

B. I. G.

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. LVII
1969-1970

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

90674

BUCUREȘTI
1971



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LVII
(1969—1970)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



BUCUREȘTI
1971



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Ședința din 19 decembrie 1969

Prezidează : M. Bleahu.

— Jipa D. — Cercetări sedimentologice în depozitele proterozoic-superioare din Dobrogea centrală¹.

— Mureșan M. — O nouă ipoteză de lucru privind situația pânzei getice în partea de NW a Carpaților Meridionali (D.S. LVII/5).

— Mihăilă N., Marinescu Fl. — *Limnocardium* (Pannoni-cardium) mihaili sp. n. în fauna cu *Congeria Subglobosa* din bazinul Crișului Repede (D.S. LVII/3).

Ședința din 26 decembrie 1969

Prezidează : M. Bleahu.

— Bercia I., Bercia Elvira — Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni².

— Mihăilă N. — Cercetări hidrogeologice și hidrochimice în cuprinsul foilor Oradea și Aleșd³.

— Proksch F. — Considerații pe baze statistico-matematice asupra unor anomalii geochemice de la S de pârul Novăț-Vișeu de Sus (Maramureș) (p. 163).

Ședința din 9 ianuarie 1970

Prezidează : M. Bleahu.

— Ianovici V., Dimitriu Al., Andâr P. — Considerații chimico-statistice asupra genezei mineralizației de la Altin Tepe (D.S. LVII/2).

^{1,2} Se publică în *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.

³ Se publică în *Sf. tehn. econ.* E 9, București.



— Năstăseanu S., Bițoianu Cornelia, Răzeșu Smărăndița — Considerații geologice și petrografice privind zăcămintele de cărbuni de la Codlea, Vulcan și Schela⁴.

— Mușat Al. I., Vasilescu Olimpia, Vancea Șt. — Considerații petrografice și geochimice asupra unor mineralizații de sulfuri polimetalice din regiunea Mestecăniș-Fărăoane (munții Bistriței — Carpații Orientali) (D.S. LVII/2).

Ședința din 16 ianuarie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Florea N. — Originea sărurilor din solurile, apele freatice și lacurile sărate din Cîmpia Română din nord-est⁵.

— Asvadurov H., Conescu Adriana, Oprîș M. — Contribuții la cunoașterea solurilor amfigleice din cîmpia Someșului⁶.

— Asvadurov H., Atanasescu Ruxandra — Solul argiloiluvial nisipos, freatic-umed din pădurea Urziceni (cîmpia de est a Nirului)⁷.

— Asvadurov H., Volovici C., Niculescu Ana — Cernoziomurile levigate din cîmpia Careilor⁸.

Ședința din 23 ianuarie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Ianovici V., Silaș I. — Determinarea conținutului mediu în componenți utili a rezervelor de substanțe minerale utile în funcție de legea de distribuție a elementelor chimice în zăcăminte (D.S. LVII/2).

— Petre I. — Considerații stratigrafice asupra Oligocenului mediu din bazinul Almașului (Transilvania de nord-vest) bazate pe date de foraje (D.S. LVII/4).

Ședința din 30 ianuarie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Iancu M., Parichi M. — Observații geomorfologice și pedologice în piemontul înalt al Lipovei (D.S. LVII/5).

— Asvadurov H., Atanasiu Georgeta, Constantinescu M. — Solurile din culmea Brezei⁹.

⁴ Se publică în *St. tehn. econ.* A 8, București.

^{5, 6, 7, 8, 9} Se publică în *St. tehn. econ.* C 20, București.



— Parichi M. — Oțeva date privind condițiile pedogenetice și solurile din lunca Argeșului¹⁰.

— Asvadurov H., Dumitriu S., Enache D. — Observații pedologice în zona joasă a munților Țibleș¹¹.

Ședința din 6 februarie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Papiu C. V., Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanța, Giușeă R. — Alcătuirea chimico-mineralogică a formațiunii bauxitifere din bazinul Hațegului (D.S. LVII/2).

— Kisgyörgy Z. — Despre un proces de eroziune în complexul cărbunos de la mina Virghiș (bazinul Baraolt) (D.S. LVII/2).

— Kalmár I. — Notă preliminară asupra stratigrafiei insulelor cristaline Preluca și Inău (județul Maramureș) (p. 73).

Ședința din 13 februarie 1970

Prezidează: M. Săndulescu.

— Huică I., Hinculov Luciana,¹ Babucea Yvonne, Koczur I. — Contribuții la cunoașterea Tortonianului și Sarmatlianului din zona Minișu de Sus (bazinul Zarand)¹².

— Lubenescu Victoria, Gheorghian Mihaela — Asupra prezenței Buglovianului în sudul depresiunii Transilvaniei (sud-est de Sibiu) (D.S. LVII/4).

— Edelstein O., Dragu Valentina, Docsănescu Florica, Stoicescu Florica, Stoicescu Gh. — Miocenu din versantul sudic al vârfului Văratec (munții Gutii) (D.S. LVII/4).

Ședința din 20 februarie 1970

Prezidează: M. Săndulescu.

— Givulescu R. — Asupra unor plante fosile din colecțiile Institutului Geologic din București (D.S. LVII/3).

— Savu H., Udrescu Constanța, Mîndroiu Victoria — Distribuția Se, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Li în biotitele din unele sisturi cristaline și roci granitoide din munții Semenic (Banat) (p. 173).

— Kalmár I. — „Diapirismul” unor carbonatite cristaline în masivul Preluca (județul Maramureș) (p. 65).

^{10, 11} Se publică în *St. tehn. econ. C* 20, București.

¹² Nu se publică.



Ședința din 27 februarie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Papiu C. V., Minzatu Silvia, Iosof V. — Geneza formațiunii bauxitifere din bazinul Hațegului (D.S. LVII/2).

— Bulgăreanu V. — Considerații geodinamice privind nisipurile eoliene holocene din nordul ostrovului Moldova Veche (Banat) (D.S. LVII/5).

— Zlatarova-Țop Lozana, Mureșan M., Pitulea G. — Studiul unor roci gabbroide metamorfozate din seria de Ielova (zona Camenița — Banatul de SW) (p. 117).

Ședința din 6 martie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Peltz S. — Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt (D.S. LVII/5).

— Mușat Al. I., Vasilescu Olimpia — Prezența unor roci carbonifere în munții Bistriței (Carpații Orientali) (p. 79).

— Semaka Al. — Matoniaceele fosile din România (D.S. LVII/3).

Ședința din 20 martie 1970

Prezidează: D. Patrușiu.

— Bordea S. — Date stratigrafice și tectonice noi în zona Blăjeni-Buceș Vulcan (Munții Metaliferi) (D.S. LVII/4).

— Mureșan M. — Asupra prezenței unei forestre tectonice în zona șisturilor verzi în Dobrogea centrală (regiunea Altin Tepe) (D.S. LVII/5).

— Olteanu R. — Studiul ostracodelor din depozite pannonian-superioare (zona E) de la Groși (Banat) (D.S. LVII/3).

Ședința din 27 martie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Tufescu M. — Structura topografică a populațiilor de foraminifere din apele litorale românești (D.S. LVII/3).



— Istocescu D. — Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crișului Alb și al ramei muntoase a munților Codru și Highiş¹³.

Ședința din 3 aprilie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Petreuş I. — Studiul petrografic și mineralogic al rocilor magmatice din regiunea Măgura Poienilor-Gurguiatu (Maramureș) (p. 43).

— Lupu Denisa, Peza Luftulla — Fauna de radio-litide de la Mali Kanalit (Albania) (D.S. LVII/3).

— Lupu Denisa — Rudişti maestrichtieni de la Brezoi — Carpații Meridionali centrali (Colecția Popescu-Voitești) (D.S. LVII/3).

— Ionesi Bica — Cercetări geologice în regiunea Horodnic-Volovăț-Burla (platforma moldovenească) (D.S. LVII/4).

— Gheorghian Mihaela Doina — Asupra prezenței genurilor Pseudotriplasia și Pavonitina (Foraminiferida) în Miocenul din Transilvania (D.S. LVII/3).

Ședința din 10 aprilie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Stănoiu I. — Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer din Carpații Meridionali (D.S. LVII/4).

— Gheorghian Mihaela, Lubenescu Victoria, Olteanu R. — Contribuții la stratigrafia Miocenului din sudul Transilvaniei (D.S. LVII/4).

— Gheța N., Ōncescu C. — Asociația micropaleontologică a depozitelor tortoniene de la Bicăcel (bazinul Beiuș) (D. S. LVII/3).

Ședința din 15 aprilie 1970

Prezidează: N. Florea.

— Codarcea Venera — Studiul mineralogic al rocii și fracțiunii nisipoase dintr-un podzol format pe granit¹⁴.

— Stoica Elena, Florea N., Codarcea Venera, Vlad Lucia, Popescu Florica — Aspecte din geneza unor podzolari humico-feriluviale montane¹⁵.

¹³ Se publică în *St. tehn. econ.* J 8, București.

¹⁴ Se publică în *D. S. Inst. Geol.* J.VIII/1, București (sub tipar).

¹⁵ Se publică în *St. tehn. econ.* C 20, București.



— Atanasescu Ruxandra, Ghiță Verona, Popescu Florica — Aspecte ale chimismului unor soluri de pășiți alpine ¹⁶.

— Conescu Adriana, Cicotti M., Popescu Florica — Studiul chimic și mineralogic al unui sol brun de pășiți subalpine ¹⁷.

— Asvadurov H., Atanasiu Georgeta — Contribuții la cunoașterea unor soluri argiloiluviale podzolice cu fragipan ¹⁸.

— Papadopol Gatrinel, Atanasescu Ruxandra — Considerații asupra formelor de potasiu din principalele tipuri de sol din România ¹⁹.

— Asvadurov H. — Observații pedogeografice în depresiunea Zalău ²⁰.

— Edelstein Dorothea, Popescu Florica — Date asupra compoziției chimice și mineralogice a unor smolnițe ²¹.

Ședința din 17 aprilie 1970

Prezidează: D. Patrulius.

— Iordan Magdalena, Rickards R. B. — Notă asupra graptoliților din platforma moesică (D.S. LVII/3).

— Savu Gh. M. — Argumente paleontologice în favoarea susținerii existenței pînzei de Baraolt (D.S. LVII/4).

— Bandrabur T. — Geologia câmpiei dunărene dintre Jiu și Olt ²².

Ședința din 22 aprilie 1970

Prezidează: I. Huber-Panu.

— Huber-Panu I., Georgescu B., Oprescu Angela, Borcea Maria — Cercetări privind valorificarea rocii cu sulf din zăcămintul Gura Haitii-zona Pietricelul ²³.

— Pandelescu C., Poliei Georgeta, Borcea Maria — Cercetări privind valorificarea bauxitei din Ohaba-Ponor ²⁴.

— Dumitrescu Maria, Drăgulescu Adela — Cercetări privind prepararea minerului complex de la Băiuț-Coasta Ursului ²⁵.

^{16, 17, 18, 19, 20, 21} Se publică în *St. tehn. econ.* C 20, București.

²² Se publică în *St. tehn. econ.* J 9, București.

^{23, 24, 25} Se publică în *St. tehn. econ.* B 46, București.



— Georgescu B., Mușețeanu Cr., Dumitrescu Maria, Ene I., Borcea Maria — Cercetări privind prepararea minereului complex auro-argintifer de la Almașul Mare ²⁶.

Ședința din 24 aprilie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Lemne Marioara - Mia — Contribuții privind distribuția elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Meridionali (p. 151).

— Ștefănescu M. — Structura geologică a regiunii dintre valea Talea și valea Ialomița (D.S. LVII/5).

— Mantea Gh., Bordea Josefina, Tocorjescu Maria — Structura geologică a regiunii cuprinsă între valea Mică-Ciungi-Tăuți (bazinul văii Ampoiului — Munții Metaliferi) (D. S. LVII/5).

— Istocescu D. — Asupra prezenței unor roci bazice pe marginile bazinului Beiuș, la E de Lunca Spric și S de Fiziș (D.S. LVII/5).

Ședința din 29 aprilie 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Ghenea Ana, Ianc Rozeta — Cercetări hidrogeologice în sectorul Gura Ocniței-Bilciurești-Plotești vest ²⁷.

— Giurgea P. — Contribuții la cunoașterea hidrogeologiei depozitelor panoniene și cuaternare din bazinul Ierului ²⁸.

— Marele S. — Date noi pentru geologia și paleogeografia Munților Apuseni — Turonianul de la Sălciua și Senonianul de la Bistra (Țara Moșilor) ²⁹.

— Bucur I. — Observații privind nomenclatura tectonică în flișul cretacic și paleogen din Carpații Orientali (D.S. LVII/5).

— Bucur I. — Noi date faunistice și structurale în flișul cretacic și paleogen de la nord de depresiunea Brețcu-Tîrgul Secuiesc (D.S. LVII/4).

Ședința din 8 mai 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Bleahu M., Istocescu D., Diaconu M. — Formațiunile preneogene din partea vestică a Munților Apuseni și poziția lor structurală (D.S. LVII/5).

²⁶ Se publică în *St. tehn. econ.* B 46, București.

²⁷ ²⁸ Se publică în *St. tehn. econ.* E 10, București.

²⁹ Se publică în *D. S. Inst. Geol.* LVII/5, București (sub tipar).



— Stancu Josefina, Gheorghian Mihaela Doina, Popescu A. — Studii stratigrafice asupra Miocenului din versantul nordic al Dunării, între Dubova și Pojejena (Carpații Meridionali) (D.S. LVII/4).

— Istocescu D., Gheorghian Mihaela Doina — Date micropaleontologice privind Miocenul superior din bazinul Crișului Alb (D.S. LVII/3).

— Antonovici Suzana, Acsintovici I. — Citeva date mineralogice și spectrografice asupra bounonitului din România (p. 29).

— Antonovici Suzana — Contribuții la studiul boulan-geritului de la Baia-Mare (p. 21).

Ședința din 15 mai 1970

Prezidează: M. Bleahu.

— Patrulius D. — Unitatea de Văleni: un nou element structural al sistemului pînzelor de Codru (Munții Apuseni) (D.S. LVII/5).

— Popa Elena — Amoniți din zona Bifrons în Toarcianul din grabenul Remeți (Munții Apuseni) (D.S. LVII/3).

— Savu H., Schuster A. C. — Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă-Holbav (munții Făgăraș) (p. 89).

— Orășanu T., Marinescu Fl., Potocean Elena, Olteanu R. — Biostratigrafia depozitelor neogene de pe rama nord-vestică a munților Poiana Ruscă (D.S. LVII/4).

— Dimitriu Al., Peltz Margareta — Unele utilizări ale mașinilor SAM în cercetările geomatematice (cu exemple din geochimie) (p. 139).



GEOLOGIA MATEMATICĂ — O NOUĂ RAMURĂ A ȘTIINȚELOR GEOLOGICE¹

DE

VIRGIL IANOVICI², ALEXANDRU DIMITRIU³

Matematizarea științelor, fie științe ale naturii sau chiar umanistice, reprezintă — cum este bine cunoscut — una dintre trăsăturile caracteristice ale dezvoltării cunoașterii științifice în secolul nostru.

Unele dintre progresele înregistrate de aproape fiecare știință în parte sînt datorate perfecționării produse în metodologia de cercetare prin utilizarea matematicii.

În ceea ce privește științele geologice, influența matematicii s-a dovedit mai însemnată decît pentru multe alte științe.

Studiul complex al scoarței pămîntului, al rocilor și al mineralelor care o alcătuiesc, beneficiază astăzi din plin de instrumentul matematic, alături de acela fizic și chimic, introdus și generalizat cu mult înainte, ceea ce a determinat apariția unei noi ramuri a științelor geologice: geologia matematică. Congresul al XXIII-lea Internațional al Geologilor ținut la Praga în august 1968 a consacrat această nouă ramură oficializînd-o prin aprobarea constituirii Asociației Internaționale de Geologie Matematică.

Dacă întregirea cunoștințelor asupra formelor vechi de viață, animale și plante, a condițiilor lor de dezvoltare a determinat formarea paleontologiei și paleoecologiei, iar descifrarea migrației elementelor chimice, stabilirea legilor ei — a geochimiei, iar studiul propagării proprietăților fizice în roci și minereuri — a geofizicii, caracterul stochastic al proceselor geologice a permis utilizarea creatoare a teoriei probabilităților și a teoriei statistice matematice, conducînd la constituirea geologiei matematice.

¹ Comunicare în ședința din 24 ianuarie 1969.

² M.M.P.G. Str. Mendeleev nr. 34, București.

³ Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.

Rezultatele obținute în cercetările geologice cu ajutorul matematicii, și care atestă matematizarea geologiei drept o nouă știință, sînt numeroase și de o largă varietate.

Într-o comunicare personală, unul dintre geologii cu o voce simpatie pentru matematică, I. P. Sarapov (a cărui carte dedicată „Utilizării statistice matematice în geologie” a apărut recent în limba română), ne-a declarat că evidența sa bibliografică asupra studiilor geologice în care s-au aplicat metodele matematice cuprinde peste 7.000 de titluri. Desigur, unele dintre acestea reprezintă simple încercări, doar o reformulare a observațiilor geologice în limbaj matematic fără a modela și testa procesele geologice, însă chiar la o selecție exigentă — așa cum a făcut-o recent A. B. Vistelius (Leningrad), ales la Praga Președinte al Asociației Internaționale de Geologie Matematică — sînt totuși peste 700 de studii care se impun ca deosebit de importante, reprezentative. Ne referim la Bibliografia recomandată de geologia matematică editată de Academia de Științe a Uniunii Sovietice (Leningrad, 1968).

În ultimii zece ani, în deosebi, utilizarea matematicii la fundamentarea și elucidarea problemelor geologice a înregistrat un avînt impresionant, care de-a lungul întregii istorii a geologiei n-a fost atins de nici o altă știință ajutătoare. Caracterul de universalitate al matematicii, ea operînd cu numere fără a ține seama de semnificația lor fizică, a deschis drum aplicațiilor în orice ramură a geologiei în care mărimile sînt măsurabile.

Importanța deosebită acordată matematicii, în deosebi statisticii, este subliniată aproape cu fiecare apariție a periodicelor geologice. A devenit quasi-imposibil ca deschizînd o revistă, la întîmplare, să nu se găsească cel puțin un rezultat fondat și pe utilizarea matematicii. De altfel, în ultimii ani, aplicațiilor statisticii în geologie și problemelor de calcul li s-a dedicat în Canada revista lunară „Geocom Bulletin”, iar în S.U.A. publicația periodică „Computer Contribution”. Au fost tipărite cîteva zeci de cărți, culegeri de articole, care prezintă tratarea matematică a unor probleme geologice importante, și cel puțin zece monografii.

Tot mai numeroase colective de cercetători din străinătate se ocupă în mod special de lărgirea sferei de aplicare a matematicii în geologie. O serie de simpozioane, avînd această tematică, au avut loc în S.U.A. (începînd din anul 1958), în U.R.S.S. (începînd din anul 1964), în R.D.G. (în anul 1967). Referitor la amploarea acestor cercetări precizăm că, de exemplu, la Simpozionul de la Alina Ata din anul 1968 au fost prezentate



peste 300 lucrări, iar la Simpozionul ținut la Novosibirsk, doar cu un an înainte (1967), peste 250 de lucrări.

Constituirea Asociației Internaționale de Geologie Matematică va da un impuls acestei activități, propunându-și, printre altele, organizarea sistematică de simpozioane și ședințe de lucru. Primul simpozion a și fost programat pentru luna septembrie la Londra.

Se pune întrebarea : care este obiectul geologiei matematice și perspectivele extinderii matematicii în geologie ?

Geologia matematică este acea disciplină științifică care se ocupă cu stabilirea „modelelor matematice” cu privire la procesele geologice ; procesele geologice sînt clasificate după tipul proceselor stochastice care — avînd ca obiectiv fundamental investigația geologică prin matematică. — prezintă funcțiile unor distribuții probabilistice cu valori convenabil alese în scopul urmărit.

Daă plecăm de la definiția obiectului geologiei „ca știință care cercetează schimbările succesive care au avut loc în domeniul organic și anorganic al naturii, pătrunzînd cu cercetarea în cauzele acestor schimbări și în influența pe care ele au exercitat-o în modificarea structurii externe a planetei noastre cît și în structura mantalei și a sîmburelui acesteia”, atunci se poate afirma că obiectivele geologice de investigare sînt :

1. Interesul pentru un proces necunoscut care s-a desfășurat în timp și pentru care nu avem decît fapte de observație actuale ;
2. Rezultatele procesului, după ce el a fost reconstituit din studierea părților care îl compun, nu sînt, de regulă, conexe cu istoria procesului studiat ;
3. Deoarece natura procesului nu este dinainte cunoscută, observația se face pe probe întîmplătoare, punctele de probare fiind determinate de condițiile locale și cel mai adesea lipsite de legătură cu procesul urmărit.

Un exemplu : scopul principal al studiului geochimic nu este de a număra particulele — ioni, atomi, molecule — care intră în compoziția unei formațiuni mai apropiată sau mai adîncă față de suprafața scoarței pămîntului, ci este acela de a reconstitui procesele care au precedat actuala redistribuire a particulelor respective. Dar pentru a rezolva această problemă nu dispunem decît de observațiile asupra produsului actual al procesului evolutiv. Problema care se pune se referă la aprecierea și reținerea descrierii faptelor de observații și de măsură, care să ne fie utile la reconstituirea procesului, de a separa cu cît mai multă precizie esențialul de neesențial.



În acest scop, matematica ne pune la dispoziție, prin folosirea teoriei probabilităților, instrumentul de selecționare și de interpretare a datelor de observație și de măsură pentru a descifra evoluția unui proces geologic.

Dar, teoria probabilităților nu se preocupă de natura reală a observației. Pentru aplicarea practică a acestei teorii este necesar să se pună în evidență corelația între probabilitățile care pot fi cunoscute prin diferite metode, sau care nu țin seama, în primul rînd, de numărul observațiilor, de mijloacele acumulărilor, de corespondența cu datele inițiale, care se referă la procesul analizat.

Corelarea este un proces matematic pentru calcularea produsului reconstituirii unui proces prin datele lui inițiale.

Geologul trebuie să folosească teoria probabilităților în scopul reconstituirii proceselor geologice pentru că datele pe care el le cercetează au un caracter stohastic, dar el trebuie să se sprijine și pe datele concrete de observație pentru a trage concluzii valabile. Este deci necesar să se realizeze o legătură strînsă între parametrii teoriei probabilităților și observație; la acest rezultat conduce statistica matematică care este disciplina care îți arată cum să ajungi la o concluzie în condițiile unei incertitudini. Cu alte cuvinte, statistica matematică ne permite să folosim metodele teoriei probabilităților în situațiile nedefinite, pe care geologii le întîlnesc adesea în practică.

Stadul cunoștințelor noastre despre procesele geologice este de așa natură încît intuiția joacă un rol esențial; informația, rezultată din observație și din interpretarea datelor diverselor analize fizice sau chimice, este obținută prin studierea tuturor datelor în mod simultan.

Cunoscînd din experiență proprie sau din experiența altora o anumită rocă sau complex de roci dintr-o regiune dată, mineralele și /sau fosilele care o alcătuiesc, geologul este în măsură să pună în evidență, prin deducție, procesele care au produs roca sau complexul respectiv, dar îi este imposibil să dea criterii obiective care să poată conduce la validarea sau invalidarea concluziilor sale asupra proceselor deduse, mai bine zis imaginate.

Pentru a se formula astfel de concluzii, bazate pe criterii obiective, este necesară folosirea matematicii. Teoria matematică, în geologic ca și în toate celelalte științe ale naturii, constă în construirea unor notații simbolice, în reprezentarea sub formă de modele matematice a proceselor ipotetice respective.

Un model matematic trebuie să fie construit de geologul însuși, deoarece modelul are rostul să controleze presupunerile care se nasc în mintea geologului din cercetările sale; dacă un proces geologic nu poate fi



conceput, imaginat, atunci nu poate exista nici „modelul matematic”. Desigur, complexitatea și calitatea modelelor variază și depinde de cunoștințele geologice ale celui care construiește modelul.

Acest concept al geologiei matematice este rezultatul unei activități îndelungate în acest domeniu, care preocupă intens pe geologii din alte țări, în ultimele trei-patru decenii. Printre protagoniștii de seamă trebuie citate numele lui A. B. Vistelius în U.R.S.S. și a lui W. C. Krumbein în S.U.A.

Dificultățile de calcul i-au speriat totdeauna pe geologi, iar persoanele care au folosit matematica în geologie au avut mari dificultăți din cauza calculelor necesare, acestea fiind foarte laborioase, necesitând timp și perseverență. Mașinile de calcul mecanizate și mașinile electronice de calcul vin în sprijinul eliminării acestui impediment, astfel de mașini efectuând calculele în secunde, minute sau ore, față de procesul clasic al calculelor care durează zile, luni sau ani de muncă istovitoare. Geologia matematică este destul de complexă, avînd nevoie de luarea în considerare concomitent a mai multor factori sau indicatori pentru a se justifica folosirea mașinilor electronice de calcul în rezolvarea problemelor legate de natura proceselor geologice.

În vederea folosirii cu succes a mașinilor electronice de calcul, este necesară întocmirea de programe cu obiect specific geologic, programul care să imprime „memoria” necesară mașinilor pentru a rezolva cazurile similare cu acela care a stat la baza întocmirii unui program anumit; pentru ca programul să fie util scopului urmărit, să reprezinte o realitate obiectivă, el trebuie să fie rezultatul colaborării nemijlocite între geolog și matematician, geologul reprezentînd gîndirea geologică și matematicianul, realizatorul transformării acestei gîndiri în formule și indicatori valorici, care să constituie împreună elementele de memorizare ale mașinii. Trebuie să reținem că, atît cît gîndirea omenească este transpusă unei mașini electronice, atît ne redă „memoria” mașinii pentru cazuri similare; deci cu cît va fi mai inteligent realizat modelul matematic și cu cît mai complet va fi întocmit, pe baza acestuia, programul de lucru al unei mașini electronice de calcul, cu atît va fi mai mare succesul în obținerea imaginii procesului geologic pe care urmărim să-l descifrăm.

Să exemplificăm construirea și analizarea unui model stohastic în geologie: modelul de magmă granitică.

Problema originii granitelor și a proceselor de formare a acestor roci a fost o preocupare continuă a petrografilor de la începutul științelor geologice până în prezent.

Considerațiile fizico-chimice, folosite de O. F. Tuttle și N. L. Bowen, la întocmirea diagramelor cu privire la originea granitelor în lumina studiilor experimentale a sistemului albit-ortoză-apă, i-au condus pe aceștia la imaginea unui model care se potrivește cu parametrii formării granitului. Din analiza acestui model, construit pe considerații fizico-chimice, rezultă că procesul de formare a granitului trece prin mai multe stadii: în primul stadiu se separă un singur mineral, în al doilea se separă două, iar în al treilea se separă trei minerale; în fiecare stadiu continuă separarea mineralelor care au început să se separe în stadiile anterioare. Constatând această succesiune, ne este însă imposibil să evaluăm numărul granulelor de minerale care într-o rocă dată s-au dezvoltat în fiecare stadiu în parte. Greutatea, în rezolvarea problemei complexe a cristalizării granitelor, constă în faptul că nu cunoaștem presiunea inițială a magmei, durata cristalizării în diferitele stadii depinzând de presiunea inițială și de variația acestui factor în timp. Un alt factor necunoscut în procesul de cristalizare a magmei granitice într-un anumit rezervor magmatic este cantitatea totală de componenți volatili, care intervin de asemenea în evoluția procesului.

Pentru rezolvarea problemei de corelare între granulele care s-au format în diferitele stadii s-a încercat realizarea unui model stochastic pe baza următoarelor axiome:

a) Germenii de cristalizare ai unui mineral unic, care cristalizează într-un stadiu, nu trebuie să aibă contact între ei; se pare că trecerea de la o granulă a unui mineral la granula altui mineral, generat în același stadiu, este constantă și depinde numai de mineralul în direcția căruia are loc tranziția.

b) Cristalizarea se produce conform cu diagrama realizată pe considerații fizico-chimice de O. F. Tuttle și N. L. Bowen, cu formarea eutecticului ternar în faza finală a procesului de solidificare a magmei granitice.

c) Nu trebuie să se producă o tulburare a magmei, din care se produce cristalizarea, în timpul procesului.

Aceste trei axiome sînt socotite suficiente pentru a ne permite să determinăm mersul cristalizării și relațiile actuale cu privire la structura granulară a unui granit luînd în considerare cuarțul, ortoză și plagioclazul care intră în compoziția acestuia. Aplicarea modelului acesta la masele granitice din foarte variate regiuni a condus la verificarea valabilității lui.



Până în prezent modelele stochastice au fost elaborate numai pentru câteva procese geologice, dar aplicarea acestora în practică a demonstrat eficiența geologiei matematice; au fost realizate: modelele mecanismelor de formare a stratelor și a porozității formațiunilor sedimentare, domeniu deosebit de interesant în prognosticarea terenurilor posibil petrolifere și în separarea pe faze a sedimentărilor ritmice cum ar fi cazul în diferite tipuri de fliș; modelul stabilității activității vulcanice care a confirmat teoria lui A. Rittman asupra succesiunii proceselor vulcanice; modelul de reproducere a procesului de sedimentare eoliană; modelul acumulării metalelor rare în roci și minereuri cu o vădită aplicabilitate în procesul de prospectare și explorare geologică a zăcămintelor de minerale rare și disperse; modele privind repartitia mineralizației și a metalelor în zăcămintele prin care se urmărește îmbunătățirea gradului de cunoaștere a rezervelor de substanțe minerale utile într-un zăcămint explorat.

În multe cazuri nu se poate ajunge la soluții mai complete din cauza complexității matematice a problemelor, cazuri în care modelul trebuie exprimat numeric. Soluțiile numerice, care de obicei necesită calcule foarte laborioase, se obțin cu ajutorul mașinilor electronice de calcul folosind metodele statistice de investigare.

Prin analogie, având modelul stochastic al unei situații geologice sau caracteristicile ei statistice, este posibil să se construiască prin metode de calcul un experiment simulat care să reproducă condițiile corespunzătoare apariției și dezvoltării fenomenului. În felul acesta este posibil să se reconstituie, din estimările statistice, diferite variante ale unui facies zonal sau a distribuției elementelor chimice într-un zăcămint de minereuri etc.

Cele mai numeroase rezultate obținute prin utilizarea matematicii în geologie revin prelucrării observațiilor prin metode statistice. Și în acest caz se adoptă un model bazat pe caracterul aleator al mărimilor măsurate, cu deosebire însă că el nu este construit pe baza procesului intuit în scopul validării sale. Asemenea modele constituie o reprezentare idealizată a problemei cercetate, obținută cu mijloacele statisticii matematice, din care derivă metode de lucru în vederea stabilirii *in situ* a aspectelor esențiale.

Aceste modele, denumite „modele statistice”, nu sînt altceva decît teoria matematică a metodelor statistice.



Succesul în această direcție constă în găsirea modelului statistic corespunzător situației cercetate, adică în aplicarea metodei care răspunde cel mai bine la sarcina geologică.

Această activitate matematică este relativ simplă, se reduce la o chestiune de calcul, în caz că modelele statistice și metodele cunoscute corespund problemelor puse de cercetările geologice. Ne referim la stabilirea tipului de distribuție, corelația și regresia dintre două sau mai multe caracteristici, asemănarea a două sau mai multe obiecte, variația în timp a unor caracteristici etc.

Lucrurile se complică atunci când statistica matematică nu are în „arhivă” modele care se potrivesc situațiilor întâlnite în geologie. Așa s-a întâmplat cu cercetarea variabilității spațiale a proprietăților rocilor, pentru care a fost necesară elaborarea unui model nou, care a generat analiza regresiei pe coordonate geografice, cunoscută sub numele de „analiza tendinței în suprafață”. La fel, și în cazul stabilirii limitelor stratigrafice ale formațiunilor lipsite de faună caracteristică sau selecției indicatorilor informațivi, cărora li s-a dat câte un model și, respectiv, metode de lucru bazate pe analiza multidimensională. De asemenea, problema stabilirii consanguinității produselor magmatice a fost soluționată recent, într-o primă variantă, printr-un model statistic.

Prezentându-vă aceste probleme ale geologiei matematice — prin aplicațiile căreia se urmărește nu numai rezolvarea unor speculații teoretice, dar cu deosebire găsirea unor soluții practice fundamentate prin metode matematice — sperăm să interesăm un număr cât mai mare de geologi care să fie atrași spre această nouă ramură a geologiei.



MINERALOGIE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL BOULANGERITULUI DE LA
BAIA-MARE ¹

DE

SUZANA ANTONOVICI ²

Abstract

Contributions to the Study of the Baia-Mare Boulangerite. In this paper the author presents a study of the boulangerite whose specimens may be examined in the collections of the Geological Institute of Bucharest. The mineral described proceeds from the Herja mine, Baia-Mare locality. Its study yields new data related to the results of the macroscopical and microscopical research work referring both to this mineral and its paragenesis. Spectral and chemical analyses supplement this study. The genetical considerations expounded in relation to the Herja deposit contain the succession of the deposition of minerals, inclusively of the boulangerite.

În colecția de minerale a Institutului Geologic se află câteva esanțioane care conțin boulangerit, un mineral mai rar, din grupa sulfo-sărurilor de plumb și stibiu.

Istoric. Boulangeritul a fost descris pentru prima dată de Boulanger în anul 1835 (Ann. mines 1835, 7, 575; Pogg. Ann. 1835, 36, 485). Mineralul provenea din zăcămintul Molières (Gard). Denumirea de „boulangerit” a fost dată mai târziu de Thaulow (Pogg. Ann. 1837, 41, 216). Pe parcurs mineralul a primit diverse alte denumiri care au rămas însă numai ca numiri locale: epiboulangerit, embrithit, plumbostib, plumbostibit, antimonbleibende, federerz, mullanit (Hintze, 1904).

¹ Comunicare în ședința din 8 mai 1970.

² Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Boulangeritul este descris în diverse zăcăminte și parageneze dar mai puțin în țara noastră. Nu am găsit un studiu amănunțit asupra acestui mineral sau asupra paragenzelor în care el apare.

Dintre lucrările mai recente care amintesc de boulangerit menționăm lucrarea lui Krause (1964) asupra zăcămintului de la Sakibala (Iran) unde în parageneză cu mineralul predominant care este galena, se găsește și boulangerit deșus în mase neregulate. Acestor minerale li se mai asociază tetraedrit, blendă, pirită, calcopirită, pirotină și uneori minerale secundare: covelină, calcozină, malachit.

În mina Avala (Iugoslavia) într-un zăcămint de plumb și cupru este descrisă următoarea parageneză: blendă, pirită, marcasită, bornit, calcozină, cubanit, covelină, tetraedrit, falkmannit și boulangerit, ca un mineral mai nou (Cissarz, Rakic, 1957).

În parageneze asemănătoare și ca un mineral care apare destul de rar, boulangeritul mai este descris de Gavelin (1936); Hiller (1955); Walenta (1957); Jambor (1967); Knauer, Richter (1968); Pöschl (1968); Sidney (1968).

În parageneza minereului de la Baia Borșa este descris și boulangeritul asociat cu semseyit, jamesonit, calcopirită (Szöke, Steclaci, 1962).

Rădulescu, Dimitrescu (1966), în „Mineralogia topografică a României”, dau asociația în care se găsește boulangeritul la noi în țară.

Localizarea zăcămintului. Eșantioanele studiate de noi provin din mina Herja, Baia-Mare. Ele sînt înregistrate în colecția Institutului Geologic cu nr. L-18140.

Zăcămintul metalifer Herja este situat în NW Transilvaniei, în apropierea centrului minier Baia-Mare. În timp ce toate celelalte zăcăminte sînt exploatate pentru sulfuri complexe, zăcămintul Herja este bogat în minereuri de plumb și zinc. Zăcămintul Herja este un zăcămint filonian hidrotermal, a cărui formare este în legătură cu crupțiile de andezite din regiune. Filoanele sînt orientate E-W și mai rar NE-SW și au o grosime ce variază între 2-3 cm și 4-5 m.

Minerul este constituit în majoritate din galenă și blendă, la care se adaugă în cantități mici pirită, calcopirită, marcasită, pirotină, stibină, acestea din urmă neconstituind minerale exploatabile din cauza cantității mici. De asemenea o serie de sulfo-săruri se găsesc accidental și în cantități foarte mici: jamesonit, boulangerit, freieslebenit, semseyit,



tetraedrit. Mineralele de gangă sînt reprezentate prin cuarț, calcit, siderit, dolomit.

Proprietăți fizice ale mineralului. Boulangeritul se prezintă sub formă columnară ca prisme lungi, aciculare, tabular după a (100), în cristale alungite, cu striatii verticale : uneori sub formă de mase grăunțoase, mai mult sau mai puțin fine, mase fibroase aciculare, uneori chiar pîsloase, cu facies plumozitic, ca un puf ; de culoare cenușiu de plumb sau cenușiu-albăstrui, adesea acoperit cu pete galbene de oxidatic, cu luciu metalic. Se întîlnesc rar cristale izolate, de obicei se găsește sub formă de agregate microgranulare sau fibroase întreșute. Aceasta este o caracteristică a mineralului. De asemenea urma brun-roșcată puțin negricioasă îl deosebește de alte minerale. Este destul de asemănător cu alte sulfoantimoniuri dar prin analize chimice și prin determinări microscopice se poate identifica. Boulangeritul cristalizează în sistemul monoclinic, clasa prismatică.

În șașantioanele studiate de noi boulangeritul este fixat de obicei pe galenă, în asociație cu care sînt blenda, calcopirita, pirita. Adesea boulangeritul înlocuiește galena sau blenda așa încît el aparține sigur formațiunilor metalifere tinere. Mineralul nu se găsește în concentrații mari încît să poată forma zăcăminte ; acest mineral numai local și în cazuri rare formează minereul de plumb, cum este cazul zăcămintelor Gard, Wolfsberg, Příbram, Sala, Nertschinsk (H i n t z e, 1904).

Paragenza boulangeritului de la Herja este asemănătoare cu cea descrisă de K r a u s e (1964), în zăcămintul de la Sakibala (Iran).

Microscopice boulangeritul se aseamănă mult cu jamesonitul prin proprietățile optice. Se prezintă sub formă aciculară (vezi pl., fig. 1,2), relativ bine dezvoltat. Uneori cristalele sînt așa de fine încît o examinare în secțiuni este destul de greu de făcut mai ales dacă ele sînt izolate și lipsesc mineralele de comparație. Pleocroismul boulangeritului este mai slab ca la stibină, semseyit și plagionit, la fel efectele de anizotropie. În culoare predomină tonuri de cenușiu sau cenușiu-albăstrui. A fost pus în evidență în cursul atacului cu reactivi, deoarece rămîne neatacat atît cu HCl cît și cu KOH. Se observă frecvent înlocuirea mineralelor mai vechi prin boulangerit.

Mineralele cu care se găsește în asociație sînt : galena și blenda, pe care le mulează adesea și calcopirita.

Compoziția chimică. Studiul chimic al boulangeritului a fost făcut încă din 1839 de A b e n d r o t h în lucrarea lui R a m m e l s b e r g



TABELUL 1
Elemente majore

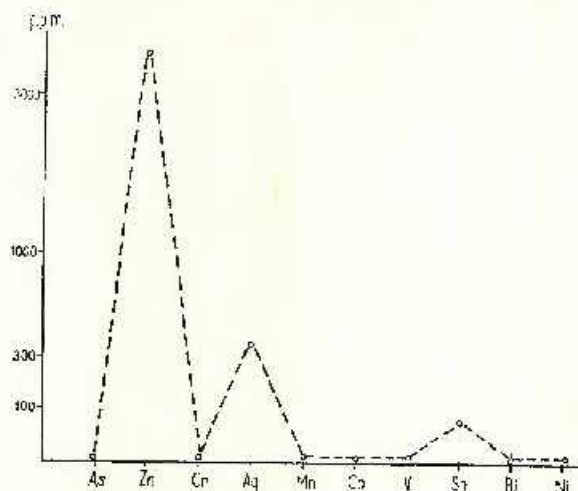
Nr. crt.	Zăcămintul	Ph	Sb	Fe	S	Zn	Cu	Ag
		%						
1	Gard	40,00	23,20	1,1	16,90		0,8	—
2	Nasafjeld	55,57	24,60	—	18,86		—	—
3	Nertschinsk	56,28	25,03	—	18,21		—	—
4	Nertschinsk	53,87	23,66	1,78	19,11		—	0,05
5	Oberlahr	55,60	25,10	—	19,05		—	—
6	Oberlahr	54,71	24,50	0,59	18,88		—	—
7	Wolfsberg	55,15	25,94	—	18,91		—	—
8	Lucca	57,42	23,98	0,73	17,71	1,09	1,31	—
9	Lucca	53,15	26,08	0,35	17,99	1,41	1,24	—
10	Lucca	55,39	26,74	0,23	17,82	0,09	1,25	—
11	Pribram	54,32	24,46	urme	19,77	—	—	—
12	Pribram	54,32	26,81	urme	18,74	—	—	—
13	Pribram	57,69	21,87	0,84	18,89	0,47	—	0,25
14	Pribram	55,06	24,31	1,46	18,64	—	—	—
15	Pribram	55,96	24,17	—	18,47	—	0,22	0,84
16	Pribram	58,13	22,81	0,57	17,60	—	—	—
17	Pribram	57,28	22,91	1,35	17,95	0,34	—	0,06
18	Pribram	57,42	25,11	urme	17,74	—	—	—
19	Pribram	48,38	27,72	3,47	20,49	—	—	—
20	Marronena	54,82	26,85	0,42	17,91	—	—	urme
21	Mayen	55,82	22,93	—	18,62	—	—	—
22	Mayen	56,14	25,65	—	—	—	—	—
23	Altenberg	58,73	20,96	2,13	18,51	—	—	—
24	Nertschinsk	59,30	21,47	—	18,08	—	0,80	—
25	Nertschinsk	59,64	19,49	—	18,04	—	0,88	—
26	Nertschinsk	59,44	21,48	—	18,14	—	—	—
27	Westfalla	58,62	23,31	urme	18,18	—	—	—
28	Suedia	55,22	25,54	—	18,91	0,08	—	—
29	Betzdorf	57,23	23,82	—	18,23	—	—	—
30	Altenberg	63,73	16,26	—	17,53	—	2,42	—
31	Allenberg	66,06	14,63	—	16,83	—	2,34	—
32	Oberlahr	58,58	22,69	—	18,76	—	—	—
33	California	59,01	22,76	—	18,22	—	—	—
34	Oberlahr	54,44	24,55	—	18,98	—	—	—
35	Idaho	53,23	24,67	1,47	18,11	—	—	—
36	Montana	55,05	25,71	urme	18,82	—	—	—
37	Idaho	55,52	23,63	0,43	19,36	—	—	—
38	Idaho	53,79	23,83	0,41	18,11	—	—	—
39	Peru	54,34	25,33	0,47	18,51	—	—	—
40	Pribram	55,08	24,38	urme	18,65	—	—	—
41	Herja	54,00	30,80	—	15,20	—	—	—

1, Boulanger (1835); 2, Thaulow (1837); 3, Bromeis (Hausmann, 1839); 4, Brühl (1839); 5, Abendroth (la C. F. Rammelsberg, 1839); 6, Abendroth (la C. F. Rammelsberg, 1839); 7, C. F. Rammelsberg (1846); 8—10, E. Bechi (1852); 11—12, F. Borický (la V. v. Zepharovich, 1867); 13—18, F. Borický (la V. v. Zepharovich, 1867); 20, F. A. Genth (1868); 21—22, G. v. Rath (1869); 23, M. Welsky (1896); 24—26, A. Frenzel (1870); 27, T. Haegge (1887); 28, R. Nauzelius (la H. Sjögreen, 1897); 29, C. Guillemin (1898); 30—31, C. Guillemin (1898); 32, C. Guillemin (1898); 33, C. Guillemin (1898); 34—40, E. V. Shannon (1921); 41, V. Iosof (la Suzana Antonovici, 1970).



(Pogg. Ann. 1839, 47, 493). În decursul anilor acest studiu a continuat, în momentul de față existînd analize chimice din mai multe zăcăminte (Doelter, 1926). Aceste analize le prezentăm în tabelul 1, pe care îl

Fig. 1. Variația elementelor minore la boulangerit (proba 18.140/1).
Variation des éléments mineurs de la Boulangerite (échantillon 18.140/1).



completăm cu rezultatele obținute asupra boulangeritului de la Herja. Analiza a fost făcută de Iosof². Sînt de altfel primele date chimice ce se cunosc asupra boulangeritului din acest zăcămint.

După cum reiese din tabelul 1, conținutul în plumb al boulangeritului de la Herja este apropiat de al boulangeritului din alte zăcăminte, în schimb conținutul în stibiu depășește cu cîteva procente cel mai mare conținut cunoscut.

Această variație a elementelor majore componente se datorește caracteristicii pe care o au sulfo-sărurile de a hidroliza destul de ușor. În urma acestui fenomen sulfurul precipită și se depune sau este antrenat de apă sub formă de sulf coloidal sau se degajă ca SO₂, ceea ce determină o îmbogățire în plumb și stibiu.

Elemente minore. Pentru cunoașterea elementelor minore ce intră în constituția boulangeritului, s-au făcut analize spectrale³. Determinarea elementelor minore a fost făcută pe cristale pure de boulangerit. S-a stabilit prezența următoarelor elemente minore: As, Zn, Ag, Cr, Mn, Co, Ni, V, Sn, Bi. Rezultatele acestor analize, cît și variația elementelor minore sînt date în tabelul 2 și în figurile 1, 2.

² Institutul Geologic Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ I. Acsintovici, Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.

Se constată că în afara zincului care apare în cantități mari (3000 p.p.m.), elementul ce trebuie luat în considerare este argintul (300 p.p.m.) și într-o măsură mai mică staniul (30-100 p.p.m.).

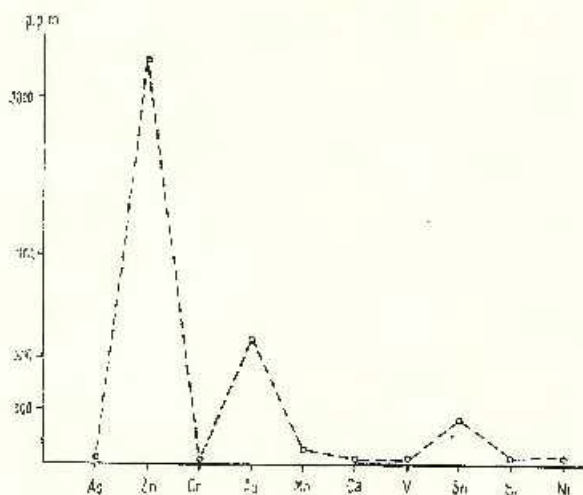


Fig. 2. — Variația elementelor minore la boulangerit (proba 18.140/2).

Variation des éléments mineurs de la boulangérite (échantillon 18.140/2).

Menționăm că rezultatele obținute asupra elementelor minore sînt primele date ce se referă la boulangeritul de la Herja.

TABELUL 2

Elementele minore (p.p.m.) din boulangerit

Nr. probei	As	Zn	Ag	Cr	Mn	Co	Ni	V	Sn	Bi
18140/1	sld	> 3000	> 300	sld	30	sld	sld	sld	30-100	sld
18140/2	sld	> 3000	> 300	sld	30	sld	sld	sld	30-100	sld

Considerații genetice. Boulangeritul este întîlnit în zăcămintele hidrotermale de minereuri de plumb și zinc, asociat cu sulfo-antimoniți de plumb și cupru, galenă, blendă, pirită, mispichel.

În eşantioanele studiate de noi cristalele de boulangerit sînt concrescute pe galenă sau fixate pe zonele externe ale cristalelor. Uneori mulează cristalele de galenă formînd pe ele o crustă. Din această formă de prezentare se vede că boulangeritul s-a format după cristalizarea galenei, deci într-o fază hidrotermală de temperaturi joase cînd plumbul apare de obicei sub formă de sulfo-săruri. De asemenea înaintea galenei și blendei

s-a format calcopirita, pirita, mispichelul, pirotina. În orice caz, cristalizarea sulfo-sărurilor de stibiu și plumb începe după apariția completă a mineralelor principale (blenda, galena etc.).

În ceea ce privește geneza zăcămintului de la Herja se pot distinge deci două perioade de mineralizație (Petruțian, 1934): perioada de mineralizație hipogenă și perioada de mineralizație supergenă.

Boulangeritul s-a format în perioada de mineralizație hipogenă, care este caracterizată prin prezența pirotinei, mineral ce se formează la temperaturi foarte ridicate. Această perioadă începe cu pirita singură, apoi însoțită de blendă, pirotină, galenă; urmează mispichelul și calcopirita. Stibina se știe că se formează la temperaturi mult mai scăzute. Această perioadă de mineralizație se încheie cu sulfo-săruri: tetraedrit, senseyit, jamesonit, boulangerit, freieslebenit.

Sucesiunea vârstei mineralelor în mina Herja este următoarea: pirita-blendă-pirotină-mispichel-calcopirita-galenă-stibină-tetraedrit-boulangerit-jamesonit-senseyit-freieslebenit.

BIBLIOGRAFIE

- Cissarz A., Rakić S. (1957) Die Blei und Zinklagerstätte des Crvent Brog am Avala-berge bei Belgrad. *N. Jb. Min.* 90, 1, Stuttgart.
- Doelter C., Leitmeier H. (1926) Handbuch der Mineralchemie, IV/1, Leipzig.
- Gavellin S. (1936) Auftreten und Paragenese der Antimonminerale in zwei Sulfidvorkommen in Skelleftefjeldet Nordschweden. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C-#04*, Stockholm.
- Hiller J. E. (1955) Über den Falkmanit und seine Unterscheidung von Boulangerit. *N. Jb. Min. Mh.* 1, Stuttgart.
- Hintze C. (1904) Handbuch der Mineralogie. Abt. I/1, Leipzig.
- Jambor L. J. (1967) New lead sulfantimonides from Madoc. Ontario.
- Knauer E., Richter P. (1968) Neue Beobachtungen zur Erzmineralführung der Gold-Quarz-Gänge bei Brandholz im Fichtelgebirge. *N. Jb. Min. Mh.* 12, Stuttgart.
- Krause H. (1964) Zur Kenntnis der Erzvorkommens von Sakibala, Iran. *N. Jb. Min. Mh.* 4, Stuttgart.
- Petruțian N. (1934) Étude chalcographique du gisement de plomb et de zinc de Herja. *An. Com. Géol.* XVI, București.
- Pöschl A. (1968) Die Pb-Ag-Erzlagerstätten des Rio Ribeira de Iguape Bezirkes (Südbrasilien). *N. Jb. Min. Mh.* I/2, Stuttgart.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R. S. România, București.



- Sidney A. W. (1968) Complex silver ores from Morey, Nevada. *The Canadian Mineralogist*, 9/4, Ontario.
- Szöke A., Steclaci Livia (1962) *Regiuma Toroaga-Baia Borşa*. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
- Walentia K. (1957) Die antimonführenden Gänge des Schwarzwaldes. *Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 2, Berlin.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE LA BOULANGÉRITE DE BAIA-MARE

(Résumé)

Dans la collection de minéraux de l'Institut Géologique il y a toute une série d'échantillons qui contiennent à côté d'autres espèces minérales, de la boulangérite aussi. C'est à Baia-Mare dans la mine Herja que ce matériel a été récolté.

Dans cet ouvrage on présente l'étude de ce minéral et de sa paragenèse. La boulangérite a été décrite pour la première fois en 1835 par *Boulangier*, dans le gisement Molières.

Le gisement métallifère de Herja est situé au NW de la Transylvanie; il est exploité pour son minerai de plomb et de zinc. C'est un gisement flonien hydrothermal dont la formation se rapporte aux éruptions d'andésites de la région.

La boulangérite se présente sous forme de colonne ou sous forme aciculaire, fixée d'habitude sur galène; parfois elle forme des masses grenues, fibreuses, aciculaires, quelquefois même à aspect de feutre, en faciès plumositique, gris plombé ou gris-bleuâtre à éclat métallique.

C'est *Abendroth* qui a fait son étude chimique (dans l'ouvrage de *Rammelsberg*, 1939). De diverses études chimiques sur certains gisements à boulangérite ont suivi à celui-là. Une analyse chimique de la boulangérite de Herja indiquerait les teneurs suivantes: Pb = 54%; Sb = 30,80%; S = 15,20%.

Les analyses spectrales indiquent la présence des éléments suivants: Zn > 3000; As = s.l.d.; Ag > 300; Cr = s.l.d.; Mn = 30; Co = s.l.d.; Ni = s.l.d.; V = s.l.d.; Sn = 30-100; Bi = s.l.d.

Au microscope, la boulangérite présente des formes aciculaires, relativement bien développées, à pléochroïsme faible (plus faible que chez la stibine, la semseyite et la plagionite); de même pour les effets d'anisotropie. Pour ce qui est du coloris, se sont le gris et le gris-bleuâtre qui prédominent. Elle n'est attaquée ni par le HCl, ni par le KOH. On observe fréquemment le remplacement des minéraux anciens par la boulangérite.

En ce qui concerne sa période de minéralisation, on peut affirmer que la boulangérite s'est constituée, ainsi que les autres sulfosels, dans une phase plus tardive à température basse, qui a succédé à la phase des sulfures. On a réussi à établir le suivant ordre de sédimentation des minéraux: pyrite-blende-pyrrothine, mispikel-chalcopirite galène-stibine-tétrédrite-boulangérite-jamesonite-semseyite-freieslebenite.



EXPLICAȚIA PLANȘEI



EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1. — Boulangerit (a) asociat cu blendă (b). Se distinge bine limita dintre cele două minerale.

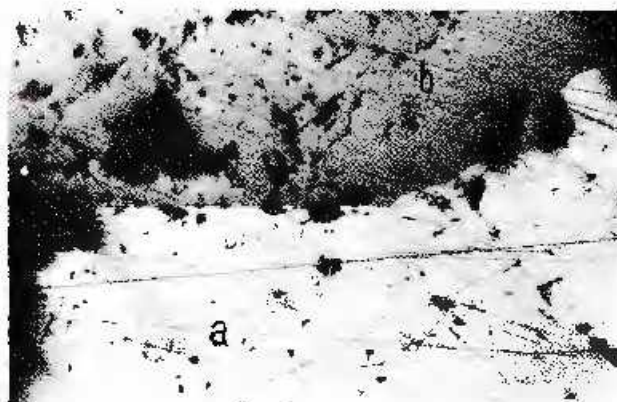
Boulangerite (a) associée de blende (b). La limite entre les deux minéraux est bien distincte.

Fig. 2. — Blendă (a) și boulangerit (b), în care este inclus un cristal de pirrolină.

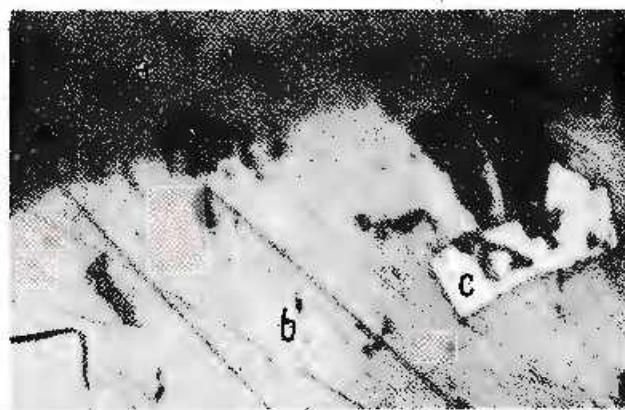
Blende (a) et boulangerite (b), où se trouve inclus un cristal de pyrroline.



S. ANTONOVICI. Contribuții la studiul boulangerițului -- Baia-Mare.



1



2

Institutul Geologic. Dăți de seamă ale ședințelor, vol. LXII/1.



Institutul Geologic al României

MINERALOGIE

**CITEVA DATE MINERALOGICE ȘI SPECTROGRAFICE
ASUPRA BOURNONITULUI DIN ROMÂNIA¹**

DE

SUZANA ANTONOVICI², ION ACSINTOVICI³

Abstract

Some Mineralogical and Spectrographical Data on the Bournonite of Romania. This paper presents a mineralogical and spectrographical study of the bournonite in Romania. The mineral described proceeds from the following deposits: Dealul Craiilor, Baia Sprie, Rodna Veche, Săcărmb, Capnic. This study provides data resulted from the macroscopical and microscopical researches related both to the bournonite and its paragenesis. Data so far known as to this mineral are supplemented by its spectral study carried out on the basis of numerous tests from the deposits mentioned above, and also the variation diagrams of minor elements.

Istoric. Bournonitul, descris pentru prima dată de Bournon (Phil. Trans. 1804) ca o sulfură triplă de Sb, Pb și Cu, a fost denumit de Jameson (Syst. Min. 1805) după numele autorului care l-a descoperit. Mineralul a fost colectat din zăcămintul Huel Boys la Endellion în Cornwall.

Sinonimii: endellionit (după localitate), Antimonbleikupferblende, spießglanzbleierz, schwarzspießglanzerz (spießglaserz), rädelerz (denumire locală în Cornwall).

De-a lungul anilor bournonitul a fost amintit în diverse parageneze cu alte minerale sau în diferite studii asupra unor zăcăminte de sulfuri, unde este dată și o descriere a mineralului, uneori numai macroscopică, alteori și microscopică. Astfel este amintit în zăcămintele de la Oberharz, Rammelsberg, Bliesenbach și Oberlahr, Emis și Holzappel în Rheinland, Bayerland în Waldsassen, Pockau-Lengefeld, Saxonia, Sulitelma, Gilpin, Colorado, Colquechaca, Huanchaca, Bolivia, Coreea (Hintze, 1904).

¹ Comunicare în ședința din 8 mai 1970.

² Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Cal. Griviței nr. 64, București.



De asemenea este întâlnit la noi în țară în diverse asociații în mai multe zăcăminte (Hawley, 1952; Helke, 1938; Lațiu, 1930).

Descrieri mai recente asupra bournonitului din România sînt date de următorii cercetători:

Socolescu (1952) în mineralizația filoniană de sulfuri complexe din masivul Toroiaga (Baia Borșa) descrie în filonul Emeric următoarea parageneză: pirită, mispichel, uneori pirotină masivă, mai rar calcopirită, benzi de blendă și tetraedrit, ochiuri de galenă, cristale de bournonit, fire de plumozit și cristale de stefanit.

În studiul zăcămintului de sulfuri polimetalice de la Gemenea, Ianovici et al. (1957) amintesc alături de pirită, mispichel, blendă, calcopirită, tetraedrit și galenă și bournonit, care străbate tetraedritul ca o rețea.

În zona minieră Baia-Mare, bournonitul este amintit de Cotta, Fallenberg (1862). De asemenea a fost studiat de Zirkel (1862), Tokody (1941). În studiul făcut de Manilici et al. (1965) asupra zăcămintului de la Baia Sprie, bournonitul este descris ca un mineral ce se întâlnește sporadic în geode, fixat pe cristale de pirită, blendă sau galenă și numai la orizonturile XI și XII.

După afirmațiile lui Cotta, Fallenberg (1862) și Tokody (1941), rezultă că bournonitul a fost întâlnit și deasupra acestor orizonturi. C. Stoenescu l-a întâlnit la orizontul XIV și intermediar, tapisînd împreună cu pirită pereții geodelor filonului principal.

Rădulescu, Dimitrescu (1966) în „Mineralogia topografică a României”, pe baza unui material bogat, consemnează date privind caracteristicile fizice și chimice ale bournonitului și indică localitățile din România unde apare acest mineral.

Studiul mineralului. În lucrarea de față ne propunem ca după prezentarea proprietăților fizico-chimice și optice ale mineralului, să redăm pe baza analizelor spectrale conținutul și variația elementelor minore și să facem o comparație între variația conținuturilor pe elemente la câteva zăcămintele din țară.

Proprietăți fizice. Bournonitul se prezintă în cristale cu habitus tetragonal, cu formă columnară scurtă pînă la tabulară. Cristalele se găsesc mai rar izolate, de obicei sînt maclate sub diverse forme (dispuse în grupuri unele lângă altele, maclate ciclice — Rädelerz — și formînd agregate în roți dințate, formă de cruce, forme polisintetice și ciclice repetate, care sînt



caracteristico prin forma rindurilor paralele legate intim). Suprafețele prismelor sînt adesea striate vertical și mai bine striate orizontal. Bournonitul se prezintă uneori și în agregate grăunțoase pînă la agregate compacte.

Mineralul are culoare cenușiu-negricioasă cu luciu metalic viu și urma cenușie de oțel spre cenușiu-neagră sau neagră cu striatii puternice dispuse longitudinal. Olivajul imperfect după $b(010)$ mai puțin clar după $a(100)$ și $c(001)$. Are săpături neregulate și este destul de casant. Duritate 2 pînă la 3, iar greutatea specifică 5,7—5,9.

Materialul pe care l-am avut la dispoziție pentru studiu provine din mai multe zăcăminte: Dealul Crucii, Capnic, Baia Sprie, Săcărimb, Rodna și este înregistrat în colecția Institutului Geologic cu nr. L—19728, L—19729, I.—20001—20436. Vom da descrierea mineralului cît și parageneza pe fiecare zăcămint în parte (fig. 1).

Dealul Crucii (16 piese). Bournonitul se prezintă în cristale mici de 2—8 mm lungime, izolate sau grupate sub diverse forme și fixat de obicei pe blendă. Mai rar se găsește fixat și pe pirită sau chiar pe cuarț în mici druze. Este asociat cu plumozit, pirită, calcopirită, calcit, destul de rar calcozină și covelină. Nu am observat în asociație cristale de galenă.

Capnic (3 piese). Cristalele de bournonit, de dimensiuni foarte mici (2 mm) se prezintă de obicei grupate sub diverse forme și fixate pe cuarț care are o peliculă fină de calcit. În asociație se găsesc blendă și destul de rar cristale de calcopirită și ace de plumozit.

Baia Sprie (84 piese). Cristalele de bournonit se prezintă cu habitus columnar scurt pînă la prismatic, cu dimensiuni de 7—12 mm lungime. De obicei cristalele sînt dispuse în grupuri, fiind crescute unele lîngă altele, tăindu-se sub diverse unghiuri, uneori grupuri dispuse perpendicular, cristale maclate ciclice sau dispuse sub formă de cruce. Forma columnară se distinge întotdeauna foarte bine și o parte din fețe. Cînd cristalele sînt fixate vertical se distinge bine fața „ c ”. De obicei cristalele de bournonit sînt fixate pe blendă, care este asociată cu pirită, calcopirită, plumozit, cuarț. Uneori cristalele sînt fixate pe pirită, care este asociată cu cuarț, blendă, galenă, calcopirită, alteori bournonitul este fixat pe cuarț în mici druze, asociat cu pirită, calcopirită, blendă, covelină, calcozină, destul de rar și galenă. Cristalele de bournonit mai pot fi fixate pe plumozit sau pe calcit care îmbracă cristalele de cuarț. Rar cristalele de bournonit sînt acoperite cu o pulbere roșiatică de limonit.



Săcărlimb (2 piese). Bournonitul se prezintă sub formă de cristale mici (1,5–5 mm), fixate pe cuarț și de obicei grupate. În asociație se găsește blendă.

Rodna (276 piese). Cristalele de bournonit de dimensiuni cuprinse între 2–12 mm lungime sînt fixate de obicei pe blendă și mai rar pe pirită.

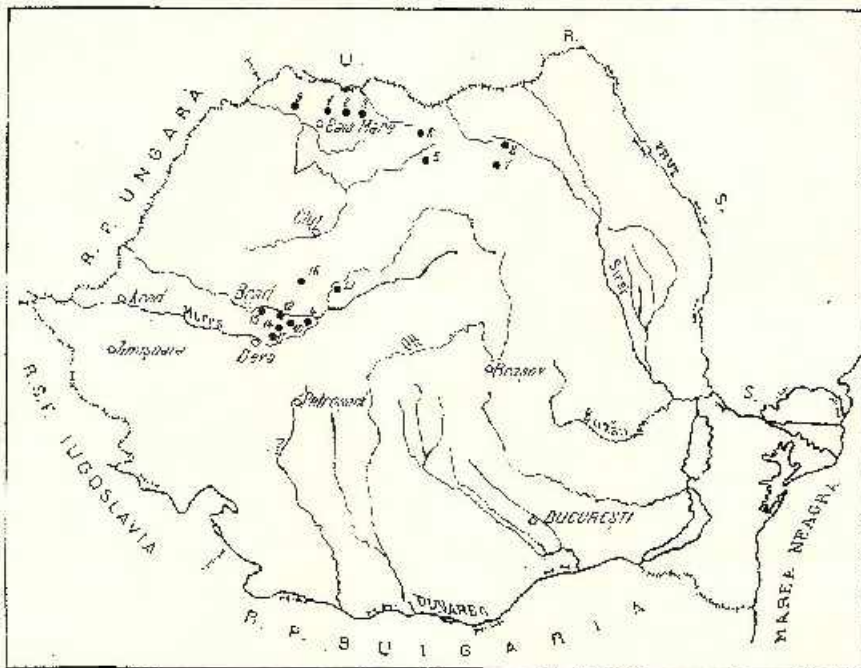


Fig. 1. — Harta R.S. România, cu ocurența bournonitului.

1. Dealul Crucii; 2. Capnic; 3. Baia Sprie; 4. Săcărlimb; 5. Rodna Veche; 6. Baia Borgia; 7. Crucea; 8. Gemenea; 9. Iba; 10. Hondol; 11. Fizeș; 12. Hârjăranț; 13. Baia de Arceș; 14. Treștia; 15. Ruda-Barza; 16. Stănița.

Carte de la R.S. de Roumanie indiquant les affleurements avec bournonite.

1. Dealul Crucii; 2. Capnic; 3. Baia Sprie; 4. Săcărlimb; 5. Rodna Veche; 6. Baia Borgia; 7. Crucea; 8. Gemenea; 9. Iba; 10. Hondol; 11. Fizeș; 12. Hârjăranț; 13. Baia de Arceș; 14. Treștia; 15. Ruda-Barza; 16. Stănița.

În majoritatea cazurilor se observă cristale sub formă de grupări neregulate. Fețele cristalelor se disting destul de greu, în afară de fața „c”. Bournonitul este asociat cu plmozit, blendă, calcopirită, mai rar tetraedrit. Când cristalele de bournonit sînt fixate pe pirită, aceasta este în asociație cu calcopirită și cuarț. Uneori bournonitul este asociat cu plmozit și fixate împreună pe pirită, care este asociată cu calcopirită și blendă și mai rar galenă și cuarț. Într-un număr destul de mic de eșantioane am întîlnit bournonitul asociat cu tetraedrit și fixat pe pirită.



Alteori cristalele de bournonit sînt asociate cu plumozit și dispuse în mici druze, unde se mai găsesc calcopirită și blendă. Tot asociat cu plumozit, bournonitul mai este fixat pe o crustă formată din asociația blendă, calcopirită și rare cristale de tatraedrit sau din asociația calcopirită, covelină, blendă. În cazuri destul de rare am găsit bournonitul fixat pe calcit, care este asociat cu pirită, calcopirită și blendă. Bournonitul mai poate fi fixat pe cuarț în mici druze și asociat cu blendă și pirită. Într-un singur eșantion am întâlnit în asociația bournonit, plumozit, calcopirită, calcozină, blendă și gips, acesta din urmă prezentîndu-se sub formă de rozetă și fixat pe plumozit.

Bournonitul din România apare în : 1, filoane hidrotermale neogene ; 2, filoane hidrotermale legate de magmatismul mezozoic ; 3, zăcăminte metamorfozate din șisturi cristaline.

În prima categorie intră zăcămintele de la Dealul Crucii, Capnic, Baia Sprie, Rodna Veche, Săcărîmb, în parageneza dată mai sus. De asemenea în această categorie mai pot fi considerate zăcămintele Ilba (bournonit cu calcopirită, pirită, blendă, galenă) ; Hondol (bournonit cu baritină pe cuarț) ; Fizeș (bournonit cu blendă pe cuarț) ; Hărțăgani (bournonit cu pirită, blendă, galenă) ; Baia de Arieș (bournonit cu stibină, calcit, pirită, blendă) ; Trestia, Ruda-Barza și Stănița.

În categoria a 2-a, este considerat zăcămintul Gemenea, unde bournonitul apare împreună cu sulfuri polimetalice.

Categoria a 3-a cuprinde zăcămintele Baia Borșa-Burloaia (bournonit cu pirită și calcopirită) și Crucea (bournonit cu pirită, calcopirită, blendă și galenă).

Forma cristalină. Bournonitul cristalizează în sistemul rombic, clasa rombobipiramidală. Cristalele au habitus pseudotetragonal sau tabular. Formele cristalografice la bournonitul studiat de noi sînt lung-prismatice sau scurt-prismatice. Am căutat forme cît mai apropiate de cele perfecte, care au fost desenate la camera clară și care sînt prezentate în figurile 2 și 3. După cum se observă, la toate cristalele fața cea mai bine dezvoltată este fața „c”. De asemenea, la majoritatea cristalelor se disting fețele m, f și b, mai rar am putut deosebi fețele a și o (la Dealul Crucii și Baia Sprie) iar fața „n” am observat-o numai la două din cristalele studiate, acestea fiind din eșantioanele de minereu de la Baia Sprie.

Aspecte microscopice. Microscopic, bournonitul se prezintă în agregate cu forma granulelor mai mult poligonală. Se disting prin culoare alb-slab verzuic, foarte apropiată de a galenei, prin pleocroism slab, anizotropie moderată, dezvăluind macles polisintetice după două direcții.



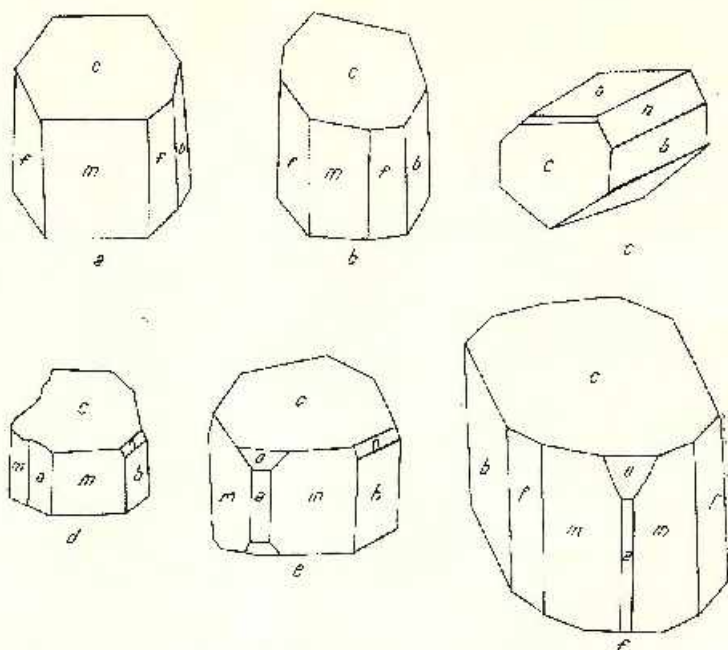


Fig. 2. (a, b, c, d, e, f). — Forma cristalelor de bournonit la Baia Sprie: c (001); f (120); m (110); b (010); a (100); n (011); o (101).

Forme des cristaux de bournonite de Baia Sprie: c (001); f (120); m (110); b (010); a (100); n (011); o (101).

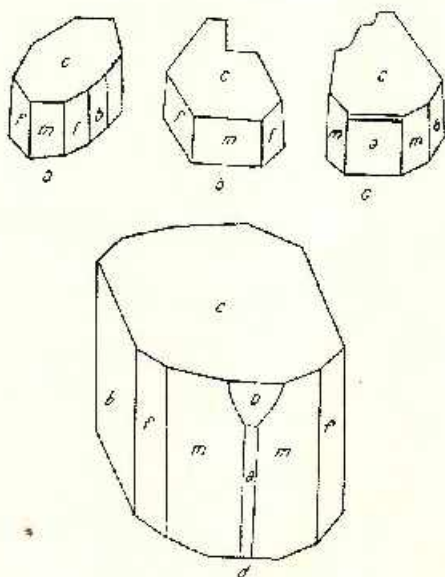


Fig. 3 (a, b, c, d). — Forma cristalelor de bournonit la Dealul Crucii: c (001); f (120); m (110); b (010); a (100); o (101).

Forme des cristaux de bournonite de Dealul Crucii: c (001); f (120); m (110); b (010); a (100); o (101).

Proprietățile optice ale bournonitului sînt puțin remarcabile, încît este nevoie de determinări precise. Efectele de anizotropie cu Nicolii în cruce sînt slabe în aer și numai la limita dintre granule fenomenul este clar. Față de boulangerit cu care se aseamănă foarte mult se poate recunoaște prin maclare și prin lipsa atacului cu NO_2H , ca și printr-o oarecare izometrie iar cristalele nu sînt aciculare. În secțiuni (Rodna Veche), (pl. I, fig. 1, 2), bournonitul apare asociat cu blendă, pirită, calcopirită, cuarț, plumozit, destul de rar tetraedrit. Blenda corodează calcopirita, fiind la rîndul ei corodată de bournonit.

La Baia Sprie bournonitul apare asociat cu blendă și galenă ce se înșirnează pe fisuri. În cele mai multe cazuri blenda și galena conțin incluziuni de bournonit, care sînt sub formă de granule alotriomorfe. Bournonitul mai este asociat cu pirită, calcopirită, plumozit, cuarț, mai rar covelină și calcozină. Uneori bournonitul străbate galena sub formă de filonașe depunînd-se și pe contactul dintre galenă și pirită, ori galenă și calcopirită.

La Dealul Crucii, bournonitul apare asociat cu blendă, pirită, calcopirită, plumozit, cuarț, uneori calcit, destul de rar covelină și calcozină, care sînt formate ca produse intermediare.

Date chimice. Asupra compoziției chimice a bournonitului posedăm cîteva date ale analizelor efectuate, ale căror rezultate le dăm mai jos într-un tabel comparativ (H i n t z e, 1904).

TABELUL 1
Compoziția chimică a bournonitului

Nr. crt.	Zăcămintul	Pb	Cu	Sb	Fe	S	As	Mn	Zn
		%							
1	Baia Sprie	42,07	12,82	23,80	0,20	19,78			
2	Capnic	40,98	14,75	22,42	0,81	18,37	0,41		
3	Săcărimb	43,85	12,87	18,43	0,51	20,22	3,18	0,26	0,20
4	Ilerz	35,52	9,06	24,28		19,87	3,22		
5	Westfalia	32,75	7,68	21,88		20,39	6,58		
6	Ilorhansen	27,55	7,46			20,94			
7	Nassau	5,13	1,33	19,53		16,56	28,00		
8	Bayern	17,83	4,40	13,75		18,43	20,51		
9	Bräunsdorf	26,13	4,55			16,45			

1, L. Sipőcz (1886); 2, K. Hidegh (1881); 3, L. Sipőcz (1886); 4, Zirkel (1862); 5, Haeger (1887); 6, Groth (1878); 7, Groth (1878); 8, Gumbel (1879); 9, Frenzel (1874).



Elemente minore. Pentru determinarea elementelor minore ce intră în constituția bournonitului au fost făcute analize spectrale. Este primul studiu spectral ce se face asupra bournonitului din România.

Materialul ales pentru analize a constat din cristale pure de bournonit. În eşantioanele pe care le-am avut la dispoziție cristalele de bournonit nu sînt totdeauna curate, de aceea porțiunile cele mai pure au fost detașate din eşantioane și separate de alte minerale cu care se găsesc asociate sau de mineralele de gangă. Cantitatea de material folosit pentru o analiză a fost de 30-60 mg și provine din zăcămintele Dealul Crucii, Baia Sprie, Capnic, Rodna Veche, Săcărimb. Numărul probelor a variat între 1 și 26, în funcție de materialul pe care l-am avut la dispoziție.

Rezultatele analizelor (în p.p.m.) sînt date în tabelele 2, 3, 4, 5, 6. Ele arată prezența următoarelor elemente: Zn, Ni, Cr, Ag, Co, Mn, V, As, Sn, Bi, dintre care multe pot avea legătură cel puțin în parte cu incluziunile foarte fine.

TABELUL 2

Dealul Crucii — Elemente minore (p.p.m.)

Nr. probei	Zn	Ag	Cr	Mn	Co	As	V	Sn	Bi	Ni
19728										
A	> 3000	> 300	sld	300	sld	2000	sld	10	10	sld
B	> 3000	> 300	sld	1000	sld	2000	sld	3	sld	sld
C	3000	> 300	sld	> 3000	sld	2000	sld	20	20	sld
D	3000	> 300	sld	> 3000	sld	3000	sld	3	30	sld
E	> 3000	> 300	sld	2000	sld	1000	sld	3	30-100	sld
F	> 3000	> 300	sld	3000	sld	1000	sld	0	30	sld
G	3000	> 300	sld	300-1000	sld	1000	sld	3	30	sld
H	3000	> 300	sld	1000	sld	1000	sld	30	30	sld
I	3000	> 300	sld	300	sld	1000	sld	2	30	sld
J	> 3000	> 300	sld	30	sld	3000	sld	3	sld	sld
K	> 3000	> 300	sld	> 3000	sld	3000	sld	2	30	sld
L	> 3000	> 300	sld	> 3000	sld	3000	sld	2	30	sld
M	> 3000	> 300	sld	> 3000	sld	2000	sld	3	sld	sld
N	> 3000	> 300	sld	3000	sld	2000	sld	2	sld	sld

Cu datele pe care le-am obținut la analize am încercat să redăm variația (sau media variației) elementelor minore la fiecare zăcămint în parte (pl. II, fig. 1, 2, 3, 4, 5) și variația anumitor elemente (Mn, As, Sn, Bi) la diversele zăcăminte (pl. II, fig. 6, 7).

Din cercetarea figurilor enumerate mai sus se vede că elementul cu conținutul cel mai ridicat este zincul (3000 p.p.m.). Urmează arsenul,



conținutul lui fiind 1000–3000 p.p.m., la majoritatea probelor, mai rar 3000 p.p.m. și numai la câteva între 300 și 1000 p.p.m., iar la două din probe el este sub limita detectabilă (1–3 p.p.m.). Conținutul în argint este constant la toate probele și în toate zăcămintele, el depășind 300 p.p.m. Conținutul în mangan este destul de variabil, oscilând între 30 și 2000

TABELUL 3

Baia Sprie — Elemente minore (p.p.m.)

Nr. probei	Zn	Ag	Cr	Mn	Co	As	V	Sn	Bi	Ni
19729										
1	> 3000	> 300	sld	30	sld	> 3000	sld	3	sld	sld
2	3000	> 300	sld	> 1000	sld	1000	sld	6	10	sld
3	3000	> 300	sld	30	sld	> 3000	sld	sld	sld	sld
4	3000	> 300	sld	10	sld	3000	sld	sld	10	sld
5	> 3000	> 300	sld	300	sld	> 3000	sld	sld	sld	sld
6	> 3000	> 300	sld	30	sld	> 3000	sld	3	sld	sld
7	> 3000	> 300	sld	400	sld	> 3000	sld	sld	sld	sld
8	> 3000	> 300	sld	> 3000	sld	1000	sld	2	10-30	sld
9	2000	> 300	sld	30	sld	> 3000	sld	700	sld	sld
10	3000	> 300	sld	10	sld	> 3000	sld	2	10	sld
11	> 3000	> 300	sld	> 3000	sld	3000	sld	3	60	sld
12	> 3000	> 300	sld	200	sld	> 3000	sld	2	60	sld
13	2000	> 300	sld	20	sld	> 3000	sld	sld	3000	sld
14	> 3000	> 300	sld	> 3000	sld	> 3000	sld	2	10	sld
15	> 3000	> 300	sld	30	sld	> 3000	sld	sld	30	sld
16	> 3000	> 300	sld	30	sld	1000	sld	3	30	sld
17	> 3000	> 300	sld	30	sld	> 3000	sld	2	sld	sld
18	3000	> 300	sld	10	sld	> 3000	sld	sld	sld	sld
19	3000	> 300	sld	10	sld	300-1000	sld	6	3	sld
20	3000	> 300	sld	100	sld	3000	sld	sld	sld	sld
21	3000	> 300	sld	200	sld	1000	sld	sld	30	sld
25001										
1	> 3000	> 300	sld	30-100	sld	> 3000	sld	2	200	sld
10	> 3000	> 300	sld	30-100	sld	1000	sld	300	3000	sld
30	> 3000	> 300	sld	30-100	sld	> 3000	sld	3	1000	sld
33	> 3000	> 300	sld	200	sld	> 3000	sld	sld	sld	10
46	> 3000	> 300	sld	300	sld	2000	sld	20	3000	sld

p.p.m., ajungând uneori la 3000 p.p.m., alteori fiind 10 p.p.m. Alt element care merită a fi luat în considerare este staniul, al cărui conținut variază între 1 și 6 p.p.m., la majoritatea probelor. O singură probă are conținutul 10 p.p.m., câteva 30 p.p.m. și numai una 700 p.p.m. (Baia Sprie). De asemenea bismutul este un element cu oscilații mari, conținutul lui fiind în unele probe de 1–3 p.p.m., în altele 30–100 p.p.m., precum și între 1000 și 3000 p.p.m. Într-o singură probă el apare mai mare de 3000 p.p.m.



TABELUL 4

Rodna Veche – Elemente minore (p.p.m.)

Nr. probei	Zn	Ag	Cr	Mn	Co	As	V	Sn	Bi	Ni
20486										
17	> 3000	> 300	sld	30	sld	3000	sld	20	1000	sld
19	> 3000	> 300	sld	1000	sld	1000	sld	20	3000	sld
30	> 3000	> 300	sld	2000	sld	2000	sld	30	1000	sld
31	> 3000	> 300	sld	200	sld	2000	sld	20	1000	sld
49	3000	> 300	sld	300	sld	1000	sld	20	60	sld
50	> 3000	> 300	sld	2000	sld	3000	sld	60	2000	sld
58	> 3000	> 300	sld	30	sld	> 3000	sld	30	2000	sld
61	> 3000	> 300	sld	20	sld	sld	sld	30	3000	sld
71	> 3000	> 300	sld	20	sld	1000	sld	30	2000	sld
79	> 3000	> 300	sld	3000	sld	sld	sld	20	1000	sld
85	> 3000	> 300	sld	30	sld	3000	sld	50	30	sld
89	> 3000	> 300	sld	60	sld	> 3000	sld	2	100	sld
91	> 3000	> 300	sld	20	sld	3000	sld	30	300	sld
109	> 3000	> 300	sld	60	sld	1000	sld	30	2000	sld
139	> 3000	> 300	sld	60	sld	2000	sld	50	2000	sld
151	> 3000	> 300	sld	30	sld	2000	sld	60	3000	sld
169	> 3000	> 300	sld	60	sld	1000	sld	60	3000	sld
211	> 3000	> 300	sld	300-1000	sld	3000	sld	50	3000	sld

TABELUL 5

Capnic – Elemente minore (p.p.m.)

Nr. probei	Zn	Ag	Cr	Mn	Co	As	V	Sn	Bi	Ni
20003										
3	3000	300	sld	30-100	sld	3000	sld	2	300	sld

TABELUL 6

Săcărâmb – Elemente minore (p.p.m.)

Nr. probei	Zn	Ag	Cr	Mn	Co	As	V	Sn	Bi	Ni
20005										
2	3000	300	sld	100	sld	3000	sld	2	300	sld



Restul elementelor detectate : Ni, Cr, V, Co, apar în toate probele cu conținut sub limita detectabilă (1-3 p.p.m.).

Ar fi fost interesant de urmărit variația elementelor minore atât pe lungime cât și în adâncime la fiecare zăcămint dar din lipsa datelor suficiente (pe etichetele eșantioanelor n-a fost indicat decât zăcămintul fără a se preciza exact locul de colectare), nu putem trage concluzii în acest sens.

BIBLIOGRAFIE

- Cotta B.v., Fallenberg E.v. (1862) Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens Freiberg.
- Hawley I. E. (1952) Spectrographic studies of pyrite in gold mines. *Econ. Geol.* 47, Lancaster.
- Heike A. (1938) Die jungvulkanischen Gold-und-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens. *Archiv. Lagerstättenforsch.* 66, Berlin.
- Hintze C. (1904) Handbuch der Mineralogie. Leipzig.
- Ianevici V., Giușcă D., Stîncopol Victoria, Minzăraru Lidia (1957) Studiul fiziografic al zăcămintului de sulfuri polimetalice de la Gemenea. *Anal. Univ. C. I. Parhon*, 18, București.
- Lațiu V. (1930) Contribuțiuni la studiul calcografic al minereurilor din filoanele metalifere ale Transilvaniei. Asociațiile paragenetice de la Rodna Veche. *Rev. Muz.*, 3, 2, Cluj.
- Manilici V., Giușcă D., Stîncopol Victoria (1965) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie. *Mem. Com. Geol.*, VII, București.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S. România, București.
- Socolescu M. (1952) Asupra geologiei regiunii Băile Borșa. *D. S. Com. Geol.*, XXXVI, București.
- Tokody L. (1941) Über den Kupferkies, Bournonit und Fahlerz von Felsőbánya. *Centralblatt f. Min. Geol. Pal. Abt. A.*, Stuttgart.
- Zirkel J. (1862) Versuch einer Monographie des Bournonit. *Sitzungsber. Akad.*, 45, Wien.

QUELQUES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET SPECTROGRAPHIQUES SUR LA BOURNONITE DE ROUMANIE

(Résumé)

Dans la collection de minéraux de l'Institut Géologique, il y a toute une série d'échantillons qui comprend parmi d'autres espèces des minéraux de bournonite aussi.

On y présente une étude minéralogique et spectrale de ce minéral. Le matériel étudié provient des gisements : Dealul Crucii, Capnic, Baia Sprie, Săcărlimb, Rodna Veche.



La bournonite se présente en cristaux à habitus tétragonal, ayant une forme prismée courte jusqu'à tabulaire. Parfois les cristaux sont isolés. Mais le plus souvent ils sont maclés sous formes diverses : en groupes joints, maclés cycliquement — Rädelerz — et formant des agrégats en roues dentées, en croix, en formes polysynthétiques et cycliques répétées qui se caractérisent par la forme des stries parallèles intimement liés. Les faces des prismes sont souvent striés verticalement et horizontalement (stries plus prononcées). Parfois la bournonite se présente aussi sous forme d'agrégats grenus jusqu'à compactes.

Le minéral est gris-noirâtre à éclat métallique vif et la trace grise d'acier est gris-noirâtre ou noire à stries profondes longitudinales. Le clivage est imparfait après b (010), moins distinct après a (100) et c (001). La bournonite présente des cassures irrégulières et elle est assez cassante.

Les minéraux de sa paragenèse sont les suivants : la pyrite, la plumosite, la chalcopyrite, la calcite, parfois la coveline et la calcosine (Dealul Crucii); la blende, la chalcopyrite, la plumosite (Capnic); la blende, la chalcopyrite, la pyrite, la galène, la plumosite, le quartz (Baia Sprie); la blende, la plumosite, la chalcopyrite, la pyrite, parfois le tetracrite (Rodna Veche). Hormis ces gisements la bournonite apparaît aussi en Roumanie à : Ilba, Hondol, Fizeș, Hârțâgani, Baia de Arieș, Trestia, Ruda-Barza et Stănița. De même dans les gisements de Gemenea, Baia Borșa-Burloaia et Crucea à côté d'autres sulfures et sulfosels.

Au microscope la bournonite se présente en agrégats à granules plutôt polygonaux. Elle se caractérise par son coloris blanc faiblement verdâtre ressemblant à celui de la galène, par son pléochroïsme faible, par une anisotropie modérée qui présente des macles polysynthétiques selon deux directions.

L'étude spectrale de la bournonite a indiqué la présence des éléments suivants : Zn, Ni, Cr, Ag, Co, Mn, V, As, Sn, Bi. À partir des données des analyses, on a essayé d'établir la variation (ou la moyenne de la variation) des éléments pour chaque gisement et la variation de certains éléments (Mn, As, Sn, Bi) pour de divers gisements.

L'élément avec la plus haute teneur c'est le zinc (> 3000), suivi par l'arsène. La teneur de celui-ci pour la grande majorité des échantillons est de 1000 jusqu'à 3000, plus rarement 3000, pour quelques-uns de 300 à 1000 et pour deux échantillons seulement au-dessous de la limite détectable (1 à 3). La teneur en argent est constante pour tous les échantillons et pour tous les gisements (> 300). La teneur en manganèse est assez variable (de 30 à 2000) pouvant être parfois 3000, mais aussi bien 10.

Un autre élément c'est l'étain, dont la teneur varie de 1 à 6 pour la plupart des échantillons, un seul échantillon ayant la teneur 10, quelques autres 30 et un dernier 700 (Baia Sprie). Le bismuth présente de grandes oscillations, les valeurs de sa teneur étant de 1 jusqu'à 3, de 30 jusqu'à 100, ainsi que de 1000 jusqu'à 3000. Dans un seul échantillon elle dépasse 3000. Les autres éléments mis en évidence (Ni, Cr, V, Co) présentent dans tous les échantillons des teneurs non-détectables (de 1 à 3). Il faut mentionner que toutes les teneurs sont données en p.p.m.

Il serait intéressant d'étudier la variation des éléments mineurs tant en largeur qu'en profondeur pour chaque gisement mais faute de données suffisantes (on n'a indiqué sur les échantillons que le gisement sans y préciser le lieu d'où l'on les avait récolté) on ne peut pas conclure dans ce sens.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche II

Moyenne de la variation des éléments mineurs du bournonite de Roumanie.

1, moyenne de la variation des éléments mineurs à Dealul Crucii; 2, moyenne de la variation des éléments mineurs à Baia Sprie; 3, moyenne de la variation des éléments mineurs à Rodna Veche; 4, variation des éléments mineurs à Capnic; 5, variation des éléments mineurs à Săcărâmb; 6, courbes de la variation du manganèse et de l'arsenic du bournonite dans certains gisements de Roumanie: 1, Mn; 2, As; 7, courbes de la variation de l'étain et du bismuth du bournonite dans certains gisements de Roumanie: 1, Sn; 2, Bi.



PLAȘA I

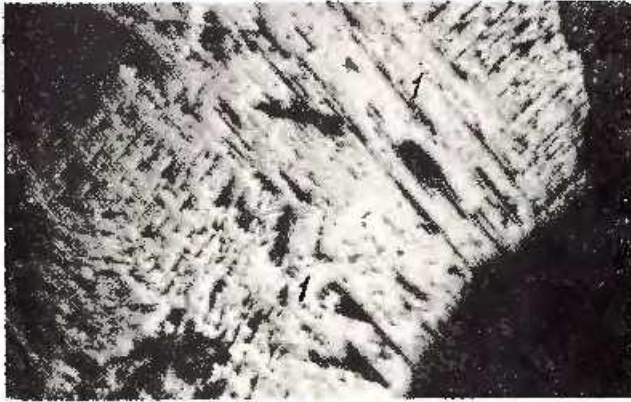


PLANȘA I

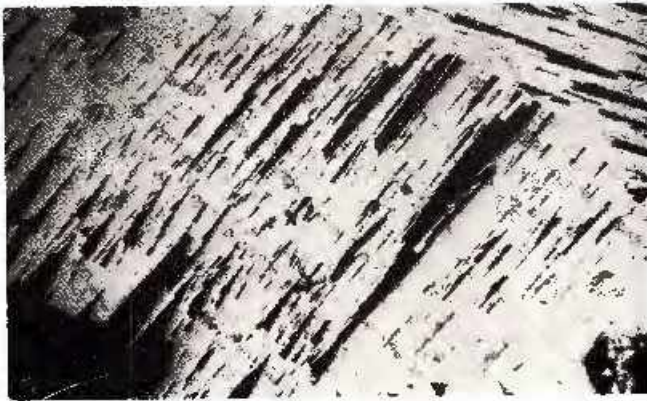
- Fig. 1. — a, Bournonit (măci polisintetic); b, blendă.
a, Bournonite (măci polysynthétiques); b, blende.
- Fig. 2. · Cristale de bournonit.
Cristaux de bournonite.



S. ANTONOVICI, I. ACSINTOVICI. Date mineralogice și spectrografice
asupra bournonitului. Pl. I.



1



2

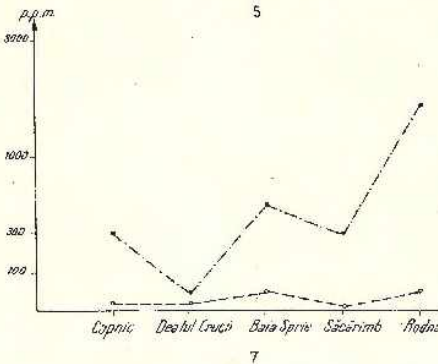
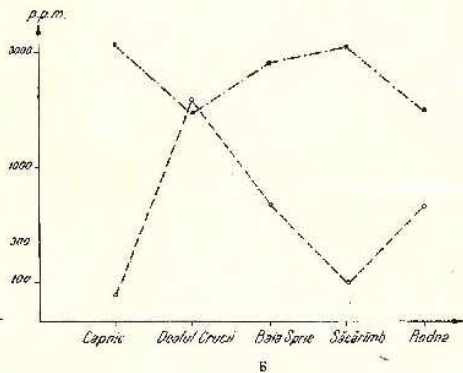
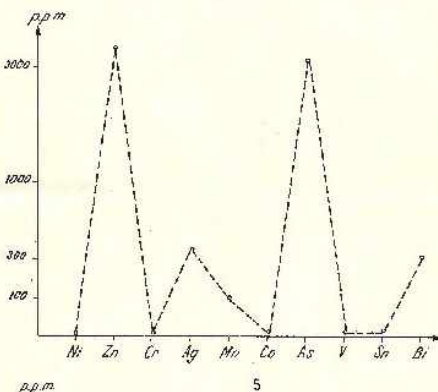
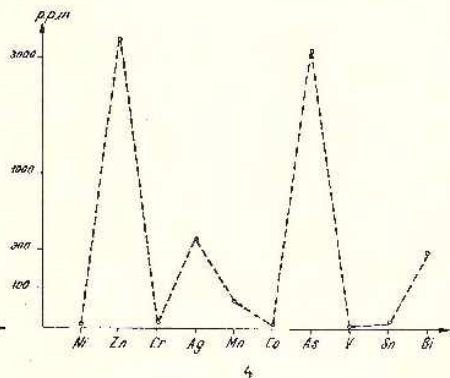
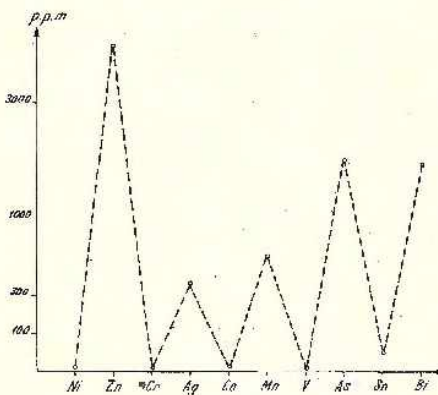
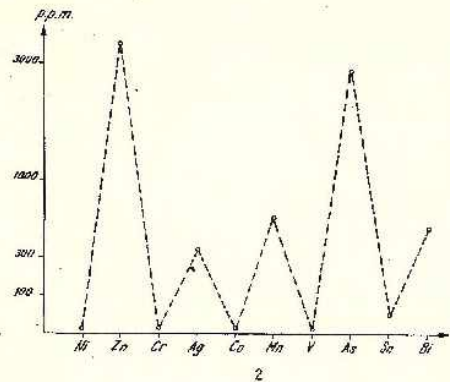
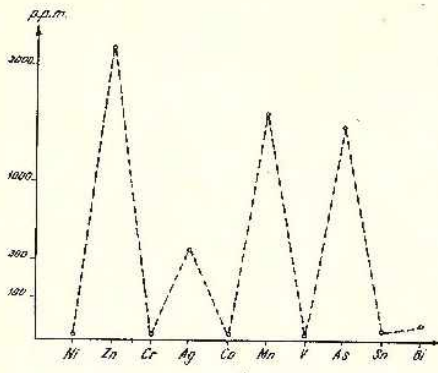
Institutul Geologic. Dări de seamă ale sădiștelor, vol. LVII/1.



MEDIA VARIAȚIEI ELEMENTELOR MINORE ALE BOURNONITULUI DIN ROMÂNIA

SUZANA ANTONOVICI, S. ACSINTOVICI. Media variației elementelor minore la bournonitul din România

Pl. II



1 - - - - -
2 - - - - -

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

STUDIUL PETROGRAFIC ȘI MINERALOGIC AL ROCILOR MAGMATICE DIN REGIUNEA MĂGURA [POIENILOR-GURGUIATU (MARAMUREȘ)]¹

DE
ION PETREUȘ²

Abstract

Petrographic and Mineralogic Study of the Igneous Rocks in the Măgura Poienilor-Gurguiatu Region (Maramureș). At the Eastern outermost part of the Oaș-Gutâ volcanic massif, numerous small-sized hypabyssal bodies forming necks, dykes and laccoliths crop out; lava flows are likewise to be found. The igneous rocks are represented by augite-andesites, hypersthene-augite-andesites, green hornblende-biotite-andesites, pyroxene-microdiorites and pyroxene-diorites. Around the igneous bodies contact aureoles are developed under the albite-epidote facies. Outside of these zones, zones displaying „spotted slates” do occur. The contact metasomatic metamorphism of the largely developed igneous rocks leads to secondary formation of quartzites in the mono-quartzitic facies.

Regiunea este situată în depresiunea Maramureșului, în partea de mijloc a ramei sale de sud-vest. Formînd, în cea mai mare parte perimetrul comunelor Botiza, Poienile Glodului și Glod, regiunea se înscrie aproape de cumpăna apelor dintre bazinul hidrografic al Izei și al Lăpușului. Strîns legate de structurile vulcanice ale Băii-Mari, vulcanitele în discuție formează extremitatea estică a acestora.

Regiunea a fost menționată în câteva rapoarte geologice mai vechi (I. A t a n a s i u, 1935; M. S o c o l e s c u, 1935; J u r e ă, 1939). În cursul său de geologie A t a n a s i u (1946), prezintă o schiță de hartă care cuprinde partea de vest a regiunii de care ne ocupăm. Autorul atrage

¹ Comunicare în ședința din 3 aprilie 1970.

² Universitatea „Al. I. Cuza”, Facultatea de Biologie-Geografie, Catedra de Mineralogie-Geochimie, Str. 23 August nr. 23 A, Iași.



atenția în mod special asupra silicifierilor. Lucrări mai recente, care abordează vulcanismul neogen, consemnează existența în regiune a andezitelor negre sub formă de curgeri de lave, aparținând ultimelor manifestări ale vulcanismului din masivul eruptiv al Băii-Mari (Giușcă, 1960; Manilici, Lupei, 1954; Dimitrescu, 1954; Paucă, 1955; Pavelescu, 1954; Motaș, 1956; Mutihac, 1956).

Perimetrele imediat vecine regiunii, la care ne referim au fost studiate în special în perioada 1950—1957. Astfel, regiunea Capnic-Jereapăn a fost cercetată de Dimitrescu (1954). În același timp regiunea Capnicului a fost urmărită de către Pavelescu (1954), iar regiunea Băișului de către Dimitrescu, Bleahu (1955).

Cîteva dintre corpurile eruptive la care ne vom referi apar conțurate pe hărțile geologice alcătuite de către Mutihac (1956), Motaș (1956).

Deși există numeroase cercetări de detaliu asupra vulcanitelor din regiunea Baia-Mare, legate mai ales de zonele care încorporează zăcăminte de minerale utile, asupra regiunii Măgura Poienilor-Gurguiatu nu avem pînă în prezent o lucrare tipărită care să se refere la rocile magmatice.

Intenția noastră este ca prin cercetările de teren și mineralogice de laborator pe cca 200 secțiuni subțiri, să lămurim forma de zăcămint și natura petrografică a rocilor magmatice din regiunea menționată. Vom prezenta de asemenea descrierea petrografică amănunțită a tipurilor de roci magmatice. Vom insista asupra compoziției și relațiilor de înclă a plagioclazilor și piroxenilor. Dintre formațiunile sedimentare vor fi urmărite numai tufurile dacitice tortoniene.

I. Depozite sedimentare

Formațiunile sedimentare au fost amănunțit cartate și descrise de către Mutihac (1956), Motaș (1956).

Senonianul reprezentat prin marne roșii cu faună de inocerami are răspîndire foarte limitată.

Eocenul, dezvoltat în „adevăratul facies de fliș” (Dimitrescu, 1957), cuprinde mai mult de jumătate din suprafața regiunii. Este format din argile și marne, iar spre partea superioară din gresii micacee în bancuri groase. În depozitele eocene Mutihac a determinat o faună cu *Happlophragmoides eggeri*, *Globotruncana* sp., *Lagena* sp., *Ammodiscus* sp.

Oligocenul este reprezentat prin argile nisipoase, marne și bancuri groase de gresii. Lipsa formațiunilor bituminoase este o caracteristică pentru Oligocenul acestei regiuni.



Tortonianul începe cu tufuri dacitice (sat Botiza, Poienele Godelui, Pîrîul Sasului, Dealul Dreianului) de culoare verde, verde-albăstruie, cenușie uneori albă. Tuful are un aspect cavernos cu mici geode umplute cu cristale fine de cuarț, fiind străbătut în același timp, de numeroase diaclaze subțiri de cuarț. În tuful compact din baza seriei se văd cu ochiul liber cristale de cuarț și biotit împlintate într-o masă fundamentală cenușie-albăstruie. Unele tufuri prezintă o stratificație fină determinată de participarea cantitativ variabilă a masei fundamentale. În tabelul 1,

TABELUL 1

Analiza planimetrică a tufurilor vulcanice din Dealul Dreianului

Nr. crt.	Componentul mineral %	Secțiunile subțiri planimetrare				
		W-2	W-3	W-3b	W-4	W-5
1	Feldspat potasic	20,61	21,00	2,60	0,93	2,29
2	Feldspat plagioclaz	6,60	12,14	2,42	1,52	2,50
3	Cuarț	5,52	14,22	3,78	1,05	7,61
4	Biotit	—	4,54	0,49	—	—
5	Calcit	31,06	13,70	34,07	19,83	0,10
6	Zircon	0,24	—	—	—	—
7	Minerale opace	2,11	—	0,43	12,67	0,31
8	Sticlă	34,20	32,38	53,55	53,96	86,23

sînt date analizele planimetrice pentru cinci secțiuni subțiri luate sistematic de la baza spre partea superioară a orizontului de tufuri (deschiderea verticală de 15 m).

Variația procentuală a componentelor minerale în această succesiune, evidențiată de scăderea cantității de sticlă de la partea superioară spre partea inferioară, și compensată de creșterea cantității de calcit, subliniază modul de sedimentare a materialului vulcanic, în special acțiunea selectivă a gravitației.

Compoziția feldspaților plagioclazi este în medie 30% An. Un plagioclaz zonat arată un nucleu cu 30% An și o singură zonă exterioară mai lată, cu 28% An. Structura rocii variază pe profil de la cristalo-elastică la vitroclastică.

Peste tufuri repauzează un complex marno-gipsos care suportă, la rîndul său marne cu sare, gresii calcareoase și marne cenușii în care M o t a ș (1956) citează exemplare de *Spirialis*.

Sarmațianul apare numai în partea de nord a regiunii fiind reprezentat prin marne cenușii, gresii friabile, un orizont de tufuri dacitice și conglomerate.



II. Rocii magmatice

A) *Descrierea corpurilor magmatice.* Cercetări geologice anterioare (Motaș, 1956; Mutihac, 1956) care se referă la formațiunile sedimentare amintesc existența în regiune a unor neckuri și filoane strat. Dimitrescu (1954) și Dimitrescu, Bleahu (1955) menționează curgeri de lave care formează platouri pe toată culmea înaltă Gutii-Văratec. Autorii semnalează, de asemenea, resturi ale acestor lave, sub formă de petece, păstrate pe versantul maramureșean al acestei culmi.

După datele noastre forma de zăcămint a rocilor magmatice din regiune este dată, pe lângă curgerile de lave menționate, de corpuri subvulcanice: neckuri, mici lacolite și dyke-uri.

1. *Corpul eruptiv Scărișoara.* Este cuprins între Valca Fundoaia, la sud și vest, și pîrîtul Cioroiului, la nord. Eruptivul Scărișoarei determină un relief impunător cu versanți abrupti și un profil N-S asimetric.

Corpul eruptiv Scărișoara este un neck pus în loc în formațiuni sedimentare miocene, formate din marne și gresii (seria șisturilor cu radiolari). Versantul nordic, bine deschis, lasă să se observe cuarțite secundare larg dezvoltate de-a lungul versantului drept al pîrîtului Cioroi. Versantul sudic, foarte abrupt, este dat de andezite cu piroxeni, iar la contact, de marne și gresii termometamorfozate.

Petrografie, eruptivul Scărișoara este format din andezite cu piroxeni în care augitul predomină față de hipersten. În partea de nord-est a

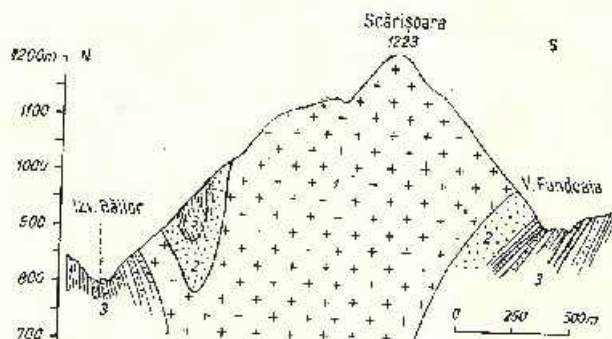


Fig.1. Profil geologic prin neckul Scărișoara.

1, roci eruptive; 2, metamorfism de contact; 3, depozite sedimentare.

Coupe géologique à travers le neck de Scărișoara.

1, roches éruptives; 2, métamorphisme de contact; 3, dépôts sédimentaires.

corpului eruptiv s-a semnalat prezența unui andezit cu piroxeni și hornblendă brună.

2. *Perșa Pelingării.* Este un corp eruptiv de dimensiuni reduse situat la sud-est de Scărișoara. Rocile magmatice sînt reprezentate



prin andezite cu piroxeni și hornblendă brună precum și prin microdiorite cu piroxeni.

3. Dealul Boruncii. Situat între Valea Uhiselor la nord și Valea Clodoasei la sud, corpul eruptiv este un mic neck pus în loc în marne și gresii miocene. Metamorfismul de contact, dezvoltat pe 2—5 m de la corpul eruptiv, este reprezentat prin marne cornificate, foarte dure, și prin corneene cu clorit și epidot. Rocile eruptive sînt andezite cu augit și hipersten.

4. Dealul Ticera. Este un corp eruptiv care aflorază pe o suprafață foarte redusă fiind situat între Valea Secăturii la sud, și partea superioară a văii Mincea la nord.

Aflorimentele rare și nesigure ale rocilor eruptive au lăsat o oarecare îndoială asupra prezenței unui corp eruptiv *in situ*. Totuși, prezența, alături de acestea, a marnelor cornificate și a unor gresii miocene termometamorfizate arată prezența unui corp eruptiv ascuns. Au fost surprinse sub microscop trecerile de la andezite cu augit și hipersten cu pastă holocristalină, la microdiorite cu piroxeni.

5. Dealul Perșii. Este situat la est de virful Văratecului, la izvoarele pîrului Rupturilor și Pîrului Rece. Are formă conică cu versanții abrupti și o dezvoltare redusă în suprafață. La contact, feldspații gresiilor miocene sînt sericitizați și caolinizați. Rocile eruptive care alcătuiesc acest neck sînt andezite cu hipersten și augit.

6. Măgura Poienilor. Situată la sud de Glod și la vest de Poienele Glodului, Măgura Poienilor se înscrie în relief ca un martor de eroziune rar și impunător. Altitudini absolute de 600—700 m din imediata sa apropiere contrastează cu o cupolă de aproape 1000 m, cu versanți foarte abrupti, chiar vertical (versantul sudic). Atanasiu (1946) a atribuit acest corp unor siliciferi larg dezvoltate. Moțaș (1956), în studiul său asupra formațiunilor sedimentare, este de părere că andezitele negre formează aici filoane strat puternice, intercalate în depozite sarmatiene.

Privită în plan, Măgura Poienilor are formă de triunghi sferic echilateral cu latura (la baza corpului) de aproximativ 1 km. În teren, privită de la distanță, arc aspect de dom pe suprafața căruia se conturează trei creste care formează planele de simetrie ale triunghiului echilateral amintit. Întreaga cupolă este formată din corneene și roci coapte de culoare neagră, foarte dure, cu aspect bazaltic înșelător. Urmărind cele trei creste, în masa corneenelor și a marnelor termometamorfizate se întîlnesc apofize de andezite cu grosime variabilă, situate la distanțe

relativ mari unele de altele (fig. 2). Planul apofizelor este perpendicular pe direcția creștelor. Rocile provenind din aceste apofize sînt andezite cu augit și hipersten. La extremitatea vestică a Măgurei Poienilor aflorăază diorite cu piroxenii. Pe versantul sudic au fost întîlnite cîteva iviri de cuarțite secundare cenușii, uneori rubanate. Observațiile de mai sus se pun mai bine de acord cu conceptul de lacolit (D a l y, 1933 ; B u b n o f f,

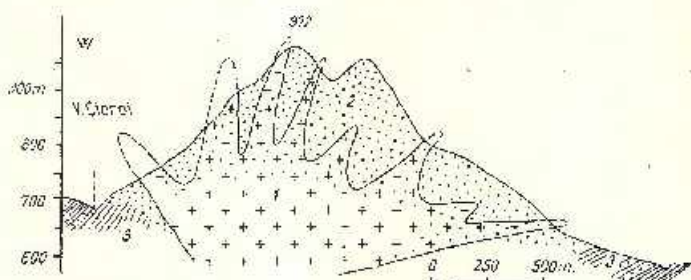


Fig. 2. — Profil geologic prin Măgura Poienilor.

1, roci eruptive; 2, marne corifificate și corneene; 3, depozite sedimentare.

Compe géologique à travers Măgura Poienilor.

1, roches éruptives; 2, marnes en voie de se transformer en corneennes et corneennes; 3, dépôts sédimentaires.

1963; H o l m e s, 1965; K o r j i n s k i, 1965) pe care îl găsim potrivit să corespundă actuali interpretări a formei de zăcămint a corpului magmatic din Măgura Poienilor. Străbătînd cu ușurință sedimentele paleogene (balanța presiunii în sistemul magmă-roci din acoperiș fiind satisfăcută), magma a ajuns în depozite marnoase miocene cu plasticitate ridicată, pe care însă nu le-a străbătut, boltindu-le sub formă de dom. La plasticitatea ridicată a formațiunilor marno-argiloase s-a adăugat, desigur, sensibilitatea crescută a acestora la termometamorfism. Din această cauză magma exotica s-a acumulat subcrustal și s-a răspîndit orizontal. Sedimentele miocene marnoase din acoperiș, metamorfozate la contact cu o magmă bazică au suferit subsecvent împingeri, în ele au apărut crăpături de tensiune în care magma încă fluidă a pătruns consolidîndu-se sub formă de apofize de andezite care ajung în prezent pînă la suprafață. Deși acumularea subcrustală este obișnuită pentru magmele mai acide, mai viscoase (H o l m e s, 1965), volumului așa de mare de corneene cu biotit și roci coapte, în comparație cu cele cîteva apofize de andezite, nu-i putem găsi o altă explicație plauzibilă decît o acumulare subcrustală a magmelor. Aflorimentul de diorite cu piroxenii menționat este un argument în plus.

Sintem în prezența unui corp subvulcanic cu „o pălărie” de marne cornificate și corneene cu biotit, care s-a conservat împotriva eroziunii și s-a izolat contrastant de formațiunile sedimentare adiacente.

7. **Dosul Mireșului.** Situat la vest de Botiza, între valea Mireșului și valea Vițlarului, corpul eruptiv aflorază pe o suprafață redusă. Marnele cenușii cu intercalații de gresii calcareoase au fost termometamorfozate la contact, determinând o aureolă de roci negre, foarte dure cu spărtură așchiosă, cu o suprafață de două ori mai mare decât aflorimentul eruptiv propriu-zis.

Rocile eruptive sînt reprezentate prin andezite cu augit (în general uralitizat și cloritizat) și o cantitate redusă de piroxen rombic. Notăm cantitatea ridicată a fenocristalelor de plagioclaz.

8. **Gurguiatu.** Dintre aflorimentele de roci eruptive care formează mai multe neckuri mici la sud de valea Secului, Gurguiatu se înscrie în relief cel mai impunător. Este cuprins între izvorul Gurguiatului la vest, pîrîul Roatei la nord și pîrîul Botizei la est și sud-est. A fost pus în loc în marne argiloase cu intercalații de gresii (Eocen); acestea au fost termometamorfozate și trecute în marne cornificate negre la contactul cu magma, iar mai departe de corpul eruptiv în șisturi pătate. Aureola de contact este foarte largă lăsînd pentru rocile eruptive aflorimente cu suprafețe restrinse. Masivitatea corpului eruptiv, versanții foarte abrupti, precum și aspectul său izolat sînt datorate, nu alît rocilor eruptive, cît, mai ales aureolei de contact, în sensul arătat deja în cazul corpului Măgura Poienilor.

Rocile eruptive din Gurguiatu sînt andezite cu augit și microdiorite cu augit.

9. **Cariera valea Rugului.** Pe versantul drept al văii Secului (fig. 3), aproape de confluența cu valea Rugului aflorăză lenticular un corp în care apar două tipuri de roci: andezite cu augit și hipersten, cu pasta holocristalină, și andezite cu piroxeni, biotit și rare cristale de hornblendă verde și cuarț. Pe harta lui Mutihac (1956), corpul eruptiv apare ca un dyke secționat transversal de firul văii Secului. Urmărind însă cu atenție dezvoltarea rocilor eruptive se observă că acest corp aflorăză numai în versantul drept al văii Secului. Ceea ce apare, de alîfel pe o suprafață redusă, în versantul stîng, reprezintă roci sedimentare termometamorfozate.

10. **Alte corpuri eruptive.** La aproximativ 1 km SSE de corpul eruptiv valea Rugului, aproape de cumpăna apelor dintre izvorul Gurguiatului și pîrîul Rugului, apare un corp eruptiv de dimen-

siuni reduse. Aici aflorează un andezit cu piroxeni, hornblendă verde, biotit și o cantitate de cuarț (sub 10%).

Marne și gresii termometamorfozate, de culoare verde, foarte dure, care își păstrează stratificația inițială, precum și șisturi pătate, apar pe întreaga jumătate superioară a pârului Rugului ca și pe tot cursul

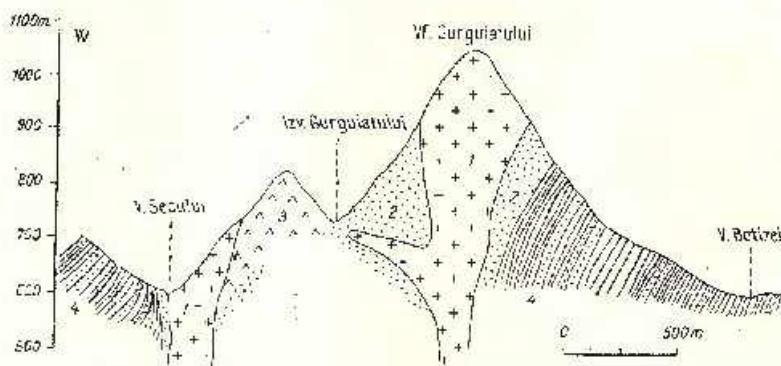


Fig. 3. — Profil geologic prin dealul Gurguiatu.

1, roci eruptive; 2, marne coralicifate și corneene; 3, cuarțite secundare; 4, roci sedimentare.

Coupe géologique à travers la colline de Gurguiatu.

1, roches éruptives; 2, marbres et viles de sé (transformer en cornéennes et corneennes; 3, quartzites secondaires; 4, roches sédimentaires.

singurului său afluent de dreapta. La capătul acestui afluent aflorează în albic un dyke cu o grosime de aproximativ 20 m format din andezite cu augit în care fenocristalele de plagioclaz au 2—3 mm, iar pasta holocristalină apare puternic impregnată cu pirită.

La aproximativ 400 m amonte de singura confluență dreaptă a pârului Rugului, în versantul său stîng, apare un andezit cuarțifer mineralizat.

La aproximativ 750 m de la vărsarea pârului Rugului, pe un torent de dreapta (la 350 m amonte pe torent) aflorează un mic corp de andezit cu augit. În versantul drept al părții superioare a pârului Rugului, aproape de cumpăna apelor apare un dyke cu direcția NE-SW, a cărui grosime nu a putut fi apreciată, format din andezite cu piroxeni, hornblendă verde și biotit.

11. Curgeri de lavă. Pe creasta dintre vîrfurile Sermeteșului și vîrfurile Văratecului apar petece pseudostratificate de andezit cu augit și hipersten care au fost menționate de către Dimitrescu (1954). În dealul Clifelor, vîrfurile Păltinișului și în alte câteva puncte, aproape de

cărarea care trece prin vârful Păltinișului spre N, se observă curgeri de andezite negre pseudostratificate în pachete de 25—50 cm grosime. Caracteristice acestor andezite sînt desprinderile după coloane cu secțiunea hexagonală, comune consolidării magmelor bazice neomogene.

B) *Clasificarea și descrierea rocilor eruptive.* Cercetarea microscopică a secțiunilor subțiri cuprinzînd rocile eruptive ale regiunii Măgura Poienilor-Gurguiatu a condus la următoarea clasificare: andezite cu augit și hipersten; andezite cu hipersten și augit; andezite cu piroxeni și hornblendă brună; andezite cu piroxeni și biotit; andezite cu piroxeni, biotit și hornblendă verde; andezite cuarțifere; diorite și microdiorite cu piroxeni.

Masa fundamentală a andezitelor este variabilă: holocristalină, pilotaxitică, lialopilitică și sticloasă.

Andezite cu piroxeni. Sub acest termen vom cuprinde andezitele cu augit și hipersten și andezitele cu hipersten și augit. Separarea macroscopică, pe teren, a acestor două varietăți este dificilă, motiv pentru care ele au fost cuprinse de alți autori sub denumirea de andezite negre piroxenice, andezite bazaltoide sau simplu, andezite negre. Caracteristic pentru aceste roci este culoarea închisă și coloanele de consolidare cu secțiunea mai mult sau mai puțin hexagonală. Andezitele cu hipersten și augit au culoare neagră mată, în general sînt microcristaline, compacte, cu spărtură concoidală, așchioasă. Nici un element leucocrat nu se distinge cu ochiul liber. Spre deosebire de acestea, andezitele cu augit și hipersten au culoare neagră spre cenușie. Roca are spărtură neregulată dar nu așchioasă. Cu ochiul liber pot fi distinse acum cristalele de plagioclaz cenușii închise sau verzui-negre, strălucitoare.

Acstea sînt caracterelor generale care rezultă din compararea între ele a andezitelor cu piroxeni. Ele vor fi influențate, de la caz la caz, de proporția și caracterul pastei și de raportul minerale leucocrate/minerale melanocrate.

Mineralele melanocrate se disting cu greutate pe fondul negru al masei fundamentale. Totuși, piroxenii pot fi văzuți uneori sub formă de prisme scurte, negre, strălucitoare, sau ca secțiuni izometrice negre, mate. Se observă de asemenea aglomerări locale de piroxeni sau de piroxeni și plagioclaz.

Masa fundamentală a rocii are culoare neagră de smoală, în cazul andezitelor cu hipersten și augit și o nuanță mai deschisă în cazul andezitelor cu augit. În spărtură alterată masa fundamentală a cîștigat o nuanță verzuie.

Sub microscop s-au separat varietăți în funcție de natura fenocristalelor de piroxen și de natura masei fundamentale. Andezitele cu augit și hipersten cu pastă holocristalină au o răspindire tot așa de mare ca și andezitele cu augit și hipersten cu pastă pilotaxitică. Analiza planimetrică a andezitului cu augit și hipersten (efectuată la masa electrică de integrare) arată următoarea compoziție mineralogică cantitativă.

TABELUL 2

Nr. crt.	Componenți	%
1	Plagioclaz	24,7
2	Augit	11,9
3	Hipersten	0,2
4	Zircon	0,1
5	Minerale secundare	0,6
6	Minerale opace	1,1
7	Pastă	61,2

Feldspații plagioclazi sînt idiomorfi și în general proaspeți. După frecvența legilor de maclă, macla albitului predomină. Compoziția medie în anortit este de 55%. Plagioclazii zonați sînt de asemenea destul de frecvenți. Raporturile de maclă și compoziția în anortit pentru un complex maclat și conerescut de cristale pot fi văzute în figura 1. În andezitele cu hipersten și augit plagioclazii au o compoziție medie de 63% An.

Fenocristalele de hipersten prezintă forme cristalografice perfecte în secțiunile alungite din zona [001] și secțiuni octogonale după pinacoidul bazal. Cristalele prismatice au clivaj bun și crăpături neregulate umplute,

TABELUL 3

Valorile 2V și proporția FeSiO₃ pentru piroxenii rombici

Nr. secțiunii	Locul de proveniență	(-)2V (media)	FeSiO ₃ %	Numărul determinărilor
117	Pirtul Băilor	62°	34	5
52	Vîrful Scărișoara	69°	27	3
56	Vîrful Scărișoara	63°	33	6
73	Vîrful Perșii	68°	26	2

ca și urmele de clivaj, cu minerale opace. În zona [001] extincția e; Ng = 0°. Valorile unghiului 2V pentru hiperstenul din diferite corpuri eruptive sînt redată în tabelul 3.



Determinarea proporției de ferosit s-a făcut cu ajutorul curbei din diagrama îmbunătățită a lui Hess (Deer, Howie, Zussman, 1963). Augitul apare sub formă de cristale idiomorfe și hipidiomorfe. Este deseori maclat după (100) și (110). $c:Ng = 43^\circ$. Unghiul axelor optice variabil: $2V = 43^\circ - 58^\circ$.

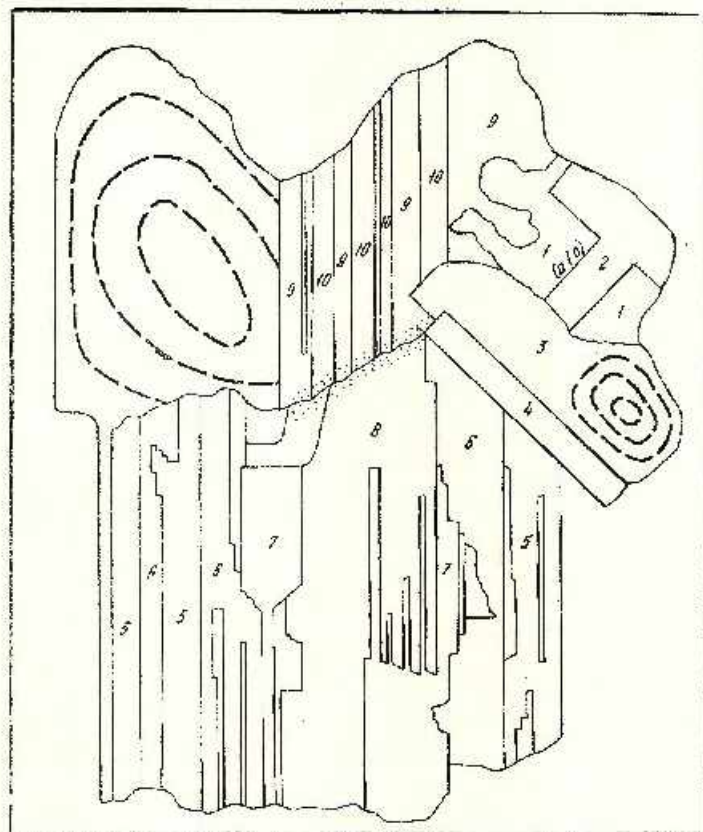


Fig. 4. — Plagioclazi maclaiți și zonați din andezite cu augit și hipersten.
Dealul Scărișoara.

Plagioclases maclés et zonés dans des andésites à augite et hypersthène.
Colline de Scărișoara.

1-2, Albit - 51 % An; 1-3, Manebach-Albit = 55 % An; 1-4, Albit-Al²B = 51 % An; 2-3, Albit-Al²B = 53 % An; 3-4, Manebach-Al²A = 54 % An; 4-5, Manebach 54 % An; 5-6, Albit - 51 % An; 6-7, Karlsbad A = 40 % An; 7-8, Albit = 53 % An; 5-7, Karlsbad A = 40 % An; 5-8, Karlsbad A = 53 % An; 6-8, Albit-Karlsbad = 49 % An; 9-10, Albit = 60 % An.

Masa fundamentală a rocii variază de la holocristalină la sticloasă. Deseori conține enclave de roci sedimentare. În cazul pastei hialopilitice, microlitele de plagioclaz arată o slabă textură fluidală. Deși nu în toate

cazurile, dar în majoritatea lor, acest ultim aspect este valabil pentru andezitele descrise mai sus la curgeri de lave.

Andezite cu piroxeni și hornblendă brună. Macroscopic nu pot fi deosebite de andezitele cu piroxeni descrise mai sus. După culoare și spărtură se apropie de andezitele cu hipersten și augit. Aceste roci au răspândire restrînsă și nu au fost găsite sub formă de corpuri magmatice individualizate. Sub microscop s-au separat varietățile cu pastă hialopilitică și pilotaxitică. Fenocristalele de plagioclaz (2,05/0,41 mm) apar maclate și adesea cu structuri zonale. Conținutul de anortit variază de la 48 la 56%. Hiperstenul, subordonat augitului, apare sub formă de prisme cu clivaj gros caracteristic. Unghiul axelor optice $(-)$ $2V = 62^\circ$, corespunde la 34% $FeSiO_3$. Augitul se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, prismatice sau octogonale. În secțiunile bazale se recunosc macle după (100) și (110) iar în secțiuni prismatice macle polisintetice (fig. 5). Hornblendă brună, în cantitate mult subordonată piroxenilor, apare sub formă de cristale mici (0,54/0,27 mm) cu pleocroism puternic, caracteristic, în nuanțe brune. Totdeauna cristalele sînt mărginite de o aureolă de minerale opace.

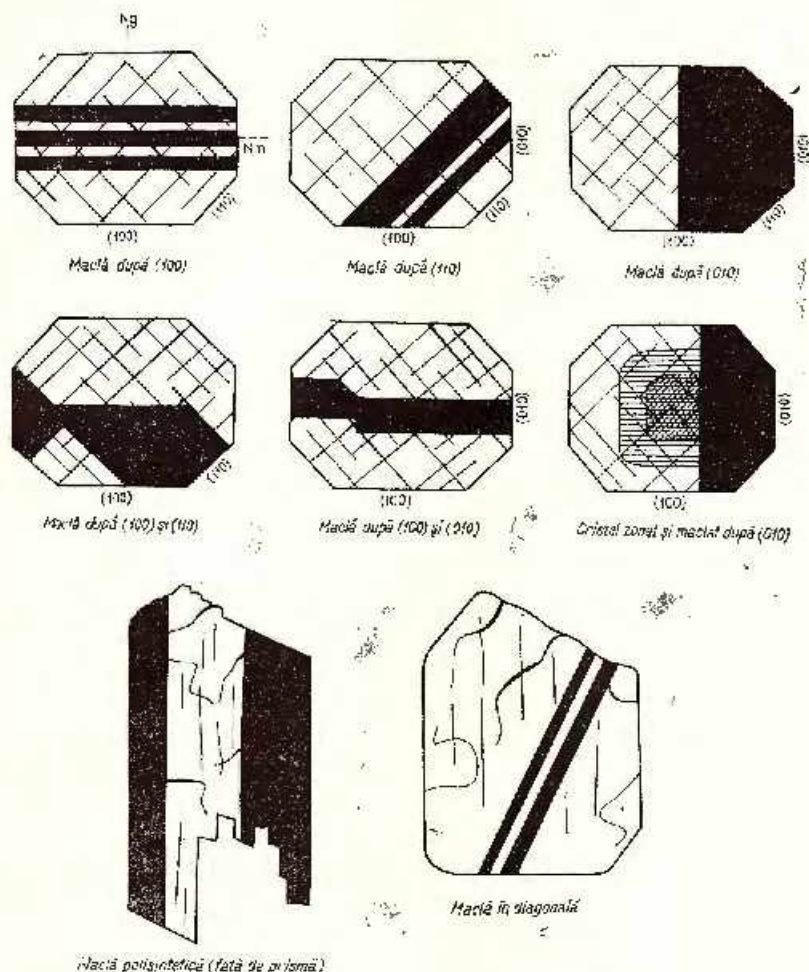
Andezite cu piroxeni și biotit. Spre deosebire de andezitele negre, descrise mai sus, andezitele cu piroxeni și biotit au culoare cenușie închisă. Macroscopic se disting cristale translucide cenușii închise de plagioclaz. Se văd de asemenea pachete de foițe brune pseudo-hexagonale, strălucitoare, de biotit, cu diagonală de 2 mm. Prisme scurte, negre, strălucitoare de piroxeni ca și numeroase enclave enalogene, colțuroase, centimetrice, pot fi văzute de asemenea cu ochiul liber.

Sub microscop, fenocristalele de plagioclaz maclate apar rareori zonate. Compoziția în anortit variază între 38—52%, cu frecvență maximă la 42% An. Augitul, în cristale idiomorfe apare de asemenea maclat polisintetic după prismă (3—4 indivizi). În secțiuni pinacoidale, după planul de alipire s-au separat maclele reprezentate în figura 5. Cu toate că această planșă înlățișează sinteza datelor din secțiunile cu augit din regiune, menționăm că majoritatea maclelor au fost reproduse după augitul din andezitele cu piroxeni și biotit. Frecvența cea mai mare o au maclele după (100) și (110). Unele cristale de augit apar zonate; un nucleu central este înconjurat de zone proporțional dezvoltate. Unghiul $2V = 48^\circ - 58^\circ$, extincția $c : Ng = 35^\circ - 40^\circ$. Hiperstenul mult subordonat augitului apare sub formă de cristale prismatice largi. Unghiul $(-)$ $2V = 63^\circ$, care corespunde la 33% $FeSiO_3$. Piroxenii apar de multe ori ura-



litizați și cloritizați. Uneori apar structuri celulare caracteristice prin cloritizarea parțială a piroxenilor.

Biotitul apare sub formă de cristale largi alungite sau pseudo-hexagonale. Pe clivaje și crăpături apare adesea clorit secundar.



Sînt prezente de asemenea cîteva granule de cuarț hipidiomorf de obicei corodat. Masa fundamentală a rocii este holocristalină formată din microlite de plagioclaz, piroxeni și biotit.

TABELUL 4

Andezit cu piroxeni și biotit — analiza planimetrică

Nr. crt.	Componenți	%
1	Plagioclaz	23
2	Augit	4
3	Hipersten	±
4	Biotit	4
5	Cuarț	1
6	Minerale opace	1
7	Pastă	67

Andezite cu piroxeni, biotit și hornblendă verde. Formînd corpuri eruptive individualizate, aceste roci apar în bazinul superior al văii Rugului și în cariera valea Rugului. Culoarea cenușie deschisă le deosebește net de andezitele descrise pînă aici. Cu ochiul liber se văd pachete brune închise, pseudohexagonale de biotit și cîteva prisme alungite (3-1 mm), negre mate, de hornblendă. Încă și mai bine se văd cristalele largi (5-7 mm), cenușii sau albe, cu fețe de clivaj strălucitoare ale feldspaților plagioclazi. Masa fundamentală are o culoare cenușie mai mult sau mai puțin închisă, uneori gălbuie.

Sub microscop roca apare holocristalină porfirică. Fenocristalele largi de plagioclaz apar maclate și uneori zonate. Zonarea este de obicei normală; apar de asemenea și cristale cu zonare oscilatorie normală (fig. 6). Relațiile de maclă ca și compoziția în anortit ale unui complex maclat pot fi urmărite în figura 7.

Piroxenii sînt reprezentați prin augit și cîteva cristale de piroxeni rombici. În majoritatea cazurilor piroxenii sînt uralizati. Uneori uralizarea este însoțită de cloritizare. Atunci cînd cloritizarea nu este totală apar structuri celulare caracteristice. Biotitul apare în cristale mari (2-3 mm) uneori cloritizat. Hornblenda verde apare ca prisme alungite idiomorfe. Are pleocroismul: Ng — verde-brun, Nm — verde, Np — verde-galben închis. Unghiul de extincție $c: Ng = 15^\circ$. În majoritatea cazurilor hornblenda apare maclată. Mai frecvente sînt maclele după (100) și maclele în diagonală. În această rocă apar de asemenea și rare granule de cuarț corodat.



Diorite și microdiorite cu piroxeni. Au fost separate în legătură cu corpurile subvulcanice crodade la nivele diferite sau ca faciesuri marginale, așa cum s-a menționat deja într-un capitol precedent.

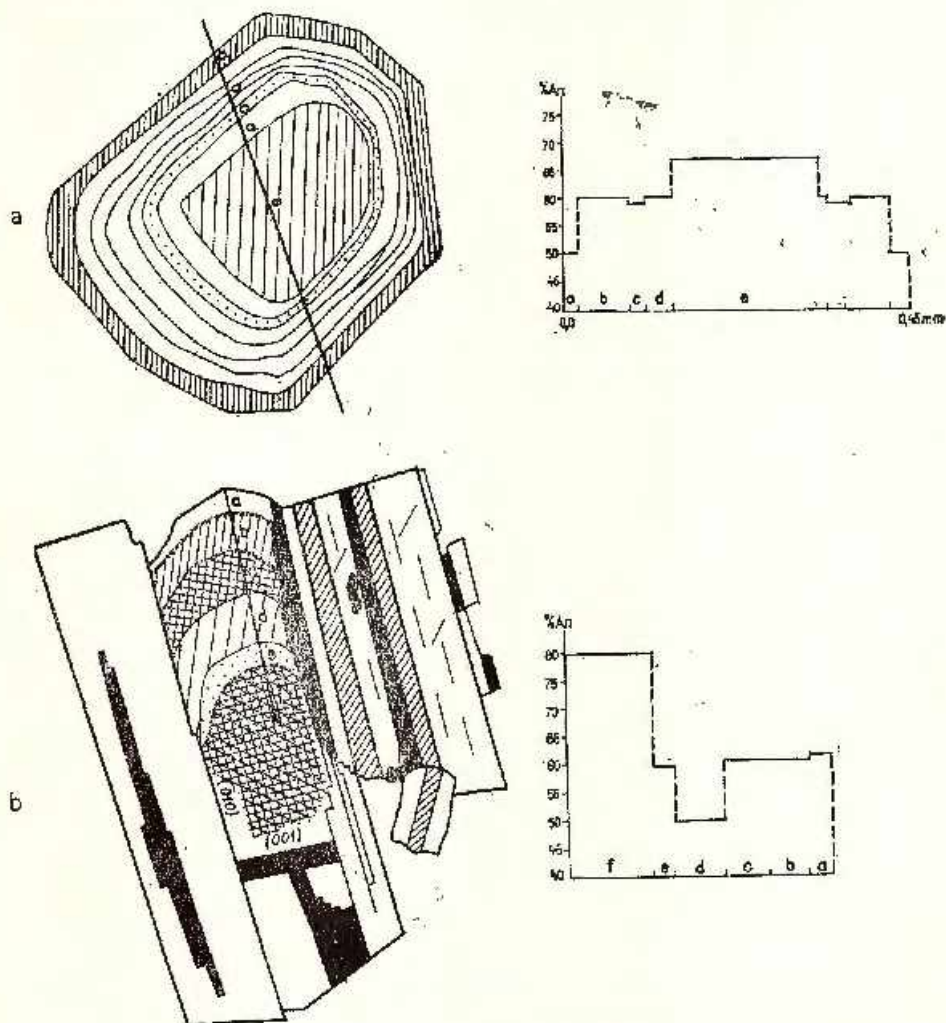


Fig. 6. - Feldspați plagioclazi zonați.

Feldspaths plagioclases zonés.

Dioritele apar ca roci holocristaline de culoare închisă și textură masivă. Cu ochiul liber se disting cristale cenușii de plagioclaz în concreștere cu cristale negre de piroxeni. Analiza planimetrică efectuată la masa

electrică de integrare arată următoarea compoziție mineralogică cantitativă (tab. 5).

Feldspații plagioclazi sub formă de cristale idiomorfe sau hipidiomorfe apar în concreșteri caracteristice între ei, și cu cristale de piroxeni.

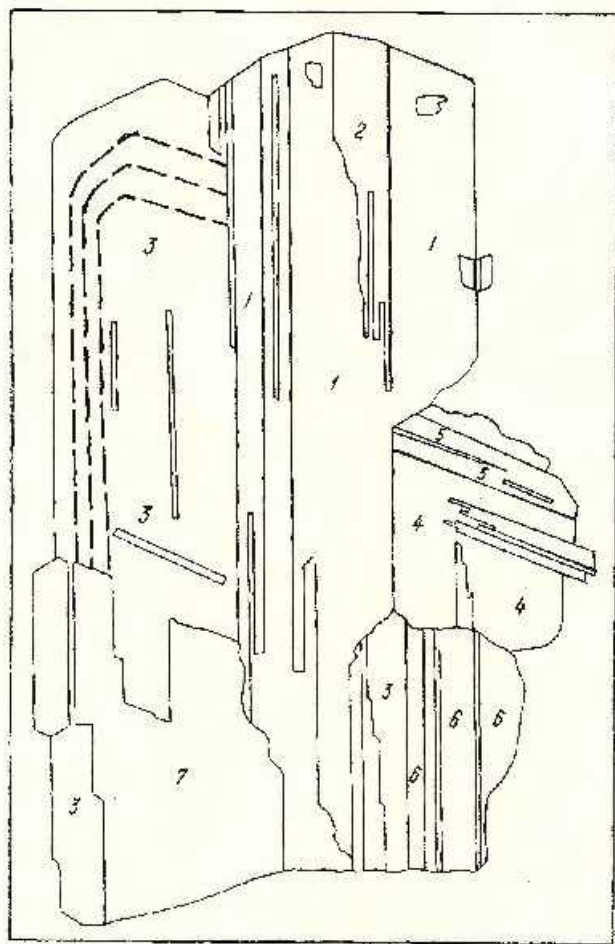


Fig. 7. — Relațiile de maclă și conținutul în An într-un complex de plagioclazi din andezite cu piroxeni, hornblendă verde și biotit. Cariera valca Rugului.

Relations de macles et teneur en An dans un complexe de plagioclases dans des andésites à pyroxènes, hornblende verte et biotite. Carrière de vallée Rugului.

1-2, Albit - 42 % An; 1-4, Karlsbad A = 41 % An; 1-3, Albit-Karlsbad - 48 % An; 3-3, Karlsbad A - 44 % An; 3-4, Albit = 48 % An; 3-6, Albit = 43 % An; 3-7, Albit = 43 % An; 4-5, Bavens drept = 43 % An.

Compoziția în anortit este cuprinsă între 55-65%. Relațiile de maclă ca și compoziția în anortit a unor cristale de plagioclaz din diorite cu piroxeni pot fi urmărite în figura 8. În roca alterată plagioclazul este parțial transformat în calcit, epidot și cuarț.

TABELUL 5

Diorit cu piroxeni — analiza planimetrică

Nr. crt.	Compoziții	%
1	Plagioclaz	67,6
2	Piroxeni	29,5
3	Minerale opace	2,1
4	Cuarț secundar	0,8

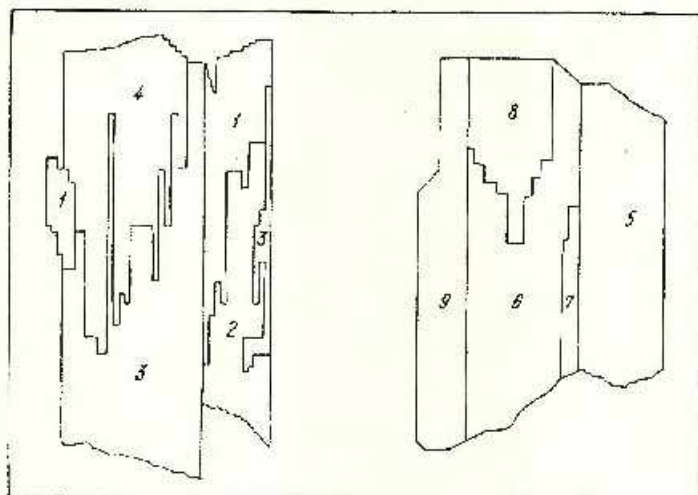


Fig.8. — Feldspați plagioclaz maclăți din diorite cu augit și hipersten.
Vârful Măgura.

Feldspaths plagioclasses maclés dans des diorites à augite et hypersthène.
Sommet Măgura.

1-2, Albit = 60 % An; 2-3, Albit = 91 % An; 3-4, Albit = 63 % An; 1-5, Karlsbad
A = 59 % An; 1-4, Albit-Karlsbad = 63 % An; 2-4, Karlsbad A = 63 % An; 5,6, Karlsbad
A = 55 % An; 6-7, Albit = 53 % An; 5-7, Karlsbad A = 53 % An; 5-8, Albit = 54 %
An; 6-9, Albit-Karlsbad = 55 % An.

Dintre piroxeni predomină augitul care apare sub formă de cristale idiomorfe în secțiuni prismatice și pinacoidale. Unghiul de extincție c : Ng = 45°. Subordonat, apar cristale prismatice de hipersten. Unghiul axelor optice, 2V = 63°, corespunzând la 33% FeSiO₄.

c) *Vârsta corpurilor magmatice.* Formațiunile sedimentare în care sînt cuprinse în prezent corpurile magmatice aparțin Paleogenului și Neogenului. În bazinul văii Secului rocile magmatice sînt încorporate în gresii calcareoase și argile roșii eocene. În bazinul văii Sasului, unde am descris corpurile Scărișoara, Ticera, dealul Boruncii, Măgura Poienilor, sedimentele cele mai noi aparțin Sarmatianului. Aceste sedimente sînt metamorfozate la contactul cu corpurile magmatice. Rezultă că relațiile cu rocile sedimentare nu pot fi luate în considerare pentru a încadra punerea în loc a corpurilor magmatice, în ansamblul manifestărilor din masivul eruptiv al Băii-Mari.

Asociația de roci descrise, predominant piroxenice (andezite, microdiorite, diorite), alături de unele andezite cu hornblendă verde și biotit, și andezitele conținînd o cantitate redusă de cuarț, exprimă un stadiu determinat al evoluției magmelor. În bun acord cu criteriul asociațiilor de roci cu caractere petrochimice proprii (Rădulescu, Borcoș, 1968), punerea în loc a corpurilor magmatice descrise s-a putut produce către sfîrșitul ciclului II, în intervalul andezite de Jereapîn-andezite bazaltoide, corespunzînd Pannonianului.

III. Concluzii

La capătul de est al masivului vulcanic Oaș-Gutii, în regiunea Măgura Poienilor-Gurguiatu, rocile magmatice formează corpuri subvulcanice de dimensiuni mici puse în loc în formațiuni sedimentare paleogene și neogene. Rocile sedimentare formate în cea mai mare parte din marnă calcareoasă, marnă argiloasă și mai puține gresii și calcare, au jucat un rol important în acumularea subcrystală a unor magme bazice.

Rocile magmatice formează dyke-uri, neckuri și mici lacolite. Forma de zăcămint (controversată) a corpului din Măgura Poienilor este privită în această lucrare ca un lacolit pus în loc în sedimente miocene.

Alături de corpurile subvulcanice există de asemenea și cîteva aflorimente de curgeri de lave pe culmea dintre vîrfurile Sermeteșului și vîrfurile Văratecului.

Sub microscop au fost separate: andezite cu augit și hipersten; andezite cu hipersten și augit; andezite cu piroxen și hornblendă brună; andezite cu piroxen și biotit; andezite cu piroxen, biotit și hornblendă verde; andezite cuarțifere; diorite și microdiorite cu piroxen.

Feldspații plagioclazi ai andezitelor cu piroxen apar maclați și zonați. După frecvență, predomină macla albitului. Zonarea feldspaților este normală, uneori cu slabe recurențe. Compoziția medie în anortit



a plagioclazilor acestor roci este de 55 %. În andezitele cu hipersten plagioclazul are o compoziție medie de 62 % An. În andezitele cu piroxeni, biotit și hornblendă verde compoziția medie în anortit a plagioclazilor este de 43 %.

Piroxenii, reprezentați prin augit și bronzit-hipersten, sînt mineralele melanocrate principale ale tuturor rocilor descrise. Augitul apare de obicei maclat după (100) și (110). Au fost descrise de asemenea cristale de augit zonate și maculate după (010).

Piroxenii rombici au fost determinați cu ajutorul curbei care folosește valoarea unghiului 2V. Pe această cale s-a stabilit variația conținutului în ferosilit, de la 26-34 %.

În jurul corpurilor magmatice apar zonele metamorfismului termic dezvoltate pe seama marelor miocene și eocene, în faciesul albit-epidotie și al șisturilor pătate. Metamorfismul metasomatic de contact al rocilor magmatice este dezvoltat în faciesul monocuarțitic al cuarțitelor secundare. Fenomenele metamorfice de contact (termice și metasomatice) privind corpurile magmatice descrise în lucrarea de față constituie subiectul unei lucrări în pregătire.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1946) Curs de geologie generală. Partea I. Fenomene magmatice. București.
- Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka A. I. (1956) Studiul petrografic al erupțiunii din Munții Birgăului. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Bubnoff S. V. (1963) *Fundamentals of Geology*. Oliver & Boyd, Edinburgh and London.
- Cioflică G. (1956) Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *Anal. Univ. C. I. Parhon, seria št. nat.* XI, București.
- Daly R. A. (1933) *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*. New York.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963) *Rock-Forming Minerals*. 2, Longmans, London.
- Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapăn (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, București.
- Bieahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Gheorghijă I. (1962) Studiul geologic al minei Văratec (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XLV, București.
- Dimitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului (nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. I.P.G.* III, București.
- Giușcă D. (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* V, 3, București.
- (1960) Evoluția vulcanizma v rațone Baia Mare. *Mat. Karp.-Balc. Asoc.* 2, Kiev.



- Harker A. (1932) *Metamorphism*. London.
- Holmes A. (1930) *Petrographic Methods and Calculation*. London.
- (1965) *Principle of Physical Geology*. Thomas Nelson (Printers) Ltd. London and Edinburgh.
- Korjinski D. S. (1965) *Abriss der metasomatischen Prozesse*. Akademie Verlag, Berlin.
- Maier O. (1962) Geologia și petrografia masivului Hudin (Munții Tibleș). *D. S. Com. Geol.* XLV, București.
- Manilici V., Lupel N. (1954) Studiul geologic al sectorului Baia Sprie-Capnic (Reg. Bala Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Măldărescu I., Măldărescu Maria (1965) Asupra unor probleme privind alterările hidrotermale din regiunea Baia Mare. *Anat. Univ. București, seria și. nat. geol. geogr.* București.
- Minzăraru Lidia (1965) Studiul mineralogic și petrografic al corpurilor subvulcanice din partea de NW a munților Bîrgău. *St. tehn. econ.* I, 1, București.
- Mirza I. (1962) Contribuții la petrografia lutului de Ghiriș. *Stud. cerc. geol.* VII/1, București.
- (1965) Date noi privind petrografia, originea și culoarea lutului de Dej. *Stud. cerc. geol.* 10/1, București.
- Moțaș I. (1956) Contribuțiuni la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul V. Izei). *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Mutihaș V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomirești-Botiza (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XI, București.
- Năstăseanu S. (1956) Contribuțiuni la cunoașterea Miocenului din regiunea Sighet-Oena Șugalaș. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Nichita O. (1940) Étude sur le plagioclase provenant de diorite-porphyre de Vf. Haitei (Mouls Călimani-Carpates Orientales). *An. Sci. Univ. Jassy*, 26, Iași.
- Paucă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.
- Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Petrescu I. (1967) Iziri mineralizate în zona Glod-Botiza (Maramureș). *Anat. Univ. Al. I. Cuza*, II, XIII, Iași.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Selni-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- (1965) Determinarea mineralelor cu ajutorul masei universale Fedorov. *St. tehn. econ.* I 2, București.
- Pătrolescu C. (1961) Contribuții la cunoașterea modului de alterare a rocilor magmatice sub acțiunea agenților exogeni. I. Andezitele. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* VI/3, București.
- Borcoș M. (1968) Vedere de ansamblu asupra desfășurării vulcanismului neogen în România. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, București.
- Winchell A. N. (1933) *Elements of Optical Mineralogy. II. Description of Minerals*. New York.
- * * * (1961) Ghidul excursiilor (A) Bala Mare.



ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES DE LA RÉGION DE MĂGURA POENILOR-GURGUIATU (MARAMUREȘ)

(Résumé)

À l'extrémité orientale du massif volcanique de Oaș-Gutii, dans la région de Măgura Poenilor-Gurguiatu, les roches magmatiques forment des corps subvolcaniques de petites dimensions, mis en place dans les formations sédimentaires paléogènes et néogènes. Les roches sédimentaires, formées pour la plupart de marnes calcaires, marnes argileuses et moins de grès et de calcaires, ont joué un rôle important dans l'accumulation „subcrustale” de certains magmas basiques.

Les roches magmatiques forment des dykes, des necks, et de petits laccolites. La forme de gisement (controversée) du corps de la Măgura Poenilor est considérée, dans le présent ouvrage, comme un laccolite mis en place dans les sédiments miocènes.

À côté des corps subvolcaniques il y a aussi quelquesaffleurements de coulées de laves sur la crête s'étendant entre le sommet Sermeteșul et le sommet Văraticul.

Au microscope on a séparé : des andésites à augite et hypersthène ; andésites à hypersthène et augite ; andésites à pyroxènes et hornblende brune ; andésites à pyroxènes et biotite ; andésites à pyroxènes, biotite et hornblende verte ; andésites quartzifères ; diorites et microdiorites à pyroxènes.

Les feldspaths plagioclases des andésites à pyroxènes sont mâclés et zonés. D'après la fréquence, c'est la mâcle de l'albite qui prédomine. La structure en zones des feldspaths est normale, quelquefois à faibles récurrences. La composition moyenne en anorthite des plagioclases de ces roches est de 55 %. Dans les andésites à hypersthène, le plagioclase a une composition moyenne en anorthite de 62 %. Dans les andésites à pyroxènes, biotite, et hornblende verte la composition moyenne en anorthite des plagioclases est de 43 %.

Les pyroxènes, représentés par l'augite et la bronzite hypersthène sont les minéraux mélanocrates principaux de toutes les roches décrites. L'augite apparaît d'habitude mâclée notamment au-delà de (100) et (110). Des cristaux d'augite mâclés au-delà de (010) et zonés ont été aussi décrits.

Les pyroxènes rhombiques ont été déterminés à l'aide de la courbe qui utilise la valeur de l'angle 2V. Par cette voie on a établi la variation de la teneur en ferrosilite de 26 à 34 %.

Les diorites et les microdiorites à pyroxènes ont été séparées en liaison avec certains corps d'andésites à pyroxènes, comme faciès marginaux.

Autour des corps magmatiques apparaissent les zones de métamorphisme thermique qui se sont développées sur le compte des marnes miocènes et cocènes, dans le faciès albite-épidotique et celui des schistes tachetés. Le métamorphisme mélasomatique de contact des roches magmatiques est développé dans le faciès monoquartzitique des quartzites secondaires.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

„DIAPIRISMUL” UNOR CARBONATITE CRISTALINE ÎN MASIVUL PRELUCA (JUDEȚUL MARAMUREȘ)¹

DE

IOAN KALMÁR²

Abstract

„Diapirism” of Some Crystalline Carbonatic Rocks in the Preluca Massif (Maramureș District). Anticlinal folds showing a piercing core, and which are built up of limestones and crystalline dolomites, are pointed out. Their formation may be explained by their difference of density and by the competence with respect to the tectonical strain due to the possibility of a plastic folding through displacement along reticular planes, as well as to the dissolution and redeposition frequently observed at such rocks.

Cercetările geologice amănunțite efectuate de noi în cuprinsul masivului cristalin al Prelucii³ au condus paralel cu stabilirea unei succesiuni stratigrafice⁴, la identificarea unor tipuri structurale noi, necitate în literatura geologică și anume anticlinale cu simbare de străpungere constituit din carbonatite cristaline.

În mare, cristalinul insulei Preluca este constituit din trei serii mezometamorfice (facies amfibolic, subfacies sillimanitic și almandin-staurolitic). În cadrul termenului celui mai vechi denumită de noi „Seria de Răzoare”, peste paragneise cu sillimanit urmează un complex carbonatic, ce însumează aproape 700 m grosime în zonele de maximă dezvoltare.

¹ Comunicare în ședința din 20 februarie 1970.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni. Str. Caransebeș nr. 1, București.

³ I. K a l m á r. Prospekțiuni geologice pentru muscovit, cuarț și feldspat în Munții Preluca — Maramureș. 1967. Arh. M.I.M.G. București.

I. K a l m á r. Prospekțiuni geologice pentru minerale nemetalifere și roci utile în munții Preluca-Lăpuș (jud. Maramureș). 1968. Arh. M.I.M.G. București.

⁴ I. K a l m á r. Notă preliminară asupra stratigrafiei cristalinului din munții Preluca și înău (județul Maramureș). În acest volum.

Complexul este constituit dintr-o alternanță de calcare și dolomite cristaline, la scară decimetrică sau milimetrică. În partea bazală și terminală predomină calcarele; în partea mediană, dolomitele. Tipurile intermediare (calcar dolomitic, dolomit calcaros ș.a.) sînt puțin frecvente. Roca este constituită din cristale mari (1-2 mm) intens maclate, de carbonat; sporadic apar granule elipsoidale de cuarț, zone tremolitice lenticulare, intercalații de cipolin biotitic și pulbere grafitoasă în special în partea superioară a complexului. În apropierea filoanelor de pegmatite și plagiaplite apar cipolinuri cloritice și filonașe de azbest: faza hidrotermală postmetamorfică sau mai recentă a condus la silicifieri (opalizări), argilizarea rocilor pegmatitice și la dedolomitizări cu formarea făinii dolomitice.

Peste carbonatitele cristaline se dispune, discordant și transgresiv, seria de Preluca. Caracterul de termen nou, dispus peste un fundament vechi metamorfozat este atestat de trascul oblic al limitei cartografice, prezența unui metaconglomerat bazal care remaniază elemente din fundament printre care și carbonatite aparținînd primei serii.

Pe flancurile unui anticlinorin cu sîmbure de paragneise urmate de carbonatite cristaline se grefează o serie de anticlinale de ordin doi, delimitînd albiu sinclinale NE-SW cu umplutura constituită din rocile aparținînd complexelor bazale ale seriei de Preluca (complexul metaconglomeratelor, complexul flișoid inferior).

Pe măsură ce ne îndepărtăm spre NW de axul structurii majore, crestele anticlinale devin din ce în ce mai înguste ajungîndu-se „în extremis” la cîteva lame de 5-10 m (valea Domoșei, Copalnic).

Cercetătorii precedenți dau interpretări diferite acestor iviri de carbonatite. Hofmann (1887) stabilește existența unui orizont (sublinierea noastră) de „dolomite principale grăunțoase” (körnige Hauptdolomit) formînd flancurile unui anticlinal precum și a altor intercalații.

Kräutner (1937) în schimb plasază „calcarle și dolomitele seriei superioare” în sinclinale pensate, interpretare reluată de Stanciu (1956) și Lăzărescu⁵. Dimitrescu (1963) admite prezența unui orizont carbonatic dar nici el nu face diferență între lamelle de carbonatite din crestele anticlinalelor și intercalațiile de calcare cristaline asociate cu amfibolite, din seria superjacentă.

Acest lucru a devenit posibil doar printr-o cartare foarte atentă și efectuarea unui mare număr de analize — chimice și microscopice.

⁵ V. Lăzărescu. Cercetări geologice între Someș și Lăpuș, la NW de Dej. Lucrare de disertație. Inst. Petrol Gaze și Geologie, București.



În cele ce urmează ne vom referi în special la aflorimentele situate pe pereții impozanți ai defileului străbătut de râul Lăpuș.

La gura văii Afinișului (Dealul Corbului) se observă terminația periclinală (fig. 1) a unui anticlinal simetric cu flancurile normale, inclinând spre NW și SE cu 15-55°. Peste calcarele și dolomitele cristaline repauzează sernifite cu elemente intens budinate de cuarț alb.



Fig. 1. -- Gura văii Afinișului, dealul Corbului.

z, aluvion; s, sernifite; k, calcare și dolomite cristaline.

Embouchure de la vallée d'Afinis, colline Corbu.

z, alluvions; s, sernifites; k, calcars et dolomites cristallines.

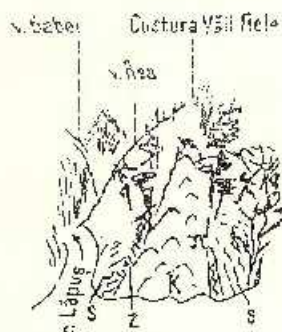


Fig. 2. Gura Văii Rele, Aspra.

k, calcare și dolomite cristaline; s, sernifite; z, zonă de zdrobire; n, pegmatite.

Embouchure de Văii Rele, Aspra.

k, calcars et dolomites cristallines; s, sernifites; z, zone d'écrasement; n, pegmatites.

Urmind în jos râul, din dreptul gurii Văii Rele pînă aproape de gura văii Românești vom întâlni o serie de anticlinale din ce în ce mai pensate, majoritatea avind planul axial inclinat cu 60°-70° spre NW. În timp ce anticlinalul de la gura Văii Rele (fig. 2) se „împăncază” doar în sernifite, cele de la Aspra (fig. 3) și Românești străbat sernifitele și o bună parte a complexului flișoid inferior apropiindu-se de baza complexului amfibolitic. Anticlinalul din amonte de gura văii Românești este pensat la nivelul râului Lăpuș (fig. 4) și dezvoltat în ovantai pe custură. În extremis procesul merge pînă la detașarea părții superioare a anticlinalului (fig. 5) formîndu-se lentile cu aspect de picătură și la efilarea flancurilor, ajun-gîndu-se la pseudointercalații în masa rocilor flișoide (Butcaș, fig. 6).

Studiul atent al rocilor înconjurătoare precum și examenul carbonatitelor atestă prezența unor mișcări efective în flancurile anticlinale. Pe 15-80 cm, sernifitele sînt adesea înlocuite prin micășturi cu granați



Fig. 3. — Versantul drept al defileului Lăpușului, Aspra.

k, carbonațiți cristalini; m, straturi cuarțitice cu șistozitate ritmică; z, zonă de micașisturi.

Versant droit des gorges du Lăpuș, Aspra.

k, carbonatites cristallines; m, schistes quartzeux laissant voir une schistosité rythmique; z, zone à mica-schistes.

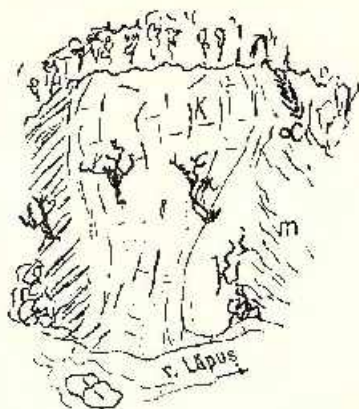


Fig. 4. — Defileul Lăpușului, în amonte de gura văii Româneștilor.

k, carbonațiți cristalini; m, straturi cuarțitice; z, amfibolite.

Gorges du Lăpuș, en amont de l'embouchure de la vallée de Românești.

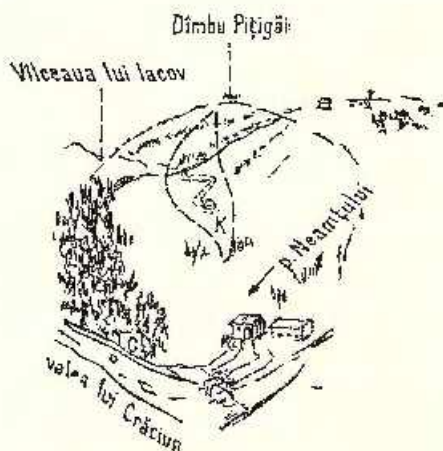
k, carbonatites cristallines; m, schistes quartzeux; z, amphibolites.

Fig. 5. — Dîmbu Pițigăii.

Lambeau de calcar dolomitic (k) în straturi cuarțitice (c).

Dîmbu Pițigăii.

Lambeau de calcaire dolomitique (k) dans des schistes quartzeux (c).



în care microscopul pune în evidență rotirea sincinematică a porfiroblastelor de almandin (milonit metamorfozat?). Urmează apoi o zonă de 15-60 m în care elementele de serufite: cuarțul alb sau cenușiu sînt

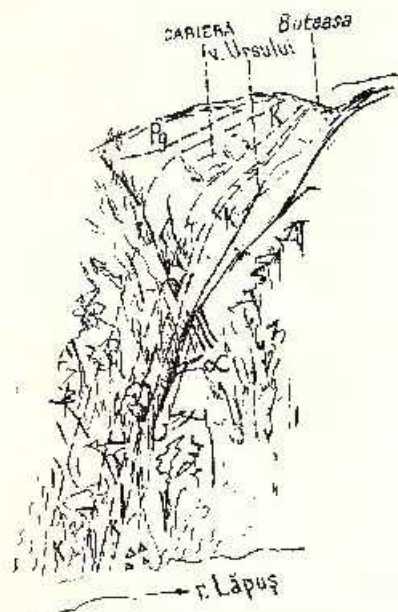


Fig. 6. — Ivițe de marmură (k) de pe valea Ursului-Buteasa.

k, sisturi cuarțitice iserice metaflyșului inferior;
a, sifilitolite; Eg. Paleogea.

Affleurement de marbre (k) dans la vallée Ursu-Buteasa.

k, schistes quartzitiques iserice du metaflysch inférieur; a, sifilitolites; Eg. Paléogée.

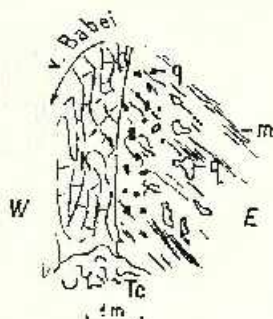


Fig. 7. — Detaliu la limita cu carbonatitele cristaline, Valea Babei, Aspra.

q, cuarț; g, granați; m, mlașă; K, carbonatite cristaline; Tc, taf calcaros recent.

Détail à la limite avec les carbonatites cristallines, Valea Babei, Aspra.

q, quartz; g, grenats; m, mlașă; K, carbonatites cristallines; Tc, taf calcaire récent.



Fig. 8. — Lentilă de calci larg cristalizat în șarniera anticlinalului din figura 4.

Lentile de calce largement cristallisées dans la charnière de l'anticlinal de la figure 4.

puternic contorsionate, rupte sau alpite; în matrice apar de asemenea granați paraeristalizați. În alternanța de micașisturi, cuarțite și sisturi cuarțitice din complexul flyșoid inferior, se constată o „întoarcere” bruscă a șistozității, adesea transversal pe granoclasarea cuarțitelor (fig. 7); sînt prezente filonașele și lentilele de pegmatit intruse pe contact (Valea Rea, fig. 2).

În masa carbonatitelor se observă — grație levigării diferențiale actuale — o microcutare extremă comparativă cu cea din masivele de sare, o reorientare și supracreștere a cristalelor de tremolit și o intensă

maclare polisintetică a carbonatului. Unele cristale prezintă urme evidente de supracreștere. În zonele de boltă sînt frecvente lentilele centimetrice sau decimetrice de calcit larg cristalizat (fig. 8).

Din cele de mai sus rezultă că simburii anticlinalelor au străpuns stratele superjacente în timpul metamorfozării seriei de Preluca. Rămîne de explicat modul în care carbonatitele — exemple de roci competente la efortul tectonic — au putut să se comporte ca sarea, anhidritul etc.

Analizînd comportarea tectonică a unor roci, Maška (1954) atrage atenția că noțiunile de „competență” și „incompetență” sînt relative. Sitter (1969) reproduce un exemplu în care calcarul prins în cherturi s-a comportat drept rocă incompetentă atrăgînd totodată atenția asupra importanței deplasărilor reticulare și a recristalizărilor care predomină în cazul ontării calcarelor în opoziție cu deplasările la nivel granular, caracteristic rocilor cuarțo-feldspatice.

Un factor important subliniat de Rittmann (1968) este „timpul de relaxare”: un stress care acționează asupra unei roci va provoca o deformare plastică atunci cînd viteza de deplasare provocată nu depășește viteza de rearanjare a structurii rețelei cristaline pe noua direcție. În caz contrar roca se rupe. Timpul, necesar rearanjării ionilor din rețea în forma inițială, „timpul de relaxare” este de ordinul a 10^{10} — 10^{11} sec⁻¹, în condițiile metamorfismului ceea ce limitează viteza cutărilor plastice la cîțiva cm/an.

Așadar, calcarele și dolomitele cristaline, care au constituit probabil niște culmi puțin proeminente în apropierea taluzului geosinclinal, au fost îngropate sub conglomeratele bazale ale seriei de Preluca. În faza de cutare și metamorfism, regenerarea fundamentului vechi s-a manifestat prin antrenarea acestor proeminente într-un proces de cutare intensă. Diferența de densitate (2,00 față de 2,5) și o incompetență accentuată față de rocile cuarțitice a făcut ca lamele de carbonatite să „îșncască” în sus, străpungînd acoperișul. Mobilitatea mare a carbonatitelor se explică toemai prin ușurința lor de a se macla (deplasări reticulare) și prin capacitatea de a se dizolva și de a se redepona cu ușurință.

Dacă carbonatitul inițial a avut granulație predominantă de $\varnothing 1$ mm și maclația (observată în secțiuni) a condus la alungirea prin maclare după [0112] de 1,8 mm și grosimea celor două complexe străbătute de cuta diapiră este de 500 m, dintr-o proeminență inițială înaltă de 200 m vom obține prin cutare o lamă de 360 m, restul de 140 m alungire fiind dată de dizolvări și recristalizări. De notat prezența obligatorie a stării crista-



line cu granulație mare fără de care nu pot fi imaginate mișcări atât de avansate avînd drept cauză deplasări la nivel reticular.

Întrucît aspectul cutelor și mecanismul lor de formare este similar cu cel al unor domuri ascensionale de sare din regiuni cutate, considerăm că se poate vorbi de un fenomen de „diapirism” și în cazul carbonatitelor cristaline, proces particular al unei cutări ejective⁶.

BIBLIOGRAFIE

- Dimitrescu R. (1963) Asupra șisturilor cristaline din nord-vestul Transilvaniei. *Bul. Soc. Șt. Nat. Comunicări de geol.* II (1960—1961), București.
- Hofmann K. v. (1887) Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahrb. d.k. ung. Geol. Anst. f. 1885*, Budapest.
- Kräutner Th. (1937) Révision des schistes cristallins du massif de Preluca (Munți Lăpușului). *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXI (1932—1933), București.
- Maška M. (1954) Analiza tectonică a cristalinelui. (Traducere I.D.T.), Praga.
- Rittmann A. (1968) Vulcanii și activitatea lor. Ed. tehnică, București.
- Sittler de L. U. (1969) Geologie structurală. Ed. tehnică, București.
- Stanciu V. (1959) Contribuții la tectonica cristalinelui Preluca (M. Lăpușului). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, București.

LE „DIAPIRISME” DE CERTAINES ROCHES CARBONATÉES CRISTALLINES DANS LE MASSIF PRELUCA (MARAMUREȘ)

(Résumé)

C'est au centre du massif Preluca, tout spécialement le long du défilé de Lăpuș, que des plis tout à fait particuliers, jamais décrits dans la littérature de spécialité, apparaissent.

Les termes basaux d'une série cristalline plus récente (Dinbu Pițigăii) se disposent au-dessus d'un subsassement ancien (la série de la vallée Arșița) constitué de paragneiss et de roches carbonatées cristallines. Toutes les deux appartiennent à la mésozone en faciès amphibolitique.

Vers le nord-ouest, les roches carbonatées cristallines forment les noyaux des anticlinaux de plus en plus aiguillés. Les calcaires et les dolomites percent les serpillites et les schistes quartzitiques de dessus. La preuve d'un mouvement effectif est faite par la présence des millonites (?) intensément métamorphosées dans les roches environnantes, par les macles intenses des cristaux de carbonate ainsi que par des lentilles de calcite recristallisée.

⁶ Precizări de terminologie la sugestia lui M. Săndulescu.



Le mouvement différentiel des roches carbonatées est dû à la différence de densité et à leur incompétence. À son tour, l'incompétence est applicable si l'on tient compte des mouvements au niveau du plan réticulaire (plan des marcles $[01\bar{1}2]$) et de la facilité avec laquelle des dissolutions et reprécipitations se produisent dans de telles roches.

En tenant compte des processus de soulèvement des dômes de sel, l'auteur se prononce aussi pour l'emploi du terme de „diapirisme” dans le cas des roches carbonatées cristallines.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

**NOTĂ PRELIMINARĂ ASUPRA STRATIGRAFIEI INSULELOR
CRISTALINE PRELUCA ŞI INĂU (JUDEŢUL MARAMUREŞ)¹**

DR

JOAN KALMĂR²

Abstract

Preliminary Note on the Stratigraphy of the Crystalline Islands Preluca and Inău (Maramureş District). Within the crystalline islands Preluca and Inău the presence of three series, namely the Răzoare series, the Preluca series and the Someş series are pointed out. The amphibolic rocks are of a magmatogenic origin. The existence of some metablastic migmatites is set forth.

Lucrările de cercetare geologică întreprinse în ultimii ani³ aduc o serie de precizări în legătură cu stratigrafia şi structura şisturilor cristaline din munţii Preluca şi Inău.

Regiunea cercetată de Pošepny (1862), Hofmann (1887), Kräutner (1937), Stanciu (1956), Dimitrescu (1963) se localizează pe cursul mediu al râului Lăpuş, desemnându-se ca o zonă morfologică elevată în mijlocul depozitelor paleogene şi neogene.

Cartările amănunţite au condus la separarea a şapte complexe petrografice, repartizate în trei unităţi cronostratigrafice cu grad de serie.

¹ Comunicare în şedinţa din 6 februarie 1970.

² Întreprinderea Geologică de Prospekţiuni, Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti.

³ I. Kalmăr. Prospekţiuni geologice pentru minerale nemetalifere — mică — în Preluca-Lăpuş. 1966. Arh. M.I.M.G. Bucureşti.

I. Kalmăr. Prospekţiuni geologice pentru muscovit, cuarţ şi feldspat în munţii Preluca, Maramureş. 1967. Arh. M.I.M.G. Bucureşti.

I. Kalmăr. Prospekţiuni geologice pentru minerale utile nemetalifere şi roci utile în munţii Preluca-Lăpuş (jud. Maramureş). 1968. Arh. M.I.M.G. Bucureşti.



A) Stratigrafia

1. *Seria de Răzoare*, care cuprinde grupa rocilor metamorfozate în subfaçiesul sillimanitic, este alcătuită din două complexe: unul inferior, cu paragnaise cu biotit, bogate în lentile cuarțo-feldspatice cu structură poichiloblastică și cuburi mici de sillimanit și altul, superior, constituit din carbonatite (calcare, dolomite) cristaline, cu intercalații lenticulare tremolitice.

Este caracteristic gradul avansat de cristalinitate, sistemul multiplu de microcute (NNE-SSW și NE-SW) și prezența unor microstructuri de înlocuire biotit-muscovit respectiv granați-biotit (început de metamorfism regresiv în cadrul aceleiași façies amfibolitice).

2. *Seria de Preluca* se dispune discordant peste unitatea precedentă, depășind transgresiv carbonatitele (bine vizibil la Preluca Veche și în special la Răzoare unde repauzează direct peste paragnaise). În partea de SW, NW și central-nordică (într-o mică măsură și în cristaliniul Inăului) este afectat de fenomene de retromorfism; șisturile cristaline din subfaçiesul almandin-staurolit tind să treacă în subfaçiesul amfibol-epidotie sau — în extremis — în façies albit-cloritice: pe seama granaților, biotitului, amfibolilor și a oligoclazului se formează, în aceeași ordine, biotit respectiv clorit sau fengit, epidot, zoizit și albit. Peste procesele de retromorfism se suprapune și metasomatoza hidrotermală prezentă în apropierea unor zone fracturale.

a) *Seria* începe printr-un complex discontinuu blastopsefitic, deosebit de bine vizibil în cheile Lăpușului la Aspra, Românești și Boiu Mare. În baza acestui complex apar remaniate numeroase blocuri (metaolistolite) de calcare dolomitice proprii seriei de Răzoare, precum și lentile de calcare blastodetractice în care se observă fragmente de paragnaise remaniate din fundament (valea Hotarului-Răzoare, valea Tisei-Aspra).

b) Urmează un complex de cuarțite albe, cenușii, cuarțite micacee și șisturi cuarțitice cu rare intercalații de micașturi muscovitice, cu o șistozitate ritmică evidentă, în care la microscop se pune în evidență o granoclasare relictă. Am numit acest pachet de roci „complexul inferior flișoid”.

c) Complexul următor, de grosime mult mai redusă se caracterizează prin prezența, în același context petrografic, unor bancuri decimetrice sau metrice de amfibolite asociate cu lentile de calcare cristaline, cuarțite negre, micașturi cu granați, mici lentile de magnetit și impregnații piritose. Ivirile de amfibolit, foarte numeroase, se pot raporta



la 2-5 nivele. Studiul mineralogie și chimie pune în evidență legătura lor de consangvinitate cu micile corpuri de metatroctolite din valea Dobricelului și a Inăului, semnalate pe harta geologică 1 : 100.000 (foaia Tg. Lăpuș, 1961). În cuprinsul localității Răzoare, la nivelul stratigrafic corespunzător se localizează lentilele de cuarțite negre purtătoare de mineralizație (carbonatată și silicatată) de mangan și fier.

După opinia noastră, complexul amfibolitelor marchează un episod al magmatismului simatic în geosindinalul în curs de umplere în care s-au pus în loc și produsele halmirolitice ale unor erupții submarine (silicolite, carbonatite, argile feruginoase).

d) Peste acestea s-a depus ultimul complex al seriei și anume „complexul superior flișoid”, care, spre deosebire de cel dintâi este mai micăcu iar muscovitul predomină net asupra biotitului.

e) În seria de Preluca am identificat prezența unor migmatite metablastice (gnaise oculare biotitice cu porfiroblaste de granați) înconjurată de o aureolă de micașturi cu granați. Ivirile cele mai importante se întâlnesc la Buteasa, în defileul Lăpușului și Dosul Codrului. Alte mici iviri apar în Cheile Borecutului (cristalinul Inăului). Prezența lor pare să fie legată de magmatismul sinorogen profund.

3. *Seria de Someș* apare în împrejurimile Butesei (valea Cărbunăriștilor, valea Boilă, Creanga Rea, La Crajduri) pe o suprafață mică și într-o situație morfologică deosebit de dificilă. Este reprezentat prin micașturi satinete cu granați idioblastici, staurolit și 2 generații de biotit, șisturi cuarțitice fine, gnaise albe, calcare cristaline fine, amfibolite epidotice și șisturi grafitoase. Se pare că stau, geometric vorbind, deasupra șisturilor cristaline ale seriei precedente, fără să putem preciza dacă e vorba de o transgresiune sau o situație tectonică. Din punct de vedere litologic se aseamănă pînă la identitate cu rocile care apar în munții Ticău, Bic, Măgura Șimleului și Mezeș.

Nu e exclus ca peteele de micașturi cu granați, staurolit și relicte de disten de la gura Dobricelului (Răzoare) să reprezinte continuarea spre est a seriei de Someș, la fel și micașturile cu granați cloritizați din sonda de la Lăpușu Românesc.

B) Tectonica

Cercelările noastre confirmă prezența unui anticlinoriu central Săbnița-Stoiceni, avînd în simbură paragneisele și pe flancuri, carbonatitele cristaline.



Pe aceste flancuri (în special pe cel de NW) se grefează numeroase cute de ordin II, în simburile cărora apar carbonatitele sub forma unor lame puternic strivite, cu aspect particular.

Apar de asemenea numeroase falii direcționale și transversale, unele din ele fiind reactivate în Terțiar.

C) Considerații asupra vârstei șisturilor cristaline

Pe baza microflorei determinate de A d i n a V i s a r i o n într-un calcar cristalin grafitos (asociat cu amfibolite), vârsta seriei de Preluca poate fi datată în primă aproximație drept proterozoic-superioară. Observația concordă cu schema generală de dezvoltare a ciclurilor tectono-magmatice prealpine (G i u ș c ă et al., 1969)⁴.

Prezența masivă a rocilor carbonatice în cadrul seriei de Rázoare ne îndeamnă să facem o apropiere între aceasta și seria de Bistrița-Barnar din Carpații Orientali⁵. Cum seria de Someș are o constituție petrografică comparabilă cu partea superioară a acestei serii (K r ä n t n e r, 1968) rămâne ca cercetările viitoare să conducă la precizarea echivalentului seriei de Preluca în Carpații Orientali și la semnificația celor două discordanțe.

D) Pegmatitele

Neavând nici o indicație (de teren sau chimică) asupra legăturii filoanelor pegmatitice și aplitice din Preluca cu magmatismul sinorogen profund am considerat necesar să amintim prezența lor într-un subcapitol separat. Ipoteza formării lor prin segregare metamorfică în accepția lui D a l y (1932) și G h i k a - B u d e ș t i (1927) este confirmată de compoziția chimică și mineralogică a lor, dar relațiile structurale, în special aureola de contact cu roca înconjurătoare pune un semn de întrebare. Se pare că formarea lor a avut loc anterior retromorfismului părții vestice a seriei de Preluca, retromorfism care afectează și unele filoane de pegmatit.

⁴ Expunere verbală la ședința de deschidere a comunicărilor științifice a Societății de Științe Geologice din R.S.R., februarie 1969.

⁵ Subliniată de M. M u r e ș a n (comunicare verbală, 1969).



BIBLIOGRAFIE

- Daly A. R. (1930) *Igneous rocks and the depth of the Earth*. New York.
- Dimilirescu R. (1963) Asupra ȝistoriilor cristaline din nord-vestul Transilvaniei. *Bul. Soc. Șt. Nat. Comunicări de geol.* II (1960—1961), București.
- Chika-Budești Șt. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. G. (1969) Sequence of tectono-magmatic pre-alpine cycles on the territory of Roumanie. *Acta Geol. Ac. Sc. Hung.* 13, Budapest.
- Hofmann K.v. (1887) Geologische Notizen über die kristalinische Schieferinsel von Preľuca und über das nördlich und südlich anschliessende Terřliřland. *Jahrb. d.k. ung. geol. Anst. f. 1885*, Budapest.
- Kräutner Th. (1937) Révision des schistes cristallins du massif de Preľuca (Munții Lăpușului). *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol-geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Pořepny F. (1862) Geologische Verhältnisse des mittleren Lăpos Gebietes. *Jahrb. d.k.u.k. geol. R. A.* Wien.
- Stanciu V. (1956) Contribuții la tectonica cristalinului Preľuca (M. Lăpușului). *D. S. Cam. Geol.* XXXIX, București.

APERÇU PRÉLIMINAIRE SUR LA STRATIGRAPHIE DES ÎLES
CRISTALLINES PRELUCA ET INĂU (MARAMUREȘ)

(Résumé)

À la suite des recherches entreprises par l'auteur dans les îles Preľuca et inău, les horizons des terrains cristallins de ces massifs ont été établis de la manière suivante : la série de Răzoare, la série de Preľuca et la série de Someș.

La série de Răzoare représente un ancien noyau régénéré, constitué de roches à cristallinité avancée (paragneiss, roches carbonatées cristallines) : elle est comparable à la série de Barnar-Bistrița.

La série de Preľuca est représentée par quatre complexes : le complexe basal métaconglomératique, le complexe flyschéide inférieur, le complexe amphibolitique et le complexe flyschéide supérieur. Elle est discordante et transgressive sur les dépôts précédents. Ce sont les phénomènes rétro-morphiques qui sont très répandus à l'ouest de cette série. Son âge protérozoïque supérieur a été établi à partir des critères microfloriques.

La série de Someș comprend des schistes quartzo-micacés, identiques à ceux des monts Bic et Țicău.

Les amphibolites de la série de Preľuca représentent les produits du magmatisme initial. Le magmatisme synorogène a eu pour effet la formation d'une zone de migmatites métablastiques à Butcașa.



Les pegmatites de Preluca et Inău se sont constituées durant le métamorphisme de la série de Preluca, antérieurement au retromorphisme.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique des massifs de Preluca-Inău (échelle au 1/100.000^e).

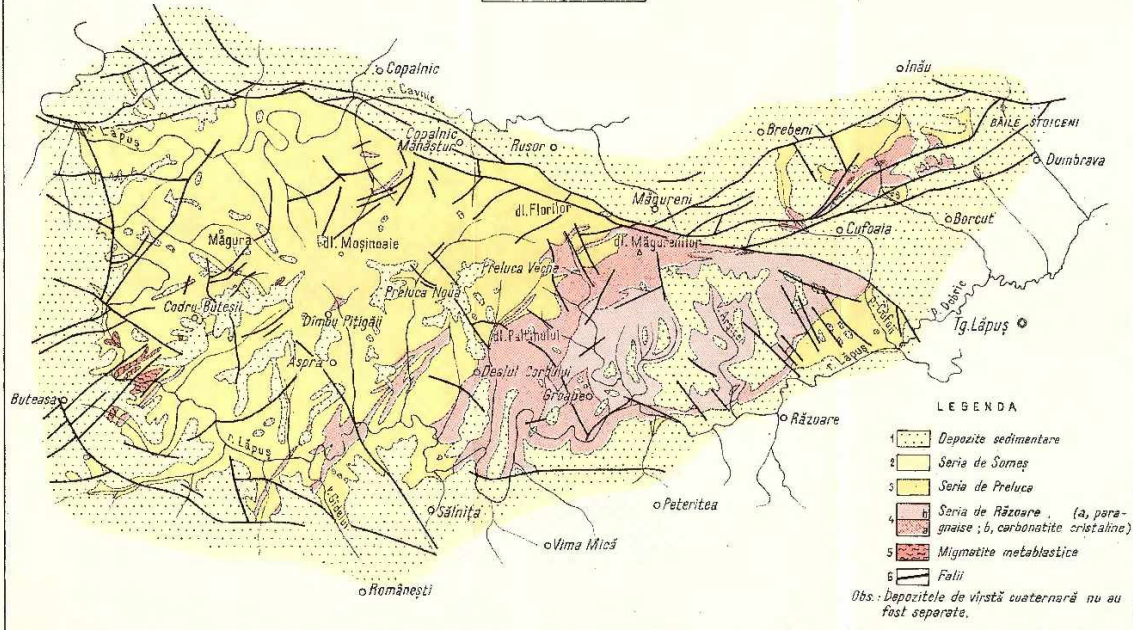
1, dépôts sédimentaires; 2, série de Someș; 3, série de Preluca; 4, série de Râzoare (a, paragneiss; b, carbonatiles cristallines); 5, migmatites métablastiques; 6, failles.

Remarque. On n'a pas séparé les dépôts d'âge quaternaire.



IOAN KALMÁR
HARTA GEOLOGICĂ A MASIVELOR PRELUCA - INĂU

0 2 4 Km.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

PREZENȚA UNOR ROCI CARBONIFERE ÎN MUNȚII BISTRIȚEI
(CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

ALCIBIADE IOAN MUȘAT, OLIMPIA VASILESCU²

Abstract

Presence of Some Carboniferous Rocks in the Bistrița Mountains. In this paper the authors mention - for the first time in this zone - the presence of rocks showing a slight metamorphism, and which occur under the shape of outliers within the crystalline series of the Bistrița Mountains. These rocks are assigned to the Carboniferous formations on the basis of lithological, petrographical and palinological data. They have been always observed in the neighbourhood of the tectonized zones. Pointing out the carboniferous formations in this region will contribute to obtain a general image as regards the existence of a horizon with such rocks in the East Carpathians.

În cursul cercetărilor cu caracter de prospecțiune geologică, efectuate între anii 1966-1969, în cadrul seriei cristalofiliene a munților Bistriței, am întâlnit unele roci cu aspect deosebit, atât față de șisturile cristaline, cât și față de rocile sedimentare ce repauzează peste ele.

Poziția, aparent incertă în succesiunea stratigrafică, ca și aspectul lor au impus cercetarea anunțată atât în teren, cât și în laborator, iar aceasta a condus la concluzia, că avem de-a face cu șisturi carbonifere.

Ele apar pe ambii versanți ai muntelui Fărăoane, pe Bîtea Domnească, Bîtea Tîrșului, valca Suhărzelul Marc, Runcul Ciocăneștilor, Obcina Arsenesei etc., întotdeauna în poziție tectonică.

În masivul munților Bistriței au mai fost citate roci sau formațiuni considerate de vîrstă paleozoică sau carboniferă (S a v u l, 1954; Ș t e f a n, Vasilescu, Cosma, 1956³; Mușat, Vasilescu, Gridan,

¹ Comunicare în ședința din 6 martie 1970.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Str. Caransebeș nr. 1, București.

³ R. Ștefan, L. Vasilescu, St. Cosma. Contribuții la studiul petrografic și geologic structural al Cristalinului din zona Panaci-Șarul Dornei-Argestrului. Netipărită.



Nedelea, 1968⁴; Mușat, Vasilescu, 1970; Kräutner, Mirănuță, 1970; Bercia, Bercia, 1970; Mușat, Vasilescu, Paraschivescu, Pâslaru, 1969⁵).

Savul (1954), care le observă și citează pentru prima dată în munții Bistriței, la nord de perimetrul la care ne referim noi, consideră că „ele constituie un nivel de sedimentare superior stratelor din care s-au format șisturile de Bretila”, peste care le-a și găsit de altfel și le descrie sumar ca „o serie de șisturi negre cu pigment cărbunos”, sau „cîteodată avînd chiar caracterul conglomerat prin elementele de cuarț ce le conțin sau ca „șisturi fine, mate, cu pete albe și urme de limonit în pseudo-morfoză după pirită”.

Ștefan, Vasilescu, Cosma (1956) prezintă în lucrare tipurile de roci întîlnite, separînd seria cristalină mezozonală (tip Bretila) diaforitică, seria mezozonală migmatică (zona estică) și seria epizonală. Pe baza unor roci strivite (filonite) și a unor conglomerate slab metamorfizate, precum și a raporturilor de discordanță, se consideră că seria epizonală și cea mezozonală „vestică” (tip Bretila) sînt în raporturi tectonice, în baza epizonei situîndu-se filonitele, care marchează suprafața de încălcare a acesteia peste mezozonă. Mezozona estică considerată migmatică este de asemenea în raporturi tectonice cu epizona, pe planul unei fracturi puțin înclinată față de verticală — fractură pusă în evidență pentru prima dată de către Savul.

Mușat, Vasilescu, Gridan, Nedelea (1968) le citează și stabilesc vîrsta pe baze litologice, petrografice și palinologice și le fixează aparițiile în raportul geologic și harta respectivă.

Mușat, Vasilescu (1970) le citează ca roci sedimentare cu un slab metamorfism, de vîrstă carboniferă, ce apar în petece pe ambii versanți ai muntelui Fărăoane (munții Bistriței).

În regiunea Vatra Dornei-Iacobeni, Bercia, Bercia (1970) consideră formațiunea semnificativă, descrisă în Carpații Orientali de Savul (1954), Ștefan, Vasilescu, Cosma (1956), ca reprezentînd un complex detritic filonitizat de vîrstă Paleozoic superior, care apare într-o unitate alpină separată pentru prima oară în zona cristalină-mezo-

⁴ Al. I. Mușat, Olimpia Vasilescu, T. Gridan, N. Nedelea. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în zona Mestecăniș-Fărăoane, Munții Bistriței, Carpații Orientali. 1968. Arb. M.I.M.G. București.

⁵ Al. I. Mușat, Olimpia Vasilescu, C. Paraschivescu, C. Pâslaru. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în Munții Bistriței (Mestecăniș-Fărăoane). 1969. Arb. M.I.M.G. București.



zoică. Această unitate ocupă o poziție intermediară spațial între unitatea de Bretila-Iacobeni și pinza de Bistrița. Se consideră că partea superioară a scriei de Tulgheș ar putea să reprezinte ca vîrstă, un corespondent al seriei de Repedea (Permo-Carbonifer).

Cercetările efectuate în ultima vreme de către autorii acestei lucrări au pus în evidență o arie mai largă de răspîndire a acestor roci.

Megascopice aceste roci sînt de culoare negricioasă, negricios-cenușie, cu aspect mat, dure, se sparg în plăci după planele de șistozitate, uneori cu diaclaze umplute cu calcit și sulfuri de fier limonitizate. Ele apar în facies ardezie, argilitic sau ca șisturi argilo-cărbunoase fine, ori ca gresii fine cărbunoase, siltite sau grauwacke.

Deși faciesurile sub care apar sînt destul de variate, rocile sînt întotdeauna bine stratificate, au pigment cărbunos, uneori au lamele vizibile de muscovit sau biotit pe fețele de clivaj și prezintă întotdeauna aspectul unor roci sedimentare ce au suferit un ușor metamorfism, datorită căruia structura originală a rocii sedimentare a fost foarte vag păstrată sau stearsă complet.

Pentru determinarea lor — căci poziția aparent incertă în succesiunea stratigrafică o impunea — și deci pentru stabilirea vîrstei și poziției lor în raport cu șisturile metamorfice de diverse tipuri din regiune, am întreprins un studiu amănunțit și complex (petrografic, litologic, chimic, palinologic, termic-diferențial etc.).

Sub microscop, rocile acestea se pot încadra în trei mari grupe, după cum urmează: filite cărbunoase; șisturi cuarțitice cu mica și feldspați (de asemenea cărbunoase); siltite.

Filite cărbunoase. Sînt roci fin granulare, alcătuite dintr-un fond cuarțo-granoblastic, mărunt, pe care se disting mineralele micacee sub forma unor șiruri fine ce subliniază caracterul șistos al rocii. Întreaga rocă este impregnată de un pigment cărbunos, concentrat îndeosebi pe planele de clivaj, forfecare și crăpăturile rocii. Microstructura variază în funcție de preponderența mineralelor dezvoltate granoblastic sau lepidoblastic. Structura rocii este blasto-psamitică.

Metamorfismul a dus la zdrobirea și recristalizarea cuarțului, a feldspaților și formarea unor minerale noi (pirofilit).

Cuarțul, unul din principalii componenți ai rocii, apare sub formă de granoblaste foarte alungite, cu contururi sinuoase, crenelate și cu incluziuni de pulbere fină cărbunoasă. Cel remaniat se prezintă în granule rotunjite sau subangulare și nu are pigmentul cărbunos.



Feldspații plagioclazi sînt de două generații. Cei remaniați de regulă maciați polisintetic și mai rar albit-Karlsbad, cu compoziții de 25-30 % An sau și mai rar „schachbrettalbit”, apar sfărîmați și în parte sericitizați. Cei de neoformație nu sînt maciați polisintetic sau albit și au întotdeauna inclusă substanța cărbunoasă (mai veche), dispusă în benzi după fețele de clivaj sau fața de macia Karlsbad, ceea ce și accentuează aceste discontinuități cristaline.

Mineralele micacee apar în lamele fine alungite, solzi și mai rar snopi, asociate în șiruri mai mult sau mai puțin continue.

Muscovitul, cel mai frecvent și mai larg dezvoltat, se găsește în foițe dispuse paralel cu șistozitatea.

Biotitul, subordonat, în foițe pseudohexagonale sau lamele alungite, frecvent cloritizat.

Cloritele sînt de tipul penin sau clinoclor.

Pirofilitul s-ar părea să se fi dezvoltat în foițe sau snopi neregulat dispuse printre celelalte mîce.

Mineralele grele prezente sînt sfenul și zirconul. Sfenul apare în indivizi fisurați și alterați în urma solicitărilor tectonice.

Șisturi cuarțitice cu mîce și feldspați. Apar sub forma unor filonite tipice (Williams, Turner, Gilbert, 1958), constituite dintr-o masă de cuarț mărunț zdrobit, pe fondul căreia se intercalează feldspații plagioclazi și benzi fine micacee, aspect observat și de către Bercia, Bercia în regiunea Iacobeni-Argestru (1970).

Contururile cuarțului zdrobit și alungit arată orientarea indivizilor conformă cu planele de clivaj ale rocii. În zonele unde este recristalizat, apare larg dezvoltat și foarte aplatizat.

Plagioclazii tot de două generații apar încadrați în benzile de cuarț. Cei remaniați au compoziția oligoclaz-andezin (cca 30 % An) sînt maciați polisintetic, zdrobiți și parțial sericitizați. Cei de neoformație sînt mai larg cristalizați, în general nemacliați, sau rareori maciați Karlsbad și au o compoziție mai bazică (40 % An).

Mineralele micacee, asociate în benzi largi, ondulate și cu flexuri mai mult sau mai puțin paralele, sînt constituite din muscovit (varietatea ferofengit), care apare în procentul cel mai ridicat și clorite. Foițele cu contururi difuze, sau mai rar lamele bine individualizate, colorate verzui-pal, cu culoarea de birefrință violet-cenușie (de ordinul 1), indică peninul. Uneori apar foițe de forma unor fascicule flexurate, dispuse anarhic, ceea ce ne face să credem că ar putea fi pirofilit.



Biotitul apare rar, în stare destul de proaspătă.

Mineralele grele sînt reprezentate prin magnetit limonitizat, în cristale cubice sau octaedrice, izolate, mai rar în agregate cu aspect poikilitic (avînd indivizi de cuarț angular ca incluziuni) și zircon în indivizi mici și rari.

Siltite. Rocile apar constituite dintr-un amestec intim de material argilos fin și unul ceva mai grosier, reprezentat prin cuarț, printre care se găsește lamele fine sau agregate de sericit și mai rar granule de feldspati. În masa rocii se mai distinge titanitul fin-granular, sub forma unor agregate cu aspect de pește.

Cuarțul apare în granule mărunte, colțuroase (angulare).

Muscovitul se găsește în lamele fine, uneori trecut în hidromuscovit (fără culori de birefringență).

Sericitul se întîlnește în agregate fin solzoase.

Întreaga masă a rocii, constituită din agregatele minerale de mai sus, apare uneori fără orientare, alteori foarte ușor orientată. Roca este străbătută de o serie de fisuri ce se întretaie sub diferite unghiuri, în care se găsește depus calcit și cuarț de origine secundară.

Calcitul se află în centrul fisurii, iar cuarțul la periferie, dispus perpendicular pe pereții ei, sub forma unor dinți de pieptene.

Prezența mineralilor dure, sfărîmate (cuarț, plagioclazi, sfen etc.) în toate aceste roci, ștergerea parțială sau totală a structurii originale, apariția unor plane de clivaj și de forfecare, ca și a mineralilor de neoformație (pirofilit, ferofengit, plagioclaz, cuarț), indică nu numai diagenizarea sedimentelor (Correns, 1950, „prin noțiunea de diageneză nu se înțelege transformarea provocată de alterare, ci ecce ce suferă un sediment între sedimentare și metamorfism”), ci chiar începutul unui metamorfism în faciesul șisturilor verzi (Winkler, 1967).

Distanța dintre planele de clivaj ale rocii este de la microscopică la milimetrică, în funcție de dimensiunile actuale ale granulelor componente. Aranjamentul paralel al acestora imprimă rocii șistozitatea și rubanarea specifică. Culoarea negricioasă sau negru-cenușie le este de asemenea caracteristică și se datorește pulberii cărbunoase, dispusă pe planele de clivaj ale rocii și ale mineralilor de neoformație.

Prezența biotitului și a plagioclazului mai bazic (cca. 40 % An) în aceste roci sînt efectul metamorfismului hidrotermal suprapus peste metamorfismul termodinamic. Un alt argument în favoarea influenței soluțiilor hidrotermale asupra acestor roci carbonifere este și faptul

că le-am găsit întotdeauna în vecinătatea zonelor tectonizate și metamorfizate hidrotermal, unde influența acestor soluții nu s-a limitat numai la ele, ci a afectat și rocile din jur. Reamintim că rocile carbonifere sînt străbătute de fisuri, pe care s-au depus calcit, cuarț și sulfuri (acum limonitizate).

Din punct de vedere litologic, rocile acestea se aseamănă, uneori pînă la identitate cu faciesul grezos (filitic) al seriei de Schela (comparația materialului și a secțiunilor subțiri și discuție personală cu Paliuc, 1965⁶, 1966⁷). De asemenea am comparat materialul nostru și secțiunile din el cu descrierile din literatură (Manolescu, 1933; Răileanu, Năstăseanu, Mutihac, 1957; Răileanu, Năstăseanu, 1958; Ciornei, 1970; Kräutner, 1968; Kräutner, Mîrăuță, 1970).

Analiza termică diferențială efectuată pe un material bine omogenizat a pus în evidență prezența pirofilitului (între 550°-640°C), foarte greu de observat sub microscop (fig. 1).

Analiza chimică a indicat prezența materiei organice cărbunoase. Lipsa grafitului, dar prezența unui cărbune superior, ca și în șisturile considerate grafitoase în regiune, ne oferă anumite indicații cu privire la gradul de metamorfism suferit de rocă.

Analizele palinologice⁸ ne-au indicat prezența unor spori, ca: *Laevigatosporites* cf. *densus* Alp., *Laevigatosporites vulgaris* Ibr., *Variourisporites plicatur* Alp., citați de B. Alpern în Carboniferul mediu-superior. Aceste forme, în cazul formațiunilor de care ne ocupăm, sînt asociate și cu altele menționate ca preponderente în Paleozoic și care se continuă cu o intensitate scăzută și în Mezozoic.

Poziția acestor roci în succesiunea stratigrafică din regiune arată că ele s-au depus atît peste formațiunile mezometamorfice, cît și epimetamorfice, dar au fost deranjate din poziția inițială, în urma mișcărilor tectonice, care au avut loc începînd de la Carbonifer în sus (fig. 2).

Compoziția mineralogică a rocii ne oferă indicații, atît asupra naturii materialului original, cît și a locului de depunere care — după părerea noastră — trebuie să fi fost în apropierea țărmlui.

⁶ G. Paliuc. Raport privind documentarea mineralogică și petrografică asupra lucrărilor executate în șantierul ISRM — Vîezoroi. 1965. Arh. M.I.M.G. București.

⁷ G. Paliuc. Raport privind documentarea mineralogică și petrografică asupra lucrărilor executate în șantierul Vîezoroi. 1966. Arh. M.I.M.G. București.

⁸ Analizele palinologice au fost efectuate de Adina Visarion de la laboratorul Palinologie, Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, București.



Prezența pirofilitului, ferofengitului, albitului de neoformație etc., indică o temperatură destul de mare, care să fi putut afecta sedimentele inițiale, la o adâncime mică și la o presiune tangențială foarte mare. Poziția lor actuală, numai lângă roci mai competente tectonic (gnaise,

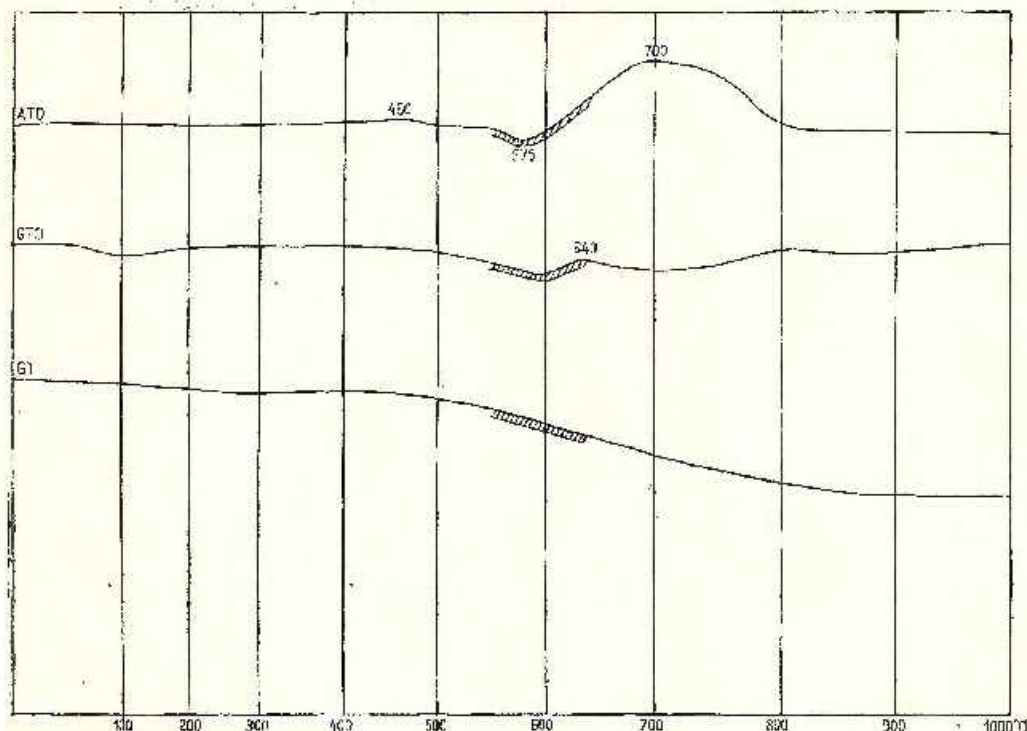


Fig. 1. — Derivatograma termică a probei 521.

ATD, analiza termică diferențială; GTD, gravitația termică sau viteza de schimb a cantității; GT, gravimetria termică sau pierderea la calcinare; 460°C, oxidul liber de fier; 575°C, coulaj cuplat cu pirofilit (indică pierderea în greutate pînă la 640°C); cea 700°C, substanță organică de natură carbonaceă.

Derivatogramme thermique pour l'échantillon 521.

ATD, analyse thermique différentielle; GTD, gravitation thermique ou vitesse d'échange du poids; GT, gravimétrie thermique ou perte par calcination; 460°C, oxydes libres de fer; 575°C, quartz couplé à la pyrophyllite (indique la perte en poids jusqu'à 640°C); environ 700°C, substance organique de nature charbonneuse.

dolomite etc.) și ele influențate de către mișcările tectonice (diafctorizate) și de alte cauze, explică transformarea lor pe de o parte și prezența numai în petece, rămase exclusiv lângă ele, pe de altă parte.

Ciornei (1970) arată în lucrarea sa că în partea centrală a cristalinelui Vaserului, în zona șisturilor mezometamorfice, apare seria de Jneapăn, constituită din roci slab metamorfizate, reprezentate prin

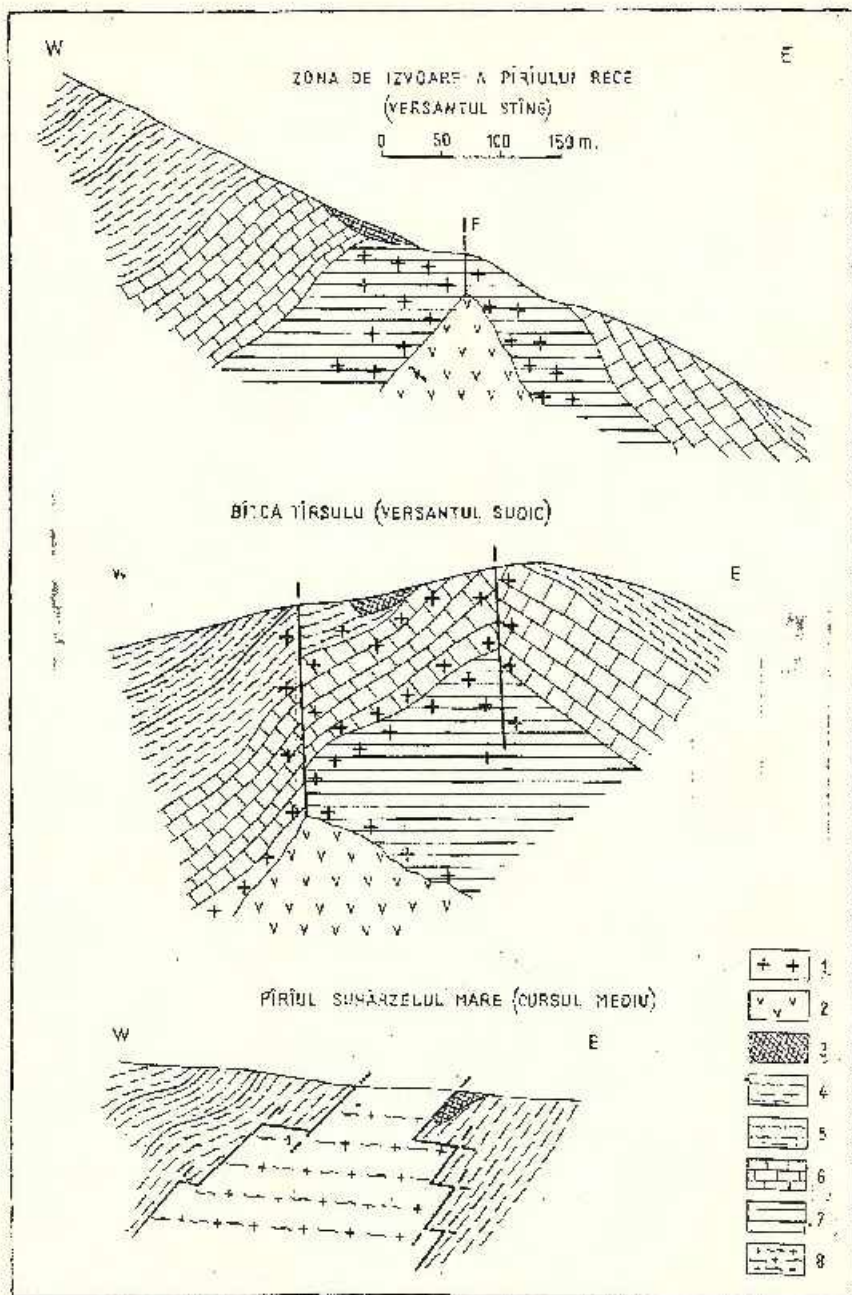


Fig. 2

metapsamite și metapelite, considerate de autor ca fiind de vîrstă Carbonifer interior. În cadrul șisturilor mezometamorfice, această serie are o dezvoltare mult mai redusă, fiind caracterizată prin solzi (în poziție discordantă). Cercetările efectuate de autorul citat prezicează pentru prima dată existența Carboniferului în partea nordică a Carpaților Orientali.

În încheiere, credem că punerea în evidență a acestor roci, pentru prima oară în regiunea citată de noi, va contribui la lămurirea problemelor geologice de aici și poate și la obținerea unei imagini de ansamblu în ceea ce privește existența unui orizont de roci carbonifere în Carpații Orientali.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornă-Iacobeni (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol. XXXVIII*, București.
- Ciornei P. (1970) Privire generală asupra mineralizațiilor din bazinul Văii Vascerului (Maramureș). *D.S. Com. Stat. Geol. LIV/1*, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1968) Asupra terenurilor metamorfice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol. 2*, 13, București.
- Correns C. (1950) *Geochimica et Cosmochimica Acta*. I.
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinel Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol. LV/1*, București.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol. 13/2*, București.
- Manolescu G. (1933) Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol. I*, București.
- Mușat Al. I., Vasilescu Olimpia (1970) Mineralizațiile de sulfuri de la Fărăoane și Arșița (munții Bistriței - Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. LV/2*, București.
- Păpău V. C. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. științifică, București.
- Rădulescu D. (1965) Petrografia rocilor sedimentare. Ediția a II-a. Ed. didactică și pedagogică, București.

Fig. 2. — Secțiuni geologice ipotetice în zonele unde aflăreză Carboniferul, scară 1:5.000. Zona de izvoare a Pîrului Rece (versantul stîng), Bîtea Tîrșului (versantul sudic), Pîrul Suhărzului Mare (cursul mediu).

1, roci afectate hidrotermale; 2, roci bazice intruzive; 3, roci carbonifere; 4, șisturi clorito-sericitoase ± cuarțitice; 5, șisturi clorito-sericitoase = cuarțitice ± feldspatice; 6, dolomite; 7, roci mezometamorfice; 8, galea porfiroidă de Pietroșu.

Coupes géologiques hypothétiques dans la zone où affleure le Carbonifère, échelle au 1/5.000^e. Zone des sources de Pîrului Rece (versant gauche), Bîtea Tîrșului (versant méridional), Pîrul Suhărzului Mare (cours moyen).

1, roches affectées par les solutions hydrothermales; 2, roches basiques intrusives; 3, roches carbonifères; 4, schistes chlorito-sericiteux = quartzitiques; 5, schistes chlorito-sericiteux = quartzitiques + feldspatiques; 6, dolomites; 7, roches méso-métamorphiques; 8, galea porphyroïde de Pietroșu.



- Răileanu Gr., Năstăsescu S., Mulihae V. (1957) Cercetări geologice în regiunea Anina-Doman (zona Reșița-Moldova Nouă, Banat). *Bul. Șt. Acad. R.P.R. secția geol. geogr.* II/2, București.
- Năstăsescu S. (1958) Contribuțiuni la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Cindanovița-Lupac (Banat). *An. Univ. Prahov.* 18, București.
- Savul M. (1954) Cercetări geologice în regiunea Cărlibaba (Bucovina). *D. S. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Williams H., Turner J. F., Gilbert M. Ch. (1958) *Petrography*, Freeman and Company, San Francisco.
- Winchel A. N., Winchel H. (1951) *Elements of optical mineralogy*. John Wiley et Sons, New York.
- Winkler H. G. F. (1967) *Die Genese der Metamorphien Gesteine*. Springer Verlag, Berlin.

SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINES ROCHES CARBONIFÈRES DANS LES MONTS DE BISTRITA (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Les auteurs signalent — pour la première fois dans cette zone — la présence de certaines roches sédimentaires à métamorphisme faible, qui affleurent comme lambeaux à position tectonique dans la série cristallophyllienne des monts de Bistrița.

On leur attribue l'âge carbonifère à partir des analyses lithologiques, pétrographiques et palinologiques. Ces roches apparaissent en faciès très variés, à savoir: ardoisier, argileux, schistes argileux charbonneux fins, siltites ou grauwackes, toujours à pigment charbonneux. Leur métamorphisme a atteint le degré de début du faciès des schistes verts.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STRUCTURA ȘI PETROLOGIA ȘISTURILOR CRISTALINE DIN
REGIUNEA ȘINCA NOUĂ-HOLBAV
(MUNȚII FĂGĂRAȘ)¹

DE

ILARALAMBIE SAVU, ALFRED C. SCHUSTER²

Abstract

Structure and Petrology of the Crystalline Schists from the Șinca Nouă-Holbav Area (Făgăraș Mountains). The Upper Archaean-Proterozoic crystalline schists from the Șinca Nouă-Holbav region pertain to two metamorphic series: the Cumpăna mesometamorphic series and the Făgăraș epimetamorphic series. The first series includes several complexes of crystalline rocks. Owing to pre-Baikalian movements the crystalline schists from this zone located within the Carpathian Bend have marked a folding under the control of two directions of tectonical transport. The first has determined folds parallel with the structural axis of the Carpathian range, whereas the second led to the formation of some hemianticlinal and synclinal structures perpendicular to the same axis, and which predominate in the inner side of the Bend. Under the control of the regional metamorphic factors, which has displayed in temperature conditions ranging from 450 to 600°C and pressure from 4 to 8 Kb, four metamorphic zones which may be distinguished by their metamorphism isogrades, have formed and namely: the biotite zone, the almandine zone, the staurolite zone and the staurolite-kyanite zone each with parageneses of characteristic minerals. The migmatization processes which have displayed at lower levels show a metasomatic origin, and have been determined by solutions rich in K, that have migrated from the deep anatexis zones where the granitoid magma had formed, the latter generating small scale intrusions of synorogenic granodiorites which occur within the eye migmatite complex. The retro-morphism processes belong to two different types: an autoretromorphism process determined by late pre-Baikalian metamorphic solutions, and an alloretromorphism process determined by Hercynian movements. The crystalline schists are crossed by Mesozoic vein rocks.

¹ Comunicare în ședința din 15 mai 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Introducere

Regiunea Șinca Nouă-Holbav este situată în extremitatea nord-estică a munților Făgăraș. Primele observații, în general cu caracter informativ, asupra șisturilor cristaline din această regiune au fost făcute de Meschendorfer (1860), Hauer și Stache (1863) și Wachner (1915). În lucrările de sinteză asupra munților Făgăraș, Primics (1884), Reinhard (1910) și Ghika-Budești (1940) cuprind în ansamblul cercetărilor întreprinse regiunea de la vest de cea studiată de noi.

În anul 1930, Schmidt efectuează cercetări mai detaliate în partea de nord-est a munților Făgăraș, separând trei serii de șisturi cristaline. În concepția sa, formațiunile epimetamorfice ale seriei de Ciuta, care formează sinclinalul de Șinca Nouă, cuprind și depozite sedimentare laminate, ca gresii, conglomerate, calcare și dolomite de vîrstă eventual permo-triasică.

Manilici (1956) revia cercetările geologice în această regiune, acordînd o atenție deosebită rocilor eruptive filoniene mezozoice. În șisturile cristaline separă seria de Holbav care ar cuprinde zona gnaiselor oculare, gnaisele și micașisturile și seria epimetamorfică de Ciuta în care deosebește filite, șisturi cloritoase și cuarțite grafitoase.

În 1964, Dimitrescu cercetează regiunea situată la vest de Șinca Nouă, în care regăsește seriile metamorfice de Cumpănu și Făgăraș separate de Ghika-Budești (1940) mai la vest și seria de Ciuta stabilită de Schmidt (1930).

Depozitele sedimentare postmetamorfice și tectonica alpină a regiunii au fost studiate amănunțit de Săndulescu (1966).

În ultimii ani, Micu³ și Micu, Paraschivescu⁴ efectuează cercetări cartografice și petrografice mai detaliate în regiunea Poiana Mărului-Holbav-Șinca Nouă. Acești cercetători mențin denumirile celor două serii de Holbav și de Ciuta, în ultima cuprinzînd însă,

³ C. Micu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase și pămînturi rare în zona Poiana Mărului-Șinca Nouă (partea de nord-est a Munților Făgăraș). 1966. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ C. Micu, C. Paraschivescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase și metale rare în regiunea Poiana Mărului-Holbav (partea de nord-est a Munților Făgăraș). 1967. Arh. Inst. Geol. București.



atît rocile epimetamorfice, cît și pe cele mezometamorfice dialtorizate. În cadrul seriei de Holbav ei separă din punct de vedere petrografic mai multe grupe de roci.

În vederea întocmirii hărții geologice la scara 1 : 50.000, foaia Codlea, noi am efectuat în anul 1969 cercetări detaliate privind stratigrafia, tectonica primară și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șenca Nouă-Holbav, aspecte care nu fuseseră abordate în lucrările cercetătorilor anteriori. Scopul lucrării de față este de a prezenta rezultatele acestor cercetări și de a stabili unele concluzii de ordin mai general, privind condițiile de metamorfism din această regiune în comparație cu procesele metamorfice din alte regiuni ale Carpaților Meridionali.

Stratigrafia șisturilor cristaline

Șisturile cristaline precambriene sînt cele mai vechi formațiuni geologice din regiune. Acestea suportă discordant în partea de nord depozite permiane, care în timpul mișcărilor hercinice finale au fost prinse sub o importantă falie de încălecare (pl. III). În ciclul alpin regiunea a fost acoperită de depozite sedimentare mezozoice și neozoice. Mișcările alpine au determinat o serie de fracturi care au adus șisturile cristaline în raporturi tectonice cu depozitele sedimentare mezozoice (Săndulescu, 1966), atît în partea de est, cît și de nord a regiunii.

Șisturile cristaline din regiune aparțin, după cum au arătat și cercetătorii anteriori, la două serii metamorfice: seria mezometamorfică de Cumpăna și seria epimetamorfică de Făgăraș (pl. III). Menționăm că în vederea uniformizării și a posibilităților de corelare, pentru denumirea seriilor metamorfice separate am adoptat denumirile seriilor echivalente din vestul munților Făgăraș, care au început să fie utilizate mai frecvent în ultimul timp, indicînd alături și vechea denumire.

A) *Seria de Cumpăna* cuprinde formațiunile echivalente stratigrafic cu cele separate de Ghika-Budești (1940) și Dimitrescu (1964) în vestul munților Făgăraș și înglobează în cea mai mare parte șisturile cristaline încadrate de cercetătorii anteriori la seria de Holbav. În cadrul acestei serii noi am separat trei complexe de roci metamorfice.

a) **Complexul migmatitelor de Cumpăna-Holbav** (1800 m grosime) cuprinde formațiunile metamorfice cele mai infe-



rioare, la zi, ale seriei mezometamorifice. Acest complex se dezvoltă în partea de sud-est a regiunii, între Măgura Codlei, dealul Stimbavului și localitatea Holbav și constă în principal din migmatite oculare — oftalmite (fig. 1) — și migmatite lenticulare, în care se intercalează rar gnaise



Fig. 1. — Migmatite oculare pe valea Holbavului, în sat.

Migmatites ocellées dans la vallée d'Holbav, dans le village.

cuarțo-feldspatice și mici lentile de granodiorite sau de separații aplitice paralele.

b) Complexul gnaiselor, cu o grosime de 1500 m, urmează peste complexul migmatitelor și se dezvoltă spre nord-vest până la falia majoră pîrîul Lupului (pl. III) care întrerupe succesiunea stratigrafică a seriei. Acest complex este destul de heterogen, fiind alcătuit dintr-un orizont de gnaise cuarțo-feldspatice situat în bază, în care se intercalează paragnaise cu muscovit și biotit, paragnaise biotitice, migmatite oculare fine (gnaise noduloase) și câteva lentile de amfibolite; urmează un orizont de paragnaise cu biotit și muscovit care prezintă la rîndul său intercalații de gnaise cuarțo-feldspatice, rar micașisturi și gnaise amfibolice; în continuare succede un orizont format din micașisturi cu staurolit și disten.

c) Complexul paragnaiselor și micașisturilor urmează la nord-vest de falia pîrîul Lupului și se dezvoltă până în vîrfurile Ciuta. Acest complex este, de asemenea, foarte variat din punct de vedere litologic, fiind alcătuit din alternanțe dese de paragnaise cu muscovit și biotit — care predomină — și micașisturi cu staurolit și disten în partea sa inferioară, micașisturi cu staurolit în partea mediană și micașisturi cu granat în partea superioară. Apar subordonat și intercalații de gnaise cuarțo-feldspatice cu muscovit și biotit, cuarțite și cuarțite micacee și subordonat ortoamfibolite și șisturi amfibolice.

B) *Seria de Făgăraș*. Peste complexul superior al seriei de Cumpăna urmează în continuare formațiunile mai slab metamorfozate ale seriei de Făgăraș, cu o grosime de 250 m. Aceste formațiuni considerăm că sînt echivalente, stratigrafic, cu cele din baza seriei de Făgăraș descrise de Ghika-Budești (1940) și Dimitrescu (1964) la vest de Șinca Nouă. Seria cuprinde formațiunile slab metamorfozate atribuite de Schmidt (1930), Manilici (1956), Micu⁵ seriei de Ciuta, exclusiv formațiunile sedimentare și rocile retrometamorfozate și laminate. Această serie se dezvoltă pe o suprafață restrînsă în axul sinclinalului Șinca Nouă, formațiunile sale fiind răspîndite în bazinul piraieilor Mesteacănului și Flueneștilor, la nord-vest de virfurile Ciuta și Țilfa. Ea este alcătuită predominant din șisturi micacee fine cu biotit și clorit, în care apar intercalații subțiri de șisturi cuarțitice micacee și cîteva lentile de cuarțite grafitoase negre.

În ceea ce privește vîrsta acestor două serii cristaline, pînă în prezent nu sînt date sigure. Constatăm însă, că stratigrafia lor este foarte asemănătoare cu aceea a celorlalte serii cristaline din Carpații Meridionali, în special cu a celor din munții Semenic (Savun, 1970 a) și deci, ele trebuie să aibă aceeași vîrstă ante-proterozoic — superioară ca și acestea. Bazați pe considerente de ordin stratigrafic și de vîrstă absolută, Giușcă et al. (1969) au arătat că aceste serii cristaline s-au format într-un ciclu tectono-magmatic prebaicalian-postcarelian.

Pe baza litologiei acestor serii se poate stabili că în vechiul geosinclinal s-au depus la început depozite terigene, în general psamitice și psamo-pelitice, iar în partea finală au predominat cele pelitice. Ortoamfibolitele și șisturile amfibolice reprezintă produsele metamorfozate ale magmatismului inițial al acestui ciclu, iar micile lentile de granodiorite gnaisice din complexul migmatitelor sînt indicatoare ale activității unui magmatism sinorogen acid.

Tectonica primară a șisturilor cristaline

Sub influența mișcărilor diastrofice de la sfîrșitul ciclului prebaicalian, în timpul cărora are loc și procesul de metamorfism al celor două serii cristaline, formațiunile din partea de sud-est a regiunii sînt cutate paralel cu orientarea axului tectonic major al catenei carpatice în zona de curbură. Formațiunile din partea de nord-vest a regiunii, situate la interiorul curburii arcului carpatic, sînt antrenate într-o serie de struc-

⁵ Op. cit. pct. 3.



turi hemianticlinalale și sinclinalale orientate pe direcția WNW-ESE, diferită de orientarea axului catenei carpatice (pl. III, secțiunea II). Între acestea distingem sinclinalul Șinca Nouă-Stimțav în axul căruia se situează formațiunile seriei de Făgăraș. La nord de acesta se remarcă un hemianticlinal și un sinclinal orientate paralel cu el dar mai puțin importante.

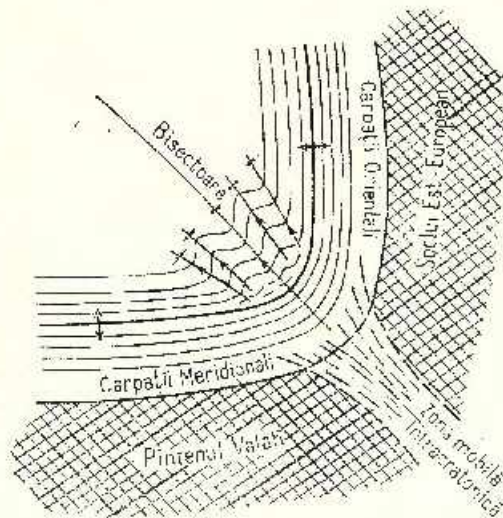


Fig. 2. — Efectul de curbură asupra stilului de cutare al formațiunilor metamorfice prebaicaliene.

Effet de la courbure des Carpatés sur le style de plissement des formations métamorphiques prébaicaliennes.

O structură hemianticlinală se mai schițează și la sud-vest de bazinul văii Șinca Nouă.

Această structură complicată a șisturilor cristaline prebaicaliene de la interiorul curburii Carpaților a fost determinată de existența în timpul cutărilor a două direcții de transport tectonic, determinate la rândul lor de împingerile soclului continental arhaic-carelian, est-european și de pindenul valah al acestuia, situat la sud. Sub influența acestor împingeri, cutarea formațiunilor a avut atât tendința de a se orienta paralel cu marginile soclului continental, respectiv paralel cu axul structural major al catenei carpatice, cât și de a forma cute orientate pe direcția WNW-ESE, care reprezintă rezultante ale celor două forțe (fig. 2). Acestea din urmă se orientează paralel cu o linie bisectoare care, separând curbura Carpaților, s-ar continua spre WNW prin zona mediană a Munților Apuseni, linie aproximativ similară cu linia Someșului imaginată de Stille (1953).

Tendința de orientare a structurilor pe direcția axului major al catenei carpatice a fost predominantă în zona axială a catenei și la exteriorul său, în timp ce tendința de orientare pe direcția WNW-ESE a fost

mai accentuată la interiorul catenei, intensitatea acesteia din urmă crescînd cu cît ne îndepărtăm de axul structural major al catenei. În ambele zone însă, se resimt ambele mișcări, astfel că în zona internă culele principale (l_1), orientate pe direcția WNW-ESE, sînt intersectate de cule secundare (l_2) orientate pe direcția NNE-SSW (pl. III, secțiunea I).

Fig. 3.—Foliația (S_1) paralelă cu stratificația micascisturilor și paragneisurilor microcrotate de pe valea Șinca Nouă.

Foliation (S_1) parallèle à la stratification des micaschistes et des paragneiss microplissés de la vallée Șinca Nouă.



Axele b ale acestor cule și microcote (fig. 3), proiectate pe diagramele structurale demonstrează clar aceste fenomene (fig. 4).

Maximele de pe diagramele pentru lineatiile din complexul superior al seriei de Cumpăna și din seria de Făgăraș, situate la vest de falia pîriul Lupului, în zona de la interiorul catenei carpatice, pun în evidență un sistem de lineatii (l_1) orientate pe direcția N 74°W, care se afundă cu 26° spre WNW (fig. 4 a) și un al doilea sistem de lineatii (l_2) orientate pe direcția N 22°E, afundîndu-se cu 44° spre SSW (fig. 4 b).

Pe diagrama structurală pentru lineatiile din aria de dezvoltare a complexelor inferioare ale seriei de Cumpăna, situată în zona axială a catenei carpatice, la est de falia pîriul Lupului (fig. 4 c), lineatiile sînt distribuite astfel: l_1 prezintă o concentrare pe direcția NW, iar l_2 se grupează pe direcția NNE, direcții în care se și afundă. Aceste orientări marchează un paralelism evident cu lineatiile de la interiorul curburii.

Fisurile măsurate în toată regiunea cercetată formează pe diagrama din figura 4 d trei maxime importante: unul din maxime corespunde fisurilor orientate pe direcția N 11°E/75°S care ar reprezenta un sistem ac în raport cu structurile l_1 , respectiv bc în raport cu structurile l_2 și două maxime, unul corespunzînd fisurilor orientate pe direcția N 35°W/76°N, și altul corespunzînd fisurilor orientate pe direcția N 76°E/63°N, reprezentînd sisteme diagonale față de ambele structuri.

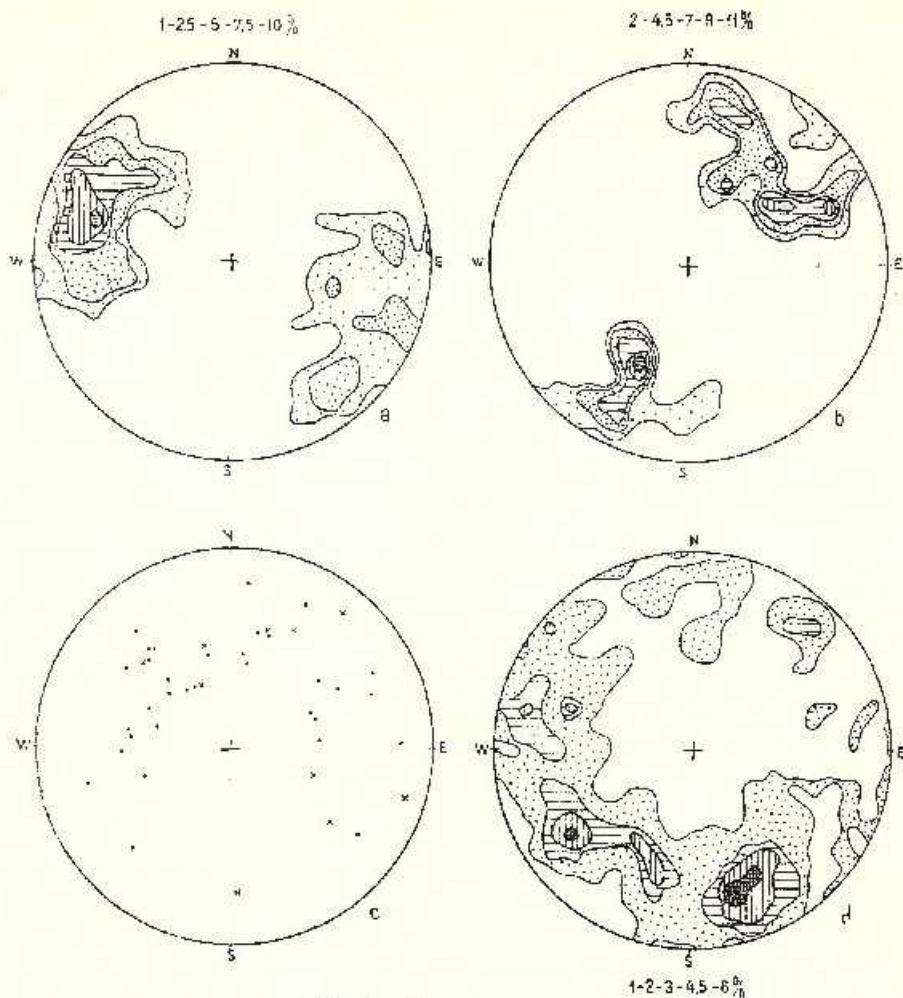


Fig. 4. — Diagrame structurale.

a, diagrama liniștilor l_1 (114 l_1) din zona internă a curburlor estend. carpaticilor izocronii: 1-2,5-5-7,5-10 %; b, diagrama liniștilor l_2 (44 l_2) din aceeași zonă; izocronii: 2-4,5-7-9-11 %; c, diagrama liniștilor l_1 (.) și l_2 (x) din partea de sud-est, situată în zona axială a catenelor carpaticilor; d, diagrama fisurilor (242 fisuri) din regiunea Sîncu Nouă-Holbav; isofixii: 1-2-3-4,5-6 %.

Diagramme structurale.

a, diagramme des linéations l_1 (114 l_1) de la zone interne de la courbure des Carpates; isochrones: 1-2,5-5-7,5-10 %; b, diagramme des linéations l_2 (44 l_2) de la même zone; isochrones: 2-4,5-7-9-11 %; c, diagramme des linéations l_1 (.) et l_2 (x) de la partie de sud-est, située dans la zone axiale de la chaîne carpatic; d, diagramme des fissures (242 fissures) de la région de Sîncu Nouă-Holbav; isofixes: 1-2-3-4,5-6 %.

Zone de metamorfism

Sub controlul factorilor metamorfismului regional, formațiunile celor două serii au fost metamorfozate în condițiile faciesului albit-epidot-



amfibolitic și ale faciesului amfibolitelor cu almandin, luînd naștere mai multe zone metamorfice, determinate pe baza distribuției mineralelor — index. Cercetărilor noastre nu le sînt expuse în prezent decît zona cu biotit, zona cu almandin, zona cu staurolit și zona cu staurolit și disten, separate între ele prin izogradele de metamorfism (pl. III).

a) Zona cu biotit, cu o grosime de aproximativ 200 m, se suprapune peste cea mai mare parte a seriei de Făgăraș. În cuprinsul ei apar roci cu cristalinitate redusă și cu aspect de filite, în care sînt caracteristice paragenezele de mai jos.

Micașisturi și șisturi cuarțitice :

1. Cuarț-plagioclaz-biotit (clorit)-muscovit-epidot ;

2. Cuarț-biotit (clorit)-muscovit.

Cuarțite grafitoase :

3. Cuarț-grafit-muscovit.

Biotitul, mineralul critic al acestei zone, se prezintă în lamele cu următorul pleocroism : Ng = Nm — brun-verde oliv ; Np — gălbui. El este înlocuit sau concrește cu un clorit de tipul sheridamit. Epidotul este un pistațit care formează cristale fine, idiomorfe sau cu contur neregulat, slab pleocroice. Plagioclazul (An₁₀₋₁₂) apare în cantitate mică, sub formă de cristaloblaste maclate polisintetic și slab sericitizate. Ca minerale accesorii apar zircon, turmalină și magnetit.

b) Zona cu almandin, de 1800 m grosime, se suprapune peste partea inferioară a seriei de Făgăraș și peste partea superioară a complexului paragnaiscelor și micașisturilor din seria de Cumpăna. Cristalinitatea rocilor rămîne în general fină. Sînt caracteristice paragenezele următoare :

Micașisturi :

4. Cuarț-plagioclaz-granat-biotit-muscovit (-grafit).

Șisturi cuarțitice :

5. Cuarț-plagioclaz-granat-biotit-muscovit ;

6. Cuarț-plagioclaz-muscovit.

Cuarțite :

7. Cuarț-biotit-muscovit (-calcit).

Paragnaise :

8. Cuarț-plagioclaz (-granat)-biotit-muscovit.

Mineralul critic pentru această zonă este granatul care se prezintă în porfiroblaste de 2-3 mm diametrul. Acestea prezintă frumoase structuri și determinate de incluziunile de cuarț, mîce și un praf fin de minerale

opace, care demonstrează rotirea granatului în timpul cristalizării sincinematice. În paragnaise el crește peste foliația rocii incluzând granule de cuarț, eventual lamele de mice, orientate paralel cu șistozitatea rocii (Se), determinând tipul de structură helicitică ce arată că structura mai compactă a gnaisului nu a permis rotirea granatului. Pe fisuri, granatul este înlocuit cu clorit, mai ales în zona de diaftoreză.

Plagioclazul (An_{12-15}) se prezintă în cristale maclate polisintetic.

Biotitul formează lamele bine dezvoltate, asociate cu lamele de muscovit, cu care formează împreună benzi paralele sau microcutate în rocile acestei zone. Pleocroismul său este Ng — Nm — brun; Np — gălbui. În zonele afectate de retromorfism prezintă separații de sagenit, iar când este înlocuit de clorit (penin) separă granule opace de oxizi de fier.

Ca minerale opace menționăm zircon, turmalină uneori cu structură zonală și magnetit.

În rocile bazice de origine magmatogenă, cum sînt ortoamfibolitele, s-a format următoarea parageneză :

9. Plagioclaz-hornblendă-cuarț-sfen.

Plagioclazul formează cristale cu contur neregulat, maclate polisintetic și slab sericitizate. Hornblendă se prezintă în cristale alungite pe direcția lineajiei rocii, avînd incluziuni de sfen. Prezintă următoarele proprietăți optice: Ng — albastru-verzui; Nm — verde-slab bruniu; Np — gălbui-verzui; c: Ng = 23°.

c) Zona cu staurolit, cu o grosime de 1000 m, se suprapune peste partea mediană a complexului gnaiselor și micașisturilor din seria de Cumpăna (pl. III). În cuprinsul ei se găsește micașisturi și paragnaise a căror cristalinitate mai avansată indică deja condițiile de metamorfism ale faciesului amfibolitelor cu almandiu. În această zonă sînt caracteristice diferite parageneze formate în funcție de compoziția materialului inițial.

Micașisturi :

10. Cuarț-plagioclaz-granat-staurolit-biotit-muscovit;

11. Cuarț-plagioclaz-granat-biotit-muscovit;

12. Cuarț-plagioclaz-biotit-muscovit.

Micașisturi cuarțitice și cuarțite :

13. Cuarț-plagioclaz (-granat)-biotit-muscovit.

Paragnaise și gnaise fine biotitice :

14. Cuarț-plagioclaz (-microclin-granat)-biotit-muscovit.

Staurolitul, mineralul critic în această zonă, se dezvoltă ca și granatul în porfiroblaste de 2-3 mm diametrul, care conferă micașisturilor structura porfiroblastică sau în cristale fine, avînd în general următorul



pleocroism : Ng — galben-auriu ; Nm — galben ; Np — incolor-slab gălbui. Uneori este înlocuit cu lamele fine de muscovit. După cum rezultă din paragenezele de mai sus, staurolitul nu apare decât în rocile a căror compoziție chimică a permis formarea lui ; el lipsește în general în unele micașisturi, paragneise și cuarțite, roci mai sărace în fier, magneziu și aluminiu.

Plagioclazul (An_{12}) apare în cristaloblaste cu contur neregulat, uneori și sub formă de porfiroblaste maclate polisintetice și cu structură poichiloblastică, incluzând în creșterea sa cuarț, granat și lamele de biotit dispuse paralel cu foliația rocii, ceea ce arată că el s-a format în stadiul final al cristalizării. Este uneori slab sericitizat. În unele gnaise în care apare și microclin, în contact cu acest mineral plagioclazul formează cu cuarțul concreșteri mirmekitice fine.

Granatul se prezintă în cristale hipidiomorfe, cu structură de atol sau scheletiforme și în general cu incluziuni de granule fine opace, cuarț și mica. În unele micașisturi incluziunile de cuarț alcătuiesc în granat o structură *Si* orientată diferit de foliația rocii (*Se*). Uneori este slab cloritizat pe fisuri sau pe margini.

Biotitul prezintă incluziuni de zircon cu aureole pleocroice și separații de sagenit. În unele roci apare un fenomen de recristalizare a lamelilor mari de biotit în lamele mai fine, determinat probabil de soluțiile care migrau din zona de formare a migmatitelor oculare, situată la 3-4 km mai jos. Uneori este slab cloritizat.

Unele roci din această zonă, cu structură blastoporfirică, au aspect de porfiroide, deși au suferit un metamorfism mai avansat decât cel al porfiroidelor clasice cunoscute în faciesul șisturilor verzi. Ele reprezintă probabil tufuri sau tufite acide metamorfizate și constau dintr-o masă fundamentală șistoasă, constituită din cuarț, plagioclaz și biotit, în care apar cristaloblaste mai mari de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz.

Mineralele accesorii din rocile acestei zone sînt reprezentate prin zircon, apatit, turmalină, rutil și magnetit sau ilmenit.

d) Zona cu staurolit și disten, cu o grosime de 4000 m, se suprapune peste formațiunile din baza complexului gnaiselor și micașisturilor de la vest de falia pîriul Lupului, precum și peste complexele gnaiselor și migmatitelor. Rocile din această zonă prezintă cristalinitatea cea mai avansată și pe alocuri intense fenomene de migmatizare. Cele mai caracteristice parageneze minerale din rocile silico-aluminoase sînt următoarele :

Micașisturi :

15. Cuarț-plagioclaz-staurolit-disten-granat-biotit-muscovit ;

16. Cuarț-plagioclaz-disten-granat-biotit(-muscovit).

Micașisturi cuarțitice :

17. Cuarț-plagioclaz-staurolit-granat-biotit-muscovit.

Paragnaise :

18. Cuarț-plagioclaz (-granat)-biotit(-muscovit).

Gnaise cuarțo-feldspatice :

19. Cuarț-plagioclaz-microclin(-granat)-biotit-muscovit.

Mineralele critice pentru această zonă sînt atît staurolitul cît și distenul. Distenul formează cristaloblaste lungi de 5-6 mm, orientate paralel cu axul b al structurilor l_1 și intercalate în benzile mai bogate în mice, fiind uneori îndoite în jurul porfiroblastelor de granat (pl. I, fig. 1). El lipsește în rocile mai sărace în aluminiu. Staurolitul apare cu aceleași caracteristici ca și în zona anterioară. De remarcat că în paragenezele unor micașisturi el lipsește, indiferent de poziția acestora în cuprinsul zonei metamorfice. Plagioclazul (An_{14-20}) maclat polisintetic după legile albit, albit-Karlsbad și perielin, formează cristaloblaste cu contur neregulat, uneori alungite.

În gnaisele cuarțo-feldspatice, roci leucocrate provenite probabil din metamorfozarea unor gresii cu caracter arcozian sau a unor tufite sau tufuri acide, apare frecvent și microclinul, în cristale cu contur neregulat și cu structura caracteristică (pl. I, fig. 2).

Granatul se prezintă fie în cristale mai fine, scheletiforme sau cu structură de atol (pl. I, fig. 3), fie în porfiroblaste cu diametrul de 3-5 mm. El este de obicei înțesat cu un praf fin opac și include pe margini sau în interior granule de cuarț, lamele de mice și cristale de rutil brun. Incluziunile formează în partea internă a cristalelor structuri S_i care arată că aceasta a crescut în timpul mișcărilor de cutare, în timp ce pe marginile porfiroblastelor cu contur neregulat incluziunile de praf opac sînt dispuse în mod regulat, în zone paralele cu fețele cristalografice virtuale, demonstrînd astfel că marginile cristalelor s-au format în condiții relativ statice, cînd mișcarea încetase sau era foarte slabă; uneori și incluziunile de cuarț marginale sînt dispuse zonal (pl. I, fig. 4).

Lamelele de biotit sînt mai larg dezvoltate în această zonă metamorfică și se asociază cu muscovit. Pleocroismul biotitului este în general mai închis decît în celelalte zone metamorfice: Ng — Nm — brun închis; Np — gălbui. Pe alocuri biotitul prezintă separații de sagenit sau este cloritizat, separînd granule opace de oxizi de fier.

Printre mineralele accesorii din rocile silico-aluminoase semnalăm zirconul, apatitul, turmalina, rutilul, rutilul ferifer și magnetitul.



Rocile bazice de origine magmatogenă sau tufitogenă prezintă paragenezele de mai jos.

Amfibolite :

20. Plagioclaz-hornblendă-biotit-cuarț.

Gnaise cu amfibol și biotit :

21. Plagioclaz-hornblendă-granat-biotit-cuarț.

Fig. 5. — Caracterul selectiv al procesului de migmatizare care afectează mai intens unele strate de roci (dreapta) și mai slab altele (stânga).

Valea Holbavului.

Caractère selectif du processus de migmatisation qui a affecté d'une manière plus intense certaines couches de roches (à droite) et d'une manière moins intense d'autres (à gauche).

Vallée d'Holbav.



Plagioclazul (Al_{37}) din ambele parageneze este mai bazic decât în restul formațiunilor din regiune. Se prezintă în cristaloblaste maclate polisintetic, uneori slab alterate. Hornblendă este o varietate comună maclată după fața 100, cu următoarele caracteristici optice: N_g — albastru-verzui; N_p — verde-brun; N_p — gălbui; c : $N_g = 24^\circ$. Biotitul apare în ambele parageneze, dar este mai bogat în gnaisele cu amfiboli de origine tufitogenă, în care atinge aproximativ aceeași proporție ca și amfibolul. Cantitatea de cuarț este de asemenea mai ridicată în aceste gnaise.

În nivelele mai profunde ale acestei zone metamorfice se dezvoltă fenomene de migmatizare. În complexul gnaiselor procesul este mai slab, astfel că pe substratul gnaisic (paleosoma) se formează mici fenoblaste de feldspat potasic, rezultând gnaise nodulare, ale căror parageneze ambigue au rezultat din mineralele paleosomei la care se adaugă feldspatul potasic de origine metasomatică. Uneori se separă și mici benzi leucoerate cu aspect aplitic, caracteristice mai ales în gnaisele cuarțo-feldspatice sau filonașe aplitice discordante.

Fenomenul de migmatizare este foarte avansat în complexul migmatitelor oculare, situat în partea inferioară a zonei și se manifestă de

obicei selectiv (Mehner t, 1968), așa cum reiese din figura 5. Rezultă roci cu următoarea parageneză mixtă:

22. Cuarț-microclin-plagiocelaz-biotit-muscovit.

Paleosoma migmatitelor oculare constituită din cuarț, plagiocelaz, microclin, biotit și muscovit este ondulată în jurul megablastelor de feldspat potasic, demonstrând că acestea din urmă s-au format în timpul

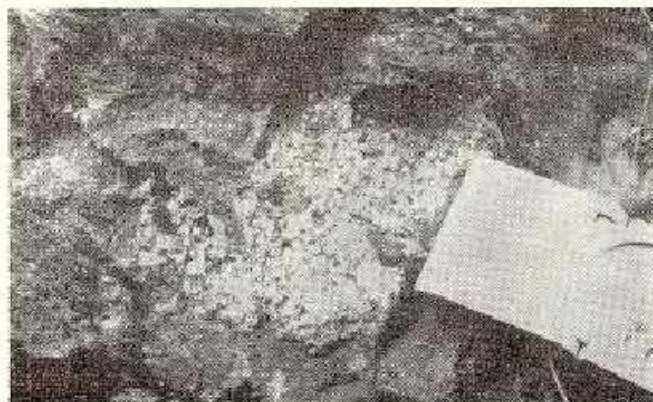


Fig. 6. — Cumulo blasts de feldspat potasic, cuarț și albit-oligocelaz în migmatitele de la Holbav.

Cumulo blastes de feldspath potassique, quartz et albite-oligoclase dans les migmatites de Holbav.

crystalizării paleosomei în condiții sincinematice. Plagiocelazul (An_{13}), care apare în cristale cu contur neregulat, formează numeroase concreșteri mirmekitice (pl. II, fig. 1).

Megablastele de feldspat potasic prezintă structura în grătar a microclinului mai ales pe margini, de unde aceasta pătrunde neregulat în interior. În unele cazuri, fenoblastele mai mici sînt maelate după logca Karlsbad și prezintă structură perititică (pl. II, fig. 2), de unde rezultă că aceste proprietăți ale feldspatului potasic nu se formează numai în condiții magmatice, ci și în condițiile unui proces metasomatic care are loc probabil la temperatură mai mare de 660°C și presiune înaltă. Uneori feldspatul potasic formează împreună cu cuarțul și plagiocelazul acid cumulo-blaste (fig. 6) sau lentile și benzi paralele cu foliația migmatitelor.

În apropiere de Holbav, în migmatitele oculare apar și mici corpuri lenticulare de granodiorite sinorogene cu textură gnaisică, ce conțin un biotit puternic colorat în brun-roșcat.

Condițiile termodinamice care au controlat procesele de metamorfism și migmatizare

În cursul metamorfismului celor două serii cristaline separate în regiune, condițiile termodinamice au variat în limite largi. Ele au determinat formarea mai multor zone metamorfice dintre care patru sînt

expuse cercetării noastre — zona cu biotit, zona cu almandin, zona cu staurolit și zona cu staurolit și disten, care se încadrează în faciesul albit-epidot-amfibolitic și faciesul amfibolitelor cu almandin (Eskola, 1939; Turner, 1968). Este evident că deasupra zonei cu biotit trebuie să fi existat o zonă a cloritului, care a fost însă erodată. Nu cunoaștem, de asemenea, grosimea totală a zonei cu staurolit și disten care în munții Semenicului este de 15000 m (Savu, 1969, 1970 a) și nici ce se găsește sub aceasta, eroziunea rămânând în prezent doar la nivelul pe care îl cunoaștem.

Analizând grosimea celor patru zone metamorfice, adâncimea și presiunea corespunzătoare la care au luat naștere, precum și temperatura apreciată pe baza temperaturii la care se formează în laborator mineralele index care definesc zonele (Althaus, 1967; Hoschek, 1967) și pe baza cărora am stabilit cele trei izograde de metamorfism figurate pe hartă (pl. III), obținem parametrii condițiilor termodinamice care au controlat metamorfismul progresiv (tab. 1). Se constată o mare asemănare

TABELUL 1

Zonele metamorfice și condițiile termodinamice care au controlat genzura lor

Seriile cristaline	Faciesurile metamorfice	Zonele metamorfice	Grosimea m	Adâncimea km	Presiunea Kb	Temperatura °C
Seria de Făgăraș	Șisturilor verzi	Zona cu clorit (erodată)	13000-14000	0-14	0-4	0-450
	Albit-epidot-amfibolic (facies de tranziție)	Zona cu biotit	200	14-14,200	≥4	450-470
		Zona cu almandin	1800	14,200-16,000	≥4-4,3	470-545
Seria de Gumpâna	Amfibolitelor cu almandin	Zona cu staurolit	1000	16-17	4,3-4,8	545-600
		Zona cu staurolit și disten	≥4000	17-21	4,8-≥6	600-> 600

între condițiile de formare a zonelor metamorfice din această regiune și cele din provincia metamorfică a munților Semenic (Savu, 1969, 1970 a), asemănarea mergând până acolo, încât zonele cu staurolit din ambele regiuni au grosimea de aproximativ 1000 m. Aceste condiții de PT și paragenezele formate în șisturile cristaline caracterizează condițiile termodinamice ale provinciei baroviene din munții Grempian (Scoția)

și se încadrează la seria de faciesuri standard disten-sillimanit de presiune înaltă (Miyashiro, 1961) ca și provincia din munții Semenicului.

Asemănarea dintre aceste două provincii metamorfice din Carpații Meridionali reiese clar din diagrama condițiilor termodinamice construită pentru munții Semenic (1969), pe care sînt trasate curbele gradientului PT pentru ambele regiuni (fig. 7). Cele două curbe pornesc din zona cu

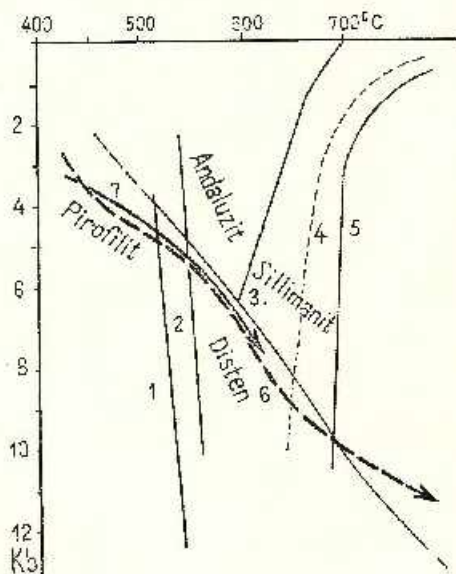


Fig. 7. — Diagrama condițiilor termodinamice.

1, limita de fază în reacția pirofilit = disten + cuarț + apă (Althaus, 1907); 2, limita de fază în reacția cloritoic + Al-silicat = staurolit + cuarț + apă (Isochek, 1907); 3, punctul ternar (Althaus, 1907); 4, curba de topire a granitelor (Utter și Bowen, 1958); 5, curba de topire a granitelor (Winkler, 1960); 6, curba gradientului PT pentru provincia metamorfică din munții Semenic (Savu, 1969); 7, curba gradientului PT pentru provincia metamorfică din munții Făgăraș.

Diagramme révélant les conditions thermodynamiques.

1, limite des phases quant à la réaction pirophyllite = distène + quartz + eau (Althaus, 1907); 2, limite des phases quant à la réaction chloritoïde + Al-silicate = staurolite + quartz + eau (Isochek, 1907); 3, point ternaire (Althaus, 1907); 4, courbe de la fonte du granite (Utter et Bowen, 1958); 5, courbe de la fonte des gneiss (Winkler, 1960); 6, courbe du gradient PT concernant la province métamorphique des monts Semenic (Savu, 1969); 7, courbe du gradient PT concernant la province métamorphique des monts Făgăraș.

biotit formată la temperatura de aproximativ 450°C și presiunea de 4 Kb și merg paralel cu curbele de stabilitate disten-andaluzit și disten-sillimanit, fiind suprapuse în zona cu almandin și zona cu staurolit, până în zona cu staurolit și disten, la temperatura de aproximativ 600°C și presiunea de 6 Kb, respectiv la adâncimea de 21 km.

În regiunea Șinca Nouă-Holbav, unde eroziunea nu a pătruns decît pînă la zona cu staurolit și disten, curba PT se oprește la nivelul acestor condiții, pe cînd în munții Semenic ea continuă la nivele mai profunde.

Alura curbelor condițiilor termodinamice din ambele provincii metamorfice arată că gradientul geotermic din aria geosinclinalului prebaicalian a fost de 20-25°/km.

Procesele de migmatizare din regiune s-au manifestat în timpul metamorfismului prebaicalian în aceste condiții termodinamice. După cum rezultă din diagrama din figura 7, în regiunea Șinca Nouă-Holbav curba gradientului PT nu a ajuns să intersecteze curbele de topire a gra-

nitelor, respectiv nivelele de manifestare a proceselor de anatexie, cum se poate observa în cazul curbei pentru munții Semenice, unde aceste procese sînt frecvente în zonele metamorfice de sub zona cu staurolit și disten. După cum au arătat Winkler (1966) și von Platen (1965), procesul de anatexie începe să se manifeste evident la aproximativ 625°C, temperatură care abia dacă este atinsă în munții Făgăraș în zona cu staurolit și disten.

Ținînd seamă de procesele intense de migmatizare, de caracterele megablastelor de feldspat potasiu din migmatitele oculare, precum și mai ales de prezența în cuprinsul lor a unor lentile de granodiorite sinorogene, ajungem la concluzia că migmatitele din complexul de Cumpăna-Holbav s-au format prin procese metasomatice, idee exprimată sub altă formă de Ghika-Budești (1940) și Dimitrescu (1964) pentru „gnaisle oculare” din partea de vest a munților Făgăraș. Ele s-au format în condiții sincinematice și au fost generate de soluțiile bogate în K ce migrau spre suprafață din zona de anatexie profundă, la nivelele inferioare ale scoarței prebaicaliene, unde se forma magma granitoidă din care au rezultat intruziunile sinorogene acide ale acestui ciclu. Aceste intruziuni au rămas însă în munții Făgăraș la nivele mai inferioare, micile corpuri de granodiorite gnaisice care apar în zona cercetată de noi, ea și mai la vest în valea Vilsanului unde au fost semnalate de Balintoni⁶, sînt indicatoare ale acestor intruziuni. Frontul migmatic sincinematic se deplasa în fața intruziunilor granitoide, fiind însoțit de mici injecții de magmă acidă. Este probabil că presiunea tangențială facilitează circulația soluțiilor bogate în K pe planele S_1 , pe care se formează megablaste de microclin, în jurul cărora paleosoma este ondulată (fig. 1, pl. II, fig. 3).

Procese de retrometamorfism

După cum s-a arătat în capitolele anterioare, fenomene de înlocuire a mineralelor primare prin altele secundare se întînesc aproape în toată regiunea. Observăm însă că aceste transformări au loc în două împrejurări: procese de retromorfism care nu sînt însoțite de modificări mecanice ale rocilor și procese de retromorfism însoțite de fenomene de milonitizare a acestora.

Primul proces este determinat de soluțiile metamorfice eventual și migmatice tîrzii, generate de însuși metamorfismul prebaicalian, care au circulat prin porii și fisurile rocilor, determinînd înlocuirea parțială

⁶ Comunicare verbală.



a granatului și biotitului cu clorit, a staurolitului cu muscovit și sericiti-zarea slabă a plagioclazului, structura și textura rocilor conservându-se. Acest proces a fost denumit în munții Semenic autoretromorfism (S a v u, 1969, 1970 a). Efectele autoretromorfismului nu au fost marcate pe hartă.

Al doilea tip de retromorfism se dezvoltă în partea de nord-vest a regiunii (pl. III), în lungul faliei hercinice târzii — presupusă anterior de S ă n d u l e s c u ⁷ — care determină încălcarea șisturilor cristaline peste formațiunile permienice. Sînt afectate discordant atât șisturile din zonele metamorfice mai profunde, cit și cele din zona cu biotit. Fiind un proces postmetamorfic determinat de mișcările hercinice, eventual și alpine, iar apa necesară transformărilor mineralogice fiind furnizată de alte formațiuni decît cele prebaicaliene, acest proces apare ca un allo-retromorfism (S a v u, 1970 b). În această zonă de alloretrromorfism rocile suferă fenomene de recutare, torsionare (pl. II, fig. 4), laminare și milonitizare. Menționăm că așa-zisele conglomerate metamorfozate semnalate de unii cercetători la est și sud de vîrfurile Ciula ca fiind situate în baza seriei cu același nume, analizate microscopic ele s-au dovedit a fi brocii formate în aceste condiții pe scama gnaiselor și micașisturilor din complexul superior al seriei de Cumpăna. Mineralele melanocrate din diferitele zone metamorfice afectate de acest proces sînt înlocuite adesea complet cu clorit — separîndu-se granule opace de oxizi de fier — staurolitul și plagioclazul cu sericit, iar cuarțul suferă fenomene de recristalizare. Un praf fin, opac, invadează uneori rocile milonitizate.

Roci eruptive mezozoice

Petrografia și petrochimia rocilor filoniene mezozoice care străbat șisturile cristaline (fig. 8) au fost studiate foarte amănunțit de M a n i l i e i (1956), care a separat diabaze, diferite varietăți de bostonite, sienite, sienite porfirice, porfire sienitice, aplite sienitice, trahite și porfire cuarțifere, roci pe care le-am întilnit și noi cu ocazia cercetării șisturilor cristaline. Aceste roci sînt însoțite de mineralizații de sulfuri complexe ⁸ (M a n i l i e i, 1956) care alcătuiesc în regiune un district metalogenetic caracteristic. Noi nu vom insista asupra acestor aspecte, ci vom încerca să prezentăm distribuția și originea acestor roci.

În regiunea cercetată, cele mai multe filoane de roci eruptive se grupează într-o arie alungită NE-SW, paralel cu falia pîrtului Lupului

⁷ Comunicare verbală.

⁸ D. G i u ș c ă. Raport asupra mineralizațiilor plumbo-zincifere din regiunea Șinea Nouă-Zărnești. 1942. Arh. Inst. Geol. București.



(pl. III). O altă arie mai puțin importantă de răspândire a acestor roci, orientată de asemenea pe această direcție, este situată în bazinul piraieiilor Ruda Mare și Ruda Mică. Cu tot paralelismul care există între direcția de alungire a acestor arii și direcția faliei pîrului Lupului, observăm că nu toate filoanele se orientează paralel cu falia (fig. 9). Rezultă că această

Fig. 8. — Filoane, concordante și discordante de camptonit în gnaisele de pe valea Holbavului.

Filons concordants et discordants de camptonite dans les gneïss rencontrés dans la vallée d'Holbav.

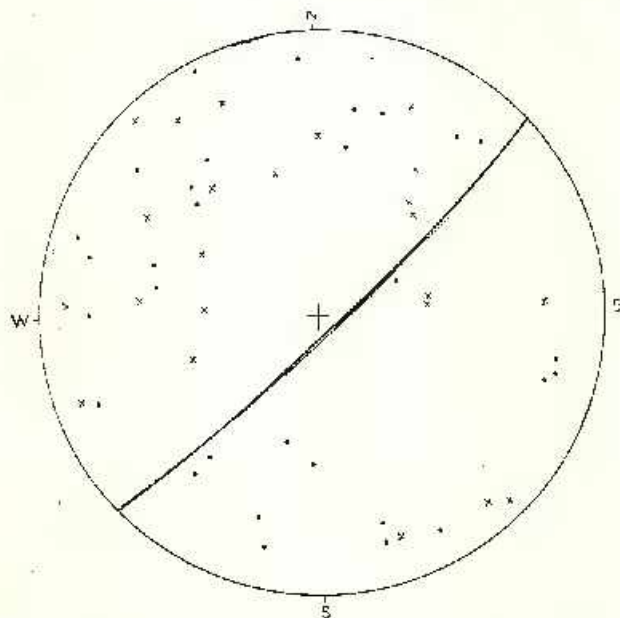
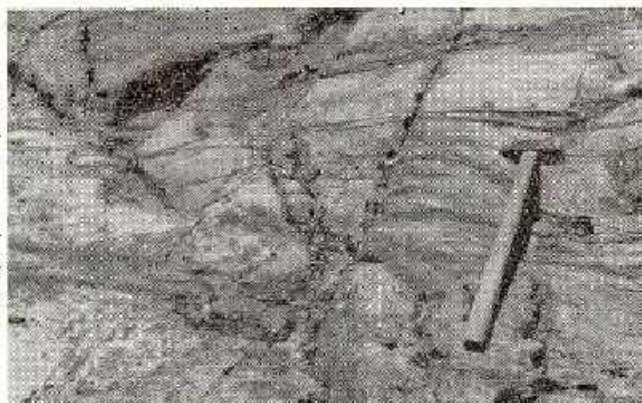


Fig. 9. — Diagrama pentru 22 plane de falie (x) și 29 filoane (.) de roci eruptive mezozoice din regiunea Șinca Nouă-Holbav. Cu linie plină este proiectat planul faliei pîrului Lupului.

Diagramme de 22 plans de faille (x) et 29 filons (.) de roches éruptives mésozoïques de la région de Șinca Nouă-Holbav. En traits continus on a projeté le plan de la faille du ruisseau Lupușu.

falie profundă și altele paralele cu ea au servit drept cale de acces a magmelor din adîncime, dar în apropierea suprafeței acestea s-au distribuit în lungul unor falii asociate și probabil, pe cele două sisteme de fisuri primare din șis-

turile cristaline, deoarece cîmpurile de concentrare a filoanelor (fig. 9) se suprapun în parte peste maximele fisurilor din figura 4 d. Remarcăm în partea de nord-est a regiunii un dyke de sienite porfirice (ortofire), intrus paralel cu falia pîriul Lupului pe care în extremitatea sa nordică o și străbate, demonstrînd astfel că a fost pus în loc după formarea acesteia. Filoane din același tip de rocă apar în continuare la vest de falie, pînă la confluența văilor Găunoasa și Holbav, eventual și mai la sud.

Deoarece Manilici și Vilceanu (1963) au stabilit că rocile filoniene sînt de vîrstă mezozoică (liasică), rezultă că falia pîriul Lupului, pe care acestea o străbat, aparține unui sistem de fracturi de distensiune mai vechi, probabil de la începutul ciclului alpin.

În ceea ce privește originea diferitelor tipuri de roci, este clar că diabazele (bazaltele), bostonitele, ortofirele și chiar porfirele cuarțifere reprezintă produsele magmatismului inițial al ciclului alpin. Prezența în aceeași regiune a sienitelor cuarțifere și a camptonitelor arată că magmatismul inițial a fost urmat în această parte de la curbura Carpaților de o activitate magmatică intrusivă alcalină și acidă ce se încheie cu filoane de lamprofire. Intruziunile posibile produse de această activitate magmatică sînt situate probabil în adîncime, dyke-urile sienitice reprezentînd doar apofize ale lor.

Concluzii

Șisturile cristaline ante-proterozoic—superioare din regiunea Șinca Nouă-Holbav aparțin la două serii metamorfice: seria mezometamorfică de Cumpăna (Holbav) și seria epimetamorfică de Făgăraș (Ciuta). În cadrul primei serii se deosebesc mai multe complexe de roci metamorfice.

În timpul mișcărilor prebaicaliene șisturile cristaline din această zonă de la curbura Carpaților s-au cutat sub acțiunea a două direcții de transport tectonic. Una din acestea a determinat structuri paralele cu axul structural al catenei carpatice predominante în partea de sud-est a regiunii, iar a doua a condus la formarea unor structuri hemianticlinale și sinclinale orientate pe direcția WNW-ESE, perpendicular pe primele, care predomină la interiorul curburii. În ambele zone însă, se resimt efectele celor două direcții de transport tectonic, efectul complementar fiind slab.

Sub acțiunea metamorfismului regional care s-a manifestat în condiții care au variat între temperaturile de 450-600°C și presiunile de 4-6 Kb, în șisturile cristaline expuse cercetării noastre s-au format patru zone me-

taormice : zona cu biotit, zona cu almandin, zona cu staurolit și zona cu staurolit și disten, fiecare cu parageneze de minerale caracteristice și separate între ele prin izogradele de metamorfism.

Procesele de migmatizare, ce s-au manifestat la nivelele inferioare, sînt de origine metasomatică și au fost determinate de soluțiile bogate în K care migrau din zona de anatexie profundă, unde se forma magma granitoidă din care au rezultat micile intruziuni sinorogene de granodiorite care apar în complexul migmatitelor oculare.

Procesele de retromorfism aparțin la două tipuri diferite : un proces de antoretromorfism determinat de soluțiile metamorfice tîrzii prebaicalene cu conservarea texturii rocilor și un proces de alloretrromorfism determinat de mișcările hercinice tardive și care este însoțit de modificarea mecanică a texturii rocilor.

Rocile filoniene mezozoice, care străbat șisturile cristaline, sînt legate de un sistem de fracturi orientat pe direcția NE-SW. Ele constau din roci bazice și alcaline aparținînd magmatismului inițial alpin, care a fost urmat de roci cu caracter intrusiv și filoane de lamprofire.

BIBLIOGRAFIE

- Althaus E. (1967) Experimentelle Bestimmung des Stabilitätsbereiches von Disthen (Cyanit). *Naturwissenschaften*, 54, 2.
- Dimitrescu R. (1961) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Eskola P. (1939) Die metamorphen Gesteine. In: Barth, Gorrens, Eskola Die Entstehung der Gesteine. 1939, Berlin.
- Ghika-Budești Ș. I. (1940) Les Carpates méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Géol.* XX, București.
- Giușcă D., Savu H., Bereia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectono-magmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13.
- Hauer F., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Hoschek G. (1967) Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Mineral. Petrol.* 14,2.
- Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive, mezozoice, din regiunea Polana Mărului — Șinca Nouă. *An. Com. Geol.* XXIX, București.
- Vilecanu P. (1963) Contribuții la studiul rocilor eruptive din bazinul Codlea. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, II, București.
- Mehnerl K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.
- Meschendorf J. (1880) Die Geburtsarten des Burzenlandes. Brașov.



- Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrology*, 2.
- Platen H. von (1965) Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: Controls of Metamorphism. W. S. Pilcher and G. W. Flinn edit. Edinburgh and London.
- Primies G. (1884) Die geologischen Verhältnisse der Fagarascher Alpen und der benachbarten rumänischen Gebirge. *Jahrb. Ung. Geol. Anst.* VI.
- Reinhard M. (1910) Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului. *An. Inst. Geol.* III, 1.
- Savu II. (1969) Sur les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des monts Semenic. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13.
- (1970 a) Stratigrafia şi izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din munţii Semenicului. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.
- (1970 b) Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile antutonului danubian (Carpaţii Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LV1/5, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1966) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgăraşului. *D.Ş. Com. Stat. Geol.* LII/2, Bucureşti.
- Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificaţiile nord-estice ale Munţilor Făgăraş. *D.S. Inst. Geol.* XV, Bucureşti.
- Stille H. (1953) Der geologische Werdegang der Karpathen. *Geol. Beihefte*, VIII, Hanover.
- Turner F. J. (1968) *Metamorphic Petrology*, McGraw-Hill, New York.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. America, Mem.* 71.
- Wachner H. (1915) Die Verbindung des Fagaraser und Persanyer Gebirges. *Földt. Közl.* XLV, Budapest.
- Winkler H. G. F. (1966) Der Prozess der Anatexis: seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. *Tscherm. min. petrogr. Mitt.* XI, 3-4.

STRUCTURE ET PÉTROLOGIE DES SCHISTES CRISTALLINS DE LA RÉGION ŞINCA NOUĂ-HOLBAV (MONTS FĂGĂRAŞ)

(Résumé)

La région Şinca Nouă-Holbav est située dans la zone de courbure de la chaîne carpatique, comprenant l'extrémité NE du cristallin des monts Făgăraş. Le massif cristallin d'âge antéprotérozoïque supérieur est marginalement recouvert par des dépôts sédimentaires permien et mésozoïques. Les formations cristallines appartiennent à deux séries métamorphiques: la série mésométamorphique de Cumpăna et la série épimétamorphique de Făgăraş.

A) La série de Cumpăna (la série de Holbav) comprend trois complexes importants de schistes cristallins: a) Le complexe des migmatites de Cumpăna-Holbav (1800 m d'épaisseur), situé à la base de la série, se développe au SE de la région et il consiste en principal dans des migmatites ocellées-ophthalmites (fig. 1) et des migmatites lenticulaires à faibles intercalations de gneiss quartzo-feldspathiques et de petits corps lenticulaires de granodiorites. b) Le complexe des gneiss (1500 m d'épaisseur), plus hétérogène, est constitué d'un horizon de gneiss quartzo-feldspathiques qui supporte un horizon de paragneiss à muscovite et biotite, sur lequel se superpose vers le NW, jusqu'à la faille du ruisseau Lupului, un horizon à mica-schistes à staurolite et dysthène; les orthoamphibolites apparaissent plus rarement. c) Le



complexe des paragneiss et des micaschistes qui se développe au NW de la faille du ruisseau Lupului, est lui-aussi très varié comme lithologie, étant constitué d'alternances de paragneiss à muscovite et biolite (prédominantes) et de micaschistes à staurolite et dysthène à la base, de micaschistes à staurolite et de micaschistes à almandin à la partie supérieure. Des intercalations de gneiss quartzo-feldspathiques, des quartzites et des quartzites micacés, parfois des orthoamphibolites y apparaissent aussi.

B) La série de Făgăraș repose en concordance au-dessus de la série de Cumpăna. Celle-ci a une épaisseur de 250 m, et se situe dans le synclinal Șinca Nouă, comprenant des schistes micacés à biotite et chlorite à intercalations de quartzites micacés et graphiteux.

Les deux séries métamorphiques ont pris naissance dans une zone géosynclinal du cycle prébaicalien, où des dépôts psammitiques et psammo-pélitiques se sont premièrement sédimentés, suivis de dépôts pélitiques. Les orthoamphibolites représentent les produits métamorphisés du magmatisme initial de ce cycle tectono-magmatique, et les corps lenticulaires de granodiorites indiquent la faible activité d'un magmatisme synorogène.

Sous l'influence des mouvements diastrophiques prébaicaliens, les schistes cristallins ont été soumis à un processus de plissement complexe, déterminé par les poussées du socle archaïque est-européen et de son éperon valaque, qui ont eu pour effet l'action de deux directions de transport tectonique dans cette région de courbure des Carpates (planche III). Dans ces conditions, le plissement des formations, au SE de la région a eu la tendance de s'orienter parallèlement à l'axe structural majeur de la chaîne, et, à l'intérieur, de former des structures hémianticlinales et synclinales orientées de WNW à ESE, perpendiculaires sur l'axe de la chaîne, autrement dit parallèles avec une bissectrice de la courbure des Carpates (fig. 2). Les deux mouvements ont été ressentis par les deux zones, de telle façon que dans la zone interne par exemple, les structures I_1 (fig. 3) sont croisées par des plis secondaires (I_2), orientés NNE-SSW (planche III, section I). Ces deux directions de plissement synchrone sont très bien mises en évidence par l'orientation des éléments linéaires sur les diagrammes structuraux de la zone interne (fig. 4 a, b), ainsi que de la zone axiale (fig. 4 c). Les fissures mesurées appartiennent à trois systèmes (fig. 4 d) : le premier représente un système ac en rapport avec I_1 , respectivement bc en rapport avec I_2 , et les deux autres sont des systèmes diagonaux en rapport avec les deux structures plicatives.

Contrôlées par les facteurs du métamorphisme régional, les formations de ces deux séries cristallines sont métamorphisées dans les conditions du faciès albite-épidote-amphibolitique et almandin-amphibolitique et donnent naissance à plusieurs zones métamorphiques, délimitées par les isogrades de métamorphisme (planche III). Se sont seulement quatre de ces zones qui sont au jour et qui font l'objet de notre étude : la zone à biotite, la zone à almandin, la zone à staurolite et la zone à staurolite et dysthène.

La zone à biotite (200 m d'épaisseur) se superpose pour la plupart aux formations de la série de Făgăraș, ayant l'aspect de schistes fins, dans lesquels apparaissent les paragenèses (1)–(3). La biotite, le minéral critique de cette zone, est pléochroïque dans les couleurs brun et vert olive. Le feldspath plagioclase est un albite-oligoclase (An_{10-12}).

La zone à almandin (1800 m d'épaisseur) se superpose sur la partie inférieure de la série de Făgăraș, ainsi que sur la partie supérieure du complexe des paragneiss et des micaschistes de la série de Cumpăna; les paragenèses qui prennent naissance dans les roches silico-alumineuses de cette zone sont (4)–(8). Le minéral critique pour cette zone c'est le grenat qui dans les micaschistes présente de belles structures *S1*, déterminées par les inclusions de quartz, de micas et d'une poussière fine de minéraux opaques, ce qui indique un mouvement.

circulaire pendant la cristallisation; des structures hélicitiques (*SIIISe*) apparaissent dans le grenat des paragneiss, indiquant une cristallisation plus ou moins statique. Le plagioclase (An_{12-15}) est plus basique que celui de la zone antérieure, et la biolite est brun clair. La paragenèse, qui se forme dans des orthoamphibolites (9), comprend une hornblende bleu-verdâtre qui est caractéristique.

La zone à staurolite (1000 m d'épaisseur) se superpose sur la partie médiane du complexe des gneiss et des micaschistes de la série de Campâna (planche III). Dans les roches de cette zone, ayant une cristallinité plus avancée, se sont formées les paragenèses (10)–(14). Le minéral critique — la staurolite — forme des porphiroblastes tout comme le grenat et il est pléochroïque dans les couleurs jaune-jaune doré; il est parfois remplacé par la séricite. Le plagioclase (An_{13}) est faiblement séricitisé tout comme dans les autres zones métamorphiques. Le grenat est parfois squelettiforme ou à structure „d'atoll”; autrefois, il présente des structures *Si* différemment orientées par rapport à la foliation de la roche (*Se*). La biotite forme des lamelles qui dans certains cas présentent des phénomènes de recristallisation dans des lamelles plus fines, déterminés probablement par les solutions qui quittaient la zone de migmatisation.

La zone à staurolite et dysthène (4000 m d'épaisseur) comprend les formations de la base du complexe des gneiss et des micaschistes, ainsi que les complexes des gneiss et des migmatites ocellées. Les roches silico-alumineuses qui présentent une cristallinité typique de mésozone et qui sont affectées par des phénomènes de migmatisation, contiennent les paragenèses (15)–(19). Les minéraux critiques sont tant la staurolite que le dysthène. Celui-ci se présente sous forme de cristaux allongés parallèlement à l'axe *b* des structures T_1 (planche I, fig. 1). Le plagioclase (An_{14-20}) est mâclé, comme dans les autres zones aussi, d'après les lois albite, albite-Karlsbad et parfois pericline. Dans les gneiss quartzo-feldspathiques, provenant des grès areosiens ou des roches tuffogènes acides, c'est la microcline qui apparaît aussi comme minéral autochtone (planche I, fig. 2). Les porphiroblastes de grenat à contour irrégulier présentent parfois une structure „d'atoll” (planche I, fig. 3) ou des structures *Si* déformées seulement à la partie interne des cristaux, tandis que sur leurs bordures les inclusions fines de minéraux opaques reposent régulièrement, dans des zones parallèles aux faces cristallographiques virtuelle, démontrant ainsi que les parties marginales de ces porphiroblastes s'étaient formées dans des conditions relativement statiques lorsque les mouvements avaient cessé, ou ils étaient très faibles (planche I, fig. 4). La biotite de cette zone est brun clair.

Les paragenèses (20) et (21) apparaissent dans les orthoamphibolites et les gneiss tuffogènes. Le plagioclase (An_{37}) est plus basique que dans toutes les autres zones, tandis que la hornblende commune ($eNg = 24^\circ$) est pléochroïque dans les couleurs bleu-vert et vert-brun.

Les phénomènes de migmatisation à caractère sélectif (fig. 5) se développent aux niveaux plus profonds de cette zone métamorphique. Des phénoblastes ou cumuloblastes (fig. 6) de feldspath potassique prennent naissance sur le substratum de gneiss (la paléosome); il en résulte des roches à associations de minéraux ambiguës comme la paragenèse (22) l'indique. Le plagioclase (An_{12}) présente des enchêvements micromékitiques (planche II, fig. 1). Les mégablastes de feldspath potassique présentent marginalement la structure de la microcline. Dans certains cas, on a aussi observé des phénoblastes à structure perlitique (planche II, fig. 2) ou mâclées d'après la loi Karlsbad qui démontre que ces caractéristiques du feldspath potassique n'apparaissent pas seulement dans des conditions magmatiques, mais aussi dans les conditions d'un processus métasomatique qui se manifeste probablement à température plus haute que 660°C et à haute pression.



Au cours du métamorphisme de ces deux séries les conditions thermodynamiques ont enregistré de grandes variations et ont déterminé la formation de ces quatre zones métamorphiques décrites ci-dessus et, évidemment, d'une zone à chlorite, à présent érodée. On ne peut pas connaître de nos jours l'épaisseur totale de la zone à staurolite et dysthène et d'autant plus ce qu'on trouve au-dessous de cette zone, l'érosion n'avançant que jusqu'au niveau de cette dernière zone.

En analysant l'épaisseur de ces quatre zones métamorphiques, la profondeur et la pression qui ont présidé à leur naissance, ainsi que la température indiquée par les minéraux-index, on obtient les paramètres des conditions thermodynamiques qui ont contrôlé le métamorphisme régional progressif (tableau 1), conditions qui caractérisent la province métamorphique barovienne et la série de faciès standard dysthène-sillimanite. Les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la formation de la province métamorphique des monts Făgăraș sont similaires à celles qui ont engendré la province des monts Semenic ayant le même âge. Cette ressemblance résulte clairement de l'allure des courbes du gradient PT de ces deux provinces (fig. 7), qui indique que le gradient géothermique a été de 20° à 25° /km. On remarque que la courbe PT pour la région Șinca Nouă-Holbav, où l'érosion n'a avancé que jusqu'au niveau de la zone à staurolite et dysthène, s'arrête à une température d'environ 600° C et à une pression de 6 Kb, ce qui indique une profondeur d'à peu près 21 km.

Les processus de migmatisation synclinématique se manifestent dans ces conditions thermodynamiques. En considérant le fait que dans la région Șinca Nouă-Holbav la courbe PT n'a pas atteint les courbes de fusion du granite (fig. 7), respectivement les niveaux de manifestation intense des processus d'anatexis, on peut affirmer que la migmatisation n'est pas de nature anatexique et donc elle ne s'est pas formée *in situ*. Compte tenu de l'intensité de la migmatisation et des caractères des mégablastes de feldspath potassique, les auteurs arrivent à la conclusion que les migmatites de Cumpăna-Holbav ont pris naissance par mélanosomatose. Elles se sont constituées dans des conditions synclinématiques (planche II, fig. 3) et ont été engendrées par les solutions riches en K qui passaient vers la surface venant de la zone d'anatexis totale. Celle-ci se situait dans les niveaux profonds de l'écorce préalkalienne et s'est là que le magma granitoïde prenait naissance. Les intrusions synorogènes acides du cycle préalkalien ont résulté justement de ce magma. Les intrusions principales sont restées en profondeur et les petits corps de granodiorites qui apparaissent dans la zone migmatitique ne sont probablement que leurs apophyses. Le front migmatique se déplaçait devant ces intrusions, le déplacement des solutions dans les plans S_1 étant probablement facilité par la pression tangentielle.

Les processus de rétro-métamorphisme qui ont lieu dans la région sont engendrés par deux causes. La première — l'autorétromorphisme — est déterminée par les solutions métamorphiques préalkaliennes, éventuellement migmatiques tardives, qui circulaient à travers les pores des roches, en causant la substitution des minéraux primaires par d'autres secondaires, mais en conservant la structure et la texture des roches.

Le second processus — l'allorétromorphisme — se manifeste localement, le long de la faille de chevauchement hercynienne tardive du N de la région (planche III). Durant ce processus l'eau nécessaire à la transformation des minéraux primaires est probablement fournie par les formations permianes. Hormis les phénomènes de substitution des minéraux primaires, les roches sont aussi soumises à des processus mécaniques de replissement, torsion (planche II, fig. 4) laminage et milonitisation.

Les schistes cristallins préalkaliens sont traversés par de nombreux filons de roches éruptives mésozoïques (fig. 8) : des diabases (des basaltes), de diverses variétés de bostonites,

syénites, syénites porphyriques, syénites aplitiques, porphyres syénitiques, accompagnés de minéralisations de sulfures polymétalliques. Toutes se groupent dans une aire qui se développe le long de la faille mésozoïque — ruisseau Lupuhui et dans une autre aire située plus à l'W (planche III). Les filons se disposent soit dans les failles principales, soit dans des failles associées aux premières, ou bien dans les fissures primaires des schistes cristallins (fig. 9), ce qui prouve que les failles ont été des voies d'accès pour les magmas. Les auteurs considèrent que les diabases (les basaltes), les bostonites, les orthophyres et même les porphyres quartzifères représentent les produits du magmatisme initial alpin, suivi d'une activité à caractère intrusif, qui a mis en place de petits corps de syénites quartzifères. Cette activité se termine par les filons de lamprophyres (les camptonites).

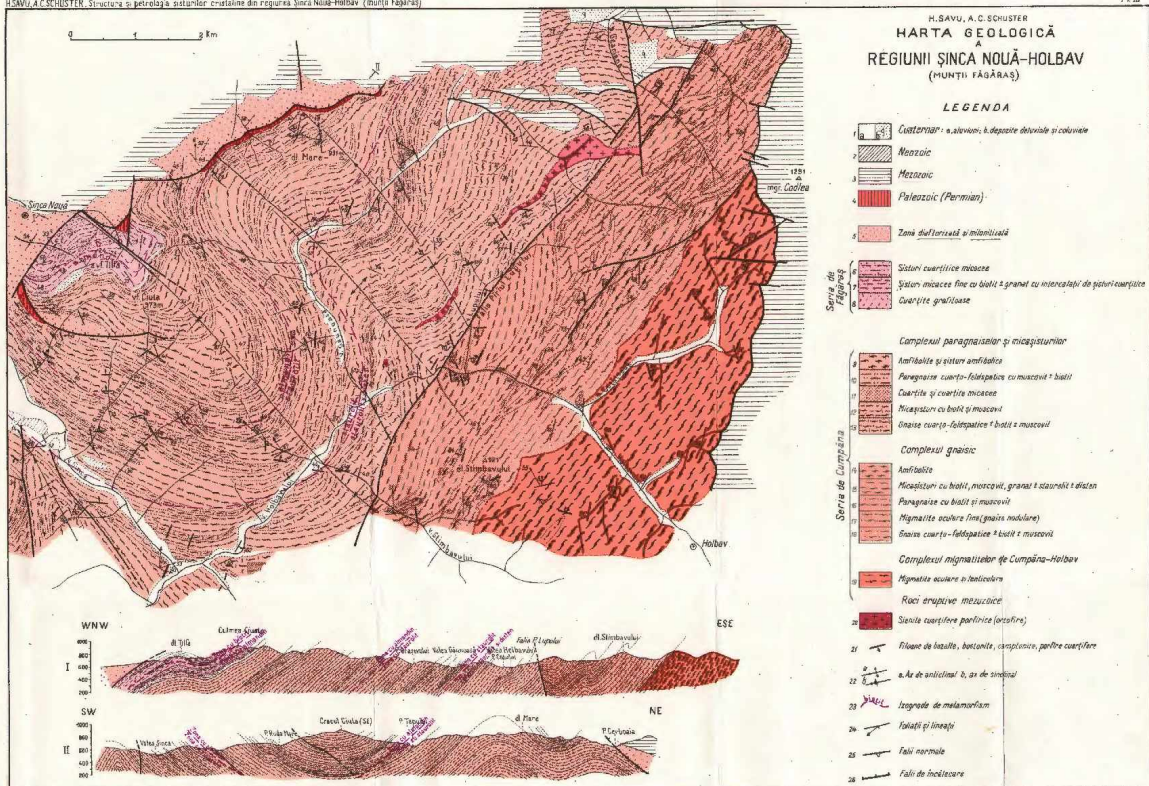
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Carte géologique de la région de Șinca Nouă-Holbav (monts Făgăraș).

1, Quaternaire : a, alluvions ; b, dépôts déluviaux et colluviaux ; 2, Néozoïque, 3, Mésozoïque ; 4, Paléozoïque (Permien) ; 5, zone rétro-métamorphisée et milonitisée. Série de Făgăraș : 6, schistes quartzitiques micacés ; 7, schistes micacés fins à biotite \pm grenat avec intercalations de schistes quartzitiques ; 8, quartzites graphiteux. Série de Cumpăna. Complexe des paragneiss et des micaschistes : 9, amphibolites et schistes amphibolitiques ; 10, paragneiss quartzo-feldspathiques à muscovite \pm biotite ; 11, quartzites et quartzites micacés ; 12, micaschistes à biotite et muscovite ; 13, gneiss quartzo-feldspathiques + biotite \pm muscovite. Complexe gneissique : 14, amphibolites ; 15, micaschistes à biotite, muscovite, grenat + staurotide \pm disthène ; 16, paragneiss à biotite et muscovite ; 17, migmatites cellées fines (gneiss noduleaux) ; 18, gneiss quartzo-feldspathiques \pm biotite \pm muscovite. Complexe des migmatites de Cumpăna-Holbav : 19, migmatites cellées et lenticulaires. Roches éruptives mésozoïques : 20, syénites quartzifères porphyriques (orthophyres) ; 21, filons de basaltes, bostonites, camptonites, porphyres quartzifères. 22 a, axe d'anticlinal ; 22 b, axe de synclinal ; 23, isogrades de métamorphisme ; 24, foliations et linéations ; 25, failles normales ; 26, failles de chevauchement.



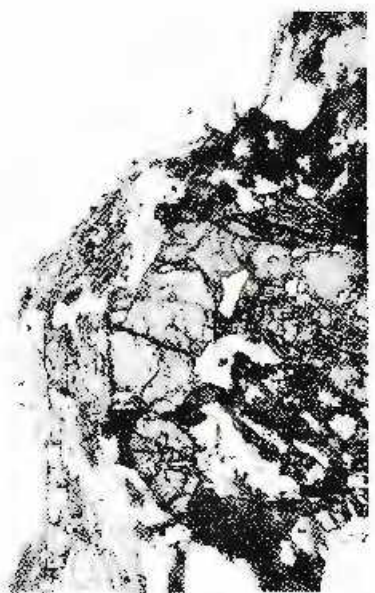


PLAȘA I



PLAȘA I

- Fig. 1. — Porfiroblast de granat cu incluziuni de cuarț și biotit, înconjurat de un cristal de disten (sens). Valca Găunoasa. N II; $\times 30$.
Porphyroblaste de grenat avec inclusions de quartz et de biotite, entouré d'un cristal de disthène (en haut). Vallée Găunoasa. N II; $\times 30$.
- Fig. 2. — Gnais cuarțo-feldspatic în a cărui parageneză apare și microclitul (în centrul fotografiei). Valca Găunoasa. N +; $\times 60$.
Gneiss quartzo-feldspathique dans la paragenèse duquel apparaît aussi du microcline (au centre de la photo). Vallée Găunoasa. N +; $\times 60$.
- Fig. 3. — Granat cu structură de „atol” într-un paragneis de pe pîrîul Cotelui. N II; $\times 98$.
Grenat avec structure „d'atoll” dans un paragneiss rencontré dans la vallée du ruisseau Cotelu. N II; $\times 98$.
- Fig. 4. — Porfiroblast de granat cu incluziuni fine de minerale opace așazate paralel cu fețele cristalografice. Valca Găunoasa. N II; $\times 45$.
Porphyroblaste de grenat avec inclusions fines de minéraux opaques orientées parallèlement aux faces cristallographiques. Vallée Găunoasa. N II; $\times 45$.



PLANȘA II

Fig. 1. — Concreșteri mirmekitice între plagioclazul acid și cuarțul din migmatitele oculare de pe valea Găunoasa. N I; $\times 50$.

Enchevettements mirmekitiques du plagioclase acide et du quartz des migmatites ocellées rencontrés dans la vallée Găunoasa. N +; $\times 50$.

Fig. 2. — Structura perlitică a fenoblastelor de feldspat potasic dintr-un migmatit ocular de pe valea Cetățeanu. N +; $\times 50$.

Structure perlitique des phénoblastes de feldspath potassique d'une migmatite ocellée rencontrée dans la vallée Cetățeanu. N +; $\times 50$.

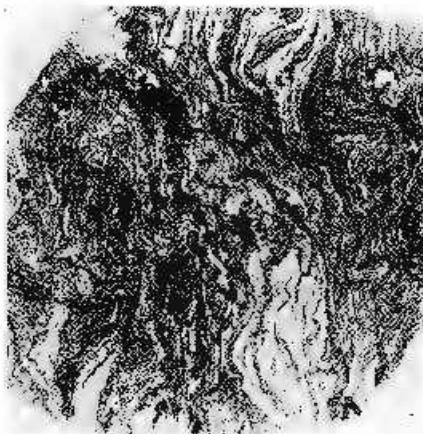
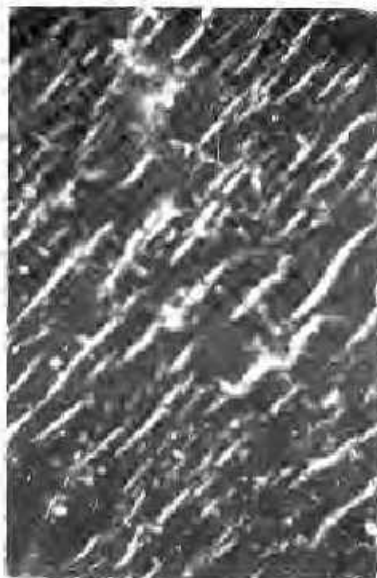
Fig. 3. — Migmatit ocular cu fenoblaste de feldspat potasic, în jurul cărora paleosoma este ondulată. Valea Cetățeanu. N II; $\times 2$.

Migmatite ocellée avec phénoblastes de feldspath potassique, autour desquels la paléosome est ondulée. Vallée Cetățeanu. N II; $\times 2$.

Fig. 4. — Micașist retro-morfozai și afectat de fenomene de recutare și milonitizare în zonă de diaforeză. Valea Ursuța. N II; $\times 2,5$.

Micașiste rétro-morphosés et affectés par des phénomènes de replissement et de milonitisation dans la zone de rétro-métamorphose. Vallée Ursuța. N II; $\times 2,5$.





PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STUDIUL UNOR ROCI GABBROIDE METAMORFOZATE DIN
SERIA DE IELOVA (ZONA CĂMENIȚA – BANATUL DE SW)¹

DE

LOZANA ZLATAROVA-ȚOP², MİRCEA MUREȘAN³, GHEORGHE PITULEA³

Abstract

Study of Some Metamorphosed Gabbroid Rocks in the Ielova Series (Cămenița Zone – SW Banat). The gabbroid rocks dealt with proceed from the mesometamorphic Ielova series pertaining to the Danubian Unit in the southwestern part of Banat (South Carpathians). The evolution of mineralogical associations during the processes of regional metamorphism, which took place under the conditions of the staurolite-quartz subfacies, is analysed. Subsequently these rocks underwent the diaphoresis process in the course of the Hercynian and alpine movements. These rocks, representing the products of the initial magmatic phase, show a calco-alkaline character and proceed from a gabbroid magma.

Rocile care constituie obiectul studiului de față provin dintr-un punct situat la cca 7km nord de localitatea Cozla, amplasată pe malul stîng al Duvării (fig. 1).

Fundamentul regiunii este alcătuit din formațiuni metamorfice care aparțin domeniului danubian peste care, la Cozla, se dispun transgresiv depozite slab metamorfozate, de vîrstă devonian–carbonifer-inferioară (Răileanu, Rusu, 1962; Năstăseanu, Bițoianu, 1970) precum și depozitele paleozoice și mezozoice ale zonei Sirinia.

Dintre cercetătorii care au descris unele aspecte petrografice ale formațiunilor metamorfice din regiune, menționăm pe Böckh (1879), Schafarzik (1912), Streckeisen (1933). Mai tîrziu Codarcea (1937, 1940) grupează formațiunile metamorfice ale autohtonului sub

¹ Comunicare în ședința din 27 februarie 1970.

² I.F.I.G.S. B-dul N. Bălcescu nr. 26, București.

³ Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.

numele de „cristalinul danubian” care la vest este încălceat de „cristalinul getic”. În regiune rocile metamorfice ale autohtonului au fost repartizate de autor „zonei de Ielova retromorfozată”, care cuprinde fișa de șisturi situată între linia șariajului getic (linia Rudăria) și zona de încălcare locală

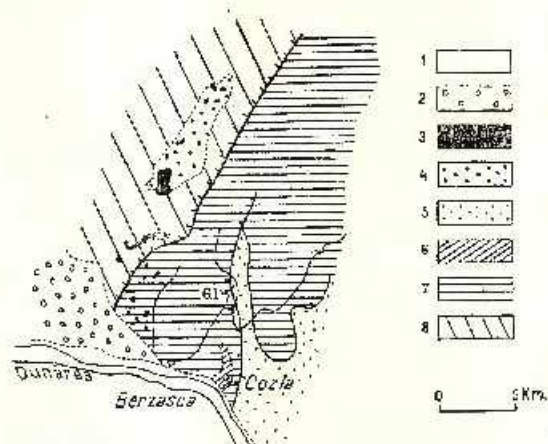


Fig. 1. — Schița geologică a zonei Cozla și a împrejurimilor sale (după harta geologică a României scara 1 : 500.000).

1, Cuaternar; 2, Terțiar; 3, Danubite; 4, Cretacic superior; 5, Paleozoic (post-Carbonifer inferior) și Mezozoic; 6, Carbonifer inferior-Devonian; 7, șisturile cristaline ale domeniului danubian (seria de Ielova); 8, șisturile cristaline ale domeniului getic; GI, galeria I.I.F.L.G.S. (de unde provin rocile magmatogene bazice metamorfizate studiate).

Esquisse géologique de la zone de Cozla et de ses environs (selon la carte géologique de la Roumanie échelle au 1/500.000^e).

1, Quaternaire; 2, Tertiaire; 3, Danubiens; 4, Crétacé supérieur; 5, Paléozoïque (post-Carboifère inférieur) et Mésozoïque; 6, Carbonifère inférieur-Dévonien; 7, schistes cristallins du domaine danubien (série de Ielova); 8, schistes cristallins du domaine getique; GI, galerie I.I.F.L.G.S. (lieu de prélèvement des roches magmatogènes basiques métamorphisées, étudiées).

a șisturilor cristaline peste sedimentele paleozoice și mezozoice din zona Cozla-Cămenița, de la vest. După Codarcea, în cadrul zonei Ielova retromorfozată intră gnaise verzi clorizate, gnaise granitice cu biotit clorizat, amfibolite, serpentinite și calcare cristaline.

În Ghidul excursiei 49 AC al celui de-al XXIII-lea Congres Geologic Internațional precum și în memoriul explicativ al foi scara 1 : 200.000

Baia de Aramă, I. Bercia consideră că rocile bazice din seria de Ielova reprezintă produse ale magmatismului inițial, metamorfozate ulterior în condițiile subfațesului staurolit-cuarț.

În textele explicative ale foilor geologice scara 1: 200.000, Turnu Severin, Baia de Aramă și Reșița, H. Savu, I. Bercia, au atribuit seria de Ielova ciclului proterozoic superior-paleozoic. Recent, seria menționată a fost încadrată în ciclul tectono-magmatic prebaicalian (Giusea et al., 1969).

Începând din 1959 s-au făcut lucrări de cercetare și explorare pentru cărbunii mezozoici din zona Camenița, urmărite îndeaproape de către Pitulea (1960, 1963, 1964)⁴.

A) Caracterile petrografice ale rocilor gabbroide metamorfozate

Rocile studiate provin din galeria 1 Camenița (I.F.L.G.S.) amplasată în versantul stîng al văii Camenița, la cca 270 m în aval de confluența acesteia cu Ogașul lui Manole. Galeria (cu o lungime totală de 590 m), orientată E-W, traversează pe primii 116 m șisturi cristaline (din seria Ielova) care, înspre est, vin în contact tectonic cu depozitele mezozoice (Liasic inferior, Dogger, fliș cretacic) ce aparțin ramurii sedimentare Cozla-Camenița. Formațiunile metamorfice străbătute sînt constituite mai ales din roci gabbroide (amfibolite).

Macroscopic, metagabbrourele, care constituie obiectul acestei lucrări, prezintă o culoare verde închis, au o textură masivă, uneori orientată și chiar șistoasă; cu ochinul liber se pot deosebi indivizi de hornblendă (cu dimensiuni variabile de la 1 mm pînă la 8 mm lungime), feldspat, mai rar epidot și pirită (grăunți — sub 1 mm — sau mici filonașe). Uneori, în cadrul acestor roci, apar intercalații de șisturi amfibolitice care prezintă alternanțe frecvente de strătulețe albe constituite în principal din feldspati și strătulețe predominant amfibolice; aceste roci sînt frecvent șistoase; acestea ar putea reprezenta metatufuri bazice metamorfozate.

Deoarece compoziția mineralogică calitativă a rocilor gabbroide este aceeași, variînd numai proporțiile mineralelor constituate, în cele ce urmează se va face o singură descriere mineralogică, a patru tipuri reprezentative menționînd acolo unde este cazul deosebirile existente între aceste probe care au fost analizate și chimic.

⁴ Gh. Pitulea. Rapoarte geologice privind sectorul Camenița. 1960, 1963, 1964. Arb. M.I.M.G. București.

Microscopie se constată că rocile înate în considerare sînt alcătuite în principal din amfiboli și plagioclazi. Raporturile cantitative dintre acestea variază invers proporțional, ceea ce determină treceri de la o rocă bogată în amfiboli, aproape hornblendit (proba 38), la o rocă în care plagioclazul domină asupra mineralului melanocrat (proba 10); probele 37 și 1 (prima mai bogată în amfiboli ca cea de-a doua) ocupă o poziție intermediară. În afara celor două componente principale menționate, mai apar în cantități variabile: biotit, clorit, epidot, zoizit, caleit, sericit, cuarț, magnetit, ilmenit, titanit, pirită, apatit și zircon.

Această compoziție mineralogică complexă reprezintă de fapt o asociație de minerale primare (existente în rocile inițiale) și minerale secundare rezultate în urma unor procese de transformare a primelor, sub influența unor procese de metamorfism. Această afirmație este susținută de structura relictă gabbroidă, de relațiile mutuale dintre mineralele observate la microscop, de aspectul acestora și de analizele chimice.

a) Piroxenii inițiali au fost total transformați, actualmente neobservîndu-se relicte din aceste minerale. Ei au fost înlocuiți prin hornblendă verde ($c : ng = 18^{\circ}-20^{\circ}$; $ng =$ verde închis; $nm =$ verde; $np =$ galben pal). Trecerea completă a piroxenilor în hornblendă verde este cel mai important stadiu întâlnit în toate cazurile studiate; mineralul secundar care rezultă respectă în general dispoziția în spațiu a vechiului cristal înlocuit (pseudomorfoze) fapt care dă posibilitatea ca structura gabbroidă inițială să se poată recunoaște.

Studiul microscopic al rocii alcătuită în majoritate din amfiboli (proba 38) scoate în evidență faptul că la amfibolitizarea piroxenului se eliberează silice, concretizată sub formă de granule și mici agregate mozaicate de cuarț. Deși cuarțul apare și în celelalte probe mai leucocrate acest fenomen ar fi fost mai greu de pus în evidență datorită prezenței, alături de hornblendă, a cantităților importante de plagioclaz, din care de asemenea se eliberează silice în procesele de transformare.

Judecînd după faptul că frecvent în cuprinsul amfibolilor apar incluziuni de titanit, s-ar putea presupune că piroxenul inițial înlocuit avea în rețeaua sa titanit (probabil augit titanifer), care s-a eliberat în timpul amfibolitizării acestuia. O parte din caleinul și fierul rezultat la transformarea piroxenului a putut intra în rețeaua mineralelor din grupa epidotului, care apar uneori asociate strîns cu hornblendă verde. Mai rar se observă asocierea hornblendei verzi cu tremolitul.

Într-un al doilea stadiu, însuși amfibolul secundar rezultat este supus cloritizării (pennin, clinoclor și rar proclorit) pe margini și pe clivaje,



rareori acest fenomen cuprinzând întreaga masă a amfibolului (pseudomorfoze). În eșantionul 38 se constată o cloritizare mai avansată a acestui mineral, în comparație cu celelalte trei probe analizate.

b) Feldspatii plagioclazi rezultați din transformarea complexă și completă a celor primari, participă în cantități importante în probele 1, 10 și 37 (metagabbrouri tipice) și apar sporadic în proba 38. Sînt hipidiomorfi și allotriomorfi; prezintă frecvent maclări polisintetice după legea albitului și au un conținut mediu de cca 30 % An.

Într-un prim stadiu plagioclazii inițiali au fost înlocuiți prin andezin (prezent actualmente în rocă) și granule relativ mari de epidot, zoizit și cuarț. În cel de-al doilea stadiu, andezinul trece parțial mai ales pe clivaje și fisuri în agregate fine saussurite, sericit și calcit; concomitent cu aceste procese, datorită presiunilor, vechile macle polisintetice ale plagioclazilor formați în primul stadiu se curbează, iar cuarțul eliberat anterior capătă extincție ondulatorie.

c) Dintre mineralele melanocrate inițiale nu se păstrează decît o parte din biotit care chiar și înaintea metamorfismului, apărea probabil în cantități reduse; el este decolorat și cloritizat în bună parte, fenomen care se extinde de la periferie spre centrul indivizilor, precum și pe clivajul acestora.

d) Pe baza observațiilor calcografice s-au determinat în rocile analizate următoarele minerale metalice (în ordine descrescîndă): ilmenit, magnetit, hematit și pirită, răspîndite neuniform în masa rocilor.

Ilmenitul, ce constituie un mineral primar relict, apare în general ca grăunți izolați cu contururi ușor rotunjite sau mici îngrămădiri; rareori este asociat cu magnetitul, fără însă ca să formeze concreșteri cu acesta. În toate cazurile, în jurul grăunților de ilmenit apar inele de leucoxen (titanit) care uneori invadează aproape total fostul mineral, din care rămîne doar un mic rest punctiform. Leucoxenizarea ilmenitului reprezintă un proces de transformare datorit metamorfismului regional suferit de rocă. Fierul în exces a intrat probabil în hematit care constituie incluțiuni punctiforme în ilmenit, aglomerîndu-se mai ales în apropierea contactului acestuia cu leucoxenul. Calciul necesar formării leucoxenului a fost adsorbit din imediata apropiere, adică din plagioclazi și piroxeni care la rîndul lor sufereau transformări profunde. Cantitățile de ilmenit inițial erau uneori apreciabile, în rocile 38 și 37 putînd atînge pînă la 10 % din greutatea rocii. În eșantionul bogat în amfiboli (38) transformarea ilmenitului în leucoxen este aproape totală.

Magnetitul, în cantități mai reduse ca ilmenitul, se dezvoltă sub formă de cristale allotriomorfe și mai rar ca indivizi idiomorfi (dodecaedri); prezintă slabe martitizări sinmetamorfice.

Hematitul participă în cantități cu totul reduse la alcătuirea rocilor, apărind în afara cazurilor menționate și sub formă de mici cristale aciculare, neorientate, răspândite neuniform în rocă. Este posibil ca el să rezulte în principal din recristalizarea pulberilor ferifere ce luau naștere în timpul amfibolitizării piroxenilor.

Pirita, foarte puțin frecventă, constituie uneori microfilonașe insinuate pe fisurile rocilor; rareori formează indivizi allotriomorfi inechigraulari sau hipidiomorfi.

e) Apatitul și zirconul, ce reprezintă probabil minerale primare, apar în proporții foarte reduse și sînt răspândite neuniform în masa rocilor studiate și constituie indivizi granulari allotriomorfi.

În concluzie, în rocile metaeruptive analizate se surprind o serie de transformări în etape succesive ce exprimă tendința de adaptare a rocilor bazice descrise la condițiile chimice și termodinamice care au dominat în timpul proceselor de metamorfism. Sensul acestor procese de adaptare este următorul.

I. Etapa ortomagmatică	II. Etapa metamorfismului progresiv	III. Etapa retromorfă
1) Plagioclaz calco-sodic	→ Plagioclaz sodo-calcic (epidot, zoizit, cuarț)	→ Saussurit, calcit, sericit
(2) Piroxen	→ Hornblendă verde (titanit, epidot, cuarț, tremolit)	→ Clorit (calcit)
(3) Biotit	→	→ Clorit
(4) Ilmenit	→ Titanit	→ Titanit (Hematit)
(5) Magnetit	→	→ Martit

Relațiile (1) și (2) referindu-se pe de o parte la principalele minerale ale rocilor studiate, iar pe de altă parte cuprinzînd minerale sensibile la schimbările termodinamice, reflectă cele trei etape principale mineralogenetice de natură endogenă prin care au trecut rocile magmatogene bazice descrise.



I. Etapa ortomagmatică se referă la roci gabbroide constituite din plagioclazi calco-sodici și piroxeni cărora li se adaugă cantități reduse de biotit, ilmenit, magnetit ș.a.

II. În etapa a doua corespunzătoare metamorfismului regional progresiv, mineralele primare menționate s-au readaptat la noile condiții termodinamice, specifice subfaciesului staurolit-cuarț (cf. I. Bercia).

Astfel, plagioclazii calco-sodici se decalcifică parțial transformându-se în feldspat sodo-calcic (andezin), epidot, zoizit și cuarț.

Piroxenul se transformă în principal în hornblendă verde și uneori în tremolit; în decursul amfibolitizării piroxenului se formează de asemenea în cantități reduse titanit, epidot și cuarț.

Biotitul și magnetitul [relațiile (3), (5)] au rămas probabil neschimbate în decursul acestei etape.

O bună parte din ilmenit trece în titanit (leucocen).

Cu ajutorul parametrilor A , C , F (tab. 9) obținuți pe baza analizelor chimice (tab. 1), rocile studiate au fost proiectate în triunghiul de echilibru al subfaciesului staurolit-cuarț (fig. 2) (Turner, Verhooogen, 1967). Probele 1, 37 și 38 se proiectează în câmpul hornblendă-tremolit-epidot, iar proba 10 exact la limita acestuia cu câmpul hornblendă-almândin-epidot; în ambele situații andezinul și cuarțul sînt faze adiționale posibile,

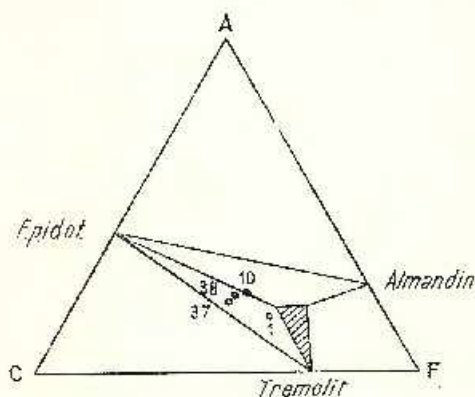


Fig. 2. -- Diagrama ACF corespunzătoare faciesului amfibolitelor cu almândin, subfaciesul staurolit-almândin (etapa metamorfismului regional).

Diagramme ACF correspondant au faciès des amphibolites à almândin, sous-faciès staurolite-almândin (étape du métamorphisme régional).

asa cum se și constată în rocile descrise. Concordanța alcătuirii mineralogice reale a rocilor studiate cu asociațiile critice teoretice ale subfaciesului staurolit-cuarț, corelată cu lipsa relictelor de piroxeni și plagioclazi inițiali arată că materialul gabbroid s-a adaptat în întregime condițiilor termodinamice din timpul metamorfismului regional.

III. Etapa retromorfă se caracterizează prin trecerea incompletă a mineralelor stadiului precedent la o asociație mineralogică de temperatură mai scăzută, specifică subfaciesului cuarț-muscovit-clorit (fig. 3). Astfel, andezinul se transformă parțial în agrogate fine saussuriteice, cărora li se asociază uneori sericit și calcit.

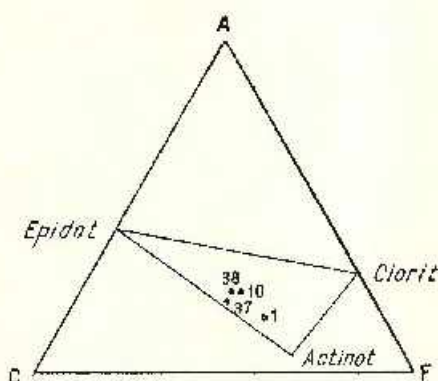


Fig. 3. Diagrama ACF corespunzătoare faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (etapa retromorfă).

Diagramme ACF correspondant au faciès des schistes verts, sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite (étape de rétro-morphose).

Hornblenda verde se cloritizează mai ales pe fisuri, clivaje și în zonele periferice; calciul rezultat intră în molecula granulelor de calcit, asociate spațial cu amfibolii parțial cloritizați.

Biotitul se cloritizează parțial, se continuă leucogenizarea ilmenitului rămas din etapa precedentă (în proba 38, în care cloritizarea amfibolului este cea mai avansată, trecerea în leucoxen a titanitului este aproape totală) iar magnetitul se martitizează.

În seria de Ielova, căreia îi aparțin și rocile bazinei studiate, fenomenele de retromorfism sînt foarte frecvente, întîlnindu-se în toată aria de dezvoltare a acestei formațiuni; acest fapt de observație a contribuit la demnirea adoptată pentru ea: „zona de Ielova retromorfă” (Codarcea, 1940). În apropierea liniei de șariaj a cristalinelui gelic peste seria de Ielova, diaforeza fiind foarte avansată, legătura genetică a acestor fenomene cu șariajul menționat este evidentă (Codarcea, 1940).

Cît despre retromorfismul mai slab, cu răspîndire regională în seria de Ielova, am putea afirma, că el aparține unui ciclu metamorfic antemezozoic. Acest ciclu metamorfic este probabil cel care a condus la metamorfozarea regională progresivă, puțin intensă (anchimetamorfism) a depozitelor devonian-carbonifer-inferioare cunoscute actualmente la Cozla (Răileanu, Rusu, 1962; Năstăsescu, Bițoianu,

1970)⁵. În acest caz, rocile seriei de Ielova, metamorfozate într-un ciclu tectono-magmatic mai vechi (probabil baicalian) erau supuse diaflorezei, constituind fundamentul geosinclinalului paleozoic în care se formau depozitele devoniene și carbonifere de tip Cozla. În concluzie, am fi în prezența unui retromorfism regional hercinic.

Deci în seria de Ielova există o diafloreză hercinică, cu răspîndire regională și una alpină, legată de dislocațiile de această vîrstă. În stadiul actual de cunoaștere ele nu pot fi delimitate strict, întrucît efectul asupra rocilor în cauză a fost similar.

B) Caracterile petrochimice ale rocilor gabbroide metamorfozate

În vederea unei caracterizări petrochimice s-au analizat 4 roci metacruptive bazice (38, 37, 10, 1), de tipul metagabbrourilor la care

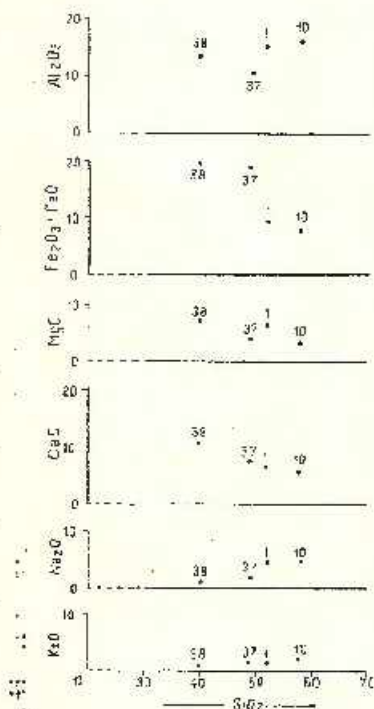


Fig. 4. — Diagrama de variație a oxizilor în funcție de SiO₂.

Diagramme de la variation des oxydes en fonction de SiO₂.

⁵ Într-adevăr, cu ocazia aplicației practice a Institutului Geologic, din mai 1969, s-a observat că sub depozitele paleozoice de la Cozla și de pe Ideg, fundamentul acestora, reprezentat prin seria de Ielova, era retromorfozat, putîndu-se totuși recunoaște destul de clar caracterul mezometamorfic inițial al acestuia.

TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor magmatogene bazice metamorfizate din zona Căminuța

Proba	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 ^{+105°}	Total
10	57,70	16,25	2,85	4,63	0,18	3,10	5,40	4,26	2,63	0,82	0,23	0,40	0,08	1,60	100,13
1	52,05	15,23	5,02	4,70	0,23	6,33	6,60	4,60	1,76	1,04	0,17	0,70	0,07	1,50	100,10
37	48,70	11,45	10,31	8,67	0,45	3,96	7,60	2,02	1,18	2,75	0,74	0,30	0,26	1,30	99,89
38	39,80	13,43	9,56	10,17	0,31	6,45	10,50	0,86	1,08	3,54	0,86	0,29	0,84	2,50	100,05

Analist: Simina Bunea

TABELUL 2
Valorile Niggli și tipul de magmă corespunzător

Proba	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	qz	m	c/fm	Tipul de magmă	Obs.
10	183,92	30,81	34,06	16,65	18,46	0,29	0,43	1,91	+10,08	0,35	0,49	Essexitic, subtipul : essexitic kateritic	Corectat CO ₂
1	134,68	23,40	44,79	17,41	14,38	0,20	0,54	2,02	-22,84	0,49	0,39	Nanrongabbroid, subtipul : mugearitic	Corectat CO ₂
37	124,96	18,10	55,01	19,87	7,01	0,27	0,27	5,24	-3,08	0,52	0,36	Gabbroiditic, subtipul : me- lagabbroiditic	Corectat CO ₂
38	85,94	17,88	55,22	23,59	3,30	0,45	0,37	5,70	-27,28	0,46	0,43	Hornblenditic, subtipul : hornblenditic	Corectat CO ₂



TABELUL 3
Compoziții bazal

Proba	Cp	Ce	Pr	Ru	Kp	Ne	Cal	Ca	Ks	Fa	Fo	Q	Total
10	0,42	1,01	0,17	0,56	9,48	23,19	10,66	1,65	2,96	5,59	6,52	37,75	99,96
1	0,28	1,79	0,17	0,73	6,20	24,80	9,55	3,52	5,28	5,70	13,12	28,65	99,79
37	1,49	0,83	0,71	2,02	4,47	11,70	11,97	4,20	11,79	10,98	8,75	30,97	99,97
38	1,79	0,60	2,32	2,62	4,11	5,00	19,04	5,14	10,72	11,88	14,30	22,45	99,97

TABELUL 4
Valorile L, M, Q

Proba	L	M	Q	$\alpha = \frac{3Q-2L}{M}$
10	44,05	17,57	38,38	1,57
1	41,57	29,06	29,37	0,17
37	29,12	38,93	31,95	0,96
38	29,55	46,88	23,57	0,25

TABELUL 5
Valorile Fo, Fa, Cs

Proba	Fo	Fa	Cs
10	47,39	40,62	11,99
1	58,73	25,51	15,76
37	36,56	45,89	17,55
38	45,66	37,93	16,41

TABELUL 6
Valorile Kp, Ne, Cal

Proba	Kp	Ne	Cal
10	21,88	53,52	24,60
1	15,29	61,16	23,55
37	15,83	41,76	42,40
38	14,60	17,76	67,64



TABELUL 7
Norma CIPW

Proba	Minerale salice					Minerale fensice										H ₂ O+ ¹⁰⁰	CO ₂	Total
	Pl		Or	Q	Di	Ol	Pr	Cp	Ilm	Mit	CO ₂	H ₂ O+ ¹⁰⁰	Total					
	Ab	An												CaSiO ₃	FeSiO ₃			
10	35,89	17,51	15,57	7,20	3,89	7,69	—	1,08	0,40	1,52	4,06	0,40	1,00	100,24				
1	38,78	15,85	10,29	—	2,97	7,60	3,43	0,12	0,03	1,98	7,31	0,70	1,00	99,63				
37	17,29	18,63	6,95	13,74	3,04	9,80	—	0,48	1,55	5,17	15,31	0,30	1,30	99,82				
38	7,31	29,63	6,39	2,73	3,82	10,00	—	1,55	1,86	6,69	13,92	0,20	2,50	99,89				

TABELUL 8
Căminia Bartha

Proba	Cationi										Anioni		
	K ¹⁺	Na ¹⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Ti ⁴⁺	Si ⁴⁺	P ⁵⁺	O ²⁻	S ²⁻	OIP-
10	3,11	7,81	5,34	4,27	3,56	1,95	17,72	0,55	53,41	0,17	151,95	0,10	4,84
1	2,10	8,40	6,69	8,91	3,68	3,57	16,97	0,71	49,17	0,11	154,81	0,11	5,05
37	1,48	3,89	8,03	5,78	7,13	7,79	13,27	2,00	48,07	0,59	155,28	0,47	4,25
38	1,40	1,70	11,37	9,72	8,64	7,29	16,05	2,07	30,72	0,73	149,97	1,58	8,45



TABELUL 9
Valorile A, C, F

Proba	A	C	F	Observații
10	25,00	32,73	42,27	Corecție pentru : pirită, calcit, apatit, ilmenit, sfen și magnetit
1	16,89	29,51	53,50	
37	22,18	37,75	40,07	
38	23,18	35,69	41,13	

procentul melanocratelor (M) scade : $M_{38} > M_{37} > M_1 > M_{10}$. Analizele sînt redată în tabelul 1.

1. În diagrama din figura 4 se observă tendința de creștere proporțională a valorilor oxizilor ce intră mai ales în alcătuirea leucocratelor (Al_2O_3 , Na_2O , K_2O) pe măsura creșterii procentului de SiO_2 , cuprins între 39, 80 și 52,05 %; $Fe_2O_3 + FeO$, CaO și MgO scad în general pe măsura măririi valorilor silicei, exprimînd scăderea treptată a participării melanocratelor pe măsura creșterii acidității rocilor analizate. Se observă că, conținuturile de Na_2O sînt mai mari ca cele de K_2O (exceptînd proba 38) și că primul crește ceva mai rapid, decît cel de-al doilea, pe măsură ce SiO_2 se mărește.

Indicele Peacock (i), respectiv valoarea silicei corespunzătoare intersecției curbei CaO cu curba $Na_2O + K_2O$, este egal cu 52, ceea ce corespunde intervalului grupei rocilor alcali-calcice ($51 < i < 56$).

2. Din analizele chimice ale rocilor metaeruptive bazice s-au calculat parametrii Niggli în vederea aprecierii tipurilor de magme corespunzătoare cît și pentru obținerea diagramelor de variație ale acestor parametri. Tipurile de magmă sînt în esență gabbroide (tab. 2) justificîndu-se astfel denumirea generală de metagabbrouri dată produselor rezultate în urma metamorfozării regionale a rocilor eruptive consolidate din aceste magme. De remarcă, aspectul oarecum mai aparte al rocilor 1 și 10 care au un caracter gabbroid alcalin (mugearitic și essexit-kateritic), fapt reflectat și de unele ușoare discontinuități observabile în unele diagrame.

Variația parametrilor Niggli (fig. 5) indică în principal o diferențiere magmatică calco-alkalină relativ normală, menționînd inflexiunile vizibile care survin la trecerea de la rocile cu chimism gabbroid relativ normal (probele 38 și 37) la cele cu chimism gabbroid alcalin (probele 1 și 10). Toate rocile analizate se găsesc plasate la stînga punctului izofal, care, judecînd după prelungirea curbelor fm și al , ar corespunde unei valori și cuprinsă între 185 și 190 și unei valori $fm = al$ de cca 30-35.

Din analiza figurii 5 se observă că tendința de convergență a curbelor fm și al se accentuează de la proba 1 la 10 inclusiv ; curbele e și alk converg ușor de la proba 38 la 37 pentru ca de acolo să se apropie mai mult și chiar să se intersecteze înaintea punctului izofal (proba 10 este relativ foarte

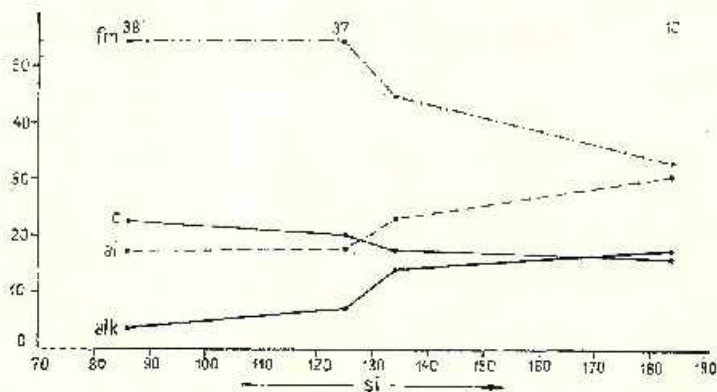


Fig. 5. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.

Diagramme de la variation des paramètres Niggli.

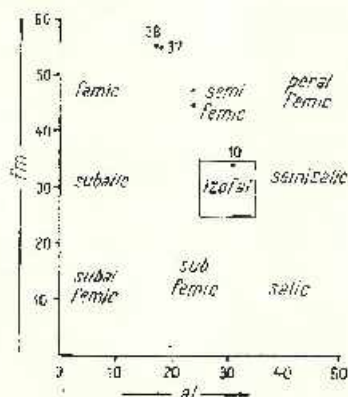


Fig. 6. Diagrama $al-fm$.
Diagramme $al-fm$.

apropiată de punctul izofal), acest lucru exprimând în principal scăderea treptată a calciului din plagioclazii inițiali și creșterea corespunzătoare a alcaliilor în acestea ; remarcăm că curbele al și alk , mereu ascendente, sînt aproape riguros paralele, fapt ce exprimă dependența existentă între participarea aluminei în melanocrate și alcaliile din feldspați.

Diagrama $al-fm$ (fig. 6) relevă aproape perfect relația de inversă proporționalitate ce există între cei doi parametri, punctele rocilor analizate

plasându-se de-a lungul unei linii puternic înclinată spre stînga și care trece prin apropierea punctului izofal. Probele 37, 38 se proiectează aproape în același punct, puțin deasupra intervalului cîmpului femic și semifemic; proba 1 este situată la periferia cîmpului semifemic iar eșantionul 10 la marginea cîmpului izofal, fapt ce se întrevădea încă de la analiza diagramei de variație a parametrilor Niggli (fig. 5).

În diagrama $al-alk$ (fig. 7) probele 38, 37 se plasează sub linia $alk = \frac{1}{2} al$ (în cîmpul rocilor sărace în alcalii) fiind separate de rocile gabbroide alcaline (1 și 10) care se proiectează deasupra acestei linii și sub cea corespunzătoare relației $alk = \frac{2}{3} al$, adică în cîmpul rocilor intermediare. În ansamblu și această diagramă relevă dependența de proporționalitate între alumina și alcalii.

Variația parametrului k în funcție de mg (fig. 8) relevă pentru probele 1, 10, 38, relația de inversă proporționalitate existentă; proba 37 se abate ca poziție față de curba ipotetică ce unește celelalte trei menționate.

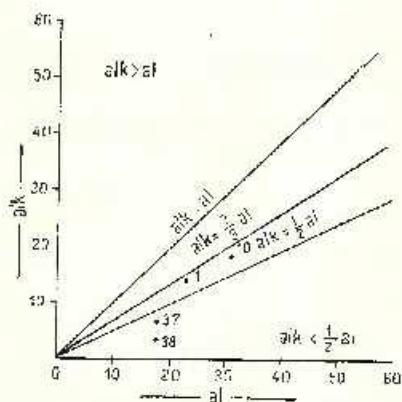


Fig. 7. — Diagrama $al-alk$.

Diagramme $al-alk$.

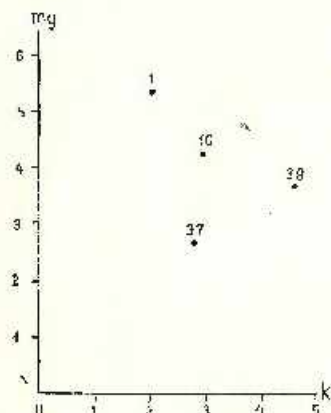


Fig. 8. — Diagrama $k-mg$.

Diagramme $k-mg$.

Utilizînd valorile raportului $\frac{c}{fm}$ se observă că rocile 1, 37 și 38 cad în cîmpul corespunzător rocilor eruptive din triunghiul secțiunii III (fig. 9 a) a tetraedrului lui Niggli ($al-fm-c-alk$); roca 10 cade de asemenea în sectorul rocilor eruptive, dar în secțiunea IV a aceluiași tetraedru (fig. 9 b).

Pe baza analizelor pe care le posedăm s-au calculat componenții bazei pentru fiecare rocă în parte (tab. 3); ca observație generală se remarcă că componentele leucocrate (Kp , Ne), tind să crească după ordinea $38 < 37 < 1 < 10$; în schimb majoritatea componentelor melanocrate (Cs , Fs , Fa) crește o dată cu scăderea acidității.

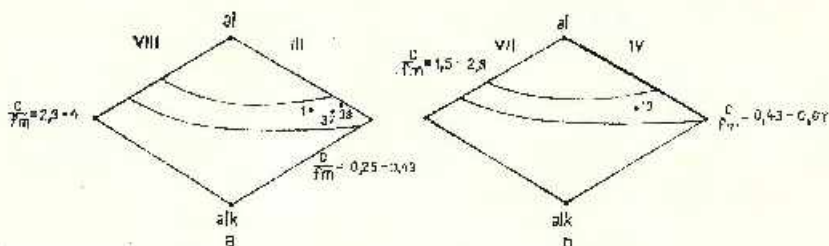


Fig. 9. — Diagrama $al-c/fm-alk$.

Diagramme $al-c/fm-alk$.

Prin gruparea principalelor valori ale bazei s-au obținut valorile L , M , Q (tab. 4), care s-au proiectat apoi într-o diagramă triunghiulară (fig. 10) și s-au calculat valorile α corespunzătoare. Se observă că trei din probele analizate se plasează în domeniul rocilor slab nesaturate, delimitat

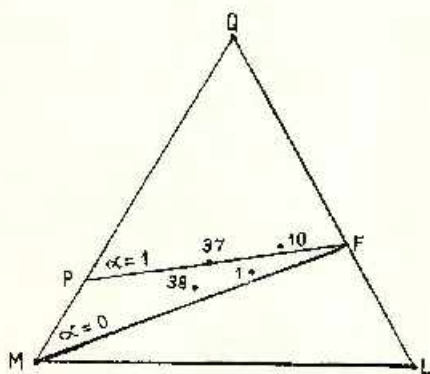


Fig. 10. — Diagrama QML .

Diagramme QML .

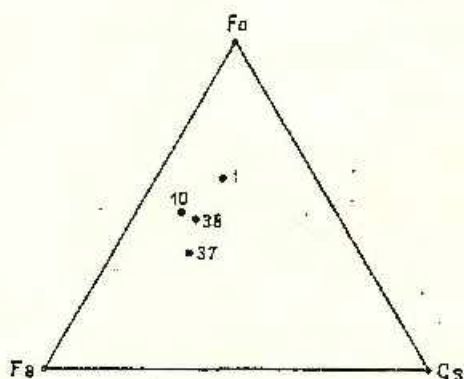


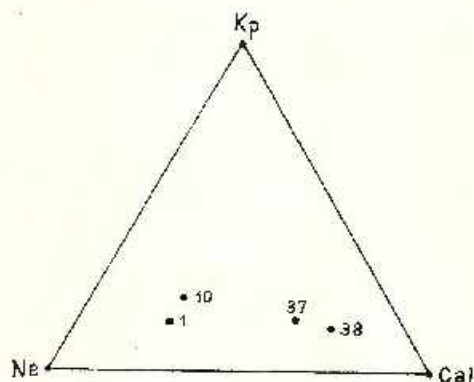
Fig. 11. — Diagrama $Fo-Fa-Cs$.

Diagramme $Fo-Fa-Cs$.

de dreptele MF ($\alpha = 0$) și PF ($\alpha = 1$); doar proba 10 se plasează în domeniul rocilor saturate. Din această diagramă reiese de asemenea caracterul mai leucocrat al probelor 1 și 10 care sînt mai apropiate de latura QL în comparație cu probele 37 și 38.



Pentru caracterizarea componentelor fero-magneziene s-a utilizat triunghiul *Fo-Fa-Cs* (fig. 11, tab. 5); în acesta se observă amplasarea rocilor studiate, către mijlocul laturii *Fo-Fa*, ceea ce arată că la alcătuirea mineralelor melanocrate inițiale magneziul și fierul predomină net asupra calciului (minerale fero-magneziene de tipul augitelor, relativ sărace în calciu).

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

Raporturile existente între componentele constitutive ale feldspatilor se pot observa în diagrama *Ne-Kp-Cal* (fig. 12; tab. 6). Aici se observă diferența existentă între feldspatii rocilor 1, 10 pe de o parte și cei din eșantioanele 37 și 38 pe de altă parte; primele două cazuri se caracterizează printr-o mai mare bogăție în componenta sodică (albit), iar ultimele două cazuri corespund unor plagioclazi evident mai anortitici. Tot din această diagramă se observă predominanța calciului și sodiului în feldspatii inițiali, adică prezența în rocile primare a plagioclazilor.

Datele analitice au fost utilizate și pentru calcularea normelor CIPW, redate în tabelul 7, care reflectă în bună parte principalele trăsături mineralogice ale rocilor inițiale, deoarece valorile obținute sînt corelabile cu observațiile microscopice și cu parametrii petrochimici discutați mai înainte. Astfel, din tabelul 7 rezultă că ponderea mineralogică principală în rocile eruptive inițiale revine plagioclazilor (peste 50% în eșantioanele 1, 10) și piroxenilor fero-magnezieni mai săraci în calciu (pentru probele 1 și 10, 14-16% din greutatea totală; 19-27% pentru probele 37 și 38). De asemenea se observă că plagioclazii sînt sensibili mai bogați în albit în rocile metagabbroide slab alcaline (1 și 10) în comparație cu metagabbrourile relativ normale (37 și 38).

S-au calculat celulele standard (T. B a r t h) pentru rocile analizate, și care sînt redată în tabelul 8. Se observă că la anioni apare o cantitate relativ mai mare de OH^- , care probabil s-a introdus în roci în timpul metamorfismului regional.

Concluzii

În lucrare s-au prezentat, prelucrat și discutat pentru prima dată compozițiile chimice ale unor roci din zona mezometamorfică de Ielova.

Pe baza studiilor microscopice și petrochimice s-a demonstrat că cel puțin o parte din rocile seriei de Ielova reprezintă produse magmatogene bazice ale magmatismului inițial, confirmîndu-se astfel originea atribuită acestora de I. Bercia (fide Codarcea et al., 1967; Năstăseanu, Bercia, 1968).

S-a precizat pentru prima dată că o parte din rocile magmatogene bazice metamorfozate erau gabbrouri; ele reprezintă produsele unei diferențieri calco-alkaline, relativ normală, a unei magme bazice.

S-a arătat evoluția mineralogică complexă, practic izochimică, a rocilor gabbroide analizate, în decursul proceselor de metamorfism regional și apoi în timpul celor de retromorfism hercinic și alpin.

S-a arătat pentru prima dată că în seria de Ielova, alături de un retromorfism alpin (cunoscut anterior), este prezentă și o diaforcă hercinică, concomitentă cu metamorfismul regional incipient al formațiunilor ce aparțin Devonianului și Carboniferului inferior, de la Cozla, dispuse transgresiv peste seria de Ielova.

BIBLIOGRAFIE

- Böckh F. (1879) Auf den südlichen Theil des Comitatus Szöreny bezüglich geologische Notizen. *Földt. Közl.* IX, Budapest.
- Codarcea A.I. (1937) Quatrième réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie a Turnu Severin. 1933, *Bul. Soc. Roum. Géol.* III, București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du plateau de Mehedintzi. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, București.
- Bercia I., Boldur C., Constantinof D., Maier O., Marinescu F.I., Mercus D., Năstăseanu S. (1967) Geological Structure of the South-western Carpathians. *Guide to Excursion 49 AC, Intern. Geol. Congr. XXIII Sess. Prague, 1968*, București.
- Giuşcă D., Savu II., Bercia I., Kräutner II. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scien. Hung.* III, Budapest.



- Năstăseanu S., Bercia I. (1968) Notă explicativă la harta geologică sc. 1 : 200.000, Baia de Aramă, București.
- Bițoianu Coruclia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D. S. Inst. Geol.* LVI/4, București.
- Savu H. (1968) Notă explicativă la harta geologică sc. 1 : 200.000, Reșița, București.
- Răileanu Gr. (1952) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Acad. R.P.R., Bul. Șt. Sect. Școl. Agron. Geol.-Geogr.*, V, București.
- Rusu A. (1962) Contribuțiuni la cunoașterea Carboniferului inferior din zona Drencova (Banat). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.* VII, 3-4, București.
- Savu H., Ghenea C. (1967) Notă explicativă la harta geologică sc. 1 : 200.000, Turnu Severin, București.
- Schafarzik Fr. (1912) Geologische Reambulation der Umgebung von Berszászka. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1910*, Budapest.
- (1913) Über die Reambulation in der Umgebung von Berszászka und im Almás-becken im Sommer 1911. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1911*, Budapest.
- Streckeisen A. (1933) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- Trifulescu M., Mureșan M. (1962) Asbestul crisotilic din Banat și vestul Olteniei. *D.S. Com. Geol.* XLVII, București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.
- Zlatarova-Țop Lozana, Mureșan M., Nicoară B. (1968) Studiul rocilor eruptive bazice și ultrabazice din zona Agadici (Banatul de Vest). *D. S. Com. Șt. Geol.* LIV/1, București.

ÉTUDE DE CERTAINES ROCHES GABBROÏDES MÉTAMORPHISÉES DE LA SÉRIE DE IELOVA (ZONE CĂMENIȚA — BANATUL DE SW)

(Résumé)

Les roches gabbroïdes qui font l'objet de cette étude proviennent d'un point situé à environ 7 km au nord de la localité Cozla, qui se trouve sur la rive gauche du Danube (fig. 1), et elles appartiennent à la série mésométamorphique de Ielova au-dessus de laquelle, à Cozla, reposent transgressivement des dépôts faiblement métamorphisés d'âge dévonien-carbonifère inférieur.

A) Caractères pétrographiques des roches gabbroïdes métamorphisées

Les roches étudiées sont constituées surtout d'amphiboles et de plagioclases. Les rapports quantitatifs de ces minéraux sont inversement proportionnels ce qui détermine des passages d'une roche riche en amphiboles, presque une hornblendite (échantillon 38), à une roche dans laquelle le plagioclase domine sur le minéral mélanocrate (échantillon 10); les échantillons 37 et 1 (le premier plus riche en amphiboles que le second) occupent une position moyenne.



Hormis ces deux principaux composants, mentionnés ci-dessus, on y trouve aussi en quantités variables, les éléments suivants : biotite, chlorite, épidote, zoizite, calcite, séricite, quartz, magnétite, ilménite, titanite, pyrite, apatite et zirconium.

a) Les pyroxènes initiaux ont été complètement transformés ; à présent on n'observe point de reliques de ces minéraux. Ils ont été métamorphisés à l'intermédiaire de la hornblende verte (c : ng = 18°-20° ; ng = vert foncé ; nm = vert ; np = jaune pâle).

Durant le deuxième stade, même l'amphibole secondaire résulté a été soumis à la chloritisation (pennin, clinoclere et rarement prochlorite) sur les bordures et les clivages. Ce phénomène comprend parfois toute la masse de l'amphibole (pseudomorphoses).

b) Les feldspaths plagioclases, résultés de la transformation complexe et complète des feldspaths primaires, sont hypodimorphes et allotromorphes ; ils présentent très fréquemment des macles polysynthétiques selon la loi de l'albite et ont une teneur moyenne d'environ 30 % An.

Dans un premier stade, les plagioclases initiaux ont été remplacés par l'andésine (qui est maintenant présente dans la roche), et par des granules relativement grands d'épidote, zoizite et quartz. Dans le seconde stade, l'andésine passe partiellement, surtout sur les clivages et dans les fissures, à d'agrégats fins saussuritiques, séricite et calcite.

c) L'ilménite, minéral primaire relique, et fréquemment leucoxénisé.

La magnétite présente de faibles martitisations synmétamorphiques.

On peut conclure que, dans les roches métaéruptives analysées, on surprend une série de transformations en étapes successives qui expriment la tendance des roches basiques décrites de s'adapter aux conditions chimiques et thermodynamiques qui prédominaient pendant les processus de métamorphisme. Voilà le sens de ces processus d'adaptation :

I. Etape orthomagmatique	II. Etape du métamorphisme progressif	III. Etape rétro-morphe
(1) Plagioclase calco-sodique	→ Plagioclase sodo-calcique (épidote, zoizite, quartz)	→ Saussurite, calcite, séricite
(2) Pyroxène	→ Hornblende verte (titanite, épidote, quartz, trémolite)	→ Chlorite (calcite)
(3) Biotite	→	→ Chlorite
(4) Ilménite	→ Titanite	→ Titanite (hématile)
(5) Magnétite	→	→ Martite

I. L'étape orthomagmatique se rapporte à des roches gabbroïdes constituées de plagioclases calco-sodiques et pyroxènes auxquels des quantités réduites de biotite, ilménite, magnétite, etc. se rattachent.

II. Pendant la deuxième étape (le métamorphisme régional progressif) les minéraux fondamentaux mentionnés se sont complètement réadaptés aux nouvelles conditions thermo-dynamiques, spécifiques au sous-faciès stannotite-quartz (cf. I. Bercia) (fig. 2). Ainsi, les plagioclases calco-sodiques se sont partiellement décalcifiés, se transformant en feldspath sodo-calcique (andésine), épidote, zoizite et quartz. Le pyroxène s'est transformé pour la plupart en hornblende verte et parfois en trémolite ; durant l'amphi-

bolitisation du pyroxène des quantités réduites de titanite, épidote et quartz se sont aussi constituées. La biotite et la magnétite (relations 3 et 5) ne se sont pas changées probablement pendant cette étape. Une bonne partie de l'ilménite passe à titanite (leucoxène).

III. L'étape rétro-morphe se caractérise par le passage incomplet des minéraux du stade précédent à une association minéralogique de plus basse température, spécifique pour le sous-faciès quartz-muscovite-chlorite (fig. 3). Ainsi, l'andésine se transforme partiellement en agrégats fins saussuritiques, auxquels la séricite et la calcite s'ajoutent parfois. La hornblende verte se chloritise dans les fissures, les clivages et les zones périphériques; le calcium résulte pénétrer dans la molécule des granules de calcite, associés spatialement avec les amphiboles partiellement chloritisés. La biotite se chloritise en partie, la leucoxénitisation de l'ilménite restée de l'étape précédente continue et la magnétite se martitise.

À la proximité de la ligne de charriage du cristallin gétique qui repose sur la série de Ielova, où la diastorèse était très avancée, la liaison génétique de ces phénomènes avec le charriage alpin mentionné est évidente (Codarcea, 1940).

En ce qui concerne le rétro-morphisme plus faible, à diffusion régionale dans la série de Ielova, on peut affirmer qu'il appartient à un cycle métamorphique anté-alpin. Ce cycle métamorphique a probablement conduit au métamorphisme régional progressif, peu intense (antéchimétamorphisme) des dépôts dévonien-carbonifères inférieurs transgressifs (à Cozla) sur la série de Ielova.

Au stade actuel de connaissances, on ne peut pas délimiter avec précision ces deux processus, car l'effet sur les roches en question a été similaire.

B) Caractères pétrochimiques des roches gabbroïdes métamorphisées

Les analyses des roches étudiées sont comprises dans le tableau 1.

Dans le diagramme présenté dans la figure 4 on remarque la tendance de croissance proportionnelle des valeurs des oxydes qui forment surtout les leucocrates (Al_2O_3 , Na_2O , K_2O) à mesure que le pourcentage de SiO_2 augmente (de 39,80 à 52,05 %); Fe_2O_3 et FeO , CaO et Mg diminuent en général en rapport avec l'augmentation des valeurs de la silice.

L'indice Peacock (i) correspond à l'intervalle du groupe des roches alcali-calciques ($51 < i < 56$).

Les types de magma sont gabbroïdes en essence (tableau 2). Il est à remarquer l'aspect plus ou moins particulier des roches 1 et 10 qui présente un caractère gabbroïde alcalin (nugéaritique et essexikatéritique), ce qui est indiqué aussi par certaines discontinuités faibles qui apparaissent dans quelques diagrammes.

La variation des paramètres Niggli (fig. 5) indique en principal une différenciation magmatique calco-alcaline relativement normale.

Dans le diagramme $al-fm$ (fig. 6), les points des roches analysées se situent le long d'une ligne très inclinée vers la gauche, qui passe à la proximité de point isofal.

Dans le diagramme $al-alk$ (fig. 7) les échantillons 38 et 37 se situent au-dessous de la ligne $alk = \frac{1}{2} al$ (dans le champ des roches pauvres en alcalis), étant séparées des roches gabbroïdes alcalines (1 et 10) dont les projections se situent au-dessus de cette ligne et au-dessous de celle qui correspond à la relation $alk = \frac{2}{3} al$, donc le champ des roches intermédiaires.

En utilisant les valeurs du rapport $\frac{c}{fm}$ on remarque que les roches étudiées se situent dans le champ des roches éruptives (fig. 9).



En groupant les principales valeurs de la base (tableau 3) on a obtenu les valeurs L , M , Q (tableau 4) qui ont été antérieurement projetées sur un diagramme triangulaire (fig. 10). On remarque que trois des échantillons étudiés sont situés dans le domaine des roches faiblement non saturées, délimité par les droites MF ($\alpha = 0$) et PF ($\alpha = 1$); c'est seulement l'échantillon 10 qui se situe dans le domaine des roches saturées.

Dans le triangle $Ka-Ka-Cs$ (fig. 11) on remarque l'emplacement des roches étudiées vers le milieu du côté $Ka-Ka$, ce qui démontre que le fer et le magnésium prédominent nettement sur le calcium (minéraux fero-magnésiens du type des augites, relativement pauvres en calcium) dans la composition des minéraux mélanocrates initiaux.

Les rapports existents entre les composants constitutifs des feldspaths sont mis en évidence par le diagramme $Ne-Kp-Cal$ (fig. 12 et tableau 6).

On a calculé les cellules standard (T. Barth) pour les roches analysées et on les a inscrites dans le tableau 8. On remarque qu'aux anions apparaît une quantité relativement plus grande de OH^- qui probablement s'était introduite dans la roche pendant le métamorphisme régional.



UNELE UTILIZĂRI ALE MAȘINILOR SAM ÎN CERCETĂRILE
GEOMATEMATICE (CU EXEMPLE DIN GEOCHIMIE)¹

DE

ALEXANDRU DIMITRIU, MARGARETA PELTZ²

Abstract

Possibilities of Using the SAM Devices for Geomathematical Research. The production capacity of the electromechanical devices SAM to sort and gradually order the values of characteristics which occupy certain zones of the punch card, has suggested the possibility of utilizing these devices for various geomathematical researches requiring a previous sorting of data. The use of these devices was extended to the classification of selections in accordance with their petrographical type, location, etc., to the establishment of empirical distribution and the non-parametrical analysis in the case of the simple correlationship (Spearman-Kendall's, Blomkvist's and Matheron's methods), as well as to the testing of the likeness between two geological objects. An important saving of time is thus achieved, errors in work are eliminated whereas the punch card may be also used in other categories of works according to the accumulation of data.

Capacitatea mașinilor electromecanice SAM de a sorta cartelele perforate pe anumite valori și de a le edita ne-a sugerat ideea utilizării acestora în cercetările geomatematice care necesită ca prim pas ordonarea în mod crescător a valorilor caracteristicilor cercetate și stabilirea frecvenței lor.

Până în prezent, utilizarea mașinilor a fost extinsă la următoarele probleme: stabilirea distribuției empirice a unei caracteristici și a parametrilor săi (modulul și cvantili); evaluarea coeficientului de corelație dintre două caracteristici; testarea egalității mediilor unei caracteristici pentru două obiecte geologice (roci, zone de mineralizație etc.). Metodele

¹ Comunicare în ședința din 15 mai 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

statistice folosite aparțin analizei neparametrice, bazate în general pe stabilirea rangurilor. Unele aspecte mai importante referitoare la ele sînt menționate în cuprinsul lucrării.

În afară de aceste aplicații, mașinile s-au dovedit a avea un mare randament la clasificarea datelor, la constituirea colectivităților care urmează să fie cercetate statistic, în funcție, de exemplu, de tipul petrografic, orizontul din zăcămint etc.

În oricare dintre problemele amintite, mașinile SAM prezintă avantaje deosebite față de sortarea vizuală, atât prin micșorarea însemnată a timpului de lucru și eliminarea erorilor, dificil de evitat la colectivități mari de date (de ordinul sutelor), cît și prin posibilitățile superioare de organizare exhaustivă a cercetărilor.

Aplicarea mașinilor SAM necesită introducerea datelor pe cartele potrivit unei machete în care, pentru fiecare caracteristică (element chimic, mineral etc.) este prevăzută cîte o zonă formată din mai multe coloane (patru sau șase coloane). În vederea utilizării aceluiași tablou de conexiuni — la editarea cu ajutorul tabulatorului — este indicat ca cartela să aibă același format în cercetări cît mai numeroase. Poziția și lungimea zonelor în cartelă (macheta cartelei) se stabilește la începutul cercetării și se păstrează pînă la încheierea ei. În acest mod cartelele pot fi utilizate în timp, pe măsură cu acumularea de date noi, înlesnind realizarea unor lucrări de ansamblu privind un anumit tip petrografic de rocă, minereu etc.

Înregistrarea datelor se poate face în modul preconizat de noi pentru cercetarea, de exemplu, a geochimiei minereurilor de mangan (tab. 1), și anume: în primele cinci coloane (zona I) se indică numărul probei, dînd posibilitate să fie luate în evidență 99999 probe; în coloanele 6-16 (zona II) sînt figurate diferite date cu privire la localizare, compoziție petrografică etc., cărora li se dau coduri corespunzătoare; între coloanele 17-48 (zonele III-IV) sînt introduse valorile analizei chimice, mineralogice etc. Fiecărei caracteristici i se rezervă astfel cîte patru coloane ceea ce permite înregistrarea unor valori pînă la 9999 sau de tipul 999,9, 99,99. Evident, printr-o altă grupare a coloanelor în cadrul machetei se pot înregistra valori mult mai mari, în funcție de numărul de coloane prevăzute. Coloanele 6-16 și 49-80 au fost lăsate libere pentru eventualele completări, necesare în cercetări viitoare.

O dată obținute cartelele (perforate și controlate) ele pot fi utilizate în variate scopuri. Astfel, sortarea după zona II permite clasificarea datelor avînd același cod, care poate să însemne localizare, tip petrografic



etc. Ulterior, prin imprimarea cu ajutorul tabulatorului a fiecărui pachet de cartele se obțin, sub formă de tabel, colectivitățile de date ce ne interesează în cercetările statistice. După cum, prin sortarea după celelalte zone (în macheta figurată, zonele III-X), în care sînt introduse valorile

TABELUL 1

Macheta pentru introducerea datelor în cartele perforate pentru minereuri de mangan în vederea cercetărilor geochimice

Coloanele	Zona	Specificația
1-5	I	nr. crt. (nr. probă)
6-16	II	Varia
17-20	III	MnO
21-24	IV	FeO
25-28	V	SiO ₂
29-32	VI	FeO/MnO
33-36	VII	FeO + MnO
37-40	VIII	CaO
41-44	IX	P ₂ O ₅
45-48	X	S
49-80		Varia

diferitelor caracteristici (X_1, X_2, \dots, X_n), urmată de imprimarea fiecărui pachet de cartele, obținem cîte un tabel corespunzător fiecărei caracteristici, care stă la baza determinării frecvenței valorilor individuale sau a valorilor grupate în clase și la determinarea rangului valorilor, necesare în diferite cercetări geomatematice. Prin prevederea la imprimare a unor spații libere convenabile, tabelele pot fi utilizate direct în prelucrările statistice, ele devenind astfel foi de calcul.

Menționăm elementele de bază ale algoritmului metodelor statistice utilizate și cîte un exemplar luat din geochimie privind modul în care ele se aplică.

1. Stabilirea distribuției empirice constă, cum este bine cunoscut, în determinarea frecvenței cu care fiecare valoare x_i sau clasă de valori $k(x_k, x_k + d)$ a unei caracteristici X este prezentă în selecția cercetată.



TABELUL 2

Stabilirea frecvenței claselor de valori ale unei caracteristici X ($X = \text{FeO}/\text{MnO}$ în zăcămintul de mangan de la Sebeș - nivelul II) prin procedeu obținut („sortare din ochi”)

0,00-0,09	0,10-0,19	0,20-0,29	0,30-0,39	0,40-0,49
		▧▧▧	▧▧▧▧	▧▧▧▧▧ ▧▧▧▧▧ ▧▧▧ 51
1	1	14	16	
0,50-0,59	0,60-0,69	0,70-0,79	0,80-0,89	0,90-1,00
▧▧▧▧ ▧▧▧	▧▧▧	▧▧		▧▧
26	10	6	0	1

TABELUL 3

Calculul moulului MnO , Fe_2O_3 , SiO_2 și FeO/MnO din mineralul de mangan de la Sebeș (nivelul II)

Z	C		MnO	Fe_2O_3	SiO_2	FeO/MnO
	I					
Sebeș II	n_k		23,00	10,00	38,00	0,40
	n_k		30,17	49,21	34,61	40,48
	n_{k-1}		26,19	8,73	12,70	12,70
	n_{k+1}		17,46	26,19	21,43	20,63
	l		4,00	2,50	4,00	0,10
	$a = n_k - n_{k-1}$		3,98	40,48	11,91	27,78
	$b = n_{k-1} + n_{k+1}$		43,65	34,92	34,13	33,33
	$2n_k$		60,34	98,42	49,22	80,96
	$c = 2n_k - b$		16,69	63,50	15,09	47,63
	$K = a/c$		0,24	0,64	0,79	0,58
	$K \times l$		0,96	1,60	3,16	0,06
$M_0 = x_k + Kl$		23,96	11,60	41,16	0,46	



Procedeul obișnuit de notare prin linii a numărului de valori la examinarea vizuală a tabelului de evidență a datelor este incomod și de lungă durată pentru selecții mari (tab. 2). Introducerea datelor pe cartele reprezentă, desigur, o operație în plus față de procedeul vizual, însă ponderea acesteia în lanțul de operații este mult prea mică încât, final, randamentul obținut prin mecanizare este incomparabil mai mare. De altfel, o dată obținute cartelele perforate, ele pot fi utilizate și în alte cercetări, pe care le-am amintit.

TABELUL 4

Calculul cvantilelor ($Q_1, Q_2 =$ mediana, Q_3) MnO, Fe_2O_3, SiO_2 și FeO/MnO din minereal de mangar de la Sebeș (nivelul II)

Z, C	Q	x_k	n_k	F_{k-1}	l	$a = 25 - F_{k-1}$	$a = 50 - F_{k-1}$	$a = 75 - F_{k-1}$	$\frac{a}{n_k}$	$b - \frac{a}{n_k} l$	$x_k - b$
MnO	Q ₁	19,00	26,19	8,73	4,00	16,27	—	—	0,62	2,48	21,48
	Q ₂	23,00	30,17	34,92		—	15,08	—	0,50	2,00	25,00
	Q ₃	27,00	17,46	65,09		—	—	9,91	0,57	2,28	29,28
Fe ₂ O ₃	Q ₁	10,00	49,21	10,31	2,50	14,69	—	—	0,30	0,75	10,75
	Q ₂	10,00	49,21	10,31		—	39,69	—	0,81	2,03	12,03
	Q ₃	12,50	26,19	59,52		—	—	15,48	0,59	1,48	13,98
SiO ₂	Q ₁	34,00	12,70	14,28	4,00	—	—	—	0,84	3,36	37,36
	Q ₂	38,00	24,61	28,98		10,72	23,02	—	0,94	3,76	41,76
	Q ₃	46,00	17,46	73,02		—	—	1,98	0,11	0,44	46,44
FeO/MnO	Q ₁	0,30	12,70	12,70	0,10	—	—	—	0,97	0,10	0,40
	Q ₂	0,40	40,48	25,40		12,30	24,60	—	0,81	0,06	0,46
	Q ₃	0,50	20,63	65,88		—	—	9,12	0,44	0,04	0,54

Pe baza distribuției empirice se procedează apoi la estimarea precisă a modului (tab. 3), a mediane și a celorlalți cvantili (tab. 4). Desigur, distribuția empirică poate, de asemenea, să ajute la aproximarea mediei aritmetice (\bar{x}) și a dispersiei (S_x^2) prin ponderea mijloacelor intervalelor cu frecvențele corespunzătoare.

2. Determinarea coeficientului de corelație simplă poate fi abordată prin analiza neparametrică, folosind metoda rangurilor a lui Spear-



man-Kendall (Yule, Kendall, 1969) sau metoda norului de corelație (Blomkvist, 1950; Matheron, 1962).

Ultima metodă o recomandăm pentru cercetarea selecțiilor mari, de ordinul sutelor.

Determinarea coeficientului de corelație r_{xy} prin metoda rangurilor necesită propriu-zis modificarea labelului de evidență a datelor primare prin introducerea a cîte două coloane învecinate fiecărei caracteristici, în care se figurează rangurile valorilor în ordine crescîndă, respectiv rangurile corectate, corespunzător medierii rangurilor acelor valori care se repetă. În expresia coeficientului de corelație r_{xy} intră suma pătratelor diferențelor dintre rangurile corectate ($\Sigma \Delta^2$), corecțiile (T_x, T_y) pentru frecvența valorilor identice (t_i) ale caracteristicilor X și Y , fiecare în parte, și volumul de selecție (n):

$$r_{xy} = \frac{6(\Sigma \Delta^2 + T_x + T_y)}{n(n^2 - 1)}$$

unde

$$T_{x(z)} = \frac{1}{12} \Sigma (t_i^3 - t_i)$$

Partea cea mai pretențioasă în aplicarea metodei o constituie stabilirea valorilor identice, care este însă preluată de către mașinile electromecanice de sortat.

Un exemplu privind aplicarea metodei îl constituie cercetarea gradului de dezvoltare a mineralelor nemetalice de neformațiune în cuprinsul zăcămintului Moldova Nouă (Ianovici, Dimitriu, Pîeptea, 1969).

În ceea ce privește metoda norului de corelație, aplicarea ei este mai simplă, beneficiind în mai mare măsură de aportul mașinilor SAM. În calculul coeficientului de corelație r_{xy} se introduce numai frecvența punctelor în cele patru cadrane ale graficului de corelație, delimitate prin medianele caracteristicilor cercetate, după cum rezultă din tabelul 5.

Examinarea comparativă a coeficientului de corelație evaluat în cazul mai multor perechi de caracteristici prin metoda Blomkvist, pe de o parte, și prin analiza parametrică, pe de altă parte, a arătat că estimațiile obținute sînt apropiate și, deci, se poate acorda încredere acestei metode neparametrice (tab. 6).

3. Testarea asemănării unidimensionale a două obiecte geologice (roci, minereuri etc.) poate fi obținută prin utilizarea analizei neparametrice (metoda Wilcoxon) care, la fel ca în cazul metodelor recomandate pentru



TABELUL 5

Frecvența valorilor în extranțele normului de corelație (X-Y) și calculul coeficientului de corelație r
(analiza neparametrică, metoda Blomkvist)

Componentă X-Y	Cadră- nul	3		2		4		1		$r = \frac{(n_3 + n_4) - (n_2 + n_1)}{n_1 + n_2 + n_3 + n_4}$
		$x_{\min}-n_x$ $y_{\min}-n_y$	$x_{\max}-n_x$ $y_{\max}-n_y$	$x_{\min}-n_x$ $y_{\min}-n_y$	$x_{\max}-n_x$ $y_{\max}-n_y$	$x_{\min}-n_x$ $y_{\min}-n_y$	$x_{\max}-n_x$ $y_{\max}-n_y$	$x_{\min}-n_x$ $y_{\min}-n_y$	$x_{\max}-n_x$ $y_{\max}-n_y$	
MnO-FeO	x_1	11,00-24,99	11,00-24,99	11,00-24,99	25,00-47,00	25,00-47,00	25,00-47,00	25,00-47,00	25,00-47,00	$r = \frac{(39 + 27) - (29 + 31)}{126} = 0,05$
	y_1	2,10-11,16	11,17-21,00	11,17-21,00	2,10-11,16	2,10-11,16	11,17-21,00	11,17-21,00	11,17-21,00	
	f_n	30	29	31	31	27	27	27	27	
MnO-SiO ₂	x_1	11,00-24,99	11,00-24,99	11,00-24,99	25,00-47,00	25,00-47,00	25,00-47,00	25,00-47,00	25,00-47,00	$r = -0,67$
	y_1	4,00-41,75	41,76-62,00	41,76-62,00	4,00-51,75	4,00-51,75	41,76-62,00	41,76-62,00	41,76-62,00	
	f_n	15	50	49	49	6	6	6	6	
FeO-SiO ₂	x_1	2,10-11,16	2,10-11,16	2,10-11,16	11,17-21,00	11,17-21,00	11,17-21,00	11,17-21,00	11,17-21,00	$r = -0,16$
	y_1	4,00-41,75	41,76-62,00	41,76-62,00	4,00-41,75	4,00-41,75	41,76-62,00	41,76-62,00	41,76-62,00	
	f_n	30	40	32	32	23	23	23	23	

TABELUL 6

Valorile coeficientului de corelație dintre unii componenți chimici ai minereului de mangun de la Sebeș II

Componenții (X-Y)	r analiza neparametrică	r analiza parametrică
MnO-FeO	0,05	0,03
SiO ₂ -MnO	-0,67	-0,74
SiO ₂ -FeO	-0,16	-0,17
SiO ₂ -FeO/MnO	0,39	
SiO ₂ -(FeO + MnO)	-0,74	
SiO ₂ -CaO	-0,26	
CaO-FeO/MnO	-0,13	
CaO-(FeO + MnO)	0,13	
S-(FeO + MnO)	0,13	
P ₂ O ₅ -CaO	-0,02	
P ₂ O ₅ -(FeO + MnO)	0,23	

Notă: Valorile subliniate sînt semnificative.

($q > 0,30$, criteriul c)

$$c = \left(-\sqrt{\frac{1-q^2}{n}} \right) \Phi^{-1}(x) + q$$

pentru $\Phi^{-1}(0,05) = 1,645$, $n = 126$ și $q = 0,30$, $c = 0,15$.

cercetarea corelației, nu are restricții în privința tipului de distribuție, avînd totodată avantajul că este simplă, nelaborioasă.

La aplicarea acestei metode, colectivitățile de valori ale caracteristicii X în cele două obiecte (1) și (2), adică

$$x_1^{(1)}, x_2^{(1)}, x_3^{(1)}, \dots, x_k^{(1)}, \dots, x_n^{(1)}$$

$$x_1^{(2)}, x_2^{(2)}, x_3^{(2)}, \dots, x_k^{(2)}, \dots, x_n^{(2)}$$

unde

$$x_i^{(1)} < x_{i+1}^{(1)}$$

$$x_i^{(2)} < x_{i+1}^{(2)}$$

$$m < n$$

sînt reunite într-o serie, de asemenea crescătoare, fără a ține seama într-o primă etapă de apartenența caracteristicii, respectînd însă condiția ca șirul de două sau mai multe valori identice ale uneia dintre caracteristici să nu fie întrerupt de valorile celeilalte caracteristici. În continuare, se stabilește rangul r_i al seriei constituite și se calculează rangul corectat, r'_i , prin medierea rangurilor valorilor identice. Mărimea statistică Wilcoxon, W ,



reprezintă suma tuturor rangurilor corectate ale caracteristicii X în obiectul (1), reprezentat prin colectivitatea de volum mai mic (m)

$$W = \sum_{i=1}^{(m)} r'_i$$

Se admite ca reală ipoteza nulă $H_0 : \bar{x}^{(1)} = \bar{x}^{(2)}$ în caz că $W_1 < W < W_2$, unde

$$W_1 = \frac{m(m+n+1) - 1}{2} - 1,96 \frac{m \cdot n(m+n+1)}{12}$$

și

$$W_2 = m(m+n+1) - W_1$$

pentru m și $n > 25$

sau

$$W_1 = W_1(m, n)$$

$$W_2 = 2MV - W_1$$

pentru m și $n < 25$

unde $W_1(m, n)$ și $2MV$ sînt date în tabele (Bolșev, Smirnov, 1965).

Aplicarea metodei este ilustrată printr-un exemplu privind testarea asemănării a două masive granitoide în privința conținutului în cobalt (tab. 7).

Referitor la exemplele prezentate, în deosebi la ultimul, atragem atenția că au fost utilizate selecții mici numai pentru a înlesni celor interesați să aprofundeze cunoașterea metodelor.

Introducerea mașinilor SAM este desigur deosebit de utilă la aplicarea metodelor în cazul selecțiilor mari, deseori întâlnite în cercetările laboratoarelor de geomatematică.



TABELUL 7

Testarea asemănării a două masive granitoide din
punct de vedere al conținutului în cobalt

Co ppm		Rangul inițial r_i	Rangul corectat r'_i	
masivul (1)	masivul (2)			
1		1	1,5	
	1	2		1,5
2		3	3,5	
2		4	3,5	
	3	5		5,5
	3	6		5,5
4		7	8	
4		8	8	
	4	9		8
	5	10		10,5
5		11	10,5	
	6	12		12
	7	13		13

$$W = \sum_{i=1}^6 r'_i = 31,0$$

NOTĂ: Din Labelele lui Bolșev și Smirnov (1962), $W_1(m, n) = 27$, iar, $2MV = 84$, încl $W_2 = 57$. Rezultă că inegalitatea $W_1 < W < W_2$ este satisfăcută și, deci, se acceptă ca reală ipoteza nulă $H_0: \bar{x}^{(1)} = \bar{x}^{(2)}$ adică ipoteza că cele două masive sînt asemănătoare în privința conținutului în cobalt.

Concluzii

1. Utilizarea mașinilor electromecanice SAM reduce considerabil timpul de ordonare și de determinare a frecvenței valorilor individuale sau a claselor de valori ale diferitelor caracteristici sporind operativitatea unor variate cercetări geometematice (stabilirea distribuției empirice și a parametrilor distribuției, determinarea coeficientului de corelație simplă, testarea asemănării unidimensionale a două obiecte geologice).

2. Se asigură o precizie ridicată la cercetarea oricărei selecții, indiferent de volumul ei, eliminându-se caracterul subiectiv al sortărilor.

3. Înmagazinarea datelor în cartelele perforate facilitează completarea cu noi informații în timp și utilizarea lor operativă în funcție de cerințe (de exemplu, pentru studii comparative, de sinteză etc.).



BIBLIOGRAFIE

- Blomkvist N. (1950) On a measure of dependence between two random variables. *Annals. Math. Stats.* 21, 4.
- Boșev L. N., Smirnov N. V. (1965) *Tabliți matematiceșkoj statistiki. Nauka, Moskva.*
- Ianovici V., Dimitriu Al., Andâr Anea (1969) Les paramètres géochimiques des minerais de Roumanie. II. *Rév. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Série Géologie, XIV, 1, București.*
- Dimitriu Al., Pieptea Vasilița (1969) Étude des caractéristiques chimico-minéralogiques quantitatives des minéralisations du gisement de Moldova Nouă (secteur de Terezia-Covacia) et des roches environnantes. *Rév. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Série Géologie, XIII, 2, București.*
- Matheron G. (1962) *Traité de géostatistique appliquée. I. Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières. 14, Paris.*
- Yule G. U., Kendall M. G. (1969) *Introducere în teoria statisticii (trad. Ib. engleză). Ed. științifică, București.*

CONCERNANT LES EMPLOIS DES MACHINES SAM POUR LES
RECHERCHES GÉOMATHÉMATIQUES (À EXEMPLES DE
GÉOCHIMIE)

(Résumé)

La capacité des machines électromécaniques SAM de trier et d'ordonner en croissant les valeurs d'une caractéristique qui occupe une certaine zone de la carte perforée a suggéré aux auteurs la possibilité d'employer ces machines pour de diverses recherches géomathématiques qui comportent un triage préliminaire des valeurs.

On a élargi l'emploi des machines en y ajoutant la classification des sélections selon le type pétrographique, localisation etc., l'établissement de la distribution empirique et l'analyse non-paramétrique pour l'étude de la corrélation simple (méthode des rangs Spearman-Kendall, méthode du nuage de corrélation Blomkvist et Matheron) et des tests de la ressemblance de deux objets géologiques (méthode Wilcoxon).

Par cela, on réduit considérablement le temps, on élimine les erreurs et les cartes perforées peuvent être employées pour d'autres travaux aussi à mesure que les données s'accablent.



GEOCHIMIE

CONTRIBUȚII PRIVIND DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR RADIOACTIVE ÎN FORMAȚIUNILE CRISTALOFILIENE DIN CARPAȚII MERIDIONALII¹

DE

MARIOARA-MIA LEMNE²

Abstract

Contributions Regarding the Distribution of Radioactive Elements in Crystalline Formations from the South Carpathians. Systematical determinations of the contents in uranium, thorium and potassium in the crystalline rocks within the Gelic nappe Sebeș-Lotru series, were carried out. Radiometrical data have led to the following conclusions: contents in U, Th and K mark a rise from amphibolic rocks up to gneisses with microcline, presenting clear-cut value limits between various types of rocks; paragneisses and micaschists build up a unit group from the standpoint of its radiometrical character; the microcline from gneisses with microcline may be considered as an indicator of the rise of the radioactivity. When comparing the radiometric results obtained for the Sebeș-Lotru series with those previously obtained for the Cumpăna-Cozia series, one may consider that the similar types of rocks from the both series present the same characteristics as regards their radioactivity. These results prove the possibility to apply the radiometric methods to the grouping of lithological types of rocks within the metamorphic formation.

Predilecția asocierii elementelor radioactive cu o serie de elemente rare de importanță economică cît și posibilitatea interpretării unor probleme de interes geochimic au făcut ca studierea distribuției U, Th și K în diferite tipuri de roci să se facă pe scară largă.

Deoarece informații privind distribuția elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din țara noastră sînt foarte puține, studiile

¹ Comunicare în ședința din 24 aprilie 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



începute în laboratorul de geologie nucleară din cadrul Institutului Geologic s-au axat în special pe roci cruptive (Gî n ș c ă et al., 1967), și pe roci metamorfice (I a n o v i c i et al., 1966, 1967; L e m n e, 1970).

Rezultatele încurajatoare obținute pentru rocile cristalofiliene din seria Cumpăna-Cozia (L e m n e, 1970), în ceea ce privește posibilitatea corelării acestora cu caracterul mineralogic au impus extinderea studiului și pentru formațiunile cristalofiliene ale seriei Sebeș-Lotru, care împreună cu seria Cumpăna-Cozia au cea mai mare dezvoltare în aria pînzei getice.

Seria Sebeș-Lotru are o mare dezvoltare în munții Sebeș, Cibinului și Lotrului și este constituită din diferite tipuri de gnaise, amfibolite, micașisturi, roci carbonatice și roci eruptive. În cadrul seriei au fost identificate (Harta geologică R.S.R. scara 1 : 200.000) gnaise cu cordierit și sillimanit, gnaise cuarțo-feldspatice, gnaise amfibolice, gnaise migmatice.

Primele sînt constituite din cordierit, sillimanit, biotit, puțin cuarț și feldspați. Gnaisele cuarțo-feldspatice sînt formate din cuarț, plagioclaz, biotit, muscovit și microclin. Gnaisele amfibolice se asociază de obicei amfibolitelor; gnaisele mixte, gnaisele de injecție, gnaisele oculare, alcătuiesc grupa migmatitelor metatectice și metablastice ale acestei serii. Unele dintre migmatitele metatectice se caracterizează printr-o granulație mare a neosomei, altele sînt mai compacte datorită unui grad mai mare de omogenizare. Primele se dezvoltă în zona Șugag-valea Cibinului, celelalte în valea Lotrului, valea Sebeșului, valea Taia.

Migmatitele metablastice sînt caracterizate prin fenoblaste de microclin asociat cu plagioclaz. Materialul inițial are compoziție asemănătoare micașisturilor. Aceste tipuri de migmatite sînt dezvoltate în zona de la NE a depresiunii Hațeg, pe valea Sebeșului, Grădiștea, valea Cibinului și în zona de la nord de seria epimetamorfică din munții Sebeș.

Gnaisele din partea superioară a seriei Sebeș-Lotru sînt paragneise cu biotit sau paragneise cu muscovit și biotit, cu microclin în cantitate mică.

Amfibolitele sînt constituite din plagioclaz, hornblendă verde, almandin uneori, biotit și minerale accesorii. Cele mai importante tipuri de micașisturi sînt micașisturile cu biotit, micașisturile cu disten, micașisturile cu staurolit.

Masa fundamentală a micașisturilor este formată din cuarț, muscovit și biotit.



Cuarțitele cu muscovit sau biotit se intercalează în gnaisele și în micașisturile serici.

Se consideră că seria Sebeș-Lotru a fost metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, arătând o succesiune regulată a zonelor de metamorfism: zona cu sillimanit, zona cu disten și staurolit și zona cu granat.

Colectarea probelor s-a făcut de pe văile Sebeș, Dița, Aușel, Lotru și Latorița (vezi pl.).

Concentrațiile de uraniu, thoriu și potasiu au fost obținute prin metoda spectrometrici gamma. S-a utilizat un selector cu 400 canale tip SA-40B cu un detector cu scintilație format dintr-un cristal de NaI de 45/45 mm și un fotomultiplicator montate într-un singur bloc tip S-24. Detaliile de metodică au fost prezentate în lucrări anterioare (L e m n e, 1968; L e m n e, 1970).

Rezultatele obținute sînt sistematizate în tabelul 1, pe principalele tipuri de roci: gnaise cu microclin abundant, paragneise, micașisturi, roci amfibolice și pegmatite.

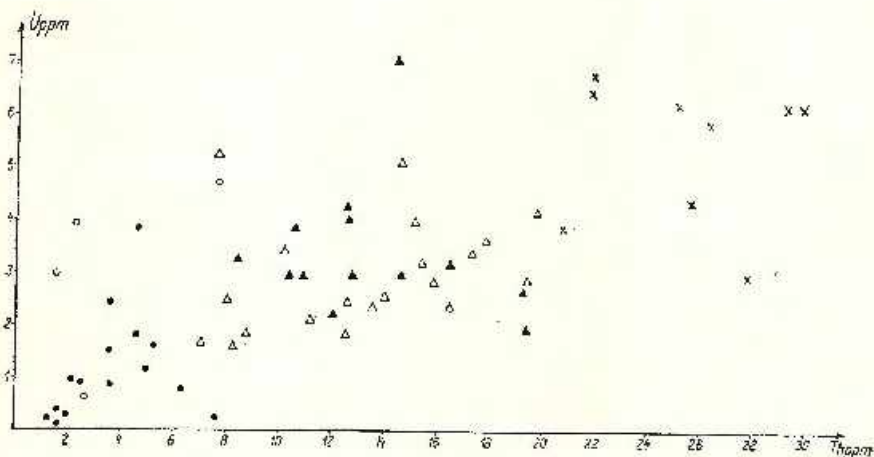


Fig. 1. — Corelarea conținuturilor de uraniu și thoriu în rocile seriei Sebeș-Lotru.

o, pegmatite; ●, roci amfibolice; Δ, paragneise; ▲, micașisturi; ×, gnaise cu microclin.

Corrélation des teneurs en uranium et thorium des roches de la série de Sebeș-Lotru.

o, pegmatites; ●, roches amfiboliques; Δ, paragneises; ▲, micașistues; ×, gnaises à microcline.

Ca și în cazul seriei Cumpăna-Cozia (L e m n e, 1970) conținuturile în uraniu, thoriu și potasiu se grupează pe tipuri de roci. O reprezentare



sugestivă este dată de corelarea conținuturilor U-Th și K-Th, prezentate în figura 2 și în figura 3.

Rocile amfibolice prezintă radioactivitatea cea mai scăzută, urmate de paragneise și micașturi care formează un grup comun în ceea ce privește valoarea conținuturilor în uraniu și thoriu și în fine de gnaisele cu microclin ale căror conținuturi în thoriu și uraniu sînt cele mai mari.

Se observă (fig. 1, 2, tab. 1) că și în cazul seriei Sebeș-Lotru, ca și în cazul seriei Cumpăna-Cozia (L e m n e, 1970) conținutul în thoriu este

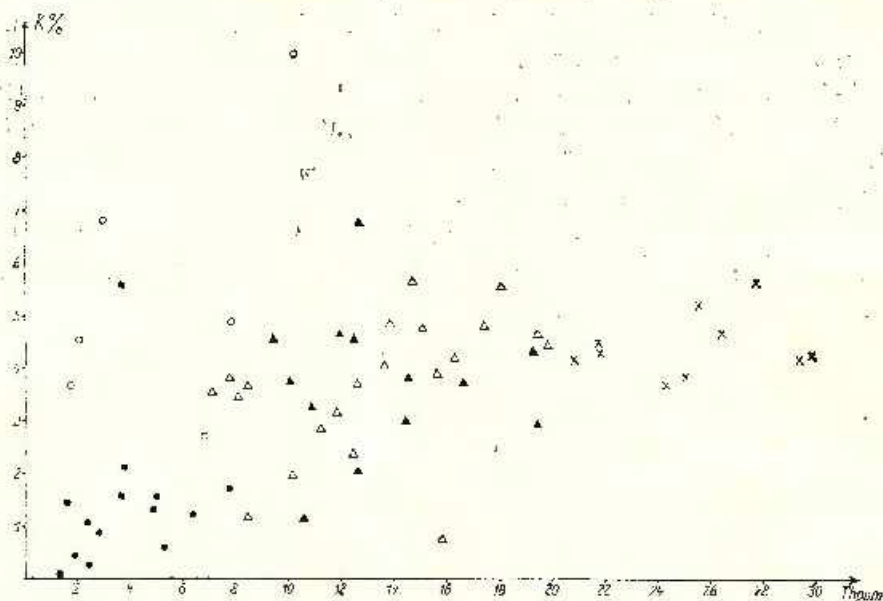


Fig. 2. — Corelarea conținuturilor de thoriu și potasiu în rocile seriei Sebeș-Lotru.

o, paragneise; ●, roci amfibolice; Δ, paragneise; ▲, micașturi; ×, gnaise cu microclin.

Corrélation des teneurs en thorium et potassium des roches de la série de Sebeș-Lotru.

o, paragneises; ●, roches amphibolitiques; Δ, paragneises; ▲, micașturi; ×, gnaise à microcline.

mai constant pe grupe de roci, fiind deci elementul radioactiv pe care se poate separa caracterul radiometric. Uraniumul, care în general prezintă o creștere de la roci amfibolice la gnaise cu microclin, este mai dispers în sinul aceleiași grupe. Acest lucru se datorește solubilității mărite a unor compuși de uraniu și deci mobilității mai mari a uraniului, care face ca în procesul de metamorfism fixarea lui să fie neregulată.

În tabelul 2 sînt prezentate valorile medii și conținuturile limită găsite în rocile seriei Sebeș-Lotru iar în figura 3 s-a reprezentat variația conținutului mediu în elemente radioactive, pe tipuri de roci.

TABELUL 1

Conținuturi de uraniu, toriu, potasiu și radioactivitatea totală pentru roci din seria Sebeș-Lotru

Nr. crt.	U _{ppm}	Th _{ppm}	K%	Th/K.10 ⁻⁴	Th/U	Rad. totală impulsuri/30 min/100 g
0	1	2	3	4	5	6
a) pegmatite						
1	4,62	7,94	4,9	1,6	1,7	196
2	3,9	2,2	4,7	0,5	0,6	133
3	—	10,5	10,1	1,0	∞	106
4	1,3	—	11,9	0	0	101
5	0,03	2,8	6,9	0,4	140	72
6	2,9	1,7	3,7	0,45	0,6	98
7	13,1	6,7	2,7	2,5	0,5	345
b) gnaise microlitice sau cu microlit predominant						
1	5,95	26,4	4,7	5,6	4,4	384
2	6,7	21,8	4,47	4,8	3,2	359
3	6,5	21,8	4,5	4,8	3,3	353
4	4,4	25,7	5,3	4,8	5,8	352
5	6,3	25,0	3,8	6,6	3,9	374
6	6,3	29,3	4,2	6,97	4,6	415
7	6,2	29,8	4,2	7,1	4,8	416
8	3,0	27,9	5,6	5,0	9,3	343
9	3,9	30,8	4,1	5,1	5,3	266
10	12,6	24,4	3,6	6,8	1,9	544
c) gnaise cu plagioclar						
18	2,8	15,9	0,7	22,7	5,6	204
19	1,7	8,4	1,2	7,0	5,0	116
20	3,6	17,9	5,5	3,2	5,0	268
21	5,1	14,3	5,8	2,5	2,8	272
22	3,4	17,4	4,9	3,5	5,1	254
23	2,4	13,5	4,1	3,3	5,6	195
24	2,4	12,1	3,8	3,3	5,2	194
25	1,8	12,2	2,4	5,1	6,8	160
26	4,2	11,8	3,2	3,7	2,3	210
27	2,1	11,1	2,9	3,8	5,3	161
28	2,2	16,1	4,3	3,7	7,3	246
29	1,6	8,1	3,7	2,2	5,1	128
30	2,5	13,9	4,97	2,8	5,6	206
31	4,0	15,0	4,8	3,1	3,7	247
32	2,3	19,4	4,6	4,2	6,9	260
33	2,5	8,0	3,5	2,3	3,2	145
34	1,7	7,0	3,6	1,9	4,1	121
35	5,2	7,8	3,8	2,0	1,5	200
36	3,1	15,7	3,98	3,9	5,1	228
37	4,3	20,95	4,4	4,5	4,0	292
38	3,5	10,0	2,0	5,0	2,8	174
d) micocistari						
39	3,06	16,5	3,7	4,45	5,4	232
40	2,9	14,3	3,8	3,76	4,9	211
41	2,6	19,1	4,3	4,44	7,3	250

continuare tabel 1

0	1	2	3	4	5	6
42	2,9	10,3	3,8	2,7	3,6	175
43	3,3	9,3	4,6	2,0	2,8	180
44	4,3	12,6	2,0	5,3	2,9	211
45	3,9	10,6	1,1	9,6	2,7	180
46	1,9	19,1	2,9	6,6	10,0	214
47	2,8	10,9	3,3	3,3	3,9	176
48	4,0	12,6	4,6	2,7	3,2	222
49	2,9	12,7	6,9	1,8	4,4	218
50	2,2	12,0	4,7	2,6	5,4	183
51	7,3	14,1	3,0	4,7	1,9	294
e) roci amfibolice						
52	1,65	5,4	0,7	7,7	3,3	86
53	0,9	2,7	1,0	2,7	3,0	50
54	0,13	1,4	0,3	4,7	10,7	17
55	1,1	5,0	1,6	3,1	4,5	77
56	2,5	3,8	1,8	2,4	1,5	95
57	0,7	6,3	1,3	4,8	9,0	70
58	0,8	1,3	1,1	1,2	1,6	38
59	1,9	3,9	2,2	1,8	2,0	87
60	0,3	1,0	0,5	2,0	3,3	19
61	1,9	4,6	1,3	3,5	2,4	77
62	3,8	4,7	1,3	3,6	1,2	128
63	1,5	3,7	5,7	0,6	2,5	102
64	0,12	1,4	—	—	11,6	17
65	0,7	7,8	1,8	4,3	11,4	96
66	0	0,8	1,5	0,5	∞	31

TABELUL 2

Conținuturi medii și conținuturi limite de uraniu, thoriu, potasiu, radioactivitate medie și limite pentru grupe de roci din seria Sebeș-Lotru

Tipul rocii	U _{ppm}	Th _{ppm}	K %	Radioactivitate bnp./100g canal 9
gnaise cu microclin	6,18 3-12,6	25,29 20,8-29,3	4,45 3,6-5,6	380 266-544
gnaise cu plagioclaz	3,0 1,6-5,2	13,2 7-19,8	3,7 0,7-5,8	202 116-292
micașturi	3,36 1,9-4,3	13,4 9,3-19,1	3,7 1,1-6,9	211 175-294
roci amfibolice	1,2 0-3,8	3,6 1,0-7,8	1,5 0,1-5,7	66 17-128
pegmatite	0-11,3	1,7-10,5	2,7-11,9	



Avînd aceste rezultate radiometrice pentru seria Sebeș-Lotru s-a putut trece la compararea lor cu cele obținute pentru seria Cumpăna-Cozia, care sînt prezente în tabelul 3 și figura 4 și care au fost discutate pe larg într-o lucrare anterioară (L e m n e, 1970).

Fig. 3. — Variația conținuturilor medii în uraniu, thoriu, potasiu și variația radioactivității totale pentru grupele de roci ale seriei Sebeș-Lotru.

×, uraniu; ●, thoriu; Δ, potasiu; ○, radioactivitate totală.

Variation des teneurs moyennes en uranium, thorium, potassium et variation de la radio-activité totale en ce qui concerne les groupes de roches de la série de Sebeș-Lotru.

×, uranium; ●, thorium; Δ, potassium; ○, radio-activité totale.

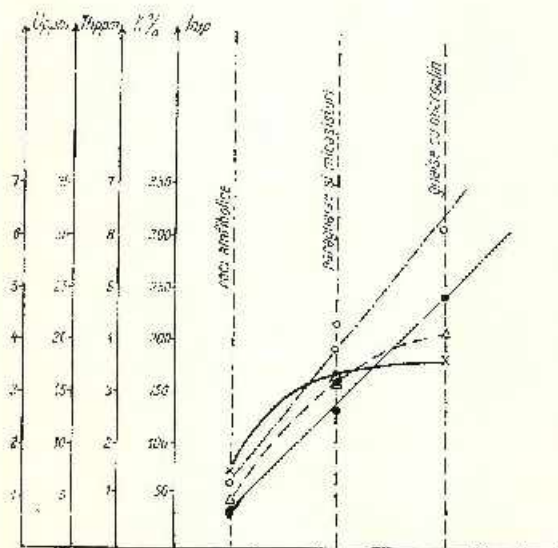
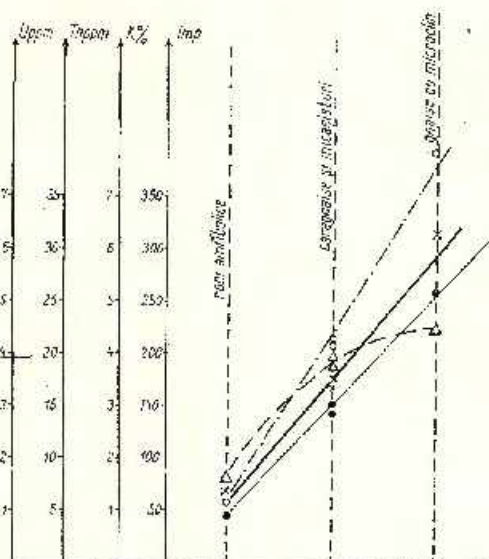


Fig. 4. — Variația conținuturilor medii în uraniu, thoriu, potasiu și variația radioactivității pentru grupele de roci ale seriei Cumpăna-Cozia.

×, uraniu; ●, thoriu; Δ, potasiu; ○, radioactivitate totală.

Variation des teneurs moyennes en uranium, thorium, potassium et variation de la radio-activité en ce qui concerne les groupes de roches de la série de Cumpăna-Cozia.

×, uranium; ●, thorium; Δ, potassium; ○, radio-activité totale.

Comparând aceste rezultate se evidențiază pe de o parte caractere asemănătoare și pe de altă parte o deosebire în ceea ce privește corelarea variației uraniului și potasiului pe grupe de roci.

Caracterele asemănătoare sînt date de valorile foarte apropiate, atât ale limitelor de conținuturi în elemente radioactive cît și ale mediilor acestor conținuturi.

De asemenea se poate aprecia că în ambele serii caracterul radioactiv se mărește de la roci amfibolice la gnaisele cu microclin, legat în bună parte de compoziția de bază, mineralogică a acestor roci.

TABELUL 3

Conținuturi medii și conținuturi limite de uraniu, thoriu, și potasiu, radioactivitate medie și limite, pe grupe de roci din seria Cumpăna-Cozia

Tipul rocii	U _{ppm}	Th _{ppm}	K %	Radioactivitate imp./100 g canal 9
gnaise cu microclin	3,6 0,5-7,8	23,5 18,5-37	4,2 2,1-6,2	304 198-468
gnaise cu plagioclaz	3,5 0,1-8,2	12,4 5,5-21,9	3,4 0,5-6,0	191 72-293
micasisturi	3,1 0,4-5,1	15,7 11,4-21,0	3,7 1,0-5,1	223 165-265
roci amfibolice	1,5 0-3,2	3,6 0,2-7,1	1,0 0-2,3	81 22-119

Se observă însă că uraniul, în cazul seriei Cumpăna-Cozia, nu mai are o variație liniară a valorilor medii, de la roci amfibolice la gnaisele cu microclin. Forma curbei de variație a conținutului în uraniu (fig. 4) este asemănătoare curbei de variație a potasiului, prezentînd o creștere mai mică între paragneise și gnaisele oculare în comparație cu creșterea conținutului în potasiu.

Se poate presupune că procesele, care au condus la formarea gnaiselor migmatice din Făgăraș și a gnaiselor cu microclin abundent din Sebeș și pentru care potasiul reprezintă o caracteristică importantă, nu au fost similare, au produs mobilizarea diferită a uraniului, ducînd la diferențele sus amintite.

Revenind la ipoteza unui aport de substanță legat de formarea gnaiselor cu microclin din seria Cumpăna-Cozia (L e m n e, 1970) se poate aprecia că deocamdată informațiile pe care le aduce lucrarea de față nu



exclud nici în cazul seriei Sebeș-Lotru posibilitatea unui aport, dar nu sînt suficiente pentru a contura procesul în sine. Ceea ce se poate afirma este că procesele care au condus la formarea gnaiselor cu microclin din seria Sebeș-Lotru nu au fost întru totul identice, cu cele care au dus la formarea gnaiselor cu microclin din seria Cumpăna-Cozia.

Diferența ar putea consta atît în compoziția aportului de substanță cît și în mecanismul transportului și al frecvenței cu care s-a produs.

Observațiile legate de creșterea radioactivității atît în gnaisele cu microclin din seria Sebeș-Lotru cît și în gnaisele migmatice din seria Cumpăna-Cozia au impus o discuție asupra microclinului cunoscut în literatură ca un mineral sărac în elemente radioactive (Vinogradov, 1963; Adams et al., 1959; Larsen, Gotfried, 1961).

Spre deosebire de această corelație între microclin și creșterea radioactivității în gnaisele microclinice, în pegmatitele analizate din seria Sebeș-Lotru, se constată o scădere a conținutului în elemente radioactive cu cît conținutul în potasiu este mai mare. În fine, analizele radiometrice executate numai pe ochiurile de microclin din gnaisele cu microclin abundent au demonstrat că ochiurile de microclin nu încorporează elemente radioactive.

Comportarea uraniului și thoriului în microclinul din gnaise, în gnaisele microclinice și în pegmatite, este schematizată în tabelul 4.

TABELUL 4

Tipul roci	U_{ppm}	Th_{ppm}
microclin: <ul style="list-style-type: none"> — din gnaise microclinice — din pegmatite 	lipsă poate prezenta valori ridicate, crește cu scăderea conținutului în K	lipsă sensibil mai mic decât în gnaise
gnaise cu microclin	crescut	crescut

Aceste rezultate conduc la aprecierea că microclinul reprezintă în cazul de față un indicator de creștere a radioactivității și totodată indicator al unor procese genetice care au dus la creșterea radioactivității pentru gnaisele cu microclin abundent.

Se mai poate aprecia că pegmatitele din Sebeș-Lotru s-au format ulterior procesului general de metamorfism.

Dat fiind caracterul reprezentativ al probelor de roci colectate de pe o arie largă în care aflurează serii petrografice distincte, se poate aprecia că rezultatele obținute pe baza analizelor radiometrice pot fi generalizate pentru aceleași tipuri de roci din regiunea respectivă și din cele adiacente.

Rezultatele obținute pot aduce o contribuție la lămurirea semnificației geochimice a unor elemente radioactive în procesul de formare a unor serii de roci eruptive sau cristalofiliene.

BIBLIOGRAFIE

- Adams J. A. S., Osmond J. K., Rogers J. W. (1959) The geochemistry of thorium and uranium. *Physics and chemistry of the Earth*. III, Pergamon Press-London.
- Giuşcă D., Lemne Maria, Ionciucă Magdalena, Minzatu Silvia (1967) Contribuții la studiul radioactivității masivelor granitice dobrogene. *D.S. Com. Stat. Geol.* LII/2, București.
- Ianovici V., Pitulea G., Lemne Maria (1966) Contribuții la studiul zăcămintului de barită de la Ostra. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 2, București.
- Pitulea G., Lemne Maria (1967) Contribuții la studiul răspîndirii elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 2, București.
- Jarsen E. S., Gottfried D. (1961) Distribution of uranium in rocks and minerals of mesozoic batholiths in Western United States. *Bull. U.S. Geol. Survey* 1070-C.
- Lemne Maria-Mia (1968) Dozarea elementelor radioactive naturale folosind selecțiile de amplitudini multicanal. *Rev. Metrologia aplicată*, 15, 5, București.
- (1970) Contribuții privind distribuția elementelor radioactive în masivul Măgăraș. *D.S. Inst. Geol.* LV/1, București.
- Vinogradov A. P. (1963) Srednee soderjanie lümiceskikh elementov v glavnykh lipah izverjenih gornih porod zemnoi korl. *Gheochimia*, 2, Moskva.
- * * * (1968 Harta geologică a R.S.R. scara 1:200.000. Folie: Tg. Jiu, Orăștie, Baia de Aramă.

CONTRIBUTIONS À LA DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS RADIOACTIFS DANS LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

On a effectué des déterminations systématiques des teneurs en uranium, thorium et potassium sur des roches cristallophylliennes appartenant à la nappe gélique, série Sebeș-Lotru. Les données radiométriques ont mené aux conclusions suivantes: les teneurs en U,



Th et K augmentent à partir des roches amphiboliques vers les gneiss à microcline, présentant des limites de valeur nettes entre les différents types de roches; les paragneiss et les micaschistes forment un groupe unitaire du point de vue du caractère radiométrique; la microcline des gneiss à microcline peut être considérée comme un indice de l'augmentation de la radio-activité.

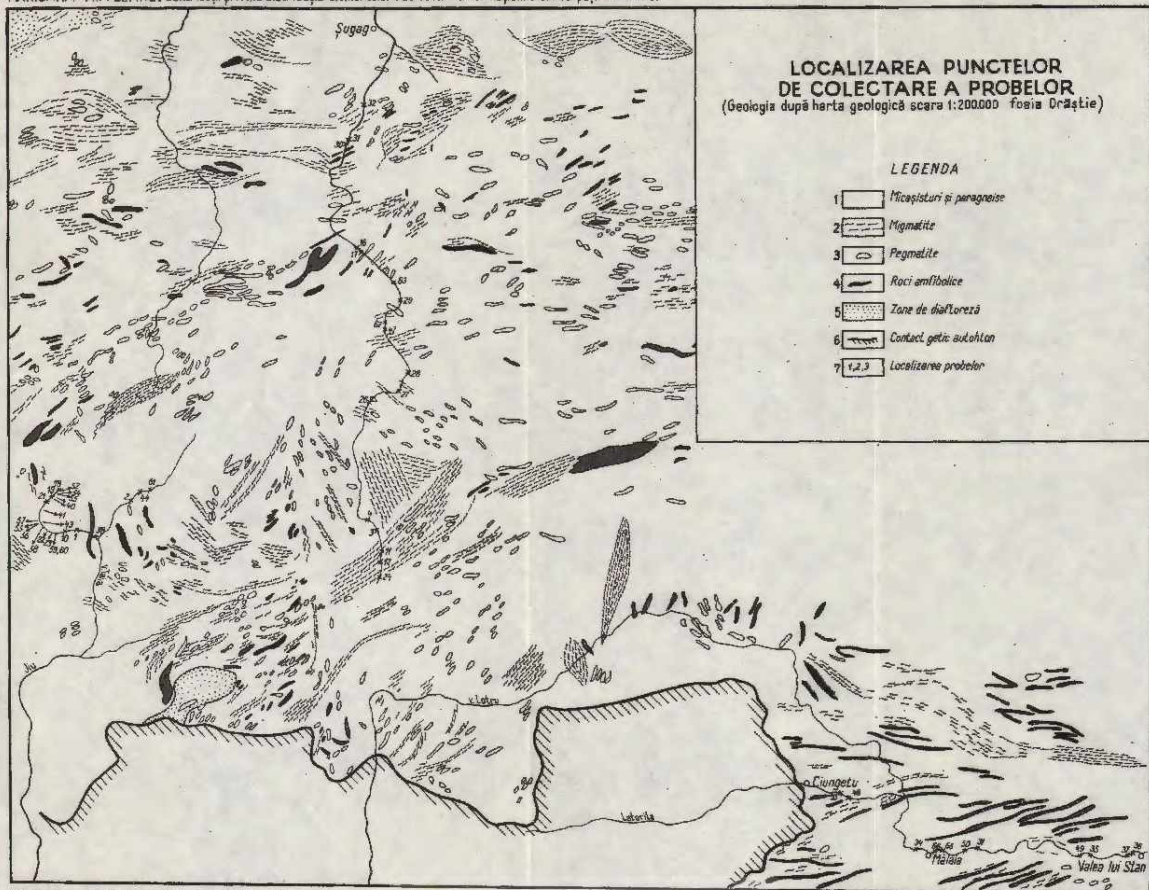
En comparant les résultats radiométriques obtenus pour la série Sebeș-Lotru à ceux antérieurement obtenus pour la série Cumpăna-Cozia, on peut apprécier que les types analogues de roches de ces deux séries présentent les mêmes caractères du point de vue de la radio-activité.

Les résultats démontrent la possibilité d'employer les méthodes radiométriques pour grouper les types lithologiques de roches des formations métamorphiques.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Localisation des points d'où l'on a prélevé les échantillons (géologie selon la carte géologique échelle au 1/200.000^e, feuille Orăștie).

1, micaschistes et paragneiss; 2, migmatites; 3, pegmatites; 4, roches amphiboliques; 5, zones à rétro-métamorphisme; 6, contact géologique autochtone; 7, (1, 2, 3), localisation des échantillons.



CONSIDERAȚII PE BAZE STATISTICO-MATEMATICE ASUPRA
UNOR ANOMALII GEOCHIMICE DE LA S DE PÎRÎUL NOVĂȚ-
VIȘEUL DE SUS (MARAMUREȘ)¹

DE

PETRE PROKSCH²

Abstract

Considerations Based on Statistical Mathematics and Related to Geochemical Anomalies South of the Novăț-Vișeu de Sus Stream (Maramureș). In the district located west of the Toroiaga massif, owing to geochemical survey carried out in 1966, geochemical anomalies of a reduced intensity, and whose outline proved to be obtained only by using the methods of statistical mathematics, have been pointed out. Subsequently, due to the mining work carried out on these geochemical anomalies, important mineralizations were identified.

Introducere. În campania anului 1966, am executat prospecțiuni geochimice în bazinul Vaserului, la S de pîrîul Novăț.

Lucrările geochimice au fost solicitate de către I.F.L.G.S., pentru o zonă foarte complicată tectonic, din care cauză celelalte moduri de investigație (lucrări miniere ușoare, observații geologice) nu au dat rezultate pozitive.

Prospecțiunea geochimică a urmărit depistarea și conturarea unor anomalii geochimice care să permită astfel dirijarea cu eficiență a lucrărilor miniere.

Cu această ocazie am utilizat în interpretarea rezultatelor geochimice metode de statistică matematică, metode ce au dus la rezultate

¹ Comunicare în ședința din 26 decembrie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Str. Caransebeș nr. 1, București.



interesante. În cele ce urmează vom arăta pe scurt cadrul și rezultatele cercetărilor noastre.

Date geologice generale. Suprafața prospectată geochimic se află situată pe versantul de W al masivului Toroiaga și la NE de localitatea Vișeu de Sus. Perimetrul în suprafață de cca 2 km² este dispus numai pe banda de șisturi cristaline ce bordează masivul eruptiv Toroiaga. Limita de N a perimetrului o constituie pârâul Novăț, la E, eruptivul Toroiaga, la S, versantul stîng al unui afluent al pârâului Caprei (Corbului), iar la W, limita perimetrului este alcătuită din linia de separare dintre cristalin și sedimentar.

Primele cercetări geologice cunoscute, referitoare la regiunea Toroiaga, au început încă din secolul XIX, fiind făcute la început de o serie de geologi străini. Lucrările ulterioare, pe lângă faptul că prezintă hărți geologice ale regiunii, aduc și prețioase indicații de ordin economic.

Cercetările geologice cele mai amănunțite referitoare la zona investigată de noi le-a făcut Ciornei et al.², care și-a însoțit lucrările de hărți la diferite scări de detaliere (1 : 20.000, 1 : 5.000, 1 : 2.000) semnaland de asemenea importante apariții de mineralizații.

Din ansamblul acestor cercetări rezultă că la alcătuirea geologică a regiunii participă următoarele formațiuni : roci cristaline, roci eruptive și roci sedimentare.

Rocile cristaline constituie formațiunea geologică predominantă și sînt reprezentate în general prin șisturi de tip epimetamorfic, care au fost separate în două complexe : un complex terigen în bază peste care se dispune un complex vulcanogen. Complexul terigen este constituit din cuarțite negre grafitoase, uneori însoțite de minereuri de mangan, calcare cristaline, șisturi sericito-cloritoase și șisturi sericito-grafitoase.

Complexul vulcanogen constă dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase de natură terigenă cu șisturi cloritoase tufogene bazice și meta-tufuri acide, de care sînt legate zăcămintele de sulfuri polimetalice (Burloaia-Catarama, Novicior).

În cadrul perimetrului prospectat geochimic apar numai șisturi cristaline de tip epimetamorfic ce aparțin complexului vulcanogen.

² P. Ciornei, Gh. Popa, V. Puia, Maria Puia, E. Rișă, Al. Pop, I. Întorsureanu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în bazinul văii Vascului (sectoarele valea Ivășcoia-pârâul Cailor-Prislepu Cataramet). 1957. Arh. M.I.M.C. București.



Rocile eruptive sînt reprezentate prin mai multe tipuri de andezite de vîrstă neogenă.

Rocile sedimentare apar transgresiv față de cristalini și aparțin Cretaciacului superior, Eocenului sau Cuaternarului.

Din punct de vedere tectonic se constată că zona este afectată intens de numeroase falii și dislocații dispuse radial față de masa andezitică a masivului Toroiaga. Dispoziția acestor dislocații sugerează ideea că au luat naștere în Neogen, o dată cu punerea în loc a masivului Toroiaga.

Scurtă descriere a mineralizațiilor din zonă. Mineralizația este destul de bine cunoscută în zonă datorită lucrărilor I.F.L.G.S. Ea aparține la două tipuri distincte: tipul de impregnație — cuprifera, care este legat de prezența filoanelor de cuarț și rocilor porfirogene, alcătuit preponderent din pirită și calcopirită și tipul compact — complex care apare în șisturile sericitoase din acoperișul zonei cu minereuri cuprifere, dispus în mod obișnuit sub formă de lentile alcătuite din galenă, blendă, pirită (D o b r a n)⁴.

Această mineralizație a fost interceptată la N de sectorul nostru, la Novicio-Roșu, cit și la S, de Piriul Cailor. Din această cauză s-a pus problema dacă zăcămintul se continuă și în zona perimetrului nostru. Datorită însă faptului că regiunea este intens tectonizată, investigațiile încercate anterior nu au dat rezultate pozitive.

În urma acestor considerații geologice, prospecțiunea geochimică a fost chemată să depisteze eventuale anomalii pentru Cu, Pb, Zn, Ag, care să servească la dirijarea cu eficiență a lucrărilor I.F.L.G.S.

Rezultatele prospecțiunii geochimice. Ținem să arătăm de la început că în prelucrarea rezultatelor prospecțiunii geochimice am utilizat (cu ajutorul lui A.I. Dimitriu de la Institutul Geologic) metode de statistică matematică.

Pînă în prezent, în evaluarea fondului geochimic și, deci, a anomaliilor geochimice, pe lângă alte metode mai mult sau mai puțin empirice se utiliza metoda mediei aritmetice. Astfel, pentru obținerea „fondului geochimic” se calcula o medie aritmetică a analizelor chimice ajustată (în sensul că valorile prea mari se excludeau în calcularea mediei). În ceea ce privește obținerea valorii „prag” (peste care conținuturile sînt

⁴ V. Dobran. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune-explorare și a rezervelor conturate la șantierul Vișeu de Sud — regiunea Maramureș. 1962. Arh. M.I.M.G. București.



considerate anormale) se multiplică de două-trei ori valoarea fondului geochimic. Acest mod de interpretare este nefundamentat statistic și ascunde una din sursele principale de erori în separarea anomaliilor geochimice. Utilizarea acestei metode — pe care o numim „metoda tradițională” — în cazul perimetrului prospectat de noi nu ar fi pus în evidență existența unor anomalii care să prezinte interes, ceea ce arată că pragul geochimic stabilit astfel este mult prea mare. Spre deosebire de aceasta, utilizarea metodelor statistice a permis separarea de anomalii geochimice bine conturate, care au determinat efectuarea de lucrări miniere ce au pus în evidență mineralizații polimetalice importante.

Vom arăta aici, pe scurt, metodele statistice folosite; detalii se găsesc într-o comunicare prezentată de I a n o v i c i et al., 1969.

Metodele statistice utilizate de noi sînt metode grafice, și anume: metoda histogramelor și metoda parabolei. Ambele metode se bazează pe concepția că, conținuturile chimice dintr-un perimetru în care se admite prezența unei anomalii se individualizează în două grupe (colectivități): grupa conținuturilor chimice ce aparțin fondului și grupa conținuturilor ce aparțin anomaliilor. Grupa ultimă se referă evident la conținuturi mai mari față de grupa fondului. Sarcina pe care și-o asumă cele două metode este de a stabili care este acea valoare ce delimitează grupa fondului de grupa anomaliilor. Este vorba, deci, de determinarea cu precizie a „pragului geochimic”. Ambele metode constau în stabilirea frecvenței cu care apare fiecare conținut chimic în parte, sau fiecare clasă de conținuturi (S a r a p o v, 1968). Aceste distribuții statistice sînt apoi reprezentate în sistemul rectangular, luînd în abscisă conținuturile în scară logaritmică (potrivit tipului lognormal de distribuție al elementelor minore în soluri — H a w k e s, W e e b, 1962), iar pe ordonată frecvența în scară aritmetică — metoda histogramelor sau în scară logaritmică — metoda parabolei.

Grupa de valori aparținînd fondului se individualizează într-o curbă sub formă de clopot (metoda histogramelor) sau sub formă de parabolă (metoda parabolei). Pragul geochimic se ia acea valoare care mărginește partea superioară a curbei clopot sau valoarea terminală a parabolei. În figura 1 este redată aplicarea acestor metode în cazul Zn.

În sectorul prospectat geochimic, la S de pîrîul Novăț, analizele chimice asupra probelor de sol nu au indicat valori cu contrast prea mare față de fondul regional. În această situație, metodele statistice au adus un plus de finețe în separarea zonelor anormale. Astfel, în cazul Cu, prin



metoda mediei aritmetice utilizată pînă în prezent se stabilește valoarea de 12 p.p.m. Cu ca fond geochimic, deci pragul geochimic ar trebui să fie de 36 p.p.m. Cu. Metodele statistice indică însă ca prag geochimic valoarea de 30 p.p.m. Cu. După Cu, se vede diferența, nu este prea mare. Totuși chiar în aceste condiții, anomaliile trasate în funcție de pragul geochimic

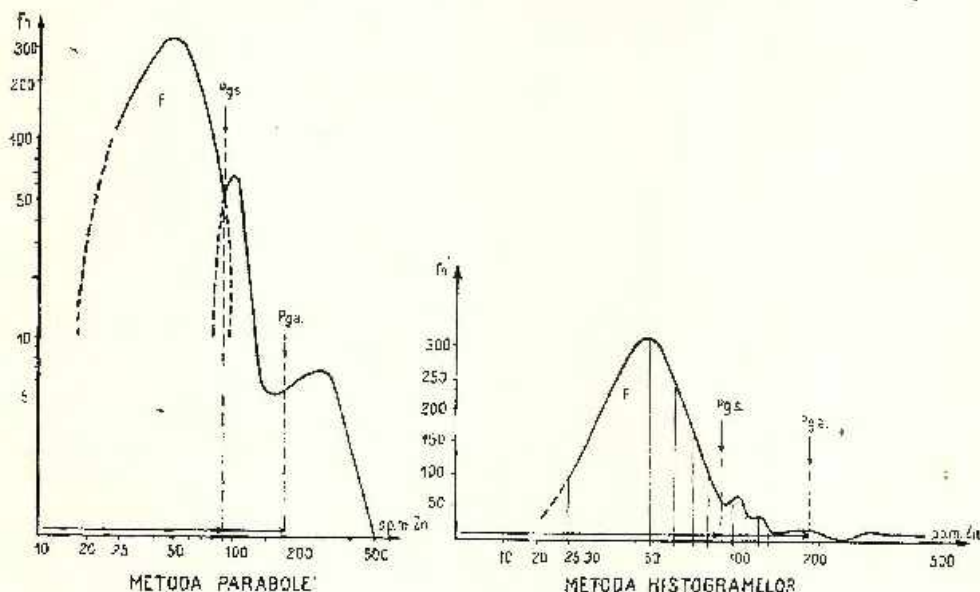


Fig. 1. — Determinarea pragului geochimic al zincului prin metoda parabolei și metoda histogramelor.

F, fondul geochimic; Pgs, pragul geochimic stabilit statistic; Pga, pragul geochimic stabilit prin metoda mediei aritmetice.

Détermination du seuil géochimique du zinc au moyen des méthodes de la parabole et des histogrammes.

F, fonds géochimique; Pgs, seuil géochimique établi à l'aide de la statistique; Pga, seuil géochimique établi à l'aide de la méthode de la moyenne arithmétique.

calculat prin ambele metode diferă ca extindere destul de mult (fig. 2). Am trasat astfel două anomalii de Cu dispuse pe un interfluviu a doi afluenți ai pîrului Caprei. Dimensiunile lor ajung la cca 60/200 m cu un contrast destul de mic față de fondul geochimic.

În cazul Pb, problema fondului geochimic deja se schimbă. Media aritmetică indică drept valoare fond conținutul de 24 p.p.m. Pb, ceea ce înseamnă că valoarea de 72 p.p.m. Pb ar trebui să fie considerată drept prag geochimic. Utilizînd acest prag nu s-ar putea contura o anomalie geochimică semnificativă. Folosind însă valoarea prag de 50 p.p.m. Pb,

determinată statistic, se conturează o anomalie geochimică de cea 40/250 m, de direcție aproximativ N-S, suprapusă în mare parte peste anomalia de Cu. Faptul că anomaliile mai multor elemente se suprapun, vin să întărească ideea că sînt legate de prezența unor mineralizații.

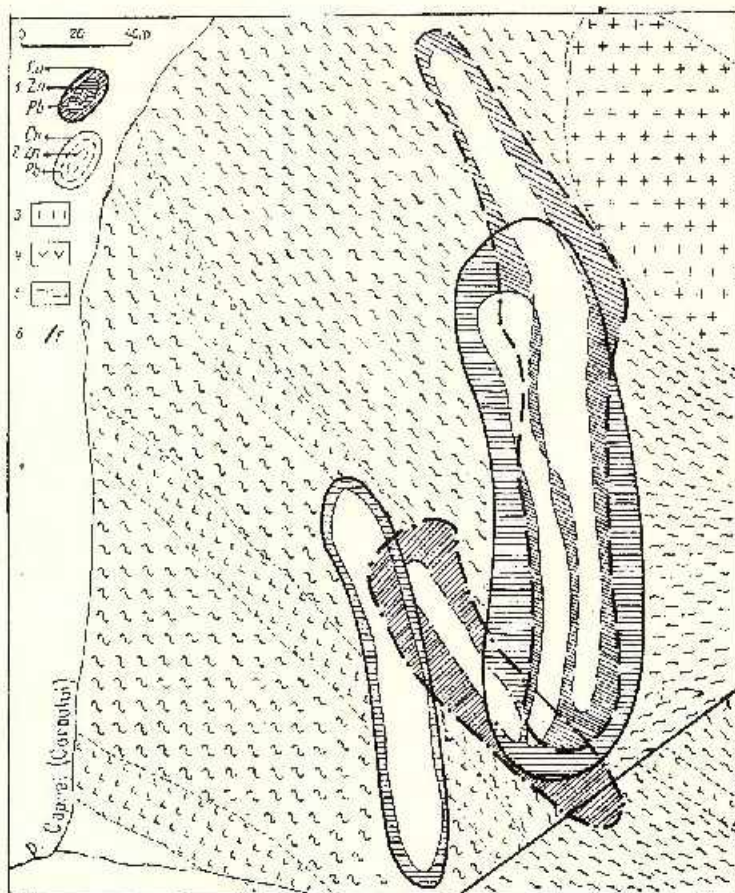


Fig. 2. — Anomaliile geochimice de pe pîrîul Caprei (S de pîrîul Novăț).

1, anomalii separate statistic; 2, anomalii separate prin metoda mediei aritmetice; 3, andezită
ou hornblendă; 4, roci porfirogene; 5, sisturi sericito-clorito-quartzitice; 6, falie.

Anomalies géochimiques rencontrées le long du ruisseau Caprei (S du ruisseau Novăț).

1, anomalies séparées par des moyens statistiques; 2, anomalies séparées à l'aide de la méthode
de la moyenne arithmétique; 3, andésites à hornblende; 4, roches porphyrogènes; 5, schistes
sericite-chlorite-quartzitiques; 6, faille.

În cazul Zn se constată cea mai mare discrepanță între valorile pragului geochimic calculate prin metoda mediei aritmetice și prin metode

statistice. Prin metoda mediei aritmetice, fondul geochimic pentru Zn este 59 p.p.m. Deci pragul geochimic ar fi valoarea de 177 p.p.m., pe cînd statistic, drept prag geochimic a fost calculată valoarea de 90 p.p.m. Zn. Dacă am folosi pragul geochimic calculat prin metoda mediei aritmetice, zonele anormale conturate ar fi foarte mici sau chiar absente. Astfel, cîteva anomalii de mică întindere, conturate statistic în N perimetrului, aritmetic nu ar mai apărea, deși se află în zona unor lucrări miniere (puțuri) mai vechi care au contaminat evident solul. De asemenea, anomalia de pe pîriul Caprei și-ar pierde semnificația, întrucît un număr cu totul redus de valori ar putea fi considerate ca anormale.

În concluzie, ținem să subliniem că deși anomaliile combinate de Cu, Pb, Zn, conturate statistic, au avut intensități și dimensiuni reduse, ele au fost verificate prin lucrări miniere. O dată fiind în posesia anomaliilor geochimice I.F.L.G.S. a amplasat lucrări miniere (puțuri) în cadrul anomaliilor de pe pîriul Caprei. Aceste lucrări „au interceptat mineralizații complexe și cuprifere, atît în blocuri, cît și în loc” (comunicare făcută de I.F.L.G.S.). Totodată, aceste lucrări au contribuit la verificarea ipotezei continuității mineralizațiilor pe bordura de W a masivului Toroiaga, conducînd la conturarea, prin lucrări miniere, de importante mineralizații polimetalice.

Rezultatele obținute au de asemenea o importanță metodologică, punînd problema reevaluării anomaliilor geochimice slabe prin folosirea metodelor statistice și prin luarea în considerare a unei serii de mai mulți factori.

În primul rînd este vorba de caracterul chimic al rocilor investigate. Din practica de pînă acum se constată că, conținuturile considerate de noi anormale în solul de pe șisturile cristaline își pierd semnificația dacă ar fi depistate în solul de pe rocile calcaroase. Aceasta din cauza faptului că rocile carbonatice prin caracterul lor alcalin sînt favorabile fixării ionilor metalici, putîndu-se ajunge la situații, cînd în solul dispus pe calcare să avem conținuturi metalice mai mari decît în roca generatoare.

Un alt factor ce contribuie la modificarea aspectului geochimic al unei zone, îl constituie stadiul de maturitate al solului. În sectorul Novăț, în cadrul perimetrului prospectat geochimic, pătura de sol este slab dezvoltată, avînd o grosime de 20-80 cm. Deci, cauza contrastului redus al anomaliilor geochimice depistate de noi poate fi stadiul de imaturitate al păturii de sol, cunoscîndu-se faptul că, constituenții metalici se acumulează preferențial în cadrul orizontului „B” argilos — orizont ce este propriu profilelor de sol, mai mult sau mai puțin complete.



Altă cauză probabilă care influențează intensitatea anomaliilor este fenomenul de ecranare al diverselor formațiuni acoperitoare. În cazul nostru este vorba de importante mase de grohotișuri andezitice care din cauza unghiului de pantă pronunțat acoperă cea mai mare parte din perimetrul geochemic, ecranând și mai mult mineralizațiile aflate la adâncimi apreciabile.

Accestea sînt numai cîteva dintre cauzele care credem că, converg la diminuarea intensității unor anomalii geochemice, anomalii ce pot fi de altfel semnificative. De asemenea, se ridică problema determinării fondului și pragului geochemic pentru fiecare zonă petrografică sau chiar pentru sectoare restrinse ca suprafață, ținîndu-se seama de variabilitatea chimismului rocilor (Savul et al., 1963). Menționăm că în bazinul Vaserului au mai fost executate prospecțiuni geochemice și ele au consemnat același fond geochemic scăzut (Tomescu)⁵. Putem considera că este vorba de un aspect regional care impune necesitatea revizuirii criteriilor utilizate pînă în prezent în evaluarea anomaliilor geochemice.

Concluzii. Rezultatele bune confirmate prin lucrări miniere demonstrează importanța prelucrării statistice a datelor chimice, necesitatea separării anomaliilor geochemice prin fundamentare statistico-matematică.

Discrepanțele importante care se evidențiază între valorile pragului geochemic, determinate prin cele două metode, demonstrează necesitatea revizuirii metodologiei folosite în prezent în interpretarea și evaluarea anomaliilor geochemice.

Se impune interpretarea complexă a anomaliilor geochemice de intensitate redusă în scopul depistării anomaliilor semnificative.

Autorul aduce pe această cale mulțumiri lui A. I. Dimitriu pentru sprijinul acordat în aplicarea metodelor statistico-matematice.

BIBLIOGRAFIE

- Beus A. A., Grigorian S. V. (1965) Application des méthodes de statistiques mathématiques dans les prospections geochemiques. Seminaire des méthodes de prospections geochemiques des minéraux utiles métallifères. Moscou.
- Hawkes H. E., Weed J. S. (1962) Geochemistry in Mineral Exploration. *Harper's Geo-science Series*. New York.

⁵ Camelia Tomescu. Raport asupra prospecțiunilor geochemice din Carpații Orientali - sectorul Maramureș - Vișeu. 1960. Arh. M.I.M.G. București.



- Ianovici V., Dimitriu A., Ciobanu D., Proksch P. (1969) Necesitatea unei noi fundamentări a prospecțiunilor geochimice de substanțe minerale utile. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIV/3, București.
- Savul M., Ababei V., Botez C., Movileanu A. (1963) Contribuții la cunoașterea distribuției elementelor minore în profilul geochimic al Carpaților Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.* II, București.
- Сарапов Л. П. (1968) Утилизация статистической математики в геологии. Ed. științifică, București.

CONSIDÉRATIONS STATISTICO-MATHÉMATIQUES CONCERNANT CERTAINES ANOMALIES GÉOCHIMIQUES AU S DU RUISSEAU NOVĂT-VIȘEU DE SUS (MARAMUREȘ)

(Résumé)

En 1960, l'auteur a exécuté des prospections géochimiques à l'W du massif Toroiaga dans une zone où les prospections géologiques sont entravées par l'existence d'une compliquée zone tectonique.

Les résultats de la prospection géochimique, peu significatifs pour l'interprétation „traditionnelle”, ont été interprétés à l'aide des méthodes de statistique mathématique.

On a employé des méthodes statistiques graphiques simples à savoir : la méthode des histogrammes et la méthode de la parabole. En essence, ces deux méthodes prennent comme point de départ l'idée que les teneurs chimiques d'un périmètre où l'on admet la présence d'une anomalie s'individualisent en deux groupes : le groupe des teneurs chimiques appartenant au „soubassement” et le groupe des teneurs appartenant à l'anomalie. Le second groupe présente évidemment des teneurs plus grandes que le premier. Ces deux méthodes cherchent à établir la valeur qui sépare les deux groupes. Il s'agit donc d'établir le plus précis possible le „seuil géochimique”. Les deux méthodes consistent dans l'établissement de la fréquence avec laquelle chaque teneur chimique ou chaque classe de teneurs apparaît. Ces distributions statistiques ont été à la suite représentées dans le système rectangulaire ayant pour abscisse les teneurs à l'échelle logarithmique (en concordance avec le type lognormal de distribution des éléments chimiques mineurs en sols — Hawkes, Webb, 1962); sur l'ordonnée on inscrit la fréquence à l'échelle arithmétique (la méthode des histogrammes) ou à l'échelle logarithmique (la méthode de la parabole).

Le groupe de valeurs appartenant au fond s'individualise dans une courbe sous forme de cloche — la méthode des histogrammes, ou sous forme de parabole — la méthode de la parabole. C'est la valeur qui confine à la partie supérieure de la courbe-cloche ou la valeur terminale de la parabole qu'on prend pour seuil géochimique.

Jusqu'à présent, ces paramètres géochimiques (fond, seuil, anomalie) étaient calculés, à côté d'autres méthodes plus ou moins empiriques, à l'aide de la méthode de la moyenne arithmétique. Ainsi, pour obtenir le fond géochimique on calculait une moyenne arithmétique ajustée (par l'élimination des valeurs trop grandes). La valeur „seuil” était obtenue en multipliant deux ou trois fois la moyenne arithmétique. Les teneurs qui dépassaient cette



valeur étaient prises pour anomalies. Interprétant de cette façon les résultats de la prospection géochimique on n'aurait pu mettre en évidence des anomalies géochimiques dans notre secteur.

L'emploi des paramètres géochimiques statistiquement calculés a permis de tracer des anomalies géochimiques bien individualisées, ce qui a finalement conduit à l'exécution de travaux miniers qui ont mis en évidence d'importantes minéralisations.

En même temps, l'auteur démontre qu'une série de facteurs (le chimisme des roches étudiées, le degré de maturité du sol, les minéralisations dissimulées par des écrans, etc.) contribuent à l'apparition de certaines anomalies géochimiques d'intensité et d'extension réduites, qui peuvent être d'ailleurs significatives.

En conclusion, on démontre que les bons résultats obtenus, confirmés par des travaux miniers, justifient la nécessité de l'interprétation et de l'évaluation des anomalies géochimiques sur bases statistico-mathématiques.



DISTRIBUŢIA Sc, Ni, Co, Or, V, Ba, Sr şi Li ÎN BIOTITELE DIN
UNELE ŞISTURI CRISTALINE ŞI ROCI GRANITOIDE DIN
MUNŢII SEMENIC (BANAT)¹

DE

HARALAMBIE SAVU, CONSTANŢA UDRESCU, VIORICA MÎNDROIU²

Abstract

Distribution of Sc, Ni, Co, V, Ba, Sr and Li in Biotites within the Crystalline Schists and Granitoid Rocks of the Semenic Mountains (Banat). This paper deals with the distribution of minor elements in biotites within the crystalline schists from the pre-Balkanian metamorphic province and within the granitoid rocks from the Semenic Mountains. Within biotites of the main metamorphic zones, the distribution of these elements is checked by the intensity of the metamorphism process, being influenced by the amount of coexisting garnet and muscovite, as well as by the variation of major elements which are substituted for minor elements in the network of these minerals. Their distribution is likewise influenced by the metamorphic differentiation process, and especially the exchange of ions which may occur during the metamorphism process between layers or bodies of rocks showing a different chemical composition. This fact is proved by the existence of monomineral zones with biotite which have formed at the contact between a lake deposit and crystalline schists bearing garnet and biotite, and zones with flogopite formed at the contact between a lens of carbonatic rocks and sillimanite-bearing gneisses. In biotites from quartziferous diorites the content in minor elements varies but in reduced limits, revealing that the rocks have derived from a homogeneous magma; their content is approximately the same both in biotites from diorites and in micas of the biotite outcrops distinguished in the latter ones.

Şisturile cristaline au fost cercetate pînă în prezent mai ales din punct de vedere stratigrafic şi petrologic, urmărindu-se pe de o parte succesiunea formării depozitelor premetamorfice şi pe de alta, variaţia

¹ Comunicare în şedinţa din 20 februarie 1970.

² Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.



intensității metamorfismului, respectiv izogradele și zonele metamorfice care au luat naștere în funcție de condițiile termodinamice care au controlat metamorfismul regional.

Puțini cercetători s-au ocupat, chiar la scară mondială, de comportarea elementelor minore în timpul manifestării proceselor metamorfice și pe bună dreptate arată M e h n e r t (1968) că, în comparație cu studiul rocilor magmatice, geochimia rocilor metamorfice și migmatice este la începutul dezvoltării sale.

În lucrarea de față vom urmări variația conținutului de elemente minore în biotitele din șisturile cristaline cu diferite grade de metamorfism și rocile granitoide din provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semeicului, încercând să scoatem în evidență factorii care controlează distribuția lor în aceste minerale.

Considerații asupra petrologiei provinciei metamorfice prebaicaliene

Provincia metamorfică prebaicaliană se dezvoltă în Banat cu deosebire în munții Semeic, regiune din care au provenit probele analizate.

Tectonica primară a formațiunilor cristalofiliene din această provincie metamorfică este dominată de o structură în virgație, ce se afundă de la est spre sud-vest și sud-sud-vest, formată din mai multe structuri anticlinale și sinclinale, a căror poziție în spațiu a permis descifrarea succesiunii stratigrafice și a izogradelor de metamorfism (S a v u, 1970).

Această provincie cuprinde două serii de șisturi cristaline însumând o grosime totală de aproximativ 24 km: seria mezometamorfică de Sebeș-Lotru și seria epimetamorfică de Miniș.

Seria de Sebeș-Lotru începe, în bază, cu un complex de paragneise cu sillimanit și roci carbonatice (dolomite cristaline și calcare cu silicați), peste care se suprapun în succesiune complexul paragneiselor cu biotit și muscovit și al gnaiselor cuarțo-feldspatice, complexul cuarțitelor, complexul micașisturilor și complexul amfibolitelor și al formațiunii manganifere. În partea meridională a masivului, peste seria de Sebeș-Lotru astfel constituită, se așază concordant seria de Miniș, alcătuită din șisturi cuarțitice și ortoamfibolite cu care se asociază câteva corpuri de roci ultrabazice serpentinizate sau transformate în talc.

În cursul metamorfismului regional progresiv, manifestat în condiții termodinamice în care T a variat de la 450 la $>700^{\circ}\text{C}$ și P de la 4 la ~ 10 Kb, gradientul geotermic fiind de aproximativ $20\text{-}25^{\circ}/\text{km}$, au luat naștere șapte zone metamorfice care se încadrează la seria de faciesuri standard disten-sillimanit în sensul stabilit de Miyashiro (1961).



Excluzînd zona cu clorit care în munții Semenic este erodată³, zonele ce se conservă încă sînt: zona cu biotit, zona cu almandin, zona cu staurolit, zona cu staurolit și disten, zona cu disten și zona cu sillimanit (fig. 1). În zonele mai profunde, cu deosebire în zona cu disten și zona cu sillimanit ce s-au format între 600-700°C (fig. 2), au avut loc fenomene de anatexie diferențială, generînd diferite tipuri de migmatite venetice și numeroase corpuri de pegmatite (Savv, 1969, 1970).

Între stratele sau corpurile de roci cu compoziție chimică diferită, cum sînt rocile ultrabazice transformate în talc, rocile carbonatice și șisturile cristaline silico-aluminoase, au avut loc schimburi de substanță, determinînd formarea de minerale și parageneze caracteristice.

În stadiul sincinematic, sincron cu metamorfismul acestei provincii metamorfice, au fost puse în loc și cîteva corpuri de roci granitoide — cum este cel de la Poniasca — situate de obicei în zona axială a structurilor antidiinale ale virgației.

Distribuția elementelor minore

În scopul urmării distribuției elementelor minore în biotite, au fost analizate micelile din patru zone metamorfice, biotitul de la contactul zăcămintului de talc de la Pîrvova, flogopitul de pe contactul lentilei de roci carbonatice de la Armeniș și biotitele din dioritele cuarțifere de la Poniasca.

1. *Distribuția elementelor minore în biotitele rocilor din cele patru zone metamorfice.* Pentru această cercetare au fost analizate biotitele din micașisturile și paragneisele zonelor cu almandin, staurolit și disten, disten și cu sillimanit. După cum rezultă din tabelul 1 și figura 3, acestea se comportă în mod diferit.

Scandiumul prezintă conținuturi variabile în biotit. După cum s-a arătat anterior (Savv et al., 1971), acestea depind atît de temperatura de formare, cît și de conținutul de granat pîralspitic — cum au remarcat deja Engel și Engel (1958, 1960) — și de muscovit din rocă, minerale în care Sc^{3+} (0,81 Å) înlocuiește izomorf Mg^{2+} (0,66 Å), Fe^{2+} (0,74 Å) și Al^{3+} (0,57 Å) (Rankama și Sahama, 1950). Deoarece rocile analizate conțin toate granați, în aceste condiții conținutul de Sc din biotite nu poate fi folosit ca termometru geologic. El poate fi utilizat

³ Cercetările întreprinse de Savv în anul 1969 în șisturile cristaline de la vest de Bozovici, au arătat că în această regiune se păstrează încă și zona de clorit, care cuprinde șisturile epimetamorfice încadrate anterior la scria de Buccava.

Fig. 1. — Curba gradientului PT pentru provincia metamorfică prebaicaliană din munții Semeie (după H. Savu, 1969; 1970).

Courbe du gradient PT pour la province métamorphique prébaicalienne des monts Semeie (selon H. Savu, 1969; 1970).

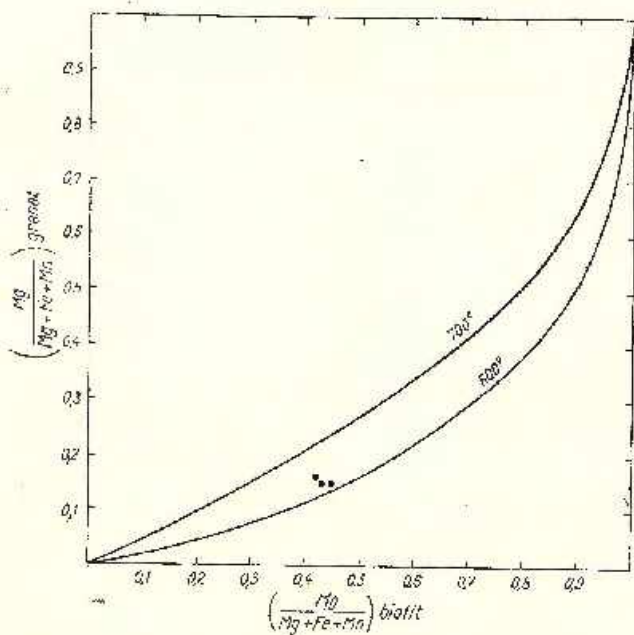
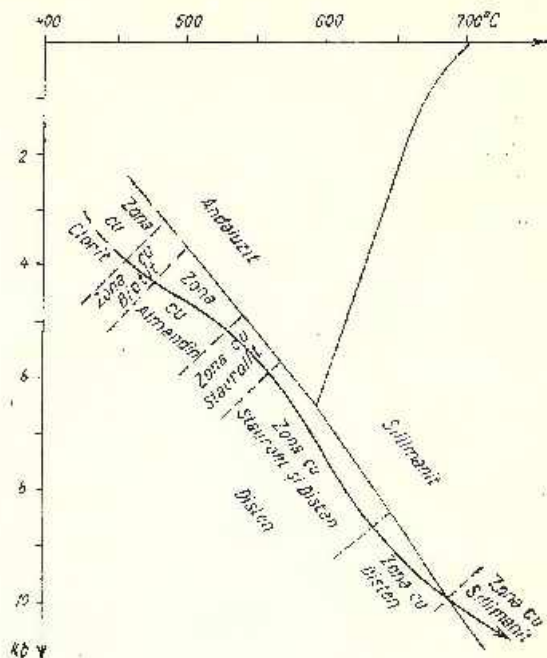


Fig. 2. — Proiecția rocilor din zonele cu staurolit și disten, disten și cu sillimanit pe diagrama construită de L. L. Perciuc (1967), în funcție de raportul elementelor ferro-magneziene din granat și biotit.

Projection des roches de la zone à staurolite et distène, à distène et à sillimanite portée sur le diagramme construit selon L. L. Perciuc (1967), en fonction du rapport des éléments ferro-magnésiens du grenat et de la biotite.

în acest scop numai în cazul în care biotitul este singurul mineral melanocrat prezent în rocă (Offedahl, 1943).

Nichelul variază și el neregulat, prezentînd conținuturi cuprinse între 136 și 170 ppm. Aceste conținuturi depind de asemenea de cantitatea de minerale melanocrate aflate în paragenază cu biotitul și de gradul

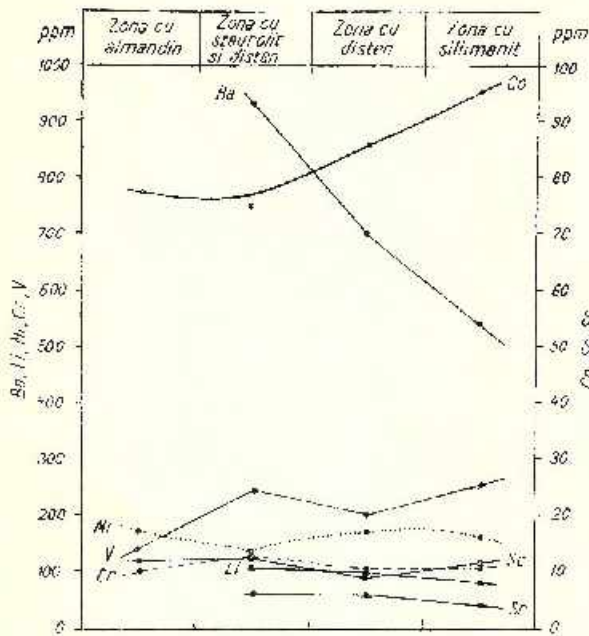


Fig. 3. — Distribuția elementelor minore în biotitele din principalele zone metamorfice.

Distribution des éléments mineurs dans les biotites des principales zones métamorphiques.

TABELUL 1

Distribuția elementelor minore (ppm) în biotitele din rocile diferitelor zone metamorfice

Nr. crt.	Zona de metamorfism, tipul de rocă, și locul de colectare	Sc	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Li
1	Zona cu almandin. Micașist cu granat și biotit. Valea Craiovei (Pîrvova)	12	170	78	103	140		—	—
2	Zona cu staurolit și disten. Micașist cu granat, staurolit și disten. Văliug	12,5	136	75	127	245	930	6	110
3	Zona cu disten. Micașist cu granat și disten. Pîrfu Bibanului	9	170	85	106	200	700	6	92
4	Zona cu sillimanit. Paraçanais cu sillimanit. Armeniș	11,5	160	95	122	255	540	4	82

de metamorfism, în sensul că conținutul de Ni tinde să crească în biotit și să scadă în granați. În cazul de față, această tendință nu este evidentă.

O tendință de creștere clară a conținutului, cu intensitatea metamorfismului, se remarcă în cazul V și Co, și în mai mică măsură în cazul Cr.

Conținutul de V crește de la 140 ppm în zona cu almandin până la 255 ppm în zona cu sillimanit. Această comportare confirmă observațiile lui Kretz (1959), care a arătat că conținutul de V în biotite crește cu intensitatea metamorfismului, în timp ce în granatul coexistent scade în acest sens. O creștere accentuată cu intensitatea metamorfismului se observă în cazul conținutului de Co (fig. 3) care, pornind de la 75-78 ppm în zonele cu metamorfism mai scăzut, atinge 95 ppm în zona cu sillimanit. Deși prezintă oscilații, conținutul de Cr tinde și el să crească în sensul accentuării gradului de metamorfism, ajungând de la 100 ppm în zona cu almandin, la 122 ppm în zona cu sillimanit; variațiile de conținut prea mari în zonele metamorfice intermediare maschează această tendință, astfel că ea apare neconcludentă.

Variația conținutului de Co^{2+} (0,72 Å), V^{3+} (0,74 Å) și a altor elemente minore din bionite, în cursul metamorfismului este clar controlată de variația conținutului de Mg și Fe, pe care le înlocuiesc izomorf în mineralele melanocrate — biotit și granat — eventual și în muscovitul coexistent. Numeroși cercetători (Miyashiro, 1953, 1956; Velicoslavinskii, 1966; Engel și Engel, 1958, 1960) au arătat că cu creșterea metamorfismului, crește și conținutul de Fe și Mg în granați, fapt ce a fost demonstrat clar prin lucrarea de sinteză a lui Nandi (1967). Această modificare atrage după sine o concentrare a elementelor minore mai mare în granat decât în biotit. În prezent însă, asupra acestor modificări, în special cele care privesc granatul, se duc discuții între Buddington (1965, 1966) și De Ward (1965) privind importanța factorilor PT în formarea izogradelor granaților din gnaisele din Adirondack.

Pentru celelalte elemente, cum sînt Cr și Ni, o astfel de variație nu rezultă clar din datele pe care le deținem. După cum remarcă Turekian și Phinney (1962), rar se stabilește un echilibru în distribuția elementelor minore din mineralele coexistente în rocile metamorfice, deoarece legile care guvernează distribuția acestora în rețeaua cristalină a mineralelor sînt mai multe decât aceea bazată pe raza ionică. Această concluzie ne conduce la ideea că raporturile dintre cationii Ca, Mn, Fe și Mg se modifică cantitativ în rețeaua mineralelor melanocrate în timpul metamorfismului, influențînd în același timp raporturile dintre elementele

minore pe care le captează, ar putea diferi de la o provincie la alta, fiind o moștenire preluată de la rocile sedimentare premetamorfice. De asemenea, este probabil că modul de comportare a elementelor majore controlat de factorul presiune specific fiecărei provincii metamorfice, cum remarcă Velicoslavinskii (1965) și Savu et al. (1967), să influențeze în mod deosebit și raporturile dintre unele elemente minore din rețeaua mineralelor care se găsesc în diferite parageneze.

Distribuția elementelor minore în biotitele rocilor din diferite zone metamorfice este controlată de asemenea de proporția în care elementele majore Al și K participă în compoziția biotitului și muscovitului. Saxena (1966), analizând geochimia Ti în aceste mîce aflate în parageneză, constată că el înlocuiește Si din rețeaua lor și această înlocuire pare să fie controlată de cantitatea de Al din minerale. În mod asemănător, cantitatea de Al din muscovitul coexistent cu biotitul poate influența conținutul de Sc din acesta din urmă, în funcție de intensitatea metamorfismului, așa cum a fost deja semnalat (Savu et al., 1970).

Alte elemente determinate în biotitele analizate sînt Ba, Sr și Li.

Bariul prezintă conținuturi care scad puternic de la zona cu staurolit și disten spre zona cu sillimanit, deci în sensul accentuării metamorfismului (fig. 3). Ba^{2+} (1,43 Å) intră în rețeaua biotitului în poziția K^{1+} (1,42 Å), element pe care îl înlocuiește izomorf și în muscovit. Presupunind că conținutul global de Ba din rocile analizate a fost aproximativ egal și cum acestea sînt lipsite de alte minerale cu potasiu cum ar fi microclinul, rezultă că cu creșterea metamorfismului, Ba este captat în cantitate mai mare în rețeaua muscovitului. Această scădere este în concordanță și cu observația că numărul ionilor de K^{1+} din biotit scade cu accentuarea metamorfismului.

Stronțitul care înlocuiește de obicei Ca în rețeaua plagioclazului, în biotite se găsește în cantitate redusă, ocupînd probabil poziția K.

Litiul, ca și bariul, prezintă o scădere evidentă în sensul creșterii intensității metamorfismului și anume, de la 110 ppm în biotitul din zona cu staurolit și disten pînă la 82 ppm în biotitul din zona cu sillimanit. Aceasta se explică prin faptul că Mg, pe care Li^{1+} (0,68 Å) îl înlocuiește izomorf în rețeaua biotitului, scade cu accentuarea metamorfismului.

În cazurile analizate mai sus am avut în vedere distribuția elementelor minore în cursul metamorfismului între mineralele rocilor cu diferite parageneze, dar a căror compoziție chimică este destul de apropiată. În afară de aceste condiții, mai există și alți factori care pot influența distribuția elementelor minore în biotite. Așa ar fi, de exemplu, procesele de diferen-



fiere metamorfică și mai ales, schimbările de substanță ce au loc în timpul metamorfismului între stratele de roci cu compoziție chimică diferită. Merită să fie analizate în acest sens următoarele două cazuri foarte concludente.

2. *Distribuția elementelor minore în acumulările de biotit de la contactul zăcămintului de talc de la Pîrvova cu șisturile cristaline.* Zăcămintul de talc de pe valea Craiovei (Pîrvova) este situat la limita dintre zona cu biotit și zona cu almandin. La contactul cu șisturile cristaline din zona cu almandin el prezintă separații biotitice care alcătuiesc un înveliș monomineral. Formarea acestor biotite a fost atribuită de SAVU (1970) schimbului de ioni dintre roca ultrabazică și șisturile cristaline silico-aluminoase.

TABELUL 2

Distribuția elementelor minore (ppm) în mineralele din rocile din zona zăcămintului de talc de la Pîrvova

Nr. cri.	Mineralul, tipul de rocă și locul de colectare	Sc	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Li
1	Talc din zăcămintul de pe valea Craiovei -Pîrvova	<3	1600	100	1800	18	80	13	4
2	Biotit la contactul zăcămintului de talc cu șisturile cristaline	5	725	70	270	43	850	6,5	130
3	Biotit la contactul zăcămintului de talc cu șisturile cristaline	6	970	70	650	30	800	5	140
4	Biotit la contactul zăcămintului de talc cu șisturile cristaline	6	220	60	6	23	1000	6	140
5	Biotit din micașitul cu biotit și granat de pe valea Craiovei-Pîrvova	12	170	78	100	140	--	--	--

Pentru a urmări comportarea elementelor minore în condițiile acestor procese metasomatice sinmetamorfice, au fost analizate talcul și biotitele din zona monominerală, conținuturile lor fiind apoi comparate cu conținutul de elemente minore din biotitul zonei cu almandin (tab. 2).

În talc s-au obținut cantități scăzute de Sc, V, Ba și Li și conținuturi ridicate de Ni, Co și Cr. În ceea ce privește media acestor elemente în rocile ultrabazice, diferiți cercetători au stabilit următoarele valori (tab. 3).

Conținuturile medii de elemente minore din rocile ultrabazice cunoscute în literatură, comparate cu cele din talcul de la Pîrvova, atestă

TABELUL 3

Media conținutului de elemente minore (ppm) în rocile ultrabazice

Autori	Roci	Ni	Co	Cr	V	Li	Sc	Ba	Sr
Vinogradov (1962)	roci ultrabazice	2000	200	2000	40	0,5	5	1	10
Stueber și Goles (1967)	roci ultrabazice	—	110	2980	—	—	15,7	—	—
	dunite	—	119	2480	—	—	5,4	—	—
Savv et al. (1970)	peridotite	864	140	1466	101	<1,5	—	11	15
Talcul de la Pirvova		1600	100	1800	18	4	<3	80	13

că zăcămintul de talc analizat a provenit prin transformarea unui corp de roci ultrabazice, probabil de compoziție dunitică. În sprijinul acestei concluzii vin și observațiile făcute de Efendiev et al. (1966), care

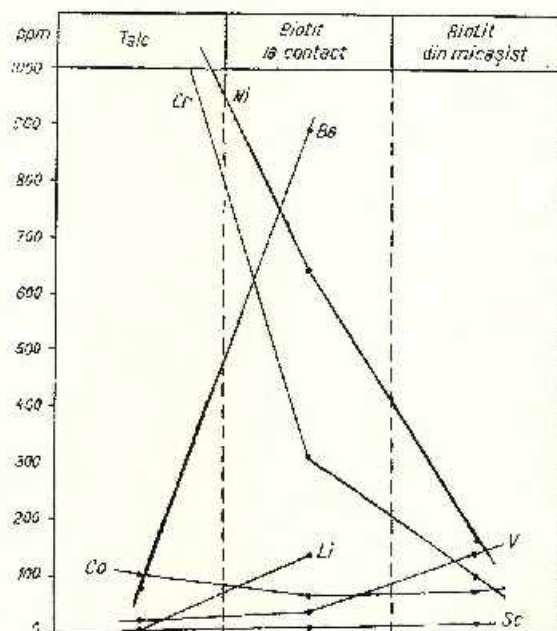


Fig. 4. — Distribuția elementelor minore în talc și biotite.

Distribution des éléments mineurs dans le talc et la biotite.

au arătat că rocile ultrabazice din Caucaz conțin 0,0015-0,0040 % Sc_2O_3 . Stueber și Goles (1967) au observat că procesul de serpentinizare a rocilor ultrabazice nu influențează conținutul de elemente minore

S-a presupus însă, că procesul de transformare în talc, care este mai avansat, afectează totuși acest conținut (S a v u et al., 1970).

După cum rezultă din figura 4, în timpul formării zonei monominerale la temperatura de 470°C și presiunea de 4 Kb, pe seama rocilor ultrabazice situate la contact cu șisturile cristaline cu granat și biotit, au avut loc următoarele schimburi de elemente majore și minore. Din șisturile cristaline au fost introduse în talc cantități variabile de V, Sc, Li și Ba, elemente care în aceste roci sînt mai abundente decît în talc; din zona de biotit ce se forma pe seama materialului ultrabazic, au fost îndepărtate cantități variabile de Ni, Cr și Co, elemente care sînt mai abundente în talc decît în biotite sau în șisturile cu granat și biotit. Migrația elementelor s-a făcut deci în sensul de la șisturile cu granat și biotit spre roca ultrabazică, ce s-a comportat ca un absorbant atît pentru Si, Al, K și H₂O necesare formării biotitelor pe seama materialului bogat în Mg, Fe, Cr, Ni și Co, cît și pentru elementele minore V, Sc, Li și Ba ce au fost antrenate de acestea și captate în rețeaua biotitelor. Distribuția acestor elemente minore între cele trei tipuri de roci cu compoziția chimică foarte diferită se face în acest caz, proporțional cu conținutul lor inițial în fiecare rocă.

3. *Distribuția elementelor minore în flogopitul format la contactul dintre rocile carbonatice și gnaisele din zona cu sillimanit.* Pe marginile lentilei de dolomite cristaline și calcare cu silicați de la gura văii Armeniș s-au format, la contactul cu gnaisele cu sillimanit în parte migmatizate, lentile monominerale de flogopit, care au provenit printr-un proces asemănător cu cel descris mai sus și anume, schimbul metasomatic de ioni de Si, Al, K și apă, care au migrat din gnaise în rocile carbonatice în condiții termodinamice, în care temperatura a fost de aproximativ 700°C, iar presiunea de cca 10 Kb.

Rezultatele determinărilor de elemente minore din rocile carbonatice, flogopitul de la contact și din biotitul din gnaise sînt redată în tabelul 4. Se constată că în timp ce în rocile carbonatice aproape toate elementele minore, cu excepția Ba și Sr, apar în cantități extrem de mici, conținutul lor crește în flogopitul format pe seama acestora și în biotitul din gnaisele cu sillimanit.

Aceste relații sînt exprimate mai sugestiv în graficul din figura 5, din care rezultă că în timpul formării lentilelor de flogopit a avut loc o invazie de V, Ni, Cr, Co și Sc din gnaise, fiind îndepărtate cantități importante de Sr și mai reduse de Ba.



TABELUL 4

Distribuția elementelor minore (ppm) în mineralele din rocile din zona lentilei de carbonați de la Armeniș

Nr. crt.	Mineralul, tipul de rocă și locul de colectare	Sc	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Li
1	Calcar magnezian cristalin din lentila de la gura văii Armeniș	<3	7	<5	< 5	6	2500	490	—
2	Flogopit de la contactul lentilei de dolomite și calcare cu silicați cu gnaișele zonei cu sillimanit	19	48	6,5	80	160	2200	4	140
3	Flogopit de la contactul lentilei de dolomite și calcare cu silicați cu gnaișele zonei cu sillimanit	19	52	5,5	73	173	2400	4,5	165
4	Flogopit de la contactul lentilei de dolomite și calcare cu silicați cu gnaișele zonei cu sillimanit	19	53	6,5	80	180	2100	3,5	110
5	Biotit din gnaișal cu sillimanit și granat de la Armeniș	11,5	160	95	122	255	540	4	82

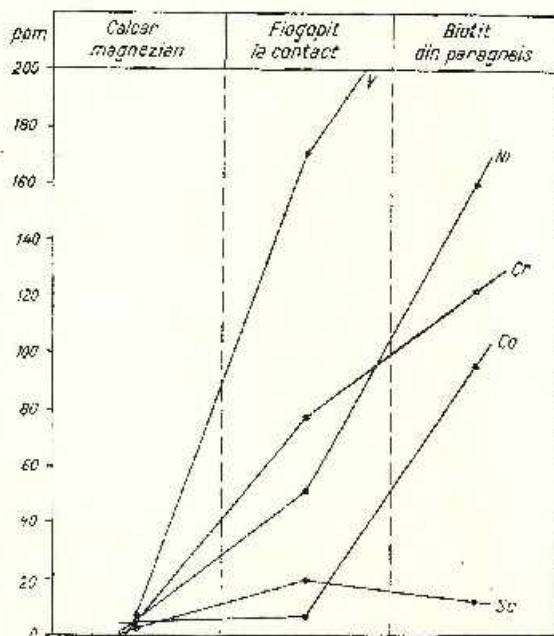


Fig. 5. — Distribuția elementelor minore în calcar, flogopit și biotit.

Distribution des éléments mineurs dans le calcaire, la phlogopite et la biotite.

În cele două exemple de schimburi metasomatice analizate mai sus, procese în care am văzut că sînt antrenate și elementele minore, am avut în vedere roci cu compoziție chimică foarte diferită. Diferența de compoziție dintre rocile comune (micașturi, cuarțite, paragneise și amfibolite) dintr-o provincie metamorfică oarecare nu este așa de accentuată, dar oricît ar fi ea de mică, este clar că trebuie să ne așteptăm ca schimburi de această natură să aibă loc, intensitatea lor depinzînd de intensitatea metamorfismului și, evident, de diferența de chimism. Sînt numeroase exemplele în care, în zonele de metamorfism profund din munții Semenic, Lotru și Sebeș, întîlnim intercalate între benzile de gnaise cuarțo-feldspatice și de amfibolite, sau în interiorul acestora, separații mai melanocrate sau mai leucocrate, rezultate în urma proceselor de diferențiere metamorfică și de schimburi metasomatice realizate în condițiile migmatizării rocilor. Aceste schimburi modifică atît compoziția chimică globală a rocilor aflate în contact, cît și raporturile dintre elementele majore și minore din compoziția acestora.

4. *Distribuția elementelor minore în biotitele din dioritele cuarțifere de la Poniasca.* Dioritele cuarțifere cu biotit formează faciesuri ale plutonului granitoid sinorogen de la Poniasca. Ele sînt alcătuite din cuarț, plagioclaz zonat (An_{10-32}), biotit, mai rar hornblendă verde și minerale accesorii. În dioritele cuarțifere se întîlnesc frecvent separații melanocrate, formate preponderent din biotit asociat uneori cu plagioclaz zonat și epidot.

Au fost analizate biotitele din cinci diorite cuarțifere (tab. 5). Remarcăm că conținutul de Sc, care poate fi utilizat ca termometru geologic, variază între 20 și 36 ppm, indicînd temperaturi de formare

TABELUL 5

Distribuția elementelor minore (ppm) în biotitele din dioritele cuarțifere din plutonul de la Poniasca

Nr. crt.	Tipul de rocă și locul de colectare	Sc	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Li
1	Diorit cuarțifer cu biotit. Valea Poniasca	20	77	47	160	250	4200	32	175
2	Diorit cuarțifer cu biotit. Valea Poniasca	34	125	40	255	260	3500	11,5	210
3	Diorit cuarțifer cu biotit. Valea Poniasca	36	52	41	130	205	4400	14	250
4	Separație melanocrată biotitică în dioritele cuarțifere. Valea Poniasca	31,5	125	55	240	310	3000	14,5	230
5	Diorit cuarțifer cu biotit. Pîrul Cusec	32	130	65	180	285	4000	56	190



cuprinse între 565° și 609°C (Savv et al., 1970). Dintre acestea, ultima valoare trebuie să fie considerată ca cea mai apropiată de realitate, cu toate că în comparație cu paleotemperatura de 710°C a granitelor banatitice ea este mai mică cu aproximativ 100°C.

După cum a arătat Savv (1970), deosebirea de temperatură dintre intruziunile sinorogene prebaicaliene și cele postorogene alpine (banatitele) rezultă din faptul că primele pierd o cantitate importantă din energia termică în drumul lor lent spre suprafață, pe când celelalte, fiind plutoni de fractură puși în loc mai rapid, și-au menținut energia termică la un nivel foarte apropiat de acela la care a avut loc anatexia în zonele profunde ale scoarței, de unde a provenit magma litogenă. Diferența de energie termică dintre aceste două tipuri de plutoni se reflectă și în intensitatea metamorfismului de contact care, în cazul banatitelor, este foarte puternică.

Celelalte elemente minore determinate variază în limite restrânse, indicând faptul că dioritele cuarțifere și biotitele componente au cristalizat din același diferențiat al magmei granitoide litogene. Această particularitate este clar scoasă în evidență de diagrama triunghiulară din figura 6, pe care sînt proiectate biotitele în funcție de conținutul lor în Co, Ni, Cr și V. Se observă că toate biotitele analizate se grupează în cîmpuri restrînse care se suprapun în parte.

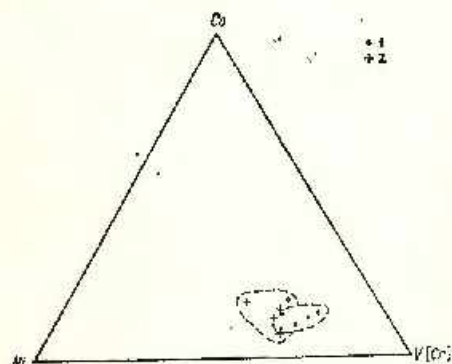


Fig. 6. — Poziția biotitelor din dioritele cuarțifere în proiecție triunghiulară, în funcție de : 1, Co-Ni-V ; 2, Co-Ni-Cr.

Position des biotites dans les diorites quartzifères en projection triangulaire, en fonction de : 1, Co-Ni-V ; 2, Co-Ni-Cr.

Asemănarea în ceea ce privește conținutul de elemente minore alfit în biotitele din dioritele cuarțifere, cît și în cele din separațiile melano-crate, arată pe de altă parte că acestea din urmă nu reprezintă septe sau xenoliți de roci bazice — amfibolite — incomplet transformate, cum ar putea sugera adepții teoriei metasomatiste. Aceste separații reprezintă

autolite, formate din acumularea în magma dioritică a cristalelor de biotit, hornblendă și plagioclaz care cristalizau primele; sînt, de fapt, mineralele pe care le găsim și în restul dioritelor cuarțifere și care prezintă aceleași particularități geochemice.

Concluzii

Distribuția elementelor minore în biotitele din șisturile cristaline și rocile granitoide din munții Semenic este controlată de mai mulți factori.

În biotitele din șisturile cristaline ale principalelor zone metamorfice variația conținutului de elemente minore din biotit este controlată de intensitatea metamorfismului, fiind în același timp influențată de cantitatea de granat și de muscovit coexistent, precum și de variația elementelor majore pe care elementele minore le înlocuiesc în rețeaua acestor minerale.

Pe lângă factorii care controlează distribuția elementelor minore între mineralele coexistente în rocile cu aceeași compoziție chimică, această distribuție mai este influențată și de procesele de diferențiere metamorfică și mai ales de schimburile de ioni ce se produc în timpul metamorfismului între strate și corpuri de roci cu compoziție chimică foarte diferită sau în procesele de migmatizare.

În condițiile formării prin schimburi de ioni a zonei monominerale biotitice de la contactul zăcămintului de talc de la Pîrvova cu șisturile cristaline cu granat și biotit, din șisturi au fost introduse în roca ultrabazică cantități apreciabile de V, Sc, Li și Ba, iar din aceasta au fost îndepărtate cantități variabile de Ni, Cr și Co.

În condițiile formării prin schimburi metasomatice a separației de flogopit de la contactul lentilei de roci carbonatice cu gnaisele cu sillimanit de la Armeniș, a avut loc o invazie de V, Ni, Cr, Co și Sc din gnaise în ea și au fost îndepărtate cantități variabile de Sr și Ba.

Schimburile metasomatice care pot avea loc — în condițiile creșterii metamorfismului și a proceselor de migmatizare — și în roci cu chimism mai puțin diferit modifică atât compoziția chimică globală a rocilor, cît și raporturile dintre elementele majore și minore.

În rocile dioritice conținutul de elemente minore variază în limite restrînse, demonstrînd că aceste roci au cristalizat dintr-un diferențiat omogen al magmei granitoide litogene. Conținutul lor este aproximativ același atât în biotitele din diorite, cît și în micile autolitelor biotitice separate în acestea din urmă.



BIBLIOGRAFIE

- Buddington A. F. (1965) The origin of three garnet isograds in Adirondack gneisses. *Mineral. Mag.* 34, 268.
- (1966) The occurrence of garnet in the granulite — facies terrane of the Adirondack highlands. *Journ. Petrology*, 7.
- De Waard D. (1965) The occurrence of garnet in the granulite — facies terrane of the Adirondack highlands. *Journ. Petrology*, 6.
- Efendiay G. H., Abdulaev E. B., Babayev E. E. (1966) Scandii v ultrasonovnykh porodakh malovo Kavcaza (Azerbaidjanscaia SSR). *Geochimica*, 12.
- Engel A. E. J., Engel C. G. (1958) Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack mountains. Part. I, Total rock. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 69, New York.
- (1960) Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack mountains. Part. II. Mineralogy. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, New York.
- Kretz R. (1959) Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of south-western Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *Journ. Geol.* 67, 4.
- Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publ.* Amsterdam.
- Miyashiro A. (1953) Calcium poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4.
- (1956) Data on garnet-biotite equilibria in some metamorphic rocks of the Ryokic zone. *Journ. Geol. Soc. Japan*. 62.
- (1961) Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrology*, 2, 3.
- Nandi K. (1967) Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Mineral. Mag.* 38, 277.
- Ofte Dahl I. (1943) Scandium in biotite as a geologic thermometer. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 23.
- Perciac L. L. (1967) Biotit-granatovii geotermometr. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 177, 2.
- Raukama K., Sahama T. H. G. (1960) *Geochemistry*. Chicago.
- Savu H. (1969) Sur les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.*, 13.
- (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebalcaniană din Munții Semenicului. *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Variația compoziției chimice a granaților pirsalpitiici și a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinelui Munților Semenic. *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.* 12, 1, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochimia și petrologia oștilitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LXVI/1, București.
- Udrescu Constanța, Mîndroiu Viorica (1971) Distribuția Sc în biotitele din unele șisturi cristaline și roci granitoide din Munții Semenic (Banat). *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R.* 16, 1, București.
- Saxena S. K. (1966) Distribution of elements between coexisting muscovite and biotite and crystal chemical role of titanium in the micas. *N. Jb. Miner. Abh.* 105.
- Stueber A. M., Goles G. G. (1967) Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 31, 1.



- Turekian K. K., Phinney W. C. (1962) The distribution of Ni, Co, Cr, Cu, Ba and Sr between biotite-garnet pairs in a metamorphic sequence. *Amer. Mineral*, 47.
- VeeIico-slavinschii D. A. (1965) Vlianie sostava vmesciatușelii porod i spețificeskih osobenostei metamorfizma na sostav piralspitolivh granatov. Regionalnii metamorfism dokembrischih formații SSSR. *Acad. Nauk. SSSR*.
- Vinogradov A. P. (1962) Srednie sodержania himiceskih elementov v glavah tipah izverjenih gornih porod zemnoi carl. *Geohimia*, 7.

DISTRIBUTION DE Sc, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr ET Li DANS LES BIOTITES DE CERTAINS SCHISTES CRISTALLINS ET DES ROCHES GRANITOÏDES DES MONTS SEMENIC (BANAT)

(Résumé)

Dans cet exposé, on présente la distribution des éléments mineurs dans les biotites des schistes cristallins à différents degrés de métamorphisme et des roches granitoïdes de la province métamorphique prébaikalienne des monts Semenic, en appuyant sur les facteurs qui contrôlent cette distribution.

La province métamorphique des monts Semenic est constituée de deux séries cristallines formées de plusieurs complexes à une épaisseur totale de 24 km. Durant le métamorphisme régional progressif qui s'est manifesté à températures de 450° C à 700° C et à pressions de 4 à 10 Kb, le gradient géothermique étant de 20 à 25°/km, sept zones métamorphiques ont pris naissance, comme il suit : la zone à chlorite actuellement érodée, la zone à biotite, la zone à almandin, la zone à staurotide, la zone à staurotide et dysthène, la zone à dysthène, et la zone à sillimanite (fig. 1 et 2). Pendant le stade synchrématique quelques corps de roches granitoïdes ont été mis en place.

1. Afin d'étudier la distribution des éléments mineurs dans les biotites des zones métamorphiques on a analysé les micas de la zone à almandin, de la zone à staurotide et dysthène, de la zone à dysthène et de la zone à sillimanite (tableau 1 et fig. 3).

Le scandium présente des teneurs variables, rapportées tant à la température de formation qu'à la quantité de grenat pyralspitique coexistent. C'est pourquoi sa teneur dans la biotite ne peut être employée comme indicateur de paléotempérature. Le nickel présente des variations, mais en général sa teneur tend à augmenter en même temps que l'accentuation du métamorphisme. Cette tendance d'augmentation de la teneur à partir de la zone à almandin vers celle à sillimanite est très claire pour le V et le Ca (fig. 1). La teneur en vanadium augmente de 140 ppm à 225 ppm, et celle du Co de 75 à 78 ppm jusqu'à 95 ppm. La teneur en chrome, bien qu'à nombreuses oscillations, tend elle-aussi vers une augmentation dans le sens de l'accentuation du métamorphisme.

La variation de la teneur en Co, V et en d'autres éléments mineurs de la biotite est contrôlée par la variation de la teneur en Mg et Fe, éléments majeurs qu'ils remplacent du point de vue isomorphe dans le réseau de ce minéral, parfois dans le réseau de la muscovite aussi. Le comportement de ces éléments mineurs dans les conditions de l'augmentation du métamorphisme est en rapport direct avec la variation de la teneur en Fe et Mg dans les grenats



coexistenți qui se dezvoltă dans ce sens. Cette modification entraîne une plus grande concentration des éléments mineurs dans le grenat que dans la biotite.

En ce qui concerne les autres éléments mineurs, on ne remarque pas une telle variation. C'est justement pour cela que les auteurs ont supposé que les rapports entre Ca, Mn, Fe et Mg, qui se modifient quantitativement dans le réseau des minéraux mélanoocrates pendant le métamorphisme déterminant en même temps les rapports des éléments mineurs, pourraient être différents d'une province métamorphique à l'autre; ce serait un caractère hérité des roches sédimentaires prémétamorphiques. Il est possible que le comportement des éléments majeurs contrôlé par pression, spécifique à chaque province métamorphique, exerce aussi une influence particulière sur les rapports des éléments mineurs du réseau des minéraux coexistants dans diverses paragenèses.

La distribution des éléments mineurs dans ces micas est aussi contrôlée par la proportion dans laquelle le Al et le K participent dans la muscovite coexistente. Ainsi, la quantité de Al dans la muscovite peut influencer la teneur en Sc de la biotite, dans le sens que celui-ci décroît dans le dernier minéral pendant que le métamorphisme augmente. Le baryum qui remplace du point de vue d'isomorphisme le K, diminue dans la biotite en rapport direct avec l'augmentation du métamorphisme. En supposant que la teneur globale en Ba des roches analysées a été à peu près égale et vue que celles-ci sont dépourvues d'autres minéraux de potassium, il résulte que dans les conditions de l'augmentation du métamorphisme cet élément est capté en grande quantité dans le réseau de la muscovite. Le Li, rapporté à l'augmentation du métamorphisme, enregistre une diminution, explicable par la baisse du nombre des ions de Mg^{2+} du réseau de la biotite.

Hormis les facteurs qui contrôlent la distribution des éléments mineurs dans les minéraux des roches à différentes paragenèses mais à composition chimique assez ressemblante, il y a aussi d'autres facteurs qui puissent influencer le comportement de ces éléments. Il serait le cas du processus de différenciation métamorphique et surtout des échanges de substances qui ont lieu pendant le métamorphisme entre les couches de roches à composition chimique différente. Les deux exemples suivants illustrent très bien cette affirmation:

2. Le premier porte sur la distribution des éléments mineurs dans le corps à talc de Pîrvova, zone monominérale biotitique formée par un échange d'ions au contact avec les schistes cristallins de la zone à almandin et dans les schistes cristallins aussi (tableau 2 et fig. 4). On a mis en évidence dans le talc des quantités réduites de Sc, V, Ba, Sr et Li et de hautes teneurs en Ni, Co et Cr qui, comparées aux résultats obtenus de l'analyse d'autres roches ultrabasiques, mènent à la conclusion que le gisement de talc a résulté de la transformation d'un petit corps dunitique. On attire l'attention sur le fait que, probablement, le processus de transformation en talc exerce aussi une certaine influence sur la teneur en éléments mineurs de la roche ultrabasique primaire.

Pendant la constitution de la zone biotitique monominérale sur le compte des roches ultrabasiques, à température de $470^{\circ}C$ et à pression de 4 Kb, des quantités variables de V, Sc, Li et Ba appartenant aux schistes cristallins se sont introduites dans la roche ultrabasique, et des quantités variables de Ni, Cr et Co ont été écartées de l'intérieur de cette zone. La migration des éléments s'est donc faite à partir des schistes à grenat et biotite vers la roche ultrabasique, qui s'est conduite comme un absorbant tant pour Si, Al, K et H_2O nécessaires pour la formation de la biotite sur le compte de l'ultrabasite riche en Mg, Fe, Cr, Ni et Co, que pour les éléments mineurs V, Sc, Li et Ba qui ont été entraînés et captés dans le réseau du mica. La distribution des éléments mineurs dans les trois types de roches à composition chimique très différente se fait par rapport à leur teneur initiale dans chaque roche (fig. 4).

3. Dans le second cas on a considéré la distribution des éléments mineurs dans la phlogopite formée au contact des roches carbonatiques (dolomies cristallines et calcaires à silicates) avec les gneiss migmatisés de la zone à sillimanite de Armenis, formées à environ 700° C et 10 Kb. En analysant les éléments mineurs des roches carbonatiques, la phlogopite et la biotite des gneiss à sillimanite (tableau 4 et fig. 5), on constate que presque tous les éléments, à la seule exception du Ba et du Sr, se trouvent en quantités extrêmement petites; leur teneur augmente dans la phlogopite qui s'est formée sur le compte des roches carbonatiques et de la biotite des gneiss. Il résulte qu'une invasion de V, Ni, Cr, Co et Sc des gneiss a eu lieu pendant la formation de la phlogopite et des quantités variables de Sr et Ba ont été écartées.

Dans ces deux exemples d'échanges métasomatiques d'éléments majeurs et mineurs, on a pris en considération des roches à composition chimique très différente. Quelque petite qu'elle soit la différence de composition entre les micaschistes, les paragneiss, les quartzites et les amphibolites d'une séquence métamorphique, il est évident que de tels échanges ont lieu en rapport évidemment avec l'intensité du métamorphisme. Ces échanges modifient tant la composition chimique globale des roches que les rapports entre les éléments majeurs et mineurs.

4. De toutes les roches granitoïdes on n'a analysé que les biotites de cinq échantillons de diorites quartzifères et de ségrégations biotitiques, roches qui forment un des faciès du pluton de Poniasca (tableau 5). La teneur en Sc qui varie de 20 à 36 ppm indique des températures de formation des diorites de 565° à 609° C. Les autres éléments mineurs varient dans des limites plus restreintes (fig. 6) et démontrent que les diorites quartzifères ont cristallisé à partir d'un même différencié du magma granitoïde d'origine lithogène. La ressemblance, du point de vue de la teneur en éléments mineurs, entre la biotite des diorites quartzifères et celles des enclaves mélanocrates qui y apparaissent, prouve que ces dernières ne sont pas de xénolithes complètement digérés, mais des autolithes formés à partir des mêmes minéraux qu'on trouve aussi dans la roche-hôte, la diorite quartzifère.

B. R. DOE: *Lead Isotopes (Izotopii plumbului)*. Editura Springer — Verlag, Berlin—Heidelberg, New York, 1970. 137 p., 24 fig., 25 tabele, 178 referințe.

Autorul lucrării, B. R. Doe, reprezintă o personalitate bine cunoscută în domeniul geochimiei izotopilor și a izotopilor plumbului în special. Lucrarea „Lead Isotopes” se înscrie în literatura geologică ca o valoroasă apariție în acest domeniu.

Cartea este alcătuită din patru capitole: I — Introducere; II — Datarea U-Th-Pb; III — Plumbul comun; IV — Izotopii radioactivi și 20 subcapitole.

Spre deosebire de lucrarea lui R. D. Russell, R. M. Farquhar „Lead isotopes in geology” cartea lui B. R. Doe cuprinde o tratare mai complexă a problemei izotopilor plumbului.

În capitolul II — Datarea U-Th-Pb, sînt date bazele calculării vârstei și date tehnice privind cantitățile minime de plumb ce pot fi determinate prin diverse metode. Autorul arată de asemenea ce cantități de plumb sînt necesare pentru spectrometria de masă în diversele tehnici de lucru.

În continuare sînt tratate pe rînd aspectele datării vârstei prin metoda U-Th-Pb pentru diversele minerale: zircon, sfen, fosfați, piroclor, epidot, minerale de uraniu și roca totală.

Pentru zircon care constituie de fapt mineralul cel mai larg utilizat în geocronologie (metoda plumb) autorul tratează modul cum trebuie interpretate datele determinărilor chimice și izotopice.

Autorul analizează pe baza datelor din literatura de specialitate discordanțele ce există între vîrstele obținute pe baza rapoartelor U^{235}/Pb^{208} , U^{235}/Pb^{207} și Th^{232}/Pb^{208} .

În cazul altor minerale (monazit, sfen, alant) autorul dă o serie de exemple privind concordanța rezultatelor analitice ilustrate în diagramele Concordia. Datele sînt analizate pentru două minerale din aceeași probă monazit-zircon sau zircon-sfen.

În capitolul III — Plumbul comun, se tratează pe scurt ecuațiile de stabilire a vârstei în cazul mineralelor de plumb (galenă). Se discută problema compoziției izotopice a plumbului din meteoriți țextite precum și a probelor lunare aduse de Apollo 11. Pe baza acestora din urmă se ajunge la concluzia că Luna ar avea 4600 milioane ani.

Într-un alt subcapitol se tratează problema vârstei Pămîntului legată de cea a izotopilor plumbului. Cele mai mari vîrste ce au fost obținute pentru galene sînt cuprinse între 3400 și 3500 milioane ani.

B. R. Doe face apoi o discuție asupra compoziției izotopice a plumbului în roca totală pentru formațiuni de diferite vîrste geologice.

Interesantă este concluzia autorului care arată că compoziția izotopică a plumbului pentru sedimente de diverse tipuri este mai degrabă în funcție de vîrsta sursei decît de tipul rocii. În termenii compoziției izotopice a plumbului sedimentele oceanelor Atlantic, Indian, Antartic sînt mult mai radiogenice decît cele ale oceanului Pacific.

Autorul prezintă de asemenea geneza minereurilor pe baza compoziției izotopice a plumbului stabilind pe această bază câteva categorii: magmatogene, indirect magmatogene; de metamorfism regional; secreție laterală și singenetic-diagenetice.

Capitolul III se încheie cu date privind compoziția izotopică a plumbului în ape și atmosferă. Datele analitice au arătat astfel că compoziția izotopică a plumbului din noduli manganosi oceanici nu este mult diferiți de cea a sedimentelor pelagice.

În ultimul capitol se tratează izotopii radioactivi ai plumbului, în mod deosebit Pb^{210} . Cartea lui B. H. D o c „Lead Isotopes” se înscrie ca o lucrare deosebit de valoroasă, utilă tuturor specialiștilor din domeniul geologiei.

I. Tîepac

O. BRAITSCH: *Salt Deposits Their Origin and Composition*. Editura Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, 297 p., 47 fig., 290 tabele.

Volumul reprezintă traducerea în limba engleză a tratatului „Entstehung und Stoffbestand der Salzlagertstätten” publicat în anul, 1962. Constituie o lucrare complexă în care se găsesc sintetizate toate problemele pe care le ridică alcătuirea chimico-mineralogică a depozitelor saline cum și geneza lor în cadrul proceselor de sedimentare și metamorfism. Pornindu-se de la discutarea alcătuirii și evoluția în timp a apelor marine, se trece la examinarea diferitelor minerale care se formează prin precipitare, pentru ca apoi să se abordeze condițiile de stabilitate a mineralelor saline, funcție de diferite sisteme ținându-se seamă de solubilitatea componentelor, de controlul temperaturii și de efectul ionilor comuni; totodată se urmărește succesiunile în procesul de cristalizare. Se trece la examinarea unor „modele fizico-chimice” pornindu-se de la evaporarea apei marine-static, izotermic la 25°C, pentru a se prezenta apoi cazuri în care apar compoziții aberante cu consecințe în procesele de precipitare, indicându-se ecuațiile după care se pot calcula rezultatele procesului de precipitare. În tot cursul lucrării se pune accentul asupra reacțiilor în stare solidă, procese prin excelență specifice evoluției depozitelor saline.

Metamorfismul geotermic este prezentat în opoziție cu concepția lui B o r c h e r t (Stufen-metamorphose) formulând opinii originale bazate pe observații dar mai ales pe calcule. Metamorfismul legat de solubilitate și dinamorfismul completează discuția asupra evoluției post-sedimentare a sărurilor. Un capitol întreg este consacrat comportării elementelor disperse, mai ales a bromului și stronțului.

O parte importantă a volumului cuprinde examinarea secvențelor naturale în depozitele saline în paralel cu modelele fizico-chimice — cloruri, sulfuri, carbonați — examinându-se deopotrivă efectele diferitelor tipuri de metamorfism și evoluția elementelor disperse menționate, în acest proces. Un capitol special este ocupat apoi de rolul altor componente în cadrul depozitelor saline (borul, fierul, argila și reziduurile insolubile), pentru ca un ultim capitol să prezinte o interesantă aplicare a datelor expuse la procesele geologice, mai ales la condițiile de sedimentare, privite prin prisma participării apei marine normale sau modificate (dolomitizare etc.) raporturile cu stratificația ritmică, indicațiile asupra pH-ului și Eh-ului apelor.

Tratatul lui B r a i t s c h este în mod indiscutabil o sinteză deosebit de valoroasă și originală întocmită cu o remarcabilă documentare și o considerăm utilă deopotrivă geochimistului, mineralogului și geologului. O recomandăm în mod deosebit specialiștilor din diferite ramuri de activitate.

Dr. doc. Victor C. Papiu



CUPRINS

	Pag.
1. Ianoşici V., Dimitriu A.I. Geologia matematică — o nouă ramură a ştiinţelor geologice	13
MINERALOGIE	
2. Antonovici Suzana. Contribuţii la studiul boulangeritului de la Baia Mare	21
3. Antonovici Suzana, Accintovici I. Cîteva date mineralogice şi spectrografice asupra bournonitului din România	29
PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE	
4. Petreuş I. Studiul petrografic şi mineralogic al rocilor magmatice din regiunea Măgura Poienilor-Gurguţatu (Maramureş).	43
PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE	
5. Kalmár I. „Diapirismul” unor carbonatite cristaline în masivul Preluca (judeţul Maramureş)	65
6. Kalmár I. Notă preliminară asupra stratigrafiei insulelor cristaline Preluca şi Inău (judeţul Maramureş)	73
7. Muşat A.I., Vasilescu Olimpia. Prezenţa unor roci carbonifere în munţii Bistriţei (Carpaţii Orientali)	79
8. Savu H., Schuster A. C. Structura şi petrologia şisturilor cristaline din regiunea Şinca Nouă-Holbav (munţii Făgăraş)	89
9. Zlatarova-Top Lozana, Mureşan M., Pitulea Gh. Studiul unor roci gabbroide metamorfizate din seria de Ielova (zona Cameniţa — Banatul de SW)	117
GEOCHIMIE	
10. Dimitriu A.I., Peltz Margareta. Unele utilizări ale maşinilor SAM în cercetările geomatematice (cu exemple din geochimie)	139
11. Lemne Marioara-Mia. Contribuţii privind distribuţia elementelor radioactive în formaţiunile cristalofliene din Carpaţii Meridionali	151
12. Proksch P. Consideraţii pe baze statistico-matematice asupra unor anomalii geochimice de la S de pîriul Novăţ-Vişeu de Sus (Maramureş)	163
13. Savu H., Udrescu Constanţa, Mindroiu Viorela. Distribuţia Sr, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr şi Li în biotitele din unele şisturi cristaline şi roci granuloide din munţii Semenic (Banat)	173
Recenzii	191



CONTENU

(Résumés)

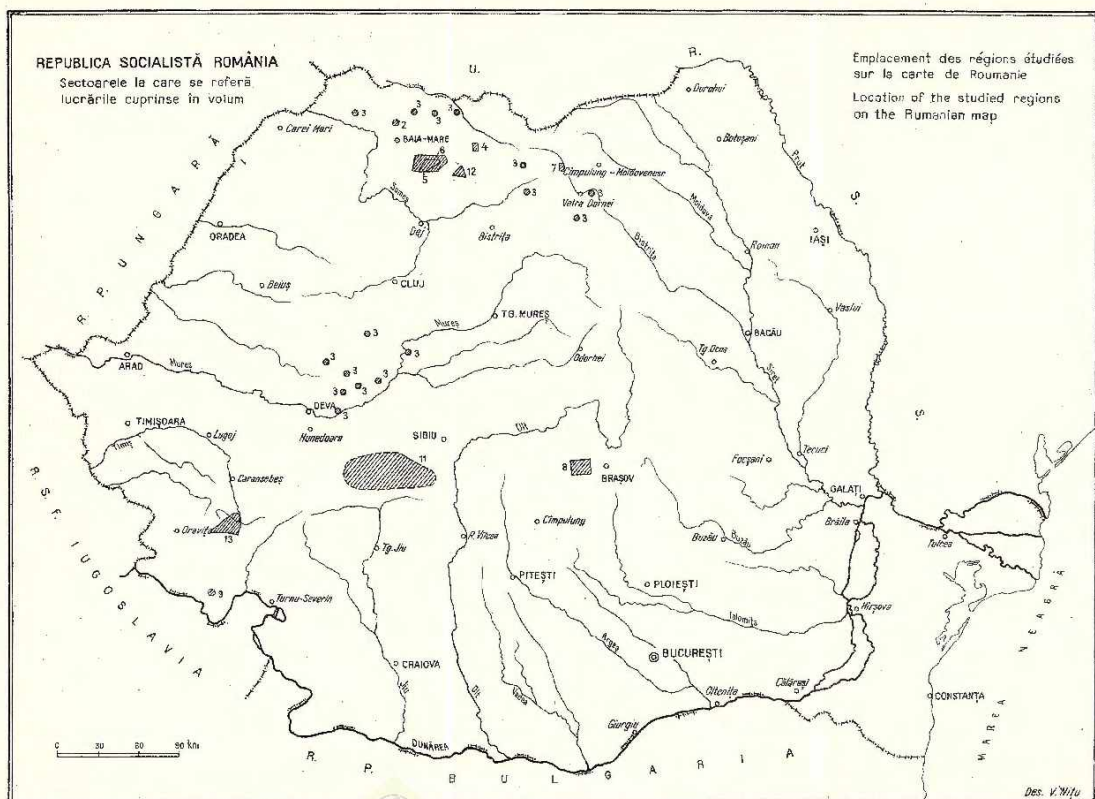
MINÉRALOGIE	Page
1. Antonovici Suzana. Contributions à l'étude de la boulangérite de Baia-Mare	28
2. Antonovici Suzana, Acsintovici I. Quelques données minéralogiques et spectrographiques sur la bournonite de Roumanie	39
PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES	
3. Petreus I. Étude pétrographique et minéralogique des roches magmatiques de la région de Măgura Poienilor-Gurguiatu (Maramureș)	63
PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES	
4. Kalmár I. Le „diaphrisme” de certaines roches carbonatées cristallines dans le massif Preluca (Maramureș)	71
5. Kalmár I. Aperçu préliminaire sur la stratigraphie des fers cristallins Preluca et Inău (Maramureș)	77
6. Mușat Al. I., Vasilescu Olimpia. Sur la présence de certaines roches carbonifères dans les monts de Bistrița (Carpates Orientales)	88
7. Savu H., Schuster A. C. Structure et pétrologie des schistes cristallins de la région Șinca Nouă-Holbav (monts Făgăraș)	110
8. Zlatarova-Țop Lozana, Mureșan M., Pitulea Gh. Étude de certaines roches gabbroïdes métamorphisées de la série de Ielova (zone Cămenia — Banatul de SW)	135
GÉOCHIMIE	
9. Dimitriu Al., Peltz Margareta. Concernant les emplois des machines SAM pour les recherches géomathématiques (à exemples de géochimie)	149
10. Lemne Maria-Cristina. Contributions à la distribution des éléments radioactifs dans les formations cristallophylliennes des Carpates Méridionales	160
11. Proksch P. Considérations statistico-mathématiques concernant certaines anomalies géochimiques au S du ruisseau Novăț-Vișeu de Sus (Maramureș)	171
12. Savu H., Udrescu Constanța, Mîndroiu Viorica. Distribution de Sc, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr et Li dans les biotites de certains schistes cristallins et des roches granitoïdes des monts Semenic (Banat)	188



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie
Location of the studied regions
on the Rumanian map



Redactor: MARGARETA FELTZ
Tehnoredactor: P. MIHALCEA
Corector: ELENA BANDRABUR
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, P. CRIPTU
Ilustrația: V. NITU

*Day la gres: aprilia 1977. Bun de tipar: noiembrie 1977. Tiraj: 1600 ex.
Hirtie serie I A. Format: 70 x 100/50 g. Căli de tipar: 18 1/4. Comanda:
1256. Pentru bibliotecă indicele de clasificare: 55 (553).*

Intreprinderea poligrafică „Informatia” str. Bucsei nr. 23-25.
București - România



90674



Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LVII

1969-1970

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României