-am denumit de geochemie propriu-zisă depășeșc totuși acest cadru, concluziile lor avînd implicații petrogenetice majore. Astfel, lucrarea lui H. K. Mao și P. M. Bell examinînd disproporția chimică pentru fazele cu Fe feros și amestecul Fe feric-Fe metalic ce se stabilizează la presiuni înalte, în olivină, stabilește un model al simburelui și mantalei globulu, evoluat dintr-un glob primitiv. A. C. Lasaga, S. M. Richardson și H. D. Holland ne prezintă un studiu matematic al difuziei cationice între granat și cordierit, respectiv al schimbului reciproc de Mg și Fe în timpul metamorfismului retrograd din rocile de la Phillipston, Massachusetts. E. J. Olsen ne prezintă un model de calcul termodinamic al echilibrului, aplicat la meteorite chondritice și ferifere la care adăugînd date termochimice se creează premisa explicării proceselor celor mai timpurii din timpul formării terrei. În sfîrșit, profesorul S. Savena în ultima lucrare a volumului prezintă o nouă scală a electronegativității printr-o ecuație ce leagă unele caractere ionice (energia de sublimare, potențialul de ionizare) de entalpie. Prezenta scală este folosită de autor pentru discutarea fracționării elementelor în minerale de la Skærgård, chondrite și roci lunare (Apollo 15).

Volumul este însoțit în cadrul fiecărei lucrări de o bibliografie judicioasă și folositoare cititorului.

I. Hârtopanu

KARL HEINRICH HARTGE : „*Einführung in die Bodenphysik*“ („Introducere în fizica solului“). Editura Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1978, 364 pagini, 142 figuri, 16 tabele.

Autorul, consilier științific și profesor la Institutul pentru știința solului din Hannovra, deși își intitulează lucrarea cu modestie „Introducere“, tratează destul de amănuntit și cu toată claritatea necesară problemele care pot face obiectul unui tratat de fizica solului.

Cartea este întocmită în special pentru uzul studenților din facultățile de agronomie, dar poate fi deosebit de utilă geologilor și geografilor. Demonstrațiile



matematice sănt prezentate la nivelul corespunzător înlesnind înțelegerea problemelor tratate. De asemenea, desenele aduc o contribuție deosebit de prețioasă la cunoașterea cît mai cuprinzătoare și totodată la sintetizarea fenomenelor cercetate.

Cele 364 pagini ale volumului, editat sub formă de „carte flexibilă pentru buzunar”, sănt repartizate următoarelor 11 capitole :

Granulația cu explicarea formelor și metodelor de analiză ;

Structura, statica și dinamica depozitării însoțite de analiza forțelor care acționează în sol ;

Acțiunile reciproce dintre apă și sol, ținându-se seama atât de mecanismele absorptiei cît și de presiunea apei ;

Răspindirea și hidrostatica apei din sol cu indicarea condițiilor sub care se află ;

Mișcarea apei în sol și proprietățile specifice ;

Gospodărirea apei în sol, hidroscopicitatea, infiltrația, drenarea și evaporarea.

Gazele din sol, compozitia și starea lor energetică sănt analizate în funcție de difuzia și raporturile lor cu apa învecinată :

Comportarea termică a solului ;

Raporturile dintre sol și plante, necesitățile și transformările produse ;

Eroziunea și măsurile de prevenire ;

Solul în funcțiunea de filtrare a apelor.

Fiecare capitol este înscris de o listă bibliografică utilă adincirii studiilor respective, iar în final sănt indicate o serie de tratate cu răspindire universală și cu referire la anumite capitole ale cărții.

Scopul lucrării de a stabili legătura necesară între tratatele generale de știință solului și domeniile fundamentale de mecanica solului și hidraulică este evident și se poate constata că este cu succes îndeplinit cuprinzînd totalitatea fenomenelor fizice din sol.

V. Patriciu

REDACTOR COORDONATOR ABRAHAM LERMAN : Lakes — chemistry, geology, physics. Editura Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 1978.

Volumul cu aspect monografic „Lakes — chemistry, geology, physics“ (Lacuri — chimie, geologie, limnologie fizică) a fost realizat de editura Springer-Verlag (New York, Heidelberg, Berlin, 1978) și constituie o lucrare colectivă a 19 specialiști din Canada, Elveția, India și S.U.A.

Coordonarea acestui volum a fost asigurată de un foarte competent specialist, prof. Abraham Lerman, de la Universitatea Northwestern (Illinois, S.U.A.).

Studiul lacurilor, în strinsă legătură cu asigurarea unor rezervoare de apă, cu asigurarea unor potențiale energetice și cu protecția mediului înconjurător, a



devenit o acțiune ce antrenează numeroase discipline din familiile mari ale chimiei, geologiei și fizicii.

Fiecare capitol al acestui volum prezintă la început un succint rezumat critic al unei discipline legate de studiul lacurilor, urmat de expunerea celor mai noi rezultate obținute.

Sunt prezentate date referitoare la regimul termic al lacurilor (R. A. Ragozkie), circulația apei și dinamica particulelor (G. T. Csanady), procesele de sedimentare lacustră (P. G. Sly), poluarea - datorită activității omului (W. Stumm, P. Baccini), compozitia substanțelor organice din sedimentele lacustre (M. A. Barnes, W. C. Barnes), cronologia depozitelor lacustre bazată pe radionuclizi (S. Krishnaswami, D. Lal) compozitia mineralologică și chimică a sedimentelor lacustre (B. F. Jones, C. J. Bowser), lacuri sărate (H. P. Eugster, L. A. Hardie), sedimentație carbonică în ape dulci (K. Kelts, K. J. Hsü), studiul izotopilor stabili (F. J. Pearson, T. B. Coplen) și modelul chimic al lacurilor (D. M. Imboden, A. Lerman).

Semnalăm ca foarte interesantă metoda ca fiecare capitol să se refere direct la studii legate de practica amenajării, exploatarii și protecției lacurilor.

Referințele bibliografice, ample, conțin cele mai noi lucrări, publicate pînă în 1977.

N. Mihăilescu



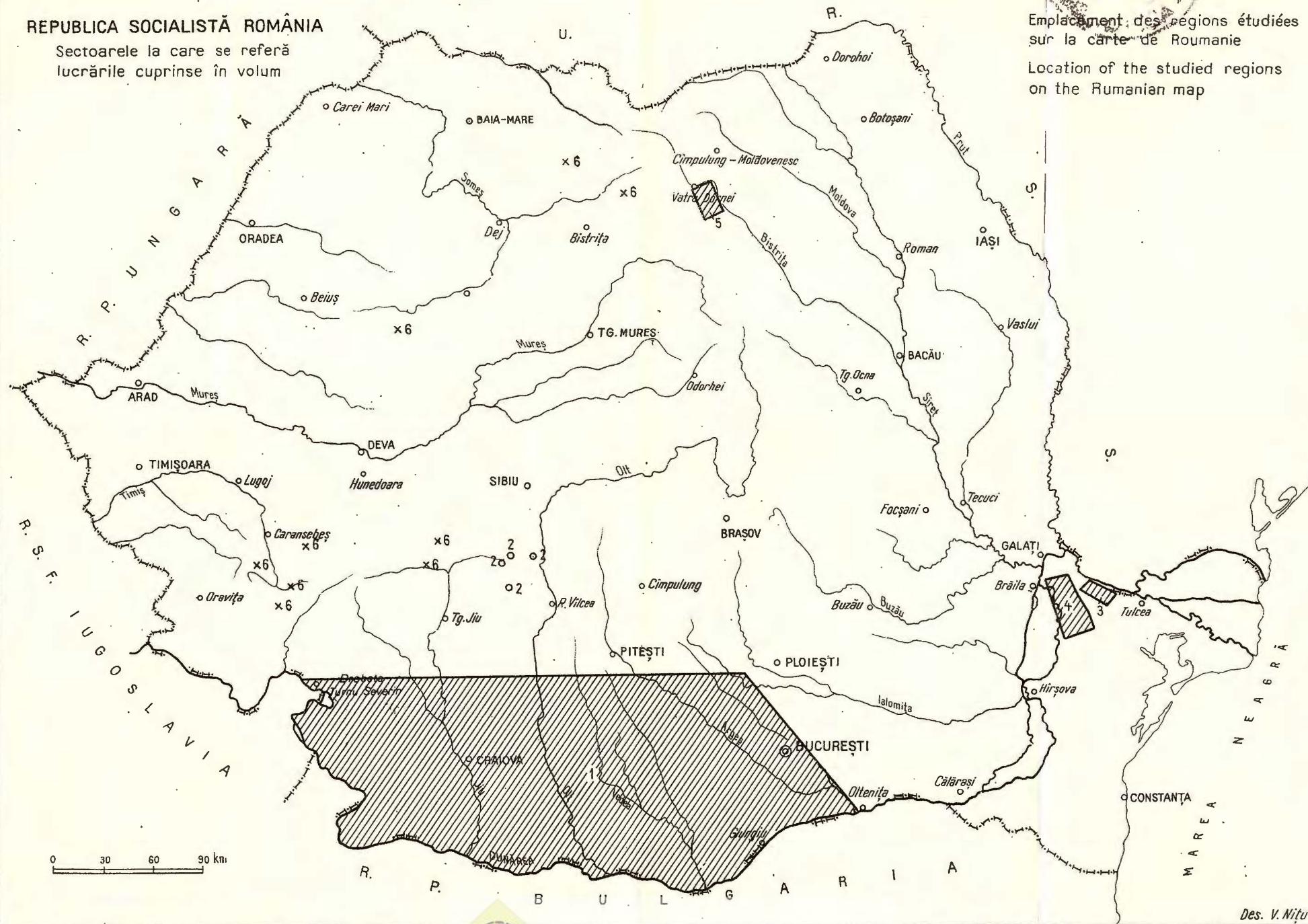
10886

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions
on the Rumanian map

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Des. V. Nitu

Tehnoredactor: P. CUCIUREANU
Traducători: ADRIANA BĂJENARU, MARIA BORCOŞ
Ilustrația: V. VLAD

Dat la culcs: noiembrie 1979. Bun de tipar: octombrie 1980. Tiraj: 800 ex.
Hartie scris I A. Format 70×100/56 g. Colii de tipar: 8. Comanda 311.
Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55 (058).



Intreprinderea poligrafică "Informația,"
Str. Brezoianu nr. 23–25,
București – România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C. GHENEÀ et al. Formations superficielles de la Plaine Roumaine Occidentale.

Pl. III.



1



2



3



4



Institutul Geologic al României

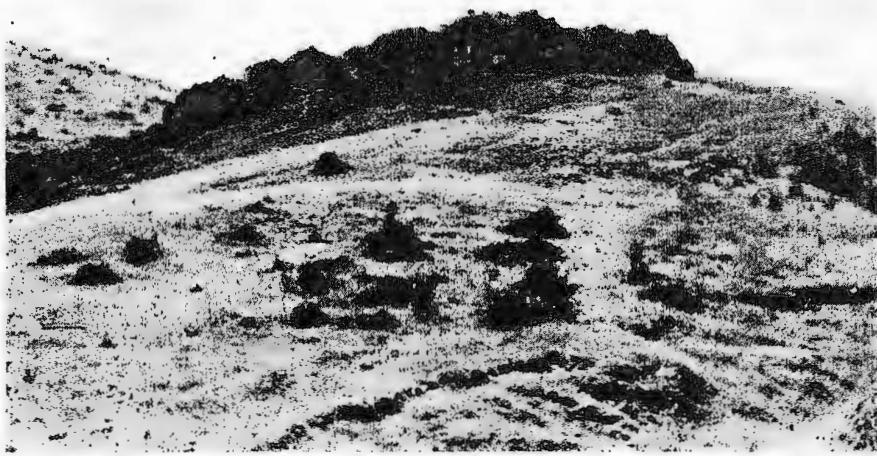
12868
12

H. SAVU et al. Ophiolites from the Niculițel Zone.

Pl. II.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXV/1.

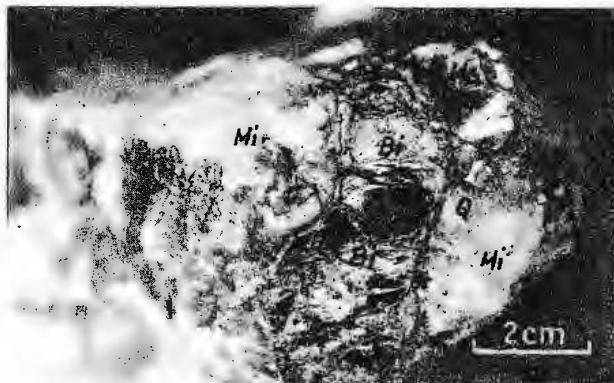


Institutul Geologic al României

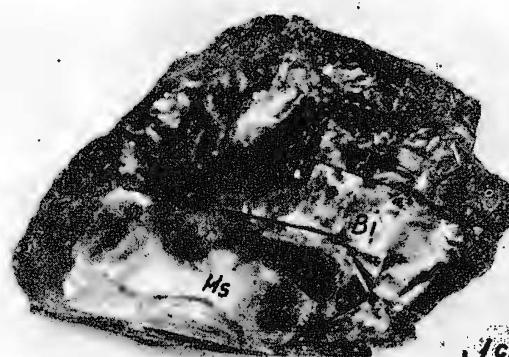


Institutul Geologic al României

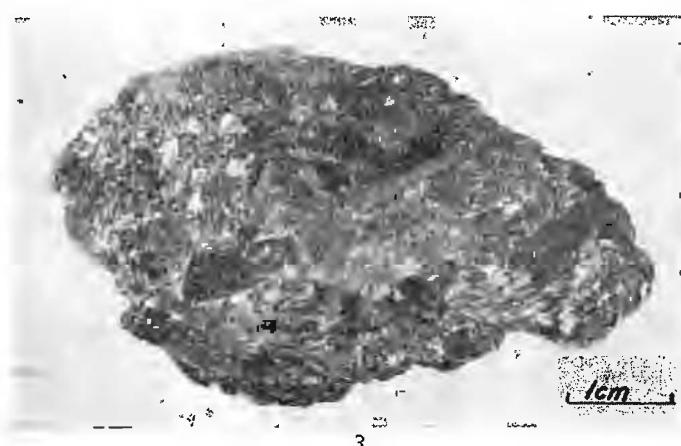
V. POMÂRLEANU, AURELIA MOVILEANU. Geochimia biotitelor din România.
Pl. I.



1



2



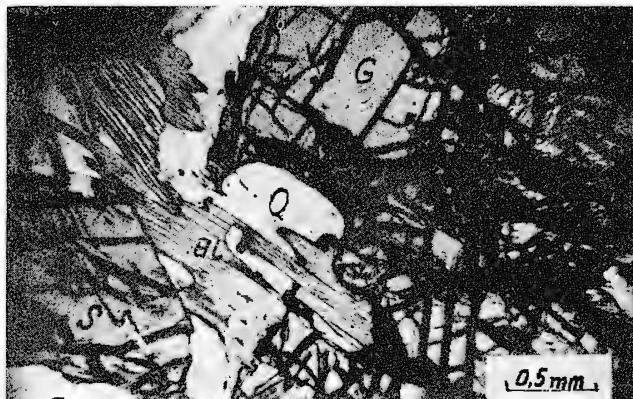
3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXV/1.

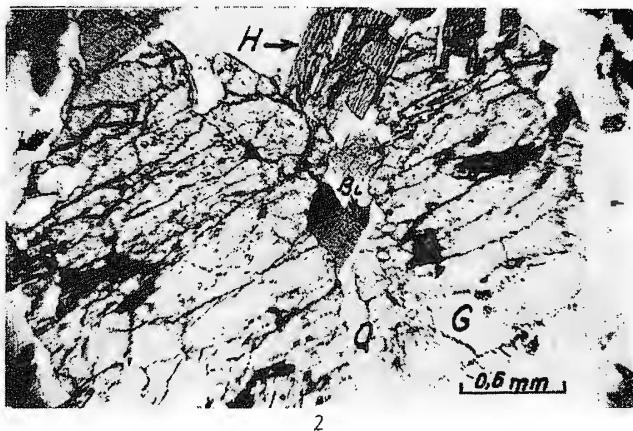


Institutul Geologic al României

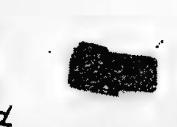
V. POMÂRLEANU, AURELIA MOVILEANU. Geochimia biotitelor din România.
Pl. II.



1



2



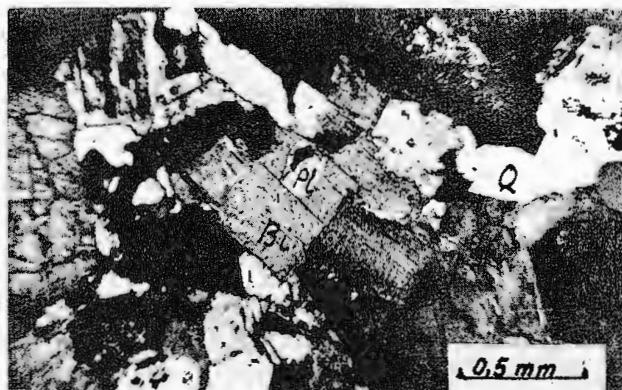
1 cm

3

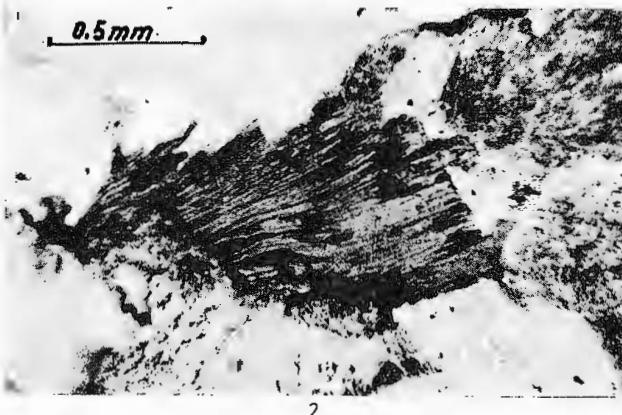
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXV/1.



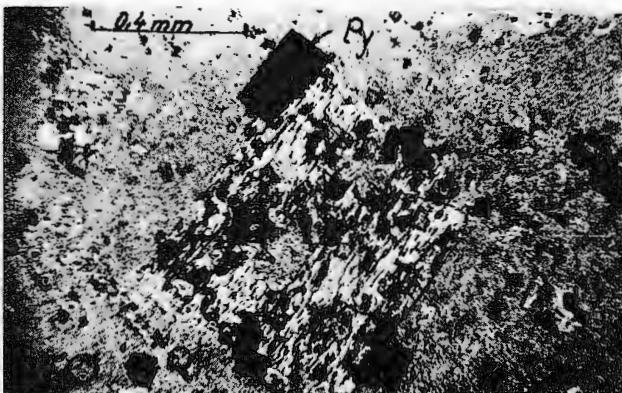
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXV/1.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
Comitetul Geologic t. XXXVII-LII /I (1953-1966)
Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/I (1967-1969)
Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXV

1977 - 1978

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României