

REPUBLICA SOCIALISTA ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

B.I.G.

60907

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL.LII/2

1964-1965

BUCUREŞTI

1966



Institutul Geologic al României

INSTRUCȚIUNI

Referitoare la pregătirea pentru tipar a manuscriselor

— Textul manuscrisului va fi predat în redactare definitivă, nefiind admisă nici o intervenție ulterioară.

— Se va folosi în mod strict ortografia Acad. Republicii Socialiste România.

— Manuscrisul va fi dactilografiat la două rânduri (adică la patru dinți).

— Eventualele corecturi (maximum cinci pe pagină) vor fi făcute la mașină sau cu cerneală, în orice caz nu cu creionul.

— Formulele chimice, fizice sau matematice, să fie scrise cîteș spre a nu da naștere la confuzii în timpul culesului.

— Denumirile etajelor, epocilor, perioadelor, se vor scrie cu majuscule.

— Nu sunt admise prescurtări, ca de ex.: V. pentru valea, D. pentru dealul, etc.

— Nu se vor face nici un fel de sublinieri în text sau la titluri.

— Citarea rapoartelor se va face infrapaginal, nu la bibliografie unde se trec numai lucrările tipărite. Numerotarea notelor se va face în continuare.

Bibliografia va fi întocmită, conform noilor instrucțiuni în modul următor: numele, inițiala pronumelui, punct (la autorii de gen femenin se va scrie pronumele întreg fără punct). Anul de apariție a publicației — în paranteză; titlul lucrării, publicația (ex. pentru publicațiile Comit. Stat. Geol. se va trece Com. Stat. Geol., D.S. An. Inst. Geol. Rom., Com. Stat. Geol. St. tehn. econ., seria... etc.). Volumul se va indica fără a se mai menționa cuvintul vol. sau tom. Pagina, punct, localitatea.

Ex.: Manili V., Giușcă D., Stiopol Victoria (1965) Studiu zăcămîntului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare). Com. Geol. Memorii VII. București.

— În afară de semnele de punctuație indicate, nu se vor mai utiliza alte semne (ex. liniuțe, virgule, etc.).

— Figurile text, planșele vor fi citate în text.

— Textul va fi însoțit de explicația figurilor text. Explicația planșelor liniare și a hărților, va fi scrisă pe o foaie, separat, nu în continuarea explicării figurilor text.

— Explicația planșelor autotipie (fotografii) se va scrie separat pentru fiecare planșă, respectîndu-se forma planșelor apărute în Dări de Seamă, Anuar, Memorii sau St. tehnice și economice :

Ex :

Planșa I

Planșa I

Fig. 1. — Fenocrystal de cuarț corodat din dacitele de la Dănești în golurile căruia se depune natrolitul și calcedonia. N +. x 40.

Fig. 2. — Calcar recifal din conglomerate. Valea Salamoșu Mare. Eșantionul 32. N ||. x 93.

— Dacă există o singură planșă autotipic se va scrie „Explicația planșei“ — tot de două ori.

— Eventualele modificări în timpul tipăririi nu sunt admise de tipografie încrucișat atrag întîrzierea apariției și ridică prețul de cost al volumului.



RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE
COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTE S RENDUS
DES
SÉANCES

Vol. LII
2-e partie

Institut Géologique
Session de communications scientifiques 1965

Ce volume comprend trois parties

BUCAREST
1966



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

G. Bondite

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

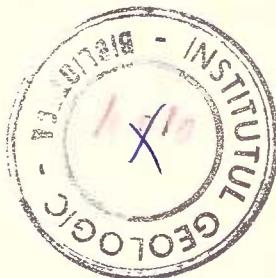
DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

Vol. LII
Partea 2-a

Institutul Geologic
(Sesiunea de Comunicări Științifice 1955)



Acest volum cuprinde 3 părți



BUCUREŞTI

1966



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

ZĂCĂMINTELE DE FIER DE LA RUSAIA ȘI IACOBENI¹⁾

DE

H. KRÄUTNER²⁾

Abstract

Iron Deposits of Rusiaia and Iacobeni (East Carpathians). The author presents a petrographical and genetic study on the iron ore occurrences at Rusiaia and Iacobeni. Special care is given to the analysis of the textural and structural aspects of the ores and to their geological and genetic signification. Premetamorphic, synmetamorphic and postmetamorphic structures were distinguished. They generally permit the reconstitution of the genetic processes and of the evolution of the transformations which affected the rocks during the regional metamorphism. The volcanogen-sedimentogen genesis of the initial iron-bearing rocks which underwent regional metamorphism is demonstrated.

Rocile cu magnetit din cristalinul Carpațiilor orientali, de la Rusiaia-Bretila și Iacobeni au fost cunoscute deja din secolul trecut, cele de la Rusiaia constituind între 1850—1860 obiectul unor exploatari. Informații geologice asupra acestor iviri de minereu magnetic au rămas din acea vreme de la B. V. Cotta (1855), Bruno Walter (1876) și K. M. Paul (1876). Date noi apar de abea după 1948, datorită cercetărilor întreprinse de M. Savul³⁾ și M. Savul, Gh. Mastacan (1951)⁴⁾.

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 Aprilie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, șos. Kiseleff nr. 55, București.

³⁾ M. Savul — Raport asupra ocurențelor de magnetit ce se găsesc în valea Rusiaia 1948. Arh. Com. Stat. Geol.

M. Savul — Raport asupra aflorimentelor de magnetit de la Iacobeni—Bucovina. 1948. Arh. Com. Stat. Geol.

M. Savul — Raport asupra cercetărilor din regiunea Cirlibaba. 1949. Arh. Com. Stat. Geol.

M. Savul — Raport asupra regiunii Cirlibaba — Bucovina. 1950. Arh. Com. Stat. Geol.

M. Savul — Raport asupra zăcămintelor de magnetit din valea Rusiaia. 1951. Arh. Com. Stat. Geol.

⁴⁾ M. Savul, G. Mastacan — Raportul cercetărilor făcute pe teren în vara anului 1950 asupra rocilor cu magnetit din regiunea Iacobeni. 1950. Arh. Com. Stat. Geol.



Rezultatele lucrărilor de explorare executate de I.S.E.M. între 1949—1954 au fost sintetizate pentru Rusaia de M. Corbuc¹⁾ iar pentru Iacobeni de G. Mastacan, G. Bigu²⁾. Cercetările mai recente efectuate de Tamara Bodin, C. Ionescu³⁾, C. Ionescu⁴⁾, I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, Felicia Barbu, D. Constantinoiu⁵⁾ au adus informații și date noi referitoare în special la geologia zăcămintelor și la petrografia și geologia șisturilor cristaline înconjurătoare. În ultima vreme, prin studiile întreprinse de I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan⁶⁾ a fost precizată poziția stratigrafică pe care o ocupă zăcămintele de fier de la Rusaia și Iacobeni în formațiunile cristaline din Carpații orientali.

I. Geologia zăcămintelor

Zăcămintele de minereu magnetitic de la Rusaia și Iacobeni sunt intercalate în șisturile unității mezometamorfice a cristalinului Carpaților orientali și anume cele de la Rusaia între seria de Bretila și seria epimetamorfică iar cele de la Iacobeni în seria de Vatra Dornei—Iacobeni⁶⁾ (fig. 1).

¹⁾ M. Corbuc — Raport geologic asupra lucrărilor de explorare din șantierul Cirlibaba. 1954. Arh. Com. Stat. Geol.

²⁾ G. Mastacan, G. Bigu — Raport geologic asupra lucrărilor de explorare pentru fier în regiunea Iacobeni. 1954. Arh. Com. Stat. Geol.

³⁾ Tamara Bodin, C. Ionescu — Raport asupra cercetărilor din regiunea Cirlibaba. 1955. Arh. Com. Stat. Geol.

⁴⁾ C. Ionescu — Raport asupra cercetărilor geologice și petrografice în regiunea Cirlibaba—Ciocănești—Iacobeni. 1959. Arh. Com. Stat. Geol.

C. Ionescu — Raport geologic privind rezultatele lucrărilor de prospecție pentru sulfuri complexe din regiunea iszvoarelor Ceremușului—Cirlibaba—Iacobeni—Coșna. 1962. Arh. Com. Stat. Geol.

⁵⁾ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, Felicia Barbu, D. Constantinoiu — Raport asupra prospecțiunilor pentru fier în regiunea Cirlibaba—Iacobeni—Șesuri—Lucina—Bahna. 1960. Arh. Com. Stat. Geol.

⁶⁾ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, — Cercetări stratigrafice și structurale în regiunea Valea Bistriței—Ciocănești—Fundul Moldovei (Carpații orientali). 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureșan, M. Mureșan — Studiul microtectonic și stratomanic al șisturilor cristaline din zona Cirlibaba. Cercetări stratigrafice și structurale în regiunea Ciocănești—Cirlibaba—Bretila (Carpații orientali) 1964. Arh. Com. Stat. Geol.



La Rusăia rocile ferifere se află situate la partea superioară a seriei de Bretila¹⁾ (Th. Krautner, 1938) constituită din formațiuni mezometamorfice reprezentate prin diverse varietăți de micașisturi, cuar-

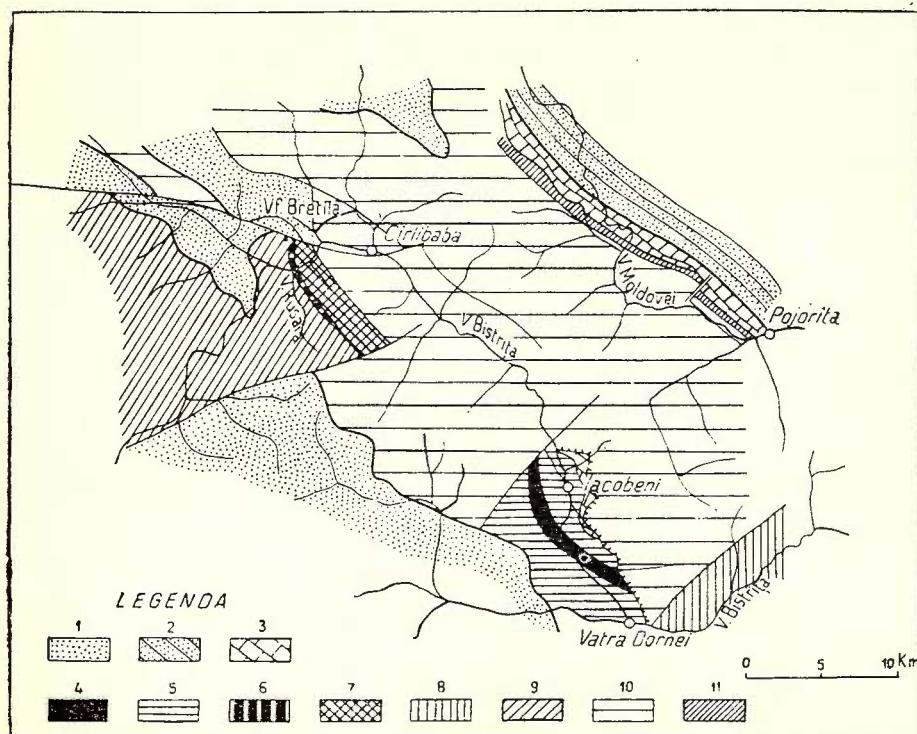


Fig. 1. — Distribuirea orizonturilor stratigrafice purtătoare de zăcăminte de fier în cristalinul Carpaților orientali.

1. sedimentar cretacic și eocen; 2. flis cretacic; 3. Mezozoicul zonei cristalino-mezozoice; 4. Complexul amfibolitelor și ai săsturilor muscovitice în care se află intercalat orizontul zăcămintelor de la Iacobeni; 5. seria de Vatra Dornei – Iacobeni; 6. orizontul zăcămintelor de fier de la Rusăia; 7. serie de Bretila; 8. serie de Bistrița – Bârnar; 9. serie de Someș; 10. formațiunile unității epimetamorfice; 11. seria gnaiseelor de Rărău.

Distribution des horizons stratigraphiques à gisements de fer dans le Cristallin des Carpates Orientales.

1. sédimentaire crétacé et éocène; 2. flysch crétacé; 3. Mésozoïque de la zone cristallino-mésozoïque; 4. Complex des amphibolites et des schistes muscovitiques dans lequel est intercalé l'horizon des gisements de Iacobeni; 5. série de Vatra Dornei – Iacobeni; 6. horizon des gisements de fer de Rusăia; 7. série de Bretila; 8. série de Bistrița – Bârnar; 9. série de Someș; 10. formations de l'unité épimétamorphique; 11. série des gneiss de Rărău.

țite muscovito-biotitice și amfibolite. Minereul predominant magnetitic apare sub formă de strate discontinue intercalate concordant în formațiunile cristaline și cutate sincron cu acestea. Ivirile de roci magnetitice

¹⁾ M. Savul – Op. cit. pag. 5.

se înșiră de-a lungul unui orizont stratigrafic care traversează valea Bistrița puțin în aval de confluența cu pîrîul Rusaia și se urmărește spre sud în versantul drept al pîrîului Rusaia pînă sub Arșița Rusăii, iar spre nord urcă pe versantul stîng al văii Bistrița pînă în culmea Bretila de unde, urmărind periclinul anticlinalului Bretilei se îndreaptă spre valea Tibăuașului. Pe flancul estic al anticlinalului se cunosc iviri de roci cu magnetit în creasta dintre pîrîul Tibăuaș și valea Tibăului și în versantul stîng al văii Măgura.

Lucrările miniere executate de I.S.E.M. au pus în evidență faptul că ivirile cunoscute la suprafață nu fac parte dintr-un strat continuu, ci ele aparțin unor lentile stratiforme dispuse la acelaș nivel stratigrafic. Lentilele de minereu se efilează repede și nu depășesc 30 m lungime și 2 m grosime. Judecînd după profilele văzute și descrierile anterioare, minereul de fier se află intercalat într-un orizont de șisturi muscovitice și șisturi sericitico-cloritoase, situat deasupra unui nivel subțire de amfibolite retromorfizate și șisturi cloritoase albite cu magnetit. Orizontul cu minereu suportă un nivel discontinuu de calcare, situat în apropierea limitei dintre seria de Bretila și formațiunile epimetamorfice.

La Iacobeni rocile cu magnetit se află în seria de Vatra Dornei – Iacobeni¹⁾ și anume în complexul amfibolitelor și al șisturilor muscovitice¹⁾. După cum au arătat și M. Savul, G. Mastacan, (1951) și I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, Felicia Barbu, D. Constantinoff²⁾, minereul apare în strînsă asociatie spațială cu rocile amfibolitice ale complexului și anume situat cu precădere la partea superioară a orizontului vestic de amfibolite, care se urmărește de la nord spre sud, din culmea Suhărzelului prin valea Ciotina, pîraiele Runcu, Dăndoiaia, Hașu pînă în valea Bistrița. Rocile cu magnetit apar în strate lenticulare concordante stratificației formațiunilor cristaline și cutate sincron cu acestea. Lucrările miniere ale I.S.E.M.-ului au pus în evidență forme lenticulare asemănătoare acelora de la Rusaia. Deci nici la Iacobeni minereul nu apare sub forma unui strat continuu ci ca lentile dispuse la un anumit nivel stratigrafic.

Rocile înconjurătoare sunt reprezentate prin amfibolite cu epidot și șisturi muscovitice cu granat în care se constată fenomene de retro-morfism de intensități variate. După cum au arătat M. Savul și G.

¹⁾ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan – Op. cit. pag. 6.

²⁾ Op. cit. pag. 6.

Mastacan (1940), amfibolitele cu epidot trec local în urma diaforezei în șisturi cloritoase cu epidot și reprezintă lave și tufuri bazice metamorfozate.

În urma examinării formei de zăcămînt — lentile intercalate concordanță în formațiunile cristaline cu care apar sincron cutate — și luării în considerație a faptului că minereul de fier de la Rusaia și Iacobeni este metamorfozat regional (macroscopic ușor de recunoscut) și apare asociat cu roci amfibolitice provenite din lave și tufuri bazice (M. Savul, G. Mastacan, 1940) — produse ale unui magmatism inițial bazic — se poate conculde că zăcămîntele corespund genetic formațiunilor ferifere vulcanogen-sedimentogene metamorfozate regional. Această încadrare genetică a fost recunoscută în mod remarcabil acum 15 ani de M. Savul¹⁾ și M. Savul, G. Mastacan (1951).

II. Descrierea petrografică a minereului

Întrucît din punct de vedere petrografic minereurile de fier de la Iacobeni și Rusaia prezintă unele deosebiri, vor fi descrise separat. Se va insista cu precădere asupra rocilor de la Rusaia, întrucît cele de la Iacobeni au constituit deja obiectul unei prezentări detailate de către M. Savul și G. Mastacan (1951).

A) Minereul de la Rusaia — Bretila. În cadrul minereului de la Rusaia se pot distinge următoarele varietăți petrografice :

a) *Roci hematito-magnetitice.* Au fost întlnite în galeriile din versantul stîng al văii Bistrița, pe pîrîul Roza care coboară din dealul Bretila. Sînt reprezentate prin roci șistoase hematitice în care se disting porfiroblaste de magnetit dispuse de obicei de-a lungul unor benzi care corespund stratificării inițiale. În afara oxizilor de fier participă la alcătuirea rocilor cu arță, albă, carbonați, clorit, muscovit. Macroscopic seamănă mult cu itabiritele din Poiana Ruscă (H. Krăutner, 1964).

b) *Roci magnetitice.* Apar aproape în toate lentilele de minereu, reprezentînd constituentul petrografic principal al acestora. Se pot distinge mai multe varietăți, atît după forma de prezentare, cît și după compozitia mineralologică : roci magnetitice masive, compacte, constituîte aproape exclusiv din magnetit ; roci magnetitice rubanate în care strate bogate în magnetit alternează cu strate cuarțitice, carbonatice, muscovito-cloritice mai sărace în oxizi de fier ; magnetitite carbonatice sau cuarțitice ;

¹⁾ Op. cit. pag. 5.

cuarțite cu magnetit. În alcătuirea acestor roci participă pe lîngă magnetit, în afara cuarțului și a carbonatului, clorit, muscovit, albit, hematit, apatit, calcopirită.

c) *Roci carbonatice ferifere.* Se întâlnesc rar și în cantități subordonate. Sînt reprezentate prin ankerite, ankerite cu albit. Mai frecvent apar roci carbonatice cu cantități ridicate de magnetit: siderite cu magnetit, ankerite cu magnetit, calcare cu magnetit. Ele reprezintă termeni de trecere spre rocile magnetitice.

d) *Metajaspilite ferifere (hematito-magnetitice).* Se întâlnesc rar și constau dintr-o masă cuarțitică mărunt cristalizată în care se află o disperzie fină de hematit ce dă rocii o culoare roșie-brunie caracteristică. Rubanarea, mereu prezintă, se datorește alternanței unor strate cuarțitice mai bogate și mai sărace în hematit și magnetit. Se constată tranziții treptate spre cuarțite cu magnetit mărunt cristalizate, de culoare neagră cenușie. Si aceste roci sînt de regulă rubanate.

e) *Șisturi cu magnetit.* Lucrările miniere au arătat că aceste roci, reprezentate prin șisturi cloritoase muscovitice, uneori cu albit, apar în zonele de efilare ale lentilelor constituite din roci magnetitice. Ele reprezintă deci zonele de îndințare a minereului masiv cu șisturile cristaline înconjurătoare în care se află intercalat. Uneori au fost întâlnite diseminări stratiforme de magnetit în șisturi, fără ca acestea să conducă la lentile de roci magnetitice.

1. *C o m p o z i ț i a m i n e r a l o g i c ă a m i n e r e u l u i .* Examinarea microscopică a pus în evidență participarea următoarelor minerale la alcătuirea minereului de fier de la Rusaia: magnetit, hematit, cuarț, albit, sideroză, ankerit, ferrodolomit, calcit, clorit, muscovit, biotit, apatit, calcopirită.

După asociația mineralelor ferifere predominante, paragenezele minereului pot fi grupate în trei categorii, probabil corespunzătoare diferențelor condiții faciale ale sedimentării inițiale a fierului vulcanogen în mediul marin (vezi tabelul).

Cantitativ predomină în minereu în special magnetitul. Conținutul total în fier în cadrul rocilor ferifere variază între 10—63%. În șisturile cu impregnații de magnetit de regulă nu depășește 10%. Mineralele ferifere sînt asociate în mod caracteristic în special cu cuarț și mai puțin cu albit. Determinările cu masa universală Fedorov au arătat atît pentru rocile cuarțo-albitice cît și pentru cele carbonato-albitice un conținut de 5—8% An pentru cristalele de albit, maclate de regulă după legea albitului.



TABEL

Paragenezele rocilor ferifere de la Rusaia—Bretila

Asociația mineralelor ferifere predominante	Paragenezele minereului
Hematit	<i>Paragenezele rocilor oxidice :</i> Hematit + cuarț + (carbonat, clorit, apatit)
Hematit + magnetit	Hematit + magnetit + cuarț Hematit + magnetit + albit + cuarț + (carbonat, clorit) Magnetit + hematit + (cuarț, carbonat, clorit, albit, muscovit)
Magnetit	Magnetit + cuarț ± (clorit, carbonat, hematit) Magnetit ± (clorit, cuarț, albit, carbonat, apatit, calcopirită, hematit) Magnetit + cuarț + ankerit ± (clorit, apatit, hematit) Magnetit + carbonați feriferi (sideroză, ankerit) ± (clorit, hematit)
Magnetit + carbonați de fier	<i>Paragenezele rocilor oxido-carbonatice :</i> Magnetit + ankerit ± (cuarț, clorit) Magnetit + sideroză ± (cuarț, clorit)
Carbonați de fier	<i>Paragenezele rocilor carbonatice :</i> Sideroză Sideroză + ankerit ± (clorit, albit) Sideroză + (magnetit ± muscovit, cuarț, clorit, hematit) Sideroză + albit ± (clorit).

Analizele termice diferențiale efectuate asupra carbonaților, separați din minereul magnetitic cu carbonați pe cale magnetică și asupra rocilor ankeritice, indică prezența sideritului, ankeritului, ferrodolomitului și calcitului în rocile ferifere de la Rusaia (fig. 2). Trebuie remarcată prezența cloritului reprezentat prin ripidolit, diabantit, prochlorit și apariția sporadică a calcopiritei. De asemenea trebuie reliefat drept constituent caracteristic în unele cazuri, apatitul dispus sub formă de cristale prismatice scurte și mărunte în aglomerări lenticulare, asemănătoare acelora întâlnite în minereul de la Boiu-Hațeg (H. Kräutner, 1965 b) și din dealul Boului)¹⁾.

¹⁾ H. Kräutner — Zăcămîntul polimetamorfic de fier din dealul Boul. Raport. 1964, Arh. Com. Stat. Geol.

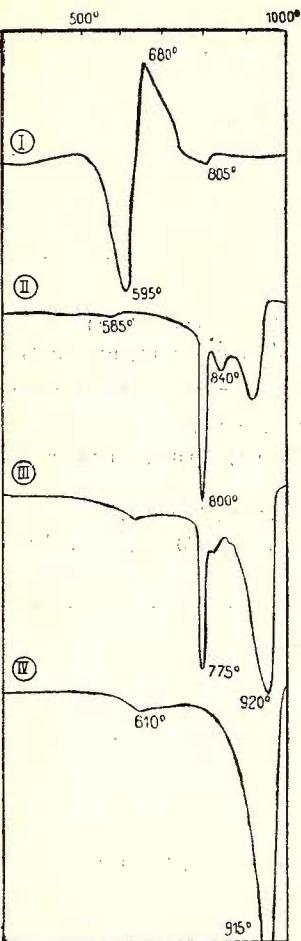


Fig. 2. — Curbele termice diferențiale ale carbonațiilor din minereul de fier de la Rusia.

I. sideroză cu continut de Mg; II. ankerit; III. ferrodolomit; IV. calcit. Efectele de la 640° și 610° ale probelor III, IV, se datoresc prezenței cloritului cel de la 585°(II) quartului, în rocă.

Les courbes thermiques différencielles des carbonates du mineraï de fer de Russie.

I. sidérose à teneur de Mg; II. ankerite; III. ferrodolomie; IV. calcite. Les effets de 640° et 610° des échantillons III, IV, sont dus à la présence du chlorite, et celui de 585°(II) du quartz, dans la roche.

2. Aspectele texturale și structurale ale minereului și semnificația lor geologică. Analizarea structurilor și texturilor din minereu a permis recunoașterea unor aspecte corespunzătoare diverselor etape succesive de transformări cărora au fost supuse rocile zăcămintelor în timpul evoluției lor geologice. Au putut fi surprinse unele structuri relicte, premetamorfice, ale minereului inițial, variate aspecte structurale și texturale ale blastezei principale din timpul metamorfismului regional și amprente ale unor fenomene tectonice și de recristalizare ulterioară.

a) Structuri relicte, premetamorfice. Stratificația apare frecvent și bine conservată. Se manifestă de regulă prin alternanța unor strătulete cu compoziție mineralologică

diferită și de grosimi variabile (de ordinul mm pînă la ordinul cm și chiar zecilor de cm). În rocile magnetitice și hematitice cùartoase se manifestă prin alternanța unor benzi mai bogate sau mai sărace în oxizi cu strate mai mult sau mai puțin cuarțitice; în rocile hematito-magnetitice, prin nivele magnetitice și cuarțitice care alternează cu o masă šistoasă hematitică; în rocile oxido-carbonatice, prin repetarea succesivă a unor strate mai sărace sau mai bogate în carbonați sau oxizi de fier; în șisturi prin dispunerea oxizilor în benzi paralele stratificației etc.

Pe lîngă forma de zăcămînt, rubanarea minereului — corespunzătoare în mod evident unei stratificații relicte — constituie argumentul principal pentru admiterea formării acumulațiilor ferifere premetamorfice în urma unui proces de depunere pe cale sedimentară într-un mediu acuatic.

Dispersarea fină a hematitului în rocile ferifere trebuie considerată de asemenea drept un relict structural. Este extrem de caracteristică rocilor zăcământului, fiind prezentă atât în cele cuarțitice cât și în cele carbonatice și albitice. Inițial constituia probabil forma de prezentare a oxizilor de fier din tot minereul. În prezent, fiind deranjată în mare parte de blasteza din timpul metamorfismului regional, s-a păstrat numai local în masa de cuarț, carbonat, sau albit, unde în urma recristalizării nu s-au modificat aspectele structurale. Zonele în care s-a păstrat această dispersie fină hematitică, corespund porțiunilor cu desimea suficient de scăzută a cristalitelor disperse pentru ca să împiedice recristalizarea lor într-un cristal metamorfic comun.

Recunoașterea acestor structuri relicte care indică drept aspect structural inițial al minereului de fier de la Rusaia o dispersie neomogenă și extrem de fină de oxizi de fier într-o masă cuarțitică sau carbonatică, are o semnificație genetică deosebită. Asemenea structuri au fost recunoscute de H. Schneiderhöhn (1962) și A. Cissarz (1924), în zăcăminte vulcanogen-sedimentare din regiunea Lahn și Dill și considerate drept tipice pentru acumulările ferifere din această grupă. Ele au condus la elucidarea genezei zăcămintelor de acest tip întrucât nu admiteau o altă explicație decât aceea a formării din geluri silicioase ferifere sedimentate submarin.

Structuri ovoidale și reniforme (geliforme) relicte s-au păstrat cu precădere în rocile cuarțitice cu hematit și mai puțin în cele magnetitice și carbonatice.

În rocile cuarțitice și carbonatice se recunosc prin dispoziția dispersiei hematitice. Aceasta apare fie concentrată ca o pulbere fină și deasă în forme ovoidale sau sferoidale, fie în dispoziție circulară sau concentrică. În cazul dispoziției circulare, cristalitele fine apar de regulă recristalizate în lamele de hematit situate radial sau oblic pe unul sau mai multe cercuri concentrice. În cazul cercurilor simple se întâlnesc mereu cristale de hematit și în zona centrală. La cercurile multiple concentrice aglomerarea centrală de hematit este înlocuită prin cercurile interioare. Uneori prin imbogățirea în hematit sau magnetit a zonelor interioare se trece la aglomerări ovoidale constituite exclusiv din oxizi de fier. Aceste forme circulare și elipsoidale observabile în secțiunile subțiri și constituite din lamele de hematit, reprezintă secțiuni prin sfere și forme ovoidale, conservate ca relicte structurale în urma recristalizării unor aglomerări cu forme asemănătoare dispersiei hematitice inițiale.

În rocile magnetito-hematitice și magnetitice, forme sferoidale asemănătoare au fost identificate în cristalele (uneori

porfiroblastice) de magnetit. Ele se observă numai în șlifuri și sunt materializate prin spărțuri și exfolieri survenite în timpul șlefuirii. Întrucât aceste structuri corespund ca formă și mărime acelora descrise anterior, trebuie să admitem că porfiroblastele magnetitice s-au format pe seama aglomerărilor sferoidale ale dispersiei hematitice sau magnetitice și că structura inițială a acestora a rămas imprimată în cristalele de magnetit. Exfolierile ovoidale se datorează deci conservării neomogenităților materialului oxidic inițial în cristalele de magnetit.

Structuri concentrice asemănătoare acelora descrise, au fost observate în zăcăminte similare nemetamorfozate de H. Schneiderhöhn (1962) și A. Cissarz (1924) la Lahn-Dill, de K. Steinike (1963) la Pörmitz în Thuringia și de M. A. Sirel (1949) în sulfurile de la Ergani — Maden. Proveniența din geluri a rocilor cu asemenea structuri a putut fi demonstrată de acești autori pe baza observării unor fisurări radiare, survenite în urma deshidratării gelurilor și vindecate ulterior prin minerale diagenetice. În minereul metamorfozat de la Rusaia asemenea detalii structurale delicate nu s-au păstrat, însă prin analogie putem admite că și în acest caz structurile relicte recunoscute indică drept formă inițială (premetamorfică) de prezentare a minereului un gel silicios bogat în oxizi de fier și asociat local cu un mil carbonatic. Structurile descrise nu trebuie confundate cu formațiuni oolitice. Împotriva unei asemenea interpretări vine, pe lîngă compoziția mineralologică (inițială și actuală) și ambianța petrografică (asociația cu produsele unui magmatism bazic inițial), variabilitatea mare a formelor relicte, care îmbracă toate aspectele de la o dispersie oarecum omogenă pînă la aglomerări reniforme și ovoidale.

Aglomerări lenticulare de cristale de apatit apar uneori în minereul magnetitic cuarțos cu carbonați. Forma lor și în special constituția acestor lentile formate exclusiv din apatit este extrem de caracteristică. Semnificația lor geologică și genetică nu a putut fi clarificată pînă în prezent. Aglomerări apatitice lenticulare identice au fost însă descrise în zăcăminte vulcanogen-sedimentare de fier și anume în zăcămîntul din dealul Boul de la Ruschița¹⁾ și în cel de pîrîtă dela Boiu-Hățeg (H. Kräutner, 1965).

b) *Structuri sinmetamorfice.* Structurile și texturile sinmetamorfice alcătuiesc aspectele structurale și texturale predominante și caracteristice ale minereului și indică indubitatibil că zăcămîntul de la Rusaia a fost metamorfozat regional.

¹⁾ H. Kräutner — *Op. cit.* pag. 11.



Pe lîngă aspectele structurale dominante se întîlnesc uneori structuri mai noi față de acestea din urmă, legate însă tot de evoluția proceselor metamorfice. Pe baza relațiilor de vîrstă între aceste structuri se pot stabili faze succesive de cataclazare, filonitizare și recristalizare. Procese asemănătoare au fost descrise în 1964 de I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan¹⁾ în unitatea mezometamorfică a cristalinului Carpaților orientali.

Structurile blastezei principale a metamorfismului regional. Minereul de fier de la Rusaia se caracterizează prin structuri granoblastice, lepidoblastice, lerido-porfiroblastice și texturi orientate, šistoase sau masive.

Structurile granoblastice apar în special în rocile carbonatice sideritice, ankeritice, calcitice și în magnetitele masive. Structurile lepidoblastice caracterizează rocile hematitice. Structurile lerido-porfiroblastice se individualizează în rocile hematito-magnetitice constituie dintr-o masă šistoasă de lamele hematitice în care se dezvoltă porfiroblaste idiomorfe de magnetit. Aspecte grano-porfiroblastice apar în rocile cuartitice și carbonatice în care magnetitul prezintă dezvoltări porfiroblastice.

Texturile orientate se evidențiază în rocile cuartitice și carbonatice prin alungirea cuartului și carbonatului în direcția sistuzității, prin clivajul orientat al carbonatului, prin dispunerea orientată a lamelelor de clorit și hematit între cristalele de cuarț sau carbonat. Dezvoltarea optimă a texturii orientate apare în rocile hematitice în urma creșterii orientate a lamelelor de hematit în planul sistuzității, care în cadrul zăcămîntului se află dispus paralel față de cel al stratificației inițiale.

Relațiile structurilor relicte — conservate în modul de dispunere a dispersiei de oxizi de fier în rocă — cu aspectele structurale sinmetamorfice, dau unele indicații asupra modului în care a decurs blasteza sinmetamorfică. În rocile în care dispersia inițială de oxizi era uniformă și mai rară, aceasta s-a păstrat de regulă relict. În zonele în care desimea ei depășea o anumită limită (probabil variabilă) a survenit o recristalizare în granule mărunte și idiomorfe de magnetit, uniform dispuse în masa rocii. Rocile magnetitice în care cristalele de magnetit sunt omogen repartizate și mărimea acestor cristale crește treptat cu desimea lor, prezintă deci structuri granoblastice formate în urma unei „Sammelrekristallisation” tipice. În cadrul minereului predomină însă roci cu o repartizare neomogenă a oxizilor și cu dezvoltări porfiroblastice ale magnetitului într-o masă cuartoasă săracă în oxizi de fier. Cristalele de magnetit ale ace-

¹⁾ Op. cit. pag. 6.

tor roci prezintă uneori spărturile concoidale descrise mai sus drept structuri relicte. Putem conchide în consecință că aceste porfiroblaste de magnetit au crescut pe seama concentrărilor sferoidale inițiale de oxizi disperși. În cazul acesta blasteza sinmetamorfică a decurs printr-o „Sammelrekristallisation” selectivă, afectînd numai zonele de aglomerare ale dispersiei oxidice inițiale.

În rocile hematitice presiunea orientată și mișcările diferențiale din timpul cutării sinmetamorfice au influențat în mod hotărîtor aspectele structurale și texturale ale minereului. În roci cu dispersia oxidică inițială abundantă, aceasta a fost transformată în întregime într-un agregat de lamele hematitice dispuse paralel șistuozițăii extrem de pronunțate a rocii. Adesea se dezvoltă porfiroblaste de magnetit în această masă șistoasă de hematit. Structurile relicte din cristalele de magnetit indică cristalizarea din aglomerări sferoidale. În jurul porfiroblastelor de magnetit se observă cîteodată aureole lipsite de hematit și alungite în direcția șistuozițăii. Alungirea acestor aureole în planul șistuozițăii, trebuie considerată drept un indiciu asupra faptului că și procesul de „Sammelrekristallisation” în urma căruia se dezvoltă porfiroblastele de magnetit, ca de altfel și lamelele de hematit, este guvernăt în parte de mișcările diferențiale și de presiunile orientate din timpul cutării. Influența dinamicii metamorfismului regional se manifestă prin dirijarea în planul șistuozițăii a migrărilor selective de substanțe în procesul de blasteză (Sammelrekristallisation) a porfiroblastelor de magnetit.

În cadrul structurilor sinmetamorfice mai trebuie menționate dezvoltări lamelare ale cuarțului în „umbrele de presiune” ale porfiroblastelor de magnetit. În alte cazuri se constată structuri foarte caracteristice rezultate în urma creșterii unor lamele groase de clorit în jurul idioblastelor de magnetit, prin alipirea fețelor (001) ale cloritului pe fețele (111) de octaedru ale magnetitului. De asemenea trebuie amintite structurile rezultate în urma mobilizărilor metamorfice de calcopirită și de cuarț. O parte din aceste structuri par a fi ceva mai noi și vor fi tratate ulterior. Tot între structurile sinmetamorfice sincrone blastezei principale trebuie menționate cutarea și microcutarea minereului, frumos exprimate în rocile șistoase hematitice.

Structurile sinmetamorfice ulterioare blastezei principale a metamorfismului regional. Analizarea aspectelor structurale ale minereului de la Rusia și ale rocilor înconjurătoare, permite recunoașterea unor fenomene care s-au succedat în evoluția metamorfismului regional ulterior blastezei principale : cataclazări și filonitzări următe de o nouă blasteză iar apoi de un metamorfism regresiv. O succesiune asemănătoare de procese a fost pusă

în evidență în seria de Vatra Dornei — Iacobeni în 1963 de I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan¹⁾. Trebuie subliniat faptul că la Rusia aspectele structurale care indică aceste procese au o dezvoltare restrânsă, locală, ele nepuțindu-se generaliza pe întreg zăcământul.

Catăzarea prezintă dezvoltări locale care par a fi condiționate de compoziția mineralogică calitativă și cantitativă a minereului. Apare în minereul magnetic având dezvoltarea maximă în rocile bogate în magnetit. Eforturile tectonice care se succed în timpul metamorfismului cutării și blastezei sinmetamorfice, se manifestă în minereul constituit predominant din cristale casante de magnetit, prin cataclazarea acestora. Cu cît cantitatea de magnetit din minereu scade, gradul de cataclazare descrește eforturile tectonice fiind consumate prin deformările cuarțului și carbonatului din rocă.

Cristalele cataclazate de magnetit sunt vindecate prin recristalizarea cuarțului, cloritului, albitalui și carbonatului. Mobilizarea și recristalizarea acestor minerale pe fisurile magnetitului poate fi considerată drept o dovadă asupra faptului că procesul de cataclazare amintit se încadrează în fază metamorfismului și nu se datorează unor fenomene tectonice ulterioare acestuia.

Pe cînd cataclazarea sinmetamorfică este un fenomen larg răspîndit în cadrul minereului de la Rusia, filonitzarea a fost întîlnită numai cu dezvoltări locale. Se manifestă prin sfârîmarea fină a cuarțului și a carbonaților de-a lungul unor plane paralele, de regulă conforme cu sistuzitatea rocii. În masa filonitică cresc ulterior porfiroblaste de cuart, albital sau muscovit, marcînd momentul de blasăză care a fost recunoscut în 1963 de I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan²⁾ drept a doua blasteză metamorfică dezvoltată în roci parțial filonitizate. Porfiroblastele de cuart și albital sunt adesea poikiloblastice, prezintînd inclusiuni de cuart, hematit, ca relicte din masa filonitică pe seama căreia s-au dezvoltat. Aceste inclusiuni, în special cele de hematit, arată o dispoziție orientată, conformă cu sistuzitatea metamorfică a rociei.

De-a lungul unor plane de sistuzitate se constată uneori recristalizări largi de cuart care pot fi considerate drept stadii de tranziție spre mobilizările de cuart metamorfice conforme cu sistuzitatea rocilor.

¹⁾ Op. cit. pag. 6.

²⁾ Op. cit. pag. 6.

Planele de șistuozitate de-a lungul cărora se produc aceste fenomene au fost întlnite și în rocile hematitice șistoase. În cadrul acestora lamele de hematit au fost parțial reorientate paralel acestor plane care corespund parțial cu clivajele axiale ale microcutelor formate în prima etapă, principală, a cutării sinmetamorfice. Această constatare permite recunoașterea faptului că fenomenele de filonitzare au avut loc de-a lungul șistuozității S_2 pusă în evidență în cristalinul Carpaților orientali de I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan și Georgeta Mureșan¹⁾.

Sursa energiei calorice necesară blastezei din masa filonitică, trebuie presupusă în mișcările de laminare care au dus la filonizarea parțială a rocilor. În felul acesta se găsește o explicație logică și pentru faptul că pe de o parte a doua blasteză apare mereu numai în zonele filonitice ale rocilor, iar pe de altă parte filonitzarea, în stadiile ei mai avansate, este urmată adesea de procese de blasteză. În această accepțiune, a doua blasteză urmează în timp imediat filonitzării față de care prezintă legături genetice.

Regăsirea în minereu a unei succesiuni de structuri sinmetamorfice identică aceleia observată în șisturile cristaline ale unității mezometamorfice confirmă că minereul a fost supus același transformări metamorfice ca și rocile cristaline în care se află intercalat.

Diaftoreza. Metamorfismul regresiv a afectat pe scară largă șisturile cristaline din zona în care apar minereurile de fier de la Rusaia. Se manifestă în special prin cloritizarea amfibolilor, biotitului și granațiilor. Întrucât aceste minerale în general nu participă la alcătuirea minereului de fier — ele constituind cu precădere rocile bazice din apropierea zăcământului — diaftoreza, căreia cu siguranță au fost supuse și rocile ferifere, nu a lăsat urme pregnante în cadrul minereului.

S-ar putea pune în discuție problema dacă nu cumva cataclazarea magnetitului și vindecarea fisurilor acestuia, cît și uneori ale albitului, prin clorit, ar trebui puse în legătură cu diaftoreza. Fenomene asemănătoare sunt însă foarte frecvente în minereurile constituite din minerale casante, cum este magnetitul și pirita. Ele fiind întlnite și în formațiuni neafectate de metamorfism regresiv, este mai probabil să reprezinte procese prediafitoritice.

c) *Structuri postmetamorfice.* Structuri postmetamorfice au fost întlnite în minereul de la Rusaia numai la scară macroscopică. Ele se rezumă la brecificarea rocilor ferifere în zone de dislocații tectonice și cimentarea breciei respective prin calcit.

¹⁾ Op. cit. pag. 6.

B) Minereul de la Iacobeni. Rocile ferifere de la Iacobeni au fost descrise de M. Savul și G. Mastacan (1951) ca fiind reprezentate prin gnaisă cu magnetit și granatite cu magnetit. În cadrul granatitelor autorii disting granatite masive, granatite cu textură rubanată, cu fenoblaste de magnetit și masă fundamentală criptomeră, granatite cu textură rubanată cu granat și elemente melanocrate. Termenul de gnaisă cu magnetit a fost utilizat pentru roci albitice cu muscovit și magnetit.

Studiul microscopic a pus în evidență următoarele tipuri petrografice în cadrul rocilor ferifere de la Iacobeni :

a) *Granatite (spessartinite) cu magnetit.* După cum au arătat și M. Savul, G. Mastacan (1951), se pot distinge mai multe varietăți de granatite după aspectele texturale și compoziția mineralologică :

Granatite (spessartinite) massive cu magnetit. Sunt roci masive de culoare brun roșcată, cu spărtura așchioasă, constituite dintr-o masă de granat mărunt cristalizat în care se dezvoltă porfiroblaste de magnetit.

Granatite (spessartinite) rubanate cu magnetit. Textura rubanată rezultă din alternanța unor benzi mai bogate în granat cu benzi cuarțo-muscovitice mai sărace în granat și în special prin apariția la anumite nivele a unor fișii constituite din cristale de magnetit, adesea porfiroblastice.

Granatite (spessartinite) cu cummingtonite și cu magnetit. Roci cu cummingtonit nu au fost citate pînă în prezent în zăcămintele pe fier din cristalinul Carpaților orientali. Ele sunt constituite dintr-o masă orientată de cummingtonit în care granatul prezintă o distribuție omogenă, însă cu desime variabilă după anumite nivele, fapt ce imprimă roci un aspect rubanat. Magnetitul apare în porfiroblaste mari, uneori poikilitice, al căror diametru poate să ajungă pînă la 1 cm. Uneori apar porfiroblaste de pirită în aceste roci.

b) *Sisturi muscovitice cu porfiroblaste de albit și magnetit.* Sunt constituite dintr-o masă sistoașă de muscovit și subordonat de cuarț, albit, în care se dezvoltă porfiroblaste de albit și magnetit. Spessartinul este mereu prezent, fiind răspîndit neomogen și în cantități subordonate atât în masa roci cât și în porfiroblastele de albit sau de magnetit, cărora le oferă un aspect poikiloblastic. Uneori se întîlnesc lamele de hematit dispuse conform sistuzității și stratificației marcate prin benzi mai granatifere sau mai bogate în muscovit.

c) *Cuarțite albitice cu spessartin și magnetit.* Masa rocii este constituită dintr-un agregat de cuarț și albit în care se întâlnesc presărate cristale mărunte de spessartin și hematit dispuse conform stratificației. Magnetitul apare sub formă de porfiroblaste însoțite adesea de clorit.

d) *Albitite spessartinitice cu magnetit.* Constanță dintr-o masă de albit slab orientat, impregnată în mod uniform sau rubanat cu spessartin. Magnetitul se dezvoltă porfiroblastic incluzând poikiloblastic cristalele mărunte izometrice de spessartin. Sub formă de lamele rare se întâlnesc hematit și muscovit. Trebuie de asemenea remarcată prezența carbonatului ankeritic în unele roci de acest gen. Cloritul însoțește de regulă în cantități mici porfiroblastele de magnetit.

1. *Compoziția mineralogică a minereului.* Studiu microscopic a pus în evidență următoarele minerale în minereurile de fier de la Iacobeni : magnetit, hematit, albit, granat (spessartin), cummingtonit, clorit, muscovit, biotit, pirită, ankerit, apatit.

Asociațiile mineralogice se pot grupa în trei parageneze principale :

magnetit + albit + muscovit + cuarț (\pm spessartin);
 magnetit + granat (spessartin) \pm cuarț \pm albit \pm muscovit;
 magnetit + granat (spessartin) + cummingtonit.

După cum arată aceste parageneze, minereul de la Iacobeni se deosebește din punct de vedere mineralologic și petrografic de cel de la Rusaia. Drept caracteristica sa mineralologică apare asociația magnetitului cu spessartin, cummingtonit și cantități relativ mari de albit.

Cummingtonitul, necunoscut pînă în prezent în cristalinul Carpaților orientali, este reprezentat conform datelor optice determinate ($n_z = 1,672$, $n_x = 1,644$, $n_z - n_x = 0,028$, $c \wedge n_z = 18^\circ - 20^\circ$) printr-un termen izomorf cu un conținut de 55% grünerit.

O altă deosebire față de rocile de la Rusaia constă în conținuturile de Fe și SiO_2 , care prezintă valori cu un caracter constant mai accentuat. În timp ce la Rusaia Fe ca și SiO_2 , variază între 10–65%, la Iacobeni conținutul în Fe este cuprins între 10–25%, iar cel de SiO_2 între 30–35% (fig. 3). Aceste deosebiri se reflectă din punct de vedere mineralologic prin conținutul ridicat în silicati și scăzut în magnetit la Iacobeni, în timp ce la Rusaia se întâlnesc roci cuarțitice și carbonatice cu un conținut de magnetit foarte variabil.

Între conținutul în SiO_2 și Fe se evidențiază o interdependență inversă, după cum se vede din fig. 4.

60907
BIBLIOTECA

2. Aspectele structurale și texturale ale fierului.

Spre deosebire de rocile de la Rusaia, la Iacobeni, datorită unui grad de cristalizare mai avansat, nu au putut fi puse în evidență structuri relicte. Singurul aspect textural premetamorfic care s-a păstrat sub forma unei rubanări foarte evidente este stratificația inițială. Aceasta se eviden-

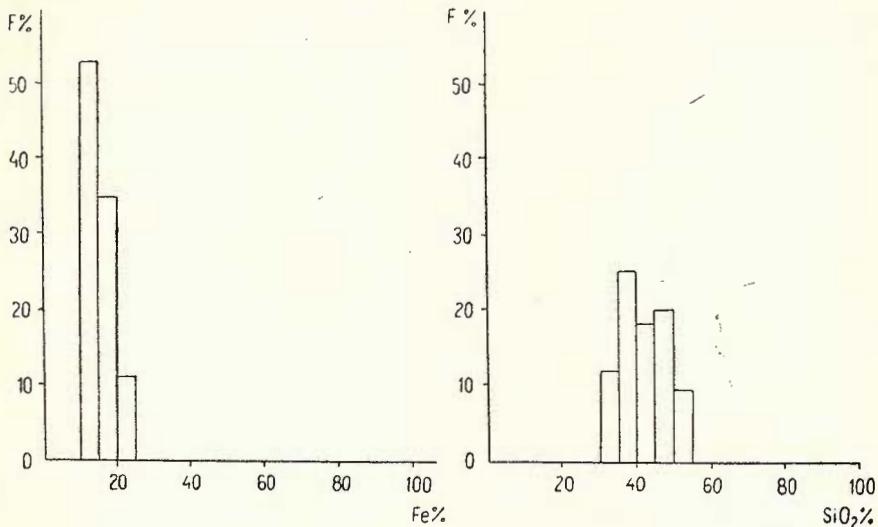


Fig. 3. — Histogramele fierului și a SiO₂ din minereul de fier de la Iacobeni.

Histogrammes du fer et du SiO₂ du mineraï de fer de Iacobeni.

țiază fie prin alternanța unor benzi subțiri bogate și sărace în magnetit, fie prin distribuirea neuniformă a silicătilor în rocă.

Structuri și texturi sinmetamorfice. Rocile de la Iacobeni prezintă structuri granoblastice în cazul granatitelor, al rocilor albitice, și granolepidoblastice în minereul cu muscovit. Dezvoltări porfiroblastice sunt foarte comune la magnetit și albit. Textura este masivă în granatitele cu magnetit și orientată pînă la șistoasă în albitite, roci cummingtonitice și în minereul cu muscovit.

Magnetitul apare de regulă porfiroblastic. Adesea prezintă incluziuni de granat care-i oferă un caracter poikiloblastic. După cum au arătat M. Savul și G. Mastacan (1951), se constată adesea cataclazări ale cristalelor de magnetit, cimentate de regulă prin clorit.

Granatul, reprezentat prin spessartin, se prezintă mereu în cristale izometrice foarte mărunte. De multe ori în zonele centrale ale

acestora apare o aglomerare de pulbere constituită probabil din oxizi de fier, care lasă impresia unui centru de cristalizare în jurul căruia a crescut plastic granatul.

Albitul de multe ori apare în porfiroblaste a căror dimensiuni ajung uneori pînă la 1 cm. De regulă este poikiloblastic prezentînd incluziuni de granat, cuarț sau hematit. Cîteodată se găsesc indicații în stadii interme-

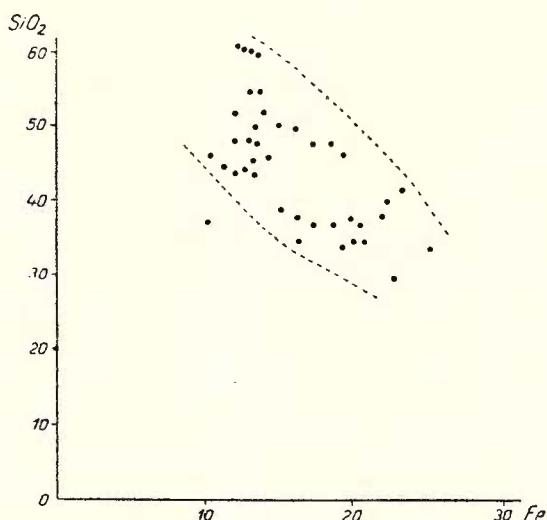


Fig. 4. — Variația raportului $\text{Fe} : \text{SiO}_2$ în minereul de fier de la Iacobeni.

Variation du rapport $\text{Fe} : \text{SiO}_2$ dans le minéral de fer de Iacobeni.

diare de creștere a albitului, asupra faptului că porfiroblastele albitice se dezvoltă pe seama unei mase cuarț-feldspatice mărunt cristalizate. Incluziunile de cuarț mai sus amintite reprezintă relicte din această masă fundamentală. Nu este exclus ca această masă să fie în parte de natură filonitică, cum s-a dovedit a fi în cazul minereului de la Rusaia.

Incluziunile de spessartin sau hematit arată adesea o dispunere stratiformă în benzi relicte, fapt ce demonstrează că dezvoltarea plastică a albitului s-a produs ulterior formării granatului. Acest lucru este demonstrat și de faptul că incluziunile de spessartin apar cîteodată dispuse zonar în albit, ca rezultat al unei deranjări din poziția lor inițială, cauzată de creșterea plastică a porfiroblastelor de albit.

În unele secțiuni au fost întâlnite porfiroblaste de albit în care poziția benzilor cu incluziuni de granat varia de la un cristal la altul. Aceasta constituie o dovedă sigură asupra existenței unor mișcări care au cauzat rotirea porfiroblastelor după formarea lor.

III. Considerații genetice

Geneza vulcanogen-sedimentogenă a zăcămintelor de la Iacobeni și Rusaia a fost recunoscută în mod remarcabil de M. S a v u l¹⁾ și M. S a v u l, G. M a s t a c a n (1951) cu 15 ani în urmă²⁾.

Caracterul stratiform-lenticular, rubanarea, intercalarea concordantă în sisturi, cutarea și metamorfozarea sincronă a minereului cu rocile înconjurătoare, constituie date care impun admiterea formării acumulărilor ferifere premetamorfice prin procese de sedimentare. Pentru definirea mai precisă a genezei trebuie discutate însă unele date care pot furniza informații suplimentare asupra naturii procesului de sedimentare.

F o r m a d e zăcămînt constă din lentile discontinue, de dimensiuni variabile (în general mici), cu limite tranșante și cu îndințări laterale spre sisturile înconjurătoare. Acest mod de prezentare caracterizează în general acumulările vulcanogen-sedimentogene.

A m b i a nța p e t r o g r a f i c ă. Zăcămintele de fier de la Rusaia și Iacobeni apar în sisturi cristaline asociate unor roci amfibolitice și cloritoase care provin din metamorfozarea unor tufuri bazice (M. S a v u l, G h. M a s t a c a n, 1940, 1951; I. R ă d u l e s c u, L u d - m i l a R ă d u l e s c u, P. C o s t a c h e, F e l i c i a B a r b u, D. C o n s t a n t i n o f³⁾). În asemenea asociații petrografice apar de regulă acumulările ferifere vulcanogen-sedimentare.

Ambianța petrografică indică de asemenea formarea subacuatică a zăcămintelor concordant intercalate în formațiuni marine la o distanță relativ mare de țărm. Într-o asemenea situație geologică se exclude posibilitatea formării unor acumulări mici, lenticulare, discontinue și adesea foarte bogate în fier, printr-un aport de pe continent, sub formă de soluție, coloidal sau clastic. În acest caz fierul, în urma transportului îndelungat, s-ar fi dispersat pe suprafețe mari și deci s-ar fi sedimentat uniform și în cantități reduse. De aceea se impune admiterea unui aport local, pe su-

¹⁾ Op. cit. pag. 5.

²⁾ Autorii utilizează denumirea de „tip mixt sedimento-eruptiv”.

³⁾ Op. cit. pag. 6.

prafete restrînse, aşa cum îl asigură surse legate de o activitate vulcanică submarină. Asemenea fenomene la scară mai mică au fost observate și studiate recent de H. Harder (1964).

C o m p o z i t i a m i n e r a l o g i c ă se apropie mult de cea a zăcămintelor de fier vulcanogen-sedimentare de tip Lahn-Dill legate de magmatismul inițial paleozoic din Germania. Deosebit de semnificativă apare în acest sens predominarea oxizilor de fier și prezența pe lîngă SiO_2 a carbonațiilor feriferi și a silicațiilor de fier.

S t r u c t u r i l e p r e m e t a m o r f i c e indică pentru Rusaia o sedimentare sub formă de geluri silicioase cu o dispersie fină de oxizi de fier. Ele seamănă cu structurile de geluri descrise de A. Cissarz (1924) și H. Schneiderhöhn (1962) în minereurile de fier de la Lahn și Dill. Depunerea pe suprafețe restrînse a unor geluri silicioase cu oxizi de fier—adesea lipsite de o componentă clastică terigenă—concomitent cu sedimentarea materialului terigen și de natură vulcanică, implică un aport local relativ abundant. În formațiunile geosinclinale ne putem explica asemenea fenomene pe seama aporturilor legate de vulcanismul submarin al magmatismului inițial de geosinclinal.

În urma analizării unor fenomene geologice asemănătoare actuale, H. Harder (1964), ajunge la concluzia că soluțiile care se revarsă sub formă de izvoare în bazinul marin nu trebuie să fie de natură hidrotermală, ci pot fi soluții vadoase sau chiar juvenile care s-au îmbogățit în fier și în celealte elemente prin spălare din rocile prin care au circulat. Probabil că pentru procesul de formare a zăcămintelor vulcanogen-sedimentogene în condițiuni de eugeosinclinal, cum sunt cele de tip Lahn-Dill, admiterea naturii hidrotermale a soluțiilor care în contact cu apa mării au dat naștere gelurilor silicioase ferifere, se apropie mai mult de adevăr.

În timpul metamorfismului regional se produce recristalizarea rocilor ferifere și iau naștere structurile și texturile simmetamorfice și mobilitările metamorfice descrise. Ulterior au survenit local filonitzări urmate de blasteză, similar celor descrise de I. Bercea, Elvira Bercea, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan¹⁾ în unitatea mezometamorfică a Carpațiilor orientali și procese de cataclazare a magnetitului succestate de vindecări cu clorit, cuarț și carbonați.

¹⁾ Op. cit. pag. 6.

În concluzie se poate afirma origina premetamorfică vulcanogen-sedimentogenă¹⁾ în faciesul oxizilor (de tip Lahn-Dill) a acumulărilor de minereu de fier de la Rusaia și Iacobeni.

Ulterior rocile ferifere au fost metamorfozate regional odată cu formațiunile de geosinclinal în care se află intercalate și cu produsele magmatismului bazic inițial față de care prezintă afiliații genetice. Condițiile de metamorfism au corespuns astfel la Rusaia cît și la Iacobeni faciesului șisturilor verzi. Rocile de la Iacobeni, caracterizate printr-un grad de recristalizare mai avansat — datorită căruia nu s-au păstrat structuri premetamorfice — se află în subfaciesul cuarț-albit-almandin, fapt indicat de prezența cummingtonitului și a albitului în minereu și a almandinului în șisturile muscovitice ale complexului purtător de roci ferifere. La Rusaia, judecind după absența granatului și prezența albitului (5—8%An) și biotitului, minereul s-ar încadra subfaciesului cuarț — albit — biotit. Trebuie semnalată însă apariția almandinului în rocile situate la nivele stratigrafice inferioare apropiate orizontului cu minereu de fier și prezența metamorfismului regresiv în partea superioară a seriei de Bretila și în seria de Someș.

Referitor la vîrstă rocilor ferifere există în prezent unele date care, în mod indirect, pledează pentru o încadrare în Precambrian.

a) Cercetările palinologice întreprinse de Marcela Dessimila-Codarcă și Violeta Iliescu²⁾ au pus în evidență vîrstă rifeană a rocilor unității epimetamorfice și a celei mezometamorfice (seria de Bistrița — Bârnar) din cristalinul Carpaților orientali.

b) Determinările de vîrstă absolută efectuate de Eleonora Vîjddea³⁾ au arătat 500 mil. ani pentru minereul de la Leșul Ursului situat în unitatea epimetamorfică și la nivele stratigrafice mult superioare rocilor ferifere din unitatea mezometamorfică.

¹⁾ Corespunzătoare grupei zăcămintelor „exhalativ-sedimentogene” în accepțiunea lui H. Schneiderhöhn (1962), denumire la care am renunțat din cauza neconcordanței cu concepțiile genetice actuale (H. Harder, 1964).

²⁾ Violeta Iliescu, Marcela Dessimila-Codarcă. — Contribuționi la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații orientali 1964 (Sub tipar).

Marcela Dessimila-Codarcă. — Problema orizontării și răspîndirii Rifeanului în R.P.R., 1964 (Sub tipar).

³⁾ Eleonora Vîjddea. — Experimentarea unor metode de determinare a vîrstelor absolute 1964. (Manuscris).

c) Datele paleogeomagnetice obținute de A. I. Costa - Foru¹⁾ și A. I. Costa - Foru, H. Costea²⁾ indică vîrsta precambriană pentru nivelele stratigrafice cu sulfuri complexe ale unității epimetamorfice, superioare celor de la Rusia și Iacobeni.

Problema paralelizării zăcămintelor dela Rusia și Iacobeni a stat în atenția cercetătorilor încă din secolul trecut (B. v. Cotta, 1876; B. r. Walter, 1876). Lipsa unei legături directe a fost demonstrată de M. Săvul³⁾. Întrucit cele două grupe de zăcăminte apar în serii diferite ale unității mezometamorfice, nu se poate face o paralelizare a poziției nivelor purtătoare de minereu. Se poate afirma însă legătura genetică față de un magmatism bazic inițial, ale cărui produse apar în ambele serii cu roci ferifere.

BIBLIOGRAFIE

- Cissarz A. (1924). Mineralogische – mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Roteisensteinlagers der Grube Maria bei Braunfels an der Lahn. *Mitt. Kaiser. Wilh. Inst. f. Eisenforschung* 5, p. 109–126. Düsseldorf.
- Codarcea Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964). Cercetări stratigrafice și structurale în cristalinul Bistriței (Regiunea Bârnărel – Holdița). *D. S. Com. Geol.* L, 2. (1963). București.
- Cotta B. v. (1855). Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R.A.* VI, 1, p. 103–134. Wien.
- Harder H. (1964). Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn – Dill – Erze erklären? *Beitr. z. Min. u. Petr.* 9, 5, p. 389–422.
- Kräutner Th. (1938). Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, p. 161–292.
- Kräutner H. (1964 a). Zăcămintele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Rusă. *D.S. Com. Geol.* XLIX, 1, (1959), p. 345–306. București.
- Kräutner H. (1964 b). Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Rusă. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie* 9, 1, p. 101–124.
- Kräutner H. (1965 a). Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe, din cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R.P.R., Stud. Cercet. geol., geofiz. geogr. Seria geol.* 10, 1.

¹⁾ A. I. Costa-Foru — Studiul magnetizării remanente a minereului și rocilor asociate din zăcămintele de pirită de la Leșul Ursului și Fundul Moldovei. Comunicare la sesiunea T. P. E.M. 1964.

²⁾ A. I. Costa-Foru, H. Costea — Studiul paleomagnetic al unor zăcăminte de sulfuri polimetalice din Carpații orientali (Toroia, Fundul Moldovei, Leșul Ursului, Bălan). Comunicare la Simpozionul „Substanțe minerale utile în zona cristalină a Carpaților orientali” — Vatra Dornei, 1964.

³⁾ Op. cit. pag. 5.

PLANSĂ I

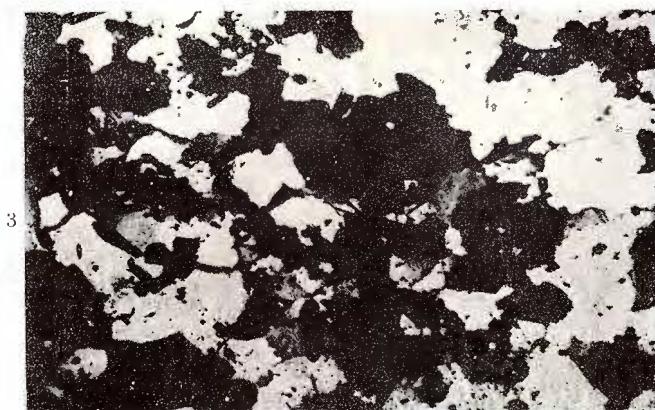
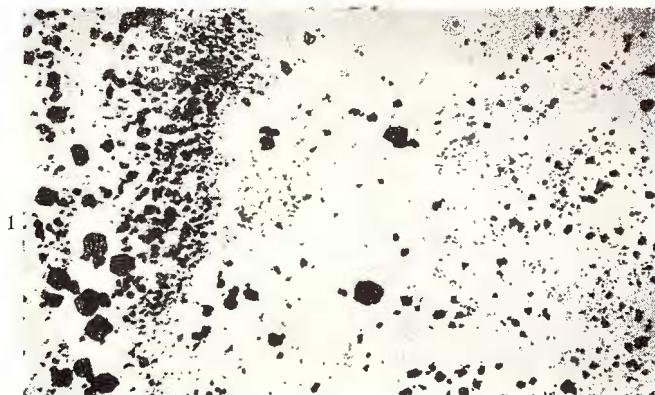


Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Structuri premetamorfice relicte în minereul de la Rusaia.
Structures pré-métamorphiques relictées dans le minerai de Rusaia

- Fig. 1. — Metajasplilit ferifer rubanat (stratificat) (negru-magnetit ; alb-curaț). În afara cristalelor mărunte și idiomorfe de magnetit se observă o fină dispesie constituită din hematit. N || , $\times 20$.
Métajasplilit ferrifère rubané (lité) (noir-magnétite ; blanc-quartz). A part les cristaux menus et idiomorphes de magnétite on observe une fine dispersion constituée de hématite. N || , $\times 20$.
- Fig. 2. — Structuri ovoidale în minereul oxidic cuarțos (negru-hematit și magnetit ; alb-cuarț). În afara oxizilor de fier recristalizați se observă relicte din dispersia fină hematitică (punche cenușii). N || , $\times 80$.
Structures ovoïdales dans le minerai oxydique quartzeux (noir-hématite et magnétite ; blanc-quartz). A part les oxydes de fer recristallisés on observe des relicttes de la fine dispersion hématitique (points gris). N || , $\times 80$.
- Fig. 3. — Minereu cuarțitic cu oxidzi de fier (hematit și magnetit). N +, $\times 80$.
Minerai quartzitique à oxydes de fer (hématite et magnétite). N +, $\times 80$.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Structuri premetamorfice relicte și structuri sinmetamorfice în minereul de la Rusăia.
Structures pré-métamorphiques relictées et structures syn-métamorphiques dans le mineraï de Rusăia.

Fig. 1. — Structuri ovoidale conservate în urma recristalizării complete a dispersiei fine de oxizi din roca cuarțitică (negru-hematit + magnetit ; alb-cuarț). N ||, $\times 20$.

Structures ovoïdales conservées à la suite de la recristallisation complète de la dispersion fine d'oxydes de la roche quartzitique (noir-hématite + magnétite ; blanc-quartz). N ||, $\times 20$.

Fig. 2. — Aglomerări masive ale dispersiei oxidice, pe seama cărora iau naștere cristalele de magnetit (negru-oxizi de fier ; alb-cuarț). În stînga jos sideroză, N ||, $\times 80$.

Aglomérations massives de la dispersion oxydique aux dépens desquelles se forment les cristaux de magnétite (noir-oxydes de fer ; blanc-quartz). En bas à gauche sidérose. N ||, $\times 80$.

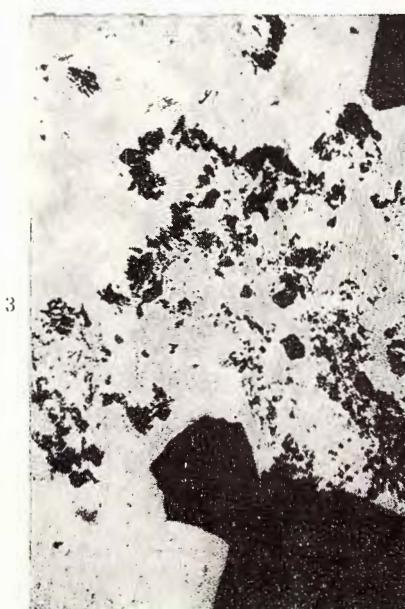
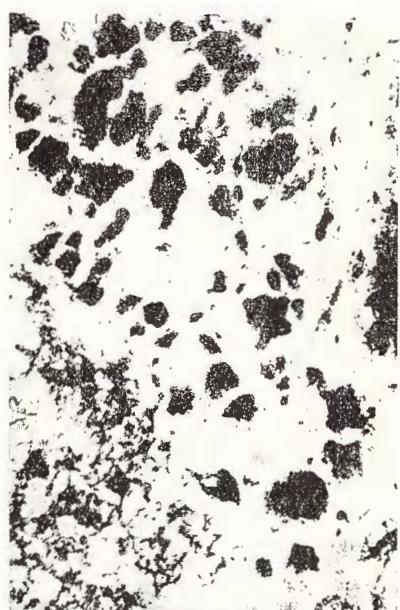
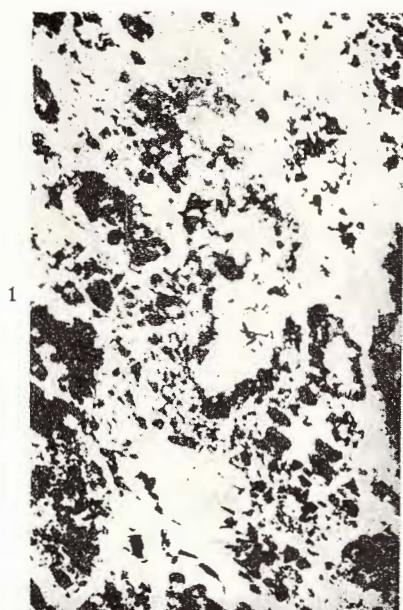
Fig. 3. — Structuri ovoidale și reniforme conservate între porfiroblaste de magnetit în urma recristalizărilor sinmetamorfice. N ||, $\times 80$.

Structures ovoïdales et reniformes conservées entre les porphyroblastes de magnétite à la suite des recristallisations synmétamorphiques. N ||, $\times 80$.

Fig. 4. — Idem. Cristalele idiomorfe și în parte poikiloblastice de magnetit au luat naștere prin recristalizarea aglomerărilor masive ale dispersiei fine de oxizi, după cum se poate deduce din structurile relicte puse în evidență de exfolierile ovoidale care apar în timpul șlefuirii în porfiroblastele de magnetit (vezi planșa IVa). N ||, $\times 20$.

Idem. Les cristaux idiomorphes et en partie poïkiloblastiques de magnétite se sont formés par recristallisation des agglomérations massives de la dispersion fine d'oxydes, ainsi qu'en témoignent les structures relictées mises en évidence par les exfoliations ovoïdales qui apparaissent pendant le polissage dans les porphyroblastes de magnétite (voir pl. IV). N ||, $\times 20$.

H. KRÄUTNER. Zăcămintele de fier de la Rusaia și Iacobeni. Pl. II.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.



Institutul Geologic al României

PLANSĂ III



Institutul Geologic al României

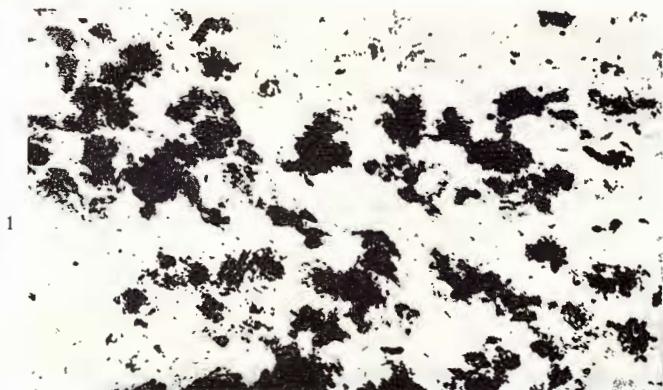
PLANSĂ III

Structuri premetamorfice relicte în minereul de la Rusaia.
Structures pré-métamorphiques relictées dans le mineraï de Rusaïa.

- Fig. 1. — Aglomerări de oxizi de fier mărunt cristalați (negru-oxizi de fier ; alb-cuarț). N ||, $\times 80$.
Aglomérations d'oxydes de fer finement cristallisés (noir-oxydes de fer ; blanc-quartz). N ||, $\times 80$.
- Fig. 2. — Desimea aglomerărilor de oxizi de fier crește uneori pînă la unirea lor în mase din care incepe să cristalizeze magnetit macrogranular. În dreapta jos, carbonați de fier. N ||, $\times 80$.
L'épaisseur des agglomérations d'oxydes de fer augmente parfois jusqu'à leur réunion dans des masses dont le magnétite macrogranulaire commence à cristalliser. En bas à droite, des carbonates de fer. N ||, $\times 80$.
- Fig. 3. — În cazul creșterii desimii dispersiei și a aglomerărilor sferoidale de oxizi se constată recristalizarea dispersiei sub forma unei mase orientate de hematit iar în locul aglomerărilor se dezvoltă local porfiroblaste de magnetit. N ||, $\times 40$.
Au cas de l'augmentation de l'épaisseur et des agglomérations sphéroïdales d'oxydes, on constate la recristallisation de la dispersion sous la forme d'une masse orientée de hématite et à la place des agglomérations ce sont les porphyroblastes de magnétite qui se développent localement. N ||, $\times 40$.



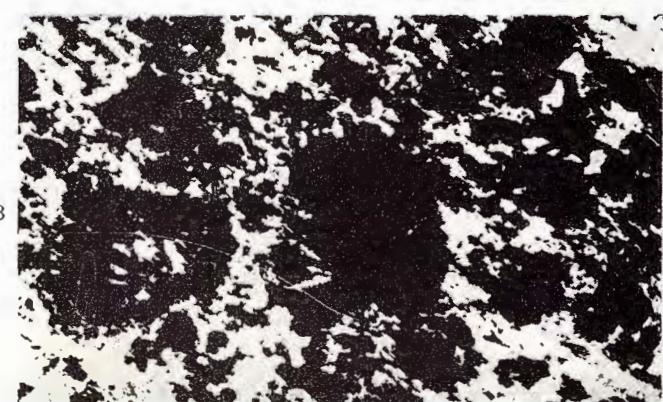
H. KRÄUTNER. Zăcăminte de fier de la Rusaia și Iacobeni. Pl. III.



1



2



3

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.



Institutul Geologic al României

PLANSA IV

Planșă IV. Hartă geologică a județului Hunedoara
înscrise în hărțile de planșă I și II

În hărțile de planșă I și II sunt prezentate datele geologice ale județului Hunedoara, care au fost obținute în urma cercetărilor de teren și analizelor laboratoriale. Aceste date sunt rezultatul studiilor geologice efectuate de către Institutul Geologic al României (IGR) și de către alti instituții de cercetare și învățământ.

Hărțile de planșă I și II sunt destinate să oferă informații geologice detaliante și preciză pentru județul Hunedoara.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Structuri relicte conservate în porfiroblastele de magnetit din minereul de la Rusaia.
Structures relictées conservées dans les porphyroblastes de magnétite du mineraï de Rusaïa.

Fig. 1. — Porfiroblast de magnetit cu exfolieri concentrice ovoidale. Minereu hematito-magnetic cuarțos. Slif, $\times 50$.

Porphyroblaste de magnétite à exfoliations concentriques ovoïdales. Mineraï hématito-magnétitique quartzeux. Schliff, $\times 50$.

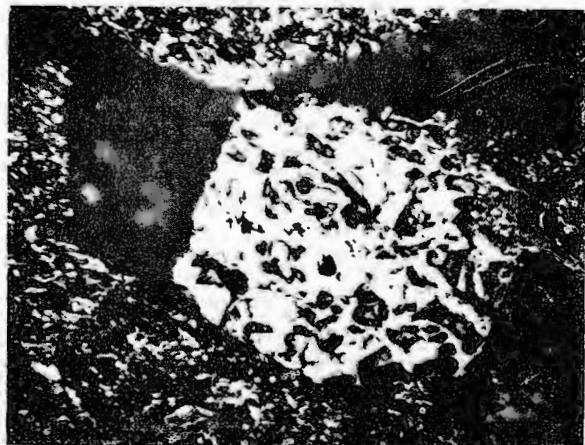
Fig. 2. — Idem. Slif, $\times 75$.

Idem. Schliff, $\times 75$.

Fig. 3. — Exfolieri concentrice ovoidale într-un porfiroblast de magnetit. Slif, $\times 150$.

Exfoliations concentriques ovoïdales dans un porphyroblaste de magnétite. Schliff, $\times 150$.

H. KRÄUTNER- Zăcămintele de fier de la Rusaia și Iacobeni. Pl. IV.



1



2



3

Dări de Seamă ale Sedintelor. voi. I.II/2.



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

PLANŞA V



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Structuri sinmetamorfice în minereul oxidic cuarțos de la Rusaia.

Structures synmétamorphiques dans le mineraï oxydique quartzeux de Rusaia.

Fig. 1. — Cuarțit cu magnetit. În zona centrală dispersia oxidică fină a recristalizat local complet sub formă de cristale mărunte idiomorfe de magnetit. În partea de sus și de jos se mai reconoște dispersia relictă. N ||, $\times 200$.

Quartzite à magnétite. Dans la zone centrale la dispersion oxydique fine a recristallisé localement complètement sous la forme de minces cristaux idiomorphes de magnétite. En haut et en bas la dispersion relicte est encore reconnaissable. N ||, $\times 20$.

Fig. 2. — Minereu magnetitic cuarțos. Aspectul structural al dispersiei de oxizi complet recristalizată în magnetit. N ||, $\times 20$.

Minerai magnétistique quartzex. L'aspect structural de la dispersion d'oxydes complètement recristallisée dans la magnétite. N ||, $\times 20$.

Fig. 3. — Metajaspilit ferifer cu dispersia de oxizi complet recristalizată în cristale mărunte de magnetit, a căror dispunere amintește vag, pe lîngă stratificație, structuri relicte circulare și ovoidale. N ||, $\times 20$.

Métajasplite ferrifère à dispersion d'oxydes complètement recristallisées en minces cristaux de magnétite dont la disposition rappelle vaguement, outre la stratification, des structures relictes circulaires et ovoïdales. N ||, $\times 20$.

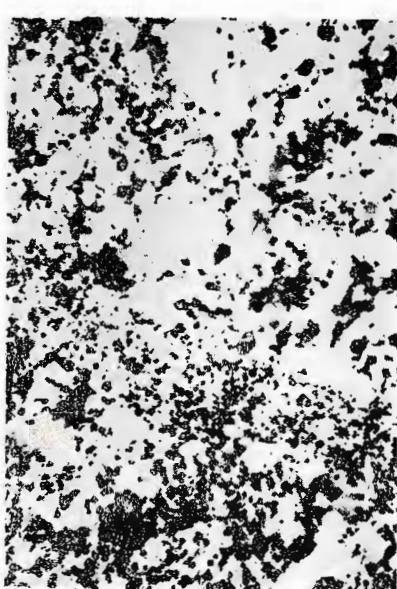
Fig. 4. — Metajaspilit ferifer. Structura sinmetamorfică a metagelului de silice. Întrepătrunderea neregulată a cristalelor de cuarț constituie aspectul structural caracteristic. N +, $\times 80$.

Métajasplite ferrifère. Structure synmétamorphique du métagèle de silice. L'entrepénétration irrégulière des cristaux de quartz en constitue l'aspect structural caractéristique. N +, $\times 80$.

H. KRÄUTNER. Zăcămintele de fier de la Rusaia și Iacobeni. Pl. V.



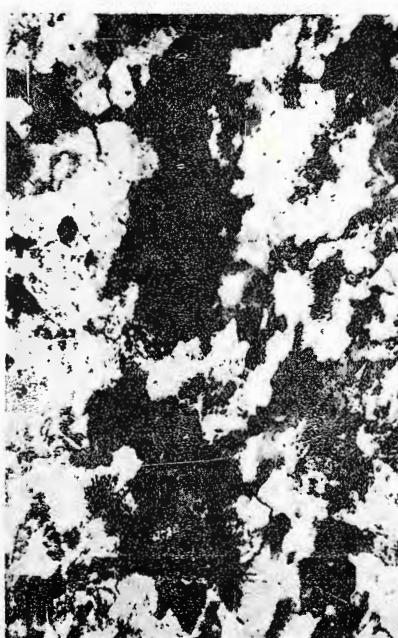
1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.

- Kräutner H. (1965 b). Zăcămîntul de pirită de la Boiu-Hațeg (Poiana Ruscă). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geol.* 10, 2.
- Paul K. M. (1876). Grundzüge der Geologie der Bukovina. *Jb. d.k. k. geol. R.A.* 26.
- Savul M., Mastacan G. (1950). Contributions à la connaissance des schistes cristallins de Bucovina. Les amphibolites de la région Iacobeni-Vatra Dornei. *Annales Scientifiques Univ. Jassy Sect. II*, XXVI, 2, p. 823-835. Iași.
- Savul M., Mastacan G. (1959). Rocile cu magnetit de la Iacobeni (regiunea Suceava). *D.S. Com. Geol.* XLII, (1951), p. 611-618. București.
- Schneiderhöhn H. (1962). Erzlagerstätten. Jena 1962.
- Sirel Macit Asim (1949). Die Kupfererzlagerstätte Ergani-Maden in der Türkei. *Neues Jb. Min. Abh.* 80, 1, 36-110.
- Steinike K. (1963). Quantitativ-mineralogische Untersuchungen an den Eisenerzen von Typus Lahn-Dill aus Pörmitz Schleiz. (Ostthüringen). *Freiberger Forschungshefte - Mineralogie*, C. 142.
- Walter Bruno (1876). Die Erzlagerstätten der südlichen Bukovina. *Jb. k. k. geol. R. A. Wien*, 26, V,I p. 343-426.

LES GISEMENTS DE FER DE RUSAÏA ET DE IACOBENI

PAR

H. KRÄUTNER

(Résumé)

Les gisements de fer de Rusăia et de Iacobeni sont intercalés de manière concordante dans les schistes cristallins de l'unité mésométamorphique des Carpates Orientales. Ils étaient déjà connus au XIX^e siècle lorsque B. Cotta, Bruno Walter et K. M. Paul les ont décrits. Ultérieurement M. Savul, G. Mastacan ainsi que d'autres chercheurs ont continué leur étude.

À Rusăia les roches ferrifères sont situées entre la série de Bretila et la série de Someş, dans un horizon stratigraphique qui peut être poursuivi vers le N dans tout le périclin de l'anticinal de Bretila. Les travaux miniers ont montré que le minerai est disposé en petites lentilles (30 m longueur) intercalées de manière concordante dans les schistes cristallins et plissées en même temps que ceux-ci.

À Iacobeni les roches à magnétite apparaissent également sous la forme de lentilles intercalées de manière concordante dans les schistes cristallins et disposées le long d'un horizon stratigraphique constitué de schistes verts provenus de certains tufs basiques soumis au métamorphisme régional.



Au point de vue pétrographique on distingue à Rusaia : a) roches hématito-magnétitiques ; c) roches carbonatées ferrifères ; d) métajaspilites ferrifères hématito-magnétitiques ; e) schistes à magnétite. La composition minéralogique de ces types de roches a été systématisée dans le tableau 1.

L'analyse des structures et des textures du minerai de fer de Rusaia a mis en évidence les divers aspects correspondant aux diverses étapes successives de transformations subies par les roches du gisement :

1. Structures relicttes, pré métamorphiques quant à la stratification, une fine dispersion de l'hématite — caractéristique aux accumulations ferrifères de type Lahn-Dill — des structures ovoïdales. Ces dernières ont été rencontrées aussi dans les cristaux de magnétite qui présentent des exfoliations ovoïdales dues à la conservation des nonhomogénéités du matériel oxydique initial aux dépens duquel se sont formés les cristaux de magnétite (pl. IV, fig. 1, 2, 3).

2. Les structures symétaborphiques constituent les aspects structuraux prédominants et caractéristiques aux minéraux. On y distingue les structures de la principale blastèse du métamorphisme régional et les structures symétaborphiques ultérieures de la blastèse principale, représentées par les produits des cataclases, d'une filonitisation et d'une blastèse qui succède à la filonitisation à laquelle elle est liée par des rapports génétiques.

Le minerai de Iacobeni est constitué de: a) grenatites (spessartinites) à magnétite dans la série desquelles on distingue a₁) des grenatites massives à magnétite, a₂) des grenatites rubanées à magnétite, a₃) des grenatites cummingtonitiques à magnétite ; b) schistes muscovitiques à porphyroblastes d'albite et magnétite ; c) quartzites albitiques à spessartin et magnétite ; d) albitites spessartiniques à magnétite.

Le degré avancé de recristallisation des roches fait qu'on ne rencontre pas de structures relicttes, pré métamorphiques, à l'exception de la stratification que l'on rencontre fréquemment dans le minerai. Dans les roches de Iacobeni, tout comme dans celles de Rusaia, apparaissent la cataclase, la filonitisation et une blastèse plus récente.

Au point de vue génétique les gisements de Iacobeni et de Rusaia représentent des formations volcanogène-sédimentogènes soumises au métamorphisme régional. Le caractère sédimentaire est indiqué par l'aspect lenticulaire stratiforme des corps de minerai, par la stratification du minerai, l'intercalation concordante dans les schistes, par le plissement et le métamorphisme synchrone des roches ferrifères et des schistes environnantes. Le caractère volcanogène-sédimentogène des concentrations de



fer pré métamorphiques résulte de la forme de gisement lenticulaire à contours nets, de l'ambiance pétrographique imprimée par l'association avec les produits du magmatisme initial basique, de la composition minéralogique très semblable à celle des gisements de type Lahn-Dill et des structures relicttes pré métamorphiques également semblables à celles des minéraux de fer volcanogène-sédimentogènes.

Les roches ferrifères ont été soumises au métamorphisme régional en même temps que les formations de géosynclinal dans lesquelles elles étaient intercalées. Les conditions de métamorphisme correspondent à Iacobeni au sous-faciès quartz-albite-almandin du faciès des schistes verts et à Rusaia à la limite entre le sous-faciès quartz-albite-almandin et quartz-albite-biotite.

Quant à l'âge du minéral de fer nous ne possédons jusqu'ici que des indications indirectes d'ordre palinologique, paléogéomagnétique et des déterminations d'âge absolu. Toutes ces données plaident pour un âge précambrien supérieur.

Il y a longtemps que le problème de la corrélation des gisements de Rusaia et de Iacobeni occupait l'attention des chercheurs. Etant donné que les deux groupes de gisements apparaissent en différentes séries de schistes cristalophiliens, il est impossible de réaliser une corrélation de la position des niveaux à minéral. On peut affirmer pourtant la relation génétique avec un magmatisme basique initial dont les produits apparaissent dans les deux séries à roches ferrifères.





Institutul Geologic al României

**ASUPRA UNOR ANDEZITE CUARTIFERE DIN PARTEA DE SUD
A MUNTILOR HARGHITA¹⁾**

DE
AL. VASILESCU²⁾

Abstract

On some Quartz-Bearing Andesites in the South Part of the Harghita Mountains. The recent researches made on the Neogen volcanites in the south part of the Harghita Mountains led to the separation of a new type of andesites consisting of plagioclases, partially resorbed hornblende, quartz, pyroxene, biotite, and magnetite. They were considered as quartz-bearing andesites. This was confirmed by the calculation of the Niggli, Zavaritski and Rittman parameters. The acid character of the magma which originated them is demonstrated.

Lucrările de cercetare executate în ultimii ani în munții Harghita au contribuit substanțial la îmbunătățirea gradului de cunoaștere a structurii geologice, a evoluției proceselor vulcanice și postvulcanice petrecute în această parte a lanțului eruptiv.

Pe această linie se înscriv lucrările întreprinse de S. Peltz și Margareta Peltz, D. Rădulescu și Al. Vasilescu; S. Peltz și Margareta Peltz (1964) furnizează date noi privind elementele principale de ordin vulcanologic, petrografic și petrochimic ale aparatului vulcanic Ostoroș din zona extrem nordică a munților Harghita — remarcat de multă vreme dar fără a se fi bucurat de o atenție specială din partea cercetătorilor.

D. Rădulescu (1964) a executat cercetări în partea centrală a munților Harghita; examinarea atentă a elementelor terenului a permis descifrarea structurii geologice complexe a aparatului vulcanic Harghita

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 aprilie 1965.

²⁾ Institutul Geologic, șos. Kiseleff nr. 55, București.



Mădărașului și regiunilor învecinate, obținându-se o imagine cu totul nouă asupra evoluției geologice a acestei zone.

Menționăm de asemenea cercetările întreprinse de A.I. Vasilescu în partea sudică a masivului, ale căror rezultate sunt însă în cea mai mare parte nepublicate¹⁾; într-o lucrare anterioară (1964) referitoare la partea sud-estică a munților Harghita, se semnalează existența unor roci andezitice, cu caracter specific, prezența cristalelor de cuart de origine magmatică conducând pe autor la considerarea lor ca „andezite cuarțifere”.

În cele ce urmează se vor prezenta unele caractere petrografice și chimice ale acestui tip de roci, ca urmare a investigațiilor microscopic și chimice și se va încerca argumentarea susținerii caracterului lor „cuarțifer”.

Scurtă prezentare geologică

Regiunea la care ne referim este situată în raza localității Sîncrăeni din raionul Ciuc, în versantul estic al munților Harghita de S, corespunzînd aproximativ bazinului de recepție al Văii Mari (pârâul Nagyos) care se varsă în Olt la Sîncrăeni.

Din punct de vedere geologic, ea este constituită din roci vulcanice neogene, toate de natură andezitică : pirolastite și mai multe tipuri de lave.

Rocile pirolastice ocupă suprafețe importante, apărînd îndeosebi în partea estică, în zonele cu altitudini reduse ; ele sunt bine dezvoltate în vestul comunei Sîncrăeni, urcînd pînă în apropierea altitudinii de 1000 m. Sunt roci alcătuite din fragmente de dimensiuni reduse, colțuroase sau semi-rulate de andezite, prinse într-un ciment tufogen, de cele mai multe ori larg dezvoltat.

Lavele andezitice ocupă de regulă zonele cu altitudini mai mari, în apropierea crestei principale a masivului ; examinarea lor macroscopică și microscopică a permis separarea mai multor tipuri petrografice :

- andezite cu amfiboli ± piroxeni ;
- andezite cu hornblendă verde și piroxeni ;
- andezite cu hornblendă resorbită și piroxeni ;
- andezite cu piroxeni ;
- andezite cuarțifere.

¹⁾ A.I. Vasilescu — Studiu structurilor vulcanice din munții Harghita. Raport 1962. Arh. Inst. Geol.

A.I. Vasilescu — Studii geologice și petrografice în cuprinsul foii 64 (Sînmartin) 1963. Arh. Inst. Geol.

A.I. Vasilescu — Studiul vulcanismului neogen din partea sudică a Munților Harghita și Perșani. 1964. Arh. Inst. Geol.



Întrucât descrierea rocilor de la punctele *a—d* a fost făcută cu altă ocazie (A. I. V a s i l e s c u, 1964) nu vom mai reveni, insistând numai asupra acelora al căror obiect îl formează lucrarea de față.

A n d e z i t e l e c u a r ț i f e r e se prezintă ca roci compacte, dure, fin grăunțcase, cu culori în general deschise, cenușii-albicioase; elementele porfirice ale rocii sunt reprezentate prin indivizi de plagioclazi și hornblendă, aceștia din urmă adeseori bine dezvoltați, atingînd dimensiuni pînă aproape de 0,8 cm.

Acest tip de roci a fost întîlnit în mai multe puncte din regiune, grupate oarecum în bazinul de recepție al Văii Mari (pîrul Nagyos) : în dealul Laz, în dealul Pricske, din cursul mediu al Văii Mari și în poiana din zona de izvoare a aceluiași pîrului.

Examinarea microscopică a arătat că roca este constituită din feldspat plagioclaz, hornblendă brună, piroxen, cuarț și magnetit; pasta fin grăunțoasă este alcătuită din microlite ale acelorași specii minerale și foarte puțină stică.

Plagioclazul se prezintă în cristale idiomorfe prismatice, bine dezvoltate, cel mai adeseori maclat polisintetic, fiind de regulă un andezin cu 35—50% An; dimensiunile cristalelor sunt de la cele obișnuite ale fenocristalelor pînă la cele ale microlitelor.

Hornblenda participă în proporție de 4—14% la alcătuirea rocii, fiind aproape în întregime opacizată, rareori fragmente ale cristalelor răminînd încă proaspete; cu toate că starea de alterare îngreunează recunoașterea caracterelor sale inițiale, se pare că sunt reprezentate ambele tipuri de hornblendă.

Piroxenul este de regulă un augit, reprezentat prin prisme scurte, idiomorfe, fiind de asemenea ușor alterat; participarea sa este însă mai redusă, ocupînd de obicei cca 10% (uneori mult mai puțin) din suprafața secțiunii examineate.

Cuarțul constituie elementul caracteristic al acestui tip de roci; el se prezintă cu caractere deosebite, fiind fără îndoială un cuarț magmatic: granule cu dimensiuni variabile, cu urme de coroziune magmatică. Uneori prezintă incluziuni de feldspat și augit. (pl. fig. 1, 2, 3).

Magnetitul apare ca mineral accesoriu — sub 1% — fiind reprezentat prin granule de dimensiuni reduse.

Într-un singur caz au fost întîlniți cîțiva indivizi de biotit, însumînd mai puțin de 0,5%.

În tabelul 1 sunt redate frecvențele și dimensiunile speciilor minerale în secțiunile examineate.

TABELUL 1 *)
Frecvența (in %) și dimensiunile mineralelor (in mm)

	1	3	5	6	2	4	Dimensiuni
Plagioclaz	25,3	22,2	24,1	17,6	20,0	21,0	0,09/0,06— 2,25/0,72
Hornblendă	—	2,0	3,4	—	7,2	9,6	0,09/0,05— 3,4/2,23
Piroxen (augit)	16,0			10,7			0,05/0,05— 1,12/0,54
Cuarț	0,4	0,8	0,6	0,1	0,4	0,6	0,09/0,09 — 1,134/0,54
Minerale melanocrate opacitate (hornblendă)	4,3	4,6	13,2	3,7	14,1	8,4	0,08/0,05— 2,25/1,12
Biotit	—	0,4	—	—	—		0,05/0,05 —
Magnetit	0,6	—	0,5		0,5	—	0,09/0,08
Pastă	53,4	70,0	58,2	67,9	57,8	60,4	—

*) Ordinea tuturor tabelelor și diagramele este cea din tabelul 2.

Caracterele chimice ale andezitelor cuartifere. Examinarea rezultatelor celor șase analize chimice ale andezitelor cuartifere recoltate din cele trei puncte de apariție a lor — pe care le prezentăm în tabelul 2 — sugerează o serie de observații :

La prima vedere, valorile obținute nu diferă prea mult de acelea ale unor andezite obișnuite, exceptând absența în 4 din cele 6 analize a FeO și în 2 a MnO ; în același sens, se remarcă valoarea relativ scăzută a MgO și creșterea corespunzătoare a K₂O — ambele variind sensibil în jurul a 2 procente.

Valoarea conținutului SiO₂ variază în jurul a 60% fără ca, numai prin aceasta, să se poată spune ceva mai mult decât că aparțin unor roci andezitice.

TABELUL 2

Analize chimice ale andezitelor cuarțifere din munții Harghita

Localizare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	S	CO ₂			Analiști
1. D. Laz	55.38	19.23	5.82	1.22	0.28	1.03	7.92	4.05	2.14	1.20	0.16	0.28	1.51	—	—	100.22		Alex. Dănciulescu
2. D. Pricske	57.89	20.16	3.84	urme	0.20	1.72	6.37	3.47	2.67	0.75	0.10	0.22	2.00	0.31	—	99.70		Alex. Dănciulescu
3. Poiana P. Pietros	60.00	16.57	3.78	1.82	0.21	3.19	4.95	3.70	2.55	1.05	0.10	0.25	2.70	—	—	100.07		Alex. Dănciulescu
4. D. Pricske	62.34	17.26	3.65	urme	0.18	1.93	6.71	3.37	2.26	0.80	0.09	0.21	1.50	—	—	100.30		Alex. Dănciulescu
5. D. Pricske	63.47	18.03	3.56	urme	urme	2.85	4.15	2.50	2.04	0.46	0.05	0.49	1.15	urme	0.93	99.62		S. Iliescu
6. D. Pricske	64.70	18.08	4.36	urme	urme	1.68	3.63	2.61	1.44	0.50	0.06	0.75	1.70	urme	0.87	100.38		S. Iliescu



Institutul Geologic al României

Calcularea parametrilor Niggli (tabelul 3) a permis sesizarea unor caractere deosebite; cu toate că valoarea parametrului „*si*” oscilează în limite foarte largi (113—233), ordinul de mărime al celorlalți termeni grupează destul de strîns rocile analizate, atestînd caracterul lor asemănător: ele se încadrează în grupa magmelor cuart-dioritice, iar ca tipuri, de la cuart-dioritice pînă la tonalitice.

TABELUL 3
Valorile parametrilor Niggli

Nr. crt.	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	π	γ	α
1	113	47	15	17	21	.25	.54	38,4	47,2	14,4	.37	.22	1,44
2	206	42	15	24	18	.33	.91	42,8	48,5	8,7	.40	.00	3,60
3	136	45	19,5	12	23,5	.30	.80	43,1	42,9	14,0	.31	.06	3,10
4	233	38	17	27	18	.30	.90	46,2	42,3	11,5	.36	.22	4,70
5	158	53	17	11	18,5	.34	1.00	51,9	34,0	14,1	.37	.00	6,21
6	170	56	15	10	18	.26	1.00	53,9	30,3	15,8	.34	.00	7,32

Examinarea atentă a valorilor obținute comportă însă unele observații privind valoarea ridicată a parametrului „*al*”, situația care ar putea trăda o oarecare stare de alterare, dacă ar fi însotită și de o creștere corespunzătoare a lui „*k*”; se remarcă de asemenea valoarea neobișnuit de mare — în 2 sau 3 cazuri — a „*mg*”.

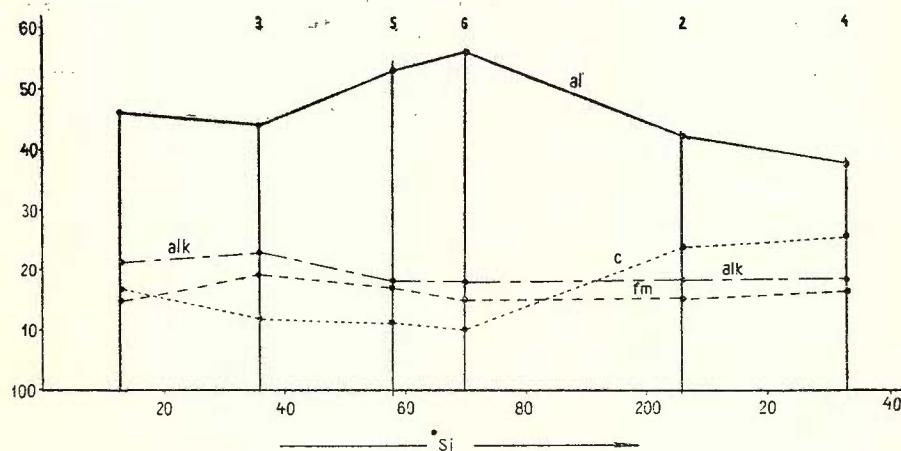


Fig. 1. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli (*al*, *alk*, *fm*, *c*).

Diagramme de variation des paramètres Niggli (*al*, *alk*, *fm*, *c*).

În rest, valorile parametrilor se inseră în limitele obișnuite tipului de magmă căreia îi aparțin. Variația parametrilor Niggli este arătată în diagramele din fig. 1 și 2.

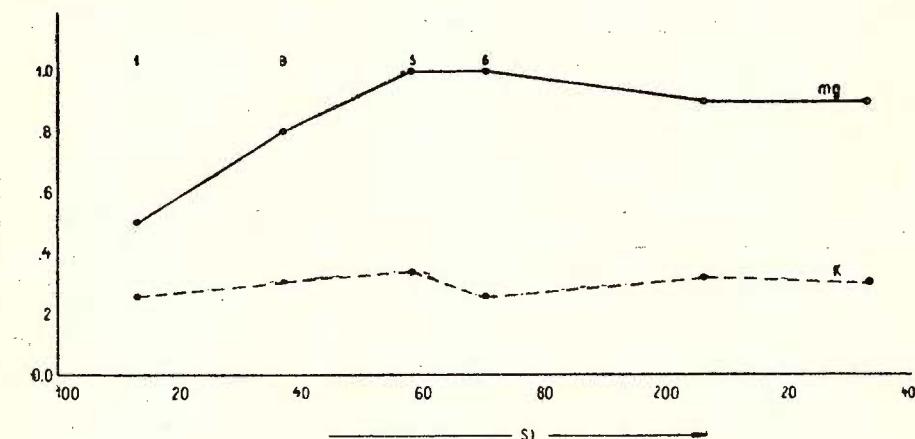


Fig. 2. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli (k , mg).

Diagramme de variation des paramètres Niggli (k , mg).

În ceea ce privește parametri Zavarîțki (tabelul 4) ei concordă în linii generale cu aceia ai andezitelor examineate în alte ocazii (S. Peltz, M a r g a r e t a Peltz, 1964; D. Rădulescu, 1964; D. Rădulescu, A l. V a s i l e s c u, S. Peltz, M a r g a r e t a Peltz, 1964) cu câteva excepții și anume: valoarea foarte mică (sub 1%) a parametrului „ c' ” într-unul din cazuri (nr. 4) și diferența enormă dintre valourile extreme a lui „ c' ”; o variație în limite relativ largi (aproape 50 unități) se constată și în cazul parametrului „ f' ”.

TABELUL 4
Valorile parametrilor Zavarîțki

Nr. crt.	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	n'
1	12,2	6,9	16,2	64,7	71,9	10,6	17,5	—	75,0	28,5
2	12,6	8,4	7,0	72,0	54,7	44,2	1,1	—	65,9	58,9
3	12,4	5,3	11,1	71,2	41,3	8,9	50,0	—	62,5	38,0
4	11,1	0,8	14,5	73,6	24,2	24,2	51,7	—	69,6	26,6
5	8,4	5,1	13,7	72,8	23,0	35,0	—	42,0	65,6	20,0
6	7,7	4,3	14,4	73,6	26,4	19,8	—	53,8	73,7	19,8



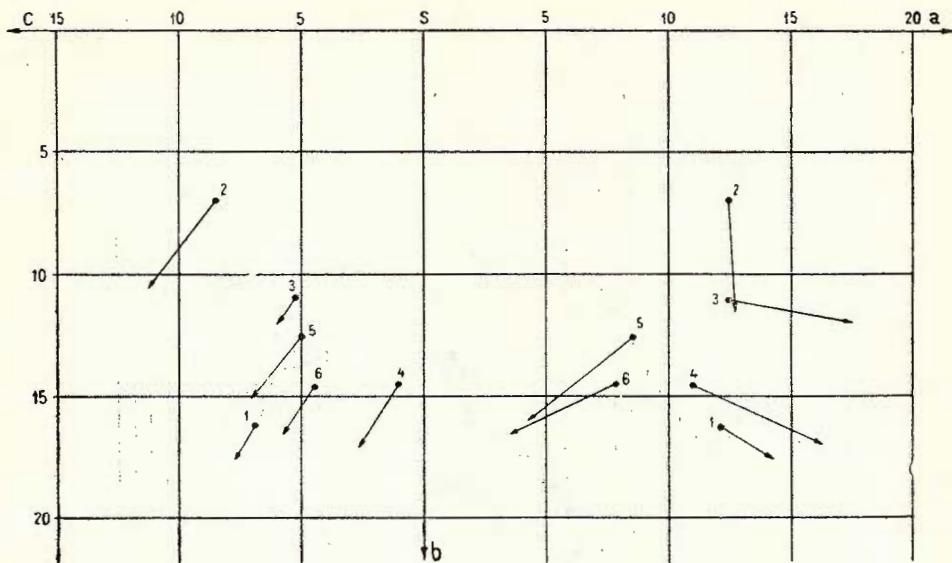


Fig. 3. -- Diagramma de variație a parametrilor Zavarițki.
Diagramme de variation des paramètres Zavarițki.

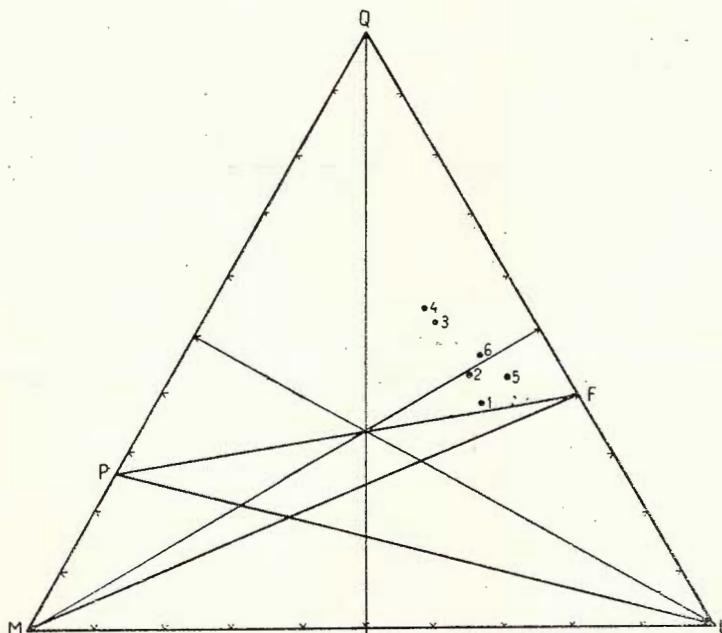


Fig. 4. -- Diagramma QLM.
Diagramme QLM.

Diagrama prezentată în fig. 3 confirmă caracterele apropiate ale exemplarelor examineate, acestea grupându-se pe un spațiu relativ restrâns spre partea sa superioară.

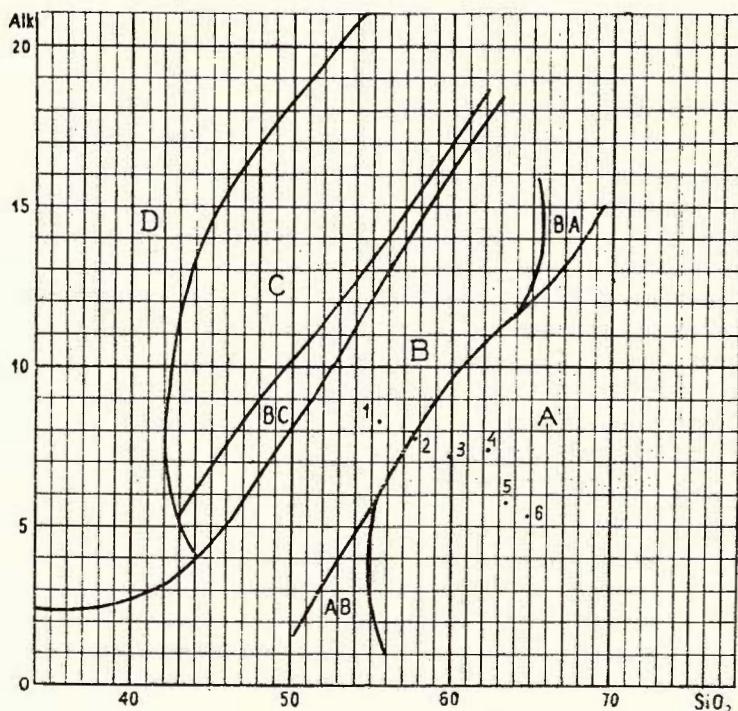


Fig. 5. — Diagrama parametrilor Rittmann (si, alk).

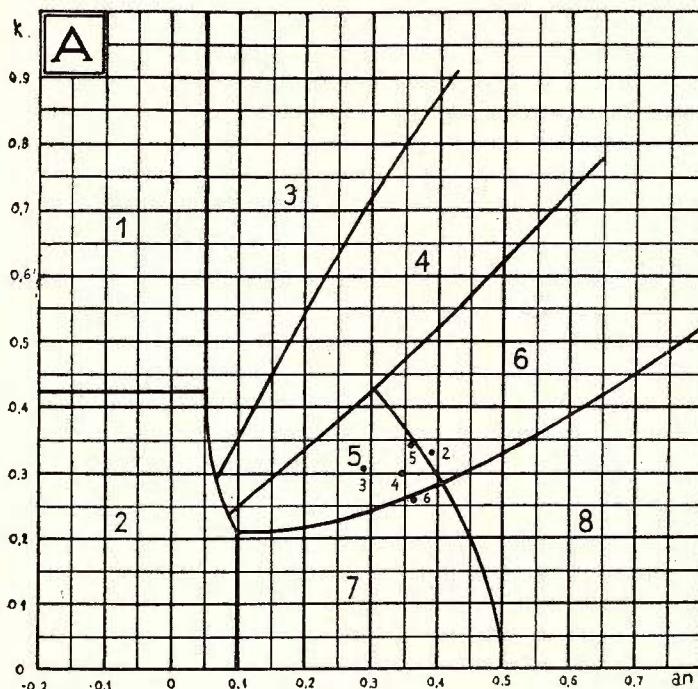
Diagramme des paramètres Rittmann (si, alk).

Deosebit de sugestivă — față de obiectivul urmărit de noi — este diagrama QLM din fig. 4, care confirmă caracterul acid al tuturor rocilor analizate : două din cele 6 analize se înscriu clar în cîmpul andezitelor cuartifere, în timp ce restul variază sensibil la limitele cîmpurilor andezite cuartifere-dacite-riolite.

De altfel, caracterul lor apropiat de acela al riodacitelor reiese și din încadrarea lor în diagramele de variație a parametrilor calculați prin metoda folosită de A. R i t t m a n n (1963) pentru rocile vulcanice (tabelul 5 ; fig. 5, 6, 7); după cum se poate constata, aproape toate analizele se înscriu în cîmpurile $A_5 - A_7$ — corespunzătoare riodacitelor — mai puțin una, care se înscrie în cîmpul B_5 , căreia A. R i t t m a n n îi atribuie o

denumire mai puțin folosită în ultima vreme și anume aceea de trahi-andezit.

Ansamblul caracterelor petrografice și chimice confirmă apartenența lor la un tip deosebit față de cele recunoscute în regiune pînă în prezent;



Flg. 6. Diagrama parametrilor Rittmann (k , an A).

Diagramme des paramètres Rittmann (k , an A).

TABELUL 5
Valorile parametrilor Rittmann

Nr. crt.	SiO_2	Al	Alk	CaO	FM	K	ca'	an	Diagrama și tabelul utilizat	Denumirea rocii
1	55,38	17,31	8,22	7,92	9,22	.26	2,47	.36	B ₅	trahiandezit
2	57,89	18,14	7,88	6,37	7,43	.33	0,22	.39	A ₆	riodacit
3	60,00	14,92	8,10	4,95	11,28	.31	0,86	.29	A ₅	riodacit
4	62,34	15,54	7,32	6,71	7,66	.30	1,78	.35	A ₅	riodacit
5	63,47	16,23	5,79	4,15	9,26	.35	-2,11	.37	A ₅	riodacit
6	64,70	16,28	5,35	3,63	7,72	.26	-2,92	.36	A ₇	dacit deschis

adăugind la aceasta modul lor de apariție în teren, faptul că ele apar sub diferite forme — corpuși sau curgeri — ocupînd suprafețe mai reduse sau mai întinse, considerăm că avem în acest fel confirmarea existenței unor roci deosebite ca urmare a unor procese vulcanice deosebite.

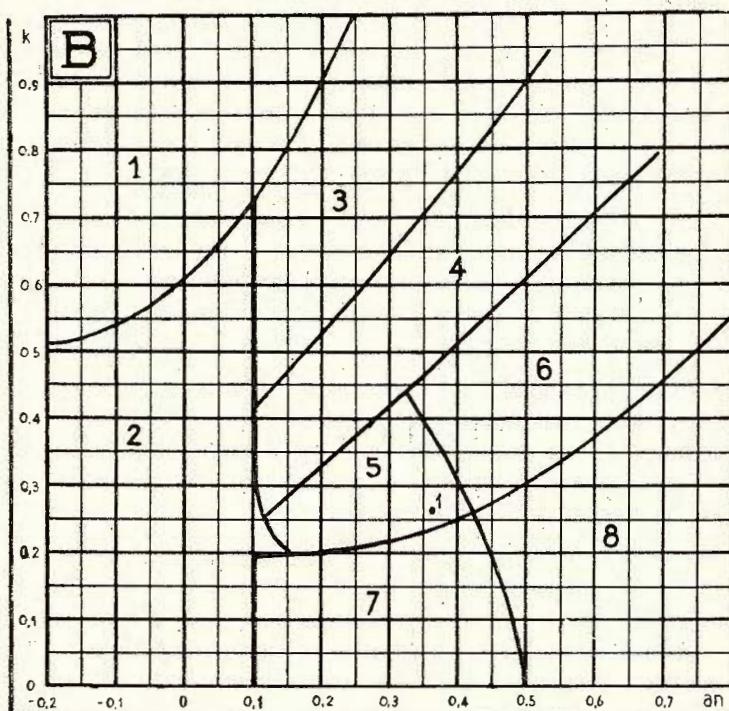


Fig. 7. — Diagrama parametrilor Rittmann (k , $an\ B$).
Diagramme des paramètres Rittmann (k , $an\ B$)

Concluzii

Cercetarea vulcanitelor neogene din partea sudică și sud-estică a masivului Harghita a permis separarea în cadrul rocilor andezitice, a mai multor tipuri petrografice; cu această ocazie s-a semnalat existența unor andezite cuarțifere în dealul Pricske, din cursul mijlociu al Văii Mari (pîrîul Nagyos) (Al. Vasilescu, 1964).

La caracterele petrografice și chimice ale rocilor prezentate mai sus, trebuie asociat modul lor de apariție pe teren, în cadrul structurii geologice a regiunii în cuprinsul căreia au fost semnalate.

EXPLICATIA PLANSEI

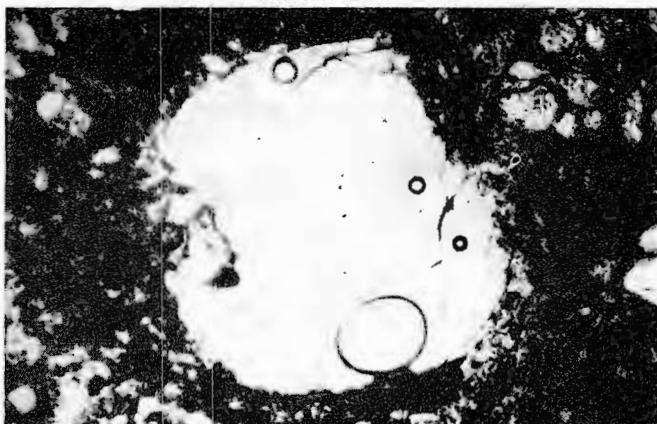


Institutul Geologic al României

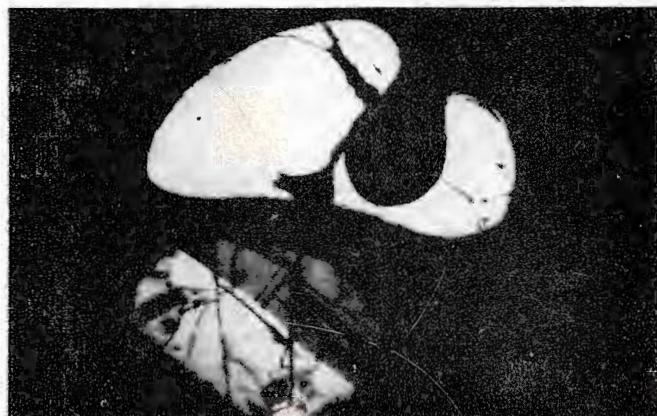
EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1, 2, 3. — Cristale de cuarț cu urme de coroziune magmatică. N +, $\times 16$.
Cristaux de quartz à traces de corrosion magmatique. N +, $\times 16$.

AL. VASILESCU. Andezite cuarțifere din munții Harghita.



1



2



3

Dări de Seamă ale ředinelor, vol. LII/2.



Institutul Geologic al României

În lucrarea amintită (A.I. Vasilescu, 1964) s-a considerat că ivirea de andezite cuarțifere din dealul Prickske aparține unui corp cu o poziție neclară în structura geologică a regiunii.

Identificarea unor astfel de roci și în alte puncte, relativ apropiate primei zone de apariție, sub formă de curgeri cu poziție superioară andezitelor cu piroxeni — considerate ca reprezentând cele mai noi produse din regiune — ridică problema atribuirii lor unor momente ulterioare punerii în loc a andezitelor cu piroxeni. Incadrarea poziției acestora în sensul general al evoluției chimice a magmelor care le-au creat, s-ar traduce printr-o nouă creștere a acidității produselor; desigur că pentru o astfel de interpretare este necesar ca poziția lor să fie determinată cu precizie.

BIBLIOGRAFIE

- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Stuttgart.
- Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogenes. Zürich.
- Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostotoroș (Munții Harghita). D.S., Com. Geol. L, 1 (1961—1963). București.
- Rădulescu D. (1961) Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. St. Cerc. geol. 2.
- Rădulescu D. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a Munților Harghita. D.S. Com. Geol. (1961—1963) L, 2. București.
- Rădulescu D., Vasilescu A.I., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu. An. Com. Geol. XXXIII. București.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Masson et C-nie Edit. Paris.
- Vasilescu A.I. (1964) Cercetări geologice și petrografice în partea sud-estică a munților Harghita. D.S. Com. Geol., L, 2 (1961—1963). București.
- Zavaritski A. N. (1955) Rocile eruptive. Moscova. Traducere din limba rusă I.D.T. (1961) București.
- Zavaritski A. N. (1950) Introducere în petrochimia rocilor eruptive. Ed. II-a rev. Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R.



SUR LA PRÉSENCE DES ANDÉSITES QUARTZIFÈRES DU S DES MONTS DE HARGHITA

PAR

AL. VASILESCU

(Résumé)

Les volcanites néogènes de la moitié méridionale des Monts de Harghita, à la suite de leur examen, ont été séparées en plusieurs types pétrographiques et encadrées dans l'ensemble pétrographique, pétrochimique et structural de tout le massif éruptif : andésites à amphiboles \pm pyroxènes, andésites à hornblende résorbée et pyroxènes, andésites pyroxéniques.

En outre, au cours des dernières recherches, on a identifié, — à plusieurs endroits dans le bassin de Valea Mare — (V. Nagyos — Sincrăeni Ciuc) une série de roches andésitiques constituées par du feldspath plagioclase, hornblende partiellement résorbée, pyroxène, biotite, quartz et magnétite ; le quartz est d'origine primaire, et présente des phénomènes de corrosion magmatique.

Grâce au calcul des paramètres Niggli et Zavaritski on a pu saisir les caractères chimiques de ce type de roches, différentes de l'ensemble des roches de la région ; le caractère acide des magmas qui les ont engendrées, est confirmé par les paramètres calculés grâce à la méthode employée par A. Rittmann pour les roches volcaniques ainsi que par le diagramme QLM dans lequel ce type d'andésites occupe une position spécifique.

Du fait qu'elles sont encadrées à la structure de la région on les considère supérieures aux andésites à pyroxènes — ce qui signifie une nouvelle augmentation de l'acidité des produits.



STRATIGRAFIE

ASUPRA DEPOZITELOR CRETACICE DIN BAZINUL VĂII
BISTRITĂI, ÎNTRE VALEA LARGULUI ȘI VALEA SABASEI
(CARPAȚII ORIENTALI¹⁾)

DE

GR. ALEXANDRESCU²⁾

Abstract

Cretaceous Deposits of the Basin of the Bistrița Valley between the Largu and Sabasa Valleys (East Carpathians). The Flysch facies of the Moldavian zone of the East Carpathians being separated lithologically, has shown a new stratigraphical and tectonical feature. The „Bistra Beds” and „Babșa Beds” s. str. have been separated as overlaying the „Sinaia Beds”. From the tectonical point of view, the eastern flank of the unit on the western side of the „Lutu Roșu” line became obvious, which through the Bistra Beds overthrusts the „curvicolinal Flysch” situated in the eastern side. The „Lutu Roșu” line extends northwards, as far as to the southwestern part of the Stănișoara-Bivoul Massif.

Scurtă privire istorică

Referințe geologice asupra sectorului moldovean al Carpaților orientali se cunosc încă din secolul trecut. F. R. H e r b i c h (1878) dă cele dintii indicații asupra constituției geologice a văii Bistricioara și a masivului Ceahlău, atribuind depozitele de aici Cretacicului inferior (Untere-Kreide Karpathensandstein). Ulterior, G. R. C o b ă l c e s c u (1883), C. B o t e a (1885), V. Uhlig (1907), I. S imionescu (1899), S. A t h a n a s i u (1905) și R. Sevastos (1908) aduc contribuții la descifrarea stratigrafiei acestui sector carpatic.

În anii 1918—1920 valea Bistriței (între Bistricioara și Bicaz) este cercetată de G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u (1926) în scopul lucră-

¹⁾ Comunicare în ședința din 26.IV.1965.

²⁾ Institutul Geologic, șos. Kiseleff nr. 55, București.



rilor de barare a rîului Bistrița. Cu această ocazie s-a făcut o separare riguroasă a formațiunilor și totodată s-au paralelizat cu acele din partea sudvestică a Carpaților orientali. În depozitele cretacic-inferioare autorii au separat strate de Sinaia (Valanginian-Hauterivian), șisturi negre în partea de E a flișului intern și seria grezo-conglomeratică, corespunzătoare stratelor de Bistra, în partea de vest (Barremian). Depozitele barremiene cu cele două faciesuri sunt următe, în concepția autorilor, de Aptian cu cele trei orizonturi (marnos, grezos și conglomeratic). Această concepție stratigrafică a prezentat o deosebită însemnatate și a stat la baza întocmirii hărții geologice a țării scara 1 : 500 000.

Flișul cretacic dintre valea Bistriței și valea Moldovei a fost studiat de G. Cernea (1952). În flișul intern a făcut aceleași separații litologice (strate de Sinaia, strate de Bistra, orizontul marnos, orizontul grezos și orizontul conglomeratic) încadrîndu-se astfel în schema stratigrafică generală elaborată de G. Macovei și I. Antanasiu (1926).

Cunoștințele asupra flișului cretacic, au progresat considerabil în ultimii ani și s-au îmbogățit cu noi observații fundamentale și de detaliu. Studiile de sinteză ale prof. M. G. Filipescu (1955, a, b) pe de o parte și ale lui I. Bancilă (1958) pe de altă parte, au permis acestor autori să elaboreze o nouă schemă stratigrafică și tectonică. Acest fapt a constituit un nou salt în cunoașterea stratigrafiei și tectonicei flișului Carpaților orientali. Astfel, în flișul intern, constituise în cea mai mare parte din depozite cretacic-inferioare, a fost pusă în evidență o mare linie tectonică denumită linia „Lutu Roșu”. Aceasta separă flișul cretacic intern în două unități, la alcătuirea cărora iau parte depozite cretacice, ale căror faciesuri sunt deosebite de la o unitate la alta.

Această importantă linie tectonică se poate urmări din regiunea de curbură a Carpaților orientali (Nebunul Sterp, Intorsura Buzăului) trecind spre nord pe la Toria, Coșneea, Brates, pe valea Tarcăului, Curinătura Lutu Roșu din fața masivului Ceahlău, se continuă spre nord în valea Fărcașei, valea Negrilesei, și ajunge în cele din urmă la Ostra și Gemenea, în partea de nord a Moldovei.

Date stratigrafice

Depozitele cretacic-inferioare ale unității de la vest de linia „Lutu Roșu”. La alcătuirea acestei unități, cunoscută în literatură sub denumirea de „pînza internă superioară” (M. Filipescu, 1955) – „flișul vest intern” (I. Bancilă, 1958) și pînza de Ceahlău (I. Dumitrescu et al., 1962), iau parte depozite care aparțin următorelor entități



litologice : strate de Sinaia, strate de Bistra și strate de Babșa. Ultimele sunt urmate de un orizont grezo-conglomeratic, comparabil cu stratele de Ceahlău.

a) *Stratele de Sinaia*. Acestea se dezvoltă în partea de W, la limita cu șisturile cristaline. Ele au fost cercetate mai mult informativ, cu scopul de a întregi cunoștințele asupra formațiunilor cu care acestea vin în contact.

b) *Stratele de Bistra*. Depozitele atribuite stratelor de Bistra, mai sunt cunoscute în literatura de specialitate sub numele de „Barremian vest intern” și au fost descrise prima dată de G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u în anul 1919 (1926). Ele au fost denumite astfel după localitatea și valea cu același nume (Bistra), din bazinul văii Bicazului.

Acestea corespund în parte cu „stratele de Babșa” a lui S. A t h a n a s i u (1905) și cu „gresia cu *Turrilites*” de la Fărcașa a lui R. S e v a s t o s (1908).

G. C e r n e a (1952) cartează stratele de Bistra la nord de valea Bistriței, pînă în valea Moldovei, descrie tipurile de roci care intră în constituția lor și dă o listă de sinonimii. De asemenea arată că la partea inferioară acestea se limitează cu stratele de Sinaia, iar la partea lor superioară suportă așa-numitul „orizont marnos” al Apțianului. G. C e r n e a ca și G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u cuprinde sub această denumire „orizont marnos” și ceea ce s-a separat ulterior, sub numele de „serie curbiecorticală” (I. B ă n c i l ă, 1958).

I. B ă n c i l ă (1958) în lucrarea de sinteză asupra Carpaților orientali, arată că în stratele de Bistra se pot deosebi două orizonturi : un orizont bazal șistos, și un orizont superior grezos – gresia de Bistra. În plus, mai separă stratele de Bistricioara, care reprezintă după autor, un facies mai estic al orizontului șistos bazal. Însă între textul lucrării sale și harta geologică, există unele nepotriviri, în sensul că acolo unde citează și descrie „stratele de Bistricioara”, pe hartă sunt figurate stratele de Ceahlău. Această neconcordanță între text și hartă poate da naștere unor neînțelegeri de interpretare. După părerea noastră, „stratele de Bistricioara” nu reprezintă altceva decît stratele de Babșa cu care sunt identice și stau într-o zonă sinclinală, fapt care va fi arătat mai jos.

Cercetările pe care le-am făcut în ultimii ani asupra depozitelor cretacice din bazinul văii Bistrița, ne-au permis să facem unele precizuni stratigrafice și tectonice asupra acestora. Examinarea profilelor văilor Bistrița, Fărcașa și Sabasa, ne-au condus la stabilirea unei poziții geometrice mai riguroase a strateelor de Bistra. Astfel stratele de Bistra sunt situate între stratele de Sinaia și stratele de Babșa *pro parte* (S. A t h a-

n a s i u, 1905) sau orizontul marnos *pro parte* (G. M a c o v e i – I. A t a n a s i u, 1926 și G. C e r n e a , 1952).

Din punct de vedere litologic stratele de Bistra sunt alcătuite din trei tipuri principale de roci : șisturi argiloase, gresii și conglomerate.

Gresiile sunt rocile cele mai răspândite și mai caracteristice. Ele sunt masive, adesea slab conglomeratice, calcaroase, dure, și formează bancuri de 1–5 m grosime. În alternanță cu gresiile sunt șisturi negricioase sau cenușii, uneori micacee, în care se găsesc rare impresiuni de amoniți, dar în stare rea de conservare.

Conglomeratele se întâlnesc către partea superioară a stratelor de Bistra fără a forma un orizont constant. Ele sunt alcătuite din fragmente de roci cristaline (ortognaise, cloritoșisturi), fragmente și blocuri de roci sedimentare (calcare negricioase și cenușii, calcare albicioase, calcare roșcate, marno-calcare de tip Sinaia, gresii calcaroase). Asemenea tipuri de roci, cu intercalații de conglomerate, iau parte la constituția Vîrfului Comorii (1302 m) și a muntelui Razemul (1440 m).

Resturile organice pe care le conțin blocurile de calcare din conglomerate sunt numeroase și variate, printre care cităm : *Pecten* sp., *Rhynchonella* sp., amoniți, belemniti, pachiodonte, echinoide, corali. Asemenea blocuri fosilifere am întâlnit la obîrșia pîriului Cornului, la obîrșia pîriului Vremenita și pîriul Fagului. Pe lîngă determinarea specifică a acestor faune se impune și un studiu petrografic al blocurilor de calcare, în vederea stabilirii originii acestora.

Tot către partea superioară stratele de Bistra comportă cîteva intercalații de marno-calcare, de culoare cenușie sau negricioasă, cu grosimi cuprinse între 5–20 cm. Acestea au o dezvoltare regională pe mai mulți km și pot fi luate uneori drept reper în delimitarea stratelor de Bistra, de stratele de Babșa.

Cu caracterele descrise mai sus, se știa că stratele de Bistra formează o fîșie orientată aproximativ N–S, paralelă cu stratele de Sinaia (situate mai în vest) și a căror lățime nu depășește 2 km.

În urma observațiilor de detaliu, în acest sector carpatic, am identificat strate de Bistra și în partea frontală (estică) a unității de la vest de linia „Lutu Roșu”. Acestea se dispun sub forma unei fîșii, orientată N–S și prezintă aceleași caractere litologice ca și în cele din zona vestică. Gresiile și conglomeratele din această fîșie (situată în flancul estic) formează culmile Bostanu, Piatra Cornului, Pîrvu și Baicu, trec apoi în valea Fărcașei cu cei doi afluenți ai săi (pîriul Slătiorului și Cracul dintre Bulbuci), iar mai spre nord dispar tectonic, la vest de culmea Stînișoarei. Prezența stratelor de Bistra în această parte are o deosebită importanță,

deoarece pune în evidență flancul estic al acestei unități, flanc care încalcă zona din față, reprezentată prin „flișul curbicortical”. În regiunea văii Bistriței, în fruntea acestei unități nu apar la zi stratele de Sinaia. În schimb ele au fost identificate de către M. Sandulescu (1964) într-o regiune mai sudică, situată între Răchitiș și Armășeni, aproximativ pe paralela Miercurea Ciuc—Tg. Oca. Aici stratele de Sinaia formează o fișie continuă în fruntea acestei unități.

Lipsa stratelor de Sinaia din fața acestei unități, în sectorul cuprins între valea Bistriței și valea Moldovei, arată că planul de încălecare în acest sector se situează la nivelul stratelor de Bistra, în timp ce stratele de Sinaia rămân sub acest plan de încălecare.

Vîrstă stratelor de Bistra. În ceea ce privește vîrstă depozitelor care alcătuiesc stratele de Bistra, se pot spune următoarele: în anul 1919 și apoi în 1934 G. Macovei și I. Tanasiu (1926, 1934) au arătat că în zona internă a flișului depozitele de vîrstă barremiană, sănt dezvoltate sub două faciesuri: a) un facies estic predominant șitos (strate de Audia, sisturi negre) și b) un facies vestic grezos conglomeratic „barremian vest intern” pentru care au propus denumirea de strate de Bistra.

Pentru a argumenta vîrstă barremiană, autorii au arătat că între cele două tipuri faciale (strate de Bistra și sisturi negre) și depozitele de vîrstă apțiană care le urmează, există o continuitate perfectă. Bazați pe acest fapt consideră că sisturile negre și stratele de Bistra sănt de vîrstă barremiană. Tot în sprijinul vîrstei barremiene a stratelor de Bistra și a sisturilor negre citează fauna descoperită de T. Wiśniewski (1905) (*Acanthoceras albrechti austriacae* Uh., *Crioceras emericum* Lev., *Hamites lorioli* Uh.) în apropiere de Dobromil.

Vîrstă barremiană acordată stratelor de Bistra, a fost ulterior confirmată de cei doi amoniți citateți de prof. G. Macovei (1958): *Macroscaphites yvani* de la Chisirig din valea Bicazului și *Costidiscus recticostatus* de la Gura Bistricei, însă fără o localizare strictă.

Ulterior, G. Cernea (1952) citează din stratele de Bistra de pe pîrul Muncceanului (bazinul văii Dreptului) un fragment de amonit, pe care însă nu l-a găsit *in situ* și care după caracterele sale l-a atribuit formei de *Acanthoplites aschiltensis* Anth., formă caracteristică după G. Cernea pentru Bedoulian. Sprijinit pe aceasta, G. Cernea urcă stratele de Bistra pînă în Apțianul inferior. Prezența acestui amonit la locul indicat de G. Cernea, ridică unele probleme:

Datorită faptului că forma nu a fost găsită *in situ*, nu duce la complicații, în sensul că nu se poate admite ca să fi fost adusă de la dis-

tanțe mari. Ea provine aproximativ din locul indicat. Această afirmație se sprijină pe faptul că depozitele care apar aici, aparțin versantului vestic al culmii Hurduga, culme care formează cumpăna apelor dintre bazinul văii Dreptului (la vest) și bazinul văii Bistrița (la est) și ar fi exclus ca această formă să fie adusă de pe versantul opus.

Înînd seama că amonitul citat provine aproximativ de la baza stratelor de Bistra și cum după datele din literatură, această formă indică Aptianul superior (Gargasian), ar reesi că depozitele din care ea provine, ar fi de vîrstă mai nouă decît cea indicată de G. C e r n e a, adică Aptian superior. Aceasta duce implicit fie la revizuirea vîrstei stratelor de Bistra sau în caz contrariu la revizuirea formei.

Cu ocazia unor lucrări de prospectare pentru hidrocarburi, T. B o r s¹⁾ a colectat cîteva exemplare de amoniți, de la partea superioară a stratelor de Bistra, din bazinul văii Bistriței (pe cel de al doilea affluent al Bistriței situat la nord de pîrîul Zahorna), printre care cităm : *Lytoceras raricinctum* U h l i g ; *Phylloceras* aff. *infundibulum* d' O r b.

Tot acest autor mai citează din aluviunile pîrîului Bofu, affluent stîng al Bistriței, forme de *Haploceras* aff. *charrierianum* d' O r b., *Hoplites angulicostatus* și *Parahoplites* sp. din grupul *angulicostatus*. Bazat pe aceste forme autorul trage concluzia că stratele de Bistra sunt de vîrstă Hauterivian superior—Barremian.

În afara de cele arătate mai sus, menționăm că dintr-o deschidere situată la aproximativ 30 m sub limita cu stratele de Babșa (în valea Sabasei) dintr-o intercalătie brecioasă, am colectat cîteva resturi de amoniți, care, după caracterele lor, aparțin următoarelor genuri : *Prochelonoiceras* sp., *Pseudohaploceras* sp.

Formele de mai sus arată că stratele de Bistra urcă pînă în Aptianul inferior (Bedoulian). Înînd seamă și de amoniții cîtați de prof. G. M a - c o v e i (1958), *Macroscaphites yvani* și *Costidiscus recticostatus* precum și de formele de *Procheloniceras* sp. și *Pseudohaploceras* sp. de la partea superioară a stratelor de Bistra, se poate afirma că stratele de Bistra cuprind Barremianul și Aptianul inferior.

Referitor la limita inferioară a stratelor de Bistra, nu se pot face deocamdată aprecieri asupra vîrstei, rămînînd ca noi dovezi paleontologice să fie aduse în acest sens.

¹⁾ T. B o r s — Cercetări geologice în bazinul Bistrița—Fărcașa—Bistricioara. Arh. Min. Ind. de Petrol., București, 1958.



c) *Stratele de Babșa str.s.* sunt o entitate litologică bine reprezentată.
Sinonimie:

Strate de Babșa pro parte. S. Athanasiu. Über die Stratigraphie der Stînișoara-Berges in der Nord Moldau. *Bul. Soc. Științe.* București, 1905;

Orizontul marnos pro parte. G. Macovei și I. Athanasiu. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VIII. București, 1926;

Orizontul marnos pro parte G. Cernea. Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Inst. Geol. Rom.* XXIV. București, 1952;

Strate de Bistricioara I. Bâncilă. Geologia Carpaților Orientali. București, 1958;

Strate de Ceahlău pro parte. I. Bâncilă. Geologia Carpaților orientali. București, 1958.

Peste depozitele detritice (grezo-conglomeratice) ale stratelor de Bistra, urmează o serie în general șistoasă, cu intercalării de gresii subțiri, alcătuind stratele de Babșa, descrise și denumite astfel de S. Athanasiu (1905), după numele pîrîului și muntelui Babșa, din culmea Stînișoara. După definiția lui S. Athanasiu acestea sunt: „straturi mărgoase cenușii și gresuri argiloase care domină, și printre ele straturi sau bancuri groase de gresuri calcareoase tari. Acestea se văd la gura Babșei, albia pîrîului Sabasa, pîrîul Fărcășei, pîrîul Galu și în valea Bistriței la gura Zahornei”.

La alcătuirea stratelor de Babșa după cum s-a arătat și mai sus, iau parte marne șistoase, argiloase, fine, cu intercalării de argile nisipoase și gresii subțiri. Toate acestea se succed în alternanță, formînd o serie caracteristică, în care frecvent se întîlnesc marno-calcare sideritice, în strate subțiri pînă la 5 cm, care prin alterare capătă o culoare ruginie, brună sau roșcată și pe care S. Athanasiu le-a denumit „marge întărite roșietice”.

Către partea superioară a stratelor de Babșa se găsește un pachet de cca 100 m grosime în care sunt frecvente marne cenușii negri-cioase. Acest pachet se întinde pe pîrîul Cornului, la cca 400 m amonte de confluența acestuia cu valea Bistriței, apoi în cotul șoselei de la Roșeni, unde de asemenea este bine reprezentat, fiind proaspăt descoperit prin lucrările recente în vederea construirii noii șosele, din partea nordică a lacului de acumulare Bicaz. Tot aici se observă cum stratele de Babșa trec la un orizont superior acestora, alcătuit din gresii masive și conglomerate.

Resturile organice pe care le conțin stratele de Babșa sunt relativ rare și reprezentate prin impresiuni de amoniți, identificați prima oară de S. Athanasiu pe pîrîul Babșa. Tot din stratele de Babșa, G. Macovei și I. Athanasiu, citează însă fără o localizare strictă, forme de *Orbitolina conoidea* și o impresiune de amonit cu coaste subțiri și dese.

I. Băncilă (1958) într-un calcar grezos dur din „stratele de Bistricioara” situate la cca 1 km amonte de confluența Bistricioarei cu Bistrița, a identificat resturi de *Orbitolina lenticularis* d'Orb.

Menționăm că din complexul stratelor de Babșa, am recoltat de pe pîrîul Galului și primul affluent stîng al Bistriței în aval de pîrîul Corinului, fragmente de amoniți derulați, cu coaste dese și subțiri, a căror determinare specifică nu se poate face.

d) *Orizontul grezo-conglomeratic*. Peste stratele de Babșa, urmează un complex detritic (grezo-conglomeratic). Acesta apare pe valea Fărcașei, amonte de confluența acesteia cu pîrîul Celarului și de asemenea în valea Bistriței la Roșeni, unde ia o dezvoltare mai mare, precum și la sud de valea Bistricioarei.

Depozitele cretaceice de la est de linia „Lutu Roșu”. În depozitele din această zonă, care iau parte la alcătuirea flișului curbicortical, se pot separa trei orizonturi :

a) *Orizontul șistos cu gresii curbicorticale* este bine individualizat din punct de vedere litologic.

Sinonimie :

Strate de Babșa *pro parte* S. Athanasiu. Über die Stratigraphie der Stînișoara Berges in der Nord Moldau. *Bul. Soc. Științe*. București, 1905.

Orizontul marnos al Apțianului *pro parte*. G. Macovei și I. Atanasiu. *D.S. Inst. Geol.* VIII. București, 1926.

Orizontul marnos al Apțianului G. Cernea. Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Inst. Geol. Rom.* XXIV. București, 1952.

Seria curbicorticală (strate de Palanca) I. Băncilă. *Geologia Carpaților Orientali*. București, 1958.

Orizontul șistos cu gresii curbicorticale Gr. Alexandrescu și P. Soigan. Observații geologice în bazinul văii Largului (valea Bistriței-Carpații Orientali). *Comunicările Acad. R.P.R.* nr. 8, T. XII. București, 1963.

Acesta e constituit dintr-o alternanță monotonă de șisturi argiloase verzui, cenușii, negricioase, care se succed în alternanță cu gresii curbicorticale și gresii micacee. Orizontul este bine reprezentat în valea Largului, precum și pe toți afluenții de pe versantul estic al culmii Bostanu-Pîrvu-Baicu. Facem mențiunea că în partea sudică și sudvestică a sinclinalului Stînișoara, rocile acestui complex sunt puternic tectonizate și prezintă dese elaborări de calcit. În partea vestică a sinclinalului Stînișoara orizontul nu mai apare, în schimb, se poate urmări pe văile de pe clina estică a culmii Stînișoara (pîrîul Dolia, pîrîul Răchiții, pîrîul Stîna Mînăstirii), trece spre N în valea Suha Mare și în valea Negrilesei.

I. Băncilă (1958) bazat pe unele forme fosile acordă acestui orizont vîrsta albiană. Singurele resturi fosile pe care le-am întîlnit sunt reprezentate prin valve de *Inoceramus* și îngrămadiri de prisme de inocerami pe fața inferioară a unor gresii (obârșia văii Dolia). Asemenea resturi au fost identificate și de I. Băncilă (1958) pe pîriul Rotarului și valea Largului.

b) *Orizontul grezos* urmează peste orizontul șistos cu gresii curbicorticele, fiind reprezentat printr-un pachet grezos alcătuit din gresii micacee masive, deseori microconglomeratice sau chiar conglomeratice. Depozitele acestui orizont se dispun în două fîșii paralele, dintre care una se află în malul drept al văii Largului, la confluența acesteia cu valea Bistriței, trece apoi spre N pe la vîrful Cornului și ajunge în valea Fărcașei; cea de a doua zonă apare mai la est, între Vîrful Căpriorului și Bitca Răscoalelor, și se poate urmări din șeaua de la Răscoale, spre nord, prin piciorul Arșitei, trece în valea Slătiorului, apoi în valea Agapienilor și în valea Doliei. În partea de SW a sinclinalului Stînișoara—Bivolul (în pîriul Slătiorului) orizontul este puternic tectonizat împreună cu orizontul inferior și cu cel al marnelor și argilelor verzi care urmează la partea superioară.

c) *Orizontul marnelor și argilelor roșii*, este constituit din marne și argile roșii și verzi, între care se găsesc intercalate gresii micacee, moi. Orizontul nu apare în mod continuu, asa după cum am arătat în altă parte (G r. Alex andrescu, P. řoigean, 1963). Se dezvoltă în fața Ceahlăului, la curmătura „Lutu Roșu”, iar de aici spre nord se urmărește în pîriul Răpcinița, dealul Buba, apoi în pîriul Glodului, se continuă pe sub Piatra Cornului, și pe la est de culmea Pîrvu-Baicu. Se regăsește în valea Fărcașei, pe cei doi afluenți (pîriul Slătiorului și Cracul dintre Bulbuci), și după o intrerupere de cîțiva km reapare la fundul văii Negruleasa, unde capătă o dezvoltare mai mare. În ceea ce privește vîrsta acestui complex, unele asociații micropaleontologice indică în ansamblu o vîrstă cenomaniană cu trecere la turonian (G r. Alex andrescu, E. Bratu, 1964). Probele culese de la vîrful Cornului și valea Fărcașei, nu au dat nici o asociație, care ar putea da unele indicații asupra vîrstei.

Date tectonice

Sectorul cercetat cuprinde depozite care se repartizează celor două unități ale flișului intern. Linia „Lutu Roșu” marchează contactul între acestea (pînza internă superioară și pînza internă inferioară). La contactul



dintre aceste două unități în unele locuri apar marnele și argilele roșii, așa cum este la curmătura „Lutu Roșu” din fața masivului Ceahlău.

De cele mai multe ori acest contact se reflectă în morfologia terenului. Eroziunea diferențială dă forme de relief abrupte în stratele de Bistra și forme domoale în „seria curbicorticală”. În aceste cazuri, stratele de Bistra (serie grezo-conglomeratică) care aparțin unității vestice, vin în contact tectonic cu diversi termeni al „seriei curbicorticale” aparținând unității estice.

În cuprinsul unității vestice, se remarcă o strucură principală, sinclinalul Sabasa-Ceahlău. Flancul vestic al acestei structuri stă direct pe stratele de Sinaia, iar flancul estic vine în contact anormal cu diferite orizonturi ale „flișului curbicortical”. Stratele de Babșa și orizontul grezos-conglomeratic formează umplutura acestei structuri. În unele sectoare acest sinclinal se îngustează foarte mult, ca de exemplu în pîriul Prislopului și pîriul Galului. În partea de sud a văii Bistricioara el capătă o dezvoltare mai mare. Mai menționăm faptul că stratele de Babșa dau naștere la cute secundare, datorită probabil diferenței de plasticitate între ele și substratul lor grezo-conglomeratic (stratele de Bistra).

De asemenea menționăm că în unele sectoare atât stratele de Bistra cît și stratele de Babșa sunt redresate la verticală și chiar date peste cap. Această situație se poate observa pe flancul vestic al sinclinalului, în valea Sabasa, Fărcașa, Vremenița și Galu.

Concluzii

Depozitele cretacice în facies de fliș din bazinul văii Bistrița, se repartizează celor două unități tectonice, (pînza internă superioară și pînza internă inferioară) delimitate de linia „Lutu Roșu”.

La alcătuirea unității de la vest de linia menționată, iau parte strate de Sinaia, strate de Bistra, strate de Babșa și orizontul grezo-conglomeratic.

La alcătuirea unității de la est de linia „Lutu Roșu” iau parte orizontul șistos cu gresii curbicorticale, orizontul grezos și argilele roșii și verzi.

Pe baza datelor paleontologice se poate afirma că stratele de Bistra cuprind Barremianul și Aptianul inferior.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr., Soigan P. (1963). Observații geologice în bazinul văii Largului (valea Bistriței – Carpații orientali). *Comunicările Acad. R.P.R.* XIII, 8. București.
- Alexandrescu Gr., Bratu Elena (1964). Considerații asupra vîrstei marnelor roșii de la Ostra. *D.S. Com. Geol.* L, 1. București.
- Atanasiu I. (1926). Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII (1928). București.
- Athanasiu S. (1905). Über die Stratigraphie der Stânișoara – Berge in der Nord Moldau. *Bul. Soc. Sc.* București.
- Băncilă I. (1958). Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București.
- Botea C., Stefanescu Gr. (1888). Relațiune sumară despre lucrările Biroului Geologic în jud. Bacău, Tecuci, Neamț, Suceava, Dorohoi. *An. Bir. Geol.* III. București.
- Cerneagă G. (1952). Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Inst. Geol. Rom.* XXIV. București.
- Cobălcescu Gr. (1883). Über einige Tertiärbildungen in der Moldau. *Verh. der k.k.R.A.* Wien.
- Dumitrescu I., en collaboration avec Sandulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliu S., Georgescu C. (1962). Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie *An. Com. Geol.* XXXII. Bucarest.
- Filipescu M. G. (1955). Vederi noi asupra tectonicei flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. București și a Politehnicii din București*, 6–7.
- Filipescu M. G. (1955). Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. București și a Politehnicii București*, 8.
- Herbich Fr. (1878). Das Szeklerland. Budapest.
- Macovei G., Atanasiu I. (1926). Structura geologică a văii Bistriței între Pîngărați și Bistricioara. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VIII (1919–1920). București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934). L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI. București.
- Macovei G. (1958). Curs de Geologie stratigrafică. Ed. II-a. București.
- Sevastos R. (1908). Asupra zonei de gres carpatic din județul Suceava și Neamț. *Asoc. Rom. pt. înaintarea și răsp. științei*. București.
- Simionescu I. (1899). Cîteva date din geologia județului Neamț. *Bul. Soc. de științe din România*. An. III. București.
- Săndulescu M. (1965). Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și Izv. Ciobănașului (Munții Ciucului). *D.S. Com. Geol.* L, 2.
- Uhlig V. (1907). Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch* CXVI. Wien.
- Wisniowski T. (1905). Über das Alter der Inoceramschichten in den Karpaten. *Bul. Ac. Sc. Cracovia*.

SUR LES DÉPÔTS CRÉTACÉS DU BASSIN DE LA VALLÉE
BISTRITA ENTRE LA VALLÉE DE LARGU ET LA VALLÉE DE
SABASA (CARPATES ORIENTALES)

PAR

GR. ALEXANDRESCU

(Résumé)

Les recherches effectuées sur les dépôts crétacés en faciès de flysch, du bassin de la vallée de Bistrița, ont occasionné à l'auteur quelques précisions stratigraphiques et tectoniques à leur égard. On a établi une position géométrique plus rigoureuse des couches de Bistra et des couches de Babșa. Les couches de Bistra sont situées entre les couches de Sinaia et celles de Babșa *pro parte* (S. Athanasiu, 1905) ou l'horizon marneux *pro parte* (G. Macovei, I. Athanasiu, 1926 et G. Cernea, 1952). Au point de vue lithologique les couches de Bistra sont constituées par trois types principaux de roches : schistes argileux, grès et conglomérats. Ces derniers se trouvent à la partie supérieure des couches de Bistra, sans former un horizon constant. Vers la partie supérieure des couches de Bistra (dans la vallée Sabasa) à 30 m au-dessous de la limite avec les couches de Babșa, l'auteur a identifié un nid fossifère dont il a récolté des formes de *Procheloniceras* sp., *Pseudohaploceras* sp. C'est sur la base de ces formes et de celles citées antérieurement (*Macroscaphites yvani* et *Costidiscus reticostatus*) qu'on démontre que les couches de Bistra comprennent le Barrémien et l'Aptien inférieur (Bédoulien).

Les recherches ont retrouvé les couches de Bistra dans la partie frontale (orientale) de l'unité à l'W de la ligne „Lutu Roșu”, ce qui s'avère d'une importance spéciale vu que, de la sorte, le flanc E de cette unité qui chevauche la zone de devant, représentée par le „flysch curbieortical” est mis en évidence.

Quant aux couches de Babșa, ainsi dénommées par S. Athanasiu en 1905, on donne une liste de synonymies et l'on montre qu'elles surmontent les couches de Bistra et qu'elles supportent un horizon gréseux-conglomératique. Au point de vue lithologique les couches de Babșa sont constituées par des schistes argileux, marnes schisteuses, grès minces et marno-calcaires minces jusqu'à 5 cm. Ils se succèdent dans une alternance, en formant une série caractéristique qui constitue les couches de Babșa.



Dans les dépôts crétacés à l'E de la ligne „Lutu Roșu” on a séparé trois horizons : l'horizon schisteux à grès curbicorticaux, l'horizon gréseux et l'horizon des marnes et des argiles rouges.

Au point de vue tectonique les dépôts de ce secteur carpatique appartiennent aux deux unités du flysch interne (nappe interne supérieure et nappe interne inférieure) séparées par la ligne „Lutu Roșu” dont le tracé a été observé jusqu'au SW du massif Stânișoara-Bivolul. Dans l'unité occidentale on remarque une structure principale, le synclinal Sabasa-Ceahlău. Le flanc occidental de cette structure surmonte directement les couches de Sinaia, et le flanc E est en contact anormal avec les divers horizons du flysch curbicortical. Les couches de Babșa et leur horizon supérieur forment le remplissage de ce synclinal.

EXPLICATION DE LA CARTE

Carte géologique de la région comprise entre la vallée de Largul et la vallée de Sabasa.

1, Holocène : a, alluvions ; b, éboulis ; c, cônes de déjection.

Flysch interne. Nappe interne supérieure : 2, Albien — Horizon gréo-conglomératique ; 3, Aptien moyen-supérieur — Couches de Babșa ; 4, Barrémien-Aptien inférieur — Couches de Bistra ; 5, Valanginien-Hauterivien — Couches de Sinaia. Flysch curbicortical (Nappe interne inférieure) : 6, Cénomanien — Horizon des marnes et des argiles rouges ; 7 Albien — horizon gréseux ; 8, Aptien — Horizon schisteux à grès curbicorticaux.

Flysch externe. Zone¹ d'Audia : 9, Vraconien — horizon des argiles rouges ; 10, Albien, horizon gréseux ; 11, Aptien — horizon schisteux. Zone Sénonien-paléogène : 12, Sénonien — Couches de Hangu ; 13, Vraconien — horizon des argiles rouges ; 14, Albien — horizon griséux ; 15, Aptien horizon schisteux ;

16, LR — ligne de Lutu Roșu ; 17, LA — ligne d'Audia ; 18, ligne du flysch curbicortical ; 19, axe d'anticlinal ; 20, axe de synclinal ; 21, source NaCl ; 22, source H₂S ; 23, point fossilifère.





Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LII/2 (1964—1965)

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRATIGRAFIEI
ȘI STRUCTURII PİNZEI DE BIHARIA¹⁾
DE
R. DIMITRESCU²⁾, M BLEAHU³⁾

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Stratigraphy and Structure of the Biharia Nappe. In the Poiana Crișului region, the authors separated the crystalline series of Biharia, the blastodetritic series (metamorphic conglomerates), the Poiana series (laminated conglomerates), the Permian black series and the quartzitic Werfenian. The geometric position of the various series separated in this region is generally inverted with respect to their normal succession. A Carboniferous age is admitted for the Poiana laminated conglomerates (by comparison with the upper horizon of the Tulișa series in the South Carpathians, and with the Lower Carboniferous in Culm facies from Cozla-Drenova); they belong to the inverse limb of the Biharia nappe.

Regiunea Băița Bihorului este caracterizată printr-una din cele mai complicate structuri întâlnite pe teritoriul țării noastre, dificultățile fiind sporite de incertitudini de ordin stratigrafic care dăinuiesc în privința anumitor complexe de roci paleozoice apărând aci.

Cercetările făcute de autori în anii 1957, 1959 și 1963, i-au condus să trage o serie de concluzii care, după părerea lor, constituie un pas înainte în privința rezolvării structurii unui sector limitat al regiunii amintite și anume a sectorului Poiana Crișului. De asemenea, din punct de vedere tectonic, observațiile noastre sunt de natură să arunca o lumină suplimentară numai asupra unei singure unități și anume asupra pînzei de Biharia, fără să se încerca deci să se aducă în discuție întreaga regiune.

Istoric. Formațiunile paleozoice dela S de Băița Bihorului au fost separate și descrise în monografia lui M. Pálfy și P. Rozlozs -

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 aprilie 1965.

²⁾ Comitetul de Stat al Geologiei, București.

³⁾ Institutul Geologic, șos. Kiseleff 55, București.



n i k (1939) asupra munților Codrului și Bihorului. Acești autori le atribuie Carboniferului, pe baza asemănării litologice cu Carboniferul dela Dobšina (Slovacia), mărturie prețioasă deoarece acolo vîrsta acestor formațiuni a fost stabilită cu dovezi sigure de ordin faunistic. M. Pálfy și P. Rozlozník (1939) disting în text și în profilele publicate (nu și în harta la scară mică) două orizonturi ale Carboniferului : a) conglomeratele bazale metamorfozate ; b) șisturile argiloase cenușii, uneori cu nuanțe violacee. Carboniferul, cu orizonturile descrise în poziție răsturnată, formează flancul invers al cutei de Biharia, avînd în ax seria de Biharia a Cristalinului. Autorii semnalează intensele fenomene contactmetamorfice care afectează aceste formațiuni.

Cu puțini ani înaintea celui de-al doilea război mondial, D. Giusecă (1937) cartează masivul Biharia, incluzind și regiunea Poiana. Formațiunile paleozoice constînd din conglomerate sernifitice, gresii și filite sănt atribuite Permo-Carboniferului ; nu sănt separate cele două orizonturi menționate de M. Pálfy și P. Rozlozník (1939). O atenție deosebită este dată fenomenelor de metamorfism hidrotermal. Cristalinul de Biharia nu apare în axul unei cufe culcate, ci în pînză, care se înrădăcinează spre SW.

Regiunea nord-vestică a Bihariei nu a mai fost cercetată pînă în 1957, cînd R. Dimitrescu execută o cartare de recunoaștere în această zonă. Cu această ocazie au fost pentru prima dată separate cartografic și și-au găsit locul în foaia respectivă a hărții geologice 1 : 500 000 a României, cele două orizonturi separate de M. Pálfy și P. Rozlozník în 1939.

Conglomeratele metamorfozate sănt atribuite, după cum se poate vedea dintr-o notă publicată asupra regiunii Șiria (R. Dimitrescu 1962), Seriei de Păiușeni din munții Hîglișului (denumită astfel de H. Savu 1962), identică cu Cristalinul blastodetritic din legenda hărții 1 : 500 000 ; ambele sănt echivalente formațiunii de Tulișa din Carpații meridionali. Orizontul de argilite și cuarțite negre, descris mai dinainte de N. Arabu (1941) la Băița sub denumirea de seria neagră este atribuit Permo-Carboniferului (R. Dimitrescu, 1962).

În 1958, o parte a regiunii Poiana și anume cea situată la S de valea Poiana este înglobată în zona cercetată de către C. Ionescu (1962). În seria atribuită Cristalinului și denumită „de Poiana Crișului” sănt cuprinse atît conglomerele metamorfozate cît și cuarțitele și filitele negre, ca un nivel superior ; aceste două orizonturi sănt separate cartografic. Cuta culcată de Biharia, este considerată ca avînd o amploare mai redusă, de cca 5 km.



Începînd din 1956, M. Bleahu începe să acumuleze date care arată că „seria neagră” atribuită de unii autori Permo-Carboniferului (D. Giuşcă, 1937; R. Dimitrescu, 1962), de alții Carboniferului (M. Pálfy, P. Rozloznik, 1939), sau chiar Cristalinului (C. Ionescu, 1962) nu este de fapt decît un echivalent al depozitelor roșii ale Permianului superior, la nivelul „seriei vermiculare” și al „seriei feldspatice”; aceste date sunt consemnate într-o lucrare de sinteză publicată în 1957 (M. Bleahu și R. Dimitrescu, 1957) și în privirea generală asupra Paleozoicului din Munții Apuseni, comunicată la al V-lea Congres carpato-balcanic (M. Bleahu, 1963).

Datele cartografice rezultante din lucrările lui M. Bleahu, G. Manea și S. Boreda au fost publicate în foaia geologică 1 : 100 000 Arieșeni.

Stratigrafie

Seria de Biharia. Cele mai vechi formațiuni din regiune, constituind partea sudică șiestică a ei, sunt reprezentate prin seria cristalină de Biharia, alcătuită predominant din șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit și din corpuri de ortoamfibolite. Descrierile petrografice detaliate pe care le datorăm lui M. Pálfy și P. Rozloznik (1939), D. Giuşcă (1937) și C. Ionescu (1962) ne scutesc de a mai trata acest aspect. Geometric, seria de Biharia ocupă o poziție superioară față de toate celelalte formațiuni, formând înălțimile din Piatra Grăitoare, prin Tarnița Bihorului, vârful Biharia, pînă în muntele Zănoaga.

Seria blastodetritică (sernifitică). Următorul termen stratigrafic, stînd imediat sub Cristalinul de Biharia, este format dintr-un complex de conglomerate metamorfozate de culoare argintie (șisturi sericitoase – cuarțitice blastopsefítice) cu intercalații de filite sericitoase și de filite argiloase de culoare argintie-violacee. Caracterizarea seriei a fost dată de D. Giuşcă (1937). Descrierea petrografică a rocilor acestei serii a fost făcută de M. Pálfy și P. Rozloznik (1939) și în special de C. Ionescu (1962); este vorba de orizontul inferior al „seriei de Poiana Crișului” a acestui autor. De asemenea, în munții Highișului, unde aceleași roci se dezvoltă larg, ele au fost caracterizate de către D. Giuşcă (1957, 1962), amplu descrise de H. Savu (1962) și rezumativ de R. Dimitrescu (1962).

Vîrsta seriei blastodetritice rămîne necunoscută pînă în momentul de față; unii autori au atribuit-o Carboniferului, fără argumente paleontologice însă. Seria sernifitică apare pe versanții vestici ai Pietrei Grăitoare



și Bihariei și pe versanții nordici ai Zănoagei. Un petec de sernifite se găsește în Tarnița Bihorului, stînd probabil peste Cristalinul de Biharia.

Seria conglomeratelor laminate de Poiana. Dacă pînă aci faptele sunt clare și cercetătorii au ajuns la un acord unanim în separarea seriilor cristaline, de la acest punct încolo intrăm în domeniul controverselor. După părerea noastră, termenul stratigrafic următor seriei blastodetrítice, cu poziție geometrică imediat dedesubtul ei, este constituit din următoarele tipuri de roci :

a) Conglomerate cu elemente pînă la un centimetru, constituite din cuarț negru-vînat ; liantul acestor conglomerate prezintă o șistozitate evidențiată prin sericitul dezvoltat pe fețele de desfacere ;

b) Gresii cuarțoase laminate, cu fețe sericitice argintii și cu alterație albicioasă ;

c) Filite negre-vinete satinate, cu luciu ușor argintiu pe fețe ;

d) Filite verzi clorit-albit-epidotice, cu dezvoltare locală pe creasta dintre valea Poiana și valea Crișului Negru.

Toate aceste roci sunt puternic afectate de metamorfismul hidrotermal care dă naștere unor filonașe, cuiburi și dungi conforme cu stratificația, formate din actinot, epidot și alte minerale de neoformație (Giusecă, 1937 ; C. Ionescu, 1962).

M. Pálfy și P. Rozloznik (1939), D. Giusecă (1937) și C. Ionescu (1962) nu au făcut nici o distincție între acest pachet de roci și seria conglomeratelor metamorfozate din Cristalinul blastodetritic, înglobîndu-l în aceasta. R. Dimitrescu în 1957, a remarcat diferența față de sernifitele tipice, desemnînd în carnetul de teren conglomeratele laminate de Poiana ca „sernifite de tip II”, însă nu le-a separat cartografic. Această separație a fost realizată abia în 1959, în urma unor lucrări executate în comun cu M. Bleahu și G. Manea.

Pe foaia geologică 1 : 100.000 Arieșeni, seria conglomeratelor laminate de Poiana a fost atribuită Werfenianului în facies negru dinamomorfic. Vîrsta ei o vom discuta după prezentarea tectonică. Aria de răspîndire a acestei serii este situată exclusiv în lungul văii Poiana Crișului și pe afluenții ei, ridicîndu-se spre nord pînă pe creasta ce o separă de valea Crișului Negru.

Seria neagră. Ultimul termen stratigrafic al Paleozoicului din bazinul Poenii Crișului și în același timp termenul geometric inferior al întregii stîve descrise pînă aci, este reprezentat printr-un pachet puternic de argilite și cuarțite negre, lipsite de orice urmă de metamorfism dinamic, care apar atât în localitatea Poiana cît și într-o butonieră la confluența văii



Poiana cu Izvorul Corbului. În momentul de față, cercetătorii regiunii sînt aproape unaniți în recunoașterea vîrstei permiene a acestei serii, ea prezentînd îndințări laterale atît cu seria vermiculară cît și cu seria feldspatică a Permianului. Singur, C. Ionescu (1962) înglobează și acest pachet în „seria cristalină de Poiana Crișului”, foarte comprehensivă după acest autor.

Werfenianul. La W de localitatea Poiana se întînesc cuarțite albe sau roz-gălbui, foarte slab micacee pe fețe, identice cu cele de la W de Băița și cu cele din munții Moma. Faciesul Werfenianului este pretutindeni atît de tipic încît nu mai intrăm în discuții asupra atribuirii vîrstei acestui pachet de roci; în ceea ce privește semnificația exactă stratigrafică a nivelului constant de cuarțite din baza calcarelor triasice, se știe că ea a fost mult discutată.

Tectonica

După cum s-a văzut încă de la prezentarea diferitelor serii separate în regiune, poziția geometrică a acestora este în general inversată în raport cu succesiunea lor stratigrafică, rămînînd de stabilit pînă în ce măsură acest lucru se verifică pentru toate orizonturile.

O poziție superioară în raport cu tot restul formațiunilor îl ocupă în orice caz seria cristalină de Biharia. Transgresiv peste ea se aşează, în Tarnița Bihorului și mai spre sud, la W de vîrful Biharia, seria blastodetritică; în același timp, imediat sub seria de Biharia se reîntîlnesc aceleași conglomerate metamorfozate. Situația a fost interpretată de P. Rozsonik (1939), precum și de noi (M. Bleahu și R. Dimitrescu, 1957) ca reprezentînd o cută culcată cu Cristalinul de Biharia în ax. Trebuie precizat totuși că seria de Biharia este cea care a avut un rol activ în formarea acestei structuri cu flanc invers, păstrat fără putință de îndoială; între Cristalinul cu porfiroblaste de albă și seria blastodetritică din flancul invers, au avut loc decolări care au dus la depășirea acesteia din urmă, în unele sectoare, de către pachetul geometric superior. În consecință, a fost trasată pretutindeni, atît pe hărțile noastre cît și pe foaia 1:100.000 Arieșeni, o linie de contact anormal și între cele două formațiuni cristaline, așa cum o trasase și D. Giuşcă (1937), și nu numai pe unele porțiuni, așa cum a făcut, fără motive aparente, C. Ionescu (1962).

După părerea noastră, tot în flanc invers trebuie interpretată și poziția conglomeratelor laminate de Poiana sub seria blastodetritică. Încălecarea acesteia din urmă peste diferenți termeni este absolut evidentă; peste Permianul roșu la nord de Piatra Grăitoare, peste



cel negru la Poiana, peste conglomeratele laminate de Poiana între aceste două sectoare, peste Werfenian la W de Poiana. La rîndul lor, conglomeratele laminate de Poiana acoperă „seria neagră” dovedită ca permiană de către M. Bleahu (1963); se ridică însă ches-tiunea dacă această situație este normală sau nu, iar observațiile noastre ne-au condus la concluzii negative în această privință. Într-adevăr soluția de moment adoptată de noi în 1962 nu poate fi menținută; Werfenianul nu este cunoscut într-un facies negru, fie el și dinamometamorfic, iar în apropiere imediată, la W de Poiana și de Băița, el se prezintă sub aspectul său obișnuit, cuarțitic. Prin comparație însă cu alte formațiuni din Carpații meridionali pe care am avut ocazia să-i străbatem în ultima vreme, se pare că putem găsi un echivalent, având poziția stratigrafică mai mult sau mai puțin precizată, a conglomeratelor laminate de Poiana. Este vorba anume de orizontul superior al seriei de Tulișa (L. Pavelescu, 1953, 1963), format din filite negricioase grafitoase, cu intercalării de conglomerate laminate, și de filite sericitoase și cuarțitice, uneori cu cloritoid. După ultimile cercetări ale lui L. Pavelescu (1963), acest orizont prezintă o anumită independență față de primele două ale seriei de Tulișa (orizontul conglomeratelor laminate bazale și orizontul calcarelor cristaline și al filitelor verzi) în sensul că se aşează de multe ori direct peste Cristalin. După L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1963), orizontul calcarelor cristaline fiind un echivalent al calcarelor de Ideg, dovedite ca dinantiene (tournaisiene) (Al. Codarcea, Gr. Răileanu, S. Năstaseanu, 1960) orizontul superior revine Carboniferului inferior (probabil Viseanului) de „facies Culm”, cunoscut și la Cozla-Drencova (Gr. Răileanu, 1953; Gr. Răileanu, A. Rusu, 1962) precum și la Topleț-Secăștița (Al. Codarcea, 1940). Este posibil ca aceleiași formațiuni să îi aparțină și Paleozoicul dinamometamorfic de la Ocna de Fier – Dognecea, prins între complexul gnaiseelor micacee și cel al rocilor verzi, separat și descris de Al. Codarcea (1930) și de Anna Radu-Mercus (1962). Vîrsta orizontului superior al seriei de Tulișa pare a fi fost stabilită cu certitudine pe baze paleontologice ca fiind carboniferă; la Schela, Al. Semaka (1963) a tranșat vechea controversă privitoare la această regiune, identificînd concomitent formațiuni cu floră carboniferă și formațiuni cu floră liasică. Reamintim și sisturile argiloase negre de pe Bîrsa Fierului, considerate drept carbonifere de O. Schmidt (1930) și de unul din noi (R. Dimitrescu, 1964 a).

Asemănarea litologică (culoarea, prezența cuarțului negru, caracterul laminării) între seria conglomeratelor laminate de Poiana și orizontul



superior al formațiunii de Tulișa precum și cu „Culmul” de la Drencova este pronunțată, ceea ce ne face să atribu aceste conglomerate Carboniferului și să le consideră ca aparținând tot flancului invers al pînzei de Biharia. Afirmarea de către P. Rozloznik (1939) a identității dintre Paleozoicul din Bihor și cel de la Dobšina, deși prea largă, este probabil valabilă pentru acest orizont în particular, după cum am putut să ne dăm seama din studiul literaturii geologice asupra Slovaciei și din examenul unor eșantioane în muzeul Institutului Geologic din Bratislava.

Între Carbonifer (conglomeratele laminate de Poiana) și Permian (seria neagră), nu presupunem relații de continuitate. Într-adevăr, seria neagră a fost dovedită de M. Bleahu (1963), ca reprezentând un facies al seriei vermiculare și al seriei feldspatice din Permianul roșu. Orizontul bazal al Permianului roșu (conglomeratele laminate bazale), lipsește în regiunea Băița și aceasta vine în sprijinul ipotezei asupra existenței unei faze de glyptogeneză situată în timpul mișcărilor saalice, invocată de unul, din noi într-o comunicare trecută (R. Dimitrescu, S. Borda, R. Puricel, 1965).

Vom mai da cîteva detalii de ordin tectonic asupra celor două formațiuni conglomeratice din flancul invers al pînzei de Biharia. În conglomeratele metamorfozate (șisturile blastoporfite, sernifitele seriei blastodetritice echivalente seriei de Păiușeni a lui H. Savu), șistozitatea coincide în toate cazurile observate de noi în această regiune cu stratificația inițială, fapt care ieșe în evidență la limita dintre bancurile blastoporfite cu cele blastopelitice. Din cîte rezultă din literatura actuală asupra microtectonicii, această situație pare a încadra rocile metamorfice respective mai degrabă spre epizona inferioară, pentru cea superioară fiind mai caracteristică dezvoltarea unei șistozități diferite față de stratificație, ca de exemplu în cazul șisturilor verzi carbonifer-inferioare de la Arieseni (R. Dimitrescu, 1964; R. Dimitrescu, S. Borda, R. Puricel 1965). În conglomeratele metamorfice se observă două sisteme de elemente lineare (R. Dimitrescu, 1964): un sistem dat de striații fine și de alungirea foarte clară a elementelor remaniate, (formate din cuarț alb, din filite violacee și chiar din calcare cristaline), orientat totdeauna NW—SE pînă la WNW—ESE, și un sistem dat de axul unor ondulații cu amplitudini centimetrice, orientat în general ENE—WSW. Aceste ondulații nu reprezintă microcute de tracțiune sau de antrenare de tip „drag-folds” sau „parasitic folds”, eventual congruente cu mișcările mezozoice care au dus la formarea pînzei de Biharia.

Într-o secțiune orientată în conglomeratele metamorfice, orientarea statistică a axelor optice ale cuarțului dă o imagine aproape monoclinică,

cu o serie de maxime care schițează o centură incompletă *ac*, cu un maxim absolut de 6% situat între *a* și *c*.

În conglomeratele laminate de Poiana se constată că niciodată elementele remaniate, formate în general din cuarț negru-vînat, deși frecvent aplatisate, nu prezintă alungiri preferențiale. Pe fețele cu luciu sericitos

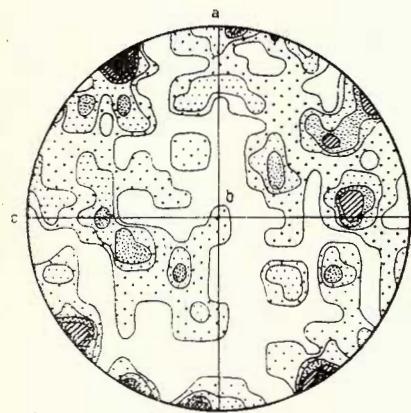


Fig. 1. Statistica orientării cuarțului într-un conglomerat metamorfozat din Piatra Grăitoare.

100 a.o.; 0—1—2—3—4—6%.

Statistique de l'orientation du quartz dans un conglomerat métamorphosé de Piatra Grăitoare.

100 a.o.; 0—1—2—3—4—6%.

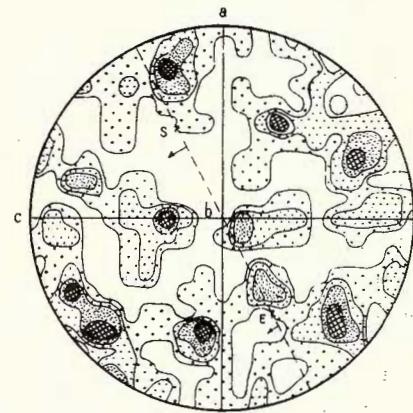


Fig. 2. Statistica orientării cuarțului într-un conglomerat laminat de pe valea Poiana Crișului.

100 a.o.; 0—1—2—3—4%.

Statistique de l'orientation du quartz dans un conglomerat laminé de la vallée Poiana Crișului.

100 a.o.; 0—1—2—3—4%.

se distinge uneori o striație filitică foarte fină, orientată NNE—SSW. Gradul de orientare statistică a axelor optice ale cuarțului din aceste conglomerate este mai scăzut, după cum se poate observa în diagrama unei secțiuni orientate; apar opt maxime mai puțin pronunțate (4%), neregulat dispuse, care nu se pot grupa pe centuri. Simetria este triclinică.

În concluzie, flancul invers al pînzei mezozoice de Biharia este format după părerea noastră atât din seria șisturilor cristaline blastopsefite cît și din seria conglomeratelor lamine de Poiana; vîrsta acesteia din urmă o atribuim Carboniferului mediu. În ceea ce privește vîrsta formațiunilor mai vechi, putem face doar ipoteze. Seria blastodetritică ar putea corespunde orizontului inferior al formațiunii de Tulișa din Carpații meridionali; ea este apropiată de șisturile cristaline și prin prezența a două sisteme de elemente lineare. Între cele două serii conglomeratice s-ar plasa ca vîrstă șisturile verzi carbonifer-inferioare de la Arieșeni. Seria de Biha-

ria poate fi echivalată complexului ortoamfibolitic din Autohtonul danubian, fiind cuprinsă între două formațiuni pe care le considerăm echivalente: în culcuș, intruziunile de Codru ar reprezenta seria de Lainici — Păiuș iar în acoperiș seria de Muncel are afinități cu seria clastică (complexul cloritos al seriei de Drăgășanu).

BIBLIOGRAFIE

- A r a b u N. (1941) La géologie des environs de Băița. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV (1936—1937). București.
- B l e a h u M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp-Balc., Congr. V. (1961) Com. Șt.* III, 1. București.
- B l e a h u M., D i m i t r e s c u R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *An. Rom. -Sov.*, 2 /1957. București.
- B l e a h u M., D i m i t r e s c u R. (1963) Harta geologică a R.S.R., sc. 1 : 100.000, foaia Arieșenii.
- C o d a r c e a A l. (1930) Étude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fier—Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.* XV. București.
- C o d a r c e a A l. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- C o d a r c e a A l., R ă i l e a n u G r ., N ă s t ă s e a n u S. (1960) Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.* V, 3. București.
- D i m i t r e s c u R. (1962) Cercetări geologice în regiunea Siria. *D.S.Com. Geol.* XLV (1957—1958). București.
- D i m i t r e s c u R. (1964 a) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII. București.
- D i m i t r e s c u R. (1964 b) Observațiuni microtectonice asupra regiunii Cîmpeni. *D.S. Com. Geol.* L, 1 (1962—1963). București.
- D i m i t r e s c u R., B o r d e a S., P u r i c e l R. (1965), Studiul microtectonic al regiunii Arieșenii. *D.S.Com. Geol.* LI, 1 (1963—1964). București.
- G i u ș c ă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. Min Gen. Univ.*, II. București.
- G i u ș c ă D. (1957) Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din Masivul Hîghiș. *Anal. Univ. C. I. Parhon, Ser. Șt. Nat.* 16. București.
- G i u ș c ă D. (1962) Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din Masivul Hîghiș. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VII, 2. București.
- I o n e s c u C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în cristalinul munților Bihor. *An. Com. Geol.* XXXII. București.
- P á l f y M., R o z l o z s n i k P. (1939) Geologie des Bihar- und Bélergebirges. *Geologica Hungarica, Ser. geol.*, 7. Budapest.
- P a v e l e s c u L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV. București.



- Pavelescu L. (1963) Contributions à l'étude du soubasement cristallin de la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V (1961)*, Com. St. II. Bucureşti.
- Pavelescu L., Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates méridionales. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V (1961)*. Com. St. II. Bucureşti.
- Radu-Mercus Anca (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dogenecea. *Bul. I.P.G.G.*, VIII. Bucureşti.
- Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Șvinița-Fața Mare. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Sect. Biol. Geol.-Geogr.*, V, 2. Bucureşti.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Mirăuță O. (1964) Le Carbonifère des Carpates Roumaines et de l'avant-pays carpatique. *Cinquième Congr. Intern. de Stratigr. et de Géol. du Carbonifère (1963)*. C.R. Paris.
- Răileanu Gr., Rusu A. (1962) Contribuții la cunoașterea Carboniferului inferior din zona Drencova. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.* VII, 3—4. Bucureşti.
- Semakal A.I. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V (1961)*, Com. St. III, 2. Bucureşti.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D.S.Com. Geol. XLIV (1956—1957)*. Bucureşti.
- Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale munților Făgărașului. *D.S. Inst. Geol. Rom. XV (1926—1927)*. Bucureşti.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA STRUCTURE DE LA NAPPE DE BIHARIA

PAR

R. DIMITRESCU, M. BLEAHU,

(Résumé)

Stratigraphie. *Série de Biharia.* Les plus anciennes formations de la région de Poiana Crișului sont représentées par la série cristalline de Biharia, constituée en principal par des schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite et par des orthoamphibolites.

Au point de vue géométrique, la série de Biharia occupe une position supérieure par rapport aux autres formations.

Série blastodétritique. Le terme stratigraphique qui suit est situé sous la série de Biharia, formé d'un complexe de conglomérats métamorphisés (schistes sériciteux-quartzitiques blastopséphitiques) à intercalations de phyllites sériciteux et de phyllites argileux argenté-violacé.

Série des conglomérats laminés de Poiana. Le terme stratigraphique qui suit immédiatement sous la série blastodétritique est constitué par



les types de roches suivants : *a)* conglomérats à éléments jusqu'à 1 cm constitués par du quartz noir-violacé ; le liant de ces conglomérats présente une schistosité que la séricite développée sur les surfaces de séparation met en évidence ; *b)* grès quartzeux laminés, à surfaces séricitiques et à altération blanchâtre ; *c)* phyllites noir-violacé satinés, à surfaces ayant un éclat légèrement argenté ; *d)* phyllites verts à chlorite-albite-épidote, ayant un développement local. Toutes ces roches sont fortement affectées par le métamorphisme hydrothermal qui engendre des filonnets, des nids et des rubans conformes à la stratification, formés d'actinote, d'épidote et d'autres minéraux de néoformation.

Série noire. Le terme géométrique inférieur de toute la succession que nous venons de décrire est représenté par un paquet puissant d'argilites-quartzites noirs, dont toute trace de métamorphisme dynamique est absente. Presque tous les chercheurs travaillant dans la région s'accordent pour reconnaître l'âge Permien de cette série.

Le Werfénien. À l'W de la localité Poiana on rencontre des quartzites blanches ou rose jaunâtre, très faiblement micacés, ayant le même faciès que celui des formations werfénienes des Monts Apuseni.

Tectonique. La position géométrique des diverses séries est généralement inverse par rapport à leur succession.

La série cristalline de Biharia occupe une position supérieure au reste des formations. La série blastodétritique apparaît en flanc inverse, son chevauchement sur divers termes étant évident : le Permien rouge, le Permien noir, les conglomérats laminés de Poiana et le Werfénien, sont recouverts, à divers endroits, par cette série. A leur tour, les conglomérats laminés de Poiana recouvrent la „série noire” permienne appartenant toujours au flanc inverse de la nappe de Biharia. Cette interprétation correspond à l'âge carbonifère que les auteurs attribuent à la série des conglomérats laminés de Poiana en les comparant à l'horizon supérieur de la série de Tulișa des Carpates méridionales et au Carbonifère inférieur de „faciès Culm” de Cozla-Drencova. La ressemblance lithologique (couleur, présence du quartz noir, caractère de la lamination) entre ces trois formations est en effet frappante.

Dans les conglomérats métamorphisés de la série blastodétritique, la schistosité, dans tous les cas examinés, coïncide avec la stratification initiale. Ils présentent deux systèmes d'éléments linéaires : un premier système orienté NW—SE jusqu'à WNW—ESE, engendré par de fines stries et par l'allongement des éléments remaniés, et un second système engendré

par les axes des ondulations à amplitudes centimétriques, généralement orienté ENE—WSW.

Dans une section orientée, l'orientation statistique des axes optiques du quartz rend une image presque monoclinique, avec une série de maxima qui figurent une ceinture incomplète „*ac*”, à un maximum absolu de 6% situé entre *a* et *c* (fig. 1).

On constate, dans les conglomérats laminés de Poiana, que les éléments remaniés, bien que fréquemment aplatis, ne présentent jamais des allongements préférentiels. On distingue parfois sur les surfaces une striation phyllitique très fine, orientée NNE—SSW. Le degré d'orientation statistique des axes optiques du quartz de ces conglomérats (tel qu'il apparaît dans le diagramme d'une section orientée) est plus réduit ; 8 maxima apparaissent, moins prononcés (4%), irrégulièrement disposés, qu'on ne peut grouper par ceintures. La symétrie est triclinique (fig. 2).



STRATIGRAFIE

PRINCIPALELE REZULTATE DE ORDIN STRATIGRAFIC
ȘI TECTONIC ALE FORAJELOR COMITETULUI GEOLOGIC
DE LA PUTNA (REGIUNEA SUCEAVA)¹

DE

T. JOJA, GH. IANCU, M. POPOVICI²

Abstract

Main Stratigraphic and Tectonic Results of the Drillings Effectuated by the Geological Committee at Putna (Suceava Region). The Putna region is situated in its most part in the East Carpathian at the frontier between the R.S.R. and the U.S.S.R. In the Flysch Zone of this region, which is made up of two superposed units, the Geological Committee performed two drillings. The first one is situated on the Vițeu Brook at 3,5 km SW of the border of the Flysch zone. It penetrated through two scales (the Vițeu and Aluniș-Dealul Rău scales) of the upper unit of the flysch, then a series of Helvetic marls and, between 1566 m and 2387 m, a series of slightly inclined strata belonging to the West sunken side of the Moldavian Platform and which were assigned to the Sarmatian, Tortonian, Paleocene (?), Danian, Senonian, Turonian, Cenomanian Dogger and Ordovician. The second drilling is situated on the Putnișoara Brook at 7 km SW of, the border of the Flysch Zone. It also penetrated two scales (the Strujinoasa and Vițeu scales) of the upper unit of the flysch and then traversed a series of Tortonian marls between 2780 and 2944 m (terminal depth). The two drillings and especially the first one, showed that the Neogene Zone and its continuation under the Flysch Zone constitutes a nappe superposed over the platform, during the Lower Sarmatian, within a zone of at least 7 km. They also demonstrated the fact that the upper unit of the Flysch Zone passes beyond the lower unit towards NE being directly overthrust on the per Pericarpathian Nappe and together with it on the platform.

I. Introducere

Regiunea Putna este situată în cea mai mare parte în Carpații orientali din Moldova de N, la frontieră dintre Republica Socialistă România și U.R.S.S. Din punct de vedere geologic ea este constituită, în special,

¹) Comunicare în ședință din 26 aprilie 1965.

²) Joja T. Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, București Iancu Gh. Com. Geol. Cal. Griviței 64, București.

M. Popovici I.S.E.M., Bd. N. Bălcescu 26, București.



din depozite ce aparțin Zonei flișului și Zonei neogene, la exteriorul cărora se găsesc și depozite aparținând marginii de W a Podișului moldovenesc. În flișul din regiunea Putna au fost separate încă din anul 1951, două unități suprapuse¹⁾ (T. J o j a , 1954). Cea mai mare parte a acestui fliș aparține unității superioare; unitatea inferioară apare pe o suprafață restrânsă în semifereastra prospectivă²⁾ de la Gura Putnei, precum și într-un „solz” de la gura Voivodesei. La scurt interval după punerea în evidență a acestei structuri, T. J o j a ³⁾ (1955) a propus săparea unor sonde de prospecțiune care, după străbaterea unității superioare, urmau să pătrundă în Miocenul de pe unitatea inferioară și apoi în Paleogenul ei. Propunerea aceasta a fost ulterior reluată într-un proiect în care s-a preconizat efectuarea a 2 foraje de prospecțiune de mare adâncime, situate pe un profil transversal dirijat NE-SW, unul pe pîrîul Vițeu și altul pe pîrîul Putnișoara ⁴⁾. Proiectul aprobat de conducerea Comitetului Geologic a fost încredințat spre aplicare întreprinderii I.S.E.M. Aceasta a început săparea sondelor 3251 I.S.E.M. de pe pîrîul Vițeu la 21 mai 1958 și a sondelor 3252 I.S.E.M. de pe pîrîul Putnișoara, la 22 iulie 1958. Urmărirea carotelor din cele două foraje s-a făcut, pînă la limita Fliș/Miocen, de toți trei autorii lucrării de față, iar a celor extrase de sub această limită, numai de G h. Iancu și M. Popovici, în colaborare cu I. Chiriac; în fine interpretarea geologică a diagramelor electrice care a contribuit la precizarea limitelor aparține exclusiv lui G h. Iancu.

Rezultatele acestor foraje s-au dovedit deosebit de interesante atât din punct de vedere teoretic, cât și din punct de vedere practic. Din punct de vedere teoretic, ele au impus o reinterpretare a structurii geologice nu numai a regiunii în care au fost săpate, ci și a regiunilor învecinate cu ea, atât la S cât și la N, regiuni în care unitățile geologice străbătute de cele 2 foraje se prelungesc, iar din punct de vedere practic, au furnizat indicații prețioase privind orientarea viitoarelor lucrări de cercetare prin foraje a regiunii.

¹⁾ T. J o j a — Structura geologică a flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei. Raport 1951. Arh. Inst. Geol.

²⁾ Termen propus de T. J o j a pentru a desemna semiferestrele deschise spre Vorland, în opoziție cu cele retrospective, deschise spre Hinterland, ca de pildă semifereastra Skibei Cor-duneanu-Dumesnic, care înconjură pe la N și E fereastra de la Dumesnic fiind deschisă spre W și S.

³⁾ T. J o j a . — Flișul extern și Miocenul dintre Faleău și Bilea și de la SW de Voiteni. Raport 1952. Inst. Geol.

⁴⁾ T. J o j a . — Proiect cu privire la prospecțiunea prin foraje de referință de mare adâncime a flișului extern din regiunea Putna-Rădăuți. Raport 1957. Inst. Geol.

Față de importanța rezultatelor obținute am socotit utilă consecnarea lor în lucrarea de față, precedată, pentru o mai bună înțelegere, de o scurtă prezentare a constituției geologice a regiunii făcută de T. J o j a pe baza datelor de observație proprii de la suprafață.

II. Scurtă prezentare a constituției geologice a regiunii Putna pe baza datelor de la suprafață

A) Istorici. Constituția geologică a regiunii Putna a fost studiată cu mulți ani în urmă de D. Ștefănescu (1927) iar după 1950 de T. J o j a¹⁾ (1954, 1955, 1957). Unele completări au fost făcute ulterior de T. Filimon și Elena Albu într-un raport geologic privind regiunea Sucevița²⁾. Alte completări cu privire la marginea de E a regiunii se găsesc într-un raport redactat de o echipă sub conducerea lui T. J o j a³⁾. În fine date complete cu privire la conținutul micropaleontologic al orizonturilor flișului din această regiune, precum și unele precizii asupra vîrstei lor sănt cuprinse într-o lucrare prezentată de T. J o j a, Viorica Cosma și Zorela Dumitrescu (1963) la cel de al V-lea congres al Asociației geologice carpato-balcanice de la București.

B) Stratigrafia regiunii. 1. *Flișul.* Întrucât stratigrafia celor 2 unități care constituie flișul din regiunea Putna, diferă într-o oarecare măsură, ne vedem obligați să facem prezentarea ei, separat pe unități.

În unitatea superioară a flișului din această regiune am separat 13 orizonturi. Vîrsta lor, determinată pînă de curînd mai ales pe baza poziției lor geometrice și a extrem de rarelor macrofosile găsite sporadic, în special în alte regiuni, a fost, după cum am mai spus, încă și mai mult precizată în ultima vreme, pe baze micropaleontologice (T. J o j a et al. 1963) în flișul dintre Suceava și Sucevița. Concluziile lucrării la care ne referim au fost utilizate și în expunerea de față, vîrstele admise mai jos pentru orizonturile enumerate (vîrste indicate în dreptul fiecăruia în pa-

¹⁾ T. J o j a — op. cit. 1, 3 și 4 p. 70.

²⁾ T. Filimon, Elena Albu — Cercetări geologice în regiunea Sucevița. Raport 1957. M.I.P.Ch. -T.E.G. Arh. Inst. Geol.

³⁾ T. J o j a, P. Polonic, Gabriela Polonic, Sofia Luță, Georgea Serban — Raport asupra prospectiunilor pentru sare și săruri de potasiu în regiunea Vicov-Marginea și Solonet-Păltinoasa. Raport 1959. Arh. Inst. Geol.

ranteze) fiind cele stabilite în lucrarea menționată; excepție face vîrsta stratelor de Hangu, căreia i s-a adus o modificare în urma precizării acesteia pe baza a două specii de amoniți găsiți în cariera de marne pentru ciment de la Putna (T. J o j a , M. C h i r i a c , 1964).

Orizonturile separate în unitatea superioară a flișului din regiunea Putna sint, de jos în sus, următoarele¹⁾: orizontul stratelor de Hangu *stricto sensu* (= strate de Hangu inferioare) gros de 700 m (atribuit Cenomanian ? — Turonian — Senonianului), orizontul stratelor de Putna (= = strate de Hangu superioare), gros de 250 m (atribuit Danian—Paleocenului), orizontul stratelor de Straja, gros de 30—40 m (atribuit Paleocene-nului), orizontul stratelor de Sucevița cu gresii de Scorbura, gros de 400m (atribuit Eocenului inferior), orizontul calcarului de Pasieczna, gros de 15—20 m, orizontul stratelor de Plopua inferioare, gros de 40—100 m, orizontul stratelor de Strunjinoasa, gros de 10—20 m (toate aceste trei orizonturi atribuite Eocenului mediu), orizontul stratelor de Plopua superioare, gros de 150—200 m, orizontul gresiei de Lucăcesti, gros de 20—40 m (ambele atribuite Eocenului superior), orizontul marnelor brune bituminoase și al menilitelor gros de 30 m, orizontul disodilic gros de 200—250 m (ambele atribuite Oligocenului inferior și mediu, și orizontul Gresiei de Kliwa, gros de 150—200 m, atribuit Oligocenului superior.

În unitatea inferioară se disting următoarele orizonturi: orizontul calcarului de Pasieczna, gros de 15—20 m, un orizont de argile roșii (posibil echivalent al stratelor de Strunjinoasa din unitatea superioară) gros de 10 m (ambele aceste orizonturi atribuite Eocenului mediu), orizontul stratelor de Bisericanii, gros de 250 m (atribuit Eocenului superior), orizontul marnelor brune bituminoase și al menilitelor gros de 50—70 m, orizontul disodilic gros de 100—250 m (ambele atribuite Oligocenului inferior și mediu) și orizontul conglomeratelor cu elemente verzi gros de 0—200 m (atribuit Oligocenului superior). Pe aceste depozite de fliș ale unității inferioare a fost semnalată mai de mult prezență, în cîteva puncte, a unor marne de tip miocenic (T. J o j a , 1954 și 1955).

2. *Zona neogenă*. Este foarte îngustă în regiunea Putna, unde lățimea ei variază între 0,5—1,5 km. Ea este constituită din depozite atribuite Helvetianului și Tortonianului²⁾). Remarcăm lipsa totală a conglomeratelor burdigaliene cu elemente verzi, altfel bine reprezentate în aceiași zonă a Carpaților orientali, începînd din valea Moldovei spre sud.

¹⁾ O descriere succintă a acestor orizonturi poale fi găsită în lucrarea de colaborare cu Viorica Cosma și Zorela Dumitrescu mai sus menționată.

²⁾ J o j a T. și colaboratorii. *Op. cit.* p. 71.



3. *Podişul moldovenesc* Este constituit în sectorul Putna din depozite atribuite Sarmațianului inferior¹⁾.

C) **Teconica regiunii** 1. *Flişul*. După cum am mai spus, flişul din regiunea Putna este alcătuit din două unități suprapuse. Cea mai mare parte a lui aparține unității superioare, în timp ce unitatea inferioară apare numai în semifereastra de la Gura Putnei și în „solzul” de la gura Voivodesei, la marginea flișului.

Unitatea superioară (Pinza externă) este constituită, la rîndul ei, în sectorul restrîns la care ne referim, din mai mulți solzi dirijați NNW – SSE și încălecați unii peste alții de la interior spre exterior și anume (de la E la W): solzul Aluniș–Dealul Rău, solzul Vițeu, solzul Strujinoasa și skiba Poiana Crucii. Pentru acest gen de structuri (solzi și cute), aplecate sau deversate spre Vorland unul din noi (T. J o j a) utilizează denumirea de structuri proversate, rămînind ca structurile „à rebours” să fie denumite structuri retroversate.

Unitatea inferioară pe care o echivalăm cu Pinza submarginală a lui I. A t a n a s i u (1939) este constituită în semifereastra de la Gura Putnei, la S de rîul Suceava, dintr-un anticlinoriu — anticlinoriul Gura Putnei — flancat la E de un sinelinal — sinelinalul Juncu Mare — urmat de un mic anticlininal — anticlininalul confluenței — iar la W de un sinclinoriu foarte frămîntat și faliat — sinclinoriul Straja — toate, în general drepte și dirijate N–S.

În fine „solzul” de la gura Voivodesei este constituit în regiunea Putna numai dintr-un anticlininal — anticlininalul Voivodeasa, dirijat de la NW la SE.

2. *Zona neogenă*. Are o tectonică mai greu de descifrat, pe de o parte din cauza lățimei ei reduse, iar pe de altă parte din cauza căderii izoclinale a stratelor; la acestea trebuie adăogată și dificultatea determinării exacte a vîrstei depozitelor care o alcătuiesc. S-a stabilit totuși existența probabilă între rîul Suceava și pîriul Horodinic, la marginea de E a ei, a unui sinclinal proversat — sinelinalul Slatina–Runcu — cu depozite tortoniene în ax¹⁾.

3. *Podişul moldovenesc*. Este reprezentat în regiunea Putna printr-un sector restrîns al marginii lui de W și constituit, cel puțin la o oarecare distanță de limita cu Zona neogenă (unde apar primele deschideri), dintr-o serie de strate orizontale atribuite Sarmațianului inferior¹⁾. Pe datele de suprafață ele au fost considerate inițial ca așezîndu-se transgresiv peste

¹⁾ T. J o j a și colaboratorii. *Op. cit.* p. 71.

cele ale Zonei neogene. Rezultatele unor foraje de la Marginea ale M.I.P.Ch, anterioare celor care fac obiectul prezentei luerări, au condus atunci la ideea existenței, între această zonă și platformă, a unei falii inverse — falia pericarpatică — puțin oblică, cu vergență spre E¹).

III. Limitele formațiunilor ce urmau să fie străbătute de forajele Comitetului Geologic, conform proiectului de prospecțiune

Pentru prospecțiunea prin foraje de mare adâncime a flișului unității inferioare, T. J o j a a propus după cum am mai spus, săparea a două sonde situate pe un profil transversal dirijat de la NE la SW, una (3251 I.S.E.M. pe pîrîul Vițeu, aproape de gura pîrîului Nagrasului și alta (3252 I.S.E.M. pe pîrîul Putnișoara, aproape de gura pîrîului Chircului.

Primul foraj urma, conform secțiunii întocmite pe baza datelor de la suprafață, să atingă la circa 1600 m adâncime Miocenul de pe flișul unității inferioare, la 2000 m Oligocenul acestuia, iar la 2650 m Eocenul, sub care ar fi putut eventual să atingă Miocenul de sub flișul unității inferioare, continuare spre SW a celui din Zona neogenă.

Cel de al doilea foraj urma să atingă Miocenul de pe unitatea inferioară la aproximativ 1500 m, apoi la 1850 m Oligocenul acestei unități pe care ar fi trebuit să-l străbată pînă la 2100 m, după care ar fi continuat în Eocen pînă la adâncimea finală de 3000 m.

IV. Limitele formațiunilor efectiv străbătute de cele două foraje ale Comitetului Geologic

Limitele formațiunilor străbătute de forajele 3251 și 3252 I.S.E.M. Putna au fost stabilite prin determinarea vîrstei rocilor din carotele mecanice extrase, pe baza analogiei caracterelor lor litologice cu ale celor din formațiunile cunoscute la suprafață sau din alte foraje, coroborată cu rezultatele analizelor micropaleontologice efectuate în laboratorul de micropaleontologie al Intreprinderii „Prospecțiuni” a Comitetului Geologic, precum și cu datele de carotaj electric. Menționăm că pentru carotele extrase din depozitele antecretacice din fundimentul Podișului moldovenesc străbătute de forajul 3251, determinarea vîrstei atît pe baza asemănării litologice, cît și pe baza microfaunei a fost dificilă, din cauza lipsei unui material de comparație corespunzător și ca atare trebuie privită cu o oarecare rezervă.

¹⁾ T. J o j a și colaboratorii. *Op. cit.* p. 71 .



Limitele astfel stabilite ale formațiunilor străbătute de cele două foraje, se îndepărtează într-o oarecare măsură de cele prevăzute în proiect (și anume în mod deosebit pentru forajul 3251, începînd de la adîncimea de 1566 m) și constituie, prin consecințele lor pentru interpretarea structurii geologice a regiunii, o remarcabilă surpriză. În cele ce urmează dăm separat, pentru fiecare din cele două foraje, limitele formațiunilor străbătute precum și descrierea sumară, aproape exclusiv a formațiilor din platformă din forajul 3251, a căror vîrstă ar putea eventual da naștere la discuții. În afară de aceasta, pentru unele roci provenind din aceleași depozite de platformă, dăm și descrierea microscopică a lor. Această descriere microscopică, precedată de o scurtă caracterizare macroscopică, a fost făcută în anul 1964 în parte în cadrul unui cerc științific studențesc condus de T. Joja, de către studenții L. Slavov, M. Romășcu și I. Matei din anul V al Facultății de geologie tehnică din Institutul de Petrol, Gaze și Geologie¹⁾.

A) Sonda 3251 I.S.E.M.-Putna. A fost amplasată pe stratele de Plop superioare din partea mediană a solzului Vițeu, chiar pe pîrîul Vițeu, aproape de gura pîrîului Nagrasului, la 3,5 km SW de marginea flișului.

După ce a străbătut stratele de Plop superioare pînă la adîncimea de 56 m, stratele de Strunjinoasa între 56 și 90 m, stratele de Plop inferioare între 90 m și 160 m și calcarul de Pasieczna între 160 m și 180 m, a intrat în stratele de Sucevița pe care le-a străbătut pînă la 345 m, adîncime la care a atins stratele de Straja. După ce a străbătut și aceste strate, a intrat la 400 m în stratele de Putna (= strate de Hangu superioare) cu gresie de Scorbura inferioară la partea lor superioară (în intervalul de la 427 m la 480 m adîncime) iar de la adîncimea de 760 m, în stratele de Hangu *stricto sensu* (= stratele de Hangu inferioare) în care a continuat pînă la adîncimea de 1190 m; la această adîncime forajul a atins o serie de strate pe care, pe baza caracterelor lor litologice, le considerăm că reprezintă stratele de Sucevița ale părții interne a solzului din față (solzul Aluniș — Dealul Rău) prinse sub solzul Vițeu. Menționăm că din aceste strate de Sucevița, de la adîncimea de 1259 m, s-a extras o carotă constituită dintr-o gresie calcaroasă microconglomeratică cu elemente verzi de 1 mm, iar de la adîncimea de 1275 m, o altă carotă conținînd un banc de 25 cm de microconglomerat cu elemente verzi de 3—4 mm, fără numuli, asociat cu o argilă neagră, fină, slab micaferă în strate de 2—5 cm, avînd o vagă asemănare cu șisturile disodilice oligocene. Sub aceste depozite de fliș,

¹⁾ Colegul V. Corvin Papiu a avut amabilitatea să revadă studiul microscopic a rocilor menționate și să facă o serie de observații judicioase pentru care-i aducem vîile noastre mulțumiri.

de la adîncimea de 1282 m, începînd din luna august 1959, forajul a străbătut pînă la 1566 m o serie de depozite marnoase, cenușii, cenușii-verzui și roșcate ciocolatii, moi, cu intercalații de gresii calcareoase cenușii-albăstrui și ciocolatii, fine, sau pe alocuri microconglomeratice, micacee, cu vine neregulate de sare și rare microconglomerate. Le-am atribuit Helvețianului, atît pe baza caracterelor lor litologice asemănătoare cu ale unora din depozitele considerate helvețiene cunoscute din aflorimente, cît și pe baza diagramei de carotaj electric care pe acest interval are alura caracteristică pentru depozitele helvețiene. Menționăm că începînd de la adîncimea de 1566 m în jos forajul 3251 a intrat în depozite cu înclinări foarte mici (10°) caracter care indică apartenența lor la platformă. Între 1566 m la 1695 m a fost străbătut un pachet de gresii slab cimentate, asociate cu marne nisipoase, cenușii, foioase.

Iată cum se prezintă la microscop una din gresiile din acest interval provenind din carota de la adîncimea de 1648,50 — 1649,50 m.

Descrierea macroscopică. Roca este o gresie cuarțitică de culoare cenușie deschisă, slab verzuie.

Descrierea microscopică. Material detritic : predominant cuarț ca granule rotunjite de $0,1 - 0,3$ mm, de asemenea fragmente de calcar cripto-cristalin de $0,2$ mm diametru și rare granule de feldspat maclat. Cimentul rocii este silicios, pelicular, puțin abundant. Minerale autigene : cuarț de neoformăție alcătuind cimentul. Resturi de organisme nu se observă.

În concluzie studiul microscopic al acestei roci arată că ea este într-adevăr o gresie cuarțitică.

Menționăm că la baza acestei serii, între 1674 m și 1678 m adîncime, la probele de producție efectuate ulterior, s-a semnalat prezența de hidrocarburi gazoase sub o presiune de 22 de atmosfere. Menționăm de asemenea că în general carotele extrase din intervalul de la 1566 m la 1695 m adîncime au fost constituite mai mult din marne ; gresiile fiind foarte slab cimentate, materialul lor n-a putut fi recuperat decît parțial. Prezența în mare cantitate a gresiilor a fost pusă mult mai bine în evidență de diagrama de carotaj electric, care, pe intervalul menționat, este foarte caracteristică. Am atribuit acest pachet de strate din intervalul 1566 m — 1695 m Sarmatiului, atît pe baza caracterelor litologice ale lui, cît și pe baza caracterelor diagramelor de carotaj electric, deși analizele micropaleontologice dau, pentru carotele extrase din acest interval, vîrsta tortoniană. De altfel analizele micropaleontologice indică vîrsta tortoniană pentru toate carotele din intervalul de la 1553 m la 1882 m adîncime.

De la adîncimea de 1695 m la adîncimea de 1745 m forajul 3251 I.S.E.M. Putna a traversat un pachet de marne de culoare cenușie în-



chisă, foioase și gresii calcaroase, avînd între 1725 și 1726 m o intercalătie de anhidrit, care apare în mod deosebit de evident pe diagrama de carotaj electric între 1724 și 1740 m adîncime. Am atribuit aceste marne Tortonianului, pe de o parte pe baza caracterelor lor litologice asemănătoare cu ale Tortonianului descris încă de multă vreme de M. G. Filipescu (1939) dintr-un foraj de la Horodnic (săpat în Podișul moldovenesc la 6 km exterior de marginea flișului), din intervalul de la 1 054 m la 1114 m adîncime, iar pe de altă parte, pe baza caracterelor diagramelor electrice în intervalul respectiv cît și a analizelor micropaleontologice care indică tot vîrstă tortoniană. De la adîncimea de 1745 m, forajul 3251 a străbătut, pînă la adîncimea de 1812 m, o serie groasă de 67 m de gresii grosiere, friabile, de culoare verzuie foarte deschisă, silicioase, glauconifere, cu intercalății de marne nisipoase, cenușii și cenușii-ciocolatii. Pe baza caracterelor ei litologice precum și a poziției sale sub depozitele cu anhidrit, echivalăm această serie de gresii cu zona de gresii descrisă de M. G. Filipescu din forajul de la Horodnic în intervalul de la 1114 m la 1156 m adîncime și asupra vîrstei cărora după acelaș autor (M. G. Filipescu, 1939) „nu se poate spune nimic”, dar „prezența glauconitului primar pledează în favoarea unei vîrste paleogene a lor, dacă se ține cont de faptul că existența acestui mineral în situație primără în depozite neogene, n-a fost decât foarte rar constată”. Spre deosebire de acest autor, noi considerăm însă prezența glauconitului ca nesemnificativă pentru determinarea vîrstei seriei grezoase din intervalul 1745—1812 m pe care preferăm să-o atribuim deocamdată Danian—Paleocenului (?) întrucât stă peste o serie de calcare a cărei vîrstă cenomanian-senoniană, este, după cum vom vedea mai departe, relativ bine stabilită.

Iată cum se prezintă la microscop gresiile din două din carotele din acest interval.

Eșantion provenind din carota de la adîncimea de 1752, 50—1753 m.

Descrierea macroscopică. Roca este o gresie verzuie, fină.

Vîrsta : Danian—Paleocen (?)

Descrierea microscopică. Materialul detritic este constituit predominant din cuarț ca granule subcolțuroase pînă la colțuroase, rare granule de plagioclaz colțuroase, prezentând macla albitului precum și rare lamele de muscovit. Cimentul rocii este puțin abundant și constituit din cuarț de neoformăție. Minerale autigene : cuarțul de neoformăție alcătuind cimentul precum și numeroase granule de glauconit. Resturi de organisme lipsesc din secțiune.

În concluzie roca este o gresie fină, verzuie, cu glauconit.

Eșantion provenind din carota de la adâncimea de 1801, 80—1803,30 m.

Descrierea macroscopică. Roca este o gresie silicioasă, de culoare verzuie.

Vîrstă : Danian — Paleocen (?)

Descrierea microscopică. Material detritic : granule de cuarț, rotunjite, de 0,1—0,6 mm (prezentând extincție ondulatorie și incluziuni de zircon) precum și foarte rare granule de feldspat maclat. Cimentul rocii este foarte puțin abundant și constituie din cuarț de neoformăție. Minerale autogene : cuarțul de neoformăție care alcătuiește cimentul rocii, precum și rare granule de glauconit de 0,1—0,2 mm cu contur net. Resturi de organisme nu se observă în secțiune.

În concluzie roca este o gresie verzuie heterogranulară, silicioasă, glauconitică.

De la adâncimea de 1812 m pînă la adâncimea de 2046 m, forajul a străbătut o serie groasă de 234 m de calcare compacte, dure, fine, de culoare cenușie încisă la partea superioară a ei și apoi albe avînd din loc în loc unele pelicule negre vălurite, care amintesc de linia de sutură a unor amoniți (fără să aibă însă absolut nimic comun cu ele), calcare între care se găsesc intercalații de marne verzui. Dăm mai jos descrierea microscopică a două probe din aceste calcare luate din două carote diferite.

Eșantion provenind din carota de la adâncimea de 1835,20—1836 m.

Descrierea macroscopică. Roca este un calcar cenușiu, fin, dur.

Descrierea microscopică. Masa fundamentală a rocii este constituită din calcit fin granular asociat cu puțin material argilos. Material detritic : rare granule aleuritice de cuarț. Minerale autogene : calcit în microorganisme precum și în unele diaclaze foarte fine ; pirită ca granule sferice independente, sau umplind cavitățile unor microorganisme. Resturi de organisme : numeroase prisme de Inocerami, (pl. I, fig. 1). rare Textularii, Globigerine și Coccolithophoridee.

În concluzie roca este un calcar cenușiu, fin, organogen, cu prisme de Inocerami, care seamănă foarte mult cu calcarul din orizontul III al zonei de calcar alb descris de M. G. Filipescu de la adâncimea de 1196,50 — 1197,50 m din forajul de la Horodnic și atribuit de acest cercetător Cenomanian — Senonianului.

Eșantion provenind din carota de la adâncimea de 2001 — 2003 m.

Descrierea macroscopică. Calcar alb, organogen, compact, dur, cu spărtură așchioasă și pelicule negre vălurite.

Descrierea microscopică. Masa fundamentală a rocii este constituită din calcit cripto- și macrocristalin. Material detritic : lipsește. Minerale autogene : calcit de recristalizare în testul microorganismelor din rocă. Resturi de organisme : numeroase Foraminifere precum și numeroși spiculi de Spongieri calcitizați. (pl. I, fig. 2).

În concluzie roca este un calcar alb, organogen, fin cu Foraminișere. Noi echivalăm calcarele din intervalul de la 1812 m – 2046 m, pe baza caracterelor lor litologice, a prezenței prismelor de Inocerami precum și a poziției lor stratigrafice, cu zona calcarului alb descrisă de M. G. Filipescu din forajul de la Horodnic, în intervalul de la 1156 m la 1223 m și considerată de același autor ca reprezentând Cenomanian–Senonianul. Remarcăm că analizele micropaleontologice efectuate în Laboratorul micropaleontologiei al Intreprinderii de Prospecții a Comitetului Geologic, au dat pentru carotele din intervalul de la 1801 m – 2062 m o vîrstă apropiată și anume vîrsta senoniană care coincide cu cea atribuită unor depozite din Podișul moldovenesc cu o poziție stratigrafică asemănătoare, de către I. Costea și N. Baltes (1962). Observăm de asemenea că, aşa cum au fost încadrate ca vîrstă de M. G. Filipescu și de noi, seria de calcare din intervalul de la 1812 m – 2046 m reprezintă un echivalent, în Podișul moldovenesc, al stratelor de Hangu *stricto sensu* și constituie, ca și acestea, un lung episod calcaros în evoluția unității căreia aparțin. Seria de gresii din intervalul de la 1745 m la 1812 m ar fi echivalentă, dacă noi nu ne-am înșelat asupra vîrstei ei danian-paleocene (?), cu stratele de Putna.

De la adâncimea de 2046 m forajul 3251 I.S.E.M.-Putna a străbătut mai întii un pachet de gresii grosiere, silicioase, slab cimentate, de culoare albă-cenușie, pe alocuri cu porțiuni verzi și marne ciocolatii-roșietice, pachet gros de 70 m, iar apoi, pînă la adâncimea de 2250 m, un pachet de calcare albe-gălbui, cretoase, dure, gros de 135 m. Este demn de remarcat faptul că la baza carotei de la adâncimea de 2242,80 m – 2243,30 m am găsit o intercalătie de gips de 5 cm grosime care tocmai din cauza grosimei ei reduse nu se manifestă în diagramele de carotaj electric. Menționăm cu această ocazie că o intercalătie asemănătoare de anhidrit a fost întlnită și în sonda nr. 49 Rădăuți a M.I.P.Ch. la adâncimea de 1656 m într-o carotă atribuită Jurasicului.

Din intervalul de la 2046 m la 2250 m au fost studiate la microscop trei roci și anume două din pachetul de gresii și una din pachetul inferior de calcare. Dăm mai jos descrierea lor microscopică.

Eșantion provenind din carota de la adâncimea de 2061,20 – 2062,20 m.

Descrierea macroscopică. Roca este o gresie calcaroasă de culoare albă-verzuie.

Descrierea microscopică. Material detritic : aproape exclusiv cuarț, ca granule rotunjite de 0,5 mm diametru și numai excepțional de 0,8 mm ; de asemenea granule de cuarț filonian și de șist sericitos. Cimentul rocii este constituit din calcit microcristalin puțin abundant. Minerale autigene : calcitul de neoformăție al cimentului, glauconit sub formă de plaje. Resturi de organisme nu se observă.

În concluzie roca este o gresie calcaroasă albă-verzuie glauconitică.

Eșantion provenind din carota de la adâncimea de 2087,70 – 2100,20 m.

Descrierea macroscopică. Roca este o gresie albă cu puncte verzi, calcaroasă, slab cimentată.

Descrierea microscopică. Material detritic : numeroase granule de cuarț de 0,1 – 0,2 mm, unele colțuroase, altele mai rotunjite, constituind în ansamblu aproximativ 60 % din masa rocii, precum și rare granule rotunjite de feldspat, lamele de mică și granule de cuarțit. Cimentul este puțin abundant și constituit din calcit microcristalin, în parte asociat cu material argilos. Minerale autigene : calcitul din ciment. Resturi de organisme nu se observă în secțiune.

În concluzie roca este o gresie albă cu foarte puțin ciment calcaros.

Eșantion provenind din carota de la adâncimea de 2131,40 – 2132,80 m.

Descrierea macroscopică. Roca este un calcar alb, slab gălbui, fin, cu spărtura așchioasă, dur, compact.

Descrierea microscopică. Masa fundamentală a rocii este constituită din calcit microgranular cu unele porțiuni de calcit larg cristalizat. Material detritic : lipsește complet în secțiune. Minerale autigene : tot calcitul din masa rocii. Resturi de organisme : Miliolide (Biloculine și Quinqueloculine) și Textularide. (pl. I, fig. 3).

În concluzie roca este un calcar alb, compact, organogen, cu Miliolide.

Pe baza caracterelor litologice ale gresiilor și calcarelor din intervalul de la 2046 m la 2250 m, le atribuim Doggerului. Menționăm că pentru carotele din intervalul de la 2098 m la 2220 m, analizele micropaleontologice au indicat vîrstă eocenă cu care, în orice caz, nu putem fi de acord dat fiind că ele se găsesc sub depozite de vîrstă sigur cretacică. În fine de la adâncimea de 2250 m la adâncimea finală de 2387,50 m, forajul 3251 I.S.E.M.-Putna a străbătut o serie de gresii cuarțitice cenușii verzuie foarte dure, nefosilifere, cu rare intercalații de marne roșcate. Studiul

microscopic al acestor roci s-a făcut pe două eșantioane din două carote diferite. Dăm mai jos descrierea lor microscopică.

Eșantion provenind din carota de la 2318 m – 2318,70 m.

Descrierea macroscopică. Roca este o marnă roșcată, dură, fără stratificație.

Descrierea microscopică. Masa fundamentală a rocii este constituită dintr-un amestec de calcit criptocristalin și argilă, colorat în roșu deschis printr-un pigment difuz. Material detritic : fragmente de calcar organogen cu contur sferic sau alungit și foarte rare granule de cuarț, colțuroase. Minerale autigene : calcitul din masa rocii și probabil pigmentul ei. Resturi de organisme : fragmentele de calcar organogen care apar ca material detritic și care par a reprezenta părți ale unor alge calcaroase.

În concluzie roca este o marnă roșcată cu părți de calcar.

Eșantion provenind din carota de la adâncimea de 2383,35 – 2383,55 m.

Descrierea macroscopică. Roca este o gresie silicioasă de culoare cenușie-verzuie.

Descrierea microscopică. Material detritic : aproape exclusiv cuarț ca granule subrotunjite pînă la subcolțuroase, precum și rare granule de feldspat plagioclaz. (pl. I, fig. 4) Cimentul rocii este foarte puțin abundant și alcătuit din cuarț de neoformătie care nu se poate recunoaște decît rareori, deoarece granulele de cuarț nu prezintă o crustă de alterare. Minerale autigene : cuarțul care alcătuiește cimentul, precum și glauconit ca plaje cu contur relativ net. Resturi de organisme lipsesc cu desăvîrșire.

În concluzie roca este un cuarțit sedimentar cenușiu – slab verzu, cu puțin glauconit.

Noi am socotit că seria de gresii cuarțitice nefosilifere din intervalul de la 2250 m la 2387,50 m poate fi paralelizată cu zona nefosiliferă străbătută de forajele de la Todireni și de la Iași sub Silurianul fosilifer, zonă atribuită de N. Macaroviči (1956) și respectiv E. Liteanu, N. Macaroviči și T. Bandrabur (1963) Ordovicianului și ca atare am atribuit-o, de altfel cu toată rezerva, de asemenea Ordovicianului ; culoarea ei însă parțial roșie, pledează mai curînd pentru o vîrstă devoniană, în timp ce tectonica sa frămîntată ar pleda pentru o vîrstă cu mult mai veche, poate antecambriană. Precizăm că înclinările stratelor în forajul 3251 I.S.E.M.-Putna s-au menținut, de la suprafață pînă la adâncimea de 1282 m (limita Fliș/Miocen), între 45° și 35° și a scăzut la aproximativ 10° de la această adâncime în jos, pînă la 2250 m, cînd a devenit brusc mult mai mare și anume în jur de 75°, pînă la adâncimea finală de 2387,50 m. Discordanța unghiulară de la adâncimea de 2850 m este



probabil datorată unei faze de orogeneză. Dacă admitem ca bine stabilită vîrsta ordoviciană pentru seria cuarțitică, această fază s-ar situa între Ordovician și Dogger, fără să putem preciza exact cînd.

B) Sonda 3252 I.S.E.M.-Putna. A fost amplasată pe stratele de Plopou inferioare din partea mediană a solzului Strujinoasa pe pîriul Putnișoara, aproape de confluența lui cu pîriul Chircului, la 7 km SW de marginea flișului. Spre deosebire de sonda 3251, sonda 3252 a străbătut numai formațiuni care apar și la zi în regiune, fapt care a făcut ca ea să prezinte mai puține dificultăți în identificarea și stabilirea vîrstelor relative a acestora. Menționăm în mod special că, determinările pe baza analizelor micropaleontologice făcute, a vîrstelor rocilor din carotele extrase din forajul 3252, au coincis total cu cele făcute pe baza caracterelor litologice ale lor; ba, ceva mai mult, ele au pus în evidență, chiar înainte ca forajul să fi atins vreun orizont caracteristic, existența unor depozite eocene aparținînd solzului Vițeu (din față) a cărui traversare nu fusese prevăzută în proiect și cărora, pe baza caracterelor litologice și a poziției lor în profilul sondei, noi eram încinați inițial să le atribuim Cenomanian? — Turonian—Senonianului adică stratelor de Hangu *stricto sensu*.

Sonda 3252 I.S.E.M.-Putna a fost amplasată, după cum am mai spus, pe stratele de Plopou inferioare ale solzului Strujinoasa. După ce, de la suprafață pînă la adîncimea de 30 m, a străbătut această formațiune, forajul a intrat în orizontul calcarului de Pasieczna pe care l-a străbătut pînă la aproximativ 60 m, după care, între 60 m și 300 m adîncime, a traversat stratele de Sucevița cu gresii de Scorbura. De la 300 m la 350 m adîncime, a străbătut stratele de Straja, iar apoi a intrat în stratele de Putna pe care le-a străbătut pînă la 675 m. De la 675 m la 1400 m, forajul 3252 a străbătut un pachet de strate de Hangu *stricto sensu*, constituit în cea mai mare parte din marno-calcare cenușii-albăstrui cu Fucoide caracteristice. În legătură cu acestea menționăm că, într-o gresie calcaroasă verde-albăstruie de la adîncimea de 1150 m am găsit și cîteva fragmente de *Inoceramus* sp. De la adîncimea de 1400 m forajul a atins prelungirea spre SW, în adîncime, a solzului Vițeu, prins sub solzul Strujinoasa. În solzul Vițeu el a traversat mai întîi, între 1400 m și 1730 m, un pachet de strate de Plopou superioare (pl. I, fig. 5), între 1730 m și 1750 m un pachet de argile roșcate-ciocolatii, pe care l-am atribuit stratelor de Strujinoasa; apoi, de la 1750 m la 1850 m, a străbătut stratele de Plopou inferioare, de la 1850 m la 1918 m orizontul calcarului de Pasieczna, între 1918 m și 2100 m stratele de Sucevița (cuprinzînd între 2050 m și 2100 m un pachet de gresie de Scorbura superioară, slab glauconitică), iar de la 2100 m la

2323 m un pachet de strate de Putna. De la 2323 m forajul 3252 a intrat într-o serie de gresii calcaroase, verzui, cu vine de sare, asociate cu microconglomerate cu elemente verzi, serie pe care a străbătut-o pînă la 2394 m. Am considerat această serie ca fiind de vîrstă miocenă (probabil helveticană?). De la 2394 m la 2780 m, forajul a străbătut din nou un pachet de strate de Putna aparținînd tot solzului Vițeu (bazei lui). Ca urmare, stratele din intervalul de la 2323 m la 2394 m trebuie interpretate ca o pană de depozite miocene prinse între stratele de Putna de la baza unității superioare. În fine, de la adîncimea de 2780 m la adîncimea lui finală de 2944,50 m forajul 3252, a străbătut o serie de marne cenușii cu sare (masivă între 2780 m și 2830 m) pe care le-am atribuit Tortonianului.

În forajul 3252 înclinarea stratelor a oscilat între 60° și 45° , de la suprafață pînă la adîncimea de aproximativ 2000 m (la partea superioară a stratelor de Sucevița din baza solzului Vițeu), de unde a scăzut la 30° pînă la adîncimea finală.

V. Reinterpretarea structurii geologice a regiunii Putna pe baza rezultatelor celor două foraje ale Comitetului Geologic

Cele două foraje ale Comitetului Geologic de la Putna și în special forajul 3251 de pe Vițeu au avut rezultate de natură să schimbe în mod esențial interpretarea structurii geologice a regiunii aşa cum fusese ea, stabilită pe baza cercetărilor de la suprafață. Pentru o mai bună înțelegere a acestei interpretări, prezentăm alăturat o bloc-diagramă geologică a regiunii Putna. (vezi pl. II) Cu această ocazie ținem să menționăm că o secțiune puțin diferită de secțiunea verticală din bloc-diagrama noastră a fost deja inclusă într-o planșă de profile căreia îi corespunde un paragraf explicativ în text, planșă anexată la o lucrare prezentată de I. Băncilă și E. Hristescu (1963) la cel de al V-lea congres al Asociației geologice carpato-balcanice de la București. Secțiunea celor doi autori, la care ne referim, a fost întocmită însă pe baza datelor cu privire la limitele, vîrstă, constituția litologică etc. a formațiunilor străbătute de forajele 3251 și 3252 I.S.E.M.-Putna furnizate de noi (prin intermediul Comitetului Geologic), date care implicau și o anumită interpretare a structurii în mod evident unică. De altfel este probabil că în special la aceste date se referă autorii menționați cînd afirmă că „dispunem azi de o serie de informații din foraje efectuate în cadrul industriei de petrol și al Comitetului Geologic”.

După cum am mai spus, forajul 3251 de pe Vițeu situat la 3,5 km SW de marginea flișului, după ce a străbătut unitatea superioară a acestuia a intrat la adîncimea de 1 282 m, confirmînd prevederile proiectului de



foraj, într-o serie de depozite helvețiene cu înclinări de $10 - 20^\circ$. De la adâncimea de 1566 m, în loc să pătrundă în unitatea inferioară a flișului aşa cum era de așteptat și cum de altfel fusese prevăzut în proiect, acest foraj a intrat într-un pachet de depozite sarmațiene, foarte slab înclinate, aparținând aripei de W, scufundată a Podișului moldovenesc (a platformei) după care, pînă la adâncimea finală, a străbătut o întreagă serie de depozite ale acesteia (tortoniene, paleocene ? — daniene, senoniene, turoniene, ceno-maniene, doggeriene și ordoviciene). Este evident că depozitele helvețiene străbătute de forajul 3251 între 1282 m și 1566 m adâncime, reprezintă continuarea spre SW îmădașină a celor din Zona neogenă. Acestea stau (după cum s-a văzut în forajul 3251 și deci și în Zona neogenă) peste depozitele Sarmatianului inferior ale aripei de W scufundată a Podișului moldovenesc. Prin urmare în regiunea Putna precum și la N și S de ea, Zona neogenă și continuarea ei sub fliș, cel puțin pînă la meridianul forajului 3251, este șariată peste platformă pe minimum 4,5 km lățime. În consecință, denumirea de Pinză pericarpatică utilizată pentru această unitate într-un sens mai mult sau mai puțin apropiat de cel ce i-a fost acordat de L. M r a z e c și I. P. V o i t e ș t i (1914) este pe deplin justificată în regiunea Putna. Atragem atenția asupra faptului că interpretarea în pinză de șariaj a structurii Zonei neogene în această regiune, subzistă chiar dacă se pune la îndoială exactitatea determinării vîrstei sarmațiene a depozitelor străbătute de forajul 3251 între adâncimea de 1566 m și 1695 m. Într-adevăr, chiar în acest caz, suprapunerea evidentă a depozitelor helvețiene care alcătuiesc în cea mai mare parte Zona neogenă, peste cele tortoniene ale platformei (care se continuă spre W pe sub această zonă pînă cel puțin în dreptul forajului 3251) nu poate fi interpretată altfel decât tot ca o structură în pinză de șariaj cu o amplitudine de minimum 5 km. Datele de suprafață arată totuși că depozitele Sarmatianului inferior ale platformei se așeză în poziție quasi-orizontală transgresiv peste marginea de E a Pinzei pericarpatici. Aceasta dovedește, aşa cum au arătat deja I. B ă n c i l ă și E. H r i s t e s c u (1963) că depozitele sarmațiene se repartizează la două cicluri, unul mai vechi, de vîrstă sarmatian inferioră, prinse sub șariaj și altul mai nou, de vîrstă sarmatian medie-superioră, care transgredează peste linia de încălcare. Această interpretare a fost admisă și de noi la construirea bloc-diagramei anexată la lucrarea de față, cu deosebirea că noi, negăsind la marginea de W a platformei din regiunea Putna decît depozite sarmatian inferioare, considerăm că șariajul s-a produs aci chiar în timpul Sarmatianului inferior și nu între Sarmatianul inferior și cel mediu.

După cum am văzut, forajul 3251 de pe Vițeu nu a interceptat unitatea inferioară a flișului. Aceasta dovedește că unitatea superioară o depășește pe cea inferioară, spre NE, fiind șariată direct peste Pînza pericarpatică și împreună cu aceasta, peste aripa de W scufundată a Podișului moldovenesc. Solzul de la gura Voivodesei, care după faciesul depozitelor sale paleogene pare să aparțină unității inferioare, trebuie interpretat ca o lamă de șariaj smulsă de undeva dinspre W, din unitatea inferioară și împinsă în fața celei superioare, aşa cum de altfel a fost figurat încă din anul 1959 de T. J o j a și colaboratorii¹⁾.

În afara de aceasta, faptul că forajul de pe Vițeu nu a interceptat nici calcare eocene cu numuli și nici șisturi verzi de tipul celor ce se găsesc ca blocuri remaniate în conglomeratele oligocene din unitatea inferioară, demonstrează că zona din care provin aceste blocuri este situată sub fliș la W de forajul amintit, adică la cel puțin 3,5 km SW de marginea flișului²⁾. Această afirmație rămîne valabilă chiar și în cazul în care, prin continuarea forajului de pe Vițeu, sub adîncimea finală, s-ar fi întîlnit eventual șisturi verzi identice cu cele din conglomerate, deoarece la data la care s-au sedimentat conglomeratele (Oligocen) nu ar fi putut fi remaniate în ele o formătie acoperită de întreaga stivă de strate anteoligo-cene (cretacee, jurasice și ordoviciene) străbătute de foraj.

Celălalt foraj, forajul 3252 de pe Putnișoara, a arătat mai întîi un fapt nou, dar mai puțin important și anume că solzul Vițeu se prelungă spre SW, în adîncime, sub solzul Strujinoasa, ceea ce a făcut ca el să fie interceptat de acest foraj între 1400 m și 2780 m adîncime; același foraj a arătat, în al doilea rînd — fapt mult mai important — că Mioceneul Pînzei pericarpaticice se continuă spre interior, pe sub fliș, cel puțin pînă în dreptul acestui foraj, precizînd astfel o încălcare a Pînzei pericarpaticice peste platformă, de peste 8 km.

BIBLIOGRAFIE

- Bâncilă I., Hristescu E. (1963) Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpații Orientali). *Asociația geologică carpato-balcanică; Congresul al V-lea; 4–9 septembrie 1961. Comunicări științifice. Secția III Tectonica. IV. București.*
- Costea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Editura tehnică. București.

¹⁾ T. J o j a și colaboratorii. *Op. cit.* p. 71.

²⁾ Această observație a fost făcută de T. J o j a încă de la data de 13 martie 1964 cu ocazia discuțiilor cu privire la comunicarea geol. Andorina Rosa intitulată «Conglomeratele de Pietricica».

- Filipescu M. G. (1939) Sur la nature et l'âge des dépôts du soubasement du Sarmatien rencontrés dans le forage de Horodnic — Bucovine (Roumanie). *Bull. de la séct. scient. Acad. roumaine.* XXI, 1-2. Bucureşti.
- Joja T. (1953) Structura geologică a Flișului marginal dintre văile Voivodeasa și Sucevița *D.S.Com. Geol.* XXXVII (1949—1950). Bucureşti.
- Joja T. (1954) Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei. *D.S.Com. Geol.* (1950—1951). XXXVIII. Bucureşti.
- Joja T. (1955) Flișul extern și Miocenul dintre Falcău și Bilca și de la SE de Voitinelu. *D.S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). Bucureşti.
- Joja T. (1957). Contribuții la cunoașterea tectonicei Flișului extern dintre Suceava și Putna. *Lucrările Inst. de petrol și gaze,* III. Bucureşti.
- Joja T. (1960) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a tectonicii Flișului extern din jurul comunei Brodina și de la fundul Putnei. *Bul. Inst. de petrol, gaze și geologie* VI. Bucureşti.
- Joja T., Cosma Viorica, Dumitrescu Zorela (1963) Orizonturile Flișului extern dintre Suceava și Sucevița și continutul lor micropaleontologic. *Asociația geologică carpato-balcanică; Congresul al V-lea; 4—19 septembrie, 1961. Comunicații științifice Secția II: Stratigrafie.* III, 1. Bucureşti.
- Joja T., Chiriac M. (1964) Asupra prezenței unor amoniți în Stratul de Hangu din Flișul extern de la Putna (Reg. Suceava). *Acad. R.P.R. Studii și cercetări de geografie, geofizică și geologie, Seria geologie,* 9, 1. Bucureşti.
- Liteanu E., Macarovici N., Bandrabur T. (1963) Studiul geologic și hidrogeologic al zonei Iași prin foraje de mare adâncime. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria E, Hidrogeologie,* 6. Bucureşti.
- Macarovici N., (1956) Asupra faunei Silurianului din fundalul Podișului moldovenesc. *An. st. univ. Iași (s. n.), Secția II (St. Naturale)* II, 1 Iași.
- Mrazec L., Popescu-Voîtești J. (1914). Contribuții la cunoașterea pînzelor Flișului carpatic în România. *An. Inst. Geol. Rom.* V.
- Paul K. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jb. der k.k.geol. R.A.* XXVI. Wien.
- Ștefănescu D. (1927) Cercetări geologice în bazinul superior al rîului Suceava (Bucovina) *D.S. Inst. Geol. Rom.* X, 1921—1922. Bucureşti.

PRINCIPAUX RÉSULTATS D'ORDRE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DES FORAGES DU COMITÉ GÉOLOGIQUE À PUTNA (RÉGION DE SUCEAVA)

PAR

T. JOJA, Gh. IANCU, M. POPOVICI

(Résumé)

I. La région de Putna est située pour la plupart dans les Carpates de la Moldova septentrionale, à la frontière vers l'Union Soviétique.



Institutul Geologic al României

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

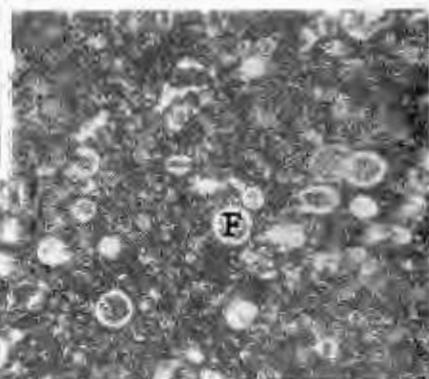
PLANŞA I

- Fig. 1. — Secțiune printr-un calcar cenușiu fin. N ||; $\times 60$. Forajul 3251. Carota de la 1835,20—1836 m adâncime.
I, Prismă de Inoceram. Vîrstă : Cenomanian-Senonian.
Section dans un calcaire gris, fin. N ||; $\times 60$. Forage 3251. Carotte de 1835,20—1836 m en profondeur.
I, Prisme d'Inocérame. Age : Cénomanien-Sénonien.
- Fig. 2. — Secțiune printr-un calcar alb organogen N ||; $\times 100$. Forajul 3251. Carota de la 2001 m—2003 m adâncime.
F, Foraminifere.
Section dans un calcaire blanc organogène N ||; $\times 100$. Forage 3251. Carotte de 2001 m—2003 m en profondeur.
F, Foraminifères.
- Fig. 3. — Secțiune printr-un calcar alb-gălbui cu Miliolide. N ||; $\times 75$. Forajul 3251. Carota de la 2131, 40 m—2132,80 m.
M, Miliolid. Vîrstă :Dogger.
Section dans un calcaire blanc jaunâtre à Milioides. N ||; $\times 75$. Forage 3251. Carotte de 2131,40 m—2132,80 m.
M, Miliolide. Age : Dogger.
- Fig. 4. — Secțiune printr-un cuarțit sedimentar cenușiu. N ||; $\times 125$. Forajul 3251. Carota de la 2383,35 m—2383, 55 m adâncime.
C, Cuarț cu diverse orientări. Vîrstă : Ordovician.
Section dans un quartzite sédimentaire grisâtre. N ||; $\times 125$. Forage 3251. Carotte de 2383,35 m—2383,55 m en profondeur.
C, quartz à diverses orientations. Age : Ordovicien.
- Fig. 5. — Secțiune printr-o gresie silicioasă din Stratele de Plopua superioare. N ||; $\times 100$. Forajul 3252. Carota de la 1498 m adâncime.
R, Radiolar intr-un accident silicios de tip chert. Vîrstă : Eocen superior.
Section dans un grès siliceux des Couches de Plopua supérieures. N ||; $\times 100$. Forage 3252. Carotte de 1498 m en profondeur.
R, Radiolaire dans un accident siliceux du type chert. Age : Eocène supérieur.

T. JOJA, GH. IANCU, M. POPOVICI. Rezultatele forajelor de la Putna Pl. I.
(reg. Suceava).



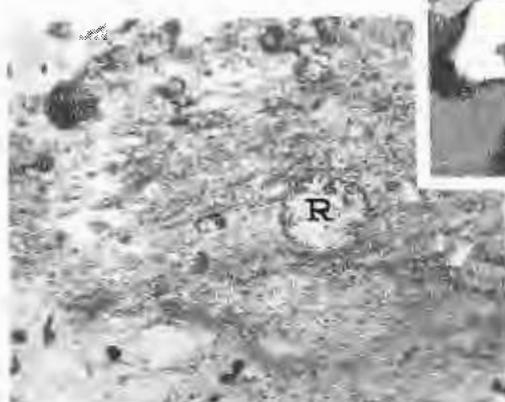
1



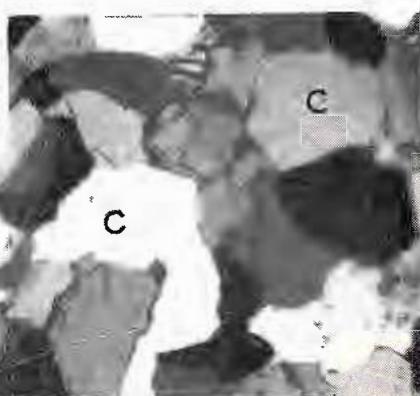
2



3



5



C

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.

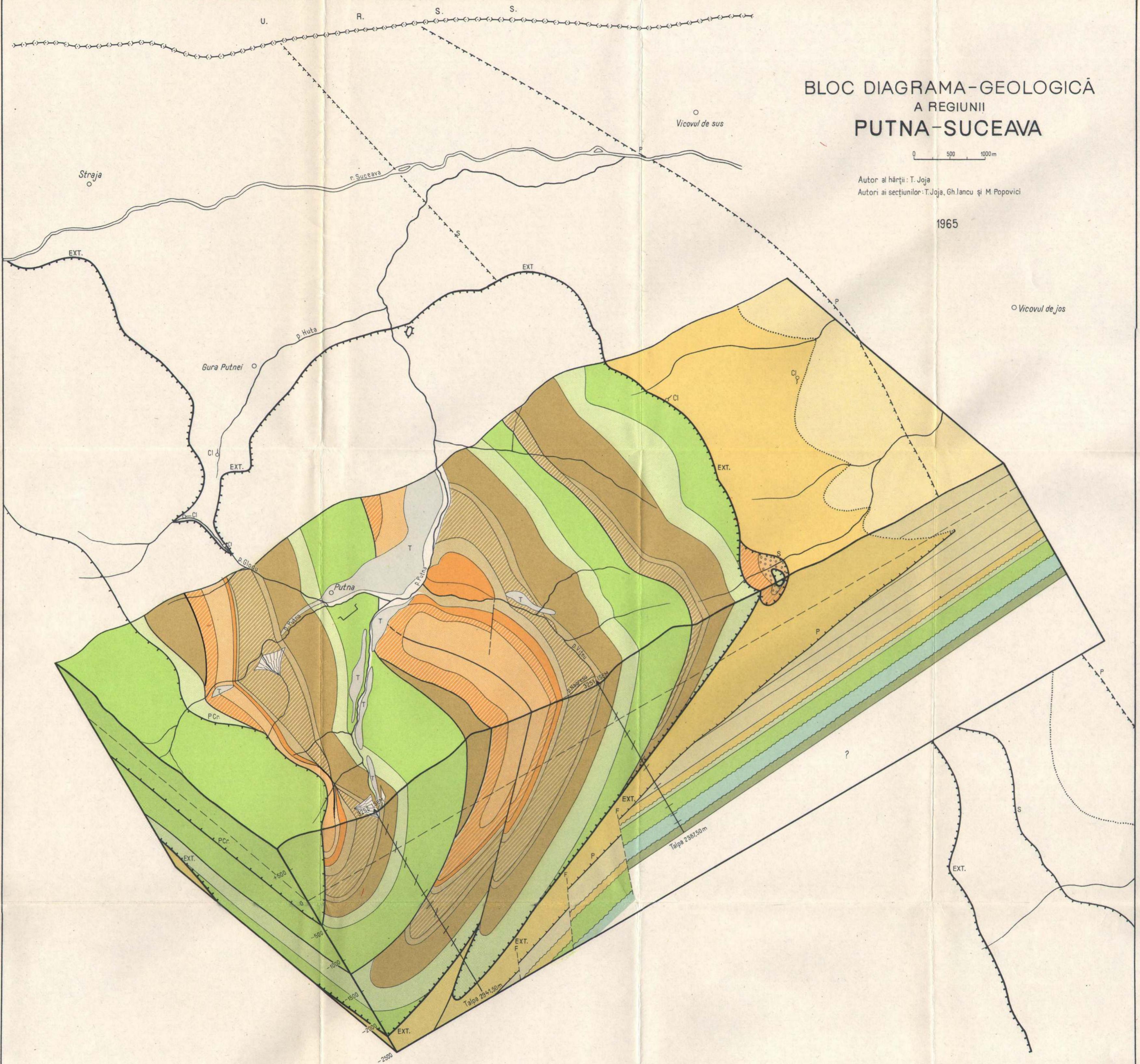
BLOC DIAGRAMA-GEOLOGICĂ A REGIUNII PUTNA-SUCEAVA

0 500 1000 m

Autor al hărții: T. Joja
Autori ai secțiunilor: T.Joja, Gh.Iancu și M. Popovici

1965

Vicovul de jos



LEGENDA

I) ZONA FILISULUI
A) UNITATEA SUPERIOARĂ
(PINZA EXTERNĂ)

1	T	2	Aluvium	3	Conuri de dejeștie
4		Orizontul Gresiei de Kliwa			
5		Orizontul disoidalic			
6		Orizontul marnelor brune bituminioase și al menititelor			
7					
8		Orizontul Gresiei de Lucâcesti			
9		Orizontul Stratelor de Plopuri superioare			
10		Orizontul Stratelor de Plopuri inferioare			
11		Orizontul Cacarul de Pisicițna			
12		Orizontul Stratelor de Suciuța, cu gresie de Scorbura și			
13		Orizontul Stratelor de Straja			
14		Orizontul Stratelor de Putna			
15		Orizontul Stratelor de Hangu str. sensu			

B) UNITATEA INFERIORĂ
(PINZA SUBMARGINALĂ)

16	OLIGOCEN	HELVETIAN (?)
17	MIOCEN	1 Orizontul Gresiei de Kliwa
18		2 Conglomerate cu elemente verzi
19		Orizontul disoidalic
20		Orizontul marnelor brune bituminioase și al menititelor

a EXT. Fruntea unității superioare (Pinza externă)
b S. Fruntea unității inferioare (Pinza submarginală)
c P. Fruntea Pinza Pericarpatică
d PCr. Fruntea Skibel Poiana Crucii
e Liniile tectonice de ordinul I
f Liniile tectonice de ordinul II
g F. Fâlă presupusă
h ▲ 3251 Forajele 3251 și 3252 ISEM-Putna
i ▲ 3252
j Cariere părăsite
k Izvor sărat

II) ZONA NEOGENĂ III PODISUL MOLDOVENEȘT

C) (PINZA PERICARPATICĂ)

MIOCEN SUP	TORTONIAN	21 Nedivizate
	HELVETIAN	
	18	
	19	
	17	
	16	
SARMATIAN INF.	22	
TORTONIAN	23	
PALOEON (?) DANIAN	24	
SENONIAN - TURONIAN	25	
CENOMANIAN	26	
ORDOVICIAN DOBRIČ CRIEACUP	27	
nedivizat		
nedivizat		

k Limită concordantă
l Limită discordantă
m Limită de discordanță paralelă

Au point de vue géologique elle est constituée de dépôts appartenant à la zone du Flysch, à la zone néogène et au Plateau Moldave. Dans le Flysch de cette région T. Joja a séparé, dès 1951, deux unités superposées dont celle inférieure apparaît dans une fenêtre prospective (c'est-à-dire ouverte vers l'avant-pays) à Gura Putnei ; ultérieurement il a proposé l'exécution de deux forages de prospection qui, après avoir traversé l'unité supérieure devaient pénétrer dans l'unité inférieure. Les résultats de ces deux forages se sont avérés, ainsi qu'il apparaîtra par la suite, particulièrement intéressants.

II. A) La constitution géologique de la région de Putna a été successivement étudiée par D. Ștefănescu, T. Joja, T. Filimon et Elena Albu, ensuite par T. Joja en collaboration avec P. Polonic, Gabriela Polonic, Sofia Lută et Georgea Serban ainsi qu'avec Viorica Cosma et Zorela Dumitrescu.

B) Dans l'unité supérieure du Flysch de cette région, T. Joja a séparé 13 horizons, à savoir (de bas en haut) : l'horizon des couches de Hangu *stricto sensu* (attribué au Cénomanien (?) — Turonien-Sénonien), l'horizon des Couches de Putna (attribué au Danien — Paléocène), l'horizon des Couches de Straja (attribué au Paléocène), l'horizon des Couches de Sucevița à grès de Scorbura (attribué à l'Eocène inférieur), l'horizon du Calcaire de Pasieczna, l'horizon des Couches de Plopou inférieures, l'horizon des Couches de Strujinoasa (tous les trois attribués à l'Eocène moyen), l'horizon des Couches de Plopou supérieures, l'horizon du grès de Lucăcești (les deux attribués à l'Eocène supérieur), l'horizon des marnes brunes bitumineuses et des ménilites, l'horizon des schistes dysodiliques (les deux attribués à l'Oligocène inférieur et moyen) et l'horizon du Grès de Kliwa (attribué à l'Oligocène supérieur). Dans l'unité inférieure on distingue les horizons suivants : l'horizon du Calcaire de Pasieczna, un horizon d'argiles rouges (les deux attribués à l'Eocène moyen), l'horizon des Couches de Bisericani (attribué à l'Eocène supérieur), l'horizon des marnes brunes bitumineuses, l'horizon des schistes dysodiliques (les deux attribués à l'Oligocène inférieur et moyen) et l'horizon des conglomérats à éléments verts (attribué à l'Oligocène supérieur). Sur ces dépôts du Flysch repose, dans quelques endroits, une série de marnes de type miocène. La zone néogène est très étroite dans la région étudiée ; sa largeur varie entre 0,5—1,5 km. Elle est constituée de dépôts attribués à l'Helvétien et au Tortonien. Le Plateau Moldave est constitué dans le secteur Putna par des dépôts attribués au Sarmatiens inférieur.

C) Ainsi que nous l'avons déjà dit, le Flysch de la région Putna est constitué par deux unités superposées. L'unité supérieure (la Nappe

externe) est constituée par plusieurs écailles dirigées NNW—SSE qui se chevauchent les unes les autres de l'intérieur vers l'extérieur. Pour ce genre de structures (écailles et plis inclinés ou déversés vers l'avant-pays), T. Joja utilise le terme de structures proversées, et pour les structures „à rebours” celui de structures rétroversées. L'unité inférieure, (que nous équivalons à la Nappe sous-marginale de I. Atanasiu (1939), est constituée, dans la demifenêtre de Gura Putnei, au S de la rivière de Suceava, par un anticlinorium flanqué à l'E d'un synclinal, suivi par un petit anticlinal, et à l'W d'un synclinorium, tous généralement droits et dirigés N — S. Enfin „l'Ecaille” de l'embouchure du ruisseau Voivodeasa n'est constituée, dans la région de Putna, que d'un anticlinal dirigé NW — SE. La zone néogène a une tectonique plus difficile à déchiffrer, d'une part à cause de sa largeur réduite et d'autre part à cause du pendage isoclinal des couches. Le Plateau Moldave, représenté dans la région de Putna par un secteur restreint de sa bordure W, est constitué par une série de couches horizontales.

III. Le premier forage de prospection de grande profondeur situé sur le ruisseau Vițeu, devait, conformément au projet, atteindre le Miocène qui se trouve sur le Flysch de l'unité inférieure à 1600 m en profondeur, l'Oligocène de celle-ci à 2000 m et son Eocène à 2650 m. Le second forage, situé sur le ruisseau de Putnișoara, devait atteindre le Miocène de l'unité inférieure à 1500 m environ en profondeur, puis l'Oligocène de celle-ci à 1850 m, Oligocène qu'il devait traverser ensuite jusqu'à 2.100 m, après quoi il aurait continué dans l'Eocène jusqu'à 3000 m profondeur finale.

IV. Nous avons établi les limites des formations traversées par les deux forages à la suite de la détermination de l'âge des roches des carottes mécaniques en nous basant sur leurs caractères lithologiques, sur les résultats des analyses micropaléontologiques, ainsi que sur les données de carottage électrique. Les limites ainsi établies s'écartent dans une certaine mesure, de celles prévues par le projet (notamment pour le forage du ruisseau Vițeu, à partir de la profondeur de 1566 m).

A) La sonde 3251 I.S.E.M. Putna a été emplacée sur les Couches de Plopou supérieures du ruisseau Vițeu, de la partie médiane de l'écaille du même nom, à 3,5 km SW de la bordure du Flysch. Elle a traversé successivement la partie inférieure de l'Eocène supérieur (Couches de Plopou supérieures) jusqu'à 56 m en profondeur, ensuite l'Eocène moyen (Couches de Strujinoasa, Couches de Plopou inférieures et Calcaire de Pasieczna) de 56 m à 180 m, l'Eocène inférieur (Couches de Sucevița) de 180 m à 345 m, le Paléocène (Couches de Straja) de 345 m à 400 m,



le Paléocène-Danien (Couches de Putna) de 400 m à 760 m et le Sénonien-Turonien-Cénomanien (?) (Couches de Hangu str. s.) de 760 m jusqu'à 1190 m en profondeur. A partir de 1190 m la sonde 3251 a pénétré de nouveau dans des dépôts éocène-inférieurs (Couches de Sucevița) appartenant à l'éaille d'en face (l'Écaille Aluniș—Dealul Rău) qu'elle a traversée jusqu'à 1282 m ; entre 1282 m et 1566 m elle a traversé une série de marnes grisâtre verdâtre et rougeâtres à veines irrégulières de sel, que nous avons attribuées à l'Helvétien. A partir de 1566 m le forage a pénétré dans une série de couches à très petits pendages (10°), caractère qui indique leur appartenance à la plate-forme. Entre 1566 m et 1695 m le forage a traversé une série de grès faiblement cimentés à intercalations marneuses que nous avons attribuées au Sarmatiens, vu leurs caractères lithologiques ainsi que le caractère du diagramme de carottage électrique. De 1695 m à 1745 m le forage a traversé un paquet de marnes grisâtres qui contient une intercalation d'anhydrite (entre 1725 et 1726 m), paquet que nous avons attribué au Tortonien, ensuite entre 1745 m et 1812 m une série de grès friables verdâtres glauconifères à intercalations de marnes sableuses grisâtres que nous avons attribuée au Paléocène (?) - Danien, et de 1812 m à 2046 m une série de calcaires durs, fins, grisâtres d'abord, blancs ensuite, dans lesquels l'examen microscopique a mis en évidence des prismes d'Inocérames calcaires que nous avons attribués au Sénonien-Cénomanien. A partir de 2046 m en profondeur jusqu'à 2250 m, le forage 3251 a traversé un paquet de calcaires blanc jaunâtre crayeux que nous avons attribué au Dogger. Enfin, à partir de 2250 m jusqu'à 2387 m — profondeur finale — le forage a traversé une série de grès quartzitiques gris verdâtre, très durs, sans fossiles, à rares intercalations de marnes rougeâtres que nous avons attribuée, sous toute réserve, à l'Ordovicien, bien que sa couleur, partiellement rouge, plaide plutôt pour un âge dévonien, tandis que sa tectonique compliquée semble indiquer un âge beaucoup plus ancien, antécambrien peut-être. Dans le forage du ruisseau Vițeu les pendages des couches se sont maintenus à partir de la surface jusqu'à 1282 m (à la limite Flysch-Miocène) entre 45° et 35° , ensuite ils ont baissé à 10° environ jusqu'à 2250 m quand ils ont brusquement augmenté — à 75° environ — jusqu'à la profondeur finale de 2387,50 m. La discordance angulaire de 2850 m est probablement due à une phase d'orogenèse.

B) La sonde 3252 I.S.E.M. Putna a été emplacée sur les Couches de Plopou inférieures de la zone médiane de l'Écaille de Strujinoasa, sur le ruisseau Putnișoara à 7 km SW de la bordure du Flysch. Elle a traversé successivement l'Éocène moyen (Couches de Plopou inférieures et Calcaire

de Pasieczna de la surface jusqu'à 60 m en profondeur, ensuite l'Éocène inférieur (Couches de Sucevița à grès de Scorbura) de 60 m à 300 m, le Paléocène (Couches de Straja) de 300 m à 350 m, le Paléocène — Danien (Couches de Putna) de 350 m à 675 m et le Sénonien — Turonien — Cénomanien (?) (Couches de Hangu str. s.) de 675 m à 1400 m en profondeur. A partir de 1390 m le forage a atteint le prolongement vers le SW en profondeur de l'Écaille de Vițeu (d'en face) chevauchée par l'Écaille de Strujinoasa. Il y a traversé d'abord l'Éocène supérieur (Couches de Plopou supérieures) de 1400 m à 1730 m, ensuite l'Éocène moyen (Couches de Strujinoasa, Couches de Plopou inférieures et Calcaire de Pasieczna) entre 1730 m et 1918 m, l'Éocène inférieur (Couches de Sucevița) entre 1918 m et 2100 m et le Paléocène — Danien (Couches de Putna) entre 2100 m et 2323 m. À partir d'ici jusqu'à 2394 m le forage a traversé une série de grès calcaires, verdâtres, à veines de sel associées à des microconglomérats à éléments verts, série que nous avons attribuée au Miocène (Hélvetien ?) et entre 2394 m et 2780 m, un nouveau paquet de dépôts d'âge paléocène-danien (Couches de Putna), appartenant également à l'Écaille de Vițeu (à sa base). Enfin, à partir de 2780 m jusqu'à sa profondeur finale de 2944,50 m le forage 3252 a traversé une série de marnes grisâtres à sel (massif entre 2780 m et 2830 m) que nous avons attribuées au Tortonien.

Dans ce forage, le pendage des couches a oscillé entre 60° et 45° de la surface jusqu'à 2000 m environ (à la base de l'Écaille de Vițeu) d'où il a baissé à 30° jusqu'en profondeur finale.

V. Les deux forages du Comité Géologique de Putna et surtout le forage 3251 de Vițeu ont eu des résultats qui ont radicalement changé l'interprétation de la structure géologique de la région telle qu'elle fut établie antérieurement à la suite des recherches effectuées à la surface. Pour donner une image plus claire de cette interprétation nous présentons ci-joint un bloc-diagramme géologique de la région de Putna. Nous mentionnons qu'une section peu différente de la section verticale de notre bloc-diagramme a été déjà incluse dans une planche de profils correspondant à un paragraphe explicatif dans le texte, planche annexe à un ouvrage présenté par I. Băncilă et E. Hristescu (1963) au V-è Congrès de l'Association géologique Carpato-Balkanique de Bucarest. La section en question des deux auteurs cités, a été néanmoins exécutée sur la base des données concernant les limites, l'âge, la constitution lithologique etc., des formations traversées par les forages 3251 et 3252 I.S.E.M. Putna que nous avons fournies (par l'intermédiaire du Comité Géologique), données qui impliquaient également une certaine interprétation de la structure évidem-



ment univoque et c'est probablement à ces données que les auteurs mentionnés font allusion lorsqu'ils affirment que „nous disposons aujourd'hui d'une série d'informations grâce aux forages effectués par l'industrie du pétrole et par le Comité Géologique“.

Le forage 3251 de Vițeu, situé comme nous l'avons déjà dit à 3,5 km SW de la bordure du Flysch, après avoir traversé l'unité supérieure de celui-ci, a pénétré à 1282 m en profondeur, en confirmant ainsi le projet de forage, dans une série de dépôts helvétiens à pendages de 10° — 20°. A partir de 1566 m, au lieu de pénétrer dans l'unité inférieure du Flysch ainsi qu'on s'y attendait et que le prévoyait le projet, le forage 3251 I.S.E.M. Putna a pénétré dans un paquet de dépôts sarmatiens, très faiblement inclinés, appartenant à la Plateforme Moldave, ensuite, jusqu'à sa profondeur finale, il a traversé toute une série de dépôts de cette plateforme (tortonien, paléocènes (?) — daniens, sénoniens, turoniens, cénonianiens, doggeriens et ordoviciens). Il est évident que les dépôts helvétiens traversés par le forage 3251 entre 1282 m et 1566 m en profondeur représentent le prolongement vers le SW des dépôts de la zone néogène. Ces dépôts surmontent, dans le forage 3251 et, par conséquent, dans la zone néogène aussi, les dépôts du Sarmatien inférieur du Plateau Moldave.

Dans la région de Putna donc, ainsi qu'au N et au S, la zone néogène et son prolongement au-dessous du Flysch, au moins jusqu'au méridien du forage 3251, est charriée sur la plateforme, son charriage ayant une ampleur d'au moins 4,5 km. C'est pourquoi la dénomination de Nappe péricarpatische utilisée pour cette unité en sens plus ou moins rapproché de celui que lui avaient accordé L. Mrazec et I. Voitești (1914) est parfaitement justifiée dans la région de Putna. Nous ferons remarquer que l'interprétation en nappe de charriage de la structure de la zone néogène dans cette région subsiste même si l'on doute de l'exactitude de la détermination de l'âge sarmatien des dépôts traversés par le forage 3251 entre 1566 et 1695 m en profondeur. En effet, dans ce cas, la superposition évidente des dépôts helvétiens, constituant pour la plupart la zone néogène, à ceux tertonien de la plate-forme (qui se prolongent vers l'W en-dessous de cette zone jusqu'à l'endroit du forage 3251 au moins) ne saurait être interprétée autrement qu'en tant que structure en nappe de charriage.

Les données de superficie indiquent quand même que les dépôts du Sarmatien inférieur de la plate-forme se disposent de manière quasi-horizontale transgressivement sur la bordure E de la Nappe péricarpatische. Cela prouve — ainsi que I. Băncilă et E. Hristescu

(1963) l'ont déjà signalé — que les dépôts sarmatiens appartiennent à deux cycles, l'un plus ancien, d'âge sarmatien inférieur, surmonté par la nappe et un autre plus récent, d'âge sarmatien moyen-supérieur qui est transgressif sur la ligne de charriage. C'est l'interprétation qu'on a admise pour la rédaction du bloc-diagramme ci-joint à la seule différence qu'en ne trouvant pas dans la région de Putna au bord W de la plate-forme que des dépôts sarmatien-inférieurs, nous considérons que le charriage s'y est produit durant le Sarmatien inférieur même, et non pas entre le Sarmatien inférieur et le Sarmatien moyen,

Nous avons déjà vu que le forage 3251 de Vițeu n'a pas intercepté l'unité inférieure du Flysch. Cela prouve que l'unité supérieure dépasse vers le NE celle inférieure, étant charriée directement sur la Nappe péricarpatiche et avec celle-ci sur la bordure W affaissée du Plateau Moldave. L'écailler de l'embouchure du ruisseau Voivodeasa qui, selon le faciès de ses dépôts paléogènes, semble appartenir à l'unité inférieure, doit être interprétée en tant que lame de charriage arrachée de l'unité inférieure quelque part à l'W et poussée devant celle supérieure, ainsi que T. J o j a et ses collaborateurs l'avaient déjà figuré en 1959.

De plus, le forage de Vițeu qui n'a intercepté ni calcaires éocènes à Nummulites ni schistes verts du type de ceux qu'on trouve comme blocs remaniés dans les conglomérats oligocènes de l'unité inférieure, prouve que la zone dont ces blocs proviennent est située sous le Flysch à l'W du forage mentionné, c'est-à-dire à 3,5 km au moins de la bordure du Flysch (T. J o j a faisait déjà cette remarque le 13 mars 1964 à l'occasion des discussions sur la communication présentée à l'Institut Géologique par A n d o r i n a R o s a, communication intitulée „Les conglomérats de Pietricica"). Cette affirmation reste valable même pour les cas où en continuant le forage de Vițeu on aurait rencontré, au-dessous de la profondeur finale, des schistes verts identiques à ceux des conglomérats, puisqu'à l'époque où ces conglomérats se sont sédimentés (Oligocène) les schistes verts n'auraient pu être remaniés étant couverts par tout le paquet de couches antéoligocènes (crétacées, jurassiques et ordoviciennes) traversé par le forage.

Le forage 3252 du ruisseau Putnișoara a indiqué tout d'abord un fait nouveau mais moins important à savoir que l'Écailler de Vițeu se prolonge vers le SW en profondeur, sous l'Écailler Strujinoasa, c'est pourquoi elle a été interceptée par ce forage entre 1400 m et 2780 m en profondeur ; ce même forage a montré, en seconde lieu — ce qui est bien plus important — que le Miocène de la Nappe péricarpatiche se prolonge vers l'in-



térieur, au-dessous du Flysch, au moins jusqu'à l'endroit de ce forage, en précisant de la sorte un chevauchement de la Nappe péricarpatique sur la plateforme de plus de 8 km.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche II

I. **Zone du flysch.** A) Unité supérieure (Nappe externe). Quaternaire : 1 alluvions ; 2, terrasses ; 3, cônes de déjections. Oligocène supérieur : 4, horizon du grès de Kliwa. Oligocène moyen et inférieur : 5, horizon des schistes dysodiliques ; 6, horizon des marnes brunes bitumineuses et des ménilites. Eocène supérieur : 7, horizon du grès de Lucăcesti ; 8, horizon des couches de Plopou supérieures. Eocène moyen : 9, horizon des couches de Strujinoasa ; 10, horizon des couches de Plopou inférieures ; 11, horizon du calcaire de Pasieczna. Eocène inférieur : 12, horizon des couches de Sucevița à grès de Scorbura. Paléocène : 13, horizon des couches de Straja. Paléocène-Danien : 14, horizon des couches de Putna. Sénonien-Turonien-Cénomanien : 15, horizon des couches de Hangu str. s. B) Unité inférieure (Nappe submarginale). Miocène : 16, Helvétien (?). Oligocène supérieur : 17, horizon du grès de Kliwa ; 18, conglomérats à éléments verts. Oligocène moyen et inférieur : 19, horizon des schistes dysodiliques ; 20, horizon des marnes brunes bitumineuses et des ménilites.

II. **Zone Néogène** (Nappe péricarpatique). Miocène supérieur : 21, Tortonien-Helvétien non-divisés.

III. **Plateau Moldave.** Miocène supérieur : 22, Sarmatiens inférieur ; 23, Tortonien. Paléocène (?) - Crétacé supérieur : 24, Paléocène-Danien ; 25, Sénonien-Turonien-Cénomanien. Dogger non divisé : 26, Ordovicien non-divisé : 27, a, front de l'unite supérieure (Nappe externe) ; b, front de l'unite inférieure (Nappe sub-marginale) ; c, front de la nappe péricarpatique ; d, front de la skiba Poiana Crucii ; e, ligne tectonique de I^{er} ordre ; f, ligne tectonique de II^{ème} ordre ; g, faille supposée ; h, forages ISEM ; i, carrière abandonnée ; j, source salée ; k, limite concordante ; l, limite discordante ; m, limite de discordance parallèle.





Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

**STRATIGRAFIA ȘI FACIESURILE DEPOZITELOR CRETACIC-SUPERIOARE DIN REGIUNEA BRETELIN—CHERGHEȘ
(SUD DE DEVA)¹⁾**

DE

M. LUPU, DENISA LUPU²⁾

Abstract

Stratigraphy and Facies of Upper Cretaceous Sediments of the Bretelein-Chergheș Region (S of Deva). Following formations are described: the Vraconian-Cenomanian Fornădia Beds (Calcareous), sandstones of the same age (Ghergheș facies) with a rich assemblage of Gastropodes, the Turonian-Coniacian Deva Beds. The whole sequence is interpreted as early molasse of the Mesocretaceous diastrophism.

Introducere

Regiunea la care se referă prezenta lucrare a constituit un obiect de studiu pentru geologi începînd din a doua jumătate a secolului trecut. D. Stur publică în 1863 rezultatele primei sale excursii geologice în împrejurimile localității Deva, citînd cu această ocazie o faună numeroasă de moluște, în special de gasteropode. Același autor constată o mare asemănare litologică a „Cretacicului de Deva” cu tipul saxon al Cretacicului superior, (Quadersanstein și Pläner). Pe de altă parte D. Stur constată și o mare asemănare între formele de gasteropode de aici și cele ale faunei de la Gosau, fapt care-l duce la concluzia că faciesul de Gosau cuprinde la Deva intervalul Cenomanian—Senonian.

T. H. Gițulescu și M. Socolescu (1941) consideră că stratele de Deva cuprind doar Cenomanianul; Turonianul și Senonianul fiind după acești autori îndepărtați prin eroziune. Menționăm că cei doi autori se referă în special la stratele de Deva de la N de Mureș. În

¹⁾ Comunicare în ședința din 27 aprilie 1965.

²⁾ Institutul Geologic-București, sos. Kiseleff 55.



baza stratelor de Deva, T. h. Ghițulescu și M. Socolescu separă un orizont constant al „gresiei calcaroase”.

În 1944 I. Simionescu într-o notă privind cîteva specii de aragoniți din Cretacicul superior din România descrie și figurează formele *Mantelliceras mantelli* și *Puzosia transylvanica* recoltate ambele la Chergheș.

C. Gheorghiu (1954) afirmă că în această regiune există o succesiune neîntreruptă a Cretacicului superior (strate de Deva) care începe în bază cu depozite vraconiene cu *Puzosia mayoriана* (strate de Fornădia în sensul autorului = orizontul gresiei calcaroase al lui T. h. Ghițulescu și M. Socolescu) și care trece la partea superioară la depozite considerate eocen-inferioare cu *Nummulites praelucasi*, specie identificată în secțiuni subțiri.

În intervalul Turonianului și Senonianului C. Gheorghiu reconstituie existența în sudul regiunii a unui facies deosebit de cel al stratelor de Deva, facies denumit de autor, strate de Chergheș. De la Chergheș același autor citează specia *Parapachydiscus neubergicus*, ceea ce-l conduce la concluzia că partea superioară a succesiunii din acest sector cuprinde și Maestrichtianul.

Date stratigrafice

Ca urmare a cercetărilor efectuate de autorii prezentei lucrări au fost separate în regiune depozite de vîrstă vraconian-cenomaniană, stratele de Fornădia, care în partea de sud a regiunei apar sub un facies diferit, faciesul de Chergheș. Au mai fost separate stratele de Deva cărora li s-a atribuit vîrsta turonian-coniaciană, cît și o succesiune de depozite de grosime redusă aparținînd probabil Senonianului superior.

Strate de Fornădia (Vraconian-Cenomanian). Primul termen ce se îispune pe fundamentul cristalin sunt stratele de Fornădia. Acestea sunt deschise la Bretelin și se urmăresc spre SW, iar apoi spre S pe malul stîng al văii Chergheșului pînă la localitatea cu același nume unde apar sub un facies sublitoral, bogat în gasteropode (cunoscut sub numele de strate de Chergheș și atribuit pînă în prezent Turonian—Senonianului).

Stratele de Fornădia în faciesul lor tipic sunt bine deschise în Dealul Scolii la Bretelin, unde, la baza lor, apar conglomerate cuarțoase, cu găleți de dimensiuni în general mici (nu depășesc 1 cm diametru) bine rulați. Liantul este calcaros. Conglomeratele trec în sus la calcarenite și microbrecii calcaroase. Grosimea acestor roci atinge la Bretelin 80 m.

Din calcarenitele de aici au fost recoltate și determinate următoarele forme: *Terebratula chrysalis* Schlotheim, *Echinospatagus ri-*

cordeanus Cotteau, *Cidaris berthelini* Cotteau, *Actaeonella subangustata* Pcel., *Nerinea (Neptyxis) incavata* Brønn.

La partea lui superioară acest pachet conține numeroase exemplare de *Orbitolina mamillata* Lapp.

Nivelul superior cu *Orbitolina* a fost întâlnit și pe versantul stîng al văii Chergheșului.

Faciesul de Chergheș. La S de comuna Chergheș, stratele de Fornădia apar sub un facies diferit, caracterizat printr-o asociație foarte bogată de gasteropode localizată la partea inferioară a succesiunii.

În bază apare un nivel conglomeratic gros de 1 m cu elemente de cuarțite bine rulate cu diametru maxim de 1 cm și rare elemente de sisturi cristaline de dimensiuni mai mari.

Acest orizont conglomeratic suportă un nivel grezo-marnos de 1 m grosime, lipsit de fosile, după care urmează un pachet grezos de aproape 50 m grosime bogat în gastreopode.

Au fost determinate următoarele forme¹⁾: *Nerinea (Neptyxis) incavata* Brønn., *N. (Ptygmatis) schiosensis* Piróna, *N. (P.) digitalis* Stol., *N. (Nerinea) titan* Sharpe, *N. (N.) nov. sp.*, *N. (N.) sp.*, *Oligptyxis aralensis* Pcel., *Itruvia abbreviata* (Philipp), *Omphalia kefersteini* Zekeli, *Cerithium sturi* Stol., *C. peregrinorum* d'Orb., *Turritella bicorollata* Petthö, *Scalaria* sp., *Natica lyrata* Sow., *N. plesiolyrata* Petth., *Actaeonella (Actaeonella) caucasia* Zekeli, *A. (A.) supernata* Pcel., *A. (Trochactaeon) matensis* Fittipaldi, *A. (T.) conica* Müenster, *A. (T.) goldtussi* d'Orb., *A. (T.) subangustata* Pcel.

La partea inferioară predomină forme de *Itruvia* și *Nerinea*, la partea mijlocie forme de *Nerinea*, iar la partea superioară speciile de *Actaeonella* citate.

Deasupra ultimului nivel cu *Actaeonella* se dispun nisipuri nefosilifere cu galeți rulați de cuarțite avînd pînă la 4–5 mm diametru. Pe alocuri se observă prezența unei stratificații încrucișate. La partea superioară a acestui pachet a cărui grosime este de aproximativ 35 m apar trei bancuri de calcarenite de 30–40 cm grosime, din care au fost recolțate cîteva exemplare de *Arctostrea carinata* Lmk., *Ostrea* sp., precum și exemplare de *Orbitolina mamillata* Lapp.

Ultimul pachet al succesiunii de la Chergheș este reprezentat prin 60 m de gresii nisipoase din care au fost recolțate exemplare de *Parapuzosia (Austiniceras) transylvanica* Sim., *Calycoceras* sp. precum și *Des-*

¹⁾ Fauna va fi descrisă în detaliu cu alt prilej.

moceras (*Pseudouhligella*) n.sp. forme pe baza cărora putem atribui acestor depozite vîrstă cenomaniană.

În acest fel nivelul cu gasteropode ar putea să reprezinte un echivalent cu grosime mai redusă al calcarenitelor cu spatangide și brachio-pode, ambele suportind calcarenite cu *Orbitolina mamillata*.

Gresiile friabile cu amoniți reprezintă probabil un termen mai nou decît stratele de Fornădia de la Bretelin.

Stratele de Deva (Cenomanian superior? — Turonian-Coniacian). Stratele de Deva ocupă cea mai mare parte a teritoriului studiat. Ele sunt bine deschise în partea de N a regiunii, la Bretelin. Aici, peste calcarenitele de Fornădia urmează în discordanță unghiulară o serie alcătuită din gresii grosiere cenușii, deschise la culoare, ce alternează cu marne cenușii.

La partea inferioară a succesiunii (vezi figura) se găsește un orizont de aprroximativ 15 m grosime alcătuit din gresii stratificate în strate de 10—20 cm grosime, nesortate, cu fluturași de muscovit pe fețele de separație. Deasupra acestor gresii urmează un nivel de marne nisipoase din care Maria Tocorjeșcu a determinat următoarea microfaună: *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. amabilis* Loebleich et Tappan, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *P. stephani turbinata* (Reiche), *delrioensis* (Plummer), *P. renzi* (Thalmann), *P. concavata* Brotzen. cf. Această microfaună denotă o vîrstă turonian-inferioară.

În continuare urmează o succesiune predominant psamitică reprezentată în special prin gresii cu ciment calcaros, în care se recunosc cu ochiul liber mici fragmente de cuarțite și fluturași de muscovit. Grosimea bancurilor variază între 0,5 și 6 m. Bancurile mai groase prezintă separații în lespezi.

Rocile psamitice sunt deobicei nesortate și la cîteva nivele se remarcă remanieri intraformaționale de marne cenușii sau marnocalcare roșii. În direcție, pe distanță de cîteva sute de metri se observă trecerea pachetului de gresii la depozite marnoase identice celor care se găsesc remaniate intraformațional.

Stratele sunt separate întotdeauna prin diasteme, iar de cîteva ori am întîlnit gradări inverse în special la stratele de grosime mai redusă.

După cîteva bancuri groase de gresii nesortate apar cîteva nivele granoclasate normal de la psamite la aleuropelite trecîndu-se apoi din nou la bancuri de gresii nesortate. Într-un astfel de banc se observă remanieri intraformaționale de marne cenușii cu dimensiuni de 25—75 cm diametru.

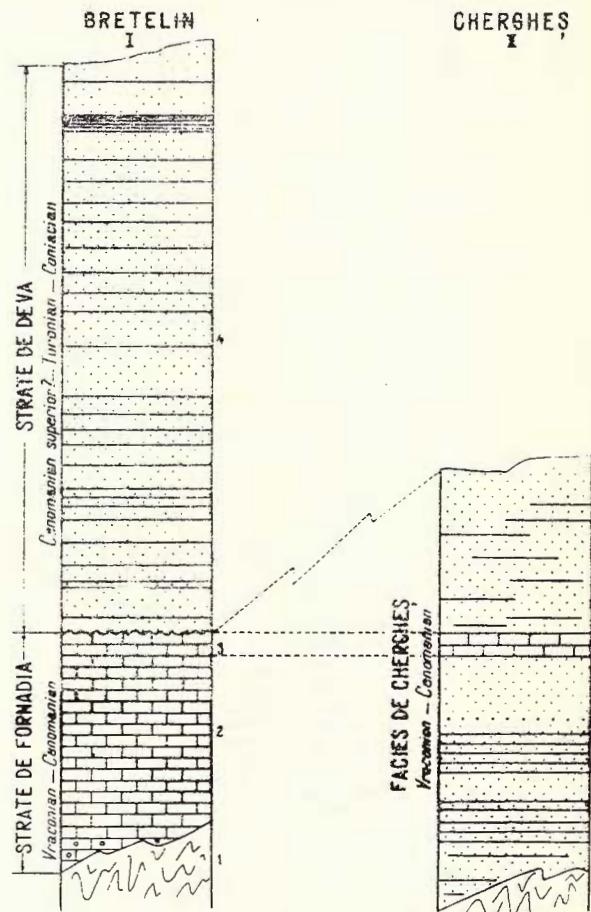
Din aceste marne a fost recoltată următoarea asociatie de Inocerami, bogată în indivizi : *Inoceramus inconstans Woods* (e m. A n d e r t), *Striatoceramus kossmati Heinze*, precum și amoniții : *Mammites sp.*, *Meta-*

Corelația formațiunilor cretacic superioare în regiunea Chergheș-Bretelin

I. Bretelin, 1. Cristalin, 2. Strate de Fornadia (Vraconian-Cenomanian) : calcarenite cu spatangide și brachiopode ; 3, calcarenite cu Orbitoline. 4. Strate de Deva (Cenomanian superior (?)) Turonian-Coniacian)-gresii și marne cu Inocerami și rari amoniți. II. Chergheș. 1. cristalin. Facies de Chergheș (Vraconian-Cenomanian) : 3, calcarenite cu Orbitoline ; 5, nivel conglomeratic ; 6, gresii lumachelice cu gasteropode ; 7 gresii cu amoniți (*Austiniceras transylvanica*, *Callycoceras sp.*)

Corrélation des formations crétaçées supérieures dans la région Chergheș-Bretelin.

Bretelin. I. Cristallin. 2. Couches de Fornadia (Vraconien-Cénomanien) : calcarénites à spatangides et brachiopodes ; 3, calcarénites à Orbitolines. 4. Couloches de Deva (Cénomanien supérieur (?)) Turonien-Coniacien) grès et marnes à Inocérames et rares ammonites. II. Chergheș. 1. cristallin. Faciès de Chergheș (Vraconien-Cénomanien) : 2, calcarénites à Orbitolines ; 5, niveau conglomeratique ; 6, grès lumachelliques à gastéropodes ; 7, grès à ammonites (*Austiniceras transylvanica*, *Callycoceras sp.*)



ptychoceras smithi Woods, *Puzosia sp.* A fost recoltat și lamelibranchiatul *Ostrea arduennensis* d'Orbigny.

Facișul marnos al aceluiași nivel, dezvoltat la V a furnizat alte exemplare de *Inoceramus inconstans Woods*. Asociația faunistică citată pledează pentru prezența Turonianului superior – Coniacianului. De altfel și microfauna cu : *Praeglobotruncana stephani* (G a n d o l f i), *P. delrioensis* (P l u m m e r), *P. concavata* B r o t z e n, *Globotruncana angusticarinata* G a n d o l f i indică aceeași vîrstă.

În continuare urmează cîteva bancuri de gresii nesortate în care apar formele : *Praeglobotruncana helvetica* B o l l i, *P. delrioensis* (P l u m e r), *Anomalina* cf. *berthelini* T e u D a m, *Globotruncana lapparenti* (B r o t z e n), forme ce pledează pentru aceeași vîrstă, turonian superioară-coniaciană.

Partea superioară a succesiunii de la Bretelin este alcătuită din roci psamitice nesortate, în care la un moment dat apare o intercalație de marne silicificate, și care culminează cu gresii grosiere în lespezi.

Din gresiile, care constituie partea terminală a succesiunii stratelor de Deva din acest sector, C. G h e o r g h i u a determinat în secțiuni subțiri forma *Nummulites praelucasi* ajungînd pe această bază la concluzia că seria stratelor de Deva se continuă pînă în Eocenul inferior.

Analiza micropaleontologică pe care am efectuat-o nu a dat însă niciun rezultat, partea superioară a seriei fiind sterilă.

Noi considerăm însă, că dacă pe mai bine de două treimi din profil este reprezentat Turonianul și eventual Coniacianul este foarte greu de presupus ca în treimea superioară, în aceeași condiții de sedimentare și în perfectă continuitate să se acumuleze depozite reprezentînd Senonianul, Danianul, Paleocenul și Eocenul inferior.

O chestiune încă nerezolvată este contactul dintre stratele de Deva și cele de Fornădia. C. G h e o r g h i u a figurat de-a lungul văii Chergheșului și apoi spre NE pînă la Bretelin o mare falie care limită atît stratele de Fornădia cît și cele de Chergheș de stratele de Deva, ultimele ocupînd în acest fel un compartiment căzut.

În ce ne privește am observat că la Bretelin, unde ambele pachete sunt bine deschise, stratele de Deva stau cu căderi de 20—25° pe calcaro-nitele de Fornădia care au căderi de 45°. Înspre W, pînă la Chergheș, contactul nu este vizibil terenul fiind complet acoperit. Într-adevăr admiterea unei falii gravitaționale ar fi o soluție posibilă dacă pe plan regional, problema limitei Cenomanian — Turonian nu ar fi mai complicată. Astfel în stratele de Deva de la N de Mureș G h. M a n t e a, Ș t e f a n a B a l ș, S. B o r d e a, E m. A n t o n e s c u, I o s e f i n a D a n, C. I o n e s c u, C o r n e l i a C o r n e a, T a m a r a O d o b e s c u, R. P u r i c e l¹⁾ au constatat recent prezența unei continuități de la Vraconian la Senonian inferior. În acest sector însă stratele de Fornădia nu

¹⁾ G h. M a n t e a, E m. A n t o n e s c u, S. B o r d e a, J o s e f i n a D a n, C a m e l i a T o m e s c u, C o r n e l i a C o r n e a , T a m a r a O d o b e s c u, R. P u r i c e l. — Raport privind prospecțiunile geologice pentru minereuri aurifere și neferoase în Munții Metalliferi, 1961. Arh. Com. Stat. Geol.

apar peste tot la baza stratelor de Deva ci de multe ori acestea din urmă le depășesc și ajung la contact cu fundimentul. Există și un hiatus al microfaunei la nivelul Cenomanianului superior — Turonianului inferior.

Spre E, în regiunea Vințu M. Dimian și Elena Dimian (1964) menționează remanieri de depozite de Wildflysch de vîrstă vraconocenomaniană în baza stratelor de Bozeș de vîrstă turoniană. În bazinul Hațeg atât lucrările vechi (A. Mălăea 1953) cât și cele noi (G. h. Iliescu¹), menționează depozite turoniene discordante pe Cenomanian.

Față de cele două posibilități pe care le avem de a interpreta raporturile între stratele de Fornădia și stratele de Deva adică : a) falie normală și b) discordanță stratigrafică, ne oprim deocamdată la cea de a doua, răminind ca această chestiune să fie rezolvată pe plan regional în viitor. Observațiile pe care le-am făcut pînă acum sugerează o discordanță marginală cauzată de ridicarea pintenului cristalin Brănișca în timp ce în partea centrală a bazinului avea probabil loc o acumulare continuă de depozite neocretacice.

Senonianul superior. Este posibil să fie reprezentat în dealul Căoiului printr-un pachet de aproximativ 25 m grosime, constituit din gresii albicioase care în bază au un nivel microconglomeratic cu fragmente rulate de cuarțite de 0,5 cm diametru. Apar de asemenea fragmente de șisturi cristaline cu grad de rulare mai scăzut. În acest pachet nu a fost întîlnită niciun fel de macro- sau microfaună.

Tortonianul. A fost atribuite Tortonianului, pietrișurile cuartoase oligomictice din partea de E și de S a regiunii.

Din cele expuse se pot trage unele concluzii privind legătura dintre diastrofism și faciesul depozitelor neocretacice din regiune.

Ca urmare a începutului de inversiune în partea centrală a Munților Metaliferi, marcat de diastrofismul mezocretacic, aria de sedimentare a depozitelor neocretacice migrează spre o zonă mai externă. Astfel stratele de Fornădia și stratele de Deva, care se depun în regiunea studiată pe un substrat imediat de șisturi cristaline cu mobilitate redusă, prezintă un facies molasic (poate chiar o molasă timpurie) ce urmează diastrofismului mezocretacic.

Este însă interesant de semnalat faptul că stratele de Fornădia și chiar stratele de Deva au o arie de răspîndire ce depășește cadrul regiunii studiate. Spre SE, în bazinul Hațeg (regiunea Fizești-Ohaba Ponor) se

¹) Gh. Iliescu, Maria Iliescu, Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit, V. Nicolaescu — Raport asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în bazinul Hațeg. Arh. Inst. Geol. 1690.

reîntilnesc în baza seriei neocretacice grezocalcarele cu fauna de Itruvii, Nerinei și Orbitoline a stratelor de Fornădia din regiunea studiată. Acestea suportă un pachet de gresii marnoase cu amoniți cenomanieni peste care se dispune un alt pachet, grezos, atribuit convențional Turonianului și care prezintă mari asemănări litologice și stratonomice cu stratele de Deva.

La W de regiunea studiată, la Crivina, Pietroasa (pe versantul nordic al Cristalinului Poienii Rusce) sunt cunoscute iviri de grezo-calcare bogate în alge melobesiae, conținând de asemenea și amoniți de vîrstă vraconiană.

Către est, faciesuri asemănătoare stratelor de Fornădia sunt descrise de S. Pauliu (1963) și recent de D. Patruliș¹⁾ în Munții Perșani. La nivelul Vracono-Cenomanianului sunt citate și aici grezocalcare bogate în alge Melobesiae și Ostrei.

În acest mod obținem imaginea unei vaste regiuni situate la interiorul unei mari părți a Carpaților românești, unde, în urma diastrofismului mezocretacic s-au instalat depozite cu mari asemănări faciale și faunistice.

În ce privește repartitia faunei se pare că Vraconianul și Cenomanianul inferior se caracterizează pe întregul teritoriu amintit prin abundența formelor sudmediteraneene, iar Turonianul prin amoniți aparținând în special provinciei indopacifice și prin Inocerami din provincia nordică.

Regiunea la care ne referim se situează pe calea de migrație a formelor sudmediteraneene, care la nivelul Vracono-Cenomanianului sunt foarte bogat reprezentate. Formele indopacifice și nordice bine reprezentate în munții Perșani, sunt mai puțin abundente în regiunea studiată.

Revenind la etapele principale ale evoluției regiunii studiate am considerat că un alt moment important l-a constituit diastrofismul subhercnic care, fără să se fi manifestat aici într-un mod la fel de pregnant ca în celelalte sectoare ale Munților Metaliferi a avut ca urmare suspendarea aproape completă a sedimentării în timpul Senonianului.

Exondarea regiunii, ca și a întregului șanț al Munților Metaliferi a fost desăvîrșită în urma diastrofismului laramic.

Tectonica regiunii este simplă. Se distinge un sinclinal cu direcție NE—SW. Fracturile din partea de W a regiunii sunt probabil de aceiași vîrstă (styriacă) cu fracturile cu aceleași direcții din Munții Metaliferi, fracturi de care au fost legate aparițiunile la zi ale vulcanitelor neogene.

¹⁾ D. Patruliș, Elena Popa, Illeana Popescu — Terenurile mezozoice din munții Perșani între izvoarele Hămăradiei și Mermești. 1965. Arh. Com. Stat. Geol.

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII BRETELIN-CHERGHES

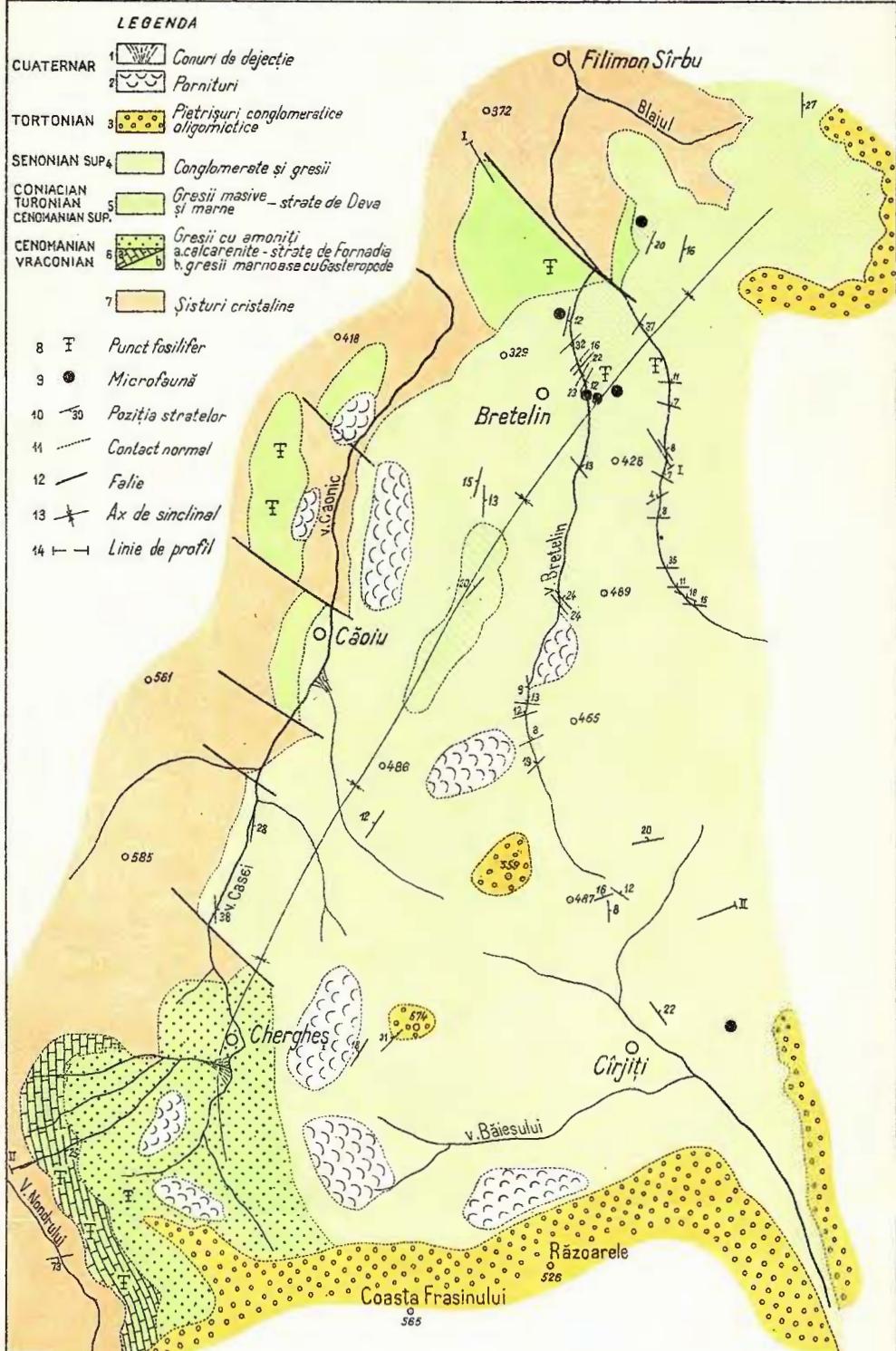
0 500 1000 1500 m

M. LUPU, DENISA LUPU: Stratigrafia și faciesurile depozitelor cretace superioare din reg. Bretelin-Cherghes (sud de Deva)

Pl.I

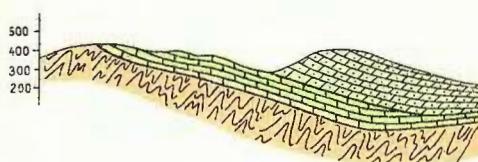
LEGENDA

- CUATERNAR**
- 1 Conuri de dejecție
 - 2 Parnituri
- TORTONIAN**
- 3 Pietrisuri conglomeratice oligomictice
- SENONIAN SUP.**
- 4 Conglomerate și gresii
- CONIACIAN**
- 5 Gresii massive - străte de Deva
- TURONIAN**
- 6 Gresii cu ammoniti acelacărénite - străte de Fornadiá
b. gresii marnoase cu Gastropode
- CENOMANIAN SUP.**
- 7 Sisturi cristaline
- VRACONIAN**
- 8 T Punct fosilifer**
- 9 ● Microfaună**
- 10 — Pozitia stratelor**
- 11 - - - Contact normal**
- 12 — Fâlie**
- 13 * Ax de sinclinal**
- 14 — — Linie de profil**



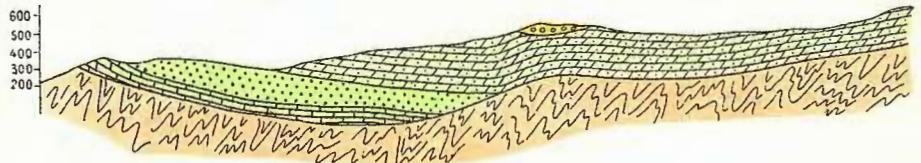
NW

SE



SW

NE

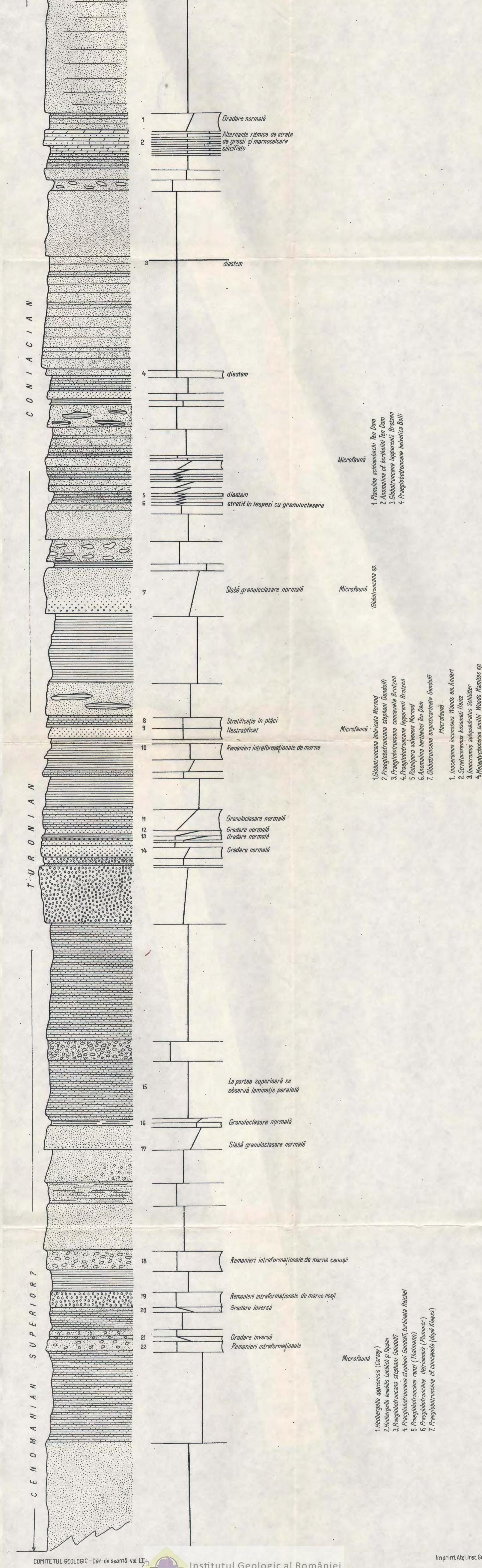


M. LUPU - DENISA LUPU

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ PRIN STRATELE DE DEVA LA BRETELIN

SCARA 1 : 200

Pentru treimea inferioară scara este aproximativă
Diagrama granulometrică
psefīl, psmit, aleuropelit



BIBLIOGRAFIE

- Dimian M., Dimian Elena (1964). Studiul Cretacicului superior din reg. Vinț. D.S. Com. Geol. L, 2.
- Gheorghiu C. (1953) Studiul geologic al Văii Mureșului între Deva și Dobra. An. Com. Geol., XXVI.
- Ghițulescu Th., Socolescu M. (1941) Recherches géologiques et minières dans les Monts Métallifères de Roumanie. An. Inst. Géol. Roum., XXI.
- Mamulea A. (1953) Studii geologice în reg. Sînpetru-Pui (baz. Hațeg). An. Com. Geol., XXV.
- Pauliuc S. (1963). Studiul geologic al Perșanilor centrali cu privire specială asupra Cretacicului superior. Disertație aspirantură. Sub tipar.
- Simionescu I. (1944) Cîțiva amoniți din Cretacicul superior. An. Acad. Rom. Mem. II seria, III tom XIX.
- Stur D. (1863). Bericht über die geologischen Übersichtsaufnahmen des süd-westlichen Siebenbürgens. Ver. der k. k. ung. geol. Anstl, für 1863.

STRATIGRAPHIE ET FACIÈS DES DÉPÔTS CRÉTACÉS SUPÉRIEURS DE LA RÉGION DE BRETELIN—CHERGHEȘ (SUD DE DEVA)

PAR

M. LUPU, DENISA LUPU

(Résumé)

En base de la série néocrétacée de la région Bretelin-Chergheș se trouvent les couches de Fornădia d'âge vracono-cénomanien représentées par des calcarénites à *Echinospatagus ricordeanus* Cott. et *Terebratula chrysalis* Schloth. à la partie inférieure de la succession, à *Orbitolina mamillata* Lapp. à sa partie supérieure.

Dans le S de la région, à Chergheș, les dépôts vracono-cénomaniens attribués auparavant par d'autres auteurs au Turonien-Sénonien, revêtent un faciès de rivage, riche en gastéropodes. Ici apparaît, en base, un niveau lumachellique à nombreuses espèces de *Itruvia*, *Nerinea* et *Actaeonella*. Suivent des grès sableux, à intercalations de calcarénites à *Orbitolina mamillata*, puis des grès à *Parapuzosia (Austiniceras) transylvanica*, Sim., *Calycoceras* sp., et *Desmoceras (Pseudouhligella)* n.sp.

Les couches de Deva représentent le Turonien-Coniacien, et, en base, elles comprennent, probablement, le Cénomanien supérieur aussi. Ces couches présentent un faciès gréso-marneux, en bancs épais, nongrano-



classés, à remaniements intra-formationnels, faciès généralement molasique.

Outre la microfaune turonien-coniacienne on a collecté des exemplaires d'Inocérames et Ammonites.

La présence, dans la région, du Sénonien supérieur n'a pas été prouvée, pourtant, il est possible que les grès grossiers, conglomératiques en base que l'on a rencontrés dans un endroit, au-dessus des couches de Deva, lui appartiennent.

La tectonique en est simple, puisque les dépôts crétacés supérieurs se disposent à même un soubassement peu mobile de schistes cristallins.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région Bretelin — Chergheș (avec les sections géologiques).

Quaternaire: 1, cônes de déjection; 2, éboulis. Tortonien: graviers conglomératiques oligomictiques Sénonien-supérieur: 4, conglomérats et grès; Coniacien, Turonien, Cénomanien supérieur: 5, grès massif et marnes — Couches de Deva. Vraconien-Cénomanien: 6, grès à ammonites, a, calcarénites — Couches de Fornădia; b, grès marneux à gastéropodes; 7, schistes cristallins; 8, point fossilifère; 9, microfaune; 10, position de la couche; 11, contact normal; 12, faille; 13, axe de synclinal; 14, ligne de profil.

Planche II

Colonne stratigraphique dans les couches de Deva à Bretelin.



STRATIGRAFIE

PRECIZIUNI ASUPRA STRATIGRAFIEI PORTAFERRIANULUI
DIN VESTUL BAZINULUI DACIC¹⁾

DE

FL. MARINESCU²⁾

Abstract

Specifications on Portaferrian Stratigraphy in the Western Dacic Basin. In the Western part of the Getic Basin (Western Oltenia) a full sequence of Odessian (*Limnocardium zagrabiense* Beds), Portaferrian (*Congeria rhomboidea* Beds), Bosphorian (*Phyllocardium planum planum* Beds) and Getian (*Pachydacna* Beds) is outcropping. Well marked faunal changes allowed to define accurately both the lower and upper boundaries of the Portaferrian. In the author's opinion the named chronostratigraphical units are of the same range as the Dacian (*Prosodaena euphrosinae* Beds). He also considers that the best area to establish a stratotype for the Portaferrian is the one extending between the Danube and the Motru river in Western Oltenia.

Detalierea stratigrafiei Ponțianului a fost în atenția autorului încă de mulți ani, reprezentând una din principalele probleme de studiu pe care le-a urmărit în cercetările întreprinse în Bazinul getic. Recent, după o analiză a tuturor datelor cunoscute, inclusiv date inedite, au fost făcute încercări de a defini mai precis subdiviziunile Pliocenului din Bazinul dacie și de a le paraleliza cu acelea folosite în bazinile panonic și euxinic. Totodată au fost propuse etaje de corelare generală (N. e. Macarovici, Fl. Marinescu, I. Motas, 1964).

Urmărind în continuare spre est biozonele separate în Ponțianul dintre Dunăre și Motru (Fl. Marinescu, 1964), s-au obținut date noi, care vin în completarea celor existente. S-a constatat de asemenea că din punct de vedere stratigrafic profilul general al depozitelor pliocene poate fi împărțit în cîteva subdiviziuni. Două din aceste subdiviziuni co-

¹⁾ Comunicare în ședință din 28 aprilie 1965.

²⁾ Institutul Geologic — București, șos. Kiseleff 55.



respund Novorossianului și Portaferranianului, aşa cum au fost definite în Jugoslavia de P. Stevanović (1952).

Spre deosebire de regiunile estice, în partea occidentală a bazinului dacic limita între Meoțian și Ponțian este dificil de trasat, din cauza conținutului litologic foarte asemănător al celor două etaje. Profilele bine deschise din sectorul Tismana-Cîlnic permit identificarea cu ușurință a primelor patru zone stabilite la vest de Motru, în timp ce către est, spre Tg. Jiu, acest lucru este mai complicat, din cauză că regiunea este foarte acoperită.

În apropiere de Tismana, deasupra argilelor marnoase ale zonei α , au fost întâlnite forme indicind zona β : *Paradacna* cf., *P. okrugici* Brus., *Paradacna* sp., *Didacna otiophora orientalis* Stev., alături de *Congeria digitifera* Andrus., *Dreissena* sp., *Planorbis* sp., *Zagrabica* sp.

Mai spre sud, pe teritoriul satului Vînăta, în același fel de argile, se găsesc forme ce caracterizează zona γ : *Valenciennius ellipticus* Hangu., *Limnocardium zagrabiense* Brus., *L. cf.*, *L. riegeli* M. Hörn., *Paradacna retowskii* aff., *P. retowskii ossinae* Stev. etc. Deasupra, fără ca litologia să se schimbe, se remarcă zona δ , unde *Congeria rhomboidea rumana* Saba dă nota caracteristică, alături de care se găsesc: *Congeria digitifera* Andrus., *Didacna otiophora* Brus., *Paradacna abichi* R. Hörn. etc. Litologia începe să se schimbe treptat, argilele devenind din ce în ce mai nisipoase abia după ce apar primele exemplare de *Congeria rhomboidea rhomboidea*, deci în cuprinsul părții inferioare a zonei ϵ .

Destul de unitare din punctul de vedere al conținutului petrografic, ocupînd un areal mai restrîns decît depozitele imediat următoare, grupul primelor patru zone descrise ($\alpha-\delta$) reprezintă Ponțianul inferior. Pentru acest interval P. Stevanović (1951) a propus denumirea de Novorossian, dînd un nou conținut termenului inițial. Pentru ca totuși acest nume să nu producă unele confuzii, într-o lucrare prezentată la Colocviul Neogenului mediteranean de la Berna, a fost propusă înlocuirea lui prin Odessian, Novorossianul rămînind să fie folosit acolo unde nu poate fi separat Ponțianul mediu de cel inferior (Nec. Macarović, F. Marinescu, I. Motas, 1964). Argilele marnoase din bază, lipsite de faună de moluște (zona α), ar putea să corespundă nivelului de Eupatoria al Odessianului.

Depozitele următoare, zona ϵ , sau „Stratele cu *Congeria rhomboidea rhomboidea*”, reprezintă ceea ce a fost denumit Portaferrian de P. Stevanović (1951). El este termenul Pliocenului care se remarcă printr-un maximum de dezvoltare în suprafață; nivale ale sale, în spe-

cial nivele medii sau superioare, depășesc toate celelalte depozite neogene, ajungînd pe cristalin.

Conținutul său faunistic marchează de asemenea o însemnată schimbare. Se remarcă astfel că pentru bazinul dacic genul *Congeria*, după o importantă dezvoltare în Portaferrian, se stinge la sfîrșitul acestuia, la fel ca și în bazinul panonic de altfel. Ultimii săi reprezentanți sunt *Congeria zagrabiensis* Brus., *C. digitifera* Andrus. și *C. subcarinata* Desh., dintre formele cu răspindire mai largă pe verticală și *Congeria rhomboidea rhomboidea* M. Hörn., *C. markovici* Brus., *C. turgida* Brus., *C. subcarinata botenica* Andrus. etc. dintre formele caracteristice acestui interval.

În ceea ce privește Cardiidele se constată că și ele prezintă la acest nivel un maximum de dezvoltare, în special Limnocardiinele și cîteva genuri de Didacnine. Unele forme și chiar subgenuri, apărute din Ponțianul inferior în alte regiuni, au cea mai mare răspindire în Portaferrian¹⁾.

În extremitatea vestică a bazinului dacic, în cuprinsul depozitelor separate ca zona ε, se disting două orizonturi litologice, fiecare din ele cu un conținut paleontologic deosebit. Orizontul inferior, argilos-marnos, se caracterizează în special prin *Congeria rhomboidea rhomboidea* M. Hörn.²⁾ alături de care mai apar *Congeria zagrabiensis* Brus., *Dreissenomya aperta* Desh., forme de *Paradacna*, *Limnocardium* (*Tauricardium*) *pettersi* M. Hörn., *Phyllocardium planum* Desh. var., *Zagrabica reticulata* Sabba etc.

Orizontul superior, nisipos, cuprinde o faună mult mai bogată, în care se remarcă numeroase forme de *Limnocardium* (*Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Arpadicardium*, *Bosphoricardium* etc.), *Caladacna*, *Phyllocardium* (caracteristică este forma *Ph. planum stevanovici* Mar.), *Pseudocatilus* etc., alături de *Congeria turgida* Brus. și *C. subcarinata botenica* Andrus. Deosebirile faunistice dintre cele două orizonturi sunt probabil consecința deosebirilor litologice; la fel se poate remarca influența schimbărilor litologice în unele mici modificări ale morfologiei cochiliilor formelor comune. În extremitatea vestică a regiunii, la Jidoștița (W de Tr. Severin), orizontul cu *Congeria rhomboidea rhomboidea* ajunge direct pe cris-

¹⁾ Se remarcă totodată că numeroase Cardiide din fauna zisă „de Odesa” ocupă la acest nivel teritoriul cel mai întins din bazinul dacic. De fapt ele prezintă în cuprinsul Portaferrianului, cel puțin pentru bazinul dacic, o înflorire mai importantă chiar decit aceea din Ponțianul inferior; nu ar fi exclus că acestui moment să-i corespundă și maximum de răspindire a faunei „de Odesa” din Europa occidentală.

²⁾ Numai în rare cazuri, în nodul Munteniei, această formă a fost semnalată în depozite detritice grosolane (fide I. C. Motas).

talin și are o grosime destul de redusă. Nisipurile de deasupra, cuprind strate lumașelice și nisip cu detritus de cochilii, prezintă o grosime mult mai mare; ele sunt acelea care marchează maximum de extensiupe pe ramă a Portaferrianului. Spre NE, între Tismana și Cîlnie, orizontul argilos cu *Congeria rhomboidea* este mult mai dezvoltat, trecerea la orizontul nisipos se face treptat, iar în cadrul acestuia se găsește un singur banc lumașelic.

Profilul cel mai complet și mai bine deschis din acest sector se află pe valea Seuca, la N de Cîlnic. Din fauna colectată de pe ogașul Fintinei, affluent al acestei văi, și de pe Pîrîul Cailor, în completarea listei de fosile menționate (Fl. Marinescu, 1964) trebuie semnalate și: *Theodoxus crescens* Fuchs, *T. acuticarinatus* Fuchs, *Viviparus* sp., *Tylopoma* sp., *Pyrgula eugeniae* Neum., *P. bicincta* Brus., *Melanopsis decollata* Stol., *Zagrabica* sp., *Micromelania fuchsiana* Brus., *Limnaea* cf., *L. peregra* Müll., *Planorbis varians* Fuchs, *P. radmanesti* Fuchs, *Limnocardium (Euxinicardium) inlongaerum* Ebers., *Prosodacna rumana* Font., *Chartoconcha bayerni* (R. Hoen.), *Pisidium* sp. Totodată este necesar să se noteze că ceea ce fusese menționat în lista anterioară drept *Pteradacna aff. pterophora* Brus. este un exemplar de *Arcicardium*, probabil o specie nouă.

Mai spre est, în apropierea rîului Amaradia, în regiunea satului Scoarța (E de Tg. Jiu), conținutul litologic se uniformizează, Portaferrianul fiind reprezentat numai prin argile marnoase nisipoase sau silturi. Fauna cuprinde, alături de numeroase exemplare de *Congeria rhomboidea rhomboidea*, un mare număr de specii de Cardiacee, care în vest se găsesc în special în orizontul superior. Se remarcă însă că unele forme sunt mai rare (*Phyllocardium planum stevanovici*), în timp ce altele, probabil legate mai strâns de faciesurile nisipoase ale Portaferrianului, lipsesc cu desăvîrsire (*Congeria turgida*, *C. subcarinata botonica* etc.). Se constată de asemenea frecvența mai mare a unor forme aparținând de *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Arpadicardium*, *Chartoconcha*. Aceste schimbări trebuie puse tot pe seama modificărilor litologice locale.

Deasupra zonei ε. (= Portaferrian) se remarcă în vest nisipurile și argilele nisipoase cu fauna cu *Phyllocardium planum planum*, separate ca zona ζ. Caracteristic pentru această zonă sunt unele forme deosebite de Cardiacee, precum și lipsa totală a Congerilor, în bazinul dacic. La nord de Tr. Severin, peste aceste depozite urmează argile și nisipuri cu cărbuni. În acoperișul stratului IV de cărbune se află un nivel lumașelic reper, cu *Prosodacna stenopleura* Sabba, *Dreissena*, *Hyriopsis* și *Viviparus argesiensis* Sabba.



Către est acest orizont argilos-nisipos cu cărbuni se îngroașe mai mult. În același timp argilele marnoase nisipoase cu fauna cu *Phyllocardium planum planum* se subțiază. Le este de Tg. Jiu, pe teritoriul comunei Scoarța, deasupra argilelor marnoase ale Portaferrarianului, în continuitate de sedimentare, se găsesc argile nisipoase, uneori cu elemente sau lentile de pietriș mărunt, cu stratificație încrucișată. În acestea se află o faună cu elemente asemănătoare aceleia de deasupra stratului IV de cărbune dintre Dunăre și Motru : *Viviparus* sp. ex gr. *argesiensis* S a b b a, *Melanopsis* sp., *Theodoxus* sp., *Hyriopsis* sp., *Prosodacna stenopleura* S a b b a, *P. sturi* (C o b.), *P. ex gr. P. sturi* (C o b.). În unele nivele intercalate mai apar : *Limnocardium (Euxinicardium) subodessae* S i n z., *Chartococoncha rumana* (W e n z) și numeroase exemplare de *Didacna (Pontalmyra)* sp.

Astfel se dovedește că stratele cu *Phyllocardium planum planum* de la Malovăț și Valea Boerească sunt sincrone celor cu *Prosodacna stenopleura* și *P. sturi*, reprezentând faciesuri de salinități diferite ale zonei ξ. Superpoziția lor în unele profile (ex. N și E de Tr. Severin) nu arată deelit că la un moment dat, în cadrul aceluiași interval stratigrafic, schimbarea salinității a impus modificarea faunelor.

Aceste depozite corespund Bosphorianului (A. G. E bersin, I. C. M o t a ş, N e c. M a c a r o v i c i, F l. M a r i n e s c u, 1966). În regiunea văii Motrului ele suportă în discordanță Levantinul inferior¹⁾; la est de Tg. Jiu argilele nisipoase cu *Prosodacna stenopleura* și *P. sturi* trec treptat la nisipuri, de obicei galbene, cu intercalații mai argiloase. În acestea, în imprejurimile satului Scoarța (E Tg. Jiu), se află un strat lenticular, foarte bogat în oxizi de fier; la 20–30 m deasupra lui se întâlnește un nivel fosilifer cuprinzînd : *Theodoxus* sp., *Viviparus bifarcinatus* (B i e l z), *Dreissena* sp., *D. rimetiensis* (F o n t.), *Didacna (Pontalmyra)* sp., *D.(P) cf.*, *D. (P) subcarinata* (D e s h.), *Pachydacna* sp., *Stylocardium heberti* C o b., *Prosodacna orientalis* S a b b a, *P. ex. gr. P. chitenica* E bers., *P. munieri* S a b b a etc. Spre nord aceste depozite sunt acoperite de aluviunile și terasele Pleniței.

Cercetătorii anteriori considerau aceste depozite ca reprezentând Dacianul (la fel cum cei mai mulți dintre ei atribuiau Dacianului și argilele cu cărbuni cu *Prosodacna stenopleura*, *P. sturi* și *Hyriopsis*). Ca urmare a analizării conținutului acestui etaj și pentru o mai bună definire a sa, I. M o t a ş a propus denumirea de Getian pentru „Dacianul inferior” al autorilor, termenul de Dacian urmînd să fie restrîns numai la „Dacianul superior”

¹⁾ Se confirmă astfel părerea lui T. J o j a și N. O n c e s c u (1962) cu privire la absența Dacianului din această regiune.

(*auctorum*). Aceste propuneri au fost apoi folosite în două lucrări comune (I. M o t a ş, N e c. M a c a r o v i c i, F l. M a r i n e s c u, 1964; A. G. E b e r z i n, I. M o t a ş, N e c. M a c a r o v i c i, F l. M a r i n e s c u, 1966), arătindu-se că Getianul cuprinde stratele cu *Pachydaena* și *Stylocladina*. El corespunde aproape întregului Dacian inferior de la stratotip, cu bună parte din stratele inferioare cu *Psilodon* la T e y s s e y r e (1908), sau cu partea superioară a Dacianului inferior la K. K r e j c i - G r a f (1932), W. W e n z (1942).

Din analizarea profilului general al Pliocenului din vestul bazinului dacic (regiune care corespunde cu cea mai mare parte a sectorului getic al acestui bazin) și din corelarea cu subdiviziunile separate de autorii anterioari, rezultă că Odessianul (inclusiv probabil în bază și echivalentul straterelor de Eupatoria) corespunde unei părți a orizontului inferior marnos al Ponțianului la I. P. I o n e s c u - A r g e t o a i a (1915 și 1918), sau cu „stratele cu *abichi*” (partea inferioară a Ponțianului inferior) la K. K r e j c i - G r a f (1932). Portaferrianul reprezintă stratele cu *Congeria rhomboidea* la K. K r e j c i - G r a f (partea superioară a Ponțianului inferior), sau partea superioară a orizontului inferior marnos al Ponțianului la I. P. I o n e s c u - A r g e t o a i a. Bosphorianul este coreabil aproximativ cu orizontul superior al Ponțianului (Ponțianul superior de la Malovăț și Valea Boerească) și cu o parte din Dacian la acest autor, sau cu Ponțianul superior și cu o parte a Dacianului inferior la K. K r e j c i - G r a f. Coreările cu separațiile din Serbia orientală sunt mai exacte, deoarece, cum s-a arătat, Odessianul reprezintă ceea ce P. S t e v a n o v i č (1951) a denumit N o v o r o s s i a n, iar Portaferrianul este folosit în accepțiunea dată de acest autor, adică de corespondent al straterelor cu *Congeria rhomboidea*. Nu ar fi exclus ca la partea superioară, în regiunile Kladovo și Negotin, în Portaferrian să fi fost inclus și o parte din baza Bosphorianului (partea inferioară a „straterelor cu *Phylloccardium planum planum*”).

Preciziunile aduse în ceea ce privește conținutul litologic și faunistic al Portaferrianului sunt de natură să sublinieze individualitatea acestei subdiviziuni stratigrafice, care cel puțin pentru bazinul dacic reprezintă un maximum de extensiune al depozitelor pliocene. De altfel el este acela căruia i s-a putut stabili destul de exact corespondentul din bazinul panonic (P. S t e v a n o v i č, 1951—1960) și care poate fi mai ușor corelat cu bazinul euxinic (N e c. M a c a r o v i c i, F l. M a r i n e s c u și I. C. M o t a ş, 1964).

În acest fel Portaferrianul apare ca o entitate ce poate fi considerată etaj de corelare generală, cel puțin pentru domeniul Paratethysului. Pro-



SUBDIVIZIUNILE STRATIGRAFICE ALE PLIOCENULUI DIN VESTUL BAZINULUI DACIC

Fl. MARINESCU: Precizioni asupra stratigrafiei Portaferrianului din vestul bazinului dacic.

DIVIZIUNI STRATIGRAFICE ¹⁾	ZONE BIOSTRATIGRAFICE	CONTINUTUL PALEONTOLOGIC	SECTORUL TR. SEVERIN-MOTRU	SECTORUL TISMANA-CILNIC	SECTORUL TGJIU-AMARADIA	TEISSEYRE (1908)	I.P. IONESCU ARGETOAIA (1915 & 1918)	K. KREJCI GRAF & W. WENZ (1932 & 1942)	P. M. STEVANOVIC (1951 & 1960)
LEVANTIN inferior		<i>Unio pristinus</i> , <i>Viviparus bifascinatus</i> , <i>Melanopsis sandbergeri rumana</i> , <i>M. onusta</i> , <i>Theodoxus quadrifasciatus</i> etc.		Pietrișuri, nisipuri și argile cenușii verzuie cu cărbuni (la cună)		Levantin inferior	Levantin	Unter Levantin	
DACIAN (s.str.)						Strate superioare cu Psilotodon		Ober Daz (Bifazinalen schichten)	
GETIAN	γ	<i>Pontalmyra</i> , <i>Pachydacna</i> , <i>Prosodacna orientalis</i> , <i>P. munieri</i> , <i>Pex gr. P. chitensis</i> , <i>Styloceras heberti</i> , <i>Viviparus</i> etc.		Nisipuri și nisipuri argiloase cu <i>Styloceras</i> , <i>Prosodacna</i> etc.		Dacian		Unter Daz	
BOSPHORIAN	β	<i>Hyriopsis</i> , <i>Prosodacna stenopleura</i> , <i>Psturi</i> , <i>P. orientalis</i> , <i>Viviparus argesiensis</i> , etc. fauna cu <i>Phyllocardium planum</i> , <i>Tauricardium apertum</i> , <i>Arpadicardium peregrinum</i> , <i>Pseudocardillus</i> , <i>Pontalmyra</i> , <i>Dreissenomya</i> etc.	-Nisipuri și argile cu cărbuni (Nivel reper fosilifer cu <i>Prosodacna</i> , deasupra stratului IV de cărbune) -Nisipuri szoice -Argile nisipoase, argile marnoase și nisipuri cu fauna cu <i>Phyllocardium planum</i> , <i>planum</i>	? (suprafață acoperită de aluviuurile și terasele râului Tismana) Nisipuri și nisipuri argiloase cu <i>Pseudocardillus</i> , <i>Prosodacna stenopleura</i> etc.	Nisipuri și argile nisipoase cu <i>Prosodacna stenopleura</i> , <i>Psturi</i> , <i>Hyriopsis</i> , etc.	Dacian	Orizontul superior	Ober Pont	
PORTAFERRIAN	ε	<i>Congeria rhomboidea</i> , <i>rhomboidea</i> , <i>C. macrovici</i> , <i>C. turgida</i> , <i>C. subcarinata botenica</i> , <i>C. digitifera</i> , <i>Dreissenomya</i> , <i>Tauricardium petersi</i> , <i>Euxinicardium subdorsale</i> , <i>Enobilia Arpadicardium Mayeri</i> , <i>Bosphoricardium emarginatum</i> , <i>Phyllocardium planum stevanovici</i> , <i>Prosodacna rumana</i> , <i>Chortocancha bayerni</i> etc.	Nisipuri și argile nisipoase cu <i>Phyllocardium planum</i> , <i>stevanovici</i> , <i>Euxinicardium</i> , <i>Tauricardium</i> , <i>Congeria turgida</i> , <i>C. subcarinata botenica</i> etc.	Argile marnoase cu <i>Congeria rhomboidea</i> , <i>rhomboidea</i> , <i>Tauricardium</i> , <i>Euxinicardium</i> , <i>Chortocancha</i> etc.	Pontian s. str.	Orizontul inferior	Süsses MP. rhomboidea schichten.	Portaferrian (Rhomboidea-schichten)	
ODESSIAN (+ strate de Eupatoria)	γ	<i>Congeria rhomboidea rumana</i> , <i>C. zagrabiensis</i> , <i>Dreissenomya aperta</i> etc.				Pontian s. str.	Unter pont	abichi-Schichten	
	δ	<i>Limnocardium zagrabiense</i> , <i>Lriegelia Paradacna retowskii</i> , <i>Congeria digitifera</i> , <i>Valenciennius ellipticus</i> , <i>Valenciennius sp.</i> etc.		Argile marnoase, vag stratificate, concoide, cu fauna zonelor biostratigrafice respective.					
	β	<i>Didacna otiophora orientalis</i> , <i>Paradacna abichi</i> , <i>Congeria digitifera</i> etc.							
	α	ostracode, pești (<i>Labrax</i> sp. etc), <i>Hydrobia</i>		Argile marnoase șiștoase, rubanate.					
			M	E	O	T	I	A	N

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LII/II

) După Nec. Macarovici, Al. Marinescu și C. Motas, 1965

Imprim. Atel. Inst. Geol.

~~ Depășiri pe ramă ale termenilor inferiori

~~~ Transgresiuni



Institutul Geologic al României

filele complete care există în vestul bazinului dacic (în special în sectorul dintre Dunăre și râul Bistrița), în care se poate recunoaște cu ușurință atât baza cât și limita superioară a Portaferrianului, fără din această regiune una din cele mai favorabile pentru stabilirea unui stratotip. Față de Serbia orientală, unde a fost descris pentru prima dată Portaferrianul, regiunea propusă prezintă avantajul că permite precizarea și a limitei superioare, nu numai a celei inferioare. Descrierea depozitelor ce reprezintă Bosphorianul și discuția asupra lor subliniază tocmai limita superioară a Portaferrianului, pe care autorul jugoslov nu o stabilise, demonstrând continuitatea faunistică ce există între Bosphorian și Portaferrian.

În concluzie Odessianul, Portaferrianul și Bosphorianul reprezintă întregul Pontian, precum și o parte din Dacianul vechilor autori, în timp ce Getianul corespunde părții inferioare a Dacianului, de la stratotip (A. G. E bersin, I. M otaș, N e c. M a c a r o v i c i, F l. M a r i n e s c u, 1965). Toate aceste patru subdiviziuni stratigrafice ar putea fi considerate ca având rang de etaj, ele permit unele corelații mai strânse cu depozitele sincrone lor din întregul domeniu al Paratethysului. Precizări în ceea ce privește conținutul Pontianului *s.str.* și a Getianului, precum și rangurile lor stratigrafice sunt de domeniul unei discuții în care să se cuprindă stratigrafia Neogenului superior cel puțin din întregul bazin dacic.

## BIBLIOGRAFIE

- E bersin A. G., M otaș I. C. M a c a r o v i c i N., M a r i n e s c u F l., (1966). Afinități panonice și euxinice neogen—superioare din Bazinul Dacic. Ses. Științ. Inst. Geol. Acad. R.S.R. (sub tipar).
- Gillet Suzette (1961). Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.* IV, 4.
- Ioneșcu-Argetoia I. P. (1915). Orizontarea etajului pontic și limita lui superioară și inferioară în Oltenia. *D.S. Inst. Geol. Rom.* IV. București.
- Ioneșcu-Argetoia I. P. (1918). Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* București.
- Krejci-Graf K. (1932). Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Geol. Rundschau.* 23.
- Macarovici N., Marinescu F l., M otaș I. C. (1964). Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien *s. str.* du Bassin dacique. Lucrare prezentată la Colocviul Neogenului Mediteranean. Berna. (1965). Asupra Neogenului superior și Pontianului *s.str.* din Bazinul Dacic. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* X, 2.
- Marinescu F l. (1964). Propuneri cu privire la orizontarea Pontianului din partea occidentală a Basinului Getic. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.* 9, 1.
- Onicescu N., Joja T. (1962). Observații asupra stratigrafiei Pliocenului superior din tre V. Dunării și V. Jiului. *D.S.Com. Geol.* XXXV (1946—1948).

- Stevanović P. M. (1951). Pontische Stufe im engeren Sinne—obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. *Serb. Akad. d. Wiss. CLXXXVII Geol. Inst.* 2. Beograd.
- Stevanović P. M. (1961). Pontische Fauna mit Limnocardium petersi bei Kádar an der Save (Nordbosnien). *Ann. Géol. Pén. Balk.* XXVIII, 1.
- Teisseyre W. (1909). Ueber die maeotische, pontische und dacische Stufe im der Subkarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* 2 (1908).
- Wenz W. (1942). Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl Gebiete. *Senkenbergiana*, 24.

## PRÉCISIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DU PORTAFERRIEN DE L'W DU BASSIN DACIQUE

PAR

FL. MARINESCU

(Résumé)

Au cours des recherches exécutées dans le N et dans l'W de l'Olténie, l'auteur constate que les zones biostratigraphiques, séparées dans l'W du Bassin Gétique, réapparaissent vers l'W. Les quatre premières zones représentant l'Odessien (=Novorossien, Stevanović; =Novorossien inférieur d'après l'auteur) peuvent être groupées ensemble.

La zone ε. correspond au Portaferrien et comprend les „Couches à *Congeria rhomboidea*“. Ces dépôts présentent un maximum d'extension superficielle, leur périmètre dépassant tous les termes plus anciens du Néogène. On remarque un changement de la faune de Cardiidés dans le Portaferrien et la disparition des Congéries du Bassin Dacique vers sa fin. Parmi les formes caractéristiques de Congéries sont mentionnées : *Congeria rhomboidea rhomboidea*, *C. markovici*, *C. turgida* et *C. subcarinata botenica*.

Il faut souligner que nombre de Cardiidés de la faune dite „d'Odessa“ occupent à ce niveau le territoire le plus étendu du bassin Dacique ; en fait elles présentent dans le Portaferrien, au moins pour le Bassin Dacique, une floraison plus importante même que celle du Pontien inférieur. Il ne serait guère impossible que le maximum d'extension de la faune „d'Odessa“ en Europe Occidentale corresponde à ce moment.

Si, dans l'W de la région étudiée, dans le Portaferrien, on peut séparer deux niveaux à faune peu différente, c'est que le contenu litholo-



gique de ces niveaux diffère. Vers l'E leur faune s'unifiant, il n'y a plus de distinction possible.

Les dépôts de la zone ε. qui comprennent „la faune à *Phyllocardium planum planum*” de Malovăț et de la vallée Boerească représentent le Bosphorien. Au même intervalle stratigraphique correspondent des dépôts à faune différente, à salinité plus réduite, à *Prosodacna stenopleura*, *P. sturi*, *Hyriopsis* etc dont l'on pensait auparavant qu'ils représentaient le Dacien. Les profils, dont les deux types de faune se succèdent à l'W de l'Olténie (vallée Boerească, vallée Malovăț), tandis qu'ailleurs ils se remplacent, illustrent les changements locaux de milieu survenus pendant le Bosphorien, ainsi que le synchronisme de ces faunes.

Le Gétien (dont I. C. M o t a §, le premier, a suggéré le nom) correspond au Dacien inférieur des auteurs, étant représenté par la faune à *Pachydacna*, *Styloceratina heberti*, *Prosodacna orientalis* etc.

Les subdivisions, telles que nous les avons présentées ici, montrent que dans les déterminations antérieures des distributions des horizons du Pliocène on ne considérait pas les variations latérales de faciès. Les précisions que nous avons apportées soulignent l'individualité du Portaferrien, que l'on peut considérer comme un étage de corrélation générale.

Vu qu'à l'W de l'Olténie le Portaferrien apparaît mieux encadré, sa limite inférieure, ainsi que celle supérieure, pouvant être précisées, on propose, comme le plus favorable, le secteur entre le Danube et le Motru pour l'établissement d'un stratotype. L'auteur considère également que les subdivisions décrites (Odessien, Portaferrien, Bosphorien, et Gétien) ont le même rang que le Dacien, permettant certaines corrélations plus étroites avec les dépôts synchrones de toute la Parathétis. Le contenu du Pontien et son rang stratigraphique sont sujets à une plus large discussion.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Subdivisions stratigraphiques du Pliocène de l'W du bassin dacique.



Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

DEVONIANUL ȘI TRIASICUL DIN ZONA COLINELOR  
MAHMUDIEI (DOBROGEA DE NORD<sup>1)</sup>)

DE  
O. MIRĂUTĂ<sup>2)</sup>

**Abstract**

Devonian and Triassic in the Mahmudia Hills. The Mahmudia Hills in North Dobrogea are formed by Devonian rock basement (quartzitic sandstones, slates, limestones and siliceous deposits) and by a predominantly calcareous Triassic cover. The Devonian deposits have a complicated tectonics owing to the Hercynian orogenesis and to the old Kimmerian diastrophism.

**I. Introducere**

Brațul Sf. Gheorghe al Deltei Dunării este dominat, între localitățile Beștepe și Mahmudia, de culmea denumită Beștepe, constituită din depozite devoniene. Aceleași formațiuni apar și mai la W, între localitățile Victoria (după denumirea veche, Pirlita) și Nufărul (Ada Marinescu). Devonianul din colinele Mahmudiei apare în nucleul unui anticinal al zonei triasice.

I. Atanasiu (1940) a separat colinele Mahmudiei ca unitate tectonică independentă, constituită din depozite paleozoice, și la care a inclus și sectorul Tulcea. Fundamentul paleozoic apare însă și în alte sectoare din zona triasică a Dobrogei de N, așa cum este cazul la E de Cataloi, la Isaccea și în alte părți.

Deși există unele indicații că sectoarele Cataloi și Colinele Mahmudiei au avut o poziție relativ mai ridicată în anumite momente în bazinul de sedimentare triasic, ele reprezintă totuși numai sectoare mai ridicate structural, în parte moștenite, ale unității tectonice majore, zona triasică a Dobrogei de nord.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 27 IV.1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff Nr. 55, București.



Prin urmare, colinele Mahmudiei constituie o structură anticinală triasică, cu nucleul alcătuit din depozitele devoniene ale fundamentului hercinic. Această structură este situată la exteriorul zonei triasice și la contactul cu Depresiunea predobrogeană.

Studiile geologice mai vechi referitoare la colinele Mahmudiei sunt relativ puține și se datorează lui R. Pascu (1904) și G. Murgoci (1914). În ultimul timp, V. Mutihac (1964) a separat în colinele Mahmudiei o serie epimetamorfică precambriană și o serie siluriană, reprezentată prin șisturi, calcare și gresii cu hieroglife. Într-o lucrare anterioară (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1965) am menționat prezența Devonianului mediu în zona colinelor Mahmudiei pe baza identificării unei faune bogate de conodontă în calcarale care apar asociate cu depozitele flișoide la N de Victoria.

Triasicul a fost studiat de I. Simionescu (1910), I. Antanasiu (1940) și V. Mutihac (1964). Prin aceste cercetări s-a stabilit că Triasicul începe cu conglomerate și gresii cuarțoase (strate de Seis), peste care urmează un pachet șistos-calcaros cu o faună werfenian-superioară (strate de Campil) și apoi o serie groasă de calcare de vîrstă triasic-medie. Atât I. Antanasiu, dar mai ales V. Mutihac, au arătat că și o parte din Triasicul superior se dezvoltă în facies calcaros.

## II. Succesiunea stratigrafică

A) **Devonianul.** Succesiunea Devonianului din zona colinelor Mahmudiei începe cu depozite flișoide (groase de aproximativ 100 m), peste care urmează un complex șistos-calcaros (40–60 m) și apoi un complex silicolitic (peste 100 m) (fig. 1). În ansamblu aceste depozite alcătuiesc un ciclu de sedimentare, în care se remarcă o substituire către partea lui superioară a depozitelor terigene cu depozite pelagice. Rocile prezintă un metamorfism foarte slab, de tip incipient (anchimetamorfism) sau sănătătoare. Metamorfismul regional este caracteristic pentru formațiunile paleozoic-inferioare subjacente care apar la zi la Cataloi.

1. *Complexul flișoid.* Cele mai vechi depozite devoniene din colinele Mahmudiei sunt reprezentate printr-o alternanță ritmică de gresii cuarțoase, siltite și șisturi, care amintește faciesul de fliș. Partea inferioară a complexului constă din ritmuri groase, cu bancuri de 2–4 m de gresii cuarțoase, în timp ce partea superioară se caracterizează printr-o alternanță ritmică deasă de gresii cuarțoase și calcaroase, în strate de 2–6 cm, și șisturi cenușii-verzui, în strate de 3–10 cm. Se constată însă și o succesiune pararitmică, caracterizată prin ritmuri de diverse grosimi.



Stratificația gradată este evidentă mai ales în ritmurile groase de 0,3 pînă la 1,5 m, în care se observă o trecere de la gresiile cuarțoase sau calcaroase, la siltite și apoi la șisturi (fig. 2). Pe alocuri, gresiile și siltitele

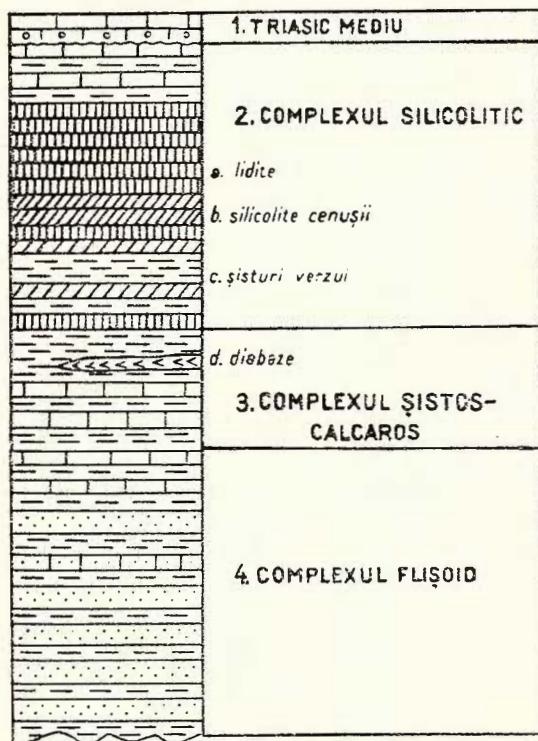


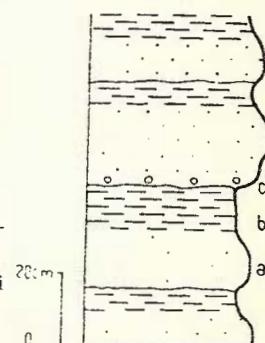
Fig. 1. — Coloana stratigrafică a Devonia-nului din colinele Mahmudiei.

Colonne stratigraphique du Dévonien des collines de Mahmudia

1, Trias moyen ; 2, complexe silicolaïque (a - lydiennes, b - silicolites sombres rubanées, c - schistes verdâtres); 3, complexe schisteux -- calcaire (d - diabases); 4, complexe flyscholide.

Fig. 2. — Succesiunea ritmică în complexul flișoid devonian - Piatra lui Boboc (nord de Beștepe).

Succession rythmique dans le complexe flyscholide dévoni-en - Piatra lui Boboc (N de Beștepe).



conțin galeți moi de șisturi și granule sau concrețiuni ovale sau lenticulare de fosforite, de 2 mm pînă la 2 cm, și mai rar entroce.

Fața inferioară a stratelor de gresii este ornamentată cu mecanoglife (flute-casts și load-casts) și bioglife. V. M u t i h a c (1964) citează impresiuni de *Paleodyction*. Partea superioară, siltitică, a stratelor subțiri de gresie are o laminăție oblică de curent.

Gresiile cuarțoase masive au un indice mare de maturitate, fiind constituite în cea mai mare parte din granule de cuarț. La stratele mai subțiri, calcaroase, se observă o corodare a granulelor de cuarț de către cimentul calcitic.

Rocile grezoase au o culoare cenușie deschisă sau albicioasă, mai ales în stratele groase. De obicei însă rocile au o culoare brun-roșietică din cauza impregnării cu oxizi de fier.

În partea superioară a complexului apar intercalații de calcare cenușii, grezoase sau pure, în strate de 5—10 cm. Aceste calcare conțin conodonte de vîrstă devonian-medie (O. Mîrăuță și Elena Mîrăuță, 1965). Partea inferioară a complexului flișoid poate să aparțină Devonianului inferior, în timp ce partea superioară și complexul șistos-calcaros de deasupra au o vîrstă devonian-medie. Unele conodonte găsite în calcarele de pe versantul sudic al colinelor Beștepe indică și o vîrstă devonian-inferioară (Elena Mîrăuță, 1965). Menționăm că în munții Măcinului, Devonianul inferior are de asemenea un facies flișoid.

2. *Complexul șistos-calcaros.* Spre partea superioară a complexului flișoid, gresile se dispun în strate mai subțiri și devin mai calcaroase; mai sus șisturile predomină și cuprind intercalații de calcare cenușii. În acest pachet șistos-calcaros se găsesc uneori lentile de diabaze.

Calcarele din acest complex sunt cenușii, mai rar roșietice, și se dispun în strate de 5—20 cm, care alcătuiesc pachete groase de 5—10 m. Ele sunt constituite din calcit fin granular, în parte recristalizat, și cuart fin detritic (10—25%), cu extincție ondulatorie. Aspectul rubanat pe care îl au uneori calcarele se datorează alternării laminelor de calcit fin granular, impregnat cu substanță organică, și a laminelor mai grosiere cu cuart detritic. Calcarele cuprind uneori nodule mici, calcaroase, de tip calcisphere.

Fauna de conodontă de Elena Mîrăuță<sup>1)</sup> în calcarele situate în general în acest complex de la Nufărul, Băltenii de Sus, Piatra lui Boboc etc., arată o vîrstă devonian-medie.

De multe ori complexul șistos-calcaros este redus numai la cîteva strate de calcare cenușii care se găsesc la limita între complexul flișoid și cel silicolitic.

3. *Complexul silicolitic.* La Băltenii de Sus, Piatra lui Boboc și uneori în colinele Beștepe, peste complexul flișoid și calcarele cenușii, apare un pachet de șisturi verzui sau verde închis, uneori slab silicioase. În acest pachet șistos se găsesc pe alocuri intercalații de roci diabazice, șisturi silicioase și chiar calcare cenușii. Șisturile verzui sunt slab metamorfozate și prezintă de obicei microcute de 1—5 cm, asociate cu clivaje tardive. Rocii similare apar la Tulcea Veche și în promontoriul de la monumentul din Tulcea.

Șisturile verzui prezintă unele asemănări cu rocile pelitice din formațiunea Șisturilor verzi (Proterozoic superior) din Dobrogea centrală. Din

<sup>1)</sup> Elena Mîrăuță — Studiul conodontelor din depozitele paleozoice din Dobrogea de nord. 1965. Arh. Inst. Geol.

această cauză, șisturile de la Monument au fost echivalate cu cele din Dobrogea centrală (I. Atanasiu, 1940; D. M. Preda; N. Grigoraș și T. Daneț etc.). În zona colinelor Mahmudieî însă pachetul cu șisturi verzui se intercalează între complexul flișoid și silicolitic, revinând astfel Devonianului. De altfel, în formațiunea Șisturilor verzi din Dobrogea centrală sunt o serie de roci caracteristice, care aici lipsesc.

Complexul silicolitic propriu-zis începe cu un pachet de șisturi silicioase deschise la culoare, care se asociază cu șisturile verzui descrise mai sus și uneori cu jaspuri și lidite. Silicolitele (jaspurile) – deschise la culoare, sunt de obicei rubanate, cenușiu-deschise, albicioase, verzui (phtanite) sau negre (lidite). Adeseori ele cuprind intercalații de șisturi verzui, mai rar roșietice. Aceste roci apar bine deschise în dealul Beilia Mică, unde au o grosime vizibilă de 25 m, la Piatra lui Boboc și în lungul colinelor Beștepe. Sub microscop silicolitele cenușiu-deschise apar constituite din silice amorfă în amestec cu o matrice argiloasă, în care se observă nodule silicioase organice.

Rocile cele mai caracteristice din complexul silicolitic sunt jaspurile și liditele, care predomină la partea lui superioară, formând un pachet gros de peste 50 m grosime. Stratele de lidite au grosimi de 2–10 cm și cuprind de obicei lamele de o rocă albicioasă de tip porțelanit, constituuită dintr-o masă argiloasă-silicioasă, în care se individualizează paiete de sericit și clorit.

Liditele sunt constituite dintr-o masă de bază criptocristalină, pigmentată cu limonit și mai ales cu o materie organică, care imprimă rocii o culoare neagră. În rocă apar numeroși radiolari și spongieri, conservați în calcedonie. De asemenea liditele conțin numeroase cristale cubice de pirită. Constituția acestor roci indică o depunere într-un mediu euxinic.

Vîrstă devonian-superioară a complexului silicolitic rezultă din aşezarea lui concordantă peste pachetul șistos-calcaros cu conodontele de vîrstă devonian-medie. În niște calcare situate sub liditele din versantul nordic al dealului Beilia Mare (sud de Victoria) au fost găsite conodontele care indică partea inferioară a Devonianului superior (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1965).

Menționăm că la W de localitatea Isaccea, în nucleul unei cufe falii (solz) triasică, apare fundamentul paleozoic, reprezentat prin șisturi verzui cu lentile de diabaze, lidite și calcar cenușii cu conodontele de vîrstă devonian-superioară (Elena Mirăuță, 1965).

La extremitatea vestică a colinelor Beștepe apare un pachet gros de 40–50 m de calcar cenușii, în strate de 5–50 cm, cu intercalații de șisturi verzui. Poziția stratigrafică a acestor calcară încă nu este clară, dar este

posibil ca ele să fie mai noi, eventual de vîrstă carbonifer-inferioară. Calcare cenușii carbonifer-inferioare au fost identificate în forajele de la Caragaci, Manta și Vulcănești situate în flancul sudic al Depresiunii predobrogene. De asemenea conglomeratele triasice din forajele din aceeași regiune conțin galeți de calcare cu microfaună viseană (K. N. Negadov-Nikonov și colab., 1964).

Silicolite de vîrstă devonian-superioară sunt citate în Vosgi și Harz, însă ele sunt foarte frecvente în Carboniferul inferior din Pirinei, Swietokrzyskich, Harz etc.

În munții Măcinului se cunosc numai depozite devonian-inferioare dezvoltate în facies flișoid. Absența Devonianului mediu și superior se poate explica fie printr-o lacună de sedimentare, fie prin erodarea lui înainte de depunerea formațiunii de Carapelit. Din contră, în zona colinelor Mahmudiei și în flancul sudic al actualei depresiuni predobrogene se pare că a avut loc o sedimentare continuă în timpul Devonianului și chiar a Carboniferului inferior.

**4. Roci porfirice.** Rocile devoniene din zona colinelor Mahmudiei sunt străbătute de numeroase filoane de porfire, orientate WNW, paralel cu direcția structurilor. Aceste filoane au grosimi de 10 cm pînă la 2–4 m, și sunt mai frecvente în ivirile de la Nufărul, Victoria, Bălenii de Sus, Piatra lui Boboc și Mahmudia.

Porfirele sunt de tip sienitic cu fenocristale de feldspați potasici și o pastă micocrystalină cu feldspați potasici. Textura rocilor este masivă, uneori orientată, de curgere. Mineralele melanocrate, probabil un egirin sau un amfibol sodic, au fost alterate prin procese de autometamorfism, caracteristice porfirelor de aici (H. Savu).

În deschiderea din promontoriul de la monumentul din Tulcea se observă că porfirele străbat numai șisturile verzi devoniene și se găsesc remaniate în conglomeratele din baza Triasicului, fapt ce indică o vîrstă hercinică pentru porfire. În colinele Mahmudiei porfirele străbat de asemenea numai rocile devoniene.

**B) Triasicul.** După diastrofismul hercinic, sedimentarea marină încează în Dobrogea, iar în timpul Carboniferului superior și al Permianului are loc un proces de peneplenizare. În Triasicul inferior are loc în Dobrogea de nord o nouă transgresiune venită de la E și începe un nou ciclu de sedimentare.

În zona colinelor Mahmudiei peste depozitele devoniene stau, cu o discordanță unghiulară netă, atît depozite terigene triasic-inferioare, cît și depozite calcaroase triasic-medii.

**1. Triasicul inferior.** Depozitele triasic-inferioare sunt alcătuite din conglomerate bazale, gresii cuarțoase (strate de Seis) și un pachet șistos-calcaros (strate de Campil). Toate aceste roci sunt cunoscute de mult timp în deschiderile de la Tulcea (I. Simionescu, 1910; I. Atanasiu, 1940; V. Mutha, 1964). O succesiune continuă de la conglomerate (4 m), la gresii cuarțoase (10 m) și strate de Campil (30 m) se observă într-o carieră părăsită de la Tulcea Veche.

a) Conglomeratele bazale apar bine deschise în promontoriul de la monumentul din Tulcea, unde se vede clar poziția lor discordantă peste șisturile devoniene (fig. 4). Grosimea vizibilă a conglomeratelor este aici de 15 m. Menționăm că ele au fost inițial atribuite Permianului (G. Murgoci, 1914) și apoi Werfenianului (I. Atanasiu, 1940; V. Mutha, 1964).

Conglomeratele de la Tulcea sunt poligene, nesortate, cu o matrice grezoasă grosieră de culoare verzuie sau slab roșietică. Culoarea roșietică apare îndeosebi în partea inferioară a pachetului conglomeratic. Elementele sunt slab rulate pînă la moderat rulate și au frecvențe dimensiuni de 1–10 cm; mai rar apar blocuri de 20 pînă la 25 cm. Majoritatea elementelor remaniate provin din rocile fundamentului și constau din cuarț, cuarțite cenușii și roșietice, lidite, șisturi verzui și roșietice, gresii roșii și porfire șistoase.

b) Gresiile cuarțoase apar în cariera părăsită de la Tulcea Veche, la Tulcea-Depou (fig. 3) și în dealul Prislav de la sud de localitatea Nufărul. Grosimea pachetului de gresii cuarțoase este de 20–25 m.

Sub microscop, gresiile cuarțoase apar constituite din cuarț echigranular (90%), destul de bine rulat, la care se adaugă puțini feldspați și muscovit. Rocile sunt mediu pînă la grosier granulate și au o culoare albă sau roșietică, din cauza impregnării cu oxizi de fier. Unele gresii conțin o cantitate mai mare de granule de feldspați, fiind de tipul gresiilor cuarțoase feldspatice.

Stratele de gresie au grosimi de 10 cm pînă la 1 m și uneori formează bancuri de 3–4 m. Ele alternează cu strate de 10–30 cm de șisturi verzui și roșietice, fine sau silitice. În gresii se găsesc pe alocuri galeți moi de șisturi, remaniate intraformatiional.

Gradul mare de maturitate a gresiilor și prezența stratificației oblice la scară mare, care este evidentă uneori în stratele mai groase (dealul Prislav), indică o depunere într-o mare puțin adâncă și agitată, într-o zonă de shelf.

c) Stratetele de Campil (Werfenian superior) apar numai într-o carieră părăsită de la Tulcea Veche, unde I. Simionescu (1910)

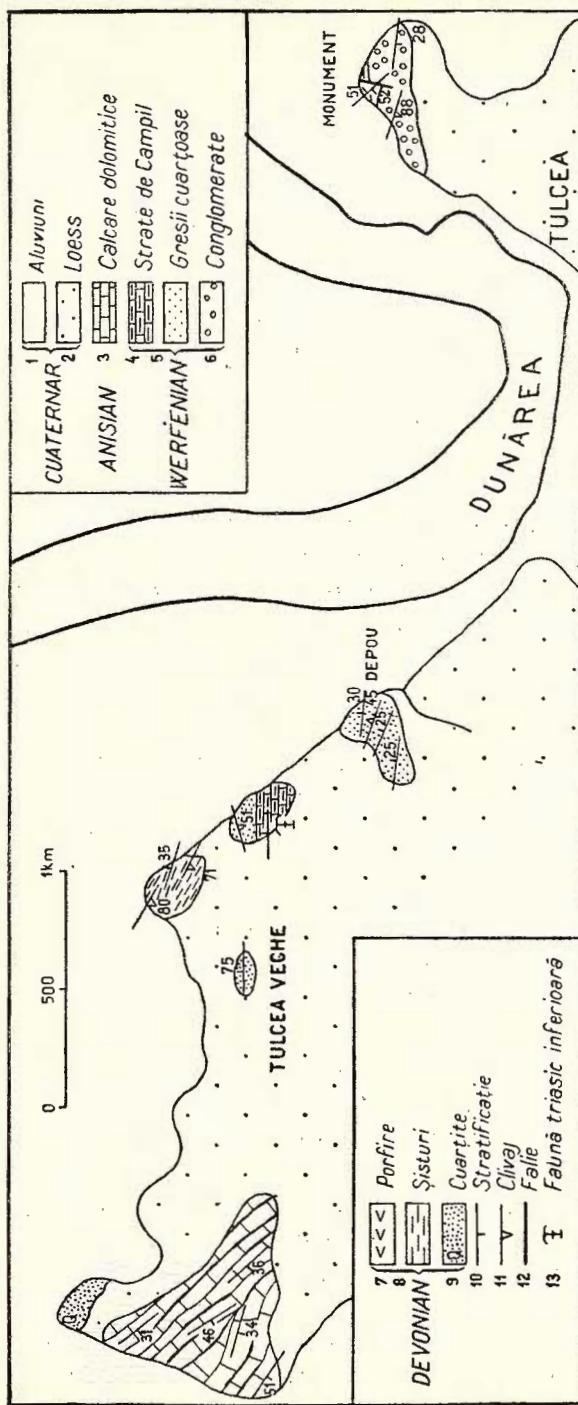


Fig. 3.—Schită geologică a regiunii Tulcea.

Cuaternar (1, aluviumi; 2, loess); Anisian (3, călcare dolomitice); Worfénian (4, strat de Campil; 5, gresii cuartăse; 6, conglomerate); Devonian (7, porfirie; 8, sisturi; 9, quartite); 10, stratificatie; 11, clivaj; 12, fâlfie; 13, faună triasic inferioră.

Esquisse géologique de la région de Tulcea.

Quaternaire (1, alluvions; 2, loess); Anisien (3, calcaires dolomitiques); Worfénien (4, couches de Campil; 5, grès quartzé; 6, conglomérats); Devonien (7, porphyres, 8, schistes, 9, quartzites); 10, stratification; 11, déclivité; 12, faille; 13, faune triasique inférieure.

a găsit o faună caracteristică. Ele sunt reprezentate prin șisturi calcaroase cenușii sau brune, în alternanță deasă cu calcare și marnocalcare cenușii, în strate de 2–4 cm.

2. *Triasicul mediu*. Depozitele triasic-medii sunt constituite din roci calcaroase, în care se poate distinge un complex inferior de calcare și dolomite cenușii-roșietice și un complex superior de calcare cenușii cu stratificare gradată. Limita superioară a calcarelor triasice nu apare în această regiune.

a) Complexul calcaros-dolomititic se așează peste stratele de Campil de la Tulcea Veche sau direct peste fundamentul devonian din colinele Beștepe fiind alcătuit din calcare, calcare dolomitizate și dolomite, având o grosime de aproximativ 100 m (fig. 4). Rocile au o culoare cenușie-gălbui sau roșietică și sunt frecvent recristalizate, mar-

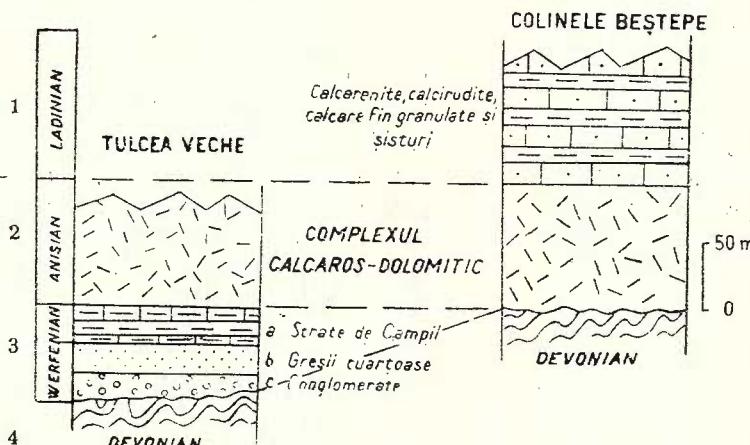


Fig. 4. — Coloane stratigrafice în Triasicul de la Tulcea Veche și colinele Beștepe.

1. Ladinian (calcarénites, calcirudites, calcaires finement granulaires et schistes); 2. Anisien (complexe calcaire-dolomitique); 3. Werfénien (a – couches de Campil, b – grès quartzueux, c – conglomérats); 4. Dévonien.

Colonnes stratigraphiques du Trias de Tulcea Veche et des collines Beștepe.

1. Ladinien (calcarénites, calcirudites, calcaires finement granulaires et schistes); 2. Anisien (complexe calcaire-dolomitique); 3. Werfénien (a – couches de Campil, b – grès quartzueux, c – conglomérats); 4. Dévonien.

moreene. Intercalațiile de altă natură litologică lipsesc, astfel că rocile au o stratificare neclară sau chiar un aspect masiv.

Adesea se observă roci calcaroase cu aspect brecios în care se disting fragmente mai mici sau blocuri de calcare cenușii și roșietice, prinse într-o

matrice gălbui, dolomitică (Tulcea Veche). Alteori se observă treceri laterale destul de bruște, oblice față de stratificație, de la calcare cenușii la dolomite gălbui (pl. I, fig. 1), precum și filonașe sau vine de dolomit gălbui care pătrund neregulat în masa de calcare. Dolomitizarea calcarelor de la Tulcea Veche este în mare parte epigenetică.

Studiul microscopic pune și mai bine în evidență substituirea calcarelor prin dolomit fin granular, care pătrunde pe fisurile rocii. Calcarele nedigerate sunt microgranulare, conțin fragmente de cochilii de moluște fine, pelagice, iar alteori calcare pseudoolitice și chiar pisolitice (Tulcea Veche).

Calcarele dolomitizate și calcarele cenușii-roz-roșietice, marmoreene,

relativ masive, sunt caracteristice pentru Anisianul din multe sectoare ale zonei triasice din Dobrogea (O. Mirăuță, 1965).

b) Complexul calcarelor cenușii cu stratificație gradată, urmează peste calcarele dolomitice anisiene fiind constituit dintr-o succesiune groasă de roci calcaroase cenușii, în alternanță cu șisturi cenușii-verzui. Rocile calcaroase sunt reprezentate prin calcirudite breicioase, calcarenite și calcare fin granular. Stratificația gradată este foarte evidentă, compoziția litologică succedindu-se ritmic (fig. 5), ca în cazul depozitelor de fliș; de altfel, acest complex precede flișul triasic superior (strata de Nalbant).

Partea inferioară a ritmurilor mai groase (2–3 m) este constituită din calcirudite, care trec gradat la calcarenite, iar partea superioară, din șisturi și calcare fin granular, pelagice, care sunt acoperite apoi brusc de rocile grosiere ale ritmului următor (fig. 5). Stratele gradate mai subțiri (5–40 cm) sunt formate din calcarenite pseudoolitice și oolitice, care au adesea pe față inferioară

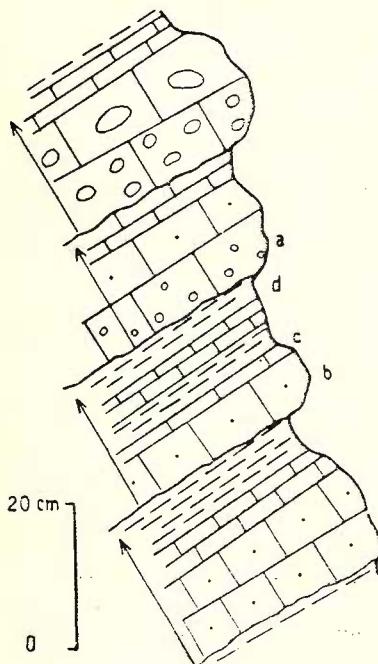


Fig. 5.— Succesiunea ritmică în depozitele calcaroase triasice de la sud de Malcoci.  
a — calcirudite; b — calcarénites à sédimentation granoclassée; c — calcaires microgranulaires; d — schistes gris-verdâtre.

Succession rythmique dans les dépôts calcaires triasiques au S de Malcoci.  
a — calcirudites; b — calcarénites à sédimentation granoclassée; c — calcaires microgranulaires;  
d — schistes gris-verdâtre.

mecanoglife (load-casts). Între calcarurile cu stratificație gradată apar pachete de 3–10 m alcătuite dintr-o alternanță de calcare fin granular și șisturi. Calciruditele sunt constituite dintr-o matrice calcarenitică în care se găsesc diseminări de calcare cu dimensiuni de 1 cm pînă la 10

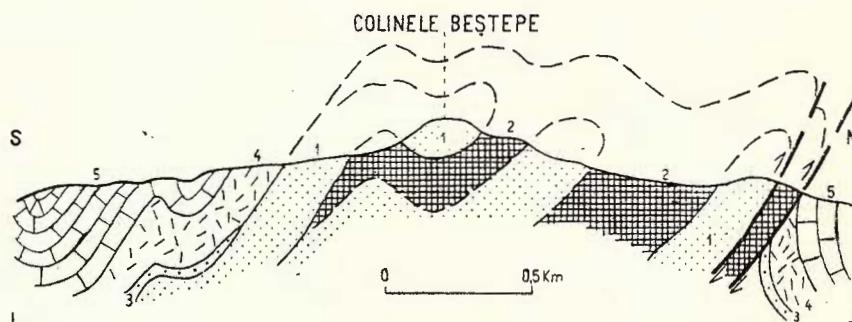


Fig. 6.— Secțiune geologică interpretativă prin zona colinelor Beștepe.

Devonian : 1. complexul flyschoid și șistos calcaros ; 2. complexul silicolicitic. 3. Triasic inferior. Triasic mediu : 4. complexul calcaros dolomitic ; 5. complexul calcarelor cenușii cu stratificație gradată

Section géologique interprétative à travers la zone des collines Beștepe.

1. complexe flyschoid et schisteux calcaire; 2. complexe silicolicistique (1 et 2, Dévonien); 3. Trias inférieur; Trias moyen). 4. complexe calcaire dolomitique; 5. complexe des calcaires grisâtres à stratification granoclassée

cm. Acești galeți constau din calcare microgranular și uneori calcarenite care au fost remaniate intraformațional.

Matricea calcarenitică este în general pseudoolitică cu ciment calcitic, recristalizat, în care apar foraminifere și fragmente de erinoide. Pseudoolitele sunt constituite din calcare fin granular sau calcit spatic.

Calcarenitele oolitice sunt constituite dintr-un ciment calcitic, în mare parte recristalizat, în care apar oolite și pseudoolite. Oolitele prezintă toată seria evolutivă, de la pseudoolite la oolite superficiale cu un înveliș concentric și apoi la oolite cu două sau trei pături concentrice, constituite din calcit criptocristalin, fără structură radiară. Uneori se întâlnesc oolite compuse, constituite din mai multe oolite cimentate împreună și cu un înveliș comun. Nucleul oolitelor este format de obicei din calcit recristalizat.

Calcarenitele pseudoolitice sunt formate dintr-un ciment calcitic criptocristalin, slab recristalizat, și din pseudoolite constituite din calcar microgranular și calcit spatic. Se întâlnesc tipuri de tranziție de la varietățile pseudoolitice la cele oolitice.

Materialul detritic calcaros este remaniat intraformațional de pe pantele sau zonele relativ mai ridicate, însă submerse, din bazinul de sedimentare. El a fost apoi prelucrat și transportat de către curenți submarini, fiind redepus într-o zonă pelagică, interstratificându-se cu materialul autohton. Fenomenul se repetă ritmic ca și la depozitele de fliș, unde însă materialul clastic este terigen.

Menționăm că anticlinalele triasice de la Uzum Bair și colinele Mahmudiei s-au schițat încă în timpul sedimentării, fapt demonstrat de dispoziția transgresivă a diversilor termeni ai Triasicului peste fundamentul hercinic din nucleul acestor structuri. Diapirismul nucleului paleozoic din colinele Mahmudiei (fig. 6) este în parte sinsedimentar.

Sectoarele mai puțin subsidente sau pantele recifale au furnizat detritus calcaros remaniat intraformațional. Trebuie arătat că mai la S de regiunea cercetată, în insula Popina din mijlocul lacului Razelm, apar calcare cenușii recifale cu corali, care au o vîrstă ladiniană (I. S i m i o - n e s c u), fiind probabil sincrone cu complexul calcarelor cenușii cu stratificație gradată din zona colinelor Mahmudiei.

Depozitele calcaroase cu stratificație gradată descrise mai sus apar pe flancul sudic al anticlinalului Mahmudiei și anume la Beștepe (valea lui Moș Maxim, valea lui Moș Istode), în sectorul pădurii Curcuz și la S de Malcoci.

C) **Cuaternarul.** O mare parte din regiunea cercetată este acoperită de o cuvertură groasă de depozite loessoide și de aluviuurile Dunării.

### III. Tectonica

În zona colinele Mahmudiei se distinge o tectonică veche a fundamentului hercinic și o tectonică a cuverturii triasice. Structurile rezultate din cele două diastrofisme principale, hercinic și chimeric, sunt orientate WNW și au o vergență nordică. Ambele orogeneze au fost aici deosebit de intense.

A) **Tectonica fundamentului hercinic.** Depozitele devoniene din zona colinelor Mahmudiei au fost intens cutate în orogeneza hercinică (probabil în faza sudetă), fiind apoi reluate în orogeneza chimerică veche.

Pe malul brațului Sfântu Gheorghe, între Nufărul, Victoria și Piatra lui Boboc, se individualizează un anticlinal strîns, deversat spre N, cu nucleul constituit din depozite flișoide și cu silicolite pe flancuri (fig. 1 și 2 din planșa II). Flancul invers al cutei este indicat de sedimentația gradată și hieroglifele din complexul flișoid.



La S de Victoria, între Beilia Mare și Beilia Mică, apare o structură anticinală aparent normală cu nucleul constituit din silicolite (mai ales lidite) și flancurile din depozite flișoide, care, după cum arată stratificația gradată și hieroglifele, sunt dispuse în succesiune inversă. Structura antiformă menționată a luat naștere printr-o recutare a unui flanc invers al unei cute mai vechi (fig. 6).

Fenomene similare de recutare și de formare a unor structuri secundare, antiforme și siniforme, sunt cunoscute în Dalradianul din Scoția (R. M. Shackson, 1958; D. M. Reynolds, A. Holmes, 1954) și în Paleozoicul din Montagne Noire, unde sunt denumite anticlinale și sinclinale false (B. Géze, 1949). Asemenea structuri false au fost găsite și în flișul marginal și molasă subcarpatică din sectorul Piatra Neamț.

Creasta colinelor Beștepe este alcătuită în cea mai mare parte din depozite devoniene flișoide, care formează o structură siniformă (sinclinal fals), evidentă și morfologic. Stratificația gradată, hieroglifele și microcutele de dragare vechi arată că stratele flișoide sunt dispuse în succesiune inversă. Din cauza afundării axiale în partea estică a colinelor Beștepe, pe versantul lor sudic apare și flancul normal al cutiei culcate, care este de asemenea recutat (fig. 5 din planșa II).

În partea vestică a colinelor Beștepe, pe versantul lor sudic, apare un anticlinal fals, cu nucleul constituit din silicolite. Către E, structura aceasta se afundă axial și este intersectată și acoperită oblic de cuvertura triasică. O structură antiformă pare să fie și pe versantul nordic al colinelor Beștepe.

Structurile secundare se asociază cu microcute (drag folds și parasitic folds), orientate WNW. Clivajele tardive au aceeași orientare și înclină cu  $60^{\circ}$  pînă la  $80^{\circ}$  spre S. În depozitele flișoide din flancul nordic al sinclinalului fals din creasta colinelor Beștepe se observă uneori microcute de antrenare vechi, care sunt în concordanță cu granoclasarea rocilor, indicînd succesiunea inversă. Cutie de antrenare cu aceeași semnificație apar în liditele din versantul nordic al colinelor Beștepe. În capătul vestic al acestor coline se observă microcute culcate spre N.

În șisturile verzui devoniene de la Bălenii de Sus și Tulcea Veche apar microcute de 1—8 cm normale, tectiforme (în zig-zag) sau în formă de cufăr, care sunt intersectate de clivaje tardive (strain slip cleavage), paralele cu planele lor axiale.

Tectonica disjunctivă este foarte evidentă în colinele Beștepe unde apar numeroase decroșări. Menționăm de asemenea că liditele sunt străbătute de crăpături de tensiune, oblice pe stratificație, umplute cu cuart.

În concluzie, depozitele devoniene din zona colinelor Mahmudie au fost cutate în orogeneza hercinică, fiind apoi reluate într-o fază hercinică tardivă și în orogeneza chimerică veche. Structurile antiforme și sinforme menționate au rezultat din recutarea unui flanc invers, în parte laminat, al unei cufe din fundament.

**B) Tectonica cuverturii triasice.** Depozitele triasice din zona colinelor Mahmudie se aşeză discordant peste depozitele devoniene cutate și parțial peneplenizate. Fundamentul hercinic, reluat apoi în diastrofismul chimeric, apare în nucleul unei structuri anticlinale majore triasice. Flancul nordic al acestei structuri se vede numai în apropiere de localitatea Mahmudia, în zona de afundare axială estică. Depozitele triasice din flancul sudic sunt mai dezvoltate și prezintă cîteva structuri secundare. Anticinalul colinele Mahmudie este slab deversat spre N, peste depresiunea jurasică predobrogeană, contactul fiind însă acoperit de aluviunile Deltei Dunării.

La W de Mahmudia se observă o falie inversă între nucleul hercinic și calcarele triasice din flancul nordic al anticinalului. Lîngă falie, pe o lățime de 2 m, calcarele triasice prezintă un clivaj de dislocație, orientat N20W, adică oblic față de direcția WNW a faliiei.

Intercalațiile pelitice dintre gresiile cuarțoase werfeniene și dintre calcarele triasic medii au un clivaj care intersectează stratificația (pl. I, fig. 2 și 3). Acest clivaj este orientat WNW, paralel cu structura majoră, și este înclinat în general spre S sau se dispune în evantaie deschise în jos, în sinclinalele minore, și în sus, în anticlinale.

În concluzie, diastrofismul chimeric vechi din zona colinelor Mahmudie a fost intens și a antrenat și fundamentul hercinic. Acest diastrofism a avut loc probabil la sfîrșitul Liasicului, determinînd migrația zonei de sedimentare spre N, în depresiunea predobrogeană. Catena chimerică din Dobrogea a fost menționată încă de L. M r a z e c și G. M u r g o c i (1914).

**C) Cielurile orogenice.** Formațiunile paleozoice din fundamentele colinelor Mahmudie aparțin ciclului litogenetic și orogenic hercinic, iar cuvertura triasică aparține ciclului chimeric.

**1. Ciclul orogenic hercinic.** Faciesul flișoid devonian se aşeză peste faciesul euxinic silurian și precede faciesul de molasă al formațiunii de Carapelit. Tebuie remarcat că în toată Dobrogea de nord, odată cu Devonianul începe o sedimentare terigenă, cauzată probabil de apariția unor ridicări legate de diastrofismul caledonian.



În zona colinelor Mahmudie depozitele terigene devoniene sunt urmate de depozite mai fine, calcaroase și silicioase, fapt ce denotă un ciclu de sedimentare de un ordin inferior, care se individualizează pe fondul ciclului major, paleozoic.

Stadiul geosinclinal paleozoic a fost urmat de un stadiu orogenic hercinic și apoi de un stadiu postorogenic (în Carboniferul superior și Permian), de peneplenizare.

*2. Ciclul orogenic chimeric.* În timpul Triasicului și Jurasicului, pe teritoriul Dobrogei de nord și al depresiunii predobrogene a avut loc sedimentarea unei succesiuni complete de formațiuni caracteristice unui ciclu geosinclinal (O. Mirăuță, 1963). Acest ciclu, chimeric, are o dezvoltare independentă și nu poate fi atașat ciclului hercinic.

Transgresiunea triasică în Dobrogea a venit probabil de la E, dat fiind că în Crimeea de sud există dovezi de continuare a regimului marin de sedimentare în decursul Carboniferului superior și Permianului (M. V. Murațov, 1960). În Triasicul mediu transgresiunea progresează spre W stabilindu-se legături prin culoarul Cîrjelar—Camena dintre zona precambriană a Dobrogei centrale și zona paleozoică a munților Măcin, cu bazinul triasic din Cîmpia română și geosinclinalul carpatic.

Succesiunea triasică începe cu depozite subțiri terigene (Triasic inferior), peste care urmează o formațiune calcaroasă larg dezvoltată (Triasic mediu și superior) și o formațiune de fliș (Triasic superior-Liasic). Depresiunea predobrogeană este formată din depozite groase de vîrstă jurasic-medie și superioară, constituite din argilite, gresii și nisipuri roșii, asociate uneori cu evaporite. Aceste depozite relativ fine, care corespund unei molase, indică o ridicare modestă a catenei chimerice. Recent depozitele jurasice au fost întîlnite în forajele din Delta Dunării (E. Liteanu și A. Pricăjan, 1963).

Magmatismul inițial chimeric este reprezentat prin curgeri de diabaze (diabazele de Niculițel) care se găsesc interstratificate în formațiunea calcaroasă din partea internă (eugeosinclinală), vestică, a zonei triasice a Tulcei.

Zona mobilă triasică din Dobrogea de nord reprezintă o ramificație a geosinclinalului alpin, situată pe o regiune consolidată, care a avut o evoluție mai rapidă și independentă. G. Murgoci (1914, 1926) și H. Stille (1953) au arătat că spre E această zonă se leagă cu Caucazul și Crimeea, unde însă condițiile geosinclinale s-au menținut mai mult timp. În Dobrogea de nord, stadiul geosinclinal a fost urmat de un stadiu orogenic chimeric vechi.

#### IV. Concluzii

Colinele Mahmudiei sunt constituite dintr-un fundament de depozite devoniene și o cuvertură de depozite triasice.

Succesiunea depozitelor fundamentalului începe cu un complex flișoid, peste care urmează un complex șistos-calcaros și un complex silicolic. Conodontele găsite în calcarele din complexul șistos-calcaros indică o vîrstă devonian-medie (Elena Mirăuță, 1964).

Cuvertura triasică are în bază depozite terigene subțiri, peste care urmează un complex calcaros-dolomitic și apoi un complex de calcare cenușii microgranulare, în alternanță deasă cu șisturi, care se asociază cu calcirudite și calcarenite cu stratificație gradată.

Fundamentul devonian, cutat în orogeneza hercinică, a fost reluat în diastrofismul chimeric. Din recutarea flancurilor inverse ale unor cufe hercinice au rezultat structuri antiforme și sinforme. În rocile devoniene există două generații de microcute și clivaje. Se menționează existența unui clivaj în rocile triasice.

Stadiul geosinclinal chimeric s-a caracterizat printr-o succesiune de formațiuni caracteristice (precinematice, sincinematice și postcinematice), după care a urmat un stadiu orogenic.

#### BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1940). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.
- Géze B. (1949). Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. France, Nouv. Sér.*, XXIX, 62.
- Liteanu E., Pricăjan A. (1963). Alcătuirea geologică a Deltei Dunării. *Com. Geol. Stud. tehn. și econ. Seria E (Hidrogeologie)*, 6. București.
- Mirăuță O. (1963). Aspects de l'évolution géosinclinale de la Dobrogea de Nord. *Trav. VI, Congr. Assoc. Carp.—Balc.* Varsovie-Craiovie.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1965). Prezența Devonianului mediu în zona Colinelor Mahmudiei. *D.S.Com. Geol.*, LII/1 (1963—1964). București.
- Mirăuță O. (1966). Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică. *D.S.Com. Geol.* LII (1964—1965). București.
- Muratov M. V. (1960). Kratkii ocere geologiceskogo stroenia Krimskogo polustrovo. Moskva.
- Murgoci G. (1914). Études géologiques dans la Dobrogea de Nord. La tectonique de l'aire cimmericenne. *An. Inst. Geol. Rom.* VI. București.
- Murgoci G. (1926). Asupra aricii chimerice. *D.S.Inst. Geol. Rom.* VIII. București.
- Mutihac V. (1964). Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol.* XXXIV, 1.



## **PLANŞA I**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

Fig. 1. — Calcare (C) substituite prin dolomite (D) la Tulcea Veche.  
Calcaires (C) substitués par des dolomies (D) à Tulcea Veche.

Fig. 2 și 3. — Raporturi între stratificație (S) și clivaj (s) în stratele de Seis (Triasic inferior)  
Colina Prislav (S de Nufărul). Clivajul nu apare decit în intercalăriile pelitice  
dintre stratele de gresie (gr).  
Rapports entre la stratification (S) et le clivage (s) dans les couches de Seis  
(Trias inférieur). Colline Prislav (S de Nufărul). Le clivage n'apparaît que  
dans les intercalations pélitiques d'entre les couches de grès (gr).

O. MIRĂUȚĂ. Devonianul și Triasicul din zona Colinelor Mahmudia. Pl. I.



1



2



3

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2

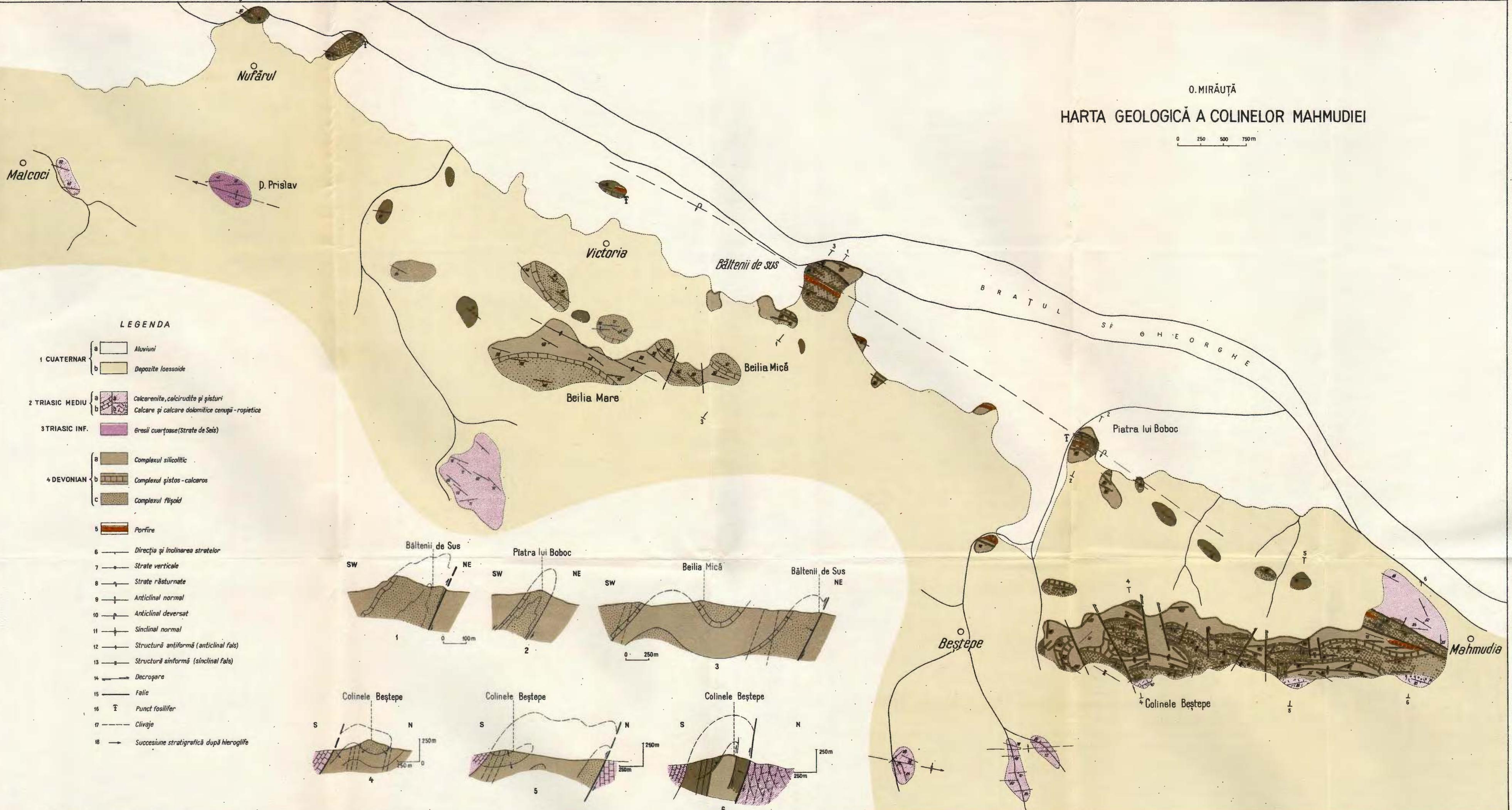


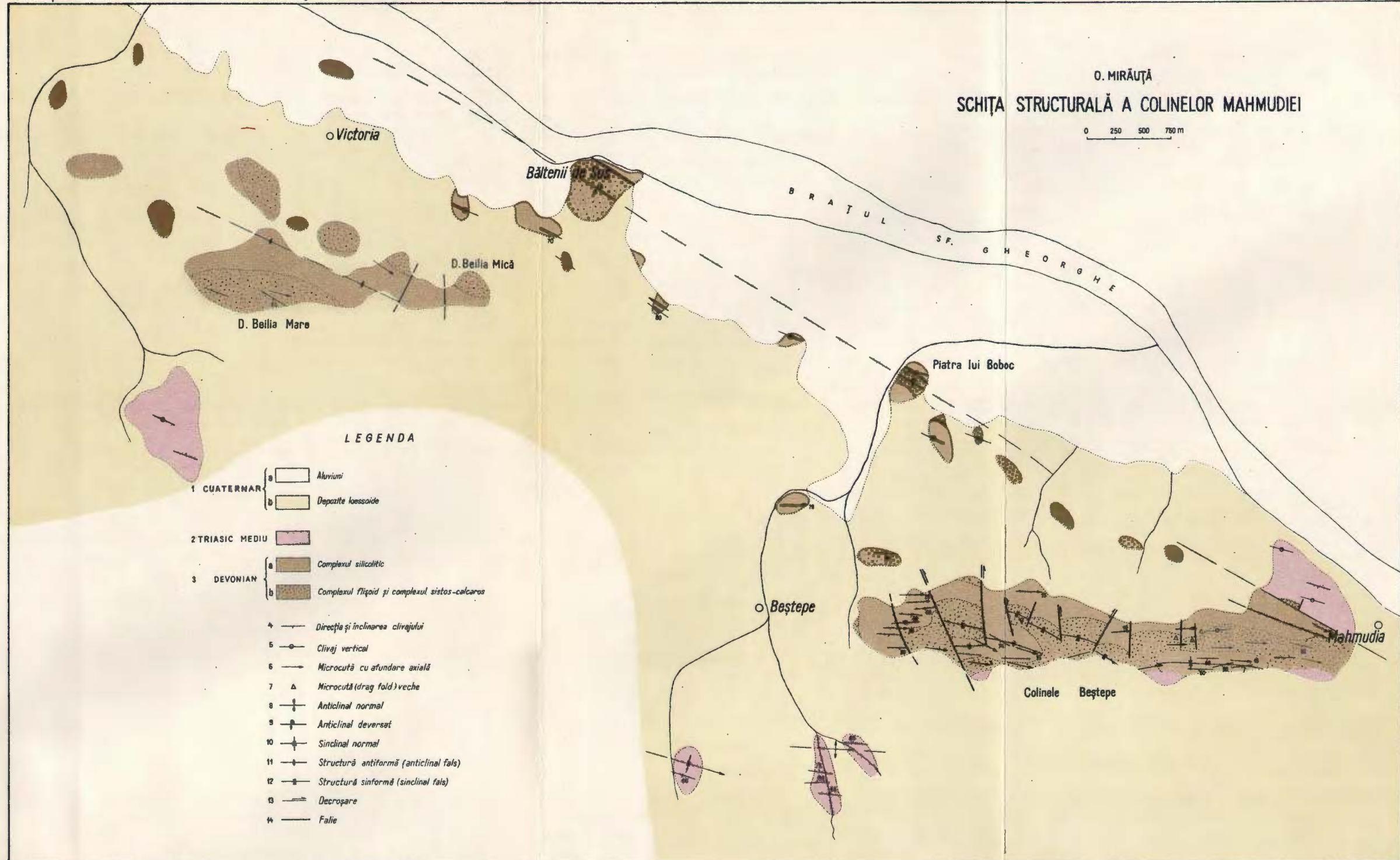
Institutul Geologic al României

O.MIRĂUȚĂ

## HARTA GEOLOGICĂ A COLINELOR MAHMUDIEI

0 250 500 750 m





- Negadaev-Nikonorov K. N. și colab. (1964). Stratigrafia osadocinii obrazovanií Moldavi. Kișinev.
- Pascu R. (1904). Studii geologice și miniere în județul Tulcea. București.
- Reynolds D. L., Holmes A. (1954). The Superposition of Caledonoid Folds on an Older Fold System in the Dalradians of Malin Head, Co. Donegal. *Geol. Mag.*, XCII, 6.
- Simionescu I. (1910). Fauna triasică inferioară din Dobrogea. *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, XXIX. Iași.
- Shackleton R. M. (1958). Downward-facing structures of the Highland Border. *Quart. Journ. Geol. Soc.* CXIII (1957), part. 3. London.
- Stille H. (1953). Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jahrb.* 8. Hannover.

## DÉVONIEN ET TRIAS DES COLLINES DE MAHMUDIA (DOBROGEA SEPTENTRIONALE)

PAR

O. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

Les collines de Mahmudia sont situées dans le N de la zone triasique de la Dobrogea septentrionale, au S du Delta du Danube. Elles sont constituées par des dépôts dévonien, qui apparaissent dans le noyau d'un anticinal de la couverture triasique. Les roches dévonien présentent un faible métamorphisme de type incipient (anchimétamorphisme). Trois complexes lithologiques s'individualisent dans la succession stratigraphique des dépôts dévonien : flyschoïde, schisteux-calcaire et silicoli-  
tique (fig. 1).

Dans les calcaires situés à la partie supérieure du complexe flyschoïde et du complexe schisteux-calcaire, Elena Mirăuță a trouvé une faune de conodontes d'âge dévonien moyen (O. Mirăuță et Elena Mirăuță, 1964). Le complexe silicoli-  
tique, selon certaines indications fournies par l'étude des conodontes, appartient probablement au Dévonien supérieur. Plus à l'W des collines de Mahmudia, à Isaccea, apparaissent des lydiennes associées aux schistes, diabases et calcaires à conodontes d'âge dévonien supérieur.

Le complexe flyschoïde (100 m épaisseur visible) est constitué par une alternance rythmique de grès, siltites et schistes gris verdâtre (fig. 2). À la partie inférieure du complexe, les grès sont quartzeux et à la partie supérieure ils sont calcaires et se disposent en couches plus minces (3–



8 cm). Les grès calcaires et les siltites contiennent par endroits des concrétions de phosphorites. La surface inférieure des couches de grès présente de bioglyphes et de mécanoglyphes (flute-casts, load-casts). Toutes les couches de grès ont une stratification granoclassée très évidente et parfois à galets mous de pélites.

Les grès quartzeux présentent un grand indice de maturité, étant constitués pour la plupart par des granules de quartz. Le quartz détritique des grès calcaires est corrodé par le ciment calcique. Les grès tout comme les schistes, sont souvent brun rougeâtre à cause de l'impregnation avec des oxydes de fer.

Le complexe schisteux-calcaire, épais de 40—60 m, est constitué par des schistes gris verdâtres et par des calcaires sombres, disposés en couches de 5 à 20 m. Les calcaires sont finement granulaires, contiennent du quartz détritique (10—25 %), des calcisphères et sont imprégnés d'une matière charbonneuse. Ils comprennent une riche faune de conodontes d'âge dévonien moyen (Elenă Mirăuță, 1964).

Le complexe silicoltique commence par un paquet de schistes verdâtres, prédominant siliceux, associés à des diabases, surmontées par des schistes siliceux rubanés, clairs, qui supportent un paquet épais (plus de 50 m) de lydiennes (fig. 1). Les lydiennes sont constituées d'une masse de base crypto cristalline, à radiolaires, spicules de spongiaires, cubes de pyrite, les roches étant pigmentées d'une matière organique.

Les roches dévonniennes sont percées par nombre de filons de porphyres syénitiques, à phénocristaux de feldspaths potassiques.

Les dépôts triasiques se disposent avec une discordance angulaire sur les dépôts dévonien du soubassement. Le Trias inférieur commence par des conglomérats polygènes basals (15 m), qui apparaissent à Tulcea Veche, au-dessus desquels suit un paquet constitué d'une alternance de grès quartzeux et de schistes verdâtres et rougeâtres (couches de Seis) et ensuite, un paquet de schistes et de marno-calcaires à faune wearfénien-supérieure (couches de Campil) (fig. 3).

Au-dessus des couches de Campil de Tulcea Veche (fig. 4, 5) ou à même le soubassement dévonien des collines Beștepe se dispose un complexe calcaire-dolomitique (Anisien), à épaisseur d'environ 100 m. On observe des calcaires microgrenus ou pseudoolithiques substitués latéralement par de la dolomie jaunâtre (pl. I fig. 1) qui pénètre le long des fissures, le phénomène étant pour la plupart épigénétique. Les calcaires gris et rougeâtres, dolomitises, recristallisés et à aspect massif caractérisent l'Anisien de beaucoup de secteurs de la zone triasique de la Dobrogea (O. Mirăuță, 1965).



Le complexe calcaire-dolomitique est recouvert par un complexe de calcirudites et de calcarénites pseudoolithiques et oolithiques à sédimentation granoclassée, à intercalations de calcaires sombres, microgrenus et de schistes gris verdâtres (fig. 5). Le matériel clastique des calcarénites et calcirudites est constitué surtout de calcaires finement granulaires remaniés dans la formation même. Le complexe calcaire à sédimentation granoclassée précède le flysch triasique supérieur.

Les dépôts dévoniens du soubassement ont été plissés pendant l'orogénèse hercynienne (phase bretonne ou sudète) et ensuite soumis à l'érosion et à la pénéplainisation pendant le Paléozoïque supérieur. Au début du Trias, le territoire de la Dobrogea Septentrionale est soumis à une transgression venue de l'E. La succession triasique commence par une formation terrigène (Trias inférieur) surmontée d'une formation calcaire (Trias moyen) et de flysch (Trias supérieur-Lias), et dans la dépression prédobrogéenne une formation à certains caractères de molasse (Dogger-Malm). Le stade géosynclinal alpin de la Dobrogea a été réalisé pendant une période relativement brève (Trias et Jurassique) si on le compare à d'autres zones mobiles alpines (Crimée, Caucase, Carpates).

Les dépôts triasiques et liasiques de la Dobrogea Septentrionale ont été plissés à la fin du Lias, pendant l'orogénèse cimmérienne ancienne. Le diastrophisme cimmérien de la zone des collines de Mahmudia a été particulièrement intense, entraînant aussi le soubassement hercynien.

Dans les dépôts dévoniens des collines Beștepe et Beilia apparaissent certaines structures lesquelles, si l'on considère la sédimentation granoclassée et les hiéroglyphes, représentent des structures antiformes (faux anticlinaux), ayant les couches plus récentes en noyau et des structures synformes (faux synclinaux) à couches plus anciennes en remplissage. Ces structures se sont formées par replissement d'un flanc inverse d'un pli hercynien. D'autres structures des roches dévonniennes sont normales ou déversées vers le N (fig. 6).

Les roches pélitiques triasiques ont un clivage qui entrecroise la stratification (pl. I fig. 2, 3), et les roches dévonniennes présentent deux générations de clivages et de microplis, dont les drag-folds prédominent. Toutes les structures ont une direction générale WNW et une vergence septentrionale.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche II

#### Carte géologique des collines de Mahmudia.

1. Quaternaire (a - alluvions; b - dépôts loessoïdes); 2. Trias moyen (a - calcarénites, calcarérites et schistes; b - calcaires et calcaires dolomitiques sombres rougeâtres); 3. Trias inférieur (grès quartzeux couches de Seis); 4. Dévonien (a - complexe silicilithique; b - complexe schisteux-calcaire; c - complexe flyschoïde); 5. porphyres; 6. direction et pendage des couches; 7, couches verticales; 8, couches renversées; 9, anticlinal normal; 10, anticlinal déversé; 11, synclinal normal; 12, structure antiforme (faux anticlinal); 13, structure synforme (faux synclinal); 14, décrochement; 15, faille; 16, point fossilière; 17, clivages; 18, succession stratigraphique selon les hiéroglyphes.

### Planche III

#### Esquisse structurale des collines de Mahmudia

1. Quaternaire (a - alluvions; b - dépôts loessoïdes); 2. Trias moyen; 3. Dévonien (a - complexe silicilithique; b - complexe flyschoïde et complexe schisteux-calcaire); 4, direction et pendage du clivage; 5, clivage vertical; 6. microplis à affaissement axial; 7, microplis (drag-folds) anciens; 8, anticlinal normal; 9, anticlinal déversé; 10, synclinal normal; 11, structure antiforme (faux anticlinal); 12, structure synforme (faux synclinal); 13, décrochement; 14, faille.



STRATIGRAFIE

**DORSALA DOLOMITICĂ, RUDIMENT AL CARPAȚILOR  
ORIENTALI ÎN TIMPUL TRIASICULUI<sup>1)</sup>**

DE

D. PATRULIU<sup>2)</sup>

**Abstract**

The Dolomite-Axis, Embryonic Structure of the East-Carpathians during the Triassic. Facies distribution, as well as transversal variation of the thickness of the Triassic rocks, points out to a median ridge, upraised during the Campilian and the Anisian in the East-Carpathians area. The Campilian-Anisian cover of this ridge consists mainly of massive dolomites and limestones whose thickness ranges from 50 to 250 m. In the subsident adjoining troughs Campilian and Anisian rocks are bedded pelagic limestones and shales, partly bituminous, amounting to 700—800 m thickness.

Triasicul Carpaților orientali ocupă supafețe relativ restrânse de afloriment în aria masivului cristalin moldav, în munții Perșani, în partea de N a culoarului Dîmbovicioarei (Codlea și Cristian) și pe teritoriul orașului Brașov (dealul Melcilor.) La W de masivul cristalin moldav și de munții Perșani, Triasicul se afundă sub o cuvertură groasă de depozite neozoice și nu a fost întâlnit decât departe spre W, în rare foraje (Agnita și Ucea). Este probabil ca diabazele interceptate, sub Neogen prin forajul de la Merchiașa, să aparțină aceluiași sistem. La E de unitățile menționate, depozitele triasice și cuvertura lor jurasică suportă formațiuni de fliș având mii de metri grosime. În aria masivului cristalin moldav, ca și în sectorul de racordare a Carpaților orientali cu Carpații meridionali, în multe locuri unde Triasicul apare în poziție normală pe fundamentul cristalin, partea lui superioară a fost îndepărtată prin eroziune, înainte de transgresiunea Liasicului, și local și înainte de transgresiunea Jurasicului mediu. Mai tîrziu cuvertura triasică a fost puternic desmembrată,

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 26 aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul geologic — șos. Kiseleff 55 — București.



prin decolare, datorită mișcărilor mezocretace precoce (Barremian-Bedoulian) și prin eroziune intensă în timpul Apțianului superior și Albianului. În aceste condiții este evident că orice încercare de reconstituire paleogeografică a teritoriului est-carpatic, în timpul Triasicului, întâmpină mari dificultăți. Ceea ce ușurează totuși o asemenea încercare este prezența în terenurile cretacice, dezvoltate pe marginea masivelor cristaline sau în teritoriile limitrofe, a rocilor triasice sub formă de lambouri de pînză, de olistolite, sau de simpli galeti în conglomerate. Studiul acestor roci triasice, alochton față de teritoriul în care se găsesc actualmente, ne permite să întrevădem care a fost extensiunea primară a diferitelor zone de facies.

În această privință este de făcut de la început o precizare; pentru reconstituirea zonelor de facies, uniformitatea litologică a Seisianului, ca și raritatea ivirilor de roci neotriasicice în cuvertura normală a masivelor cristaline, ne obligă să ne referim mai ales la variațiile litologice ce caracterizează intervalul Campilian-Triasic mediu. Din distribuția faciesurilor în acest interval rezultă și existența pe teritoriul est-carpatic a unei coame: dorsala dolomită, interpusă între două fosile subsidente.

O primă schemă a faciesurilor pe care le prezintă Triasicul est-carpatic a fost prezentată de autorul notei de față cu alt prilej (D. Patruș, 1960). Schema menționată cuprinde 3 zone de facies ale Campiliului și Triasicului mediu, anume:

1. Zona dolomitelor care ocupă partea externă a masivului cristalin moldav;
2. Zona calcarelor marmoreene în bancuri, cu poziție mediană, limitată la partea de N a masivului cristalin moldav și a cărui individualitate a fost recunoscută de M. Bleahu<sup>1)</sup> (Iacobeni; Stinișoara și Pietriceaua în Maramureș);
3. Zona calcarelor campiliene în plăci și a calcarelor stratificate de tipul „Guttenstein”, cu poziție mai internă și care se ivește numai în partea de S a Carpaților orientali (împrejurimile Brașovului).

În ce privește ultima zonă autorul a presupus că ea se prelungește departe spre N, trecind prin munții Perșani și apoi în teritoriul situat la W de masivul cristalin moldav pînă la latitudinea munțelui Rărău, unde se găsesc mici lentile de calcare campiliene în plăci și de calcar stratificate anisiene, incorporate terenurilor eocretacice.

<sup>1)</sup> M. Bleahu — Cercetări geologice în partea de N a Munților Maramureșului. 1957. Raport Arh. Inst. Geologic.



La data cînd a fost concepută schema menționată, cunoștințele noastre cu privire la Triasicul din munții Perșani erau încă foarte incomplete, iar lucrările publicate pînă atunci cuprindeau date contradictorii cu privire la geologia acestui sector carpatic. În această privință este de amintit că depozitele triasice figurate pe harta 1 : 500.000 a României (foaia 5 b) ca fiind în poziție normală pe șisturile cristaline ale micului masiv al Gîrbovei (Perșanii de W) erau atribuite Liasicului de H. Wachner (1918) și de M. Ilie (1953). Cercetările mai recente pe care autorul le-a întreprins în munții Perșani, împreună cu Elena Popa și Ileana Dimitriu-Popescu<sup>1)</sup> aduc date ce vin în sprijinul unei concepții diferite privind distribuția faciesurilor Triasicului pe teritoriul Carpaților orientali.

### Munții Perșani și imprejurimile Brașovului

Teritoriul cel mai favorabil pentru a urmări variațiile transversale de facies ale Triasicului este cel unde se face joncțiunea între Carpații orientali și Carpații meridionali (partea de Sud a munților Perșani, extremitate nord-estică a masivului cristalin al Făgărașului și imprejurimile Brașovului, cuprinzînd segmentul de Nord al culoarului Dîmbovicioarei). În acest teritoriu, apariția pe o vastă suprafață a fundamentului cristalin în direcția SW marchează o ridicare generală a zonelor interne de la curbura Carpaților, ridicare ce aduce în suprafață substratul triasic și jurasic al terenurilor de fliș.

În teritoriul menționat se disting 3 zone de facies ale Campilianului și Triasicului mediu (pl. 1), anume :

Zona calcarelor nisipoase în plăci (Campilian) și a calcarelor stratificate de tipul „Guttenstein” (Anisian), corespunzătoare pînzei transilvane (munții Perșani) ;

Zona dolomitelor (Campilian – Triasic mediu) din euvertura masivului cristalin al Gîrbovei ;

Zona calcarelor nisipoase în plăci (Campilian), a calcarelor bituminoase de tipul „Guttenstein” (Anisian) și a calcarelor recifale (Ladinian) din imprejurimile Brașovului.

*Seișian, Campilian, Anisian.* Prima și ultima din zonele menționate prezintă trăsături litologice similare și grosimi ale depozitelor campiliene și mediotriasicice de acelaș ordin de mărime : 700 – 800 m.

<sup>1)</sup> D. Patrulius, Elena Popa și Ileana Dimitriu-Popescu Stratigrafia Mezozoicului autohton și a pînzei transilvane în imprejurimile Comanei (munții Perșani); lucrare comunicată în 1964.



Seisianul nu este cunoscut în zona de facies a pînzei transilvane. În schimb în împrejurimile Brașovului, depozitele detritice roșii situate sub orizontul Campilianului ating o grosime considerabilă (în jur de 500 m după M. Săndulescu<sup>1</sup>), dar este posibil ca numai o parte a acestor depozite să aparțină Seisianului, iar în rest Permianului (P. Vîlcea n. u., 1960).

Campilianul se remarcă prin stratificația deasă a depozitelor sale, anume : calcare nisipoase în plăci cu învelișuri argiloase fin micacee. Ansamblul acestor depozite prezintă în anumită măsură un aspect flișoid ce amintește flișul grezo-calcaros neocomian al Carpaților orientali.

Calcarele anisiene sint în general fin granulare, cenușii pînă la negre, stratificate în bancuri și lespezi, uneori în plăci, deseori vermiculate, în parte bituminoase, local asociate cu șisturi marnoase formînd intercalații mai groase. Caracterele menționate clasează aceste roci ale Campilianului și Anisianului printre depozitele de larg ale unei mări relativ adînci.

Între zona de facies a pînzei transilvane (muntii Perșani) și cea care îmbrățișează împrejurimile Brașovului există și unele deosebiri în ce privește faciesul Anisianului. Astfel în zona de facies a pînzei transilvane, calcarele anisiene constituie un ansamblu mai masiv, stratificat în bancuri mai groase, cu intercalații de calcare roșii, în parte noduloase și cu accidente silicioase, iar local cu dolomite în bază. În direcție spre N, partea superioară a Anisianului din această zonă schimbă de facies, fiind reprezentată între defileul Oltului și cheile Virghișului prin calcare masive marmoreene, cu Codiacee și Dasycladacee (*Diplopora*), ce suportă local calcare roșii noduloase cu *Beyrichites*, *Balatonites*, brachiopode și crinoizi (valea Nadașului).

În împrejurimile Brașovului calcarele anisiene prezintă în general o stratificație mai deasă, sint mai bituminoase (Stink-kalke), iar succesiunea lor cuprinde pachete mai importante de șisturi marnoase.

Mai greu este de făcut o comparație la nivelul Ladinianului întrucît la data actuală nu știm încă care este, în zona de facies a pînzei transilvane, corespondentul exact al calcarelor recifale ladiniene semnalate de E. Jekelius (1935) în împrejurimile Brașovului. Partea terminală a calcarelor de tipul „Guttenstein” din pînza transilvană (Pleașa Lupșei) cuprinde o associație săracă de brachiopode (cu specii de *Athyris*, *Menzelia*, *Spiriferina*), mai degrabă indicativă pentru Anisianul superior decît pentru Ladinian, iar acolo unde Anisianul superior (zona cu *Paracerasites trinodosus*) este reprezentat prin calcare masive cu *Diplopora*,

<sup>1</sup>) M. Săndulescu. Comunicare orală.

acestea suportă local roci eruptive bazice, care în alte părți sănt direct acoperite de calcare carniene roșii, de tipul Hallstatt. S-ar părea astfel că Ladinianul pînzei transilvane nu cuprinde în munții Perșani decit roci eruptive precum și jaspuri și șisturi roșii asociate cu acestea.

Zona dolomitelor, corespunzătoare masivului cristalin al Gîrbovei și extremității nord-estice a masivului Făgăraș, prezintă caracter de facies net deosebite. Aici, local Campilianul și pe întindere mare Anisianul (poate și Ladinianul) sănt reprezentate prin dolomite masive care stau fie pe orizontul detritic roșu al Seisianului, fie direct pe șisturile cristaline (marginea de E a masivului Gîrbova). Grosimea depozitelor campiliene și mediotriasicice este comparativ mult mai redusă, 50–250 m. Dolomitele suportă local calcare carniene în plăci cu accidente silicioase și lumașele cu *Halobia* (grupul *H. styriaca* și grupul *H. rugosa*). Acolo unde apar calcarele carniene (afluent stîng al văii Oalei) dolomitele au o grosime foarte redusă, ceeace lasă de presupus existența unei lacune corespunzătoare Ladinianului.

În partea de W a aceleasi zone (sectorul Comana) deci, spre aria de sedimentare a Triasicului din pînza Transilvană, se întlnesc și tipuri litologice comparabile celor din Triasicul mai intern. Astfel Campilianul este local reprezentat prin calcare marnoase de culoare cenușie-gălbui, în plăci, cu *Myophoria costata* (identificate de Ileana Dimitriu-Popescu pe dealul Măguri). Aceste depozite sănt însă în bună parte diferite de cele de aceeași vîrstă din pînza transilvană sau din imprejurimile Brașovului prin conținutul lor mult mai redus în material detritic fin micaceu și argilos. În aceeași parte de W a zonei mediane se întlnesc local, deasupra sau sub-dolomite, calcare în barcuri, cenușii sau roșcate, subnoduloase pînă la noduloase și cu accidente silicioase, semănînd pînă la identitate cu unele calcare anisiene din pînza transilvană.

La S de masivul cristalin al Gîrbovei aceeași zonă mediană se prelungeste pînă pe teritoriul masivului Făgăraș, unde R. Dimitrescu (1964) a semnalat de curînd la Bîrsa Fierului calcare dolomitice albe-gălbui stînd pe conglomerate rosii seisiene.

Din datele expuse rezultă că zona mediană de facies corespunde unui fund înalt al mării triasicice, mărginit atît la interior cît și la exterior de fose cu subsidență notabilă în timpul Campilianului și Anisianului. Acest fund înalt începe să se deseneze pornind din extremitatea nord-estică a masivului Făgăraș și se afundă la N de masivul cristalin al Gîrbovei, pentru a reapărea mai departe spre N pe teritoriul masivului cristalin moldav.

*Carnian, Norian și Rhetian.* În timpul Carnianului, condițiile de sedimentare în partea de S a Carpaților orientali tind să devină uniforme în cele 2 zone mai interne de facies, unde Carnianul este reprezentat prin calcare fin granular cu Halobiide. Este totuși de remarcat că în zona internă corespunzătoare pînzei transilvane (munții Perșani) calcarele carniene sunt în mare parte de tipul Hallstatt, roșii și noduloase sau subnoduloase, local cu amoniți (*Cladiscites* și *Arcestes*, în valea Crmenișului).

În ce privește Norianul și Rhetianul aceste etaje nu au fost semnalate pînă acum, în partea de S a Carpaților orientali, decît în zona de facies a pînzei transilvane. În munții Perșani Norianul îmbracă două faciesuri : (1) calcare recifale albe, masive sau în bancuri groase cu *Colospongia*, brachiopode și corali și (2) calcare fin granular, albe-roz, sau roșii și marnoase, cu *Monotis haueri* K i t t l. În partea de S a munților Perșani calcarele recifale din marile klippe ale pînzei transilvane (Comana, defileul Oltului) sunt local asociate cu calcare albe-roz cu *Monotis*; în timp ce în partea de N a Perșanilor calcarele roșii cu *Monotis* apar sub calcarele recifale albe sau sub formă de olistolite de mici dimensiuni. În ce privește Rhetianul acesta este reprezentat prin calcare negre cu megalodontone de talie mare, semnalate ca blocuri izolate în valea Lupsei (D. M. Predea și M. Ilie, 1940).

După toate aparențele calcarele de tipul Hallstatt și calcarele albe recifale ale Triasicului superior nu aparțin unor zone distincte de facies. Judecînd după observațiile mai recente făcute de V. Mutihac<sup>1)</sup> ambele aceste tipuri de calcare sunt reprezentate împreună ca elemente alochton, și în zona dorsalei dolomitice și anume în sinclinalul Rărăului.

Din cele 3 zone de facies descrise, cea externă, în special, poate constitui obiect de discuție în ce privește dezvoltarea în direcție. Spre N Triasicul și Jurasicul acestei zone se afundă sub flișul cretacic din munții Baraoltului, pentru a nu mai reapărea mai departe spre N. Spre S, ultima apariție a Triasicului din împrejurimile Brașovului, în poziție normală pe fundimentul cristalin, se întîlnește la W de Tohanul Vechi. Există totuși bune motive să presupunem că Triasicul zonei menționate se extindea mult mai departe spre S și anume pe teritoriul masivului cristalin al Leaotei de unde a fost îndepărtat în mare parte prin eroziune înaintea Jurasicului mediu, iar în rest în timpul Cretacicului inferior. În acest sens pledează prezența unui olistolit de calcar campiliene în plăci în partea meridională a masivu-

<sup>1)</sup> V. Mutihac. Raport privind geologia sinclinalului Rărăului, la N de valea Moldovei. 1963 Arh. Inst. Geol.



lui Bucegi (D. P a t r u l i u s , 1953) și prezența unor galeți de calcare campiliene în conglomeratele care se găsesc dezvoltate la diferite nivele ale Cretacicului inferior la exteriorul masivului Leaota, anume : în conglomeratele stratelor de Sinaia superioare din împrejurimile Sinaiei, în conglomeratele apărătoare din împrejurimile Moroienilor și mai ales în conglomeratele albiene din partea de S a masivului Bucegi (Coama Priporului, Măguri), care pe lîngă calcare campiliene conțin fragmente de șisturi cristaline provenind din Leaota.

### Masivul cristalin moldav

Pe teritoriul masivului cristalin moldav regăsim zona dolomitelor campiliene și anisiene larg dezvoltată. Ea ocupă toată lărgimea acestui masiv în partea lui meridională (sinclinalul Hăghimaș la E, sectorul Sîn Dominic – Tomești la W), dar mai departe spre N este limitată la partea externă a masivului menționat (sinicinalul Rarăului), fiind mărginită la W de o zonă cu faciesuri diferite ale Campilianului și Triasicului mediu : zona calcarelor mediotriasicice masive și în bancuri.

*Seisian, Campilian, Anisian.* În zona dolomitelor, pe marginea de E a masivului cristalin moldav (sinclinalele Hăghimaș și Rarău), Seisianul detritic are o grosime redusă, în general, la cîțiva metri, iar Campilianul și Anisianul sănt reprezentate printr-un pachet de dolomite masive cu grosimi cuprinse de obicei între 50 și 250 m.

În rarele cazuri cînd se poate observa baza dolomitelor în contact cu depozitele detritice ale Seisianului, se remarcă o trecere litologică gradată prin intermediul unor șisturi argiloase și nisipoase roșii în care se găsesc uneori intercalate 1–2 bancuri subțiri de calcar marmorean alb-roșcat (Valea Seacă în sinicinalul Rarău). În mai multe locuri se distinge în baza masei dolomitelor un nivel de dolomite și calcare dolomitică, în plăci sau lespezi, cu faună campiliană (fauna de la Asodul Mare inventariată de I. A t a n a s i u). Depozite similare cu faună campiliană au fost identificate recent de V. M u t i h a c<sup>1)</sup> pe ambele flancuri ale sinicinalului Rarău. Acest nivel nu prezintă însă o dezvoltare constantă și acolo unde nu mai apare trebuie să admitem că el a fost înlocuit prin dolomite masive. Este de subliniat faptul că pe teritoriul masivului cristalin moldav, nu s-a întîlnit pînă acum nicăieri sub dolomitele masive, un pachet omogen de calcare campiliene în plăci, separate prin șisturi argiloase și siltite fin

<sup>1)</sup> V. Mutihac. — *Op. cit.* p. 142.



micacee cu aspect satinat, argintiu, adică faciesul caracteristic al Campiliilor din pînza transilvană a cărui vestigii le regăsim totuși sub formă de olistolite sau mici fragmente în formația de Wildflysch eocretacic din sinclinalele Hăghmaș și Rărău.

Pe marginea de W a masivului cristalin moldav, în sectorul Tomești, Triasicul constituie o ivire restrânsă, dar foarte instructivă în această privință. În acest loc, Seisianul gros pînă la 50 m, suportă dolomite massive ce ating 200 m grosime. În bază nu se găsește nici un vestigiu de roci comparabile calcarelor campiliene în plăci din pînza transilvană.

În zona calcarelor massive care se urmărește de la Iacobeni spre N pînă în Maramureș (Pietriceaua, Stînișoara) Seisianul cuprinde local în bază conglomerate cu cuarț, iar în rest gresii cuarțitice uneori violacee urmate de șisturi argiloase roșii (R. Dimitrescu, 1960; M. Bleahu, 1962). După observațiile lui M. Bleahu depozitele detritice atribuite Seisianului ating 250 m grosime (valea Repedea), dar nu este exclus ca partea lor bazală, care cuprinde conglomerate și brecii cu elemente de șisturi cristaline, să aparțină Permianului. Un profil deosebit de instructiv pe care se poate observa trecerea de la Seisian la Campilian a fost descris de R. Dimitrescu (1960) în împrejurimile Iacobenilor, sub vîrful Tolovanu. Aici peste șisturile roșii violacee se siene urmează un pachet gros de 12 m de calcare albe-zaharoide în strate de 20–30 cm grosime, separate prin calcare în plăci de 2–3 cm grosime cu învelișuri argiloase fin micacee de culoare cenușiu-argintie. Deasupra urmează, pe 3 m grosime, șisturi roșii, iar apoi calcarele, în parte dolomitice, ale Anisianului. Calcarele în plăci sunt de tipul calcarelor campiliene din zona de facies a pînzei transilvane, a căror vecinătate o anunță.

Anisianul din zona calcarelor massive cuprinde o gamă variată de roci, din care predomină: calcare cenușiu-închise și negricioase, bituminoase, asemănătoare calcarelor de tipul „Guttenstein”, dar în bancuri groase, și calcare albe zaharoide, roze sau roșii, uneori brecioase-noduloase, cu material intersticial roșu sau cu intercalări subțiri de șisturi marnoase roșii. Local, mai ales la partea inferioară a Anisianului, calcarele massive prezintă accidente dolomitice, sau există în culcușul acestor calcare un pachet de dolomite massive (Pietriceaua în Maramureș). Judecînd după caracterele litologice semnalate este evident că această zonă a calcarelor massive face trecerea între zona dolomitelor, mai externă, și zona de facies a pînzei transilvane, mai internă. Klippe, unele de foarte mari dimensiuni, a căror compoziție litologică este identică cu cea a Triasicului inferior și Anisianului din zona de facies a calcarelor massive se găsesc incorporate



ca olistolite în terenurile eocretacice din sinclinalul Rarăului (Creasta Hăghinișului ; culmea principală a Rarăului).

În ce privește zona de facies mai internă a pînzei transilvane rocile eo- și mediotriasicice care o caracterizează pe teritoriul munților Perșani nu au fost întîlnite nicăieri în poziție normală pe șisturile cristaline din masivul moldav, cu aceiași dezvoltare ca în munții Perșani. În schimb roci campiliene și anisiene perfect comparabile celor care constituie marile klippe din munții Perșani se găsesc sub formă de mici olistolite și blocuri, pînă la fragmente mărunte, în terenurile eocretacice din sinclinalul Rarăului (valea Seacă, pîrul Cailor) și din sinclinalul Hăghimașului. Cunoscind caracterele Triasicului care constituie cuvertura normală a masivului moldav, pînă la meridianul Iacobenilor, nu ne rămîne altă interpretare posibilă decit să admitem că în aria masivului cristalin moldav această zonă de facies mai internă a pînzei transilvane corespunde teritoriului situat la W de meridianul Iacobenilor și că rocile caracteristice acestei zone au fost transportate sub formă de klippe pe o distanță de cel puțin 15 km pînă pe marginea externă a masivului cristalin moldav.

*Ladinian, Carnian, Norian și Rhetian.* Ladinianul din zona dolomitelor este reprezentat pe teritoriul masivului cristalin moldav, prin roci variate, unele stînd în poziție normală pe dolomite, altele semnalate ca blocuri și mici klippe în depozitele detritice ale Cretacicului (sinclinalul Rarău), dar care provin după toate aparențele, din aceiași zonă. Printre rocile Ladinianului sunt de semnalat : calcare masive cu Dasyycladacee, jaspuri și șisturi argiloase roșii cu dezvoltare locală, calcare roșii de tipul Hallstatt cu cefalopode și Halobiide, gresii cenușii-roșcate cu Halobiide.

Calcarele cu Dasyycladacee (cu *Diplopora annulata* și *Gyroporella perforata*, după I. Băncilă, 1941) sunt cunoscute mai ales în partea sudică a sinclinalului Hăghimaș unde grosimea lor nu depășește în general 4–6 m pînă la contactul cu depozitele jurasice care le acoperă în discordanță. Sunt în general roci cu aspect marmorean, cenușii sau roșii-gălbui, pe alocuri cu structură brecioasă-subnoduloasă, deseori microdetritice. I. Băncilă, urmînd exemplul lui Fr. Herbich, compară aceste roci cu calcarele de tipul „Guttenstein”, dar o asemenea apropiere nu poate fi susținută. Calcarele de tipul „Guttenstein”, bituminoase, deseori vermiculate, stratificate în bancuri, lespezi sau plăci și care reprezintă Anisianul în zona Brașov sau în lambourile pînzei transilvane din partea de SW a munților Perșani (Cuciulata și Lupșa), sunt cu totul diferite.

Calcare marmoreene aparținînd Ladinianului, cenușii, albe-gălbui, cu resturi de Dasyycladacee, se întîlnesc de asemenea, stînd direct pe dolo-



mitele masive, în partea de N a sinclinalului Rarăului (I. Stănoiu<sup>1)</sup>). În partea de S a aceluiași sinclinal, între dolomitele masive și calcare de același tip, local cu structură brecioasă și cu accidente dolomitice, se interpun jaspuri, siltite și sisturi argiloase roșii. Prin corelare cu succesiunea depozitelor triasice din klippa Piatra Zimbrului aceste din urmă roci au fost atribuite Ladinianului (D. Patruliș, Gr. Popescu, 1960, D. Patruliș, 1960; Gr. Popescu, D. Patruliș, 1964). Unele raporturi observate între rocile ladiniene descrise mai sus și culcușul lor de dolomite sugerează discontinuități locale. Astfel, în partea de S a masivului Hăghimaș pe creasta anticlinalului Lunca (cota 1271, la N de Dealul Frumos), dolomitele cuprinse între depozitele detritice ale Seisianului și calcarele marmoreene au numai 1 m grosime sau mai puțin. Pe flancul intern al sinclinalului Rarău, caracterul în parte detritic al orizontului de jaspuri și sisturi roșii atribuit Ladinianului marchează spre extremitatea sudică a sinclinalului o discontinuitate litologică față de dolomite, iar în aceeași direcție se observă și reducerea considerabilă de grosime a depozitelor menționate.

Calcare roșii de tipul Hallstatt, în poziție normală pe dolomite, sunt menționate de I. Băncilă (1941) pe flancul intern al sinclinalului Hăghimaș unde autorul citat semnalează și gresii roșii cu *Daonella* (din grupul *D. lommeli*) asociate acestor calcare. Nu este exclus ca aceste gresii cu *Daonella* să corespundă ca poziție, silitelor roșii care apar asociate radiolaritelor supradolomitice în partea de S a sinclinalului Rarăului.

În sinclinalul Rarăului sunt cunoscute calcare ladiniene de tipul Hallstatt, dar din descrierile existente nu este clar, dacă acestea se găsesc în loc sau ca blocuri în terenurile cretacice. Gr. Popescu și D. Patruliș (1964) bazați pe datele lui C. M. Paull au presupus că, aceste calcare, în parte cel puțin, se găsesc asociate jaspurilor din flancul vestic al sinclinalului, atribuite și ele Ladinianului. O comparație cu sinclinalul Hăghimașului, unde I. Băncilă semnalează calcar roșii de tipul Hallstatt stînd pe dolomite, pledează în acest sens.

Roci ale Carnianului și Norianului, care conform descrierilor existente (I. Băncilă, 1941) ar avea o poziție autohtonă în zona dolomitelor, sunt calcarele roșii și cenușii, de tipul Hallstatt bogate în cefalopode, semnalate de Fr. Herbich pe versantul de W al masivului Hăghimaș. În schimb în sinclinalul Rarăului, roci de aceeași vîrstă și de același tip apar ca blocuri sau klippe de dimensiuni mai importante în

<sup>1)</sup> I. Stănoiu – Comunicare în ședința Institutului Geologic din 5 februarie 1965.



terenurile eocretacice<sup>1)</sup>. Unele calcare noriene roșii din sinclinalul Rarăului, ce conțin numeroase exemplare de *Monotis*, sunt perfect comparabile calcarelor noriene de tipul Hallstatt care se întâlnesc ca mici olistolite în partea de N a munților Persani. Tot în sinclinalul Rarăului au fost identificate de V. Mutihac, sub formă de blocuri, calcar recifale albe—apărținând Norianului, cu fauna bogată ce cuprinde alături de rare cefalopode (*Placites*), numeroase brachiopode, gasteropode și lamelibranchiate. Aceste din urmă calcare sunt foarte apropiate de calcarele masive noriene care constituie unele din marile lamberi ale pînzei transilvane în munții Persani.

În ce privește Ladinianul și Triasicul superior din zona calcarelor masive nu dispunem încă de argumente paleontologice suficiente pentru a putea preciza care sunt caracterele litologice ale intervalului stratigrafic menționat. În Maramureșul sovietic (Rudarnia) sunt semnalate calcare masive cenușiu deschis sau roz cu faună de brachiopode și moluște reprezentativă pentru intervalul Ladinian-Carnian. Aceste calcare corespund probabil calcarelor marmoreene cu *Dasycladacee* din zona dolomitelor. Tot în Maramureș sunt semnalate de M. Bleahu (1962) și de V. I. Slavîn (1963) calcare în plăci cu intercalații de șisturi micacee, formînd partea terminală a succesiunii Triasicului și atribuite în mod convențional Triasicului superior.

În afara de rocile descrise mai sus, în sinclinalul Rarăului se găsesc, sub formă de klippe, roci ale Ladinianului și Triasicului superior care nu au fost nicăieri semnalate pînă acum, în cuvertura normală a masivului cristalin moldav și nici în succesiunea depozitelor triasice din marile klippe ale pînzei transilvane. Este vorba anume de: (1) calcare ladieniene în plăci cu accidente silicioase verzui și roșii, cu radiolariite asociate și cu specii de *Daonella* din grupul *D. tyrolensis*, printre care *D. indica* (Piatra Zimbrului); (2) calcare ladieniene și carniene în bancuri sau masive, cu accidente silicioase brune, cu lumașele de Halobiide, printre care *Halobia styriaca*, cu brachiopode, corali și *Colospongia* (Piatra Zimbrului); (3) calcare noriene marnoase și nisipoase, marnocalcare și marne în plăci albăstrui cu *Monotis salinaria* și *Spongiomorpha* (creasta Haghinișului). Judecînd după caracterul marnos și puțin detritic al depozitelor noriene, comparabile sub acest raport cu rocile care constituie partea terminală a Triasicului din Maramureș, este posibil ca aceste klippe să provină din zona calcarelor masive.

<sup>1)</sup> V. Mutihac — Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului; notă comunicață în 1964.

În ce privește rocile rheițiene semnalate în aria masivului cristalin moldav, mențiunile existente se referă, aproape toate, la blocuri conținute în depozitele eocretacice (conglomerate neocomiene și terenuri de Wildflysch în sinclinalul Rarăului). Se recunosc 2 tipuri ale acestor roci: (1) calcar cenușiu-gălbui sau negre cu corali și branchipode; (2) calcar marnoase și noduloase cu brachiopode.

Pe baza observațiilor înregistrate pînă acum se poate concepe următoarea schemă generală a zonelor de facies ale Triasicului din Carpații orientali:

#### I. Zona internă cu calcare campiliene în plăci și calcare anisiene de tipul „Guttenstein”, corespunzătoare pînzei transilvane (succesiunea completă în munții Perșani)

**S e i s i a n** — necunoscut.

**C a m p i l i a n** — calcar în plăci cu învelișuri argiloase micacee, sisturi argiloase și siltite fin micacee cu *Myophoria costata*, *Eumorphotis telleri*, *Tirolites*; constituind și olistolite în sinclinalul Rarăului; pînă la 150 m grosime.

**A n i s i a n** — calcar fin granular cenușii sau negricioase, în parte vermiculate, în bancuri și lespezi; calcar roșii compacte sau noduloase cu brachiopode, *Balatonites* și *Beyrichites*; local în partea terminală: calcar marmoreene masive, albe și roz-gălbui, cu *Dasycladacee* (*Diplopora*); sub formă de olistolite în sinclinalul Rarăului; pînă la 800 m grosime.

**L a d i n i a n** și eventual **C a r n i a n i n f e r i o r** — roci eruptive bazice și porfire alcaline, cu radiolarite și sisturi roșii asociate; pînă la 150 m grosime.

**C a r n i a n** — calcar roșii subnoduloase sau noduloase (tip Hallstatt) cu *Halobia tropitum*, *Arcestes*, *Cladiscites*; pînă la 40 m grosime.

**N o r i a n** — calcar masive sau în bancuri groase, albe-cenușii, microdetritice, cu rare accidente dolomitice, cu faună de brachiopode, *Colospongia*, corali, local cu lumașele de *Monotis haueri* în varietățile mai fin granulare; pînă la 100 m grosime; local, în bază, calcar stratificate roșii, submarnoase, în lespezi, cu fețe noduloase, cu *Monotis haueri*; 10 m grosime.

**R h e t i a n** — calcar negre cu megalodontă de talie mare (blocuri).

În ansamblu această zonă este caracterizată prin: (1) marea grosime a depozitelor triasice (în jur de 1200 m grosime cumulată) din care cea



mai mare parte revine Campilianului și Anisianului ; (2) caracterul în parte detritic al Campilianului ; (3) faciesul mai ales fin granular al calcarelor anisiene ; (4) dezvoltarea extrem de redusă a dolomitelor ; (5) volumul important al rocilor eruptive ; (6) dezvoltarea spectaculară a faciesului recifal în intervalul Norianului.

## II. Zona calcarelor marmoreene masive și a calcarelor negre în bancuri (numai în partea de N a masivului cristalin moldav)

S e i s i a n — depozite detritice, cuarțitice și argiloase în parte roșii-violacee ; pînă la 20 m grosime.

C a m p i l i a n — a) dolomite (Maramureș ; unele klippe din sinclinalul Rarăului) ;

b) calcare albe zaharoide, în alternanță cu calcare în plăci cu învelișuri argiloase micacee (Iacobeni) ; cel puțin 12 m grosime.

A n i s i a n — calcare negre în bancuri sau marmoreene, masive, albe, roze și gălbui, uneori marnoase și noduloase cu accidente dolomítice ; local în bază și dolomite cu dezvoltare mai importantă (Iacobeni, Maramureș, klippe în sinclinalul Rarăului) ; pînă la 100 m grosime.

L a d i n i a n și C a r n i a n — a) calcare marmoreene de culoare deschisă cu *Aviculopecten aff. wissmanni* și *Worthenia tornquisti* (Maramureșul sovietic) ; grosime neprecizată ;

b) probabil din aceiași zonă : calcare în plăci cu accidente silicioase și radiolarite asociate, cu *Daonella* spp. din grupul *D. tyrolensis*, dintre care *D. indica* (Ladinianul inferior și mediu) ; 3—4 m grosime ; calcare masive cenușiu deschise, cu lumașele cu Halobiide la partea inferioară (grupul *H. styriaca*) , cu faună recifală la partea superioară, sau calcare stratificate, în bancuri, cenușiu închise, cu accidente silicioase brune, *Halobia styriaca*, *Retzia schwageri*, amoniți, corali (Ladinian superior — Carnian) ; cel puțin 80 m grosime (klippa Piatra Zimbrului din sinclinalul Rarăului).

N o r i a n — a) probabil calcare cenușii, pînă la negricioase, stratificate în lespezi, cu separațiuni în plăci, cu intercalății de sisturi micacee și de brecii cu matrice nisipoasă (Maramureș) ; grosime neprecizată ;

b) probabil din aceiași zonă : calcare marnoase și nisipoase, marnocalcare și sisturi marnoase, albăstrui sau cenușiu închis cu *Monotis*

*salinaria* și *Spongiomorpha* (klippe pe creasta Hăgħinişului, în sinclinalul Rarăului); cel puțin 6 cm grosime.

R h e t i a n — necunoscut.

Această zonă este caracterizată prin : (1) grosimea relativ redusă a Triasicului în ansamblu, depozitele sale carbonatace având 150—250 m grosime ; (2) dezvoltarea predominantă a calcarelor masive sau în bancuri, în parte negre și bituminoase, deseori cu accidente dolomitice, în intervalul Triasicului mediu ; (3) dezvoltarea unui facies de calcare în plăci și lespezi în intervalul Triasicului superior. Majoritatea klippelor, încorporate ca olistolite în terenurile eocretacice din sinclinalul Rarăului, provin foarte probabil din această zonă. Se poate presupune astfel că în aria masivului cristalin moldav decolarea cuverturii triasice care stă la origina pînzei transilvane a afectat nu numai zona cea mai internă de facies dar și zona calcarelor masive și în bancuri.

### III. Zona dolomitelor campiliene și anisiene masive

S e i s i a n — depozite detritice, gălbui sau roșii violacee ; pînă la 50 m grosime.

C a m p i l i a n — dolomite masive, local calcare marnoase și dolomitive în plăci, cu *Myophoria costata* ; pînă la 20 m grosime.

A n i s i a n — dolomite masive, local și calcare cenușii și roșii subnoduloase, cu accidente silicioase (masivul Gîrbova în muntii Persani) ; 30—250 m grosime.

L a d i n i a n — a) calcare marmoreene, masive sau brecioase — subnoduloase, cu *Dasyclanaceae* ; pînă la 50 m grosime ;

b) jaspuri, sisturi argiloase și siltite roșii în partea meridională a sinclinalului Rarăului ; pînă la 20 m grosime ;

c) poate probabil și calcare roșii de tipul Hallstatt (cu *Protrachyceras* și *Trachyceras*, în sinclinalul Rarăului), asociate cu gresii roșii cu *Daonella* în sinclinalul Hăghimașului ; cîțiva metri grosime.

C a r n i a n — a) calcare cenușii, în plăci și lespezi cu accidente silicioase, cu lumășele de *Halobia sp.* (grupul *H. styrica* și grupul *H. rugosa*), pe marginea masivului cristalin al Gîrbovei ; cel puțin 4 m grosime ;

b) poate și calcare roșii de tipul Hallstatt cu *Jovites dacus* (sinclinalul Hăghimas), cu *Trachysagenites* și *Joannites* în mici klippe din sinclinalul Rarăului ; cîțiva metri grosime ;

c) calcare albe masive deasupra jaspurilor din partea meridională a sinclinalului Rarău ; 60 m grosime.



Noria n — poate din aceiași zonă : a) calcar cenușii cu *Placites* (sinclinalul Hăghimașului) ;

b) calcar roșii cu *Halorella* și *Monotis* (blocuri în sinclinalul Rarăului) ;

c) calcar albe cu *Placites*, lamelibranchiate, gasteropode și brachiopode (blocuri în sinclinalul Rarăului) ;

Rhetian — poate din aceiași zonă : a) calcar compacte cenușiu-gălbui cu corali, *Rhaetina gregaria*, *Lopha haidingeriana* (blocuri în sinclinalul Rarăului) ;

b) calcar marnoase noduloase cu brachiopode (blocuri în sinclinalul Rarăului).

Principalele caracteristice ale acestei zone de facies sunt : (1) grosimea relativ redusă a depozitelor triasice, care deobicei nu depășește 250 m, și puternica condensare a Triasicului superior ; (2) existența unor discontinuități locale în succesiunea depozitelor triasice ; (3) dezvoltarea predominantă a dolomitelor în intervalul Campilian — Anisian ; (4) dezvoltarea calcarelor marmoreene cu Dasycladacee în intervalul Ladinianului.

#### **IV. Zona externă cu calcare campiliene în plăci și calcar anisiene de tipul „Guttenstein” (împrejurimile Brașovului)**

Sesiian (în parte poate și Permian) — depozite detritice, în parte roșii-violacee ; pînă la 500 m grosime.

Campilian — calcar în plăci și sisturi argiloase (Codlea — Vulcan ; olistolit în masivul Bucegi) ; pînă la 50 m grosime.

Anisiian — calcar în plăci, lespezi sau bancuri și sisturi marnoase bituminoase, mai mult de 500 m grosime.

Ladinian — calcar recifale masive, albe-cenușii ; 80 m grosime vizibilă.

În ansamblu această zonă este caracterizată prin : (1) marea grosime a depozitelor triasice (mai mult de 1000 m) ; (2) stratificația deasă și caracterul puternic bituminos al depozitelor anisiene ; (3) faciesul recifal al Ladinianului.

#### **Concluzii**

1. Distribuția faciesurilor și variațiile transversale de grosime în intervalul Campilian-Anisian pun în evidență, în partea de S a Carpaților orientali, existența unei coame mediane, — dorsala dolomitică, — a teritoriului est-carpatic. Faciesurile caracteristice ale acestei coame mediane,

anume dolomite masive (zona III) și calcare masive sau în bancuri cu accidente dolomitice (zona II), se găsesc, larg dezvoltate, în aria masivului cristalin moldav.

2. Dorsala dolomitică, — primul element embriotectonic cu relief pozitiv, ce apare schițat pe teritoriul est-carpatic în cursul ciclului alpin — este flancată, cel puțin în partea de S a Carpaților orientali, de două fose (zonele I și IV) cu subsidență notabilă în intervalul Campilian—Anisian.

3. Evoluția teritoriului corespunzător dorsalei dolomitice este marcată, pînă la sfîrșitul Cretacicului, prin multiple faze de ridicare, urmate de transgresioni. Local, mișcări de ridicare, mergînd pînă la intreruperea sedimentației, au avut loc chiar în cursul Triasicului, mai precis începînd de la sfîrșitul Anisianului. O ridicare mai importantă urmată de o exondare generală s-a manifestat la sfîrșitul Triasicului, precedată local de dezvoltarea faciesului recifal în Norian și Rhetian.

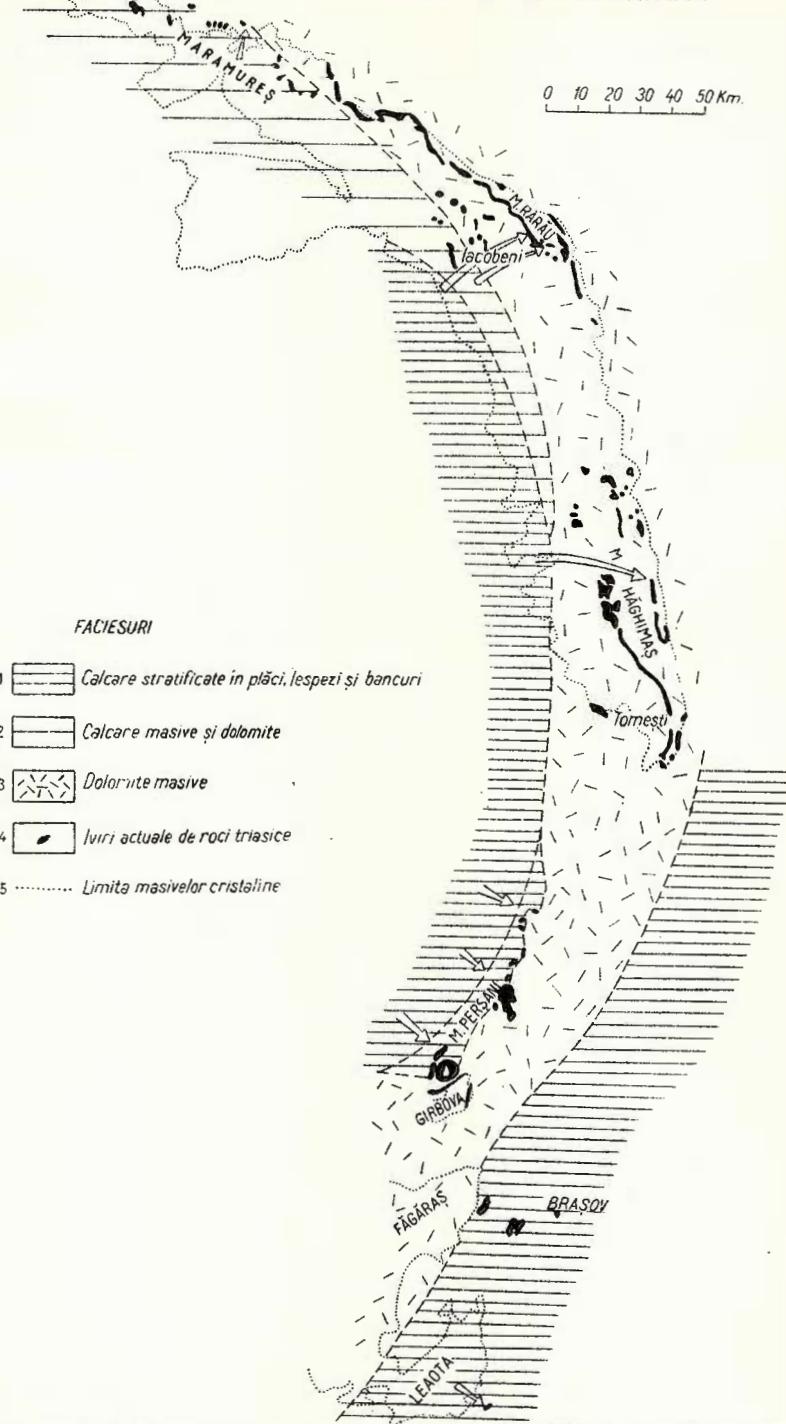
4. Mișcările de ridicare intratriasice au avut drept consecință modificări notabile în configurația paleogeografică a teritoriului est-carpatic. Aria de ridicare corespunzătoare dorsalei dolomitice s-a largit considerabil în Ladinian, aşa cum arată instalarea faciesului recifal în zona IV unde mai înainte avea loc o sedimentare pelagică. Mișcări de ridicare în cursul Triasicului mediu mai sunt marcate prin dezvoltarea calcarelor cu Dasycladacee în Anisianul superior din zona internă, apariția sedimentelor detritice în intervalul Ladinianului din zona dolomitelor (siltite și sisturi argiloase nisipoase asociate jaspurilor supra-dolomitice din Rarău), grosimea foarte redusă pe alocuri a dolomitelor masive din aceeași zonă sub calcarele ladiniene cu Dasycladacee (anticlinalul Lunca), sau sub calcarele carniene cu Halobiide (masivul Gîrbova). Ca o consecință a acestor mișcări se remarcă multiplicarea faciesurilor în Ladinian și în Triasicul superior și o distribuție diferită a acestor faciesuri în raport cu zonele de facies preexistente.

## BIBLIOGRAFIE

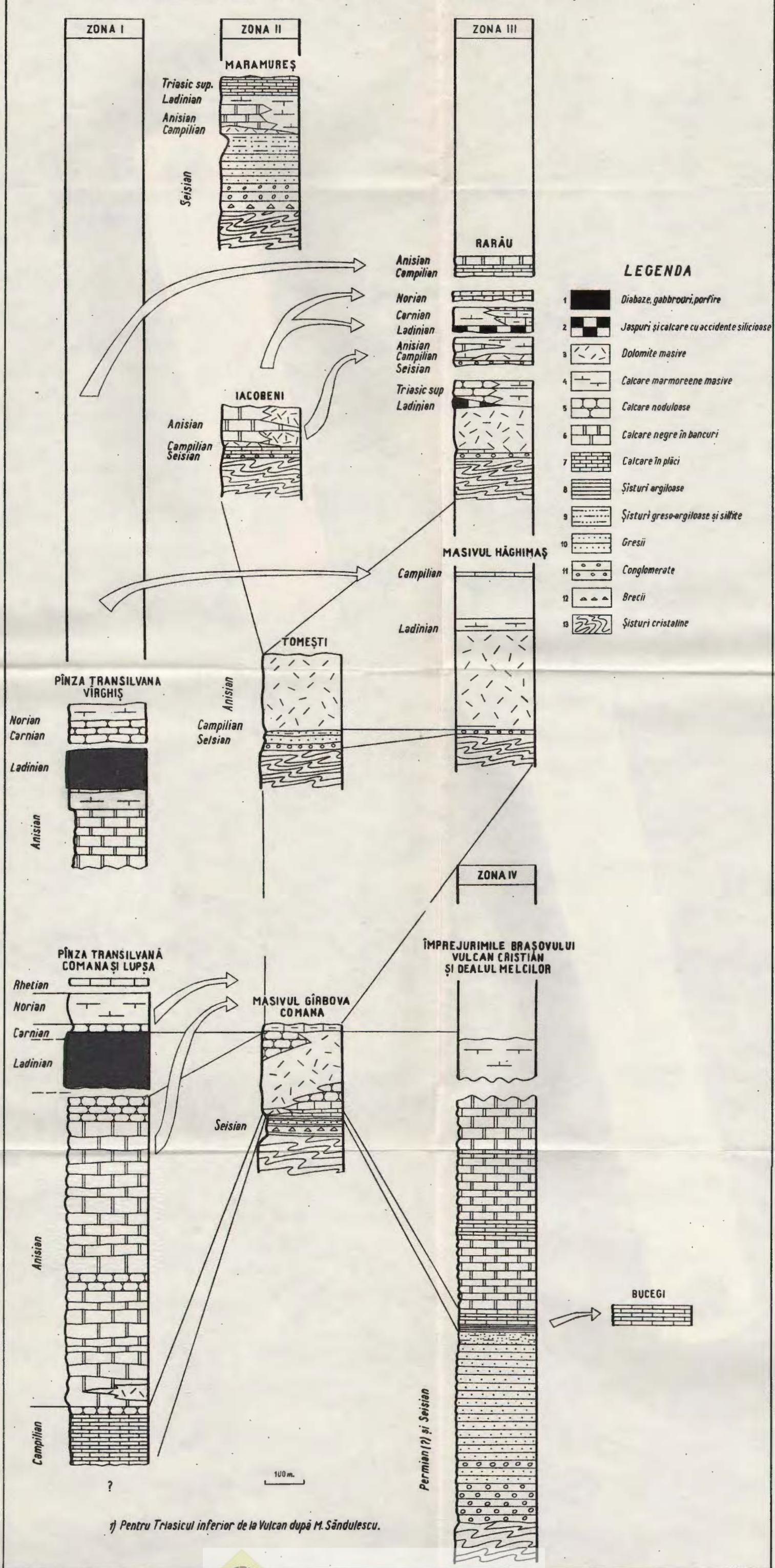
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les Monts Hăghimas—Ciuc (Carpates Orientales) *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XXI. București.
- Bleahu M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (Munții Maramureșului) *D.S. Com. Geol.* XLV (1957—1958). București.
- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mesozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Comunicări de Geologie-Geografie* (187—1959) *Soc. Șt. Nat. Geogr. R.P.R.*, p. 25—33. București
- Dimitrescu R. (1964) Studiu geologic și petrografic al părții de Est a Masivului Făgăraș *An. Com. Geol.* XXXIII. București.



# SCHIȚA PALEOGEOGRAFICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI PENTRU INTERVALUL CAMPILIAN-ANISIAN



## COLOANE STRATIGRAFICE ALE TRIASICULUI DIN CARPAȚII ORIENTALI



- Ilie M. (1953) Structura geologică a Munților Perșani. I. Regiunea Cuciulați—Lupșa—Comana—Veneția. *An. Com. Geol.* XXVI. București.
- Jekelius E. (1935) Der weisse Triaskalk von Brașov und seine Fauna. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII. București.
- Patrulius D. (1954) Observațiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și din Perșani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București.
- Patrulius D. (1960) La couverture mesozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *Ann. Inst. geol. Hungariae* XXLIX, 1 (Matériaux de la Conférence sur le Mésozoïque). Budapest.
- Patrulius D., Popescu Gr. (1960) Fația dikovo flișa klippeni osadacina proishoddena v. Buckovine i Maramurese. *Materiali karpato-balkanskoi Assotiatii*. Kiev—Lvov.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretaceousului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2. București.
- Preda D. M., Ilie M. (1950). Présence des calcaires à Megalodus dans les Monts Perșani (Roumanie) *C.R. Acad. Sc. Roumanie*, IV. București,
- Slavín V. I. (1963) Triasovie i iurskie otlojenia vastocinich karpat i pannonskovo srednoo masiva. *Gosgeoltehnizdat*. Moscova.
- Vîlceanu P. (1960) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Codlea. *St. și cerc. Geologie, Acad. R.P.R.* V, 1. București.
- Wachner H. (1918) Bericht über die im Sommer 1916 im Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen, *Jber. ung. geol. A.* (1916). Budapest.

## LA DORSALE DOLOMITIQUE, ÉBAUCHE DES CARPATES ORIENTALES AU COURS DU TRIAS

PAR

D. PATRULIUS

(Résumé)

Les affleurements du Trias des Carpates Orientales sont limités aux zones les plus internes de cette chaîne. Au N, dans l'aire du Massif cristallin moldave, les dépôts triasiques sont pour la plupart autochtones, mais on y trouve aussi quelques grandes klippes de roches triasiques allochtones (lambeaux de la Nappe transylvaine dans le synclinal de Rarău). Au S, dans les Monts Perșani, on reconnaît deux faciès du Trias : (1) principalement dolomitique et autochtone sur le pourtour du massif cristallin de Gîrbova ; (2) principalement calcaire, formant des olistolithes et de grands lambeaux charriés (Nappe transylvaine). Au SE des Monts Perșani le Trias affleure dans les environs de Brașov où il repose normalement sur le soubassement cristallin. Une petite klippe de calcaires éotriasiques est connue dans la partie S du Massif de Bucegi. C'est l'affleurement le plus méridional.



La partie supérieure du Trias autochtone a été presque partout enlevée par l'érosion, avant le Lias inférieur. C'est principalement dans les klippes et les blocs inclus dans les terrains éocrétacés qu'on trouve représentés les termes du Trias supérieur. A l'Aptien supérieur et à l'Albien la couverture triasique a été fortement démembrée tant par dénudation tectonique (décollement) au cours des mouvements mésocrétacés précoce (Barrémien-Bédoulien) que par une érosion intense.

Des observations récentes faites dans les Monts Perșani de même que celles plus anciennes ayant trait au Massif Cristallin moldave et aux environs de Brașov mettent en évidence l'existence de quatre zones de faciès dont trois seulement se prolongent jusqu'à l'extrémité méridionale des Carpates Orientales et dans le secteur de raccordement de cette chaîne aux Carpates Méridionales. Ces trois zones sont les suivantes : 1, zone interne à calcaires campiliens en plaquettes et à calcaires anisiens lités (de type „Guttenstein”); cette zone correspond à la Nappe transylvaine, dont la succession complète est connue dans les Monts Perșani ; 2, zone des dolomies massives du Campilien et de l'Anisien ; cette zone couvre la plus grande partie de la dorsale dolomitique ; 3, zone externe à calcaires campiliens et plaquettes et à calcaires anisiens lités (de type „Guttenstein”); le Trias de cette zone n'affleure que dans les environs de Brașov et dans le massif de Bucegi où il est représenté par une klappe isolée. La quatrième zone, ou zone des calcaires marmoréens massifs et des calcaires noirs en bancs, est limitée à la partie N du massif cristallin moldave (Iacobeni—Maramureș). Elle fait le passage entre la zone interne à calcaires campiliens en plaquettes et la zone de dolomies massives, et correspond à la partie interne de la dorsale dolomitique. La succession des terrains triasiques, dans les quatre zones mentionnées, en partie reconstituée d'après les klippes et les galets des brèches et conglomérats éocrétacés, est la suivante :

### I. Zone interne à calcaires campiliens en plaquettes et à calcaires anisiens lités

S e i s i e n — inconnu.

C a m p i l i e n — calcaires en plaquettes à revêtements argileux micacés, schistes argileux et siltites finement micacées, à *Myophoria costata*, *Eumorphotis telleri*, *Tirolites*; sous forme d'olistolithes dans les Monts Perșani et le synclinal de Rarău, de fragments dans les brèches éocrétacées du synclinal de Hăgimaș; jusqu'à 150 m d'épaisseur.

A n i s i e n — calcaires finement granulaires gris ou noirâtres, en partie vermiculés, en bancs et en dalles; calcaires rouges compacts ou



noduleux à brachiopodes, *Balatonites* et *Beyrichites*; localement à la partie terminale : calcaires marmoréens massifs, blancs et rose jaunâtre à Dasy-cladacées (*Diplopora*); sous forme de lambeaux recouvrants et d'olistolithes dans les Monts Perșani, d'olistolithes dans le synclinal de Rarău; jusqu'à 800 m d'épaisseur.

**L a d i n i e n** et éventuellement **C a r n i e n i n f é r i e u r**—roches éruptives basiques et porphyres alcalins, à radiolarites et schistes rouges associés; olistolithes et lambeaux recouvrants dans les Monts Perșani, probablement aussi sous forme d'olistolithes dans le synclinal de Rarău; jusqu'à 150 m d'épaisseur.

**C a r n i e n** — calcaires rouges subnoduleux ou noduleux (type Hallstatt) à *Halobia tropitum*, *Arcestes*, *Cladiscites*; olistolithes et lambeaux recouvrants dans les Monts Perșani; jusqu'à 40 m d'épaisseur.

**N o r i e n** — calcaires massifs ou en bancs épais, gris blanc, principalement microdétritiques, à rares accidents dolomitiques, à faune de Brachiopodes, *Colospongia*, Coraux, localement à lumachelles à *Monotis haueri* dans les variétés finement granulaires; localement calcaires, lités rouges, submarneux à *Monotis haueri*, sous les calcaires massifs; olistolithes et lambeaux recouvrants dans les Monts Perșani; jusqu'à 100 m d'épaisseur.

**R h é t i e n** — calcaires noirs à Megalodones de grande taille; blocs dans les Monts Perșani.

Cette zone est caractérisée en ensemble par : (1) la grande épaisseur des dépôts triasiques (environ 1200 m épaisseur cumulée) dont la plus grande partie revient au Campilien et à l'Anisien; (2) le caractère en partie détritique du Campilien; (3) le faciès surtout finement granulaire des calcaires anisiens; (4) le développement très réduit des dolomies; (5) le volume important des roches éruptives; (6) le développement spectaculaire du faciès récifal dans l'intervalle du Norien.

## II. La zone des calcaires marmoréens massifs et des calcaires noirs en bancs

**S e i s i e n** — grès et conglomérats quartzitiques jaunâtres, ayant jusqu'à 20 m d'épaisseur; les klippes du synclinal de Rarău semblent provenir en majorité de cette zone.

**C a m p i l i e n** — a) dolomies (Maramureș; certaines klippes du synclinal de Rarău; b) calcaires blancs saccharoïdes, en alternance avec des calcaires en plaquettes à revêtement argileux micacé (Iacobeni); au moins 12 m d'épaisseur.



**A n i s i e n** — calcaires marmoréens massifs à teintes claires et accidents dolomitiques, dolomies et calcaires noirs en bancs (Iacobeni, Maramureş, klippes dans le synclinal de Rarău) ; jusqu'à 100 m d'épaisseur.

**L a d i n i e n** et **C a r n i e n** — a) calcaires marmoréens à *Aviculopecten aff. wissmanni* et *Worthenia tornquisti* (Maramureş soviétique) ; b) probablement de la même zone proviennent des calcaires en plaquettes à accidents siliceux et Daonelles du groupe de *D. tyrolensis*, surmontés de calcaires gris massifs, à Halobies (gr. de *H. styriaca*) et à faune récifale ou des calcaires lités sombres à accidents siliceux et à *Halobia styriaca*, *Retzia schwageri*, Ammonites, Coraux (klippe de Piatra Zimbrului dans le synclinal de Rarău) ; au moins 80 m d'épaisseur.

**N o r i e n** — a) probablement calcaires gris à noirâtres en dalles, avec intercalations de schistes micacés (Maramureş) ; b) probablement aussi calcaires marneux et sableux, marnocalcaires et schistes marneux bleuâtres ou sombres à *Monotis salinaria* et *Spongiomorpha* (klippes de la crête de Hăghiniş dans le synclinal de Rarău) ; au moins 6 m d'épaisseur.

**R é t h i e n** — inconnu.

Cette zone est caractérisée par : 1) l'épaisseur relativement réduite du Trias en ensemble, ses dépôts carbonatés ayant 150—250 m d'épaisseur ; (2) le développement prédominant des calcaires massifs ou en banes dans l'intervalle du Trias moyen ; (3) la présence des calcaires en plaquettes et en dalles dans l'intervalle du Trias supérieur.

### III. Zone des dolomies campiliennes et anisiennes massives

**S e i s i e n** — dépôts détritiques, jaunâtres ou rouge violacé ; jusqu'à 50 m d'épaisseur

**C a m p i l i e n** — dolomies massives, localement calcaires ou dolomies en plaquettes à *Myophoria costata* ; jusqu'à 20 m d'épaisseur ;

**A n i s i e n** — dolomies massives localement calcaires gris et rouges, subnoduleux, à accidents siliceux (Massif Cristallin de Gîrbova dans les Monts Perşani) ; 30—200 m d'épaisseur ;

**L a d i n i e n** — a) calcaires marmoréens à Dasycladacées ; jusqu'à 50 m d'épaisseur ; b) jaspes et schistes argileux ou siltiques rouges (synclinal de Rarău) ; jusqu'à 20 m d'épaisseur ; c) probablement aussi calcaires rouges du type Hallstatt (à *Trachyceras* et *Protrachyceras*, dans le synclinal de Rarău) associés à des grès rouges à Daonelles dans le synclinal de Hăghimas ; quelques mètres d'épaisseur.



**C a r n i e n - a)** calcaires gris en dalles, à accidents siliceux et à Halobies (gr. de *H. stylifera* et gr. de *H. rugosa*) sur la bordure du Massif de Gîrbova ; au moins 4 m d'épaisseur ; b) probablement aussi calcaires rouges à *Jovites dacus* (synclinal de Hăghimaș), à *Trachysaginates* et *Joannites* dans de petites klippes du synclinal de Rarău ; quelques mètres d'épaisseur ; c) calcaires blancs massifs, au-dessus des jaspes de la partie méridionale du synclinal de Rarău.

**N o r i e n** — a) calcaires gris à *Placites* (synclinal de Hăghimaș) ; b) probablement aussi calcaires rouges à *Halorella* et *Monotis* (blocs dans le synclinal de Rarău) et c) calcaires blancs à *Placites*, Lamellibranches, Gastéropodes et Brachiopodes (blocs dans le synclinal de Rarău).

**R é t h i e n** — probablement de la même zone proviennent des calcaires gris, jaunâtres et noirs à Coraux, *Rhaetina gregaria*, *Lopha haidingeriana* (blocs dans le synclinal de Rarău).

Les principales caractéristiques de cette zone sont : (1) l'épaisseur relativement réduite des dépôts triasiques (jusqu'à 250 m) et la forte condensation du Trias supérieur ; (2) la présence de discontinuités locales dans la succession des dépôts triasiques ; (3) le développement prédominant des dolomies dans l'intervalle du Campilien — Anisien ; (4) le développement des calcaires marmoréens à *Dasycladaceae* dans l'intervalle du Ladinien ;

#### **IV. Zone externe à calcaires campiliens en plaquettes et à calcaires anisiens du type „Guttenstein“ (environs de Brașov)**

**S e i s i e n** (probablement aussi **P e r m i e n**) — dépôts détritiques, en partie rouges et violacés ; jusqu'à 500 m d'épaisseur.

**C a m p i l i e n** — calcaires en plaquettes et schistes argileux (Codlea-Vulcan, olistolithe dans le Massif des Bucegi) ; jusqu'à 50 m d'épaisseur.

**A n i s i e n** — calcaires en plaquettes, dalles ou gros bancs et schistes marneux bitumineux ; plus de 500 m d'épaisseur.

**L a d i n i e n** — calcaires récifaux massifs, gris blanc ; 80 m d'épaisseur visible.

La dorsale dolomitique — premier élément embriotectonique à relief positif, ébauché sur le territoire est-carpatique au cours du cycle alpin — correspond aux zones II et III. Elle est flanquée par deux sillons (zones I et IV) à forte subsidence dans l'intervalle du Campilien — Anisien.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Esquisse paléogéographique des Carpates Orientales pour l'intervalle Campilien—Anisien.

Faciès : 1, calcaires lités en plaquettes, dalles et bancs ; 2, calcaires massifs et dolomies ; 3, dolomies massives ; 4, affleurements actuels de roches triasiques ; 5, limite des massifs cristallins.

### Planche II

Colonnes stratigraphiques du Trias des Carpates Orientales.

1, diabases, gabbros, porphyres ; 2, jaspes et calcaires à accidents siliceux ; 3, dolomies massives ; 4, calcaires marmoréens massifs ; 5, calcaires noduleux 6, calcaires noirs en bancs ; 7, calcaires en plaquettes ; 8, schistes argileux ; 9, schistes gréso-argileux et siltites ; 10, grès ; 11, conglomérats ; 12, brèches ; 13, schistes cristallins.



STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRATIGRAFIEI  
ȘI STRUCTURII GEOLOGICE A MASIVULUI PIATRA CRAIULUI<sup>1)</sup>  
DE  
ILEANA POPESCU<sup>2)</sup>

**Abstract**

Contributions to the Knowledge of the Stratigraphy and Geological Structure of the Piatra Craiului Massif. The basement of the studied region is made up of Leaota type crystalline schists of the Iezer-Păpușa Massif. The sedimentary mantle includes deposits of the Upper and Middle Jurassic, Lower Cretaceous (Hauterivian, Barremian, Upper Aptian) and Upper Cretaceous (Vraconian — Cenomanian). The structure of the Piatra Craiului Massif is interpreted as an effect of two orogenetic phases : an Antevraconian and a Postpaleogene.

**Introducere**

Masivul Piatra Craiului se prezintă ca parte constitutivă a unității structurale cunoscută sub numele de culoarul Dîmbovicioarei și care prezintă zona cea mai internă a Carpaților orientali, fiind situată la hotarul cu Carpații meridionali. Sectorul din culoarul Dîmbovicioarei, la care se referă nota de față este delimitat la W de versantul occidental al Pietrei Craiului, la N de rîul Bîrsa, la E de pîriul Turcului, iar la S de paralela localității Dîmbovicioara.

Elementul morfologic dominant îl constituie creasta Piatra Craiului, cu direcția N—S, alcătuită din calcare neojurasice ; versantul vestic al acestei creste formează un abrupt de cîteva sute de metri, accesibil doar pe cîteva trasee și anume : Valea lui Ivan, la Umeri, la Lanțuri, Padina Popii, Crăpătura. Din vîrful „La Om” (2240 m), creasta principală a masivului se arcuște ușor spre NE pînă la Turn (1923 m), iar de aici își schimbă brusc direcția spre SE, formînd creasta Piatra Craiului Mică (1816 m) și

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 27.IV.1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, șos. Kiseleff Nr. 55, București.



totodată peretele nordic al masivului. Acest arc muntos îmbrățișează depresiunea Curmătura-Funduri, umplută cu depozite vracono-cenomaniene și delimitată la E de un alt aliniament de calcare neojurasice : Colțul Spărturilor (1475 m), Colțul Coziei (1504 m), dealul Coziei (1546 m), muntele Velicanul (1536 m), Silha lui Căiță (1386 m). La E de calcarele acestei creste secundare, care corespunde cu flancul oriental al sinclinalului Piatra Craiului, se dezvoltă platforma Branului, cu altitudini cuprinse între 1000 și 1200 m. La N platforma Branului este mărginită de muntele Măgura Mică (1375 m), al cărui abrupt nordic, sau pragul Branului, domină depresiunea Bîrsei.

Rețeaua hidrografică a acestui teritoriu este tributară râurilor Dîmbovița și Bîrsa, muntele Tămașu constituind culmea despărțitoare dintre cele două bazine hidrografice.

La S de muntele Tămașu, rîul Dîmbovița colectează apele tuturor pîraelor ce izvorăsc de sub Piatra Craiului (pîriul Dragoslăvenilor, valea lui Ivan, Valea Largă, pîriul Berila). În aval de Sătic traversează un rînd de chei (Cheile superioare ale Dîmboviței) tăiate în calcare neojurasice, primind apoi pe stînga apele pîriului Dîmbovicioara. Aceasta din urmă își adună apele în partea sudică a depresiunii Curmătura-Funduri. Pîriul Dîmbovicioara ia naștere prin unirea a două pîraie : Valea cu Apă și valea Saca Pietrelor, în punctul numit Brusturet, de unde, sub numele de pîriul Brusturetelui, străbate o creastă calcaroasă formînd chei spectaculare pe o distanță de 500 m, pînă la Gilgoae. Aici, datorită unui izbuc, își mărește debitul considerabil și își continuă cursul sub numele de pîriul Dîmbovicioara. Mai departe străbate o depresiune sculptată în gresii vracono-cenomaniene, unde primește pe dreapta apele Văii Muerii I și Pîriul Popii, traversează un alt rînd de chei în amont de satul Dîmbovicioara, primește apoi pe stînga pîriul Izvorului (confluent cu valea Muerii II) și Pîriul Zambilei, pătrunde în alt rînd de chei mai largi, la ieșirea căror confluează cu rîul Dîmbovița.

Rîul Bîrsa colectează apele tuturor pîraelor de pe versantul vestic al Pietrei Craiului, iar prin pîriul Gura Rîului și pîriul Turcului, își adună apele din partea de nord a depresiunii Curmătura și platforma Branului. Pîriul Gura Rîului primește o serie de afluenți, care izvorăsc din interiorul arcului muntos (pîriul Curmăturii, pîriul Martoiului, pîriul Cheei, pîriul Prăpastiei) ; traversează în calcarele flancului estic al Pietrei Craiului chei lungi de 2 km, se îndreaptă apoi spre N, urmîndu-și cursul în chei adînc săpate în creasta Piatra Craiului Mică, traversează extremitatea sudică a depresiunii Bîrsei pentru a se vîrsa în cele din urmă în rîul Bîrsa, la Zărnești.



Pîrîul Turcului se formează prin unirea a trei izvoare dintr-un masiv calcaros, la E de satul Ciocanu, de unde se îndreaptă spre NE, colectînd o serie de afluenți importanți pe stînga : pîrîul Coacăzei, pîrîul Carboșeștilor, pîrîul lui Nene, pîrîul Măgurii, pîrîul Nera. La Moeciu de Jos confluează cu pîrîul Grădiștei, iar la Bran cu pîrîul Șimonului și pîrîul Poarta, după care traversează depresiunea Bîrsei pînă la Tohanul Vechi, unde se varsă în rîul Bîrsa.

Regiunea studiată este cuprinsă în două hărți geologice de sinteză : harta munților Brașovului, scara 1 : 100.000, întocmită de E. J e k e l i u s (1938) și harta regiunii Piatra Craiului—Bucegi, ridicată de N. O n c e s c u (1943). În partea de nord a acestei regiuni, E. J e k e l i u s pune în evidență existența Doggerului și a Malmului inferior și mediu. Același autor consideră conglomeratele din sinclinalul Piatra Craiului drept conglomerate de Bucegi, regresive, de vîrstă aptian-albiană și atribuie conglomeratele de pe platforma Branului Turonian—Senonianului.

În lucrarea sa, N. O n c e s c u , trecînd în revistă toate observațiile geologice existente la acea dată asupra regiunii Piatra Craiului—Bucegi și bazat pe observațiile proprii, ajunge la concluzia că între Tithonicul și Neocomianul din culoarul Dîmbovicioarei există continuitate de sedimentare și că depozitele detritice situate în acoperișul Neocomianului aparțin exclusiv Cenomanianului (inclusiv Vraconianul) fiind totodată sincrone cu conglomeratele de Bucegi, din masivul Bucegi.

Ulterior, G. M u r g e a n u și D. P a t r u l i u s (1957) precizează vîrsta albiană a conglomeratelor de Bucegi, care stau pe flișul cu faună gargasiană din valea Prahovei și suportă depozite vracono-cenomaniene, discordante în valea Dîmboviței și depresiunea Rîșnov—Timiș.

D. P a t r u l i u s (1963) executînd cercetări de detaliu în sectorul Podu Dîmbovița—Dealul Sasului, aduce următoarele precizuni : poziția transgresivă a Neocomianului pe Malm ; lipsa Berriasianului și cel puțin a unei părți a Valanginianului ; prezența unui nivel reper în baza gresiilor vraconiene, constituit din brecii calcaroase.

Cercetările pe care le-am întreprins în culoarul Dîmbovicioarei, au început în 1961 și s-au continuat în 1962 și 1963. Acestea au fost efectuate sub îndrumarea lui D. P a t r u l i u s , căruia țin să-i mulțumesc cu această ocazie pentru sprijinul acordat.

### Stratigrafia

Fundamentul masivului Piatra Craiului este constituit din șisturile cristaline care aflorează atît pe versantul său occidental (Cristalinul



din Iezer-Păpușa), cît și în mai multe locuri pe teritoriul platformei Branului.

În urma unor cercetări recente, N. Gherasi<sup>1)</sup> consideră că șisturile cristaline de pe versantul vestic al Pietrei Craiului sunt alcătuite din două serii: seria de Cumpăna, constituind termenul cel mai profund (paragnaise și micașisturi, cu intercalații de amfibolite și gnais migmatice) și seria de Leaota (șisturi muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albite).

În cadrul platformei Branului, o primă ivire de șisturi cristaline se găsește lângă N de localitatea Șirnea, pe pîrîul Coacăzei, unde rocile metamorfice sunt acoperite de depozite mediojurasicice sau direct de depozite detritice cretacice. Pe pîrîul Turcului, aval de confluența cu pîrîul Coacăzei, șisturile cristaline aflorează pe 500 m lungime de sub depozite jurasicice. Ambele iviri au fost figurate pe harta, scara 1 : 100.000, întocmită de E. Jekelius (1938).

În afară de acestea, semnalăm o nouă ivire de șisturi cristaline pe pîrîul Izvorului, în amont de confluența cu valea Muierii II. Aici, pe o distanță de 200 m, aflorează în versanți șisturi cristaline din seria Leaota (șisturi muscovito-cloritice), suportînd depozite ale Jurasicului mediu și superior.

*Dogger.* Primul termen al cuverturii sedimentare este reprezentat de depozitele detritice și calcaroase aparținînd Jurasicului mediu. Acestea aflorează pe versantul vestic al masivului Piatra Craiului și în jurul ivirilor de șisturi cristaline din platforma Branului.

Cea mai sudică apariție de Dogger o semnalăm pe rîul Dîmbovița, în amont de cheile sale superioare, unde depozitele medio-jurasicice au fost descoperite cu prilejul amenajării unui drum forestier. Aici în malul drept, pe un interval de 150 m, apar calcare grezoase cenușii, dure, în bancuri avînd mai puțin de 1 m grosime, calcare marnoase și marne cenușii-verzui. Din versant vin și blocuri de gresii microconglomeratice cu elemente de cuart bine rulate. Peste aceste depozite urmează calcare albe, masive.

Pe versantul vestic, depozitele Jurasicului mediu se urmăresc discontinuu din pîrîul Berila pînă în pîrîul Crăpăturii, fiind în bună parte acoperite de grohotișuri de calcare jurasicice. Se disting următorii termeni:

1. microconglomerate cu elemente de cuart, bine rulate și șisturi cristaline angulare, într-un banc de 2–2,5 m grosime, stînd pe șisturile cristaline;
2. alternanță de gresii calcaroase cenușii-negocioase, cu alterație gălbuiie,

<sup>1)</sup> N. Gherasi – Masivul cristalin al Leaotei (partea de nord între Moeciu și valea Ghimbavului). Raport. (1962). Arh. Inst. Geol.



uneori cu resturi de plante incarbonizate (primul affluent pe dreapta al pîriului Bîrsa Tămașului, aval de confluența cu pîrul Bîrsa Spîrlei) și de calcare nisipoase cenușii-albăstrui în spărtură proaspătă și galben-roșcate pe suprafețele de alterație (20–40 m grosime). În acest pachet, pe pîrul Bîrsa Tămașului se găsesc lamelibranchiate de talie mare, prost conservate; 3. calcar marnoase și nisipoase cenușii, cu tentă de alterație olive, cu intercalății subordonate de gresii cenușii-dure. În această serie s-a întîlnit frecvent *Posidonia buchi* R o e m e r și fragmente de amoniți (Perisphinctide) (40–60 m grosime).

Pe versantul nordic al masivului Piatra Craiului, prezența Doggerului este marcată printr-un grus bogat de cuarț rulat și fragmente de șisturi cristaline alterate din microconglomeratul bazal și de calcar marnoase, fin nisipoase, cenușii în spărtură proaspătă și gălbui-roșcate pe suprafețe de alterație. La E de pîrul Crăpăturii, grusul de cuarț rulat și fragmentele de șisturi cristaline alterate se pot urmări pe încă 1 km, după care tot terenul este acoperit de grohotișuri de calcar tithonice. Mai departe spre E, Doggerul reapare pe o suprafață mică în Dealul Mic, unde se întâlnesc gresii conglomeratice și gresii calcaroase gălbui, cu fragmente de lamelibranchiate nedeterminabile, peste care stau jaspuri roșii.

Pe platforma Branului, depozitele jurasice medii se dezvoltă în jurul ivirilor de șisturi cristaline. Pe pîrul Coacăzei (la N de satul Șirnea) Doggerul apare de sub conglomeratele vracono-cenomaniene în versantul stîng și de sub calcar roșii cu jaspuri în versantul drept și este reprezentat prin calcar nisipoase, calcarenite cenușii-albăstrui și gresii calcaroase cu grăunți de cuarț, care dau un grus caracteristic. Acest pachet are o grosime în jur de 50 m.

Pe pîrul Turcului, Doggerul este constituit din calcar microdetritice, nisipoase, cenușii-albăstrui în spărtură proaspătă și brune-violacee pe suprafețele de alterație și gresii calcaroase cenușii cu grăunți de cuarț rulat, ca și pe pîrul Coacăzei.

Prezența Doggerului, care îmbracă ivirea de șisturi cristaline de pe pîrul Izvorului, este pusă în evidență de cîteva blocuri de gresii calcaroase, gălbui, peste care stau calcare albe, masive.

Asupra vîrstei acestor depozite, conchidem că și antecercetătorii (E. J e k e l i u s , 1938; N. O n c e s c u , 1943) că reprezintă intervalul Bajocian – Callovian inferior, partea lui superioară fiind dezvoltată, pe versantul vestic al Pietrei Craiului, în faciesul stratelor cu *Posidonia buchi*.

*Callovian mediu și superior—Oxfordian.* Pe versantul vestic al Pietrei Craiului, deasupra depozitelor jurasice medii, succesiunea cuprinde următorii termeni :

1. calcare marnoase cenușii-verzui, cu accidente silicioase negricioase și cu intercalații de marne verzui, 10 m grosime ;
2. calcare marnoase și grezoase dure, cenușii-verzui, cu benzi vișinii, în strate de 5–10 cm, cu spărtură paralelipipedică, 10 m grosime ;
3. calcare marnoase roșii cu radiolari, cu benzi de jasp roșu și cu intercalații de marne roșii, foioase, cu diaclaze umplute cu calcit, 10 m grosime ;
4. calcarenite cenușii-albicioase, cu noduli silicioși bruni, 1 m ;
5. calcare albe massive, formînd abruptul Pietrei Craiului.

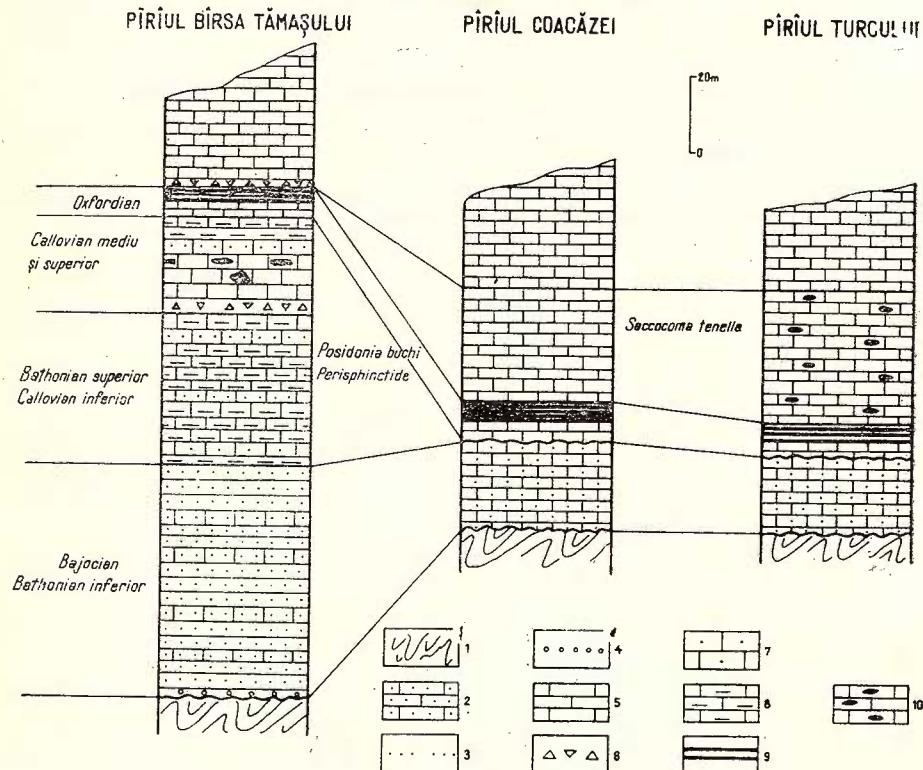


Fig. 1. — Coloane stratigrafice ale Jurasicului din masivul Piatra Craiului.

1, sisturi cristaline ; 2, gresii calcaroase ; 3, gresii 4, microconglomérat ; 5, calcare ; 6, calcarenite ; 7, calcare nisipoase ; 8, calcare marnoase ; 9, jaspuri ; 10, calcare cu accidente silicioase.

Colonnes stratigraphiques du Jurassique du massif de Piatra Craiului.  
1, schistes cristallins ; 2, grès calcaires ; 3, grès ; 4, microconglomérats ; 5, calcaires ; 6, calcarénites ;

7, calcaires sableux ; 8, calcaires marneux ; 9, jaspes ; 10, calcaires à accidents siliceux.

Pe versantul vestic al masivului Bucegi, în depozite similare, E. Jekeliuș (1916) și D. Patruliș (1957) au găsit faune care demonstrează vîrstă calloviană medie și superioară a primilor doi termeni și oxfordiană pentru stratele cu jaspuri roșii și care suportă local „stratele cu *achanticum*” kimmeridgiene.

Pe versantul vestic al Pietrei Craiului, depozitele Callovianului mediu-superior și Oxfordianului se urmăresc începînd din pîriul Berila spre N, pînă în pîriul Crăpăturii, unde sunt acoperite de grohotișuri de calcare tithonice. Calcare roșii și jaspuri roșii se mai întîlnesc în Dealul Mic.

Pe platforma Branului, peste grezo-calcarale Doggerului din versantul drept al pîriului Coacăzei se întîlnesc calcare roșii cu Radiolari și jaspuri roșii, care suportă calcare roșii în strate de 10–15 cm, cu accidente silicioase. Pe pîriul Turcului, Oxfordianul este reprezentat prin calcare roșii cu intercalății de jaspuri roșii, avînd cîțiva centimetri grosime.

Se constată că în succesiunea stratigrafică a depozitelor jurasice de pe platforma Branului lipsesc corespondente ale stratelor cu *Posidonia buchi* și ale calcarelor marnoase cenușii-verzui cu accidente silicioase de sub jaspurile roșii. O lacună similară, corespunzătoare intervalului Bathonian superior – Callovian, a fost de asemenei pusă în evidență pe versantul estic al culoarului Dîmbovicioara<sup>1)</sup> și local în partea de W a masivului Bucegi (D. Patruliș, 1960).

*Malm mediu și superior.* Depozitele Malmului mediu și superior, reprezentate printr-o stivă groasă de calcare, ocupă suprafețe mari în cadrul regiunii studiate, constituind întotdeauna elemente morfologice proeminente. În baza stivei de calcare, N. Oncescu (1943) admite prezența Kimmeridgianului, reprezentat prin calcare roșii noduloase, ocupînd aceeași poziție stratigrafică ca și „stratele cu *achanticum*” semnalate pe versantul de W al masivului Bucegi, de către E. Jekeliuș (1915).

Pe flancul de E al culoarului Dîmbovicioara, depozite aparținînd probabil Kimmeridgianului au fost semnalate de D. Patruliș<sup>1)</sup>.

Pe platforma Branului, prezența Kimmeridgianului a fost confirmată și prin studiul unor secțiuni subțiri din calcarele situate deasupra jaspurilor roșii, pe pîriul Coacăzei. Aici, Kimmeridgianul este reprezentat prin calcare gălbui și roz, în strate de 10–20 cm, cu diaclaze fine umplute cu

<sup>1)</sup> D. Patruliș, Illeana Dimitriu – Terenurile mezozoice și neozoice din culoarul Dîmbovicioara între Rucăr și Bran. Raport (1962). Arh. Inst. Geol.

calcit și uneori cu noduli silicioși brun-gălbui, constituind un pachet de 100—150 m grosime, care ocupă o depresiune cu doline, la poalele versantului estic al dealului Coziei. În ce privește microfaciesul se disting următoarele tipuri ale acestor roci: calcare microcristaline, calcare pseudoolitice, calcare microdetritice (calcarenite) cu matricea larg cristalizată, fragmente de moluște, rare entroce și microradiole, rare Saccocomide (*Saccocoma tenella* Q u e n s t e d t), *Nodophthalmidium jurassicum* C a r o z i, ? *Thaumatoporella vesiculosa* R e n z. Prezența Saccocomidelor justifică atribuirea acestor calcar la Kimmeridgian.

Depozite similare se găsesc pe pîrîul Turcului, unde deasupra calcarelor și jaspurilor roșii se dispune o serie de calcare brecioase gălbui și roșcate, cu rari noduli silicioși (30 m grosime) și calcare roșii și cenușii în strate de 10 cm, cu concrețiuni silicioase brune și gălbui la partea superioară.

Tithonicul este reprezentat de cea mai mare parte a masei de calcare, ce constituie Piatra Craiului. Este vorba de calcare masive, în parte recifale, de calcare în bancuri sau în lespezi de 10 cm grosime, albe, cenușii, conținînd rare exemplare de moluște cu testul puternic diagenizat. Următoarele tipuri de microfacies au fost identificate: (1) calcare grunjoase pînă la pseudoolitice; mai rar (2) calcare fin granular și (3) calcarenite. În calcarenite abundă fragmentele de organisme constructoare puternic diagenizate și se găsesc și rare foraminifere (Miliolidae), iar calcarele fin granulare din pîrîul Crăpăturii conțin exemplare de *Clypeina jurassica* F a v r e. De remarcat și prezența unor rare granule angulare de cuarț și lipsa foraminiferelor sau a Calpionellidelor în calcarele fin granulare cu *Clypeina*.

Grosimea calcarelor tithonice variază între 300 m în Pietricia și 1200 m la N de vîrful „La Om” pe versantul vestic. Pe versantul estic atinge 550 m.

*Hauterivian — Aptian superior*. Mult timp s-a considerat, conform lucrărilor lui V. P o p o v i c i-H a ț e g (1897) și N. O n c e s c u (1943), că între Tithonicul și Neocomianul din culoarul Dîmbovicioara există continuitate de sedimentare. În urma mai multor observații, D. P a t r u l i u s (1953, 1957) a arătat că în partea sudică a Carpaților orientali sfîrșitul Malmului este marcat de o mișcare de ridicare, urmată de o transgresiune aproape generală a Cretacicului inferior, concluzie ce a fost verificată și în culoarul Dîmbovicioara (1963) unde a stabilit următoarea succesiune a depozitelor eocretaceice:

1. Orizontul bazal de calcare glauconitice cu faună pentru Hauterivianul inferior (stratele cu *Olcostephanus*) din împrejurimile Brașovului.
2. Calcare sublitografice și calcare microdetritice;



3. Orizont de calcare marnoase cu noduli silicioși (stratele cu *Crioceratites* și *Lyticoceras*) — Hauerivian superior.

4. Marne cu cefalopode aparținând Barremianului (stratele cu *Barremites* și stratele cu *Imerites* și *Heteroceras*) și Bedoulianului (stratele cu *Deshayesites*, *Procheoloniceras* și *Orbitoline*).

În partea de S a masivului Piatra Craiului, depozite marnoase și calcaroase eocretacice, similare celor care apar pe pîrîul Dimbovicioarei la Gilgoae în ambii versanți și pe pîrîul Muierii II (N. Oncescu 1943), au mai fost identificate pe flancul de W al sinclinalului Piatra Craiului, între Pietricica și muntele Funduri și pe o suprafață restrînsă pe pîrîul Saca Pietrelor. În acest sector, Hauerivianul cuprinde în bază același orizont de calcare noduloase roșcate și gălbui, cu glauconit (1,65 m — 30 cm grosime). Urmează calcare sublitografice, gălbui (15 m), calcare submarnoase cu noduli silicioși și marne calcaroase cu glauconit fin diseminat (30 m). Barremianul aflorează numai pe flancul estic al sinclinalului, în ambii versanți ai pîrîului Dimbovicioarei, la Gilgoae, reprezentat prin marne cu cefalopode, de culoare cenușie și care cuprind uneori intercalații de calcare recifale sub formă de lentile izolate. Grosimea depozitelor barremiene, care sănt acoperite discordant de conglomeratele vracono-cenomaniene, nu depășește 20 m.

Nu am regăsit depozitele neocomiene figurate de E. Jekelius (1938) pe harta scara 1 : 100.000, în partea de N a sinclinalului Piatra Craiului. Este vorba, probabil, de aflorimente de dimensiuni mici, care au putut fi acoperite de grohotișuri.

După Bedoulian, ale cărui depozite ocupă un teritoriu restrîns în Valea Muierii de Dimbovicioara, întreaga regiune este exondată, datorită mișcărilor mezocretacice precoce și supuse unei intense eroziuni. Sedimentarea este reluată cu depozite detritice, reprezentate prin gresii, conglomerate și brecii.

O apariție interesantă a acestor depozite o semnalăm pe pîrîul Gura Rîului, unde peste calcarele tithonice se dispun conglomerate cu elemente constituuite exclusiv din calcare bine rotunjite, cu diametru de 1—2 cm, pînă la 50 cm, de culoare albă, gălbui, cenușie sau roz, prinse într-o matrice calcarenitică, din care se desprind ușor. Foarte rar se întîlnesc elemente de silicolite cenușii-negocioase. În Podul Comenzii între conglomerate și calcarele tithonice se interpun gresii calcaroase, gălbui, cu elemente diseminate de calcare.

E. Jekelius (1938) a înglobat aceste conglomerate la calcarele tithonice, figurîndu-le ca atare pe harta scara 1 : 100.000.



Studiul elementelor calcaroase din conglomeratele de la Gura Rîului au arătat că acestea pot fi atribuite următoarelor tipuri faciale : calcare fin pseudoolitice, cu rare foraminifere și resturi scheletice de echinoderme (microfacies cunoscut din Kimmeridgian) ; calcarenite cu rare foraminifere, cu microradiole, entroce și resturi scheletice de echinoderme, cu fragmente de alge codiacee (*Cayeuxia*), precum și calcare construite cu *Bačinella irregularis* Radocič, *Lithocodium aggregatum* Elliott (microfaciesuri cunoscute din Tithonicul de tipul Stramberg) ; calcare fin granulară cu *Tintinnopsis carpathica* Murg. et Fil., *Calpionella alpina* Lorenz, *Stenosemellopsis hispanica* Colom, *Calpionellopsis thalmanni* Colom, C. sp. aff. *C. simplex* Colom, *Calpionellites neocomiensis* Colom, *Crassicolaria parvula* Remane (Berriasian) ; calcare de tip algolitic și calcarenite, cu fragmente de calcar fin granular cu *Tintinnopsis carpathica* Murg. et Fil., cu foraminifere relativ abundente și cu relativ frecvente exemplare de *Polygonella* (microfacies cunoscut din urgonian).

Blocuri din asemenea conglomerate se găsesc în masa conglomeratelor albiene din masivul Bucegi, unde matricea calcarenitică a acestor roci conține și Orbitoline<sup>1)</sup>. Faptul că rocile menționate se găsesc remaniate în conglomeratele de Bucegi, demonstrează că ele sunt mai vechi decât Albianul, iar prezența orbitolinelor pledează pentru vîrstă lor apțiană. Pe de altă parte în Bedoulianul din culoarul Dîmbovicioarei nu sunt cunoscute asemenea depozite. Având în vedere și faptul că în aceste conglomerate se găsesc fragmente de calcare urgoniene este foarte probabil că ele aparțin Apțianului superior, a cărui mare a invadat partea de N a culoarului Dîmbovicioara. În timpul Albianului conglomeratele calcaroase de tipul Gura Rîului au constituit o sursă de material pentru conglomeratele poligenice ce se acumulau pe versanții de N și E ai masivului cristalin al Leaotei — conglomeratele de Bucegi medii și superioare.

*Vraconian—Cenomanian.* Majoritatea depozitelor detritice din culoarul Dîmbovicioarei aparțin Vraconian — Cenomanianului. Vîrstă acestor depozite este precizată de fauna de la Podu Cheii, descoperită de Toulă (1896) și determinată de I. Simionescu (1897) și de V. Popovici-Hateg (1898) care o atribuie Vraconianului. La aceasta se adaugă și o altă faună, descoperită de D. Patruliș<sup>2)</sup> pe versantul nordic al muntelui Ghimbavu și a cărei asociație indică tot Vraconianul. Ambele faune sunt cantonate în depozite grezoase cu intercalări lenticulare

<sup>1)</sup> D. Patruliș — comunicare verbală.

<sup>2)</sup> D. Patruliș, Ileana Dimitriu, op. cit. p. 163.



de conglomerate, care spre N devin predominante. În afara de rocile menționate sînt de semnalat brecii calcaroase situate în bază sau aproape de baza Vraconianului.

În partea de S a culoarului Dîmbovicioarei depozitele detritice ale Vraconianului suportă marne cu microfaună cenomaniană, care spre N nu se mai întîlnesc. Considerăm, însă, că o parte din stiva groasă de conglomerate din partea de N a culoarului Dîmbovicioarei reprezintă Cenomanianul.

În descrierea depozitelor vracono-cenomaniene vom considera două sectoare : sinclinalul Piatra Craiului și platforma Branului.

În sinclinalul Piatra Craiului, conglomeratele vracono-cenomaniene, care îneacă un relief de calcare neocomiene și tithonice, însumează o grosime de 600 m. În cadrul lor se pot recunoaște două pachete : un pachet inferior de conglomerate cu elemente predominant calcaroase și un pachet superior de conglomerate cu elemente de șisturi cristaline și ciment grezoargilos. O delimitare între aceste două pachete nu se poate face, deoarece ele se substituie parțial în direcție.

Pachetul inferior este constituit din conglomerate cu elemente calcaroase : calcare nisipoase cenușii-olive (Dogger), calcare roz, albe cenușii (Malm), calcare cenușii (Neocomian) și elemente din șisturi cristaline într-un procent redus, toate prinse într-o matrice grezo-calcaroasă de culoare deschisă. Dimensiunile elementelor sunt variabile : cele calcaroase, bine rulate, au diametrul de la 1 cm la 20–30 cm (cel mai frecvent), dar în aceleași depozite se întîlnesc olistolite avînd cîțiva zeci de metri diametru, de calcare mediojurasice și tithonice. Un asemenea olistolit constituie din calcare mediojurasice, de culoare olive, marnoase și puțin nisipoase, de tipul stratelor cu *Posidonia* și conținînd Perisphinctide, a fost observat pe Pîriul Popii. În acelaș nivel de conglomerate calcaroase se găsesc intercalate și brecii, constituite din fragmente de calcare intim sudate, încît uneori aceste roci îmbracă aspectul unui calcar compact în care, anevoie, se mai recunosc încă rare fragmente angulare de șisturi cristaline. Grosimea breciilor variază de la 0,50 m pînă la cîțiva zeci de metri. Bancurile mai puternice conțin, sub formă de olistolite, blocuri foarte mari de calcare tithonice, care uneori se prezintă și ca stînci izolate.

Conglomeratele calcaroase sunt foarte bine dezvoltate pe flancul de W al sinclinalului Piatra Craiului, unde constituie bancuri groase. Fiind puternic cimentate prin matricea lor grezo-calcaroasă, aceste roci dau forme abrupte de relief, ca și calcarele tithonice.

Pe flancul de E, conglomeratele calcaroase sunt mai slab reprezentate, ele fiind în parte înlocuite prin conglomerate cu elemente de șisturi cris-

taline și subordonat calcare. Aceste din urmă conglomerate alternează cu bancuri de microconglomerate și gresii friabile pînă la nisipuri cu dezvoltare lenticulară. Elementele sunt în general de dimensiuni mai reduse și prinse într-o matrice moale grezo-argiloasă, de culoare cenușie. Destul de rar se întâlnesc intercalații de nisipuri sau gresii friabile, fine sau grosiere, de culoare cenușie-olive. Întregul complex fiind slab consolidat este ușor îndepărtat de eroziune și suprafețele ocupate de aceste depozite corespund cu depresiuni (Depresiunea Curmătura—Funduri).

Pe platforma Branului, conglomeratele vracono-cenomaniene se dispun pe fundalul de șisturi cristaline, pe depozitele mediojurasicice sau pe calcarele tithonice..

În acest sector, Vraconian — Cenomanianul este reprezentat prin conglomerate, microconglomerate, gresii și brecii calcaroase. Conglomeratele sunt alcătuite din elemente medii de calcare și șisturi cristaline, prinse într-o matrice grezo-argiloasă, de culoare cenușie. Microconglomeratele conțin în abundență elemente bine rulate de cuarț și au o culoare galbuie. Gresiile de culoare cenușie-olive sunt slab consolidate. Asemenea roci au fost întâlnite la S de Măgura Mică.

Breciile calcaroase apar la diferite nivele în aceste depozite grezo-conglomeratice. Pe pîrîul Măgurii s-au putut urmări trei bancuri de brecie, cu grosimi de la 1 m pînă la 40 m ; bancurile mai groase conțin olistolite de calcare tithonice. În general, nivelele de brecie se dezvoltă lenticular.

Pe Muntele Măgura Mică, olistolitele de calcare tithonice și breciile calcaroase asociate au o dezvoltare spectaculoasă, ceea ce a determinat pe E. J e k e l i u s (1938) să considere toate aceste apariții calcaroase ca formînd o lamă de Tithonic, șariată spre N.

Într-o carieră, pe versantul nordic al muntelui Măgura Mică, sub cota 1361, se poate examina situația din figura 2.

Această secțiune demonstrează că masa calcarelor tithonice, care apare sub formă de klippă, este intercalată ca olistolit în suita conglomeratelor și breciilor. Caracterul în parte brecios al calcarelor a fost și motivul pentru care cariera a fost închisă, nefiind favorabilă exploatarii. Pe suprafața calcarelor aparent compacte, se observă adesea fragmente angulare de șisturi cristaline.

O situație similară se observă în versantul stîng al pîrîului Măgura, unde, peste conglomeratele ce aflorează în patul văii, se dispune un pachet de 30 m de calcare albe-gălbui și roz, aparent compacte, dar pe suprafață se observă fragmente de șisturi cristaline și cuarț ; urmează 20 m



conglomerate, apoi un nivel de brecie calcaroasă de 1 m grosime și din nou conglomerate.

În general se remarcă faptul că nivelele de brecie cu grosimi mici își păstrează continuitatea și pot fi urmărite pe distanțe mai mari, în timp ce breciile cu olistolite asociate, formînd pachete de grosime mai mare, se efilează repede pe direcție.

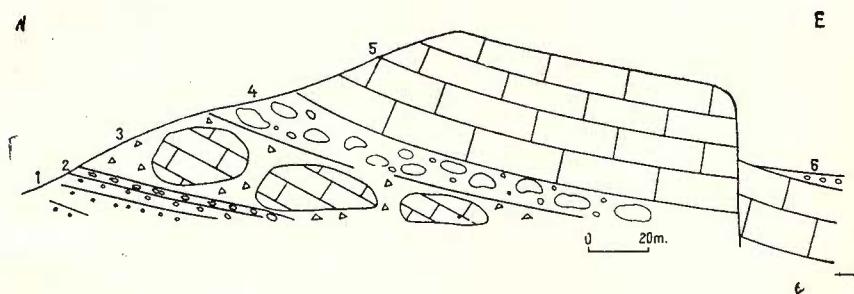


Fig. 2. — Secțiune geologică a carierei din versantul nordic al muntelui Măgura Mică.  
1, conglomerate înalte cu elemente de șisturi cristaline și matrice grezo-argiloasă; 2, conglomerate cu elemente calcaroase; 3, conglomerate cu blocuri mari de calcare (cu diametrul pînă la 10 m) și matrice brecioasă; 4, conglomerate cu elemente de calcare și șisturi cristaline; 5, calcare stratificate; 6, conglomerate.

Coupe géologique de la carrière du versant N de la montagne Măgura Mică.

1, conglomérats menus à schistes cristallins et ciment gréso-argileux; 2, conglomérats à éléments calcaires; 3, conglomérats à grands blocs de calcaires (jusqu'à 10 m de diamètre) et ciment brécheux; 4, conglomérats à éléments calcaires et schistes cristallins; 5, calcaires lités; 6, conglomérats.

*Eocen.* Formațiuni mai noi decît Vraconian — Cenomanianul se întîlnesc numai în teritoriul situat la N de muntele Măgura Mică. Aici, de sub cuvertura cuaternară, apar în mai multe locuri depozite de vîrstă eocenă, ce se înscriu într-un sinclinal larg, cu direcția NE—SW.

Pe pîrîul Turcului se întîlnește o alternanță de șisturi argiloase negri-cioase și gresii calcaroase, dure, cenușii. Peste această succesiune urmează un calcar grezos cenușiu, cu numuliți, care pe versantul estic al dealului Muscelului se dezvoltă sub forma unui banc de 10 m grosime. Din aceste calcar a fost determinată o faună de numuliți ypresieni<sup>1)</sup>. Peste acest calcar se dezvoltă nisipuri și gresii moi friabile, gălbui-ruginii, cînd sănt uscate și negri-cioase cînd sănt umede, cu lamele mari de muscovit, urme de plante incarbonizate și cu concrețiuni grezoase sub formă de trovanți.

Pe flancul de W al sinclinalului, nu am mai întîlnit bancul de calcar cu numuliți, Eocenul fiind reprezentat aici printr-o serie de gresii argiloase cenușiu-albăstrui, cu intercalării lenticulare de conglomerate și de

<sup>1)</sup> Eugenia Ghiață — Orizontarea Cretacicului și Paleogenului din regiunea Tohan. Rapoarte. 1956—1959. Arh. Inst. Geol.

gresii mai dure și mai rar de argile nisipoase cenușii. La partea superioară se dezvoltă nisipuri gălbui-ruginii, cu trovanți.

*Cuaternar.* Cea mai mare parte a sectorului de la N de muntele Măgura Mică este ocupată de depozite cuaternare, care se pot raporta la două tipuri : 1. argile nisipoase gălbui-roșcate și 2. nisipuri argiloase cu intercalății lenticulare de pietrișuri. Aceste depozite, atribuite Pleistocenului, formează între pîrîul Tohanița și pîrîul Cojocarului un relief slab ondulat. Pe dealul Muscelului se dezvoltă pietrișuri pleistocene, constituite din cuarț și șisturi cristaline.

Ca depozite cuaternare mai tinere semnalăm : grohotișuri (pe versantul de N și de W al Pietrei Craiului, pe versantul de N al muntelui Măgura Mică), deluvii (argile nisipoase cu pietrișuri) și terase (rîul Bîrsa, pîrîul Turcului).

### Tectonica

În descrierea elementelor structurale ale regiunii prezentate vom considera două sectoare : 1. masivul Piatra Craiului cu fundament de șisturi cristaline în poziție ridicată și cuvertura sedimentară alcătuită din depozite jurasice și cretacice și 2. o parte din compartimentul Codlea—Cristian (sectorul Zărnești—Bran) cu fundament de șisturi cristaline în poziție cloborâtă și cuvertura sedimentară cuprinzînd depozite triasice, jurasice, cretacice, paleogene și pleistocene.

În partea de W a primului sector, se dezvoltă, pe o lungime de 10 km, sinclinalul Piatra Craiului cu direcția N—S, cuprinzînd depozite jurasice și cretacice. Flancul vestic este constituit din creasta Piatra Craiului, iar flancul estic corespunde cu aliniamentul calcarelor din Gîlma Spărturilor—Velicanul. În ansamblu se prezintă ca un sinclinal asimetric, flancul estic avînd înclinări de  $30^{\circ}$ — $45^{\circ}$ , iar flancul vestic înclinări de  $70^{\circ}$ — $85^{\circ}$ , fiind uneori chiar deversat (creasta între vîrful La Om și Turn).

Sinclinalul Piatra Craiului este afectat de un sistem de fali transversale, cu direcția N—S pe periclinul nordic și aproximativ NW—SE pe flancurile lui. Din prima categorie remarcăm faliile de la Crăpătura care separă un compartiment ridicat la E (Piatra Craiului Mică) cu o grosime mare a calcarelor tithonice și o pătură subțire de conglomerate vracono-cenomaniene, străpunsă pe alocuri de relieful prevaraonian, și un compartiment căzut la SW cu depozite jurasice și vracono-cenomaniene cu o grosime mare, și cu înclinări pînă la verticală pe flancul vestic.

Dintre faliile cu direcție NW—SW este de menționat falia de la N de vîrful La Om, a cărei continuare în terenurile cristaline, pînă la Plaiul Foii,



a fost pusă în evidență de N. Gherasim<sup>1)</sup>. Acest fapt ne face să credem că cel puțin o parte din accidentele tectonice sunt comune funda-mentului și cuverturii.

Falia Bîrsa Tămașului traversează Piatra Craiului la S de vîrful La Om, străbate depresiunea de la Grindu și flancul estic al sinclinalului și limitează la N apariția de șisturi cristaline de pe pîrîul Coacăzei. La S de falie se găsește un compartiment mai ridicat, cu o grosime redusă a calcarelor tithonice și o grosime mare a conglomeratelor vracono-cenomaniene.

Falia Fundurile afectează ambele flancuri ale sinclinalului și limitează la S aceeași apariție de șisturi cristaline de pe pîrîul Coacăzei. În compartimentul de la S, sub o stivă groasă de conglomerate vracono-ceno-maniene, apar și depozite neocomiene.

La S de Gîlgoae, sinclinalul își pierde caracterul de accident plica-tiv. În acest sector se remarcă o rețea de falii, formată din două sisteme (NW—SE și NE—SW) care se încrucișează în unghiu aproape drept.

La E de sinclinalul Piatra Craiului urmează un anticinal intersectat de mai multe falii, iar dincolo de el se întinde platforma Branului, cu o struc-tură aproape tabulară, cu înclinări ale depozitelor vracono-cenomaniene spre SE, rareori atingînd  $15^{\circ}$ — $20^{\circ}$ . Pe pîrîul Măgura, dispoziția breciilor intercalate arată o foarte slabă înclinare, în ansamblu spre E.

Pe Pîrîul Turcului, de sub cuvertura de conglomerate cretacice apar depozite jurasice și chiar fundamentul de șisturi cristaline într-o altă ridi-care anticinală, faliată transversal.

Din cauza monotoniei depozitelor cretacice, accidentele rupturale nu au putut fi urmărite pe întinderea platformei Branului.

La N de platforma Branului, muntele Măgura Mică este afectat de o serie de falii cu direcția NW—SE, care întrerup continuitatea nivelelor de brece din depozitele vracono-cenomaniene.

Un accident tectonic, avînd caracterul unei falii de încălecare, se evidențiază pe pîrîul Gura Rîului, unde calcarile tithonice cu înclinări de  $50^{\circ}$ — $60^{\circ}$  NE împreună cu petecul de conglomerate aptiene din acoperiș încalecă spre S conglomeratele vracono-cenomaniene, ce înclină cu  $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$  spre N.

În sfîrșit, falia Branului, mascată în cea mai mare parte de groho-tișuri, are direcția WNW—ESE și separă masivul Piatra Craiului cu depo-zite jurasice și cretacice într-o poziție morfologică ridicată de sectorul Zăr-nești-Bran, cu depozite eocene și cuaternare într-o poziție joasă.

Depozitele eocene se înscriu într-un sinclinal larg, cu direcția NE—SW.

<sup>1)</sup> Op. cit. p. 160.

În evoluția geologică a regiunii se disting următoarele etape : transgresiunea Doggerului, care îmbrățișează întreg teritoriul debordind spre S aria de sedimentare a Triasicului și Liasicului din regiunea Cristian-Codlea. În timpul Jurasicului, sedimentarea se continuă neîntrerupt în unele portiuni, pe cînd în altele (platforma Branului) există o lacună la nivelul Bathonian superior — Callovian, ca o consecință a unei mișcări de ridicare parțială. O mișcare generală de ridicare este responsabilă pentru lipsa Berriasianului și Valanginianului în partea meridională a zonei cristalino-mezozoice. Sedimentarea este reluată în Hauterivian, cînd se depun depozite marnoase și calcaroase cu grosime mică și se continuă neîntrerupt pînă în Bedoulian, cu aceleași caractere de facies.

După Bedoulian întreaga regiune este afectată de orogeneza mezocretacică, cînd s-a format o structură germanotipă, cu o serie de compartimente mai ridicate de unde eroziunea a îndepărtat o mare parte a depozitelor, uneori chiar pînă la fundamentul de șisturi cristaline (platforma Branului) și compartimente mai cobești, unde depozitele s-au păstrat cu întreaga lor grosime (partea de S a sinclinalului Piatra Craiului).

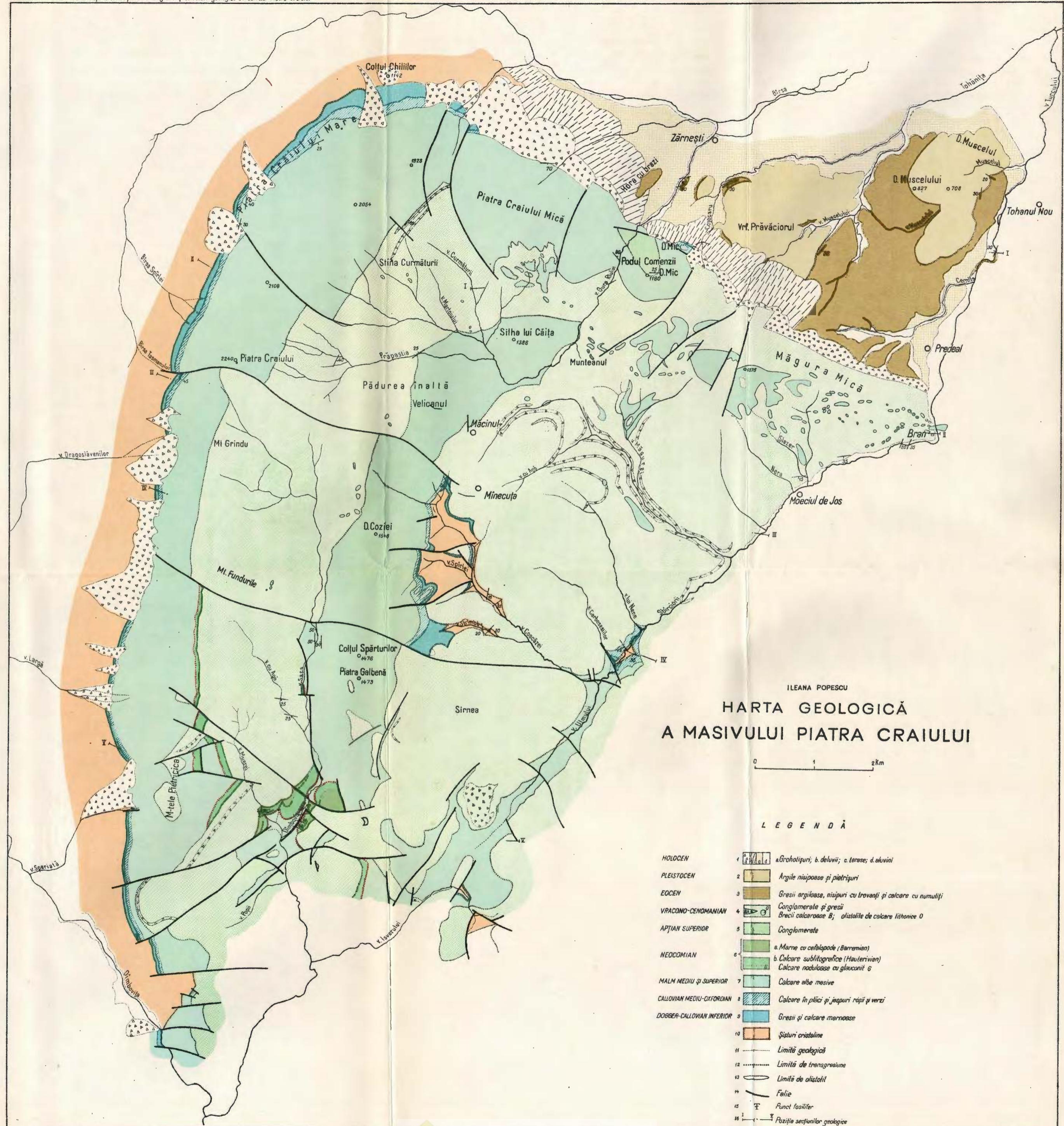
Eroziunea din timpul Albianului a remodelat acest relief structural, care a fost apoi acoperit de depozitele transgresive ale Vraconianului. Căracterul detritic grosier al acestora din urmă trebuie pus pe seama reliefului creiat în faza paroxismală a mișcărilor mezocretacice în teritoriile învecinate ariei de sedimentare (Făgăraș, Leaota).

Într-o fază de orogenie postpaleogenă, depozitele vracono-cenomaniene, depozitele jurasice și cretacic inferioare au fost cutate împreună, iar o parte din accidentele rupturale prevraconiene au fost reactivate. Cel mai important accident tectonic este falia Branului, care a ridicat compartimentul sudic și care limitează extinderea actuală a depozitelor eocene dezvoltate la N de ea.

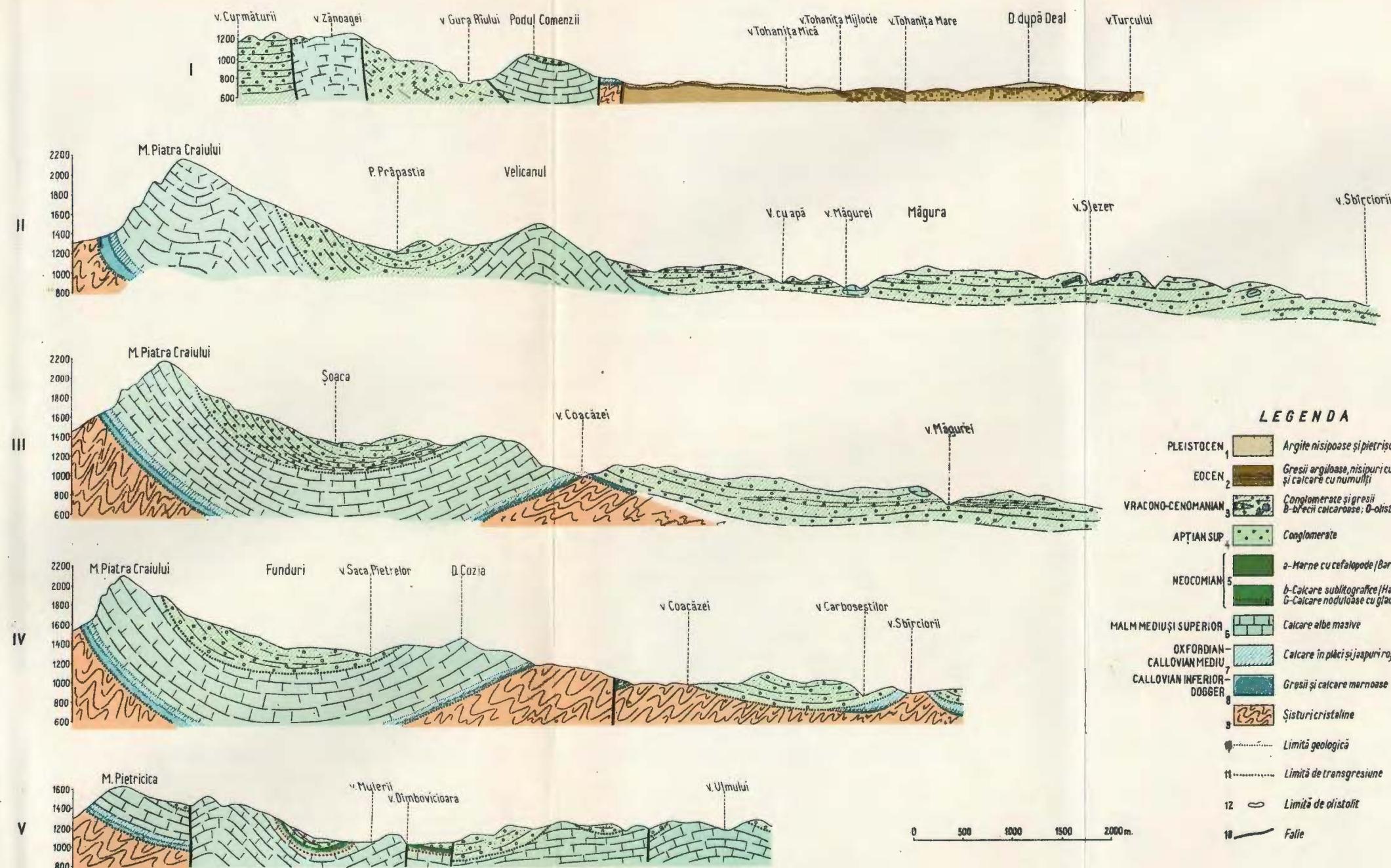
## BIBLIOGRAFIE

- Jekelius E. (1926). Geologia Pasului Bran. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VIII (1919 — 1920). București.
- Jekelius E. (1938). Das Gebirge von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1957). Cretacicul superior pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. (Secț. Geol.-Geogr)*, I, II. București.
- Onicescu N. (1943). Région de Piatra Craiului—Bucegi. Étude géologique. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII. București.





# ILEANA POPESCU SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN MASIVUL PIATRA CRAIULUI



- Patrulius D. (1952). Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi (versantul de E). *D.S. Com. Geol.* XXXVI. București.
- Patrulius D. (1953). Noi contribuții la cunoașterea stratigrafiei din regiunea masivului Bucegi. *D.S. Com. Geol.* XXXVII (1949–1950). București.
- Patrulius D. (1957). Corelarea Doggerului superior și Malmului din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. (Secț. Geol.-Geogr.)* II, 2. București.
- Patrulius D. (1960). La couverture mésozoïque du massif cristallin de Carpates Orientales. *Ann. I.G. Hongrie, (Matériaux de la Conférence sur le Mésozoïque)* XLIX, 1. Budapest.
- Patrulius D. (1963). Schiță stratigrafică a seriei neocomiene de Dîmbovicioara : Hauterivian, Barremian și Bedoulian de facies pelagic și recifal. *Asoc. Geol. Carpat-Balc., Congr. V, București 1961, Comunic. științifice*, vol. III, 1. București.

## CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DE PIATRA

CRAIULUI  
PAR  
ILEANA POPESCU

(Résumé)

Le massif de Piatra Craiului constitue le flanc interne du couloir de Dîmbovicioara, situé à la limite entre les Carpates Orientales et les Carpates Méridionales.

**Stratigraphie.** Les schistes cristallins du type Leaota (schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'albite) qui constituent le soubassement de la région affleurent sur le versant W du massif et aussi à l'E dans la plate-forme de Bran (ruisseau Coacăzei, au N de Șirnea, ruisseau Turcul et ruisseau Izvorului).

*Le Dogger*, premier terme de la couverture sédimentaire représenté par des dépôts détritiques et calcaires a été déjà figuré par E. Jekeliuș (1938) et N. Oncescu (1943). Sur le versant occidental du massif de Piatra Craiului on peut observer la succession complète du Bajocien au Callovien inférieur, dont la partie supérieure est développée dans le faciès des couches à *Posidonia buchi* Röemer. Sur la plate-forme de Bran les dépôts du Jurassique moyen constitués par des calcaires sableux et des grès calcaires à éléments de quartz roulés ne représentent que le Bajocien supérieur – Bathonien ; ils affleurent autour des apparitions de schistes cristallins.

*Le Callovien moyen et supérieur – Oxfordien* en succession complète sur le versant occidental comprend, à la partie inférieure, des calcaires marneux gris verdâtre à accidents siliceux bruns et des marnes verdâtres.



Dans le massif de Bucegi les mêmes dépôts contiennent une faune caractéristique au Callovien moyen et supérieur. Au-dessus suivent des calcaires rouges et des jaspes rouges de l'Oxfordien. Sur la plate-forme de Bran on ne rencontre que les calcaires rouges à intercalations de jaspes de l'Oxfordien. Il existe donc dans ce secteur une discontinuité qui correspond au Bathonien supérieur-Callovien.

*Le Kimméridgien—Tithonien* est représenté par des calcaires jusqu'à 1200 m d'épaisseur, dans lesquels on reconnaît des calcaires grumeleux jusqu'à pseudoolithiques, des calcaires finement grenus et des calcarénites. Cette série débute par des calcaires noduleux rouges, des calcaires microcristallins, des calcaires pseudoolithiques et calcarénites à Saccocomides.

Les dépôts du Crétacé inférieur couvrent une superficie restreinte dans la partie S du synclinal de Piatra Craiului.

*L'Hauterivien—Barrémien*, constitué par des calcaires noduleux rougeâtres et jaunâtres à glauconie, des calcaires sublithographiques, des calcaires submarneux cendrés et des marnes à Céphalopodes, atteint une épaisseur d'environ 65 m. Il y a eu donc au niveau du Berriasien-Valanginien une lacune de sédimentation due à un soulèvement dans le S des Carpates Orientales, suivi par la transgression de l'Hauterivien (D. Patrulius 1953, 1957).

Après le Bédoulien toute la région a été exondée à la suite des mouvements mésocrétacés et soumise à une érosion intense. Lorsque la sédimentation a été reprise, des dépôts détritiques — grès, conglomérats et brèches — s'accumulèrent avec de fortes épaisseurs.

Il est intéressant de signaler la présence de certains conglomérats à éléments calcaires inclus dans une matrice calcarénite qui reposent sur les calcaires tithoniens (ruisseau de Gura Răului). Les éléments calcaires appartiennent à quelques types de faciès connus du Kimméridgien, du Tithonien de type Stramberg, du Berriasien et de l'Urgonien. Des blocs de ces conglomérats, dont le ciment a fourni des Orbitolines, ont été signalés dans les niveaux moyens et supérieurs des conglomérats de Bucegi (D. Patrulius). Du fait qu'on les trouve remaniés dans les conglomérats de Bucegi ils sont antérieurs à l'Albien ; la présence des calcaires urgoniens indique l'âge aptien supérieur de ces dépôts détritiques. Durant l'Albien ils ont fourni le matériel des conglomérats de Bucegi en train de s'accumuler dans le massif de Leaota.

*Le Vranconien—Cénomanien* est représenté par des grès, des conglomérats et des brèches calcaires, totalisant une épaisseur de 600 m. Les dépôts gréseux de Podu Cheii contiennent une faune vraconienne (I. Si-



mionescu, 1897; V. Popovici-Hatze g, 1898; D. Patrulius, 1962) et sont surmontés par des marnes à microfaune cénomanienne. Vers le N les dépôts gréseux sont substitués par des conglomérats à faibles intercalations de grès tendres et de brèches calcaires à olistolithes de calcaires tithoniques. On considère que même dans ce secteur le Cénomanien est compris dans la partie supérieure des conglomérats.

**Tectonique.** Le synclinal de Piatra Craiului orienté N—S atteint une longueur de 10 km; il est affecté par un système de failles transversales à direction N—S sur le périclin septentrional et NW—SE sur les flancs. Certaines failles se poursuivent même dans les terrains cristallophylliens (N. Gherasi, 1962) ce qui prouve que quelques-uns des accidents tectoniques sont communs au soubassement et à la couverture. À l'extrême méridionale le synclinal de Piatra Craiului perd son caractère d'accident plicatif étant affecté par un réseau de failles formées par deux systèmes (NW—SE et NE—SW) à peu près rectangulaires.

A l'E du synclinal de Piatra Craiului se développe la plate-forme de Bran à structure presque tabulaire; les conglomérats vracono-cénomaniens plongent avec 15—20° vers le SSE. D'au-dessus de cette couverture les dépôts jurassiques et le soubassement des schistes cristallins surgissent en deux soulèvements anticlinaux (ruisseau Coacăzei et ruisseau Turcului).

Au N de la plate-forme de Bran, le mont de Măgura Mică est affecté par un système de failles à direction NW—SE. Dans ce même secteur on a remarqué une faille de chevauchement d'après laquelle les calcaires tithoniques chevauchent vers le S les conglomérats vracono-cénomaniens.

L'aspect structural du massif de Piatra Craiului a résulté de la superposition de deux phases orogéniques: l'une, antévraconienne et l'autre, postpaléogène.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

#### Carte géologique du massif de Piatra Craiului.

1, Holocène: a, éboulis; b, déluvions; c, terrasses; d, alluvions; 2, Pléistocène: argiles sableuses et graviers; 3, Eocène: grès argileux, sables à trovants et calcaires à *Nummulites*; 4, Vracono-Cénomanien: conglomérats et grès; B, brèches calcaires; O, olistolithes de calcaires tithoniques; 5, Aptien supérieur: conglomérats; 6, Néocomien: a, marnes à Céphalopodes (Barremien); b, calcaires sub lithographiques (Hauterivien); G, calcaires nodulaires à glauconie; 7, Malm moyen et supérieur: calcaires blancs massifs; 8, Callovien moyen — Oxfordien: calcaires à jaspes rouges et verts; Dogger Callovien inférieur: grès et calcaires marneux; 10, schistes cristallins; 11, limite géologique; 12, limite de transgression; 13, limite d'olistolithe; 14, faille; 15, point fossilifère; 16, position des coupes géologiques.



Planche II

## Coupes géologiques dans le massif de Piatra Craiului.

1, Pléistocène : argiles sableuses et graviers ; 2, Eocène : grès argileux, sables à trovants et calcaires à *Nummulites* ; 3, Vracono-Cénomanien : conglomérats et grès ; B, brèches calcaires ; O, olistolithes de calcaires tithoniques ; 4, Aptien supérieur : conglomérats ; 5, Néocomien : a, marne à Céphalopodes (Barrémien) ; b, calcaires sublithographiques (Hauterivien) ; G, calcaires nodulaires à glauconie ; Malm moyen et supérieur : calcaires blancs massifs ; 7, Callovien moyen-Oxfordien : calcaires à jaspes rouges et verts ; 8, Dogger-Callovien inférieur : grès et calcaires marneux ; 9, schistes cristallins ; 10, limite géologique ; 11, limite de transgression ; 12, limite d'olistolithe ; 13, faille.



STRATIGRAFIE

STRUCTURA GEOLOGICĂ A TERENURILOR MEZOZOICE  
DE LA EXTERIORUL MASIVULUI CRISTALIN  
AL FĂGĂRAȘULUI<sup>1)</sup>

DE  
M. SĂNDULESCU<sup>2)</sup>

**Abstract**

Geological Structure of the Mesozoic Areas on the outside of the Crystalline Massif of Făgăraș. The structure of the Triassic, Jurassic and Cretaceous deposits on the eastern and northern side of the eastern border of the crystalline massif in the Făgăraș Massif is analysed. The problems regarding the development of sedimentation and tectonic movements in this area, and the relations between the adjacent areas and the internal curvature of the Carpathians are discussed too. The form and origin of the main structural elements are also analysed. The importance the crystalline massif has had in the deformations of its external Mesozoic deposits during the Alpine movements is pointed out. The relations between wrench faults and overthrusts, as well as the relations between transverse faults and the faulting tectonics of the various sections of the region studied are analysed too.

**I. Introducere**

Descifrarea stratigrafiei și tectonicii părții interne a zonei cristalino-mezozoice dela interiorul curburii Carpaților situată la est și nord de masivul cristalin al Făgărașului este deosebit de importantă întrucât, în acest sector se pot analiza raporturile ce există între elementele cele mai estice ale Carpaților meridionali și structurile interne, sud-vestice, ale Carpaților orientali. Cercetările pe care le-am întreprins pentru a încerca să rezolvăm aceste probleme au cuprins regiunea situată între Poiana Mărului—Holba—Vulcan—Codlea—Vlădeni—Șinca Nouă.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 27 Aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic — București, șos. Kiseleff, nr. 55.



*Oro-hidrografia.* Regiunea studiată cuprinde colinele sudice ale munților Perșani, terminațiile orientale ale munților Făgăraș și colinele ce se dezvoltă pe marginea vestică a cîmpiei Bîrsei.

Relieful este dominat de Măgura Codlei (1292 m) ce se ridică izolat dintre coline a căror altitudine nu depășește 800—900 m. Acest caracter se datorează constituției geologice a Măgurii Codlei, alcătuită din calcar masive titonice, de altfel singurele din regiune. Culmi mai ridicate, cu o înălțime în jurul a 900 m., se mai dezvoltă pe marginea nord-estică a masivului Făgăraș—Dealul Mare, sau în sudul munților Perșani—muntele Gîrbova. Între aceste două zone mai ridicate se dezvoltă o zonă depresionară în centrul căreia este situată localitatea Vlădeni, și care este drenată de afluenții văii Homorod. La vestul depresiunii Vlădeni se ridică o culme de 800—900 m altitudine, orientată nord—sud, alcătuită din conglomerate masive miocen-inferioare și care constituie cumpăna de ape între Homorod și afluenții stîngi ai Oltului.

În afara de bazinul rîului Homorod regiunea este drenată de afluenții stîngi ai rîului Bîrsa între Codlea și Vulcan și de afluenții drepti ai văii Șinca între Holbav și Poiana Mărului. Cumpăna de ape între bazinile hidrografice ale acestor două cursuri de apă o constituie creasta Măgura Codlei—dealul Merezi.

*Istoric.* Printre primele informații asupra regiunii trebuie să menționăm lucrările lui F. r. Ha u e r și H. S t a c h e (1862) și F. r. H e r b i c h (1878). Însă lucrările geologice mai detaliate au fost făcute abia după 1910. Dela H. W a c h n e r deținem informații asupra munților Perșani, a culoarului Vlădeni și a regiunii Vulcan. El este primul care vorbește de depozite permisiene în împrejurimile Vulcanului. Tot el menționează calcar urgoniene cu Orbitoline pe marginea nordică a masivului cristalin al Făgărașului, ca și calcar cu Caprotine pe valea Hămăradiei la nord de Vlădeni. Deasemenea H. W a c h n e r descrie marnele cretacic-superioare din regiunea Vlădeni. E. J e k e l i u s (1923, 1927, 1938) analizează într-o serie de lucrări, stratigrafia și structura tectonică a regiunii Vulcan—Codlea și a culoarului Vlădeni. El descrie în amănunt stratigrafia Mezozoicului dela Vulcan—Holbav precum și zăcămintele de cărbuni din această regiune (1923, 1927). În lucrarea sa de sinteză asupra munților Brașovului, descrie, în general, și depozitele cretacice și eocene din împrejurimile Vlădenilor. O. S c h m i d t (1932) este primul care separă și descrie depozitele oligocene dela Șinca Nouă și Vlădeni. Deasemenea el separă conglomeratele miocen-inferioare din aceiași regiune. O. S c h m i d t (1930) descrie pe larg și seriile cristalofiliene din partea nord-



estică a Făgărașului unde separă seria de Holbav, seria de Ciuta și seria de Leaota. Deasemenea acest autor consideră că gnaisul de Holbav încălecă între Holbav și Poiana Mărului și peste depozitele Cretacicului superior, fapt contestat mai tîrziu de E. J e k e l i u s (1938). În legătură cu încălecarea gnaisului de Holbav D. M. P r e d a (1941) emite ipoteza unei pînze de șariaj importante care s-ar fi deplasat peste un autohton în care depozitele triasice ar fi fost purtătoare de sare. În această ordine de idei el este primul care atribue seria detritică dela est de dealul Merezi (Vulcan) Triasicului inferior.

În regiunea Poiana Mărului—Șinca Nouă, V. M a n i l i c i (1949) studiază pe larg șisturile cristaline și rocile eruptive aducînd o serie de precizuni importante genetice și cartografice. N. O n c e s c u în lucrarea asupra regiunii Piatra Craiului (1940) se referă, într-un capitol de sinteză și la regiunea cercetată de noi. El consideră că încălecarea gnaisului de Holbav spre vest a avut un rol important în avansarea pînzei conglomeratelor de Bucegi din regiunea Piatra Mare—Postăvaru.

Ocupîndu-se de structura geologică a munților Perșani M. I l i e (1953) distinge o importantă pînză de decolare mezocretacică, șariată spre sud-est. Acest autor precizează că din punct de vedere paleogeografic se pot distinge în munții Perșani de sud, două arii importante : una la nord-vest mai scufundată cu caracter de fosă și alta în regiunea masivului Gîrbova, ridicată, cu caracter de cordilieră. Deasemenea el consideră că transgresiunea cenomaniană urmează fazei principale de cutare (austrică) acoperind structura deja formată a pînzei munților Perșani.

În regiunea Holbav—Vulcan au fost întreprinse destul de recent o serie de cercetări geologice de detaliu. A. S e m a k a (1962) aduce precizuni în special la stratigrafia Liasicului din sinclinalul Holbav. El consideră seria detritică dela Vulcan de vîrstă permiană, ca și P. V îl c e a n u (1960) de altfel, încălecată dinspre vest de șisturile cristaline epimetamorfice din dealul Merezi. P. V îl c e a n u (1960) studiază și el depozitele liasice dela Holbav aducînd precizuni asupra orizontării lor și a petrografiei eruptivului legat de acestea. El consideră existența a două zone tectonice — zona Măgura Codlei la vest și zona Cristian la est între care există raporturi de încălecare. Încălecarea se stabilește după acest autor între depozitele liasice din zona vestică și cristalinul din dealul Merezi ce aparține zonei Cristian. Acest autor contestă valoarea faliei Holbavului considerînd-o un accident de ordin secundar. În regiunea Holbav—Vulcan



a mai făcut cercetări și S. Năstăseanu<sup>1)</sup>. El consideră seria detritică dela Vulcan ca fiind de vîrstă werfeniană.

În ultimii ani D. Patruliș, Elena Popa și Illeana Popescu (1965) au întreprins cercetări în munții Perșani de sud. Acești autori disting și ei o pînză de decolare gravitațională (pînza Transilvană) ce este șariată pe un Wildflysch cu klippe de aceiași natură ca și depozitele pînzei. În masivul Gîrbova disting o zonă de facies deosebită de a pînzei cu caracter de zonă ridicată. Acești autori consideră punerea în loc a pînzei înainte de Aptian pe care îl descriu transgresiv și dezvoltat în facies urgonian. Ei consideră că în masivul Gîrbova se dezvoltă și conglomerate de Bucegi albiene.

În sfîrșit mai trebuie să semnalăm că Janina Sandulescu<sup>2)</sup> analizează pe larg stratigrafia și variațiile de facies ale Cretacicului superior și Paleogenului din regiunea cercetată de noi, bazată pe cercetări micropaleontologice.

## II. Stratigrafie

În regiunea studiată depozitele de vîrstă mezozoică sunt cel mai bine reprezentate, aproape prin toate etajele acestuia. După faciesurile depozitelor mezozoice, după caracterul continu sau discontinuu al sedimentării cît și după stilul tectonic am putut distinge mai multe sectoare sau compartimente: sectorul Holbav—Vulcan—Codlea, sectorul sau culoarul Vlădeni, masivul Făgărașului și brahianticlinoriul Gîrbova.

A) **Șisturile cristaline (fundamentul regiunii).** Fundamentul cristalin al regiunii cercetate apare la zi în trei din cele patru sectoare amintite mai sus: în masivul Făgărașului la vest de faliile Holbav și Poiana Mărului și la sud de falia transversală Dealul Mare—Valea Caldă, în brahianticlinoriul Gîrbova și într-o fișie îngustă între Holbav și Vulcan (dealul Merezi—Valea Mămăligii).

Șisturile cristaline aparțin la trei serii principale: seria de Leaota, seria de Holbav (O. Schmidt, 1930) și seria de Făgăraș (R. Dimitrescu, 1964). Seria de Leaota, cu caracter în general epimetamorfic se găsește reprezentată în fișia dealul Merezi—Valea Mămăligii și în regiunea Poiana Mărului la sud-vest de falia Holbavului. Seria de Holbav,

<sup>1)</sup> S. Năstăseanu — Raport de prospecțiune geologică privind sectorul Vulcan—Holbav—Colonia 1 Mai. 1958. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>2)</sup> Janina Sandulescu — Biostratigrafia și faciesurile Cretacicului superior și Paleogenului din Tara Bîrsei (Carpații orientali). Ședința Inst. Geol. 26 aprilie 1965.



caracterizată de gnaisul cu același nume este răspândită la vest de falia Holbav și suportă seria de Făgăraș (epimetamorfică). În masivul Gîrbova, în portiunea cercetată de noi, aflorează șisturi sericitoase și clorito-sericitoase asemănătoare cu cele observate în seria de Făgăraș în regiunea pîriului Valea Găunoasă—izvoarele Homorodului.

Întrucît cercetările noastre nu au avut ca scop principal studiul șisturilor cristaline ne rezumăm la cele cîteva caractere generale amintite mai sus. Mai trebuie să menționăm numai că structura proprie șisturilor cristaline este dominată de zona de apariție a seriei de Holbav care reprezintă un mare anticlinoriu flancat de cele două serii epimetamorfice—seria de Făgăraș la NW și cea din Leaota la SE.

**B) Triasic.** Depozitele aparținînd Triasicului îmbracă două faciesuri, unul dolomitic la vest și nord-vest (masivul Făgăraș, masivul Gîrbova) și altul caracterizat de dezvoltarea calcarelor de Guttenstein (la Vulcan) la est.

Faciesul dolomitic l-am putut observa într-o serie de petece izolate pe Valea Găunoasă, la Șinca Nouă și Valea Tunelului, la sud de culoarul Vlădeni și la izvoarele văii Venetia la nord de acesta. Succesiunea depozitelor începe cu un pachet detritic alcătuit din cuarțite deschise la culoare, uneori conglomeratice a căror grosime nu depășește 25—30 m și pe care le atribuim Werfenianului inferior (Seis). Acestea sint bine dezvoltate în baza fișiei de depozite triasice din bazinul Văii Găunoasa, descoperite de noi. Ele se mai găsesc prinse într-un sinclinal îngust la izvoarele pîriului Cerboiaia (afluent drept al pîriului Homorod). Deasemenea le-am mai întîlnit într-un singur punct la Șinca Nouă. Am găsit însă și situații în care această serie detritică lipsește din baza Triasicului cum este cazul pentru majoritatea întinderii petecului dela Șinca Nouă sau pentru cel de pe Valea Tunelului, ca și a dolomitelor de la izvoarele văii Venetia. Lipsa depozitelor werfeniene detritice în unele sectoare, precum și grosimea lor redusă ne îndeamnă să presupunem că ele s-au depus pe o zonă ridicată care a suferit mișcări oscilatorii pe verticală. Peste seria detritică cuarțitică, sau cînd aceasta lipsește direct pe fundamentul cristalin, se aşeză dolomite și calcare dolomitice gălbui deschis sau albicioase cu grosimi variabile (200 m pe valea Venetia, 100 m la Șinca Nouă și Valea Găunoasă, 65 m pe valea Tunelului). Aceste dolomite și calcare dolomitice au fie o structură microcristalină fie o structură breocioasă cînd fragmente colțuroase dolomitice sint prinse într-o masă microcristalină de aceiași natură. Secțiunile analizate sint în general lipsite de organisme, afară de radiolari pe care i-am găsit în calcare do-

lomitice cenușii dela partea superioară a seriei, deschise pe un affluent dreapt al Pîriului Găunoasa în amont de „Gang”. Vîrsta seriei dolomitice o considerăm a fi anisiană (ladiniană?) prin comparație cu serii similare din munții Hăghmaș și Rărău, probabil cu trecere în Campilian.

În legătură cu cele de mai sus se pune problema dacă între depunerea seriei detritice și a seriei dolomitice a existat sau nu o întrerupere în sedimentare. Pe flancul nord-vestic al brahanticlinoriului Gîrbova sănt citate (D. Patruțiu et al., 1965) între gresile și conglomeratele seisiene și dolomitele triasice medii, șisturi calcaroase de vîrstă campiliană. Lipsa acestora în patul dolomitelor dela izvoarele văii Veneția (care în schimb prezintă în nivelele bazale intercalății de conglomerate cuarțitice cu ciment dolomitic) și în general peste tot între seria detritică și dolomite ar putea eventual pleda în favoarea unei intreruperi în sedimentare datorită unei oscilații pe verticală, foarte compatibilă cu caracterul de zonă ridicată din punct de vedere paleogeografic pe care îl conferim masivului Făgăraș și Gîrbovei. Nu este exclusă însă posibilitatea ca faciesul dolomitic să impieze și asupra șisturilor calcaroase campiliene. Problema este încă greu de rezolvat din lipsa dovezilor paleontologice.

Faciesul cu calcare de Guttenstein se dezvoltă în imprejurimile localității Vulcan și la est de Colonia 1 Mai. Acest facies se găsește deasemenea larg răspîndit și în regiunea Cristian din estul masivului Postăvaru (E. Jekelius, 1938; M. Sădilescu, 1964). În sectorul Vulcan, Triasicul începe tot cu o serie detritică cuarțitică, de data aceasta mult mai groasă (cca 400 m) peste care urmează șisturi calcaroase, bituminoase spre partea superioară (25–30 m), urmate de masa mare a calcarelor de Guttenstein.

Seria detritică debutează cu conglomerate bazale cuarțitice a căror grosime variază între 25–100 m și se continuă cu gresii cuarțitice albe și roșii cu intercalății de șisturi argiloase nisipoase roșii-vișinii sau cenușii. Grosimea totală a seriei detritice este de 350–500 m. În cîteva puncte în jumătatea sa inferioară se găsesc asociate și roci eruptive (porfire cu cuarț – P. Vilceanu, 1960). În regiunea văii Hoapecului și Valea Fîntînii am putut observa la partea superioară a acestui complex un pachet de 10–20 m de șisturi argiloase care admit intercalății de gresii cenușii-gălbui. La nord de Valea Fîntînii aceste șisturi dispar fiind înlocuite probabil de gresii cuarțitice. Sub Dealul Românilor ele au intercalății roșii-vișinii.

Deasupra șisturilor argiloase negricioase sau cînd acestea lipsesc deasupra gresiilor cuarțitice urmează un pachet de șisturi calcaroase,



cenușii, de tipul stratelor de Campil. Grosimea lor este de cca 25 m. Spre partea superioară șisturile calcaroase de tip Campil încep să alterneze cu calcare negricioase bituminoase în plăci de 2—3 cm grosime, făcindu-se astfel trecerea la calcarele negre bituminoase de tip Guttenstein. În baza acestor calcare de Guttenstein la aproximativ 100 m deasupra limitei cu stratele de Campil am găsit *Myophoria costata* Zenk. E. Jekeliuș (1938) citează și el *Myophoria costata* Zenk. din calcarele de la Vulcan, fără a preciza punctul în care le-a găsit. A. Semaka (1962) a găsit tot la Vulcan, în calcarele de Guttenstein, *Ceratites trinodosus* Möjs.

Înînd seama de cele de mai sus atribuim calcarelor de tip Guttenstein dela Vulcan vîrsta Campilian superior—Anisian, rămînînd ca șisturile calcaroase din baza lor să le considerăm Campilian inferior. Mai complicată este problema vîrstei seriei cuarțitice. Poziția ei sub șisturile calcaroase campiliene și continuitatea de sedimentare ce pare să existe între șisturile argiloase negricioase și șisturile calcaroase ne fac să atribuim cel puțin unei părți a seriei detritice vîrsta werfenian inferioară (Seisian). Grosimea mare a acestei serii, precum și prezența erupțiilor porfirice ar pleda pentru o vîrstă permiană cel puțin a părții inferioare a ei. Nu trebuie să uităm însă că erupțiunile porfirice pot fi mai noi legate de activitatea magmatică liasică. În acest sens ar pleda lipsa tutfurilor din seria detritică. Deocamdată atribuim seriei detritice vîrsta Permian (?) — Seisian.

Din compararea celor două faciesuri ale Triasicului o primă concluzie se impune : deosebirea mare de grosime a seriilor sincrone ne permite să considerăm că primul facies s-a depus pe o zonă ridicată, cu caracter de „haut-fond” ce îngloba masivul Făgărașului și Gîrbova, pe cînd al doilea s-a sedimentat într-un șanț cu subsidență accentuată, în care în timpul Triasicului mediu aerisirea fundului era deficitară, înlesnind astfel depunerea calcarelor bituminoase de tip Guttenstein.

În regiunea Poiana Mărului se găsesc, într-un petec redus, depozite triasice dezvoltate într-un facies întrucîtva intermediu între cele două descrise mai sus. Acest caracter intermediu este confirmat și de poziția lor tectonică, ele fiind cuprinse în solzul Poiana Mărului ce este încălecă de gnaisul de Holbav dela nord-vest și încalecă spre est peste Cretacicul superior ce acoperă Mezozoicul de la Vulcan, cu alte cuvinte face parte dintr-un element tectonic situat între zonele de dezvoltare tipică a celor două faciesuri sincrone ale Triasicului.

Triasicul dela Poiana Mărului începe cu calcare albe marmoreene de cîțiva metrii grosime ce se aştern direct pe șisturile cristaline ale solzului menționat. Deasupra urmează calcare negre diaclazate alter-



nînd cu gresii albe cuarțoase, cu ciment calcaros. Calcarele amintesc de calcarele de Guttenstein iar gresiile cuarțoase de Werfenian. Din lipsă de faună și prin asemănări litologice săntem tentați să atribuim aceste depozite Camplian—Anisianului. Calcarele albe în parte breciforme din baza seriei se asemănă, după descriere, cu roci de același tip prinse în sinclinală înguste pe șisturile cristaline ale Făgărașului (O. Schmidt, 1930; V. Manilici, 1949; R. Dimitrescu, 1964)

**C) Liasie.** Depozitele de vîrstă liasică se dezvoltă în sectorul Holbav—Codlea în facies de Gresten. Prezența cărbunilor și a argilelor refractare a dus de mult la dezvoltarea unor exploatari miniere la Holbav și pe Valea Lată (Colonia 1 Mai). Asupra depozitelor liasice din acest sector s-au făcut numeroase studii consemnante într-o serie de lucrări (H. Wachner, 1914; E. Jekelius, 1923, 1927, A. Semaka, 1962; P. Vilceanu, 1960). Ultimii doi fac și o orizontare a depozitelor liasice. A. Semaka distinge trei orizonturi în timp ce P. Vilceanu separă patru. Urmărirea pe teren a unor orizonturi litologice strict definite este foarte dificilă din cauza deschiderilor sporadice și discontinui și din cauză că niciieri la suprafață nu se poate observa patul depozitelor liasice. Nivelurile cele mai inferioare ale Liasicului, deschise la suprafață, sunt alcătuite dintr-o alternanță de gresii și argile cu intercalații de șisturi cărbunoase și argile refractare foarte asemănătoare cu complexul inferior al Liasicului dela Cristian (M. Sandulescu, 1964). Ele corespund complexului productiv inferior separat de P. Vilceanu (1960) și cu ceea ce A. Semaka (1962) a descris ca orizont inferior șistos în sudul sinclinalului Holbav sau cu ceea ce a descris ca orizont mediu la Holbav și Colonia 1 Mai (Valea Lată). În acest ultim sector A. Semaka consideră că în baza Liasicului se dezvoltă brecii și conglomerate calcaroase, cunoscute numai din foraje.

Peste acest prim complex, din care s-au exploatat cărbunii de la Holbav, urmează un pachet caracterizat de larga dezvoltare a materialului piroclastic (aglomerate, tufuri) și a rocilor eruptive (porfire și dia-baze) și care corespunde cu ceea ce P. Vilceanu a separat ca complex efuziv piroclastic. Acest complex este bine dezvoltat la Holbav și la sud de Holbav, în sectorul Valea Lată fiind mult mai slab reprezentat.

Deasupra complexului piroclastic, în regiunea Holbav se poate vedea un alt doilea pachet grezos-argilos cu intercalații de șisturi cărbunoase. Acest pachet reprezintă complexul productiv superior a lui P. Vilceanu și orizontul superior a lui A. Semaka.



Ceea ce am vrea să subliniem este că dezvoltarea depozitelor liasice numai la est de falia Holbavului ca și faciesul acestora demonstrează că poziția ridicată a cristalinului Făgărașului s-a menținut și în Liasic, ba chiar s-a accentuat, el fiind exondat și furnizând probabil cea mai mare parte a materialului detritic. Această zonă exondată separă faciesul de Gresten dela est de faciesul de Hierlatz și Adneth ce se dezvoltă în munții Perșani (M. Ilie, 1953; D. Pătrulius et al., 1965). În aceeași ordine de idei trebuie menționat faptul că regiunea Holbav–Cris-tian–Brașov este singura regiune din Carpații orientali în care Liasicul este dezvoltat în întregime în facies de Gresten, poziția ei în partea cea mai externă a zonei cristalino-mezozoice fiind semnificativă, din acest punct de vedere.

**D) Dogger.** Jurasicul mediu este răspândit în aceeași zonă ca și cel inferior adică în sinclinalul Holbav și Măgura Codlei. Depozitele Doggerului îmbracă un facies detritic grezos cel puțin pentru partea lui inferioară (Bajocian). Gresiile sunt de obicei cuarțitice, albicioase, uneori grosiere. În sinclinalul Măgura Codlei însă, faciesul se schimbă întrucit-va, în Dogger dezvoltându-se gresii calcaroase, cu aspect spatic pe alo-curi, care suportă direct stratele cu jaspuri. Acest facies s-ar părea că este caracteristic părții celei mai interne a zonei de dezvoltare a depozitelor Jurasicului mediu. Pe Valea Lată și pe Valea Mămăligii, în special, peste gresiile cuarțitice ale Doggerului urmează marnele cu *Posidonia alpina* Gras. (Bathonian-Callovian inferior) semnalate și de A. Sema ka (1962) și P. Vilceanu (1960). Lipsa lor pe versantul vestic al Măgurii Codlei se înscrie în variația de facies amintită mai sus, întrucit gresiile calcaroase par a reprezenta Doggerul în întregime.

**E) Malm.** Depozitele de vîrstă jurasic-superioară se dezvoltă în faciesul binecunoscut al calcarelor de Stramberg. Ele sunt cantonate în deosebi în sinclinalul Măgura Codlei, unde determină dezvoltarea unui relief caracteristic. Calcare de Stramberg se mai găsesc, sub formă a două petece izolate, între Valea Lată și Holbav, precum și la sud de Codlea unde formează două masive înecate în conglomerate.

În sinclinalul Măgura Codlei în baza calcarelor de Stramberg se dezvoltă stratele cu jaspuri (Callovian-Oxfordian) cu faciesul lor carac-teristic din munții Brașovului și Piatra Craiului (M. Sandulescu, 1964, Ilieana Popescu<sup>1)</sup>). Acestea lipsesc însă de obicei din baza

<sup>1)</sup> Ilieana Popescu – Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii geologice a Masivului Piatra Craiului. Ședința Inst. Geologic. 27 aprilie 1965.

calcarelor din cele două petece dela nord-est de Holbav. În baza unuia dintre acestea, și anume acela dezvoltat la est de fosta exploatare „Concordia”, se dezvoltă calcar roșii în plăci care pot reprezenta nivelul cu *Aspidoceras acanthicum* Oppel (Kimmeridgian), substituit probabil în celelalte zone de faciesul obișnuit al calcarelor de Stramberg.

În regiunea Măgura Codlei unde calcarul de Stramberg pare a avea dezvoltarea lui cea mai completă, ținând seama de grosimea lui, am analizat microfacial mai multe eșantioane seriate. Partea inferioară a stivei de calcar este alcătuită din calcar microcristaline uneori fin pseudoolitice, puternic diagenizate, cu mult calcit de neoformațiune. Masa principală a calcarelor ce formează Măgura Codlei este alcătuită însă din calcar pseudoolitice cu rare intercalații de calcar oolitice tipice. La microscop se observă adesea că pseudoolitele sunt prinse într-o masă criptocristalină compactă care dă un aspect omogen calcarelor. Mai rare sunt calcarele brecioase de tip calcarenite. În diferite secțiuni din calcar am putut identifica : *Troholina elongata* Leupold, *Coscinococonus alpinus* Leupold, *Clypeina jurasica* Favre, *Bacinella irregularis* Radoičić, alge Codiaceae (*Cayeuxia*) și alge Dasycladaceae (*Salpingoporella*).

F) **Cretacie inferior.** Depozitele marnoase care caracterizează Neocomianul (s. l.) din munții Brașovului, Piatra Craiului și Dîmbovicioara se dezvoltă și în regiunea cercetată. Ele ocupă suprafețe reduse pe Valea Lată, pe versantul estic al Măgurii Codlei și la sud-vest de Codlea deasupra calcarelor din cariera Piatra Mare. Primele două puncte erau cunoscute din lucrările lui E. Jekeliuș (1923, 1927) al treilea a fost descoperit în urma cercetărilor noastre.

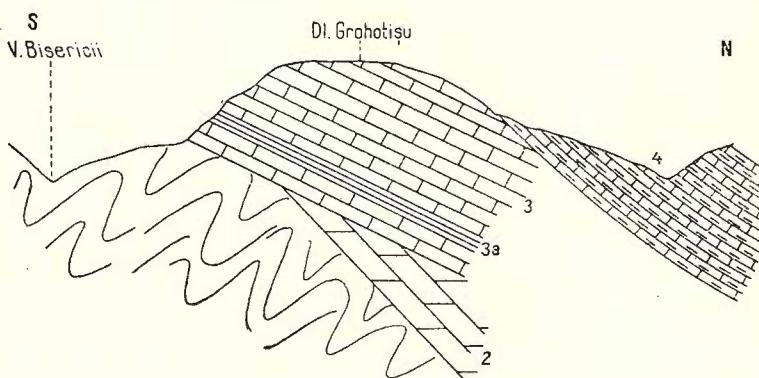
Cele mai complete observații se pot face în petecul de marne neocomiene de pe Valea Lată. Aceasta repauzează pe depozite aparținând Doggerului (marne cu *Posidonia alpina*), având în bază un calcar brecios de cîțiva metri grosime. Vîrsta acestui calcar este greu de apreciat din cauza lipsei de fosile. Ținând însă seamă că și în alte regiuni la Brașov (M. Sandulescu, 1964) sau Dîmbovicioara (D. Patruțiu, 1963) seria marnoasă neocomiană începe tot cu un calcar brecios, ne punem întrebarea dacă nu și aici avem de a face tot cu un depozit de vîrstă cretacic-inferioară. Deasupra calcarului brecios urmează marne calcaroase compacte, cenușii sau gălbui. Din ele E. Jekeliuș (1923, 1927) citează *Phylloceras infundibulum* d'Orb., *Hoplites* sp., *Hamites* sp., *Aptychus* sp. iar P. Vilceanu (1960) *Crioceras duvali* Lév., *Desmoceras hemipyrum* Kill., etc. Peste marnele din Valea Lată ca și peste cele de la sud-vest de Codlea se astern transgresiv conglomerate cretacic-superioare.



Marnele neocomiene de pe versantul estic al Măgurii Codlei sunt prinse în culcuș și în acoperiș între două falii, având o poziție tectonică de „petec de împingere”. Ele au fost smulse probabil din compartimentul închelat de solzul Măgura Codlei și antrenate spre est.

Depozite de vîrstă urgo-apțiene se dezvoltă deasemenea în regiunea cercetată de noi la nord și la sud de culoarul Vlădeni. Ele sunt reprezentate de calcare brecioase albe sau roșietice, calcare cu Pachiodonte și brecii calcaroase. În cîteva puncte se intercalează și calcare cu orbitoline (valea Hămăradiei, valea Cerboiaia, Șinca Nouă). Calcarele organogene cu Pachiodonte și calcarele brecioase (calcarenite și calcirudite) sunt cele mai răspîndite tipuri litologice ale Urgo-Apțianului.

Analizate în secțiuni subțiri calcarele urgoniene se dovedesc a fi bogate în organisme: foraminifere, fragmente de cochilii, orbitoline (*Orbitolina conoidea*), fragmente de Pachiodonte, alge calcaroase (Solenoporaceae, Coralinaceae, Dasycladaceae — *Salpingoporella dinarica*, *Bačinella irregularis*). Structura este brecioasă, cu elemente semirulate sau colțuroase de calcare (mai ales), sisturi cristaline și cuart. Cimentul este calcaros microcristalin sau criptocristalin.



Secțiune geologică în regiunea dealului Grohotișu (vest Șinca Nouă)

1, sisturi cristaline; 2, dolomite triasice; 3, calcare urgoniene; 3a, jaspuri; 4, marne senoniene.

Section géologique dans la région de la colline Grohotișu (W de Șinca Nouă)

1, schistes cristallins ; 2, dolomies triasiques ; 3, calcaires urgoniens ; 3a, jaspes ; 4, marnes sénonniennes.

Cu depozitele urgo-apțiene se asociază și jaspuri gălbui și cenușii. Noi le-am întîlnit în două puncte: la vest de Șinca Nouă și pe Valea Găunoasă. Situația cea mai clară se poate observa la Șinca Nouă (vezi figura). Aici jaspurile sunt intercalate între două pachete de calcare brecioase albe. În calcarele din baza jaspurilor am putut determina alge Coralinaceae

(*Amphyroa* și *Polygonella*). Un alt fapt semnificativ este că în unele secțiuni subțiri făcute prin calcarele asociate cu jaspuri am observat foarte numeroși radiolari (necalcitizați). Pe Valea Găunoasă jaspurile apar numai sub formă de fragmente izolate în grohotișul ce însoțește masa calcarelor. Din baza acestor calcare am putut determina în secțiuni subțiri *Salpingoporella (dinarica ?)*, Miliolide etc. Prezența jaspurilor în calcarele urgoniene dovedește existența unui magmatism cretacic inferior care se înscrie în magmatismul inițial al ciclului alpin.

Caracterul transgresiv al depozitelor urgo-aptiene este evident întreicat atât în partea de nord-est a masivului Făgăraș, cît și în zona Gîrbova ele repauzează direct pe șisturile cristaline. În legătură cu aceasta trebuie menționat faptul că transgresiunea nu a venit dinspre est unde în Aptianul inferior continua să se dezvolte faciesul vazos (E. Jekelius, 1938; D. Patruțiu, 1963; M. Sandulescu, 1964), ci dinspre nord-vest întreicat în munții Perșani se cunoaște deasemenea dezvoltat acest facies urgo-aptiian (D. Patruțiu et al., 1965). Faciesul urgo-aptiian și faciesul dolomitic al Triasicului sunt cele două caractere litofaciale ale zonei ridicate Făgăraș-Gîrbova ce au format, pînă la începutul Cretacicului superior un segment unitar, cînd cu caracter de haut-fond cînd ca teritoriu exondat.

**G) Cretacic superior.** Studiul depozitelor cretacic-superioare din Țara Bîrsei a fost făcut recent de Jana Sandulescu, mai ales pentru cele dezvoltate în facies pelagic sau detritic calcaros, care au permis o analiză detaliată microbiostratigrafică. Rezultatele acestui studiu sunt analizate pe larg într-o comunicare prezentată în aprilie 1965<sup>1)</sup>. Considerăm că este necesar să subliniem unele concluzii mai importante ale acestui studiu, de care ne vom folosi la analiza structural-evolutivă a regiunii.

De la început trebuie remarcat faptul că în cadrul Cretacicului superior se constată variații însemnante de facies aşa încit nu se mai poate vorbi de orizonturi în sensul strict al cuvîntului ci de faciesuri ce se succed atât pe verticală cît și pe orizontală. În Cretacicul superior din Țara Bîrsei se dezvoltă trei faciesuri și anume :

1. *Faciesul grezos conglomeratic* dezvoltat în general în baza stivei de depozite cretacic-superioare. El ocupă intervalul Vraconian – Cenomanian dar în anumite locuri urcă mai sus eventual pînă la Senonian, avînd în vedere faptul că la nord de Măgura Codlei la partea superioară a gresiilor

<sup>1)</sup> Op. cit. p. 180.



s-au identificat în secțiuni subțiri cîteva exemplare de *Siderolites* și faptul că microfaciesul calcarelor intercalate la partea superioară a gresiilor de la nord de Vlădeni este foarte asemănător cu acela al calcarelor de la Tohan, intercalate în faciesul marnos la nivelul Turonian superior — Coniacianului. Acest facies grezos-conglomeratic are o compoziție litologică destul de variată. În partea de sud a regiunii se dezvoltă gresii masive cu intercalații conglomeratice, în general alcătuite din cuart și sisturi cristaline. Spre Codlea se intercalează din ce în ce mai multe conglomerate polimictice de tipul conglomeratelor de Postăvaru (M. Sandulescu, 1964) care uneori devin foarte calcaroase. La partea superioară a conglomeratelor de la Codlea se individualizează chiar lentile mai mari sau mai mici de brecii calcaroase sau calcarenite bogate în Melobesice și alge Coralinacee ce se aseamănă cu calcarele de la nord de Vlădeni și de la Tohan, pomenite mai sus (comparația a fost făcută în secțiuni subțiri). La vest de Valea Caldă faciesul redevine predominant grezos, gresiile sunt în general calcaroase. Spre Șinca Nouă faciesul grezos este dezvoltat numai ca pete izolate, fapt ce îngreunează posibilitățile de corelare. Totuși se poate constata că pe măsură ce înaintăm spre vest gresiile devin tot mai calcaroase pentru ca la vest de Șinca Nouă să fim în prezență unui facies calcarenitic tipic foarte asemănător cu cel dezvoltat pe Valea Bogată în Munții Perșani și pe care D. Prulius și colaboratorii<sup>1)</sup> îl separă sub denumirea de „Quadersandstein”. Faptul că aceste două faciesuri identice se dezvoltă în porțiunile cele mai occidentale ale zonei cristalino-mezozoice, pe marginea Bazinului Transilvaniei, îl considerăm foarte semnificativ. De aceea considerăm că tranziția de la faciesul conglomeratic polimictic din est, spre faciesul calcarenitic (Quader) din vest este general pentru toată zona cristalino-mezozoică dela interiorul curburii. La nord de Vlădeni faciesul grezos-conglomeratic este alcătuit din conglomerate polimictice și gresii masive similară ca alcătuire cu cele de la Codlea, descrise mai sus. Caracterul transgresiv al acestor conglomerate și gresii și prezența calcarelor intercalate la partea lor superioară, calcare ce se pot paraleliza după caracterele lor de microfacies cu cele turonian-superior — coniaciene de la Tohan, pledează pentru vîrsta vraconian-turoniană a lor. Din acest punct de vedere trebuie să subliniem faptul că așezarea discordantă a gresiilor și conglomeratelor vracono-turoniene direct pe calcarele urgoniene din partea de sud a masivului Gîrbova exclude posibilitatea existenței, cel puțin în această regiune, a unor conglomerate albiene. Așa cum am remarcat și cu altă ocazie (M. Sandulescu, 1964), conglomeratele albiene

<sup>1)</sup> Comunicare verbală.

lipsesc din zona cristalino-mezozoică, dezvoltindu-se în schimb în zona flișului. Abia transgresiunea vracono-cenomaniană care s-a dezvoltat după M. Ilie (1954) puternic și în munții Perșani, a acoperit zona cristalino-mezozoică în întregime.

2. *Faciesul marnos* se dezvoltă la Tohan, în culoarul Vlădeni și în regiunea Șinca Nouă. El ocupă intervale stratigrafice diferite (Janasandulescu<sup>1)</sup>) în funcție de variațiile de facies ce le suferă. Ceeaace vrem să remarcăm este faptul că singurul loc unde există certitudine că între faciesul grezos și cel marnos există o discontinuitate este în regiunea Șinca Nouă, adică pe bordura de nord a masivului cristalin al Făgărașului, fapt semnificativ, ce demonstrează că acesta din urmă a continuat să aibă o poziție structurală ridicată și în timpul Cretacicului superior.

3. *Faciesul calcaros-detritic*, dezvoltat numai în regiunea Tohan ocupă partea superioară a Cretacicului superior. Raporturile lui cu faciesul marnos sunt caracterizate de o îndințare pe direcția N-S, în sensul că în timp ce pe valea Bîrsei faciesul calcaros detritic ocupă numai partea superioară a Maestrichtianului, spre nord el invadăază în jos pînă în Santonian.

Din cercetările efectuate de Janasandulescu se desprinde deosemenea concluzia că în afara de zona Șinca Nouă, Cretacicul superior prezintă o succesiune continuă și completă. Diferitele variații de facies ar putea fi datorate unor oscilații pe verticală a surselor de alimentare cu material detritic care au determinat în anumite momente dezvoltarea litofaciesurilor mai grosiere.

H) Paleogen. În regiunea studiată de noi depozitele de vîrstă paleogenă sunt cantonate numai în culoarul Vlădeni. Studiul lor ca și corelarea diferențelor profile este îngreunat de caracterul discontinuu al aflorimentelor, din cauza dezvoltării mari a depozitelor cuaternare.

Au putut fi identificate depozite de vîrstă paleocenă, eocenă și oligocenă. Eocenul era cunoscut numai în două puncte în regiunea Vlădeni (H. Wachner, 1915; E. Jekelius, 1938). În schimb Oligocenul, descoperit de O. Schmidt (1932) era figurat pe suprafețe mai întinse dela vest de Șinca Nouă pînă la Vlădeni. Paleocenul nu era semnalat în nici o lucrare.

Prin cercetările micropaleontologice efectuate de Janasandulescu<sup>1)</sup> au fost puse în evidență depozite de vîrstă paleocenă și eocen-

<sup>1)</sup> Op. cit. p. 180



inferioară la est și sud-est de Vlădeni. Ele se dezvoltă într-un facies marnos și au fost confundate cu depozitele Cretacicului superior. Prezența unei microfaune caracteristice îndepărtează orice dubiu. Vîrsta acestor depozite marnoase, în care se intercalează conglomerate și brecii calcaroase bogate în cloritoșisturi și amfibolite (în general în roci verzi) a putut fi stabilită ca fiind Paleocen—Eocen inferior. Ele sunt transgresive pe depozitele grezoase ale Cretacicului superior și suportă deasemenea transgresiv depozite oligocene. Relațiile lor cu depozitele eocen-medii sunt foarte greu de stabilit. La vest de Valea Cantonului ele par a suporta depozitele grezoase grosiere cu numuliți ale Eocenului mediu, contactul între ele este însă acoperit de depozite cuaternare.

Eocenul mediu este dezvoltat în general într-un facies grezos microconglomeratic. El admite și intercalații de marne cenușii cu o microfaună de foraminifere aglutinante (cu *Cyclamina amplectens* Grzybow.). Punctele în care se pot observa aceste depozite sunt: a) la est de valea Cantonului, b) pe valea Homorodului între Vlădeni și gara Valea Homorod (gresii și conglomerate mărunte cu numuliți lutețieni), c) pe valea Boului și valea Rogozea (gresii și microconglomerate cu numuliți - cu intercalații de marne cenușii), d) pe valea Cerboiaia (gresii și microconglomerate cu intercalații de marne). În acest din urmă profil există dovezi micropaleontologice și pentru Eocenul superior. Nu este exclus ca acesta să fie cuprins și pe celelalte profile dar deocamdată nu a putut fi determinat.

O situație specială se prezintă la nord de Vlădeni unde Eocenul mediu și superior îmbracă un facies marnos asemănător cu cel a Cretacicului superior. Prezența lui a putut fi semnalată numai prin analizele micro-paleontologice (Jana Sandulescu). Din punct de vedere cartografic noi nu îl putem separa și deasemenea este greu să precizăm dacă între Cretacicul superior și Paleogenul din acest sector este vre-o lacună. S-ar putea ca în timp ce la nord de Vlădeni sedimentarea să fi continuat fără întrerupere din Cretacic în Paleogen, la sud pe marginea cristalinului ridicat al Făgărașului să avem de a face cu ingresiuni repetitive ale depozitelor paleogene care totodată își schimbă și litofaciesul.

Oligocenul a fost cercetat numai parțial în bazinul văii Homorodului și la Șinca Nouă. Faciesul în care se dezvoltă este asemănător întrucîtva cu cel al stratelor de Krosno-Fusaru din zona flișului Carpaților orientali. Spre deosebire de acestea depozitele grezoase au o răspindire restrânsă, în detrimentul lor dezvoltându-se cele șistoase. Rocile cele mai comune sunt șisturile marnoase sau argiloase cafenii sau cenușii-negriicioase. În acest „fond litologic” se intercalează adesea șisturi disodilice în pachete de grosimi variabile dela cîțiva centimetri pînă la cîțiva zeci de



metri. La Șinca Nouă și la izvoarele Homorodului am găsit și cîteva intercalăii de menilite. Gresiile sînt calcaroase, cenușii, muscovitice, mediul-granulare. Ele se prezintă în bancuri de 2—5 cm sau de 25—30 cm grosime. Spre partea superioară se intercalează microconglomerate calcaroase, în care pe valea Brădetului am găsit numeroase Heterostegine. Pe această vale deasupra depozitelor oligocene se poate urmări un pachet marnos care a fost considerat ca aparținînd Aquitanianului (T r. I c h i m<sup>1</sup>); Victoria Zotta<sup>2</sup>). Deasupra lui se aşează transgresiv depozite conglomeratice miocene ce suportă tuful de Dej. Conglomeratele au la partea lor superioară intercalăii argiloase și grezoase roșii amintind în ansamblu de conglomeratele de Brebu. Poziția sub tuful de Dej pledează pentru paraleлизarea lor cel puțin cu partea superioară a stratelor de Hida din nordul Transilvaniei. În aceiași ordine de idei s-ar putea paraleliza o parte a depozitelor oligocene cu stratele de Ileanda.

### III. Tectonica

Cele patru sectoare anunțate la începutul lucrării ca fiind elementele structurale majore ale regiunii studiate, sînt caracterizate de stiluri tectonice diferite. Mai mult decît atît, ele sînt separate de o serie de fracturi importante care au jucat un rol de prim ordin în diferențierea caracterului lor tectonic. Vom începe prin a analiza acestei fracturi majore pentru a trece apoi la analiza elementelor fiecărui sector în parte.

**A) Falia Holbav.** Existența acestei fracturi a fost recunoscută de toți cercetătorii ce au studiat regiunea din estul Făgărașului. Ea este marcată de încălecarea seriei gnaisului de Holbav peste șisturile cristaline ale seriei de Leaota și peste depozitele sedimentare pe care acestea le suportă. Noi am putut-o urmări din regiunea Poiana Mărului pînă la nord-vest de Măgura Codlei. În zona Poiana Mărului încălecarea se stabilește între seria de Holbav și cea de Leaota, mai spre nord-est seria de Holbav ajunge să încalece peste depozitele cretacic-superioare grezoase, apoi pe depozite liasice (în regiunea Holbav) și în sfîrșit peste Dogger și Malm în zona Măgura Codlei. Vîrstă ultimei mișcări a faliei poate fi determinată ca post cretacic-superioară, eventual ante-paleogenă. Desigur ne

<sup>1</sup>) T r. I c h i m — Cercetări geologice în regiunea Arpaș—Făgăraș—Perșani. Raport geologic MIPCh. 1958. Arh. Com. Geol. București.

<sup>2</sup>) Victoria Zotta. Din: Raport geologic asupra prospectiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în bazinul Transilvaniei" de M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Otilia Radu, Victoria Zotta, Maria Chiriteșcu. (1962). Arh. Inst. Geol. București.



referim la mișcările de vîrstă alpină ce au avut loc de-a lungul ei întrucât falia este un element structural propriu șisturilor cristaline, cutate fără îndoială înaintea orogenezei alpine, element ce a fost regenerat de această orogeneză. Amploarea încălecării este greu de apreciat. Dacă îmbrățișăm ipoteza lui D. M. Preeda (1941) care pentru a explica izvoarele sărate de la sud de Șinca Nouă, din plină zonă de șisturi cristaline, admite prezența unui sedimentar (Triasic inferior cu sare) prins între seria de Holbav și seria de Leaota, ar trebui să admitem o săritură pe orizontală, destul de importantă conferind faliei Holbav caracterul unui șariaj. Ideia ne suride, dar dovedirea existenței unui Triasic salifer, inexistent în tot restul Carpaților românești, este o piedică greu de trecut.

În legătură cu falia Holbavului se dezvoltă și solzul Poiana Mărului pus în evidență de noi între Poiana Mărului și valea Vulcănița. La alcătuirea lui iau parte șisturi cristaline aparținând seriei de Leaota și depozite triasice dezvoltate la est de Poiana Mărului într-un petec redus. Solzul încălecă spre est peste depozite cretacic-superioare grezoase. El se îngustează treptat spre nord-est fiind acoperit de încălecarea gnaisului de Holbav. Spre sud-vest credem că acest solz se leagă cu falia inversă figurată de R. Dimitrescu (1964) la sud de valea Bîrsa, în vestul Pietrii Craiului.

**B) Falia Dealul Mare—Valea Caldă.** O fractură importantă se dezvoltă pe marginea nordică a masivului cristalin al Făgărașului separându-l de culoarul Vlădeni. Este vorba de falia Dealul Mare — Valea Caldă cu direcție aproximativ E—W. Această falie are caracterul unei falii normale cu decroșare, cu compartimentul de nord căzut. Rolul jucat de această fractură în desăvîrșirea structurii regiunii cercetate este de prim ordin. O primă caracteristică a faliei Dealul Mare—Valea Caldă este că separă două regimuri tectonice diferite. La sud un regim tectonic cu încălecări importante spre est, la nord un regim tectonic lipsit aproape complet de deformări atât plicative cât și rupturale. Această situație ne îndreptățește să credem că falia Dealul Mare—Valea Caldă a dirijat mișcarea spre est a cristalinului Făgărașului, mișcare ce a dus la nașterea faliei Holbavului, precum și la structura complicată a terenurilor mezozoice dela est de ea, în zona Holbav—Vulcan—Măgura Codlei. Această concluzie este subliniată și de faptul că falia Holbav precum și solzul Măgura Codlei nu se mai continuă la nord de falia Dealul Mare—Valea Caldă. Falii similare au existat și mai la est în nordul Brașovului și a Pietri Mari (M. Sandulescu, 1964) înscriindu-se într-un sistem de falii transversale acoperite astăzi în parte de depresiunea Bîrsei.

Formarea faliei Dealul Mare—Valea Caldă credem că este legată de faza de cutare austrică, ea a continuat însă să fie activă și în fazele următoare, relevându-și caracterul de falie cu evoluție îndelungată. Oscilațiile compartimentelor sudic și rordic ale acestei falii sunt marcate în sedimentele ce s-au depus în culoarul Vlădeni și pe masivul cristalin al Făgărașului. În legătură cu aceste oscilații reamintim discontinuitatea între faciesul grezos (Vraconian-Cenomanian) și cel marnos (Senonian) de pe masivul cristalin, faciesul mai grosier al Eocenului mediu din sudul culoarului Vlădeni, intercalațiile conglomeratice grosiere din Paleocen-Eocenul inferior tot din sudul culoarului, persistența faciesului grezos pînă în Senonian în culoarul Vlădeni și în special la nord de Măgura Codlei etc.

**C) Tetonica sectorului Holbav—Vulcan—Codlea.** Acest sector este situat la est de falia de încălcare a Holbavului și cuprinde cîteva elemente structurale mai importante : sinclinalul Holbav, solzul Măgura Codlei, horstul (blocul) inclinat Vulcan.

1. *Sinclinalul Holbav* se poate urmări ca o structură unitară dar de lățime variabilă de la sud de localitatea Holbav, din valea Vulcănița, pînă la nord-est de Valea Mămăligii unde se afundă sub cîmpia Bîrsei. El este încălecat de la vest de gnaisul de Holbav și de solzul Măgura Codlei iar la est este separat printr-o falie normală de cristalinul din dealul Merezi (marginea de vest a blocului inclinat Vulcan). În subasmentul sinclinalului se găsesc șisturi cristaline aparținînd seriei de Leaota, fapt evidențiat în mai multe foraje. Structura de amanunt a sinclinalului este complicată de o serie de falii secundare cu săritură mică puse în evidență de forajele sus menționate, falii a căror direcție este în general longitudinală.

La alcătuirea sinclinalului Holbav iau parte mai ales depozite liasice și doggeriene, precum și cîteva petece de calcar de Stramberg și de marne neocomiene. Flancul sud-estic al sinclinalului este marcat de falia ce mărginește cristalinul din blocul inclinat Vulcan, falie ce se poate urmări pînă la marginea depresiunii Bîrsei, la sud—sud-vest de Codlea. În lungul acestei falii, la nord-est de Valea Lată cristalinul din compartimentul estic ridicat se scufundă treptat imbrăcîndu-se în Valea Mămăligii cu depozite permo-seisiene. Din această cauză din Valea Mămăligii spre nord-est falia se urmărește între depozite liasice în compartimentul căzut (NW) și cele permo-seisiene în cel ridicat (SE). Flancul nord-vestic al sinclinalului este încălecat de solzul Măgura Codlei. În acelaș timp el se acoperă cu depozite cretacic-superioare ce se dezvoltă la vest de Codlea.



2. *Solzul Măgura Codlei* este o structură orientată N—S, având forma unui sinclinal încălecăt spre est, în lungul flancului său oriental. Încălecarea este din ce în ce mai accentuată spre nord, fapt pus în evidență și de inclinarea mai mică a planului de falie în aceeași direcție. Formarea solzului Măgura Codlei este strâns legată de încălecarea gnaisului de Holbav, care a determinat în terenurile sedimentare situate la est nașterea unor complicații tectonice destul de însemnate. Tinind seama de faptul că depunerea depozitelor vracono-cenomaniene a fost precedată de o perioadă de eroziune care a îndepărtat o parte din depozitele jurasic-superioare, noi vedem nașterea solzului Măgura Codlei legată de prezența unei mase competente reprezentată de calcarele de Stramberg care s-au păstrat într-o porțiune mai scufundată și deci ferită de eroziune. Această masă competentă a reacționat activ la efortul tectonic exercitat de masivul cristalin al Făgărașului, încălecind în sensul mișcării acestuia, adică spre est. Încălecarea este dirijată ca și în cazul faliei Holbavului de falia transversală Dealul Mare—Valea Caldă. Structura solzului este complicată de o încălecare secundară, la sud de Măgura Codlei marcată de aflorarea depozitelor Doggerului.

În legătură cu solzul Măgura Codlei s-a format și lama de marne neocomiene de la izvoarele Văii Late (versantul drept), smulsă din compartimentul încălecăt și antrenat la baza suprafeței de încălecare. Această lamă este de tipul unui „lambou de împingere”.

3. *Horstul (blocul) înclinat Vulcan* reprezintă de fapt flancul vestic al unui sinclinoriu larg (sinclinoriul Vulcan—Cristian) ascuns în parte sub cîmpia Bîrsei și al cărui flanc estic este reprezentat de structurile din zona Cristian—Rîșnov. La alcătuirea blocului înclinat Vulcan iau parte depozite triasic-inferioare și medii ce repauzează normal pe cristalinul de Leaota din dealul Merezi — Valea Mămăligii. Raporturile cu cristalinul sunt normale aşa cum le-a figurat pentru porțiunea dintre Valea Lată și valea Mămăligii și P. Vilceanu (1960). A. Semaka (1962) consideră cristalinul încălecăt peste depozitele detritice cuarțitice, situație ce nu se poate observa pe teren. Numai la izvoarele pîriului Hoapec, la vest de Vulcan contactul între cristalin și sedimentarul dela est este redresat la verticală și deversat puțin dar imediat la nord de șoseaua Vulcan—Holbav (Dealul Românilor) raporturile redevin normale și se urmăresc cu acest caracter pînă în Valea Mămăligii. De altfel și afundarea periclinală a cristalinului sub depozitele permuo-seisiene, în Valea Mămăligii, pledează pentru raporturi normale între acestea două. Blocul înclinat Vulcan este afectat de cîteva falii transversale dintre care unele se continuă și în sinclinalul Holbav. Deasemenea depozitele triasice sunt slab încrețite și

pe alocuri faliate, însă aspectul structural general este acela de homoclin înclinat spre est.

Este interesant să remarcăm că cele trei elemente structurale importante au cîteva trăsături distinctive care le caracterizează mai bine. Solzul Măgura Codlei este caracterizat de dezvoltarea mare a depozitelor calcaroase neojurasice, de prezența jaspurilor și de faciesul oarecum diferit al Doggerului. Sinclinalul Holbav este caracterizat de dezvoltarea mare a depozitelor Liasice, de prezența marnelor cu *Posidonia alpina* și a Neocomianului vazos cu Amoniți în timp ce horstul Vulcan se individualizează ca o zonă de dezvoltare a depozitelor triasice care lipsesc în celelalte două elemente structurale.

Este necesar să ne opriim și asupra interpretării tectonice de ansamblu pe care o dă P. Vîlceanu (1960) regiunii Holbav—Vulcan. Această autor consideră că falia dintre cristalinul din dealul Merezi și Liasicul din flancul estic al sinclinalului Holbav ar reprezenta fruntea unui șariaj iar falia Holbav ar fi un accident secundar. Această ipoteză este contrazisă de mai multe fapte; 1) este greu să se argumenteze un șariaj în care „pînza” este mai nouă (Liasic) decît „autohtonul” (sisturi cristaline); 2) urmărind spre sud dezvoltarea liniilor tectonice se poate observa că singura falie importantă ce pune în contact un cristalin de tip mezozonal cu unul de tip epizonal este falia Holbavului; 3) forajele executate în sinclinalul Holbav au întîlnit cristalin de tip Leaota (A. Semaka, 1962) și nu gnais de Holbav.

Considerăm necesar să mai adăugăm pentru întregirea imaginii structurale a sectorului pe care îl analizăm că la sud de paralela Vulcanului sinclinalul Holbav și blocul Vulcan sunt acoperite de depozite cretacice-superioare din regiunea Tohan—Zărnești. De aceia prelungirea lor spre sud nu este vizibilă. Se poate totuși presupune că în ansamblu zona Holbav—Vulcan—Codlea se prelungea, ca zonă de sedimentare, în regiunea Piatra Craiului, cu singura deosebire că în această din urmă zonă, lipsesc depozitele liasice și triasice, care fie că nu s-au depus, fie că au fost îndepărtate de eroziune.

**D) Teotonica masivului cristalin al Făgărașului (extremitatea orientală).** Ne vom ocupa numai de deformările alpine pe care le-a suferit masivul, întrucât în preocupările noastre nu a intrat și studiul sisturilor cristaline. Structura alpină a extremității orientale a masivului cristalin poate fi descifrată cu ajutorul celor cîteva pete de depozite mezozoice păstrate în regiunea Văii Găunoasa. Aceste depozite se prezintă sub forma unor fișii mai mult sau mai puțin alungite est-vest, limitate pe marginea lor

sudică de falii de încălecare. Ele au structura unor sinclinali solzificate ce au o direcție proprie segmentului meridional al Carpaților (E—W). Asemenea sinclinali înălțate în sisturile cristaline sunt citate și la vest de valea Șinca de V. Maniliici (1956) și R. Dimitrescu (1964) cu o direcție oarecum schimbată (NE—SW). Formarea solzilor citați mai sus a avut loc în timpul fazei austrice în prima etapă principală a deformării tectonice a regiunii. Ceeace este demn de remarcat este faptul că sinclinalile înguste din pîrîul Valea Găunoasă sunt așezate aproape paralel cu falia transversală Dealul Mare—Valea Caldă, fapt care explică în bună măsură direcția lor.

În regiunea Șinca Nouă, pe masivul Făgărașului se aştern depozite marinoase senoniene și depozite șistoase oligocene, precum și cîteva pete de depozite grezoase și calcaroase vacono-cenomaniene. Ele au înclinări constante spre nord și nu sunt afectate decît de falia Dealul Mare — Valea Caldă.

E) **Teconica culoarului Vlădeni.** Culoarul Vlădeni este dezvoltat la nord de masivul cristalin al Făgărașului, mai precis la nord de falia Dealul Mare - Valea Lată. El are în ansamblu forma unui imens bloc înclinat spre sud și înecat sub depozite cretacic-superioare și paleogene. Caracterul de bloc înclinat spre sud este marcat de dezvoltarea mare a depozitelor paleogene în apropierea faliei Dealul Mare—Valea Caldă și de dispunerea sugestivă a zonelor de aflorare a depozitelor cretacice pe flancul său nordic. Astfel la nord de Vlădeni apar succesiv unele de sub altele depozite grezoase vraconian-cenomanian-turoniene de sub care pe marginea masivului cristalin al Gîrbovei apar depozitele urgo-aptiene.

Structura de amănuț a culoarului Vlădeni este foarte simplă deosebindu-se esențial de a compartimentelor de la sud. Această diferențiere o punem pe seama faliei transversale Dealul Mare—Valea Caldă care a despărțit în cele două flancuri ale sale regimuri tectonice diferite.

Dispoziția homoclinală a depozitelor din culoarul Vlădeni este deranjată doar de cîteva boltiri brachianticlinale una în regiunea văii Homorod la vest de Vlădeni marcată de apariția depozitelor eocene și alta în bazinul pîrîului Geamăna dezvoltată în depozite grezoase cretacic-superioare flancate de depozite marinoase paleocen—eocen-inferioare. Pe flancul sudic al culoarului, la sud-vest de Vlădeni depozitele paleogene sunt afectate de o falie normală orientată est—vest, care în raport cu falia Dealul Mare—Valea Caldă este o falie sintetică.

Masivul Gîrbova nu l-am analizat decît pe flancul său sudic de aceea nu ne vom ocupa în mod special de el. Acest compartiment ridicat, în care

aflorează șisturile cristaline este de fapt prelungirea spre nord a părții externe a masivului Făgărașului de care a fost separat la început Cretacicul superior prin prăbușirea subasmentului culoarului Vlădeni. La izvoarele pîriului Hămăradie reaperă șisturile cristaline din Gîrbova de sub depozitele cretacic-superioare grezoase și urgo-apțiene. În mare măsură această reaflorare a subasmentului cristalin se datorează eroziunii avînd deci caracterul de ochi de eroziune dar se poate să fi intervenit o slabă ondulare orientată NE---SW de tipul unui brachianticlinal paralel cu direcția brachianticlinorului principal (Gîrbova) care să fi ajutat eroziunea să dezvelească subasmentul.

Atât culoarul Vlădeni, cît și masivul Gîrbova sunt acoperite la vest de depozitele miocene ale Depresiunii Transilvaniei care înclină monoclinal spre vest sau nord-vest.

Din analiza structurii zonei cristalino-mezozoice din regiunea cercetată se desprinde o primă concluzie importantă: existența a două direcții structurale majore care se întrelapă. O direcție aproximativ N—S sau cel mult NE—SW proprie segmentului oriental al Carpaților și o direcție E—W proprie segmentului meridional al acestora. Intersecția celor două direcții a determinat o serie de particularități ale structurii tectonice a regiunii, una dintre cele mai însemnante fiind legătura genetică între încălecările cu vergență estică de pe marginea externă a masivului cristalin al Făgărașului și falia transversală E—W de pe bordura sa nordică. Dar această interferență are ecouri multiple dintre care cităm numai cîteva: 1) ridicarea transversală Postăvaru—Cristian—Vulcan (M. Sandulescu, 1964) și zona coborâtă Zărnești—Rîșnov dispuse perpendicular pe structurile NE—SW din masivul Postăvaru—Runcu; 2) sistemul de falii transversale de pe bordura nordică a Pietrei Craiului—Bran și regiunea văilor Glăjăriei—Mălăești și Tigănești (D. Patrulius<sup>1)</sup>; N. Oncescu, 1943; Ilieana Popescu<sup>2)</sup>, M. Sandulescu, 1964); 3) ridicarea transversală dela nord de Brașov (M. Sandulescu, 1964); 4) formarea culoarului Vlădeni în perioada de distensiune ce a urmat mișcările mezocretacice.

O a doua concluzie importantă se referă la rolul activ pe care l-a avut masivul cristalin al Făgărașului, rol subliniat și în alte lucrări (N. Oncescu, 1943; M. Sandulescu, 1964). Direcția pe care a acționat masivul a fost orientată E—W, adică în lungul lui, fapt foarte interesant de

<sup>1)</sup> D. Patrulius — Raport asupra cercetărilor și ridicările geologice efectuate în cadrul folii 1:100.000 Zărnești. (1963) Arh. Inst. Geol. București.

<sup>2)</sup> Op. cit. pag. 187.



semnalat. El a acționat ca un „belier” gigantic asupra terenurilor din fața extremității lui orientale determinând tectonizarea lor avansată. De altfel trebuie remarcat că cea mai complicată structură tectonică de la interiorul curburii carpaticice o are porțiunea din zona cristalino-mezozoică situată în fața acestui masiv.

#### IV. Considerații geotectonice

Din punct de vedere evolutiv putem distinge în regiunea cercetată două zone care au avut caracter geotectonic oarecum diferite: o zonă cu sedimentare abundantă, din care face parte și sectorul Holbaș–Vulcan–Codlea și una cu caracter de „haut fond”, ce înglobează masivul Făgărașului și Gîrbovei și care probabil se prelungea și mai la nord. În aceste două zone evoluția sedimentară a fost diferită, cum am văzut în capitolul referitor la stratigrafie și de sens invers.

În general ansamblul de fose și cordiliere sau haut-fonduri dezvoltate pe amplasamentul zonei cristalino-mezozoice prezintau caracterele unei zone eugeosinclinale. Magmatismul inițial s-a manifestat încă din Liasic (efuziuni și tufuri). A continuat în Doggerul superior (stratele cu jaspuri) și chiar în Cretacicul inferior (jaspurile asociate cu calcarele urgoniene).

Din punct de vedere al mișcărilor tectonice putem recunoaște cîteva faze de cutare care au condus prin cumularea efectelor la structura actuală. Dintre cutările ante-cretacice am putea considera că cele kimerice vechi (faza labinică) au determinat o primă cutare a depozitelor triasice (M. Sandulescu, 1964).

În faza austriacă se schițează principalele elemente structurale care se vor desăvîrșii în fazele următoare. Faza austriacă s-a desfășurat în două etape: una înaintea Urgo-Aparțianului și a doua după acesta, înaintea Vraconianului. Faza austriacă a fost urmată de o perioadă de eroziune care a determinat îndepărțarea depozitelor mezozoice de pe o bună parte a cristalinului de Leaota dintre Holbaș–Vulcan și Piatra Craiului.

Odată cu transgresiunea Cretacicului superior se schițează și culoarul Vlădeni care se formează în perioada de distensiune ce a urmat cutării. În general toată zona cristalino-mezozoică a fost acoperită de această transgresiune. Sedimentarea este continuă, cu mici oscilații locale pînă la sfîrșitul Cretacicului superior, după care urmează faza de cutare laramică ce desăvîrșește structura zonei cristalino-mezozoice.

În timpul Paleogenului au loc cîteva oscilații pe verticală ce determină în anumite zone mai ridicate din punct de vedere paleogeografic



întreruperi în sedimentare (marginea sudică a culoarului Vlădeni). De altfel depozitele Paleogene se însinuează ca un mare golf între masivul Făgăraș și Gîrbova, golf ce se prelungea înspre sud pînă în regiunea Tohanu Nou--Sohodol, cel puțin.

Mișcările tectonice din timpul și de la sfîrșitul Paleogenului au determinat o tectonică rupturală, fapt ilustrat și de dispoziția quasatabulară a depozitelor paleocen-eocene și oligocene. Față de tectonizarea avansată a depozitelor cretacic-superioare acest caracter tabular al depozitelor paleogene pune în evidență faza laramică chiar dacă în unele sectoare există argumente pentru continuitate între Cretacic și Paleogen.

## BIBLIOGRAFIE

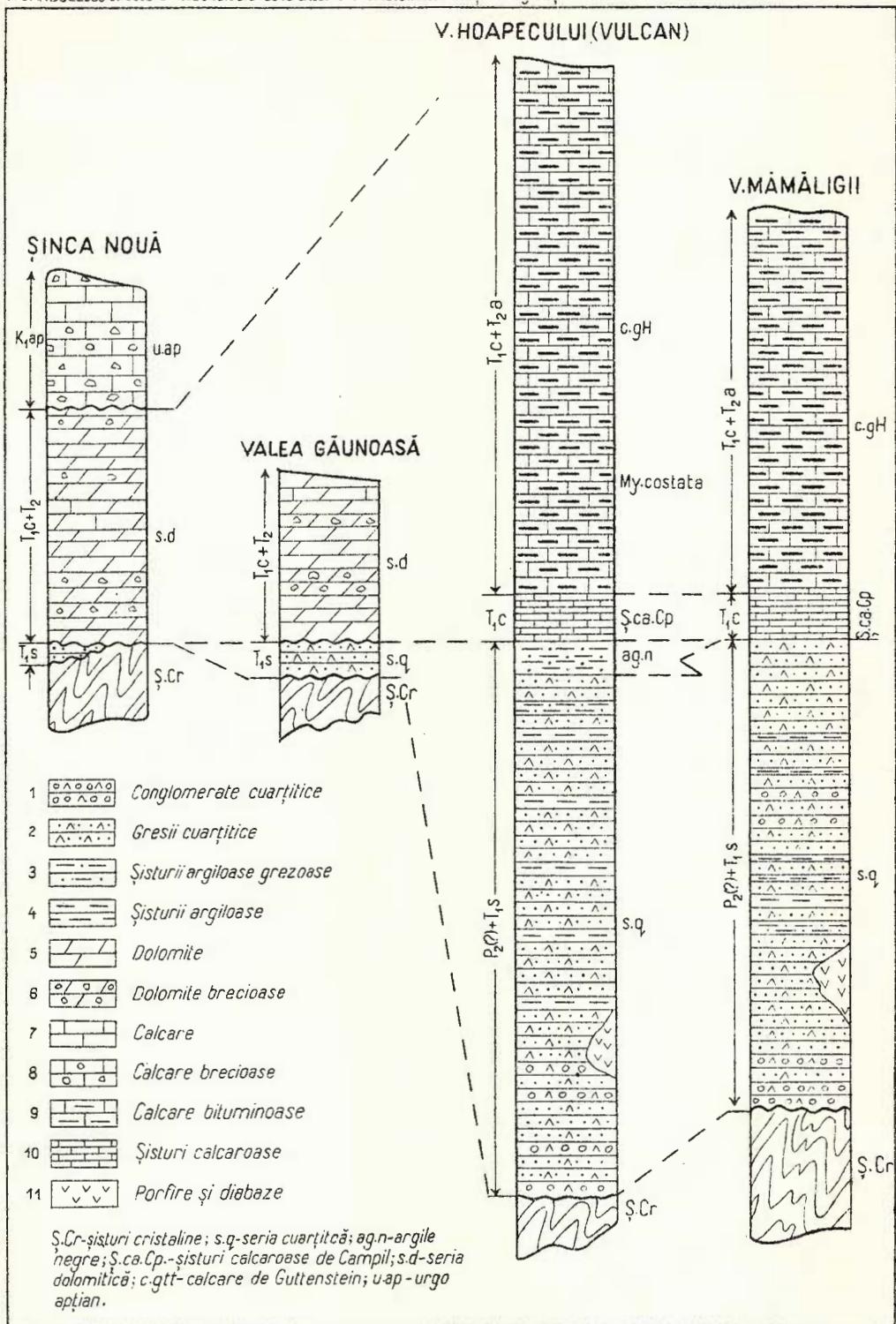
- Dimitrescu R. (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII. București.
- Hauer Fr., Stache H. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Herbich F. r. (1878) Das Széklerland. *Jb. k. ung. geol. R.A.* VI. Budapest.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a Munților Perșani. I. Regiunea Cuciulata—Lupșa—Comana—Venetia. *An. Com. Geol.* XXVI. București.
- Jekelius E. (1923) Cărbunii liasici din imprejurimile Brașovului. *Inst. Geol. Rom. Stud. tehn. econ.* 3, 1. București.
- Jekelius E. (1927) Structura geologică a regiunii liasice cu cărbuni dela Vulcan—Codlea. D.S. *Inst. Geol. Rom.* X (1921—1922). București.
- Jekelius E. (1938) Das Gebirge von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București.
- Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocelor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Mărului—Șinca Nouă. *An. Com. Geol.* XXIX (1949). București.
- Onicescu N. (1943) Région de Piatra Craiului—Bucegi (Étude géologique). *An. Inst. Geol. Rom.* XXII (1940). București.
- Patrulius D. (1963) Schița stratigrafică a seriei neocomiene de Dîmbovicioara : Hauterivian, Barremian și Bedoulian de facies pelagic și recifal. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V Comunic. Științ.* III, 2 (1961). București.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1965) Seriile mezozoice autohtone și a pînzei de decolare transilvană din imprejurimile Comanei (Munții Perșani). *An. Com. Geol.* XXXV. București (sub tipar).
- Preda D. M. (1941) L'origine des sources salées de Șinca Nouă. *C.R. Acad. Sci. Roum.* București.
- Sandulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvaru—Runcu (Munții Brașovului). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2. București.
- Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale Munților Făgărașului. D.S. *Inst. Geol.* XV (1926—1927). București.
- Schmidt O. (1932) Neue Beobachtungen über das Vorkommen von Oligozän und Burdigalien am Südostrande des siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* București.



## COLOANE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR TRIASICE

M. SÂNDULESCU: Structura mezozoicului de la exteriorul cristalinului Munților Făgăraș

Pl.I



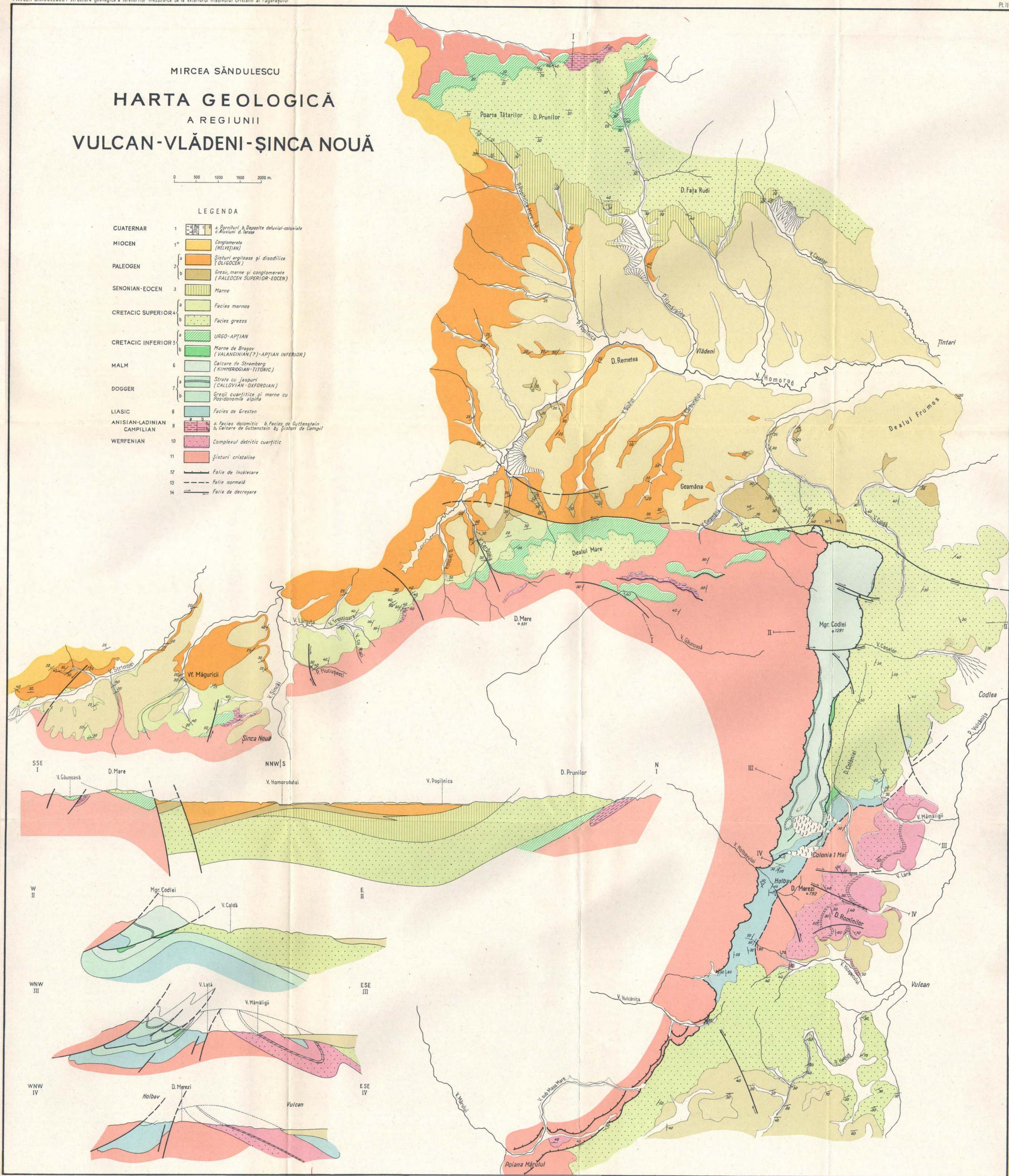
MIRCEA SĂNDULESCU

**HARTA GEOLOGICĂ**  
A REGIUNII  
**VULCAN-VLĂDENI-ȘINCA NOUĂ**

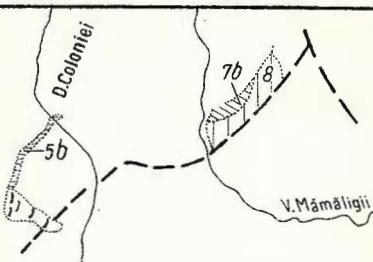
A REGIUNI

4 ÄREN

# VULCAN-VLĂDENI-ŞINCA NOUĂ



ERATĂ LA HARTA GEOLOGICĂ  
A REGIUNII VULCAN-VLĂDENI-ŞINCA NOUĂ  
Pe suprafețele marcate, în lacul culorilor  
de pe hartă se vor considera culorile indicație de cifre.

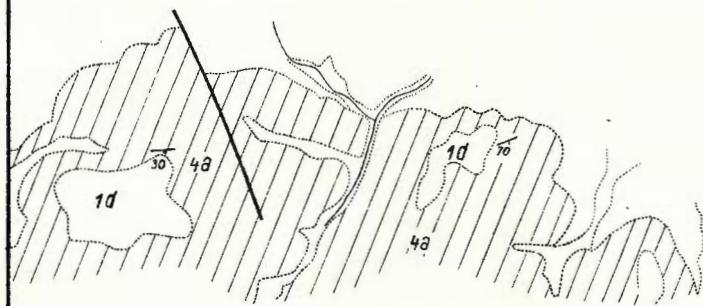


Colonia 1 Mai

ERRATUM À LA CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA RÉGION VULCAN-VLĂDENI-ŞINCA NOUĂ

Sur les surfaces marquées, à la place des  
couleurs de la carte, on doit considérer les  
couleurs indiquées par les chiffres.

Vulcan



Dări de seamă vol. LII/2

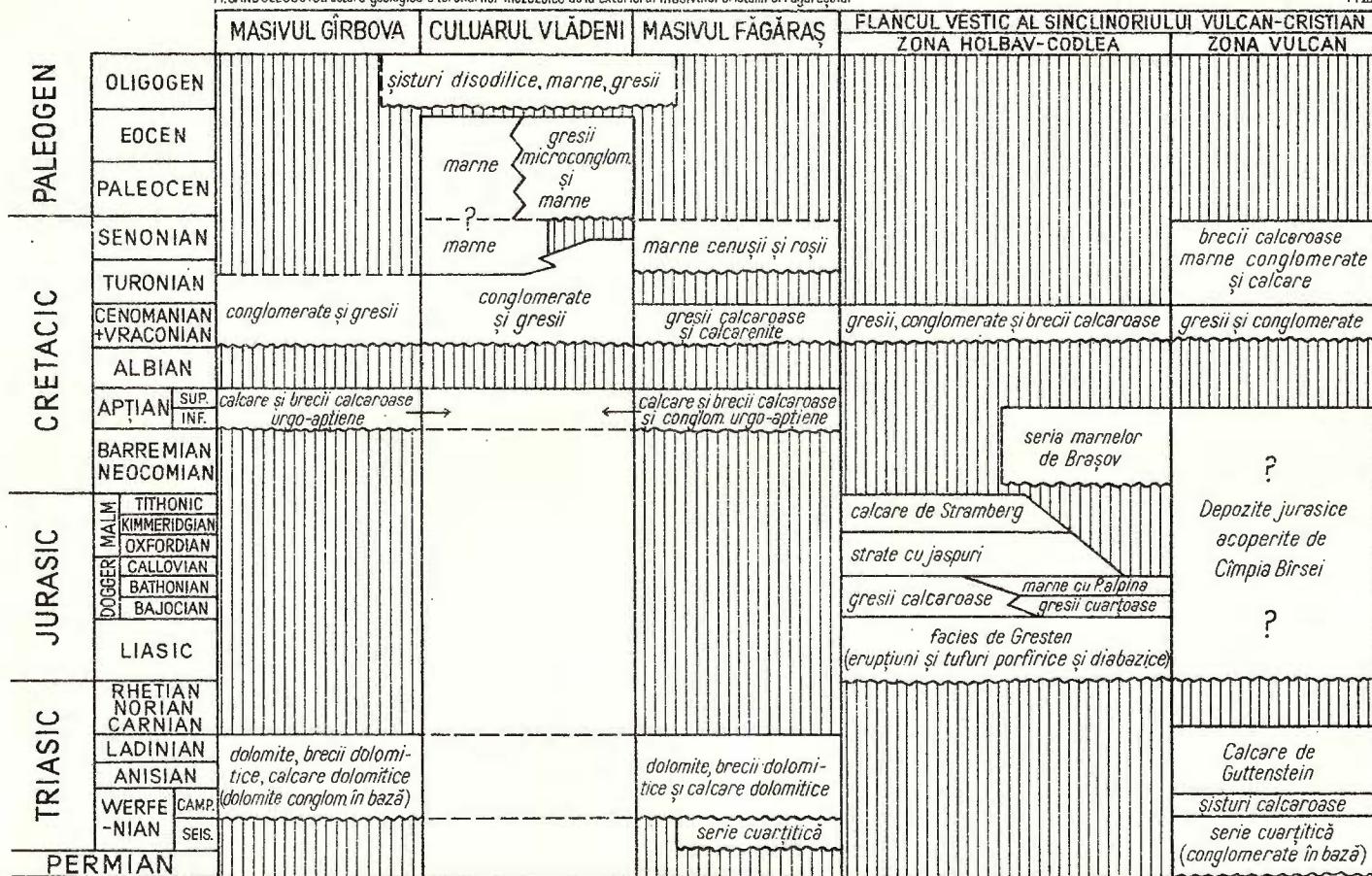


Institutul Geologic al României

# TABELUL SINOPTIC AL FORMAȚIUNILOR MEZOZOICE ȘI PALEOGENE DE LA EXTERIORUL MASIVULUI FĂGĂRAȘ

M. SĂNDULESCU: Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgăreșului

PI III



- Semakaa A. (1962) Contribuții la stratigrafia Liasicului de la Vulcan—Codlea (sinclinalu principal). *D.S. Com. Geol.* XLIII (1955—1956). București.
- Vîlceanu P. (1960) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Codlea. *Stud. Cerc. geol.* V. 1. București.
- Wachner H. (1914) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Volkány (Vulcan) und Keresztfalva (Cristian). *Jber. d. geol. k. ung. A. für 1913.* Budapest.
- Wachner H. (1915) Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Persanyer Gebirges. *Jber. k. ung. geol. R. A. für. 1914.* Budapest.

## STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES TERRAINS MÉSOZOÏQUES À L'EXTÉRIEUR DU MASSIF CRISTALLIN DE FĂGĂRAŞ

PAR

M. SĂNDULESCU

(Résumé)

La région étudiée comprend les collines méridionales des Monts de Persani, les terminaisons orientales des Monts de Făgăraş et les collines contournant à l'W la plaine de Bîrsa. Du point de vue géologique elle se place à l'intérieur de l'arc carpatique et appartient à l'unité cristallino-mésozoïque.

### Stratigraphie

*Schistes cristallins.* Les schistes cristallins, constituant le soubassement des dépôts sédimentaires mésozoïques, appartiennent à trois séries : série des gneiss de Holbav (mésométamorphique) et séries de Leaota et de Făgăraş — les deux épimétamorphiques (R. Dimitrescu — 1964, O. Schmidt — 1930). La structure des schistes cristallins est dominée par la zone d'affleurement de la série de Holbav qui représente un grand anticlinorium, flanqué par les deux séries épimétamorphiques — série de Făgăraş au NW et de Leaota au SE.

*Trias.* Le Trias revêt deux faciès : un faciès dolomitique à l'W et au NW (massif du Făgăraş, brachianticlinorium de Gîrbova) et un faciès caractérisé par le développement des calcaires de Guttenstein à l'E (Vulcan). Le faciès dolomitique commence par une série quartzitique épaisse de 25—30 m (Sejsien) qui manque par endroits à cause d'une érosion ayant précédé le dépôt des dolomies et qui est due à une oscillation verticale positive.



Au-dessus de la série quartzitique, ou lorsque celle-ci manque — à même les schistes cristallins se disposent des dolomies et des calcaires dolomitiques (65—175 m d'épaisseur) d'âge Campilien (supérieur?) — — Anisien (+Ladinien?).

Le faciès à calcaires de Guttenstein développé dans la région Vulcan appartient à une zone plus large qui comprend également les dépôts triasiques au même faciès, de Cristian (E. J e k e l i u s , 1938 ; M. S ă n d u l e s c u , 1964).

Dans la région de Vulcan le faciès de Guttenstein commence également par une série détritique-quartzitique, plus épaisse (350—500 m), qui comprend le Seisien, éventuellement même le Permien supérieur (?). A la partie supérieure de la série détritique se développent des schistes argileux noirâtres qui supportent les schistes calcaires du type Campil (25—30 m). Au-dessus des schistes de Campil se développe la grande masse des calcaires de Guttenstein (plus de 500 m) qui commencent dès le Campilien supérieur (dans les niveaux basals il y a *Myophoria costata*) et comprennent surtout l'Anisien (à *Ceratites trinodosus* — A. S e m a k a , 1962).

Dans la région de Poiana Mărului on trouve, sur une surface restreinte, des dépôts triasiques développés dans un faciès intermédiaire, en quelques sorte, à ceux déjà décrits. Leur position tectonique dans l'écailler de Poiana Mărului vient confirmer ce caractère intermédiaire. Le Trias commence par un calcaire grisâtre marmoréen surmonté par des calcaires bitumineux du type Guttenstein et par des grès blancs quartzeux à ciment calcaire. Vu la présence des calcaires bitumineux, leur âge paraît être Campilien-Anisien.

La comparaison des deux faciès du Trias impose une première conclusion : grâce à la grande différence d'épaisseur des séries synchrones nous pouvons considérer que le faciès dolomitique s'est déposé sur un haut-fond qui comprenait les massifs de Făgăraș et de Gîrbova, tandis que le faciès à calcaires de Guttenstein s'est sédimenté dans un sillon à subsidence accusée.

*Lias.* Le Lias est développé en faciès de Gresten avec des charbons et argiles réfractaires. D'une manière générale on y distingue trois complexes (A. S e m a k a , 1962 ; P. V î l c e a n u , 1960) : un complexe inférieur à grès, schistes argileux et argiles réfractaires, un complexe moyen caractérisé par le grand développement du matériel pyroclastique (agglos-mérats, tufs) et des roches éruptives (porphyres, diabases) et un complexe supérieur gréseux-argileux à schistes charbonneux.



Le développement des dépôts liasiques uniquement à l'E de la faille de Holbav tout comme leur faciès prouvent que la position élevée du massif de Făgărăș s'est accusée, celui-ci étant exondé et fournissant, probablement, la plupart du matériel détritique. Cette zone exondée s'allongeait aussi vers le N dans la partie centrale du massif de Gîrbova en séparant le faciès de Gresten développé à l'E, du faciès de Hierlatz (?) (M. Ilie—1953) et d'Andeth (M. Ilie, 1953; D. Patruilius et autres, 1965) développé dans les Monts de Persani.

Mentionnons ici que la région de Holbav-Cristian-Brașov est la seule des Carpates Orientales où tout le Lias soit développé en faciès de Gresten. C'est la zone la plus externe des Carpates Orientales où l'on connaisse le faciès du Lias.

*Dogger.* Le Dogger est répandu dans les mêmes zones que le Lias. Dans le synclinal de Holbav, le Dogger commence par des grès quartziques blancs (Toarcien supérieur—Bajocien) au-dessus desquels suivent des marnes à *Posidonia alpina* (Bathonien—Callovien inférieur). Plus à l'W dans l'écailler de Măgura Codlei, le Dogger change en quelque sorte de faciès, puisqu'il est représenté par des grès calcaires parfois spathiques.

*Malm.* Le Malm est représenté par des calcaires blancs massifs du type Stramberg. Les couches à jaspes (Callovien-Oxfordien) se développent dans leur base. Par endroits (W de la Colonie 1 Mai) à la base des calcaires de Stramberg s'individualisent des calcaires rouges du type des calcaires à *Aspidoceras acanthicum* (Kimméridgien) substitués probablement, dans les autres secteurs, par le faciès habituel des calcaires blancs. Dans les calcaires de Stramberg nous avons identifié : *Troholina elongata*, *Coscinococonus alpinus*, *Clypeina jurasica*, *Bacinella irregularis*, Algues codiacées (*Cayeuxxia*) et Algues dasycladaceae (*Salingoporella*).

*Crétacé inférieur.* Les dépôts néocomiens (s. l.) marneux se développent sur des surfaces restreintes. Ils commencent (Valea Lată) par un calcaire brécheux, épais de quelques mètres, probablement d'âge Hauterivien si on le compare à des roches semblables du bassin de Dimbovicioara (D. Patruilius, 1963) et des Monts de Brașov (M. Sandulescu 1964). Au-dessus suivent des marnes calcaires à *Phylloceras infundibulum*, *Hoplites*, *Hamites*, *Aptychus* (E. Jekelius, 1923, 1927), *Crioceras duvali* et *Desmoceras hemipygichum* (P. Vilceanu, 1960).

Dans la région étudiée se développent également des dépôts calcaires urgo-aptiens : calcaires à Pachiodontes, calcaires brécheux (calcirudites et calcarénites), brèches calcaires et conglomérats. Des calcaires à Orbitalines s'intercalent aussi. Dans des sections minces nous avons déter-

miné : Foraminifères, fragments de coquilles, Orbitolines (*O. conoidea*), algues calcaires (Solenoporaceae, Coralinaceae, Dasycladaceae (*Salpingoporella dinarica*), *Bacinella irregularis*). Des jaspes jaunâtres et grisâtres s'associent aux dépôts urgo-aptiens (fig. 1). La présence des jaspes dans les calcaires urgoniens prouve l'existence d'un magmatisme crétacé inférieur qui s'inscrit dans le magmatisme initial du cycle alpin. Les dépôts urgo-aptiens sont visiblement transgressifs. Le faciès urgo-apte et le faciès dolomitique du Trias sont les traits caractéristiques lithofaciaux de la zone élevée de Făgăraș—Gîrbova, qui a formé jusqu'au début du Crétacé supérieur un segment unitaire à caractère de haut-fond ou de zone exondée.

*Le Crétacé supérieur.* Tout récemment Jana Sandulescu (1965) a entrepris l'étude des dépôts crétacés supérieurs de Tara Bîrsei. Nous n'en ferons donc pas une description de détail. Remarquons quand même que dans le Crétacé supérieur il existe d'importantes variations de faciès. Le faciès gréseux-conglomératique développé généralement à la partie inférieure des dépôts crétacés supérieurs occupe l'intervalle Vraconien-Cénomanien, pourtant il monte parfois („couloir“ de Vlădeni) jusqu'au Turonien voire Sénonien inférieur. La constitution lithologique est également variée. Dans la partie méridionale (Vulcan) il est constitué par des grès et des conglomérats menus (riches en débris de quartz). A Codlea, des conglomérats polymictiques du type des conglomérats de Postăvarul sont largement développés (M. Sandulescu, 1964). A l'W de Valea Caldă le faciès redevient prédominant gréseux tandis que dans la région de Șinca Nouă il devient plus calcaire „calcarénites“ du type „Quadersanstein“. Nous considérons qu'il s'agit là d'une variation de faciès caractéristique pour tout le secteur interne de la courbure des Carpates. Les conglomérats albiens qui manquent dans la zone cristallino-mésozoïque, ne se développent que dans la zone du flysch. Le faciès marneux du Crétacé supérieur occupe des intervalles stratigraphiques différents (J. Sandulescu, Op. cit.). Le seul endroit où il est sûr qu'entre le faciès gréseux (Vraconio-Cénomanien) et celui marneux (Turonien supérieur — Sénonien) il y a une discontinuité se trouve dans la région Șinca Nouă, sur le bord septentrional du massif de Făgăraș, ce qui signifie que ce dernier a gardé une position structurale élevée même durant le Crétacé supérieur. Il y a encore un faciès individualisé pendant le Crétacé supérieur — celui calcaire détritique, dont Jana Sandulescu suppose qu'il occupe l'intervalle Santonien—Maestrichtien au S de Vulcan et seulement le Maestrichtien supérieur à Tohan.



*Paléogène.* Des études de micropaléontologie (Janá Sănduleșcu) ont mis en évidence dans le „couloir” de Vlădeni des dépôts paléocènes et éocènes inférieurs développés sous un faciès marneux à intercalations rouges et à conglomérats brécheux. L'Éocène moyen, à Nummulites, est gréseux-marneux tout comme l'Éocène supérieur. Sur le flanc septentrional du „couloir” de Vlădeni se développe un faciès marneux du Paléocène-Eocène qui, du point de vue cartographique, ne peut être séparé de celui du Crétacé supérieur, également marneux. L'Oligocène transgressif est marneux-argileux à intercalations de schistes dysodiliques. Il est surmonté par le Miocène inférieur conglomératique, également transgressif dont la position au-dessous du tuf de Dej nous permet de le corrélérer, en partie du moins, avec les couches de Hida du N-W de la Transylvanie.

## II. Tectonique

Les principaux éléments structuraux de la région sont : le massif cristallin de Făgăraș, le „couloir” de Vlădeni, le brachianticlinorium de Gîrbova et la zone Holbav — Vulcan—Codlea. Ils sont séparés par toute une série de fractures importantes telles la faille de Holbav et la faille de Dealul Mare — Valea Caldă.

*La faille de Holbav.* Cette faille a été reconnue par tous ceux qui ont étudié la partie orientale des Monts de Făgăraș. Elle est marquée par le chevauchement de la série du gneiss de Holbav sur les schistes cristallins de la série de Leaota et sur les dépôts sédimentaires que ces derniers supportent. L'âge du dernier mouvement de la faille peut être déterminé comme post-crétacé supérieur, anté-paléogène éventuellement. Il est difficile d'apprécier l'ampleur du chevauchement. D. M. Preeda (1941) accordait à la faille de Holbav un très grand rejet horizontal pour expliquer la présence des sources salées de Șinca Nouă, qui jaillissent en pleine zone de schistes cristallins. Il les rattache à un Trias inférieur à sel situé entre la série de Holbav et celle de Leaota. Seulement, il serait bien difficile de prouver l'existence d'un Trias inférieur salifère, inexistant dans le reste des Carpates Roumaines. Liée à la faille de Holbav se développe aussi l'écailler de Poiana Mărului constituée par des schistes cristallins et dépôts triasiques. Vers le NE elle est recouverte par le chevauchement du gneiss de Holbav.

*La faille de Dealul Mare — Valea Caldă.* Cette faille se développe en direction EW sur le bord septentrional du massif de Făgăraș. Son carac-



tère est celui d'une faille normale à décrochement, au compartiment septentrional affaissé. La faille de Dealul Mare — Valea Caldă se caractérise, entre autres, par ce qu'elle sépare deux régimes tectoniques différents : au N un régime tectonique manquant presque complètement de déformations plicatives ainsi que rupturales, au S un régime tectonique à chevauchements importants vers l'E. Cette situation nous autorise à croire que la faille de Dealul Mare—Valea Caldă a dirigé le mouvement vers l'E du Cristallin de Făgăraş, mouvement qui a engendré la faille de Holbav ainsi que la structure compliquée des terrains mésozoïques situés à l'E de celle-ci. La faille de Holbav et l'écaille de Măgura Codlei ne se prolongeant plus au N de la faille de Dealul Mare — Valea Caldă soulignent cette conclusion. La naissance de cette faille correspond à la période de distension qui a succédé aux mouvements mésocrétacés. Pendant les phases suivantes elle n'a cessé d'être active en relevant son caractère de faille à évolution prolongée.

*Tectonique du secteur de Holbav—Vulcan—Codlea.* Situé à l'E de la faille de Holbav, ce secteur comprend trois structures importantes : le synclinal de Holbav, l'écaille de Măgura Codlei, le horst (bloc) incliné de Vulcan. Le synclinal de Holbav est chevauché à l'W par le gneiss de Holbav et l'écaille de Măgura Codlei, et à l'E une faille normale le sépare du cristallin de la colline Merezi. Dans le soubassement du synclinal il se trouve des schistes cristallins appartenant à la série de Leaota. L'écaille de Măgura Codlei a la forme d'un synclinal chevauché vers l'E. La formation de cette écaille se rattache étroitement à la présence d'une masse compétente représentée par des calcaires de Stramberg, qui se sont conservés dans une portion plus affaissée, qui a échappé à l'érosion anté-vraconienne. Cette masse compétente a réagi activement à l'effort tectonique fourni par le massif cristallin de Făgăraş, en chevauchant dans le sens du mouvement de celui-ci, c'est-à-dire vers l'E. La lame de marnes néocomiennes des sources de Valea Lată, qui a le caractère d'un „lambeau de poussée“, s'est formée elle-aussi en rapport avec l'écaille de Măgura Codlei. Le horst (bloc) incliné de Vulcan représente, en fait, le flanc occidental d'un large synclinorium (synclinorium de Vulcan—Cristian) dissimulé en partie sous la Plaine de Birsa et dont le flanc oriental est représenté par les structures de la zone Cristian sur le versant W du massif Postăvaru (M. Sănduleşcu — 1964). A la constitution du bloc incliné Vulcan prennent part des schistes cristallins de Leaota et des dépôts sédimentaires triasiques (et permiens ?). Les rapports entre ceux-ci sont normaux ainsi qu'ils ap-

paraissent sur l'affaissement périclinal du Cristallin, dans le ruisseau Valea Mămăligii.

Dans son ensemble la zone de Holbav — Vulcan—Codlea se prolongeait, comme zone de sédimentation dans la région de Piatra Craiului.

*Tectonique du massif cristallin de Făgărăș.* La structure alpine de l'extrême orientale du massif peut être déchiffrée à l'aide des quelques lambeaux de dépôts mésozoïques conservés sur les schistes cristallins. Ces dépôts ont la structure de synclinaux écaillés à direction approximative E—W, propre au segment méridional des Carpates. Ces synclinaux se disposent à peu près parallèlement à la faille de Dealul Mare—Valea Caldă et ils se sont formés pendant les mouvements mesocrétacés.

*Tectonique du „couloir” de Vlădeni.* Le „couloir” de Vlădeni développé entre le massif de Făgărăș et le brachianticlinorium de Gîrbova a, dans son ensemble, la forme d'un immense bloc incliné vers le S et affaissé. Sa structure est très simple, les dépôts ayant une disposition quasi-tabulaire, dérangée seulement par quelques voûtes brachianticliniales. Sur le flanc méridional du „couloir” il y a une faille normale orientée E—W (synthétique par rapport à la faille de Dealul Mare—Valea Caldă) qui disloque les dépôts paléogènes.

Le brachianticlinorium de Gîrbova limite vers le N le „couloir” de Vlădeni. Aux sources de la vallée de Hămăradia, un brachianticlinal secondaire fait affleurer les schistes cristallins d'au-dessous les dépôts crétacés.

### III. Conclusions

L'analyse de la structure de la région étudiée relève l'existence de deux directions structurales majeures : l'une N—S (ou NE—SW) propre au segment oriental des Carpates, l'autre E—W propre à celui méridional. Leur intersection a déterminé les particularités structurales, l'existence de soulèvements transversaux (Vulcan—Cristian—Postăvaru, M. Săndulescu, 1964), la formation du „couloir” de Vlădeni etc.

Le massif cristallin de Făgărăș a joué un rôle actif dans les mouvements tectoniques alpins en agissant comme un bâlier gigantesque sur les terrains situés devant son extrémité orientale. Il est intéressant de souligner que la direction du mouvement alpin du massif a été longitudinale par rapport à sa forme. La participation directe du cristallin de Făgărăș à la structure de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales témoigne de l'étroite relation existant entre les deux segments (méridional et oriental) des Carpates.



Au point de vue de l'évolution on distingue deux zones dans la région étudiée : l'une interne à caractère de zone élevée (haut-fond) et une autre à sédimentation abondante située à l'extérieur de celle-ci. Cet ensemble appartient à la zone interne (eugéosynclinale) des Carpates étant caractérisé par un magmatisme initial développé (Lias, Callovien—Oxfordien, Urgonien).

Les principales phases de plissement sont celles crétacées (autrichienne, laramienne). Parmi les plissements antécrétaçés on pourrait mentionner ceux cimmériens anciens (phase labinienne? — M. Săndulescu, 1964). Les plissements autrichiens se sont déroulés en deux étapes : l'une anté-aptienne et l'autre anté-vraconienne. Pendant et à la fin du Paléogène les mouvements tectoniques ont déterminé une tectonique rupturale, évidencée par le caractère quasi-tabulaire des dépôts paléogènes. Rapporté à la tectonique avancée des dépôts crétacés supérieurs ce caractère tabulaire des dépôts paléogènes met en évidence l'existence de la phase laramienne même si dans quelques secteurs il existe des arguments en faveur de la continuité de sédimentation entre le Crétacé et le Paléogène.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

#### Colonnes stratigraphiques des dépôts triasiques.

1, conglomérats quartzitiques; 2, grès quartzitiques; 3, schistes argileux gréseux; 4, schistes argileux; 5, dolomies; 6, dolomies brécheuses; 7, calcaires; 8, calcaires brécheux; 9, calcaires bitumineux; 10, schistes calcaires; 11, porphyres et diabases; s. cr., schistes cristallins; a. q., série quartzitique; a2. n., argiles noires; s.ca.Cp., schistes calcaires de Campil; s. d., série dolomitique; c. gtt. calcaires de Guttenstein; u. ap., Urgo-Aptien.

### Planche II

#### Carte géologique de la région Vulcan—Vlădeni—Șinca Nouă (avec les sections géologiques)

1, Quaternaire: a, éboulis; b, dépôts défluvial-colluviaux; c, alluvions; d, terrasses; 1'', Miocène: conglomérats (Helvétien). 2, Paléogène: a, schistes argileux et dystodiliques (Oligocène); b, grès, marnes et conglomérats (Paléocène supérieur—Éocene). 3, Éocène-Sénonien: marnes. 4, Crétacé supérieur: a, faciès marneux; b, faciès gréseux. 5, Crétacé inférieur: a, Urgo-Aptien; b, marnes de Brașov (Valanginien? — Aptien inférieur). 6, Malin: calcaires de Stramberg (Kimméridgien—Tithonien); 7, Dogger: a, couches à jaspes (Callovien—Oxfordien), b, grès quartzitiques et marnes à *Posidonia alpina*. 8, Lias: faciès de Gresten. 9, Anisien—Ladinien (+ Campilien): a, faciès dolomitique; b, faciès de Guttenstein. b<sub>1</sub>—calcaires de Guttenstein, b<sub>2</sub>—schiste de Campil. 10, Werfénien: complexe détritique quartzitique. 11, schistes cristallins. 12, faille de chevauchement. 13, faille normale. 14, faille à décrochement.

### Planche III

Tableau synoptique des formations mésozoïques et paléogènes à l'extérieur du massif de Făgăraș.



MICROBIOSTRATIGRAFIA CRETACICULUI SUPERIOR DIN  
ZONA ȘISTURILOR NEGRE CUPRINSĂ ÎNTRÉ COVASNA ȘI  
VALEA BUZĂULUI<sup>1)</sup>

DE  
ELENA BRATU<sup>2)</sup>

**Abstract**

The Microbiostigraphy of the Upper Cretaceous of the Black Schist Zone. The Upper Cretaceous deposits may be assigned to four lithostratigraphical complexes, corresponding to various arenaceous and calcareous foraminifera assemblages. Judging by these assemblages, the cycle of sedimentation, which agrees with the mentioned deposits, begins in the Vraconian and ends with the Senonian.

**I. Introducere**

În lucrarea de față se prezintă rezultatele microbiostatigrafice obținute din prelucrarea probelor litologice, colectate în depozitele Cretacicului superior ale zonei șisturilor negre, între valea Covasnei, în partea de N, și valea Buzăului la SW, pînă la confluența cu pîrîul Arțagul.

Unitatea șisturilor negre, prinsă între Pîrza internă inferioară la W și partea cea mai internă a unității gresiei de Tarcău la E, este alcătuită din seria Șisturilor negre de vîrstă cretacic-inferioară și depozite apartinând Cretacicului superior. Se disting 4 complexe : 1. complexul argilelor roșii cu tufite și brecii ; 2. complexul marno-calcarelor roșii și calcarelor silicificate ; 3. complexul șisturilor argiloase negre și roșii cu marno-calcare ; 4. complexul gresiei de Siriu (partea inferioară și mijlocie). Pe amplasamentul acestei zone s-au recoltat probe din dealul Chiuz la S de Covasna, și pe văile : Chiurus, Păpăuți, Zagonul Marea, Zagonul Mic, Decan,

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 26 Aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic șos. Kiseleff nr. 55, București.

Bota, Botița, Zăbrătău; de asemenei pe valea Buzăului, în sectorul Zăbrătău — Arțag și pe Crasna, affluent drept al Buzăului.

Depozitele cuprinse între valea Covasnei și valea Buzăului, au constituit pînă în prezent, obiectul studiilor geologice, întreprinse de M. G. Filipescu, I. Băncilă, Gr. Popescu, I. Marinescu, Gr. Alexandrescu<sup>1)</sup> și alții.

Trebuie să precizăm că numărul mare de lucrări, și diversele interpretări, care privesc geologia regiunii, se datorează variațiilor mari litologice, absenței sau rarității fosilelor și structurii tectonice foarte complicate a acestor depozite.

## II. Date litostratigrafice și microbiostratigrafice

O bună parte din probele litologice luate din zona Covasna—Buzău, au avut un conținut microfaunistic deosebit de abundant, situație care ne-a permis identificarea, unor asociații micropaleontologice caracteristice, corespunzătoare complexelor litostratigrafice separate în regiune.

### 1. Complexul argilelor roșii cu tufite și brecii

Acest complex se găsește bine individualizat și dezvoltat, întotdeauna peste ultimul termen al seriei Șisturilor negre, reprezentat de gresii glauconitice silicificate și suportă în anumite puncte depozite pelagice cu foraminifere calcaroase, în altele șisturi argiloase și marno-calcare cu foraminifere arenacee, iar de cele mai multe ori direct — gresia de Siriu.

După poziția stratigrafică, caracterele litofaciale și biofaciale pe care le îmbracă, acest complex reprezintă de fapt, o parte din depozitele pe care M. G. Filipescu le-a separat în 1955, sub denumirea de strate de Zagon, de vîrstă cenomanian-superioară—turonian-inferioară (vîrstă stabilită pe baza speciilor *Rotalipora appenninica* și *Globigerina infractacea*), iar în 1964 caracterizate de Gr. Alexandrescu ca orizont inferior al acelorași strate de Zagon.

Pentru depozitele cuprinse între gresia glauconitică silicifiată și gresia de Siriu, I. Marinescu (1957) propune denumirea de „strate de Bota” de vîrstă vraconiană (faună cu *Neohibolites minor* și *Parahibolites tourtiae*).

I. Băncilă (1948) menționează că orizontul argilelor marneoase roșii din sectorul Covasna — valea Siriu lui a unității medio-interne, este

<sup>1)</sup> Aducem mulțumiri geol. Gr. Alexandrescu pentru hărțile geologice detaliante ale regiunii, pe care le-a pus la dispoziția noastră.



de vîrstă albian-vraconiană, cu posibilitatea ca în anumite puncte să cuprindă și Cenomanianul.

Gr. Popescu și colaboratorii<sup>1)</sup> separă în cadrul depozitelor intercalate între gresia glauconitică silicifiată și gresia de Siriu, un orizont inferior cu roci pelitice roșii și tufite (complexul argilelor roșii și verzi cu tufite) și un orizont superior grezo-calcaros, ambele fiind repartizate intervalului Albian superior-Vraconian, pe alocuri puțind fi cuprins și Cenomanianul.

Pe aria de extindere a seriei Șisturilor negre, din zona cercetată, complexul argilelor roșii cu tufite și brecii, prezintă aspecte litologice variate, care au fost urmărite de la W spre E, în toate cutile ce apar pe văile : Chiuruș, Păpăuți, Zagonul Mare, Zagonul Mic, Decan, Crasna, Bota, Botița și în dealul Chiuzului.

Din punct de vedere litologic, acest complex se caracterizează prin prezența dominantă a unor pachete de argile, marne și argile marnoase roșii vișinii sau cărămizii, argile verzui, cenușii negricioase, cenușii, dispuse în foițe șistoase, în strate centimetrice, sau în bancuri pînă la 1 m grosime, cu intercalații de brecii la partea inferioară (valea Botei), iar la diverse nivele, cu intercalații de tufite verzui, arcoze, gresii grosiere cu fedspat roșu și gresii micacee cenușii gălbui.

Argilele, argilele marnoase și marnele fin micacee, mai mult sau mai puțin compacte, și dure, conțin pe toate văile citate mai sus aceiași asociație bine individualizată de foraminifere algutinante, alcătuită din 40 specii, alături de care apar radiolari, dinți de pești și uneori o singură specie de foraminifer calcaros pelagic, reprezentat prin *Globigerina infracretacea* Glaesner, și în plus așa cum citează M. G. Filipescu (1955) din acest complex specia *Rotalipora appenninica*.

Asociația de foraminifere cantonată, în complexul argilelor roșii cu tufite și brecii este reprezentată de următoarele genuri și specii : *Ammodiscus polygyrus* Grzyb., *A. incertus* (d'Orb.), *A. tenuissimus* Grzyb., *A. involens* (Reuss), *Bathysiphon filiformis* Saras, *Cystammina pauciloculata* Brady, *C. subgaleata* Vasicsek, *Cyclammina retrosepta* Grzyb., *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *D. robusta* Grzyb., *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *G. charoides* (Jones et Parker), *G. irregularis* (Grzyb.), *G. serpens* (Grzyb.), *Hormosina ovulum* (Grzyb.) *Haplophragmoides bulloidiiforme* (Grzyb.), *Hyperammina elongata* Brady

<sup>1)</sup> Gr. Popescu și colab. — Raport geologic definitiv. Prospecționi geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de K în zona Paleogenului pînzei de Tarcău din Munții Buzăului (continuare). 1961. Arh. Com. Sfat. Geol.

*H. subnodosiformis* Grzyb., *H. grzybowski* Dylazanka, *Lituotuba incerta* Franke, *Psammosphaera fusca* Schulze, *Plectina tenuis* (Grzyb.), *P. grzybowski* (Neagu), *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Proteonina complanata* Franke, *Recurvoides deflexiformis* (Noth.), *Rhizammina indivisa* Brady, *R. algaeformis* Brady, *Rhabdammina abyssorum* Sars., *R. annulata* Grzyb., *Reophax minuta* Tappan, *Saccammina sphaerica* Sars, *Trochammina altiformis* Cushman et Rentz., *Trochammina umiatensis* Hellen Tappan, *T. carpenteri* Grzyb., *T. quinqueloba* Geroch., *Trochamminoides olszewskii* (Grzyb.), *T. irregularis* White, *Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.), *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Globigerina infracretacea* Glæsner.

Prin conținutul cantitativ și calitativ, asociația este dominată de reprezentanții familiilor: Rhizamminidae, Ammodiscidae și Trochamminidae și totodată caracterizată de existența speciilor de *Uvigerinammina jankoi*, *Hormosina ovulum*, *Hyperammina gryzbowski*, *Reophax minuta* și *Plectorecurvoides alternans*, forme care impun prin prezența lor o riguroasă corelare microbiostratigrafică a depozitelor ce le conțin, pe toată zona Covasna—Buzău.

Asociația microfaunistică a acestui complex cuprinde numeroase specii pe care le găsim menționate în lucrările de specialitate ale unor cercetători din Polonia (Felicia Huss, 1957; Janina Liskowa, 1959, și S. Geroch, 1959, 1960), din U.R.S.S. (V. S. Vialov, N. V. Dabaghian, I. V. Kulcietkii, 1962) și România (T. Neagu, 1962; T. Neagu și Maria Tocorjeșcu,<sup>1)</sup>).

Mai recent (1963) în „Stratigrafia Carpaților polonezi” este menționată, pentru „sisturile vărgate” de vîrstă cenomanian—turonian—senonian-inferioară, din unitatea sileziană, o asociație de arenacee (cu specii întâlnite și la noi), în care specia *Uvigerinammina jankoi* are valoare de formă conducătoare.

Aceeași specie caracteristică este menționată, tot în cadrul unei asociații de forme arenacee, de către cercetătorii sovietici (1962), în suita de Ialoveț (orizontul cu argilele roșii și verzi — de vîrstă cenomaniană posibil și turonian-inferioară) din bazinul Ceremușului.

Prin comparație și analogie cu asociațiile date de cercetătorii polonezi, T. Neagu (1962) consideră că foraminiferele aglutinante din argilele roșii de pe valea Sadovei și bazinul superior al Buzăului, se găsesc situate la limita Cenomanian—Turonian, iar în 1963 același autor împreună

<sup>1)</sup> Comunicare la Varșovia în 1963.

cu Maria Tocorjeșcu, citează pe valea Botei, un nivel cu foraminiferă din argile roșii a căror vîrstă e presupusă cenomanian—turoniană.

Pentru a trage concluzii asupra vîrstei pe care o poate avea asociația determinată de noi, trebuie să luăm în considerație și următoarele date :

a) Argilele roșii cu microfaună arenacee, stau peste complexul gresiei glauconitice silicificate, de vîrstă albian-medie—cenomanian-inferioară, determinată pe bază de faună de M. G. Filipescu, I. Drăghindă și V. Mutihac în 1952 ;

b) Pe văile Bota și Chiuruș, argilele roșii cu tufite, suportă, marno-calcare roșii, marne și calcare silicificate, din care M. G. Filipescu (1955) citează Globotruncane (în secțiuni subțiri), iar noi am determinat o asociație de Rotalipore și Hedbergelle de vîrstă cenomanian-superioară — turonian-inferioară ;

c) Existența în stratele de Bota a unei faune vraconiene (I. Marinесcu, 1957), care după Gr. Popescu și colaboratorii (1961), a fost găsită în partea inferioară a stratelor de Zagon.

După paralelizările făcute cu asociații de același tip, fie din unitatea sileziană, fie din suita de Ialovet, sau din Carpații orientali, am constatat că peste tot în același facies de argile roșii sau vârgate, microfauna de arenacee cu *Uvigerinammina jankoi* nu coboară în Cretacicul inferior, ci caracterizează întotdeauna depozite ale Cretacicului superior, mai ales de vîrstă cenomaniană și turoniană.

În acest sens și asociația cu *Uvigerinammina jankoi* din argilele roșii cu tufite și brecii, poate fi considerată de vîrstă cenomaniană, ea găsindu-se întotdeauna într-o poziție superioară față de asociația cu *Hippocrepina depressa*, *Haplophragmoides gigas minor*, *Hormosina ovulum*, *Plectorecurvoides alternans*.

În lumina acestor date am fi de la început tentați, să atribuim argilele roșii cu tufite și brecii, exclusiv Cenomanianului. Dar aşa, cum am arătat mai sus, aceste depozite cuprind în partea lor inferioară o macrofaună vraconiană și suportă un complex de marno-calcare roșii și calcare silicificate cu Rotalipore din Cenomanianul superior.

Toate aceste date ne permit, să tragem concluzia că pentru complexul argilelor roșii cu tufite și brecii, se poate acorda vîrsta vraconian — cenomanian-inferioară, cu probabilitate și cenomanian medie.

Depozitele cuprinse între argilele roșii cu tufite și gresia de Siriu au fost întâlnite, în diverse puncte ale zonei Covasna—Buzău. Ele apar de obicei peste complexul argilelor roșii cu tufite, de vîrstă vraconian—cenomanian-medie (?) și suportă gresii în bancuri masive cu intercalări de argile.

Din punct de vedere al lito- și biofaciesurilor pe care le au aceste depozite, ele se pot repartiza unui complex de marno-calcare roșii și calcare silicificate cu foraminifere calcaroase pelagice și unui complex de șisturi argiloase roșii și negre cu marno-calcare, în care apar deobicei foraminifere arenacee.

## *2. Complexul marno-calcarelor roșii și calcarelor silicificate*

Acest complex litostratigrafic a fost descris și caracterizat pentru prima dată de M. G. Filipescu (1955), sub denumirea de : „complexul marnelor roșii și verzi silicificate”. După autorul, citat, stratele de Zagon, care apar pe văile Crasna, Bota, Zagon și Chiuruș, suportă marne roșii și verzi, marno-calcare și calcare silicificate, care în secțiuni subțiri prezintă Globotruncane, pe baza cărora li s-a atribuit vîrstă turonian-superioară — senonian-inferioară.

Presupunem că aceleași depozite reprezintă complexul grezo-marnos și marno-calcaros cenușiu citat de I. Bancilă (1958) sau orizontul superior grezo-calcaros cenușiu după Gr. Popescu și colaboratorii (1961). Recent I. Bancilă și V. Agheorghesei (1964) citează tot din unitatea de Audia, între valea Suha Mare și Moldova, peste orizontul argilos roșu-verde cu tufite, un complex marnos-calcaros cenușiu cu intercalări de marnocalcare sau marne violacee și roșii (strate de Cîrnă propriu zise).

După aspectul litologic, poziția stratigrafică și asociațiile de foraminifere întâlnite, am identificat deocamdată acest complex, pe văile Chiuruș și Bota. El prezintă grosimi între 15 și 30 m. Pe valea Botei în amonte, pe cca 10 m și în aval, pe cca 80 m distanță de confluența cu Botița, peste complexul argilelor roșii cu tufite și brecii, în continuitate de sedimentare, apare un pachet de roci format din marno-calcare cenușii, cenușii roșcate sau roșii, în strate de 10–15 cm, marne dure compacte roșii pînă la roz sau cenușii verzui, uneori silicificate, în plăci centimetrice sau în strate decimetrice, calcare cenușii albicioase silicificate, de 5–15 cm grosime, asociate cu argile roșii vișinii, dure, uneori șistoase, șisturi cenușii negricioase, cu intercalări foarte rare de gresii calcaroase muscovitice, cenușii gălbui prezintând uneori o structură convolută, dispuse în strate de 5–10 cm grosime.

Pe valea Chiurușului amonte de cariera în gresia de Siriu, apare aceeași complex, cu caractere asemănătoare celui de pe valea Bota, cu deosebirea că aici, predomină marno-calcarele roșii, pînă la roz, în bancuri de 1–2 m, lipsesc calcarele silicioase cenușii, iar în ansamblu, grosimea lui este mai mică decât pe valea Bota.



Atât din valea Bota cît și din valea Chiuruș, din litotopii mai fini, ușor dezagregabili, am obținut o microfaună, alcătuită în cea mai mare parte din foraminifere calcaroase pelagice, cu reprezentanți caracteristici genurilor *Hedbergella*, *Rotalipora* și *Globotruncana*.

Această asociație mai bogată cantitativ pe valea Botei, cuprinde în ansamblu 21 specii de foraminifere calcaroase, din care majoritatea aparțin familiei globotruncanidae și 3 specii de foraminifere arenacee. Acest conținut microfaunistic este completat de spiculi de spongieri, radiole de echinide, ostracode, briozoare și radiolari.

Atât pe valea Botei cît și pe valea Chiuruș, am identificat în succesiunea normală a complexului cu marno-calcare roșii, 2 tipuri de asociații micropaleontologice. Una dintre acestea identificată în partea inferioară a complexului, este formată din următoarele genuri și specii: *Hedbergella brittonensis* Loebleich et Hellen Tappan, *H. delrioensis* (Carsey), *H. planispira* Hellen Tappan, *Rotalipora turonica* Brötzen, *R. cushmani* Morrow, *R. reicheli* Mornod, *R. greenhornensis* (Morrow), *R. montsalvensis* Mornod, *R. montsalvensis* var. *minor* Mornod, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *P. stephani* (Gandolfi) var. *turbinata* (Reiche).

O altă asociație cu o poziție superioară celei dintâi cuprinde următoarele forme: *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *G. lapparenti lapparenti* Brötzen, *G. lapparenti coronata* Bölli, *G. lapparenti angusticarinata* Gandolfi, *Lenticulina nuda* (Reuss), *L. rotulata* Lamarck, *Robulus müntsteri* (Reuss), *Gyroidina mauretanica* Carbонier, *Bulimina reussi* Morrow, *Gümbelina globulosa* Ehrenberg, *Marsonnella oxycona* Reuss, *Clavulinoides disjuncta* (Cushman), *Triaxites excavata* (Reuss), spiculi de spongieri, radiole de echinide, radiolari, ostracode, briozoare.

Din asociația cu Rotalipore se remarcă printr-o frecvență sporită, speciile *Rotalipora cushmani*, *R. turonica* și cu totul subordonat lor *R. reicheli*, iar asociația cu Globotruncane este dominată cantitativ, de *Globotruncana lapparenti lapparenti* și *Gl. lapparenti coronata*.

Numele lucrări de specialitate, care privesc studiul foraminiferelor calcaroase pelagice, în diverse regiuni ale lumii, oferă date certe cu privire la valoarea lor stratigrafică.

Astfel, specii ale genurilor *Rotalipora* indicate mai sus sunt cotate de J. Sigal (1952), J. Klaus (1959, 1960), H. Ksiazkiewicz (1958), N. N. Subbotina (1963), N. N. Dabagian (1961), H. Hagn și W. Zeil (1954), F. Dalbiez (1955), pentru intervalul Cenomanian superior — Turonian inferior.

De asemenei această asociație în care *R. turonica* și *R. cushmani* sunt dominante, se poate încadra în zona cu *Rotalipora turonica* stabilită de Maria Tocorjeșcu (1963), pentru Turonianul inferior eventual Cenomanianul superior din regiunea Lăicăi, și este similară cu asociația de vîrstă cenomanian-superioară — turonian-inferioară, determinată de C. Vinogradov (1964) în depozitele cretacic-superioare din anticlino-riul Zamurei.

Pe lîngă Rotalipore, frecvența ridicată a speciilor de *Hedbergella delrioensis*, *H. planispira* și *H. brittonensis*, forme citate în Cenomanian de A. R. Loebleich și Hellen Tappan (1961), întărește presupunerea că această asociație își începe evoluția din Cenomanian. Asociația în care predomină *Globotruncana lapparenti* cu varietățile menționate mai sus, este citată de J. Klaus (1960), din „couches rouges” în anticinalul d’Aii și de M. Ksiazkiewicz (1958) în klippele Pienine pentru Turonianul-superior — Coniacian.

După M. Malapris și P. Rat (1961), *Globotruncana lapparenti lapparenti* apare pe Coasta de Azur în Turonianul superior, după dispariția speciilor de *R. cushmani* și *R. turonica*, iar *Globotruncana lapparenti* și *Globotruncana coronata*, formează zona cu *Globotruncana lapparenti* din Turonianul-superior al suitei de Puhov după N. V. Dabaghiyan (1963).

J. Sigal (1952) citează *Globotruncana coronata*, *Globotruncana angusticarinata*, *Globotruncana lapparenti*, din Turonian — Coniacian, iar F. Dalbiez (1955) menționează pentru *Globotruncana lapparenti* cu varietățile de mai sus, intervalul Turonian superior — Senonian superior.

Asociația în care domină *Globotruncana lapparenti coronata*, este situată de C. Vinogradov (1964), în intervalul Turonian superior — Coniacian.

Din ansamblul datelor de literatură, care prezintă repartiția stratigrafică a speciilor de *Hedbergella*, *Rotalipora* și *Globotruncana*, putem să precizăm, că în complexul marno-calcarelor roșii și calcarelor silicificate există o asociație cu Rotalipore și Hedbergelle de vîrstă cenomanian-superioară — turonian-inferioară și o asociație în care abundă formele de *Globotruncana lapparenti*, cu varietățile respective, pe care o considerăm că aparțin Turonianului superior.

Dacă Turonianul inferior și Turonianul superior s-au putut caracteriza cu certitudine, partea mediană a Turonianului nu am putut să o punem în evidență, printr-o asociație caracteristică cu *Praeglobotruncana helvetica* și *Praeglobotruncana stephani*. Această situație presupune, fie o lacună în succesiunea stratigrafică, ceea ce este mai puțin probabil, fie mai probabil o lacună de observație.

Vom considera astfel, că depunerea complexului marno-calcarelor roșii și calcarele silicificate, a început odată cu Cenomanianul superior și s-a continuat pînă în Turonianul superior inclusiv.

Despre Coniacian nu se poate vorbi, întrucît prezența lui trebuie să fie demonstrată, de o asociație mai cuprinsătoare în care pe lîngă, formele din grupa *Globotruncana lapparenti coronata*, să mai apară și *Globotruncana fornicata* P l u m m e r , *Globotruncana sigali* R e i c h e l și altele.

Așa dar identificarea depozitelor pelagice cu foraminifere calcaroase din zona șisturilor negre, vine să contribuie la demonstrarea existenței Turonianului, odată mai mult pentru zona flișului, după ce a fost desco- perit, în parte, în regiunea Lăicăi și apoi în anticlinoriul Zamurei. Toto- dată menționăm că, depozitele turoniene în facies pelagic din zona șistu- rilor negre își pot găsi în parte echivalentul, în marnele silicioase cu Globo- truncane, menționate de cercetătorii polonezi între șisturile vărgate și partea inferioară a stratelor de Godula, din unitatea sileziană (p. occiden- tală).

### 3. Complexul șisturilor argiloase roșii și negre cu marnocalcare

Dacă în anumite puncte ale zonei Covasna — Buzău între complexul argilelor roșii cu tufite și brecii și gresia de Siriu, se dezvoltă, marno-calca- rele roșii și calcarele silicificate de vîrstă cenomanian-superior—turoniană, pe o serie de profile în special în partea de E a zonei, se găsește sub gresia de Siriu, un complex de roci alcătuit din pachete de șisturi argiloase negre, cenușii și roșii, argile roșii-vișinii, verzi, verzui cu pete roșcate, în care se intercalează la diverse nivale marno-calcare cenușii, cenușii albicioase, cu grosimi de 2—10 cm și foarte rare și subțiri strate de gresii calcaroase micacee cenușii.

Cu aceste caractere, a fost întlnit în dealul Chiuzului, valea Chiuru- șului și pe alte profile spre S pînă în valea Botei, în amonte de km 5. În aceste depozite care stau peste argilele roșii cu microfaună arenacee, de vîrstă vraconian—cenomanian-medie, s-a identificat în continuare o asocia- ție de foraminifere aglutinante (18 specii), compusă din următoarele genuri și specii : *Ammodiscus tenuissimus* G r z y b . , *Cyclammina retrosepta* G r z y b . , *Dendrophrya excelsa* G r z y b . , *D. robusta* G r z y b . , *D. latis- sima* G r z y b . , *Haplophragmoides horridum* G r z y b . , *H. crassa* d'Or b . , *Plectina coniformis* (G r z y b . ), *Reophax duplex* G r z y b . , *Recurvooides* sp. mixt., *Rhizammina indivisa* B r a d y , *Rhabdammina abyssorum* S a r s , *Saccammina placenta* (G r z y b . ), *Trochammina nucleolus* (G r z y b . ) *T. umiatensis* H e l l e n T a p p a n , *T. altiformis* C u s h m a n et

Rentz, *Trochamminoides subcoronatus* (Graz.), *Uvigerinammina jankoi* Majzon.

În această asociație se constată, o continuitate microfaunistică de la argilele roșii cu tufite, la depozitele cu marno-calcare, prin persistența unor specii, printre care se remarcă *Uvigerinammina jankoi*, prin îmbogățirea în număr de indivizi a speciilor de *Dendrophrya*, precum și prin apariția altor forme, cum ar fi cele de *Recurvooides*.

Această asociație cu cîteva forme noi, alături de care persistă *Uvigerinammina jankoi*, se poate plasa în continuare la Cenomanian și eventual la o parte din Turonian, mai ales dacă o paralelizăm cu asociații similare din stratele de Godula, citate de S. Geroch (1960, 1963).

Existența unei asociații de foraminifere arenacee, în aceste depozite strîns legată prin componentele ei, de asociația argilelor roșii cu tufite și brecii, conduce la ideia bazată de altfel și pe elemente litostratigrafice, că cele două complexe sunt legate printr-o evoluție continuă, care începe din Vraconian, cuprinde Cenomanianul și o parte din Turonian.

#### 4. Gresia de Siriu (partea inferioară și mediană)

Pe aria Șisturilor negre cuprinsă între valea Covasnei și valea Buzăului, succesiunea depozitelor Cretacicului superior se încheie cu gresia de Siriu, reprezentată în această zonă, prin partea ei inferioară și medie, cu aproximativ, dacă ținem seama că seria este mai completă în muntele Siriu, unde atinge grosimea maximă.

Gresia de Siriu se găsește, de obicei dispusă peste argilele roșii cu tufite și brecii, fie direct, fie prin intermediul complexului marnocalcarelor roșii și calcarelor silicificate, sau al șisturilor argiloase negre și roșii cu marnocalcare.

Pe baza unei impresiuni de Inoceram, Gr. Popescu<sup>1)</sup> și I. Bancilă (1952, 1958) după resturi de Inocerami, atribuie gresiei de Siriu vîrstă senonian-superioară cu trecere la Eocen.

I. Marinescu (1963) deosebește în „seria cu Inocerami din unitatea de Audia“ trei orizonturi, care aparțin Turonianului superior—Senonianului, după forme de Inocerami și de Globotruncane (specii determinate de I. Costea în 1962).

Asemănarea petrografică cu gresia de Tarcău și raporturile sale de discordanță cu Șisturile negre, îl conduce pe M. G. Filipescu (1955)

<sup>1)</sup> Gr. Popescu — Raport asupra văii Buzăului între Gura Siriu și Crasnă, 1951. Arh. Com. Stat. Geol.

la ideia că această gresie are vîrstă eocenă, și s-a sedimentat transgresiv pe diverse orizonturi ale Cretacicului.

Profilele micropaleontologice în gresia de Siriu s-au executat în dealul Chiuz, și în văile Chiuruș, Decan, Zăbrătău, Bota și Buzău.

Pe profilul văii Bota, se urmărește în gresia de Siriu un larg sinclinal, în care litotopul predominant este o gresie calcaroasă, micacee, cenușie sau cenușie gălbuie masivă. La diverse nivele în această gresie se găsesc intercalate pachete subțiri de șisturi argiloase, cenușii, cenușii verzui, sau brune, argile nisipoase, argile cenușii albăstrui în strate centimetrice. Cu aceleași caractere litofaciale în ansamblu, gresia de Siriu apare frumos dezvoltată și pe valea Buzăului unde prezintă și rare intercalații de marnocalcare cenușii, în strate centimetrice.

Pe văile Decan și Zăbrătău, între bancurile de gresii calcaroase se găsesc pachete de marne și argile roșii, verzi și cenușii, fin micacee, compacte, uneori nisipoase și friabile, dispuse în foițe șistoase sau în strate centimetrice. În plus pe Zăbrătău apar și rare marnocalcare cărămizii în strate decimetrice.

În succesiunea depozitelor gresiei de Siriu, am identificat trei tipuri de asociații cu foraminifere arenacee, așa cum vom arăta mai jos.

O primă asociație alcătuită din numeroși indivizi aparținând următoarelor genuri și specii: *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *D. robusta* Grzyb., *Rhizammina indivisa* Brady, *Rhabdammina abyssorum* Saras, *R. abyssorum* var. *irregularis* Grzyb.

Asociația a fost identificată în dealul Chiuz, valea Chiuruș, valea Botei și valea Buzăului. În nivelele mai înalte ale gresiei de Siriu, pe lîngă formele tubulare apar în plus: *Bathysiphon* sp., *Cystammina subgaleata* Vasicek, *Hormosina ovulum* var. *gigantea* Ger och, *Reophax duplex* Grzyb., *R. splendidus* Grzyb., *Saccammina placenta* (Grzyb.).

Această asociație a fost găsită în dealul Chiuz, pe valea Bota și pe valea Buzăului.

În sfîrșit, pe valea Zăbrătău și pe valea Decan, din argilele și marnele roșii, dispuse în zona axială a unui larg sinclinal, am identificat asociații de arenacee, mai cuprinzătoare, din care fac parte 34 de forme.

Astfel pe Zăbrătău, am identificat următoarele genuri și specii: *Ammodiscus polygyrus* Reuss, *A. angyrus* Reuss, *A. involens* Reuss, *A. tenuissimus* Grzyb., *Bathysiphon* sp., *Cystammina subgaleata* Vasicek, *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *D. robusta* Grzyb., *D. latissima* Grzyb., *Glomospira irregularis* (Grzyb.), *G. charoides* (Joh.)

nes et Parker), *Hyperammina grzybowski* Dylaz., *H. elongata* Brady, *Hormosina distans* Brady, *H. ovulum* (Grzyb.), *H. ovulum* (Grzyb.) var. *gigantea* Geroch., *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzyb.), *Nodellum velascoense* Cushman, *Plectina coniformis* Grzyb., *Rhabdammina abyssorum* Saras, *Rhizammina indivisa* Brady, *Recurvoides* sp. mixt, *Sachoriza ramosa* Cushman, *Trochammina umiatensis* Tappan; *Trochammina quadriloba* Grzyb., *Trochamminoides irregularis* (Hite), *T. contortus* (Grzyb.).

Din valea Decanului am determinat o asociație aproape de același tip, compusă din genurile și speciile următoare :

*Ammodiscus gorayskii* Grzyb., *Bathysiphon* sp., *Cyclammina retrosepta* (Grzyb.), *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Hyperammina subnodosiformis* Grzyb., *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.), *T. contortus* (Grzyb.), *Trochammina diagonalis* (Caeley), *T. cf. T. advena* Cushman.

În afară de formele tubulare care își păstrează o frecvență ridicată, în aceste două asociații se remarcă prezența masivă a speciei *Hormosina ovulum gigantea* și în număr foarte mic de exemplare speciile : *Nodellum velascoense* și *Haplophragmoides walteri*.

În aprecierea vîrstei acestor asociații, vom ține seama și de faptul că unii cercetători susțin vîrstă eocenă a gresiei de Siriu, după cum alții demonstrează că ea este senoniană, pe baza unor specii de Inocerami, sau poate fi senoniană cu trecere la eocen.

Asociații cu foraminifere arenacee similare în parte sau în întregime cu cele citate de noi, sunt menționate de către diversi autori, fie pentru Senonian, fie pentru Danian—Paleocen, sau pentru Paleocen.

Astfel asociații de tip Danian—Paleocen, sunt date de M. Tocorjeșcu (1960) pentru depozitele dintre Ialomița și Buzău, și de T. Jaja Viorica Cosma și Zorela Dumitrescu (1963) pentru stratele de Hangu.

Pentru gresia de Siriu sunt menționate de C. Georgescu<sup>1)</sup> asociații asemănătoare celor din stratele de Horgazu de vîrstă senoniană și daniană, cu excepția probelor în care apare specia *N. velascoense* plasată la Paleocen. Astfel această gresie este încadrată în intervalul stratigrafic Senonian—Danian cu trecere probabilă la Paleogenul inferior.

<sup>1)</sup> C. Georgescu, Simona Georgescu, M. Kusko, V. Nicolaescu, I. Moise, M. Cemortan, A. Radu, V. Matei, C. Gaiță — Raport geologic. Prospecțiuni pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în zona pinzei de Tarcău și a flișului cretacic din munții Oituzului (continuare) 1960. Arh. Com. Stat. Geol. București.

I. Băncilă și V. Agheorghesei (1964) citează din gresia de Prisaca (senonian-eocenă) o asociație de arenacee, cu forme identificate și de noi în gresia de Siriu.

Vîrsta senoniană a gresiei de Siriu este indicată de I. Costea (1962), pe baza unor specii de Globotruncane și specii de foraminifere arenacee.

O asociație cu *Hormosina ovulum gigantea*, *Nodellum velascoense* și specii ale genului *Rzehakina* de vîrstă paleocenă este semnalată de M. Sandulescu și Jana Sandulescu (1963), în orizontul bazal al gresiei de Tarcău.

Asociații similare de foraminifere arenacee, sunt citate: în depozitele stratelor cu Inocerami din pînza de Măgura de către H. Kozikowski și A. Jednorowska (1956), în Danian—Paleocen de S. Geröch și R. Grädzinski (1955) în Cretacic superior—Paleocen de Janina Morgiel (1959) și Janina Liskova (1959), iar în Paleocen de L. Majzon (1943), I. Maslacova (1955) și N. Dabaghiān (1961).

Din Cretacicul și Paleogenul unității sileziene S. Geröch (1961), prezintă foraminifere aglutinante caracterizate prin *Hormosina ovulum gigantea* și *Bathysiphon* sp. pentru zona de trecere de la stratele de Godula, la stratele de Istebna inferioară (Campanian—Maestrichtian), care la rîndul lor conțin foraminifere tubulare și *Rzehakina inclusa* (Grzybowskii). În stratele de Istebna superioare (Danian—Paleocen), este menționată de același autor o asociație cu *Hormosina ovulum*, *Nodellum velascoense*, *Recurvoides walteri* și specii de *Rzehakina*.

În lucrarea „Stratigrafia Carpaților externi polonezi” (1963) se prezintă și asociații cu *Rz. epigona* (Rzeha k), *Rz. inclusa*, *Trochamminoides irregularis* White, *H. ovulum*, *H. ovulum gigantea*, pentru stratele de Istebna inferioare de vîrstă campanian—maestrichtian-inferioară. Din stratele de Istebna superioare de vîrstă paleocenă și parte din Maestrichtianul superior, sunt citate *H. ovulum*, *N. velascoense*, *Rz. inclusa* și o specie cu totul caracteristică pentru paleocen; *Rzehakina fissistomata* (Grzyb.).

Pentru stratele cu Inocerami (Santonian—Paleocen), din unitatea de Măgura, autorii indică o asociație cu *Astrorhizidae s. l.*, *N. velascoense*, *H. ovulum gigantea*, *H. ovulum* și *Rz. inclusa*.

În lumina acestor date micropaleontologice, vom încerca în continuare, să apreciem valoarea stratigrafică, pe care o au asociațiile similare din gresia de Siriu.

Pe profilele zonei Covasna-valea Buzăului, precizăm că asociațiile de arenacee ale gresiei de Siriu, încep să capete o semnificație stratigrafică deosebită, odată cu prezența speciei *H. ovulum gigantea*, formă care după ultimele date ale cercetătorilor polonezi apare deobicei foarte frecvent în partea superioară a Santonianului, și continuă să se dezvolte alături de alte foraminifere aglutinante și calcaroase, în tot timpul Senonianului superior. Prezența acestei specii rară la început, alături de cîteva foraminifere arenacee, și apoi, deosebit de frecventă într-o asociație mai cuprinzătoare, în care își face apariția sporadic și *Nodellum velascoense*, și de asemenei existența unei asociații cu *Haplophragmoides walteri* și *Hormosina ovulum*, constituie indicații certe, pentru a se putea preciza că depozitele gresiei de Siriu care cuprind o microfaună cu aceste specii caracteristice, s-au depus probabil din Santonian, în tot timpul Campanianului și în Maestrichtian.

Absența speciilor de *Rzehakina* și mai ales a formei de *Rzehakina fissistomata*, caracteristică pentru Paleocen contribuie la menținerea părerii, că asociațiile în care apar cu totul sporadic *H. walteri*, *N. velascoense* și *H. ovulum*, în acest caz aparțin numai Senonianului.

Înînd seama de aceste date, considerăm că atîț foraminiferele tubulare, din nivelele de bază ale gresiei de Siriu, cît și asociațiile din termenii litsotratigrifici mai superiori, aparțin aceluiași ciclu de sedimentare care începe probabil din Santonian și ține cel puțin pînă în Maestrichtianul inferior. Deocamdată nu se poate vorbi de prezența Paleocenului, întrucît existența lui ar trebui să fie mai convingătoare, din punct de vedere al conținutului micropaleontologic.

De asemenei nu avem pînă în prezent niciun indiciu asupra existenței Danianului, întrucît deobicei, acest etaj este foarte bine caracterizat de foraminifere calcaroase pelagice, reprezentate prin specii de Globigerine și Globorotalii.

Deși prin datele noastre nu se poate demonstra prezența Danianului și a Paleogenului inferior, nu excludem posibilitatea, ca acestea să existe, poate chiar în profilele mai complete ale muntelui Siriu.

### III. Concluzii

Din urmărirea evoluției asociațiilor de foraminifere cuprinse, în depozitele Cretacicului superior al zonei Șisturilor negre (sectorul Covasna — valea Buzăului), se pot trage o serie de concluzii pe care le expunem mai jos.

1. În complexul argilelor roșii cu tufite și brece s-a determinat o asociație de foraminifere arenacee, caracterizată prin prezența speciei *Uvigerinammina jankoi*. Vîrstă vraconian — cenomanian inferioară-medie ? a acestui complex, s-a stabilit pe baza acestei asociații, a speciilor de *Glo-*

*bigerina infracretacea* și *Rotalipora appenninica*, citate de M. G. Filipescu și a unei faune vraconiene menționate de I. Marinescu.

2. Peste argilele roșii cu tufite și brecii și sub gresia de Siriu într-o serie de puncte ale zonei Covasna – valea Buzăului, s-a stabilit existența unor depozite, cu lito-și biofaciesuri deosebite. Grosimea redusă și aparițiile mai sporadice nu permit separarea lor cartografică. Aceste depozite au fost repartizate la două complexe : a) complexul marno-calcarelor roșii și calcarelor silicificate, de vîrstă cenomanian-superior – turonian-superioară inclusiv, cu o microfaună de foraminifere calcaroase pelagice aparținând unor specii de Hedbergelle, Rotalipore și Globotruncane ; și complexul șisturilor argiloase roșii și negre cu marnocalcare, care cuprind o asociație cu foraminifere arenacee, atribuită Cenomanianului superior și eventual unei părți din Turonian. În succesiunea stratigrafică a Cretacicului superior, ambele complexe situate între argilele roșii cu tufite și gresia de Siriu, reprezentă de fapt două litofaciesuri heteropice și parțial sincrone.

3. Din gresia de Siriu s-au determinat trei tipuri de asociări cu foraminifere arenacee, care au fost identificate în ordine succesivă astfel : o asociere cu specii din familia Astrohizidae s. l., o asociere care are alături de formele tubulare și specia *Hormosina ovulum gigantea*, și însărsit, o asociere în care își fac apariția sporadic *Nodellum velascoense* și *Haplophragmoides walteri*, pe lîngă alte specii de arenacee. Existența acestor trei tipuri de asociări cu arenacee, precizează vîrsta Santonian ? – Campanian – Maestrichtiană a gresiei de Siriu, pe profilele cercetate în zona Covasna – valea Buzăului.

4. În succesiunea microbiestratigrafică, am constatat o serie de discontinuități pe care le punem, fie pe seama unor lacune stratigrafice, fie a unor accidente tectonice, sau a unor lacune de observație. Astfel din lipsa unor date de observație, nu am putut caracteriza microfaunistic, Cenomanianul mediu și Turonianul mediu, iar absența unor depozite, cu microfaună turoniană, senonian inferioară sau în întregime turonian – senonian-inferioară presupune la nivelul lor existența unor lacune de sedimentare, prin care se poate remarcă caracterul transgresiv al gresiei de Siriu.

5. Cu toate problemele care rămân încă cu semn de întrebare, totuși încercarea de a face microbiestratigrafia depozitelor Cretacicului superior din zona Covasna – valea Buzăului, a condus pe de o parte, la stabilirea unor asociări micropaleontologice corespunzătoare complexelor litologice identificate, iar pe de altă parte la realizarea pentru prima dată a unui tabel aproximativ schematic, în care se urmărește evoluția în timp și spațiu a foraminiferelor arenacee și calcaroase întâlnite.

## BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr., Alexandrescu Ecaterina (1964). Asupra Cretacicului superior în flișul extern, din regiunea Covasna-Buzău (Carpații orientali). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geogr. Geof. și Geol. Secți. Geol.* 1, 9. București.
- Băncilă I. (1958). Geologia Carpaților orientali. Ed. Științifică. București.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski K., Ksiazkiewicz M., Zytko K. (1963). Stratigraphie des Carpates externes polonaises. *Recher. géol. dans les Karpathes*, X, Warszawa.
- Carbonnier A. (1952). Sur un gisement de Foraminifères d'âge cénomanien supérieur provenant de la région de Taza (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France, sixième sér.*, II/2-3. Paris.
- Costea I., Balteș N. (1962). Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. Tehnică București.
- Dam A. Ten (1950). Les Foraminifères de l'Albien des Pays-Bas. *Mém. Soc. Géol. France, Nouv. Série*, 63. Paris.
- Dabaghian N. V. (1960). K stratigrafii melovih otlojenii Marmoroscoi i Uteossovoi zona. Referat Acad. Șt. U.R.S.S.
- Dalbiez D. (1955). The genus Globotruncana in Tunisia. *Micropal.* I,2, 1955.
- Filipescu G. M., Drăghindă I., Mutihac V. (1952). Cercetări geologice între V. Buzăului și linia Cason-Tușnad. *D.S. Com. Geol. XXXVIII* (1950-1951). București.
- Filipescu G. M. (1955 a). Cercetări geologice în zona internă și mediană a Flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului. *D.S. Com. Geol. XXXIX*. București.
- Filipescu G. M. (1955 b). Contribuții la orizontarea Cretacicului din Flișul Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon. Ser. Șt. Nat.* 8. București.
- Filipescu G. M. (1957). Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din Flișul extern dintre văile Teleajen și Uzu. *Acad. R.P.R. 1, Bul. Șt. Soc. de Științe Geol.-Geogr.* 1. București.
- Filipescu G. M., Soigan P., Alexandrescu Gr., Bratu Elena (1963). Cénomanianul din zona Șisturilor negre. *Comun. la Congr. VI-lea al Asoc. Carpato-Balcaneice*. Varșovia.
- Friedberg W. (1902). Otwornice warstw inoceramowych okolicy Rzezawa idebicy. *Wkrakow. Nakl. Akad. Umiej.*
- Grzybowski J. (1893). Otwornice czerwonych ilouz, Wadowic. *Rozpr. Ak. Um Krakow*, 2, 10.
- Grzybowski J. (1898). Otwornice pokładiw naftenosnych okolicy. *Rozpr. Ak. Um. Krakow*, seria 2-a, 33.
- Grzybowski J. (1901). Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic. *Rozpr. Ak. Um. Krakow*, seria 3, I/41.
- Geroch A., Gradowski R. (1955). Stratigraphy of the Silensian series in the tectonic window of the Zywiec (Western Carpathians). *Roczn. Pal. Geol.* I, XXIV/1. Krakow.
- Geroch S. (1959). Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. *Paleont. Zeitsch.* 33, 1/2 Stuttgart W.
- Geroch S., Nowak W. (1963). Lower Cretaceous in Lipnik near Bielsko. Western Carpathians. *Rocznik Polsk. Tow. Geol.* XXXIII,2. Krakow.

- G e r o c h S. (1960). Microfaunae assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian unit in the Beskid Slaski Mts. (Western Carpathians). *Instytut Geol. Biuletyn* 153. Warszawa.
- H a g n H., Z e i l W. (1954). Globotruncanen aus den Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerschen Alpen. *Eclog. Geol. Helv.* 41, 1.
- J o j a T., C o s m a V i o r i c a , D u m i t r e s c u Z o r e l a (1963). Orizonturile flișului extern dintre Suceava și Sucea și conținutul lor micropaleontologic. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. V, București* (1961) VIII, 1 Comunicări științifice, Secția II — Stratigrafie. București.
- K o z i k o v s k H., J e d n o r o w s k a A. (1956). Badania geologiczne i mikropaleontologiczne w dolonie Słonicy (Beskid zaichdini). *Acat. Geol. Pal.* VI, 4.
- K s i a z k i e w i c z M. (1956). The Jurasic and Cretaceous of Bachowice. *Ext. An. Soc. Geol. Pal.* XXIV, 2.
- K l a u s J. (1959). Le „complexe schisteuse intermédiaire” dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes). Stratigraphie et micropaléontologie, avec l'étude spéciale des Globotruncanidées de l'Albien, du Cénomanien et du Turonian. *Eclog. geol. Helv.* LII, 2. Basel.
- K l a u s J. (1960 a). Le répartition stratigraphique des Globotruncanidées au Turonian et au Coniacian. *Eclog. geol. Helv.* vol. LIII, 2. Basel.
- K l a u s J. (1960 b). Rotalipores et Thalmanninnelles d'un niveau des couches rouges de l'Anticinal d'Aï. *Eclog. geol. Helv.* LVIII, 2.
- L o e b l i c h R., T a p p a n H. (1961). Cretaceous planktonic foraminifera I Cenomanian. *Micropal.* 7, 3.
- L i s z k o w a J. (1959). Mikrofauna warstw z egzotykami z Bachowic. *Zleadan geologicznych w Karpatch.* II, *Inst. Geol. Biulet.* 131. Warszawa.
- M a l a p r i s M., P. R a t. (1961). Données sur les Rosalines Cénomanien et du Turonian de Côte d'Or. *Rev. de Micropal.* 2.
- M a j z o n L. (1943). Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpatenvorlandes mit besonderer Rücksicht auf die Globotruncanen. *An. Inst. Reg. Hung. Geol.* XXXVII.
- M a s l a k o w a N. I. (1955). Stratigrafia i Fauna melkikh foraminifer paleogenovih otlojenii Vostocinik Karpat. *Mater. nobbiostrat. zapad. Oblas. Ukraina S.S.R.* (Moskwa)
- M a r i n e s c u I. (1962). Cercetări geologice în flișul munților Buzăului. *D.S. Com. Geol.* XLIV (1957—1958). București.
- M a r i n e s c u I. (1963). Stratele cu inocerami de la curbura Carpaților orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V-lea, 1961, III, 1. Com. Științ, Secția II—Stratigrafie.* București.
- M o r g i e l I. (1959). Mikrofauna ilow babickich. Z badan geol. W Karpat, II. *Inst. Geol. Biullet,* 131. Warszawa.
- N e a g u I. (1962). Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacic superioare de pe valea Sadovei (Cîmpulung moldovenesc) și bazinul superior al văii Buzăului. *Stud. și Cerc. Geol.* II. București.
- P o p e s c u G r. (1958). Stratigrafia flișului cretacic dintre văile Prahova și Buzău cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Acad. R.P.R. Stud. și Cerc. Geol.* III/3—4.
- R e i c h e l M. (1950). Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia. (Tessin), *Eclog. geol. Helv.* 42, 2. Basel.

- Sigal J. (1952). Aperçu stratigraphique sur le micropaleontologie du Crétacé. *19—2 Congr. Géol. Intern. Monogr. région.* 26. Algeria.
- Subbotina N. N. (1953). Globigerinidi, Hantkeninidi și Globorotalidi. *Trud. Vsesciuz. Neft. Naucin. Geol. Roz. Inst. (Moskwa).*
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1963). La stratigraphie du facies du grès de Tarcău et sa position dans le schème stratigraphique du Flysch Paléogen du Carpates Orientales et Septentrionales. *Com. la Congr. VI-lea al Asoc. Carpato-Balcanice.* Varșovia.
- Toeorjescu Maria (1960). Considerațiuni micropaleontologice asupra limitei cretacic-eocen. *Stud. Cercet. geol.*, V, 2.
- Toeorjescu Maria (1963). Studiul micropaleontologic al depozitelor succesiunii cretacic superior — paleogen de pe valea Mitolii regiunea Lăicăi. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V, 1961, București, Com. Științ. Secția II — Stratigrafie*, III, 2. București.
- Toeorjescu Maria, Negagu T. (1963). Orizonturi cu foraminifere aglutinante în flișul Carpaților orientali. *Com. la Congr. VI-lea la Asoc. Carp.-Balc.* Varșovia.
- Vialov O. S., Dabaghian, N. V. Kulcițchii I. O. (1962). Novi dani pronic Si-potscoi ta Ialovețcoi svit shidnih Karpat. *Dapovidî Academii Nauc. Ukrainscoi R.S.S.*, 7.
- Vialov O. S., Dabaghian N. N.; Kulcițchii I. V. (1962). Verhniorkeida Peninscoi i Marmorscoi Shidnih Carpat. *Referatele Acad. de Științe de R.S.S. Ucraina*, 6.
- Vinogradov C. (1964). Date noi privind depozitele cretacic superioare din anticlinalul Zamurei. *Stud. Cerc. geol. geogr. Ser. Geol.* IX, 1. București.

## MICROBIOSTRATIGRAPHIE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE LA ZONE DES SCHISTES NOIRS COMPRISSE ENTRE COVASNA ET LA VALLÉE DE BUZĂU

PAR

ELENA BRATU

(Résumé)

Dans la zone des schistes noirs du secteur de Covasna — vallée de Buzău, les dépôts du Crétacé supérieur peuvent être répartis aux complexes lithostratigraphiques suivants : 1) 1 a, complexe des argiles rouges à tuffites et brèches ; 1 b, complexe des marnocalcaires rouges et des calcaires silicifiés ; 2) complexe des schistes argileux rouges et noirs à marnocalcaires et 3) complexe du grès de Siriu.

Le complexe des argiles rouges à tuffites et brèches représente une partie de ce qu'on désigne sous le nom de couches de Zagon et comprend



# ASOCIAȚII MICROPALEONTOLOGICE ÎN CRETACICUL SUPERIOR DIN ZONA ȘIȘTURILOR NEGRE ÎNTRE COVASNA ȘI VALEA BUZĂULUI

ELENA BRATU : Microbiostratigrafia Cretacicului superior din zona șisturilor negre cuprinsă între Covasna și valea Buzăului.

| DIVIZIUNI<br>LITOSTRATIGRAFICE                                                 | VÂRSTĂ<br>C.R.T.                         | ASOCIAȚII<br>MICROPALEONTOLOGICE                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | RÂSPINDIREA ȘI FRECVENTA SPECIILOR |           |           |                   |                  |         |            |        |         |          |
|--------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|-----------|-----------|-------------------|------------------|---------|------------|--------|---------|----------|
|                                                                                |                                          |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | D.Chiuz                            | V.Chiurus | V.Păpăuți | V.Zagonul<br>Mare | V.Zagonul<br>Mic | V.Decan | V.Zăbrătău | V.Bota | V.Buzău | V.Crasna |
| GRESIA DE SIRIU                                                                | SANTONIAN-MAASTRICHTIAN                  | 1. <i>Ammodiscus angyrus</i> Reuss<br>2. <i>Ammodiscus goryevoi</i> Grzyb.<br>3. <i>Ammodiscus involens</i> Reuss<br>4. <i>Ammodiscus polycypris</i> Reuss<br>5. <i>Ammoceraspis tenuissima</i> Grzyb.<br>6. <i>Bathyponor</i> sp.<br>7. <i>Cyclammina retrospira</i> Grzyb.<br>8. <i>Cyclammina subgaleata</i> Yessick<br>9. <i>Dendrolyrya excelsa</i> Grzyb.<br>10. <i>Dendrolyrya latissima</i> Grzyb.<br>11. <i>Dendrolyrya robusta</i> Grzyb.<br>12. <i>Globospira charoides</i> (Jones and Parker)<br>13. <i>Globospira gordensis</i> Jones et Parker!<br>14. <i>Globospira irregularis</i> (Grzyb)<br>15. <i>Haplophragmoides subrotundularis</i> (Grzyb)<br>16. <i>Hormosina dictum</i> Brady<br>17. <i>Hormosina ovalum</i> (Grzyb)<br>18. <i>Hormosina ovulum</i> var. <i>gigantea</i> Grzyb.<br>19. <i>Hyperekamina elongata</i> Grzyb<br>20. <i>Hyperekamina grzybowi</i> Dylez.<br>21. <i>Hyperekamina submodestiformis</i> Grzyb.<br>22. <i>Knodellum valascense</i> (Oushman)<br>23. <i>Plecidium coniformis</i> Grzyb<br>24. <i>Rhabdammina abyssorum</i> Sars<br>25. <i>Rhabdammina abyssorum</i> var. <i>irregularis</i> Carp.<br>26. <i>Rhabdammina novae</i> Grzyb<br>27. <i>Recurvirostra deflexiformis</i> (Kofelt)<br>28. <i>Recurvirostra</i> sp.<br>29. <i>Hoplophragmoides walteri</i> (Grzyb)<br>30. <i>Rugula splendens</i> Grzyb.<br>31. <i>Scaciammina placenta</i> (Grzyb)<br>32. <i>Schizotria remosa</i> Cushman<br>33. <i>Trachammina advena</i> Cushman<br>34. <i>Trachammina discolorata</i> (Cushman)<br>35. <i>Trachammina quadrifaria</i> Grzyb.<br>36. <i>Trachammina umbratensis</i> Tappan<br>37. <i>Trachammina contorta</i> (Grzyb)<br>38. <i>Trachamminaoides irregularis</i> (White)<br>39. <i>Trachamminaoides subcoronatus</i> (Grzyb)<br>40. <i>Reophax duplex</i> Grzyb                                                          |                                    |           |           |                   |                  |         |            |        |         |          |
| COMPLEXUL MARNOCALCARELOR<br>ROȘII ȘI CALCARELOR SILICIFIATE                   | CENOMANIAN SUPERIOR<br>TURONIAN SUPERIOR | 1. <i>Bulimina reüssi</i> Morley<br>2. <i>Orbulinoides punctata</i> (Cushman)<br>3. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (P.C.B.)<br>4. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>5. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>6. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>7. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>8. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>9. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>10. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>11. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>12. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>13. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>14. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>15. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>16. <i>Orbulinoides lisseliana</i> (Cushman)<br>17. <i>Reticularia crenulata</i> (Morrow)<br>18. <i>Reticularia greenhornensis</i> (Morrow)<br>19. <i>Reticularia manisavensis</i> Morrow<br>20. <i>Reticularia manisavensis</i> var. <i>minor</i> Morrow<br>21. <i>Reticularia reticulata</i> Morrow<br>22. <i>Reticularia tuncate</i> Brötzén<br>23. <i>Trocholites encrustata</i> (Reuss)<br>24. <i>Gymnellopsis globulus</i> Ehrenberg                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                    |           |           |                   |                  |         |            |        |         |          |
| COMPLEXUL ARGILELOR ROȘII CU TUFITE ȘI BRECI<br>VRACONIAN - CENOMANIAN MEDIU ? |                                          | 1. <i>Ammodiscus incertus</i> (D'Orb.)<br>2. <i>Ammodiscus involens</i> (Reuss)<br>3. <i>Ammodiscus pangyrius</i> Grzyb.<br>4. <i>Ammodiscus tenuissimus</i> Grzyb.<br>5. <i>Bathyponor</i> <i>deflexiformis</i> Sars<br>6. <i>Cyclammina pavonincola</i> Brady<br>7. <i>Cyclammina retrospira</i> Grzyb<br>8. <i>Cyclammina subgaleata</i> Kisicék<br>9. <i>Dendrolyrya excelsa</i> Grzyb<br>10. <i>Dendrolyrya robusta</i> Grzyb<br>11. <i>Globospira charoides</i> (Jones and Parker)<br>12. <i>Globospira gordensis</i> (Jones and Parker)<br>13. <i>Globospira irregularis</i> (Grzyb)<br>14. <i>Globospira servae</i> (Grzyb)<br>15. <i>Haplophragmoides bulloides</i> (Grzyb)<br>16. <i>Hormosina ovalum</i> (Grzyb)<br>17. <i>Hyperekamina elongata</i> Dylez.<br>18. <i>Hyperekamina grzybowi</i> Dylez.<br>19. <i>Hyperekamina submodestiformis</i> Grzyb.<br>20. <i>Leptostrea incerta</i> Grzyb.<br>21. <i>Mecistia crenata</i> (Grzyb)<br>22. <i>Mecistia grzybowi</i> (Grzyb)<br>23. <i>Plectar ecurvata</i> alternans Noch.<br>24. <i>Proteorina complanata</i> Franke<br>25. <i>Pseudomphistera fusca</i> Schulze<br>26. <i>Reophax duplex</i> Grzyb<br>27. <i>Recurvirostra deflexiformis</i> (Vahl)<br>28. <i>Rhabdammina abyssorum</i> Sars<br>29. <i>Rhabdammina annulata</i> Grzyb<br>30. <i>Rhabdammina elongata</i> Brady<br>31. <i>Rhabdammina novae</i> Grzyb<br>32. <i>Scaciammina spiralis</i> Sars<br>33. <i>Thalassinammina sublucinata</i> (Grzyb)<br>34. <i>Trachammina siltiformis</i> Cushman et Krent<br>35. <i>Trachammina crenulata</i> Grzyb<br>36. <i>Trachammina quinquecostata</i> Grzyb<br>37. <i>Trachammina umbratensis</i> Tappan<br>38. <i>Trachamminaoides irregularis</i> White<br>39. <i>Trachamminaoides orszewskii</i> (Grzyb)<br>40. <i>Trachammina</i> sp. n. Kagan<br>41. <i>Sabia germa</i> in <i>Trachammina</i> (Glaessner) |                                    |           |           |                   |                  |         |            |        |         |          |

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă VOL. LII/2

Imprim. Atel. Inst. Geol.

## LEGENDA

- a) f. rar ————— c) frecvent —————
- b) rar ————— d) f. frecvent —————



des argiles et marnes rouges à 40 espèces de foraminifères arénacés dans lesquelles on remarque l'éruption de l'espèce *Uvigerinammina jankoi*. A partir de cette association on a attribué au complexe l'âge vraconien et cénomanien inférieur moyen ?

Le complexe des marno-calcaires rouges et des calcaires silicifiés comprend deux niveaux à foraminifères calcaires pélagiques : un niveau à une association d'espèces du genre *Hedbergella* et *Rotalipora cushmani* et *R. turonica* très fréquentes et une association aux variétés de l'espèce *Globotruncana lapparenti*. La présence de ces associations nous fait accorder au complexe l'âge cénomanien supérieur et turonien (y compris Turonien supérieur).

Le complexe des schistes argileux rouges et noirs à marno-calcaires contient une association de 18 espèces de foraminifères arénacés dont les espèces des genres *Dendrophrya* et *Recurvooides* à côté des *Uvigerinammina jankoi* apparaissent fréquemment.

On situe l'âge du complexe dans l'intervalle Cénomanien supérieur et une partie du Turonien.

Les deux complexes suivants situés entre les argiles rouges à tuffites et le grès de Siriu représentent en fait deux faciès hétéropiques, partiellement synchrones.

Le complexe du grès de Siriu représenté par des bancs massifs de grès calcaires micacés, grisâtres, associés à des paquets métriques de schistes argileux grisâtres, verdâtres ou jaunâtres. A la partie supérieure du complexe sont intercalés des paquets d'argiles et marnes rouges associés parfois à des marno-calcaires.

Le grès de Siriu comprend trois types d'associations à foraminifères arénacées. Ces types, par ordre de succession sont : 1) association à espèces de la famille *Astrorhizidae s. l.*; 2) une association qui, outre les formes tubulaires, contient fréquemment l'espèce *Hormosina ovulum gigantea* et enfin 3) une association dans laquelle apparaissent sporadiquement les espèces *Nodellum vellscoense* et *Haplophragmoides walteri*. L'existence de ces trois associations implique l'âge santonien — campanien — maestrichtien du grès de Siriu dans la zone de Covasna — vallée de Buzău.

Les résultats lithostratigraphiques et microbiostratigraphiques ont précisé que les dépôts du Crétacé supérieur de la zone des Schistes noirs, comprise entre Covasna et la vallée de Buzău représente un cycle de sédimentation à peu près complet qui commence par le Vraconien et s'achève par le Sénonien.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Associations micropaléontologiques dans le Crétacé supérieur de la zone des schistes noirs entre Covasna et la vallée de Buzău.

a, très rare ; b, rare ; c, fréquent ; d, très fréquent.



Institutul Geologic al României

*Dări de Seamă ale Ședințelor*  
Vol. LII/2 (1964—1965)

PALAEONTOLOGIE

CONODONTE SILURIENE DE LA CATALOI<sup>1)</sup>

DE  
ELENA MIRĂUȚĂ<sup>2)</sup>

**Abstract**

Silurian Conodonts from Cataloi. On the basis of the study of conodonts, this paper demonstrates the Silurian age of some limestones associated with black quartzites that appear in the Rediu hills (East of Cataloi) and belong to the Paleozoic of the Triassic zone of Tulcea, in North Dobrogea.

**1. Introducere**

Regiunea care constituie obiectul acestei lucrări este situată la est de localitatea Cataloi, în zona triasică a Dobrogei de nord. Fundamentul acestei zone este format din depozite paleozoice slab metamorfozate și intens cutate care apar la zi în unele nuclee anticlinale. Formațiunile paleozoice analizate micropaleontologic provin din dealul Rediu de la est de Cataloi, unde alcătuiesc nucleul anticlinalului Uzum Bair, pe ale cărui flancuri se dezvoltă depozite triasice (fig. 1).

Depozitele paleozoice din această regiune sunt cunoscute de mult timp. Ele au fost atribuite fie Devonianului (R. Pascau, 1904; G. Murgoci, 1914; I. Tanasiu, 1940), fie Paleozoicului inferior (O. Mirăuță și Elena Mirăuță<sup>3)</sup>), fie Precambrianului (V. Mutihac, 1964).

**2. Succesiunea stratigrafică**

În depozitele paleozoice din această regiune au fost separate mai multe complexe de roci și anume: a) complexul meta-psamitic; b) com-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 27 Aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, s. Kiselleff Nr. 55, București.

<sup>3)</sup> O. Mirăuță și Elena Mirăuță — Raport geologic asupra calcarilor și dolomitelor triasice din regiunea Zebil, Cataloi și Hagighiol. 1958, Arh. Com. Stat. Geol.



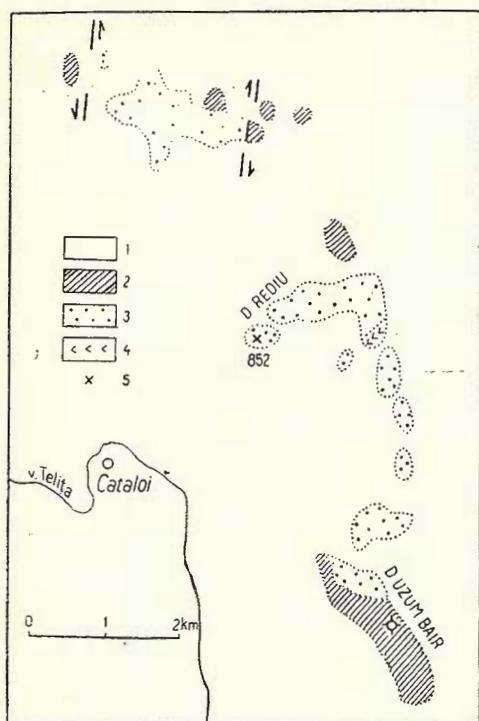


Fig. 1. — Schiță geologică a regiunii Cataloi.

1. Loess ; 2, Triasic ; 3, Paleozoic inferior ; 4, Porphyre ; 5, Ivire de calcare cu Conodonte.

Esquisse géologique de la région de Cataloi.

1, Loess ; 2, Trias ; 3, Paléozoïque inférieur ; 4, Porphyres ; 5, Apparition de calcaires à conodontes.

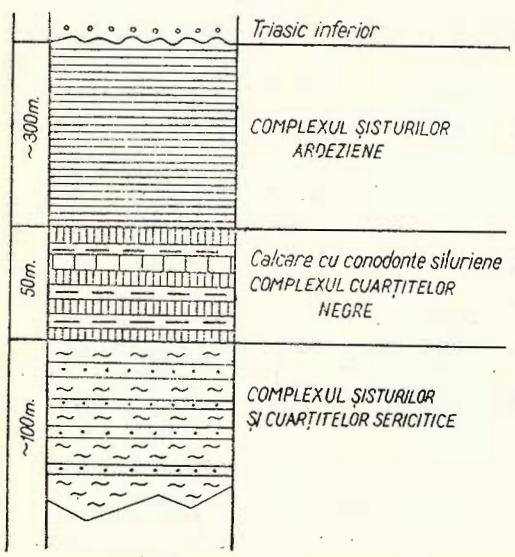


Fig. 2. — Succesiunea stratigrafică a Paleozoicului din dealurile Rediu și Puturosu de la est de Cataloi.

2 Succession stratigraphique du Paléozoïque des collines Rediu et Puturosu à l'E de Cataloi.

1, Trias inférieur ; 2, Complexe des schistes ardoisiers ; 3, calcaires à conodontes siluriens ; 4, Complexe des quartzites noirs ; 5, Complexe des schistes et des quartzites séricitiques.

plexul șisturilor cuarțito-sericitice ; c) complexul cuarțitelor negre și d) complexul șisturilor ardeziene. Rocile celor două komplexe inferioare sunt epimetamorfice, iar ultimele două komplexe prezintă un metamorfism incipient (anchimetamorfism). Descrierea detaliată a acestor komplexe a fost făcută într-o altă lucrare (O. Mirăuță, 1965).

Fauna de conodontă provine din calcarele cenușii găsite aproape în loc în complexul de cuarțite negre de pe versantul sudic al dealului Rediu, în apropiere de gara Cataloi (fig. 1). Complexul cuarțitelor negre stă în continuitate de sedimentare peste șisturile și cuarțitele sericitice și grafitoase care formează creasta dealului Rediu și suportă, tot în continuitate de sedimentare, în dealul Puturosu, o serie monotonă, groasă de aproximativ 300 m, de șisturi ardeziene cenușii, cu intercalării de cuarțite cenușii, în strate de 2-5 cm (fig. 2).

Şisturile ardeziene sunt slab metamorfozate și prezintă unele asemănări cu șisturile siluriene din munții Măcinului.

În calcarele analizate au fost întâlnite ostracode, crinoide, scolecodonete și conodontă. Au putut fi distinse două feluri de calcar și anume : un prim tip poate fi definit ca un calcar lumașelic, constituit aproape numai din articole de crinoide ; celălalt tip se remarcă printr-o proporție apreciabilă de elemente clastice (cuarț, muscovit, biotit), alături de care apar numeroase ostracode de dimensiuni milimetrice, precum și foraminifere din genul *Glomospira* și *Lituotuba*. În ambele tipuri de calcar am întâlnit conodontă mai mult sau mai puțin bine conservate, de culoare alb-gălbuiu sau brun-negricioasă. Alături de forme evolute, multidentate, ca *Ozarkodina*, apar numeroase elemente unidentate, menționate mai rar în Silurian.

În lucrare vom trata separat conodontele multidentate de cele unidentate.

### 3. Descrierea formelor

#### a) Conodontă multidentata

*Genus Carniodus Walliser, 1964*

*Carniodus cf. carnulus* Walliser, 1964

(pl. I, fig. 1)

1964 *Carniodus carnulus* n.sp. — O. H. Walliser, pag. 32, 33, pl. 27, fig. 31, desen 4 b.

Genul *Carniodus* se remarcă prin prezența unui dintă cardinal puternic și a două ramuri foarte scurte și aplatizate puternic lateral. Se distinge totodată o muchie bazală oblică, precum și o reducere pronunțată a ramurei posterioare, dar mai ales a celei anterioare. Absența fosetei baza-le, fie în urma unei corodări puternice, fie ca rezultat al unei îngustări exa-

gerate a bazei, ne determină să atribuim formele acestei specii cu menținerea "cf".

Specia provine din Alpii carnici centrali și are o răspândire stratigrafică în zona cu *Pterospaihodus amorphognathoides* (Valentium superior).

**Genus *Icriodus* Branson et Branson, 1938**

*Icriodus* sp. a (n. sp. ?)

(pl. I, fig. 2)

Este o formă delicată, alungită și îngustă, caracterizată prin prezența orală a șase creste transversale formate din sudarea a doi sau trei denticuli; pe suprafața aborală, îngustă ca o lamă, se distinge un șanț, îngust la partea anteroară a formei, dar care se largeste brusc și se închide circular la partea posterioară, formînd o fosetă bazală nu prea adâncă. Prin acest caracter se aseamănă cu genul *Gondolella*; prin crestele transversale de pe suprafața orală amintește de *Icriodus woschmidti*. Deși forma este bine conservată, datorită caracterelor ei nu o putem atribui nici unei specii.

*Icriodus* sp. b (n. sp. ?)

(pl. I, fig. 3)

Este o formă destul de robustă, cu un contur asemănător celei precedente. Ornamentația suprafeței orale constă din cinci creste transversale pe axa lungă a formei, constituite din cîte doi sau trei denticuli cu secțiune circulară. La partea posterioară se disting trei denticuli izolați care merg pînă la capătul posterior ascuțit al formei. Suprafața aborală este străbătută de un șanț superficial, ale cărui margini se resfrîng spre capătul posterior, închizînd o fosetă puțin adâncă și ovală.

Formă descrisă se caracterizează prin crestele transversale, ca la *Icriodus woschmidti*, dar diferă prin suprafața aborală. Se aseamănă destul de bine cu forma precedentă. Numărul insuficient de exemplare nu ne permite crearea unei specii noi, de aceea le consemnăm ca atare.

**Genus *Neopriioniodus* Hodges et Müller, 1956**

*Neopriioniodus bicurvatooides* Walliser, 1964

(pl. I, fig. 4–5)

1964 *Neopriioniodus bicurvatooides* n.sp. — O. H. Walliser, pag. 46, pl. 29, fig. 37.

Formă cu dinti cardinal inclinat puternic spre partea anteroară și cu denticulii de pe ramura posterioară aplecați în același direcție. Dintele cardinal este ușor comprimat lateral, ceilalți denticuli sunt deși și rotunzi. Muchia anteroară și cea inferioară a dintelui cardinal formează un unghi



puțin pronunțat. La partea aborală se află o fosetă bazală alungită, nu prea adâncă, situată în spatele dintelui cardinal.

Apare în zona cu *Kockeella sagitta* (= zona 31 – 32 de graptoliți a lui Eller et Wood) – limita Ludlowian inferior/Wenlockian.

**Genus Ozarkodina Branson et Mehl, 1933**  
***Ozarkodina fundamentata* (Walliser, 1957)**

(pl. I, fig. 6–11)

1964 *Ozarkodina fundamentata* (Walliser, 1957) – O. H. Walliser, pag. 56, 57, pl. 23, fig. 9, 10, 20.

Exemplarele pe care le deținem se caracterizează printr-o carenă înaltă, puternic aplatizată lateral (în secțiune transversală), dreaptă pînă la ușor curbată, văzută oral. Muchia orală este prevăzută cu denticuli sudați de bază, deși, în general cu vîrfuri libere și ascuțite, destul de egali ca mărime. Unele exemplare permit identificarea unui denticul mai proemințent situat deasupra fosetei bazale, înclinat mult spre partea posterioară. Muchia orală descrește puternic și brusc spre capătul posterior al formei; totodată ultimii denticuli, cei mai mici, diverg lateral. Muchia aborală este dreaptă văzută lateral și este străbătută de un șanț îngust care se lărgește brusc spre partea posterioară unde formează o fosetă bazală lipsită de denticuli laterali. Răsfrîngerile acestei fosete sunt largi, asimetrice, iar la unele exemplare sunt puternic îndoite în jos.

Această specie a fost întîlnită în Germania (Frankenwald) și este citată din zonele de Conodont (*Ozarkodina*) crassa pînă la (*Polygnathoides*) *siluricus*, care se încadrează cam în Ludlowian.

***Ozarkodina* cf. *media* Walliser, 1957**

(pl. I, fig. 12–13)

1958 *Ozarkodina media* Walliser – G. Bischoff et D. Sannemann, pag. 99, pl. 14, fig. 21.

Ramuri ușor curbate, presate lateral, ramura anteroară este ceva mai înaltă ca cea posterioară. Denticulii au o secțiune ovală pînă la rotunjită, sunt sudați la bază dar separați la vîrfuri și sunt înclinați spre spate, cei de pe ramura posterioară mai puternic decît cei de pe ramura anterioară. Denticulii cresc gradat în înălțime de la capătul anterior al ramurei anteroare spre dintele cardinal, unul din ei putind chiar să-l depășească. Se remarcă faptul că ei sunt mai înalți decît denticulii de pe ramura posterioară. Dintele cardinal are o secțiune ovală și muchii ascuțite în față și în spate. El este înclinat destul de mult spre partea posterioară și stă deasupra sau puțin în urma curburii aborale a ramurilor. Pe partea aborală se dis-

tinge un șanț îngust care merge continuu de-a lungul râmurilor. Nu se observă o fosetă bazală distinctă, ceea ce ne determină să conferim exemplarele acestei specii.

A fost menționată din zona cu *Kockelella patula* (Wenlockian mediu) pînă în Devonianul inferior (? Emsian inferior) (Walliser, 1964).

*Ozarkodina typica denckmanni* Ziegler, 1956

(pl. I, fig. 14)

1964 *Ozarkodina typica denckmanni* Ziegler — O. H. Walliser, pag. 61, pl. 26, fig. 4.

Este o formă cu ramura anteroiară destul de înaltă, prevăzută cu denticuli alungiți, destul de deși, sudați la bază dar cu vîrfuri libere și aproape triunghiulare. Ramura posteroiară păstrează numai un denticul mic, restul fiind ruptă. Văzute lateral, muchiile aborale ale râmurilor fac o mică boltire în dreptul fosetei bazale. Aceasta este foarte îngustă și nu are răsfrîngeri laterale pronunțate. Dintele cardinal, care este bine reliefat, are muchii ascuțite și contur triunghiular.

Forma este citată din zona cu *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* pînă în Emsianul superior, în calcarul de Schönau și Zorgensis (Germania).

**Genus *Polygnathoides* Branson et Mehl, 1933**

*Polygnathoides siluricus* Branson et Mehl, 1933

(pl. I, fig. 15)

1957 *Polygnathoides siluricus* Branson et Mehl — O. H. Walliser, pag. 45, pl. 1, fig. 34.

1964 *Polygnathoides siluricus* Branson et Mehl — O. H. Walliser, pag. 66, pl. 17, fig. 8—10.

Forma pe care o atribuim acestei specii are o platformă caracteristică prin care se deosebește de *P. emarginatus*. Pe suprafața orală se observă, la singurul exemplar pe care îl avem, incomplet de altfel, cîțiva noduli proeminenti, cu secțiune rotundă, așezați într-un sir discontinuu. Suprafața aborală, corodată, nu permite observarea clară a fosetei bazale.

Specia caracterizează o zonă situată la limita Ludlowian superior/mediu.

În afară de aceste forme încadrate în genuri și specii definite, mai deținem cîteva forme cărora nu le-am găsit echivalențe generice. Numărul lor mic nu ne permite să creiem genuri noi, de aceea le menționăm ca forme de sine stătătoare.

Astfel, una din forme are asemănări cu *Amorphognathus* sp., menționat în Ordovicianul superior din regiunea Cincinnati (S. U. A.) (W. C. Sweet, A. Turco, E. Warner et L. C. Wilkie, 1959). Elementul

este de tip platformă dar are o margine pronunțat concavă, în timp ce *Amorphognathus* sp. este lanceolat. Pe suprafața orală se observă o creastă continuă, sinuoasă, joasă, în care nu se disting denticuli. Suprafața aborală e concavă longitudinal (pl. I, fig. 16).

Alte două fragmente fac parte din genul *Icriodus*. Se remarcă crestele transversale de pe suprafața orală și foseta bazală larg răsfrântă de pe suprafața aborală.

#### b) *Conodontes unidentatae*

Alături de conodontele multidentate descrise s-au mai obținut 31 exemplare de conodonte unidentate. Lucrările referitoare la conodontele siluriene (E. B. Branson et C. C. Branson, 1947; W. C. Sweet, 1955; O. H. Walliser, 1957; F. Kockel, 1958; W. Ziegler, 1960; R. L. Thrington et W. M. Furnish, 1962; O. H. Walliser, 1964) menționează existența conodontelor unidentate în America de Nord, Spania, Germania, Sahara. Astfel sunt citate genurile: *Acodus*, *Belodus*, *Distacodus*, *Distomodus*, *Drepanodus*, *Oneotodus*, *Paltodus*, *Prionognathus*. Dintre aceste genuri, în microfauna noastră am întîlnit cu certitudine genul *Paltodus*; alte forme le putem atribui cu unele rezerve genurilor *Prionognathus* și *Oneotodus* (citat numai de către Ch. R. Spasov în Silurian superior), dar parte din ele rămân fără o mențiune generică, din lipsa bibliografiei necesare.

#### Genus *Oneotodus* Lindström, 1954

*Oneotodus* sp.

(pl. II, fig. 1–3)

Am atribuit acestui gen formele conice simple, scunde, cu fețe netede și cu muchia posterioară mai scurtă decât cea anteroiară; secțiunea transversală bazală este circulară, iar cavitatea bazală este conică și puțin adâncă.

#### Genus *Panderodus* Thrington, 1959

*Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl, 1933)

(pl. II, fig. 4–7)

- 1947 *Paltodus unicostatus* Branson et Mehl — E. B. Branson et C. C. Branson pag. 544, pl. 82, fig. 6, 12–14, 16.  
 1957 *Paltodus unicostatus* Branson et Mehl — O. H. Walliser, pag. 43, pl. 2, fig. 1.  
 1959 *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl) — Sweet, Turco, Warner et Wilkie, pag. 1057, pl. 131, fig. 3.  
 1961 *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl) — Z. Wolska, pag. 353, pl. IV, fig. 3 a, b.



- 1963 *Paltodus unicostatus* Branson et Mehl — N. Dăneș, pag. 329, pl. 4, fig. 3.  
 1964 *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl) — S. M. Bergström, pag. 30, 31,  
 text fig. 14.

Con simplu, comprimat lateral, curbat ușor pînă la puternic la partea superioară, cu ambele muchii rotunjite, cea posterioară fiind mai îngustă, cea anterioară mai largă. Se distinge o coastă (carenă) antero-laterală rotunjită care se urmărește din bază pînă la vîrful denticulului. Cavitatea bazală este adîncă, ceea ce determină atribuirea formei la genul *Panderodus* Ethington.

A fost menționată în Ordovicianul mediu și superior și în Silurian.

#### Genus *Prionognathus* Pander, 1856

(pl. II, fig. 8—18)

Numeroase forme se aseamănă celor descrise de W. C. Sweet (1955) ca *Prionognathus ordovicica* Branson et Mehl. Sînt conuri simple mai mult sau mai puțin recurbate, cu secțiune transversală orizontală subcirculară. Suprafața conului este netedă, fără carenă sau sănături.

Se remarcă prezența unui vîrf translucid, alb, în timp ce restul denticulului este brun închis, opac.

Genotipul lui *Prionognathus* provine din Silurianul superior din Osel; celealte specimene sînt cunoscute numai din formațiunea gresiei de Harding (Colorado), ordovician medie.

O altă formă unidentată, cu patru fețe convexe, inegale, are o bază cu două râsfrîngerî simetrice, semicirculară și o cavitate aborală superficială (pl. II, fig. 19).

Pe planșă mai figurăm trei exemplare pe care nu le putem atribui cu certitudine conodontelor. (pl. II, fig. 20—22).

#### 4. Concluzii

Din cercetarea materialului existent, pe baza genurilor și speciilor menționate, am atribuit Silurianului calcarele în care au fost găsite aceste conodonti. Astfel, forma *Carniodus carnulus* este citată în Valentianul (Llandowerianul) superior din Alpii carniți; forma *Neoprioniodus bicurvatorides* apare în masivul șistos renan la limita Wenlockian-Ludlowian inferior; formele *Ozarkodina fundamentata* și *Polygnathoides siluricus* caracterizează Ludlowianul din Germania și America. Alte forme (*Ozarkodina media* și *O. typica denckmanni*) urcă pînă în Devonianul inferior din aceleasi țări.



Trebuie scoasă în evidență prezența cantitativ mare a conodontelor unidentate, mai ales a formelor simple, necarinate și cu bază circulară, rar menționate în Silurian, alături de conodonte caracteristice acestei perioade, cum sunt formele de *Ozarkodina fundamentata*, care predomină cantitativ printre multidentate.

În concluzie, calcarale cenușii și cuartitele negre asociate cu ele, după fauna de conodonte, aparțin Silurianului, fără să putem preciza pentru moment un interval stratigrafic mai restrâns. Înțînd seama de continuitatea de sedimentare dintre cuartitele negre și complexul șisturilor ardeziene (O. Mirăuță, 1965), putem presupune pentru acest ultim complex o vîrstă siluriană, eventual și devonian-inferioară. Șisturile epimetamorfice subjacente din dealul Rediu sunt mai vechi, revenind probabil Silurianului cel mai vechi și Ordovicianului.

## BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I. (1940). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.
- B ischoff G., S an nemann D. (1958). Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenvald. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 86. Wiesbaden.
- B ergstr öm S. M. (1964). Remarks on some Ordovician conodont faunas from Wales. *Acta universitatis Lundensis, sectio II*, 3. Lund.
- B ranson E. B., Branson C. C. (1947). Lower silurian conodonts from Kentucky. *Jour. Paleont.*, 21, 6. Oklahoma.
- D āneț N. (1963). Ostracode și conodonte siluriene în forajul de la Vorona. *Petrol și gaze*, 14, 7. București.
- E thington R. L., F urn i sh, W. M. (1962). Silurian and Devonian conodonts from Spanish Sahara. *Jour. Paleont.*, 36, 6. Oklahoma.
- G unnell F. H. (1931). Conodonts from the Fort Scott limestone of Missouri. *Jour. Paleont.*, 5, 3. Oklahoma.
- K ockel F. (1958). Conodonten aus dem Paläozoikum von Málaga (Spanien). *Neues Jb. Geol. Pal., Monatshefte*, 6.
- M irăuță O. (1965). Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică. *D. S. Com. Geol.* LII/1 (1964–1965). București.
- M urgoci G. h. (1914). Studii geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol. Rom.*, V. București.
- M utihac V. (1964). Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol.* XXXIV, 1. București.
- P ascu R. (1904). Studii geologice și miniere în jud. Tulcea. București.
- S pasov Ch r. (1960). Paläozoische Conodontenfauna aus Sudwest Bulgarien und Ostserbien. *Travaux sur la géologie de Bulgarie, série Paléontologie*, II. Sofia.
- S weet W. C. (1955). Conodonts from the Harding formation (Middle Ordovician) of Colorado. *Jour. Paleont.*, 29, 2. Oklahoma.



- Sweet W. C., Turco A., Warner E., Wilkie L. C. (1959). The American Upper Ordovician standard. I. Eden conodonts from the Cincinnati region of Ohio and Kentucky. *Jour. Paleont.* 33, 6, Oklahoma.
- Walliser O. H. (1957). Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. *Notizbl. Hess. L.—Amt Bodenforsch.* 85.
- Walliser O. H. (1964). Conodonten des Silurs. *Abh. Hess. L.—Amt Bodenforsch.*, 41. Wiesbaden.
- Wolska Z. (1961). Conodonts from Ordovician erratic boulders of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, IV, 4. Warszawa.
- Ziegler W. (1960). Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). *Paläont. Z.*, 34, 2. Stuttgart.

## CONODONTES SILURIENS DE CATALOI

PAR

ELENA MIRĂUTĂ

(Résumé)

La région dans laquelle apparaissent les roches paléozoïques analysées au point de vue micropaléontologique est située dans la zone triasique de la Dobrogea septentrionale. Le soubassement de cette zone est formé par des dépôts paléozoïques faiblement métamorphisés et intensément plissés qui affleurent dans les noyaux de certains plis anticlinaux constitués par des dépôts triasiques. Les formations paléozoïques qui ont fourni des conodontes (fig. 1) proviennent de la colline Rediu, située à l'E de Cataloi.

Dans la succession stratigraphique des dépôts paléozoïques de cette région on a séparé plusieurs complexes de roches, à savoir : a) le complexe métapsammitique ; b) le complexe des schistes quartzito-sériciteux ; c) le complexe des quartzites noirs et d) le complexe des ardoises. Les roches des deux complexes inférieurs ont des caractères épimétamorphiques, tandis que les deux derniers complexes se remarquent par un métamorphisme incipient (O. Mirăută, 1965).

Associés aux quartzites noirs du versant méridional de la colline Rediu apparaissent des calcaires grisâtres dans lesquels on a rencontré des ostracodes millimétriques, des foraminifères du genre *Lituotuba* et *Glomospira*, des crinoïdes, des scolécodontes et des conodontes. Cet ouvrage n'envisage que l'étude des conodontes.



## PLANŞA I

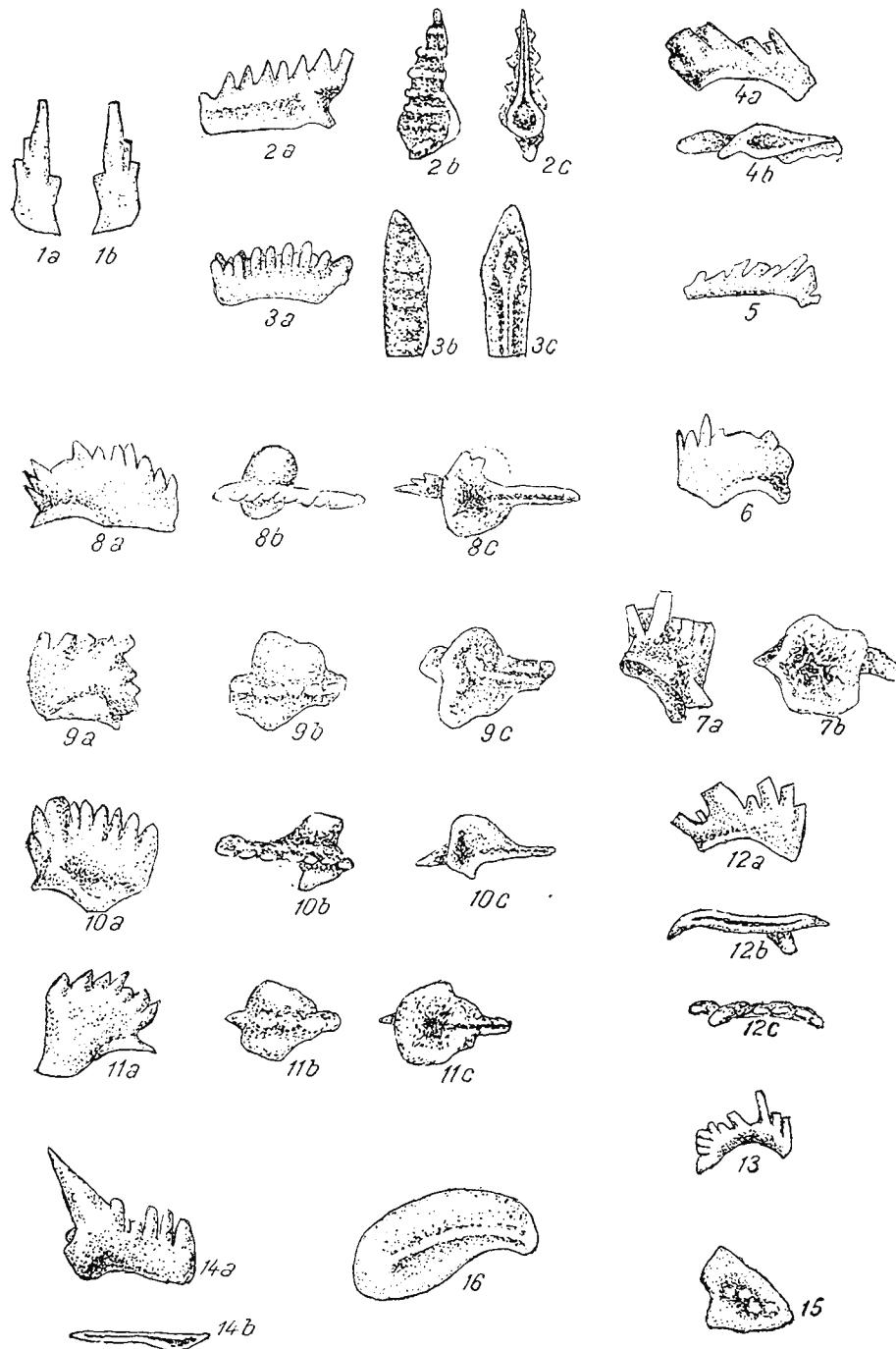


Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1. — *Carniodus* cf. *carnulus* Walliser.  $\times 45$ .
- Fig. 2. — *Icriodus* sp.a. (n.sp.?). a, vedere laterală; b, orală; c, aborală; a, vue latérale; b, vue orale; c, vue aborale.  $\times 45$ .
- Fig. 3. — *Icriodus* sp. b. (n. p.)?. a, vedere laterală; b, orală; c, aborală; a, vue latérale; b, vue orale; c, vue aborale.  $\times 45$ .
- Fig. 4—5. — *Neopriioniodus bicurvatooides* Walliser. a, vedere laterală; b, aborală; a, vue latérale; b, vue aborale.  $\times 45$ .
- Fig. 6—11. — *Ozarkodina fundamentata* (Walliser). a, vedere laterală; b, orală; c, aborală; a, vue latérale; b, vue orale; c, vue aborale.  $\times 45$ .
- Fig. 12—13. — *Ozarkodina* cf. *media* Walliser. a, vedere laterală; b, aborală; c, orală; a, vue latérale; b, vue aborale; c, vue orale.  $\times 45$ .
- Fig. 14. — *Ozarkodina typica denckmanni* Ziegler.  $\times 45$ . a, vedere laterală; b, vedere aborală; a, vue latérale; b, vue aborale.
- Fig. 15. — *Polygnathoides siluricus* Branson et Mehl.  $\times 45$ .
- Fig. 16. — ? *Amorphognathus* sp.  $\times 45$ .

ELENA MIRĂUȚĂ. Conodontele siluriene de la Cataloi (Dobrogea). Pl. I.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.

## PLANŞA II

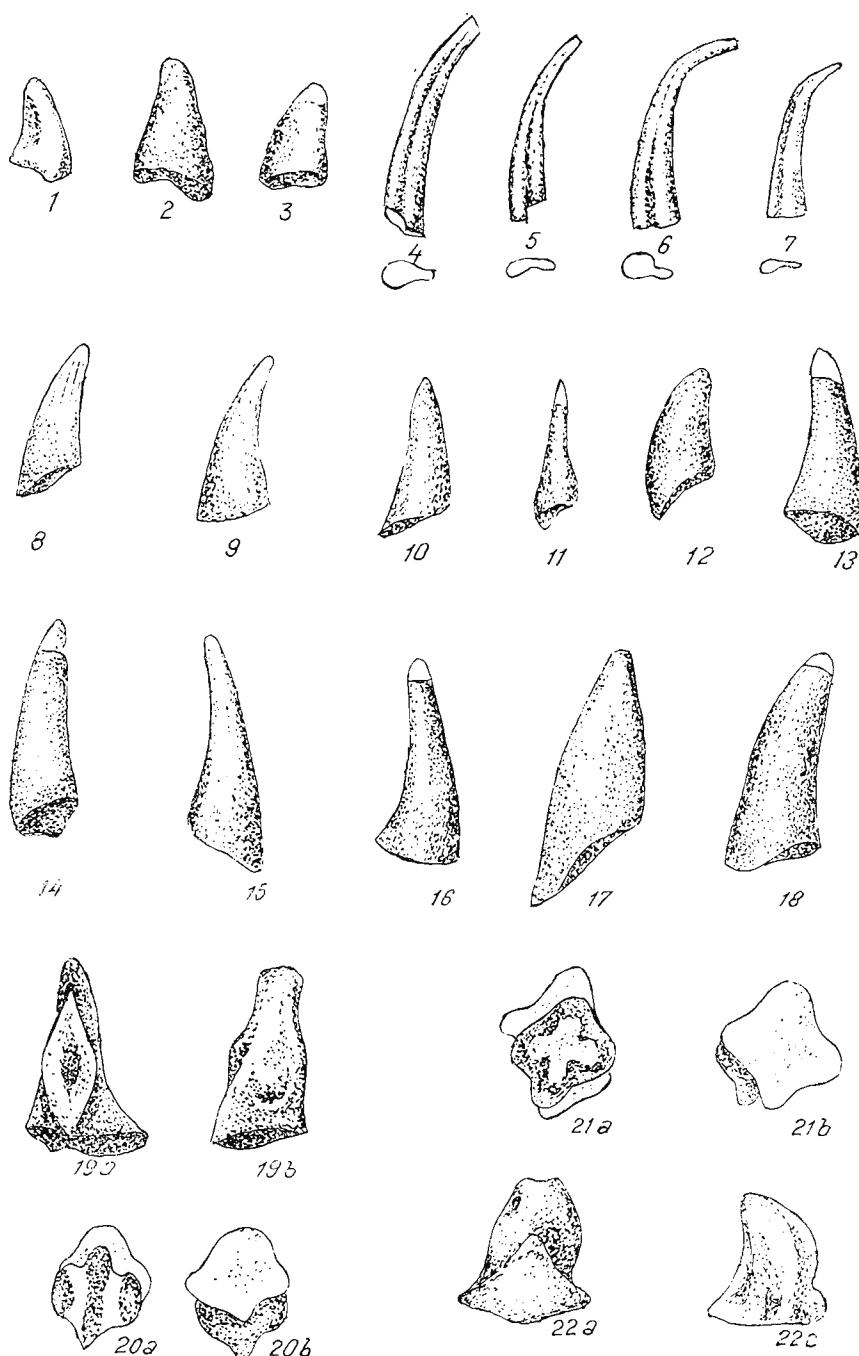


Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

- Fig. 1—3. — *Oneotodus* sp. × 45.
- Fig. 4—7. — *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl) × 45.
- Fig. 8—18. — *Prionognathus* sp. × 45.
- Fig. 19. — Gen. et sp. indet. × 45.
- Fig. 20—22. — Conodontes? a, vedere orală; b, aborală; c, laterală. a, vue orale; b, vue aborale; c, vue latérale. × 45.

ELENA MIRĂUTĂ. Conodontele siluriene de la Cataloi (Dobrogea). Pl. II.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.

On en a déterminé les formes suivantes : *Carniodus* cf. *carnulus* Walliser, *Neopriioniodus bicurvatooides* Walliser, *Ozarkodina fundamentata* (Walliser), *O. cf. media* Walliser, *O. typica denckmanni* Ziegler, *Polygnathoides siluricus* Branson et Mehl, *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl), *Prionognathus* sp., *Icriodus* sp., *Oneotodus* sp.

Il faut souligner la présence abondante des conodontes unidentés, celle des formes simples surtout, sans carène et à base circulaire, rarement mentionnés dans le Silurien, à côté des formes telle *Ozarkodina fundamentata*, caractéristiques à cette période et prédominantes par rapport aux autres pluridentées.

Les genres et les espèces de conodontes mentionnés nous indiquent un âge silurien pour les calcaires aux conodontes et les quartzites noirs associés, sans préciser, pour le moment, un intervalle stratigraphique plus restreint. Vu la continuité de sédimentation entre le complexe des quartzites noirs et celui des schistes ardoisiers (O. Mirăuță, 1965) nous pouvons supposer pour ce dernier complexe un âge silurien, peut-être aussi dévonien inférieur. Les schistes épimétamorphiques sous-jacents de la colline Rediu sont plus anciens et reviennent probablement au plus ancien Silurien et à l'Ordovicien.





Institutul Geologic al României

BIOSTRATIGRAFIA ȘI FACIESURILE CRETACICULUI SUPERIOR  
ȘI PALEOGENULUI DIN ȚARA BÎRSEI (CARPAȚII ORIENTALI <sup>1)</sup>)

DE  
JANA SĂNDULESCU <sup>2)</sup>

**Abstract**

Biostratigraphy and Facies of the Upper Cretaceous and Paleogene in the Tara Bîrsei Region (East Carpathians). The Upper Cretaceous and Paleogene rocks outcropping on the borders of the Tara Bîrsei Bassin belong to an inner zone of the Carpathian-Belt (the Crystalline-Mesozoic zone). The biostratigraphy of sequences is based on the study of pelagic Foraminifera (*Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Globotruncana*, *Globorotalia*, *Acarinia*, *Globigerina*) and *Inoceramus* species. Several Foraminifera complexes and zones have been recognized. In the surroundings of Vlădeni Paleocene—Lower Eocene („couches rouges” and sandstone facies), Middle Eocene (marly and sandstone facies) and Upper Eocene (marly facies) have been identified, each with its specific assemblages of pelagic Foraminifera.

**Introducere**

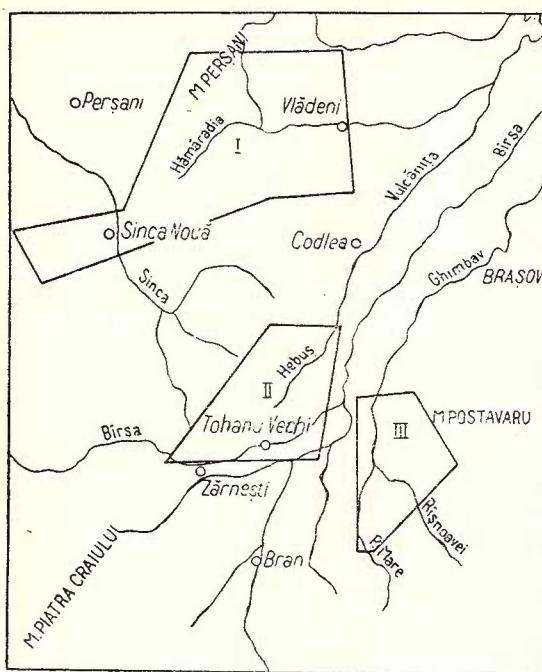
La interiorul curburii Carpaților orientali, între munții Bucegi și Piatra Craiului la S, munții Postăvaru la E, primele coline estice ale munților Făgăraș și munții Perșani, la W, se dezvoltă o regiune depresionară străbătută de valea Bîrsei și afluenții săi. Pe rama acestei depresiuni cunoscută sub denumirea de Tara Bîrsei alături de alte formațiuni ale zonei cristalino-mezozoice apar la zi depozite cretacic-superioare și depozite paleogene. Cretacicul superior este dezvoltat în trei sectoare: sectorul Tohan, sectorul Rîșnov și sectorul Vlădeni—Șinca. Paleogenul este cunoscut la Tohanul Nou și în sectorul Vlădeni—Șinca.

Studiul stratigrafic și micropaleontologic al acestor depozite a fost inceput în anul 1962 <sup>3)</sup> în depozitele cretacice de la Rîșnov și continuat

<sup>1)</sup> Comunicare ținută în ședință din 26 Aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, șos. Kiseleff nr. 55, București.

<sup>3)</sup> M. Sandulescu, Jana Sandulescu 1963 — Studiul structurii geologice a regiunii Postăvaru—Rîșnov. Raport Arh. Inst. Geol.



Schiță cu amplasarea în Tara Bîrsei a celor trei sectoare studiate : I, Vlădeni — Sîncă ; II, Tohanul Vechi ; III, Rișnov.

Esquisse de l'emplacement, dans Tara Bîrsei, des trois secteurs étudiés : I, Vlădeni — Sîncă ; II, Tohanul Vechi ; III, Rișnov.

în 1963<sup>1)</sup> și 1964<sup>2)</sup>). Este de menționat că cercetările întreprinse nu îmbrățișează depozitele cretacic-superioare și paleogene de la Tohanul Nou. De asemenea, în ce privește Paleogenul, studiul efectuat este limitat la Paleogenul inferior și mediu din culoarul Vlădeni.

Trebue să mai menționăm că deocamdată nu am studiat toate grupele de foraminifere pe care le-am întîlnit în aceste depozite ci ne-am oprit numai asupra formelor planctonice reprezentate prin Rotalipore, Praeglobotruncane, Globotruncane (pentru Cretacicul superior), Globorotalii și Globigerine (pentru Paleogen).

Primele date asupra Cretacicului din Tara Bîrsei se datează lui Fr. Herbich (1878) și I. Simionescu (1899). Mai tîrziu H. Wachner (1914, 1915) menționează între Sîncă și Codlea precum și la N de Vlădeni marne cu Inocerami de vîrstă senoniană și conglomeratele de Bucegi cenomaniene.

<sup>1)</sup> M. Sandulescu, Jana Sandulescu. — Geologia regiunii Postăvaru — Tohan — Vulcan. Raport 1963. Arh. Inst. Geol.

<sup>2)</sup> Jana Sandulescu. — Studiul microbiostratigrafic al depozitelor cretacic superioare și paleogene din culoarul Vlădeni — Rișnov. 1964. Raport Arh. Inst. Geol.

Este meritul lui E. Jekeliuș (1938) de a fi prezentat prima imagine de ansamblu a Cretacicului superior și Eocenului din regiunile Tohan—Rîșnov—Vlădeni. În cadrul Cretacicului superior din aceste regiuni el a separat: un orizont inferior grezos de vîrstă cenomaniană (inclusiv Vraconianul); un orizont mediu marnos de vîrstă turonian-senoniană, dezvoltat la Zărnești, Tohan, Rîșnov și Vlădeni; un complex superior grezos-calcaros de vîrstă maestrichtiană, dezvoltat la Tohan și local la S de Vlădeni, în care citează Orbitoizi, Hippuriți, Ostrei, corali etc. Tot E. Jekeliuș conțurează aparițiile Eocenului grezos-conglomeratic, cu Numuliți, de la Vlădeni. De asemenea atribuie această vîrstă și gresiilor de la Runcu (s-a demonstrat recent de către D. Patruliuș<sup>1)</sup>, M. Sandulescu și Jana Sandulescu<sup>2)</sup>, M. Sandulescu, că aceste gresii sunt de vîrstă vracono-cenomaniană.)

G. Murgeanu și D. Patruliuș (1957) ocupîndu-se de depozitele cretacic-superioare din nordul masivului Bucegi fac descrierea orizontului marnos care apare pe valea Țigăneștilor și valea Glăjăriei, menționînd asociații de foraminifere care indică vîrstă turonian-maestrichtiană.

În regiunea Tohan, cercetări recente au fost făcute de Eugenia Negreanu<sup>3)</sup> care acordă orizontului marnos vîrstă turonian—senoniană. Prin aceste cercetări sunt separate în cadrul acestui sector: Vraconian—Cenomanianul reprezentat prin conglomerate și depozite grezo-marnoase; Turonianul prin marne; Senonianul inferior prin marne cu intercalații de gresii; Campanian — Maestrichtianul inferior prin marne cu intercalații de gresii; Maestrichtianul superior dezvoltat sub forma a trei faciesuri (facies marnos-șistos, facies conglomeratic, facies calcaros). De asemenea Eugenia Negreanu identifică în Campanian—Maestrichtian speciile: *Inoceramus balticus*, *I. sublabiatus*, *I. subquadratus*, *Pachydiscus laevis*.

În regiunea Șinca cercetări mai noi aparțin geologilor de la M. I. P. Ch. (Tr. Ichim<sup>4)</sup>), și celor de la Întreprinderea de

<sup>1)</sup> D. Patruliuș — Raport asupra cercetărilor și ridicărilor geologice efectuate în cadrul foii 1:100.000 Zărnești. Arh. Inst. Geol. București, 1962.

<sup>2)</sup> M. Sandulescu, Jana Sandulescu. *Op cit.* pag. 242.

<sup>3)</sup> Eugenia Negreanu — Orizontarea Cretacicului și Paleogenului din regiunea Tohan. Raport, 1959. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>4)</sup> Tr. Ichim — Cercetări geologice în regiunea Arpaș—Făgăraș—Perșani. Raport 1958. M.I.P.Ch.

Prospecțiuni și Laboratrare (Victoria Zotta, Maria Chiriteșcu,<sup>1)</sup>).

Asupra Cretacicului superior și Eocenului în facies pelagic din Tara Bîrsei, pînă în prezent nu au fost făcute studii micropaleontologice sistematice. Analizele unor probe micropaleontologice izolate au fost executate de Maria Tocorjescu. Ele au stat la baza argumentării vîrstei „orizontului marnos” de pe versantul nordic al Bucegilor, de către G. Murgenanu și D. Patrulius (1957), sau a celui din regiunea Tohan, de către Eugenia Negreanu (1959).

### Cretacicul superior

Asociațiile de Rotalipore, Praeglobotruncane și Globotruncane, precum și alte elemente faunistice pe care le-am identificat în succesiunea depozitelor cretacic-superioare din Tara Bîrsei — dovedesc existența unor variații de facies, atît pe verticală cît și pe orizontală. Unitățile litologice care se separă în cadrul acestor depozite nu sunt orizonturi ci faciesuri. Se conturează în mare trei faciesuri: faciesul grezos-conglomeratic, faciesul marnos și faciesul calcaros-detritic.

Faciesul grezos-conglomeratic și faciesul marnos se dezvoltă în toate cele trei sectoare. Faciesul calcaros detritic este caracteristic secțorului Tohan. În sectorul Vlădeni—Șinca ecouri slabe ale acestui facies sunt reprezentate prin intercalații rare de brecii calcaroase în depozitele marnoase.

Tinem să subliniem că cele trei faciesuri constituie entități litologice separabile din punct de vedere cartografic.

#### *F a c i e s u l g r e z o s - c o n g l o m e r a t i c*

Cretacicul superior începe în toate cele trei sectoare cu depozite grezo-conglomeratice dispuse transgresiv pe diferenți termeni ai Mezoicului sau pe șisturile cristaline.

Tipurile litologice principale ale acestor depozite sunt gresii masive argiloase sau calcaroase și conglomeratele poligene. Nu vom da o descriere amănunțită a caracterelor litologice a acestui facies. Vom insista asupra vîrstei lui și asupra cîtorva aspecte semnificative din acest punct de vedere.

<sup>1)</sup> M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Otilia Radu, Victoria Zotta, Maria Chiriteșcu — Raport geologic asupra prospectiunilor pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în Baz. Transilvania. 1962. Arh. Inst. Geol.



E. Jekelius (1938), pe baza faunei găsită de E. Toulă în munții Postăvaru (*Acanthoceras (Mantelliceras) mantelli*, *Puzosia* sp.aff. *planulata*) și lîngă Podu Dîmboviței (Culoarul Dîmbovicioarei), a atribuit acestor depozite, pentru care folosește denumirea de „orizont grezos-conglomeratic”, vîrsta vracono-cenomaniană.

Cercetări mai noi au adus precizări asupra limitei lor inferioare. Astfel într-o regiune mai sudică, în culoarul Dîmbovicioarei în depozite similare s-a găsit o bogată faună vraconiană<sup>1)</sup>.

În regiunea Tohan, au fost găsite de asemenea exemplare de *Aucellina*<sup>2)</sup>. Aceste argumente precizează existența Vraconianului la partea inferioară a faciesului grezos-conglomeratic.

În ce privește limita superioară sătem în măsură să facem o serie de precizări, menționate și cu alte ocazii<sup>3)</sup>. Astfel, în regiunile Tohan și Rîșnov depozitele grezo-conglomeratice suportă marne în care am identificat o asociație specifică Cenomanianului superior — Turonianului inferior, încit în aceste regiuni limita lor superioară se plasează între Cenomanianul inferior și cel superior.

Pe de altă parte există argumente care demonstrează că în anumite zone din sectorul Vlădeni depozitele grezo-conglomeratice urcă pînă în Senonian. Astfel, la N de Măgura Codlei în gresiile din partea terminală a depozitelor grezo-conglomeratice au fost identificate cîteva exemplare de *Siderolites*, gen cunoscut în general în Senonian.

În partea de nord a sectorului Vlădeni, la W de Valea Caselor, acolo unde faciesul marnos începe cu Santonianul sau Campanianul, în partea terminală a depozitelor grezo-conglomeratice se dezvoltă lentile de calcar albe cu Melobesiae de tipul celor din Turonianul superior — Coniacianul de la Tohan. Este semnificativ faptul că pe Valea Caselor, acolo unde faciesul marnos începe cu Turonianul superior — Coniacianul aceste lentile calcaroase lipsesc. Aceste observații, ne permit să avansăm ipoteza că la N de Vlădeni, în sectorul de la W de Valea Caselor, faciesul grezos-conglomeratic invadă Turonianul și Coniacianul, iar pe Valea Caselor sedimentarea gresiilor și conglomeratelor se oprește în baza Turonianului superior. În acest sens, putem admite că la N de Vlădeni, exceptînd regiunea bazinului văii Popilnica, există continuitate de sedimentare de la Vraconian la Senonian. În bazinul văii Popilnica, faciesul marnos în-

<sup>1)</sup> D. Patrulius, Illeana Dimitriu — Studii geologice în cuprinsul foii Zărnești. Raport 1962. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>2)</sup> Eugenia Negreanu. Op cit. p. 243.

<sup>3)</sup> M. Săndulescu, Jana Săndulescu. Op cit. p. 243.

cepe cu Campanianul încit este posibil să existe o lacună de sedimentare corespunzătoare Santonianului.

Priveți în ansamblu depozitele grezo-conglomeratice din Tara Bîrsei se conturează cu un conținut stratigrafic variabil, ca un facies al Cretacicului superior.

*Faciesul marnos și faciesul calcaros-detritic  
Sectorul Tohan*

În acest sector peste Vracono-Cenomanianul inferior în facies grezo-conglomeratic se dispune în continuitate de sedimentare Cenomanianul superior—Maestrichtianul.

Depozitele cenomanian-superioare—maestrichtiene s-au păstrat aici într-un hemisinclinal ce se afundă spre SE. Ele au o grosime de aproximativ 2000 m pe flancul vestic al hemisinclinalului și aproximativ 1700 m pe flancul nordic.

În cadrul acestor depozite se remarcă pe direcția N—S o schimbare de facies în sensul că : în partea de W a sinclinalului intervalul Cenomanian superior—Maestrichtian inferior este reprezentat prin depozite în general marnoase și o parte din Maestrichtian prin depozite calcaroase-detritice ; iar în partea de N și NE numai intervalul stratigrafic Cenomanian superior—Coniacian este reprezentat prin depozite marnoase, iar Santonian—Maestrichtianul prin depozite calcaroase-detritice.

Pînă la cercetările pe care le-am întreprins, se consideră<sup>1)</sup> că în regiunea Tohan, există variații de facies numai în cadrul Maestrichtianului superior, depozitele calcaroase detritice fiind restrînse la acest interval.

După cum vom vedea în cele ce urmează studiul microfaunistic sistematic al depozitelor cenomanian superioare—maestrichtiene din acest sector ne permit să precizăm variațiile de facies menționate mai sus. Acest studiu s-a axat pe două profile principale : profilul văii Bîrsei la S, și profilul valea Hebuș—pîriul Hotarului la N.

*Cenomanianul superior—Turonianul inferior.* Este reprezentat prin depozite marnoase cenușii cu rare intercalări de argile roșii și gresii calcaroase curbicorticale. Pe pîriul Brebina Mare se intercalează în sprijnul bază o brecie calcaroasă glauconitică. Grosimea acestei serii este de aproximativ 180 m pe periclinul vestic al sinclinalului și atinge 400 m pe periclinul nordic. Pe valea Hebuș din nivelele ei inferioare am determinat spe-

<sup>1)</sup> Eugenia Negreanu. Op. cit. p. 243.

cia *Inoceramus cripsi* M a n t. care indică Cenomanianul, iar pe profilul văii Hebuș și în valea Bîrsei seria conține următoarea asociatie caracteristică de Rotalipore și Praeglobotruncane : *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. evoluta* (S i g a l), *R. cushmani* (M o r o w), *R. turonica* B r o t z e n, *R. montsalvensis* M o r n o d, *R. reicheli* (M o r n o d), *R. deekei* (F r a n k e), *R. brotzeni* S i g a l, *R. greenhornensis* (M o r r o w), *R. globotruncanoides* (S i g a l), *Praeglobotruncata stephani* G a n d o l f i, *P. stephani turbinata* (R e i c h e l), *P. delrioensis* (P l u m m e r).

Din această asociatie, *Rotalipora turonica*, *R. cushmani*, *R. montsalvensis*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. stephani turbinata* și *Rotalipora reicheli* sunt specii care există pe profilul Văii Bîrsei în întreaga succesiune de depozite a Cenomanianului superior—Turonianului inferior și sunt caracterizate printr-o mare frecvență.

Datele din literatură asupra valorilor stratigrafice a acestor forme ne indică că *Rotalipora turonica*, *R. cushmani*, *R. montsalvensis*, sunt forme cunoscute cu maximum de extindere în Turonianul inferior (J. K l a u s, 1959 ; R. G a n d o l f i, 1955). J. S i g a l (1952) consideră că în Algeria, momentul de dezvoltare maxim al acestor specii este în Cenomanianul superior. *Praeglobotruncana stephani*, *P. stephani turbinata*, sunt specii care persistă în Turonianul mediu și superior (Prealpii mediani, J. K l a u s, 1959). *Rotalipora reicheli* a fost găsită în Prealpii mediani (J. K l a u s, 1959), în Tunisia (F. D a l b i e z, 1955), Elveția (R. G a n d o l f i<sup>1)</sup>), Algeria (J. S i g a l, 1952) etc., în depozitele Cenomanianului superior—Turonianul inferior și uneori numai în Cenomanianul superior. În Prealpii mediani ea are maximum de frecvență în Cenomanianul superior. Pe profilul văii Bîrsei, această formă am întîlnit-o în mod constant în depozitele Cenomanianului superior—Turonianului inferior, dar cu maximum de frecvență în nivelele inferioare care aparțin probabil Cenomanianului superior.

*Rotalipora appenninica*, *R. evoluta*, sunt specii reprezentate în această asociatie printr-un număr redus de indivizi. Este cunoscut faptul că ele dispar în Turonianul inferior (J. K l a u s, 1959 ; R. G a n d o l f i, 1942 etc.).

*Rotalipora brotzeni* am găsit-o reprezentată prin puține exemplare și se găsește cantonată în nivelele inferioare ale depozitelor atribuite Cenomanianului superior—Turonianului inferior. Această specie este cunoscută în general că apare în Cenomanianul superior și dispare la limita

<sup>1)</sup> Din J. K l a u s, 1959.

cu Turonianul inferior (J. Sigal, 1952; J. Klaus, 1959, 1960; F. D albiez, 1955 etc.).

Asociația microfaunistică descrisă mai sus, în care coexistă specii ce dispar în Cenomanianul superior (*Rotalipora brotzeni*, *R. greenhornensis*) cu specii care apar în Cenomanianul superior și dispar în Turonianul inferior (*R. turonica*, *R. cushmani*, *R. montsalvensis*, *R. reicheli*) alături de *Rotalipora appenninica* și *R. evoluta* prezente cu o frecvență redusă, precum și alături de *Praeglobotruncana stephani*, *P. stephani turbinata*, specii foarte abundente, — este foarte reprezentativă pentru intervalul Cenomanian superior — Turonian inferior.

Trebuie să remarcăm faptul că această asociație foarte bine cunoscăta pe profilul văii Bîrsei, este identică cu asociația de aceeași vîrstă descrisă de J. Klaus (1959) în Prealpii mediani. De asemenea ea este cunoscută la noi în țară în zona anticlinoriului Zamura (Maria Tocerescu, 1961).

*Turonianul mediu*. Este reprezentat tot prin marne de culoare cenușie. El prezintă o grosime de cca 70 m pe profilul văii Bîrsei și este caracterizat de următoarea asociație microfaunistică: *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel), *P. stephani* Gandyolfi, *P. delrioensis* (Plummer), *P. schneegansi*\* (Sigal), *P. renzi* (Thalmann), *P. imbricata*\* (Mornod), *P. concavata primitiva*\* D albiez, *P. helvetica*\* (Bölli), *G. angusticarinata*\* Gandyolfi, *Globotruncana sigali*\* Reichel.

Din această asociație lipsesc formele de Rotalipore clasice (*R. appenninica*, *R. evoluta* etc.). În cadrul ei apar Praeglobotruncane cu carenă dublă, primele Globotruncane simple și alte specii noi (\*) al căror moment de apariție este cunoscut în regiunile clasice (J. Sigal, 1952; J. Klaus 1959, 1960; F. D albiez, 1955 etc.) în Turonianul mediu. În schimb persistă speciile *Praeglobotruncana stephani turbinata*, *P. stephani* și *P. delrioensis* (specii care se cunosc pînă în Turonianul superior). Frecvența cea mai mare o au *P. schneegansi*, *P. stephani turbinata* și *Globotruncana sigali*. Trebuie să remarcăm că *Praeglobotruncana schneegansi* este citată în literatură cu frecvența cea mai mare în Turonianul mediu.

Toate datele prezentate mai sus demonstrează vîrsta Turonian medie a asociației discutate.

Încă o caracteristică microfaunistică a Turonianului mediu din acest sector este prezența cu o frecvență destul de ridicată în nivelele superioare, a speciei *Praeglobotruncana helvetica*.



Poziția stratigrafică a acestei specii este mult discutată. J. Klaus (1960 a) analizînd răspîndirea pe verticală a formei *P. helvetica*, ajunge la concluzia că ea apare la diferite nivele: astfel în Israel ea apare la limita Cenomanian—Turonian inferior, în Elveția și Germania de nord apare în Turonianul inferior, în Algeria apare în Turonianul mediu și superior, iar în Tunisia în Turonianul mediu—Coniacian. J. Sigal (1956) a arătat că în Algeria *P. helvetica* apare în partea mediană a Turonianului mediu împreună cu *P. schneegansi* și *Globotruncana sigali*, putînd să persiste pînă în Coniacianul inferior. Același moment de apariție îl are și în Alpii helvetici (A. Guillaume<sup>1)</sup>).

În Cehoslovacia această formă este cunoscută în Turonianul mediu și în partea inferioară a Turonianului superior. La noi în țară, Maria Tocorjeșcu (1961) o citează în depozitele Turonianului inferior în regiunea Lăicăi.

Pe profilul văii Birsa Mare, *P. helvetica* apare într-o asociație a cărei vîrstă este clară, Turonian mediu. După cum vom arăta mai departe, ea persistă în această regiune și în Turonianul superior.

*Turonianul superior — Coniacianul*. Acest interval stratigrafic este reprezentat prin depozite ce au grosimi de 280 m pe valea Bîrsei și aproximativ 100 m pe valea Hebuș. Ele sunt formate, în partea inferioară și terminală, din marne cenușii cu rare intercalări de marne roșii și gresii calcaroase. În partea mediană, se dezvoltă un pachet puternic de conglomerate poligene și calcare cu Melobesiae.

În marnele ce formează partea inferioară a acestui interval stratigrafic, deci sub conglomeratele poligene, asociația microfaunistică este caracterizată prin apariția primelor forme de Globotruncane bicarenate și anume: *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brötzen, *G. lapparenti coronata* Bölli, *G. lapparenti bulloides* Vögerl, *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *G. arca* (Cushman).

În asociație cu acestea, persistă dar cu o frecvență redusă (în nivele inferioare), speciile *Praeglobotruncana schneegansi*, *P. stephani turbinata*, *P. renzi*, *P. imbricata*, *P. concavata primitiva*, *P. helvetica*, *Globotruncana sigali*. Aceste specii nu le-am mai întîlnit la un nivel mai ridicat. Din literatura de specialitate se cunoaște că limita superioară de vîrstă a formelor *Praeglobotruncana schneegansi*, *P. concavata primitiva*, *P. imbricata* este Turonianul superior—Coniacianul (J. Sigal, 1952; F. Dalbiez, 1955, J. Klaus, 1959, 1960 etc.). De asemenea, *Praeglobotruncana*

<sup>1)</sup> Din J. Klaus, 1959.

*stephani turbinata* persistă numai pînă în Turonianul superior (J. Klaas, 1959), iar cele mai tinere depozite în care este cunoscută *P. helvetica* aparțin Coniacianului.

Toate aceste date și faptul că în associația citată există *Praeglobotruncana stephani turbinata* precizează că marnele de sub conglomerate aparțin părții inferioare a Turonianului superior—Coniacianului.

Marnele din partea terminală (de peste conglomerate), cu intercalătii de gresii calcaroase, au o asociatie microfaunistică săracită. Pe profilul văii Bîrsei ea este reprezentată prin *Globotruncana lapparenti tricarinata* și *G. fornicata*. Pe profilul văii Hebus microfauna este bogată și conține primele apariții ale speciei *G. fornicata* alături de *G. lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. arca*, *G. ventricosa*, *Praeglobotruncana concavata carinata*.

Subliniem că în aceste depozite am întîlnit primele exemplare de *Globotruncana fornicata*. Această specie este cunoscută în formațiunile din Algeria (J. Sigal, 1952), Caucaz (N. Subbotina, 1953) începînd din Coniacian. În Tunisia (F. Dabie, 1955), Prealpii mediani (J. Klaas, 1959), ea apare în partea terminală a Turonianului superior—Coniacianului. La noi în țară, în zona anticlinorului Zamura ea apare de asemenea în Coniacian (Maria Tocorjeșcu, 1961).

Aceste date demonstrează că depozitele marnoase de pe profilul văii Bîrsei, care conțin primele apariții ale speciei *Globotruncana fornicata* reprezintă Coniacianul, sau partea terminală a intervalului Turonian superior—Coniacian.

Între depozitele marnoase a căror asociatie microfaunistică am analizat-o mai sus, se dezvoltă după cum am mai spus, conglomerate și calcare. Acestea au fost greșit interpretate ca fiind conglomerate vracono-cenomaniene (E. Jekelius, 1938; Eugenia Negreanu<sup>1)</sup>). Ele se găsesc intercalate într-o succesiune continuă de la Turonian la Coniacian. Aceste conglomerate reprezintă un facies în cadrul Turonianului superior—Coniacianului. Ele se conturează pe harta ca o fîșie care pe periclinul vestic al sinclinalului are o grosime de 140 m, iar pe cel nordic scade treptat, ajunge la 20 m (pe valea Hebus) și apoi dispără.

Caracterele litologice ale acestui episod conglomeratic le-am observat în detaliu pe profilul văii Bîrsei. Aici se observă trecerea gradată de la conglomerate polimictice cu ciment grezo-calcaros, la calcare. Succesiunea începe și se sfîrșește cu conglomerate polimictice obișnuite, de tipul celor din Vracono—Cenomanian inferior. Spre partea mediană a pachetului,

<sup>1)</sup> Eugenia Negreanu. Op. cit. p. 243.

conglomeratele devin din ce în ce mai calcaroase și mai dure ; aici se dezvoltă și bancuri de calcare albe, dure, cu Melobesiae.

În masa acestor calcare sînt evidente elemente de cuarț și șisturi cristaline.

*Santonian—Campanianul.* Acest interval stratigrafic îmbracă două faciesuri : un facies calcaros detritic și un facies în general marnos.

Faciesul calcaros detritic se dezvoltă în sectorul de NE al hemisinclinalului. El este reprezentat printr-o succesiune groasă de aproximativ 900 m, care mai ales în partea mediană și superioară este alcătuită predominant din brecii calcaroase (calcarenite), brecii calcaroase cu ciment marnos, conglomerate calcaroase, microconglomerate și gresii calcaroase. În partea mediană această succesiune conține și calcare recifale cu corali și lamelibranchiate, iar în nivelele superioare, aproape de limita cu Maestrichtianul, conține Rudiști și Orbitoizi.

Cel mai bun profil prin depozitele faciesului calcaros detritic este cel aflat pe valea Hebuș — dealul Fundătura — valea Hotarului. El ne dă o imagine destul de clară a caracterelor litologice și faunistice a acestui facies și anume :

Partea inferioară (aproximativ 120 m grosime) este constituită din marne cenușii, marne cretoase, gresii calcaroase și brecii calcaroase în bancuri groase. Aici am întîlnit următoarea microfaună : *Globotruncana arca* (C u s h m a n ), *G. lapparenti lapparenti* B r o t z e n , *G. lapparenti coronata* B o l l i , *G. lapparenti tricarinata* (Q u e r e a u ), *G. lapparenti bulloides* (V o g l e r ), *G. fornicata* (P l u m m e r ), *G. caliciformis* (L a p p a r e n t ), *G. sigali* R e i c h e l , *G. ventricosa* (W h i t e ), *G. globigerinoides* B r o t z e n , *Praeglobotruncana concavata carinata* D a l b i e z .

Este important din punct de vedere stratigrafic să remarcăm : frecvența mare a speciilor de *Globotruncana lapparenti* și *Globotruncana arca* ; de asemenea trebuie subliniat că aceste depozite conțin ultimele apariții ale formei *Globotruncana sigali* pentru care momentul maxim de extindere în unele locuri este considerat Santonianul (J. S i g a l , 1952) ; din asociație lipsește *Globotruncana elevata* sau formele conice, care apar în Santonianul superior—Campanian sau numai în Campanian.

Toate aceste observații ne conduc la concluzia că această asociație este indicativă pentru partea inferioară a Santonianului.

În continuare (pe aproximativ 100 m grosime) aspectul litologic al profilului nu se schimbă. În asociația microfaunistică persistă *Globotruncana arca* și *G. fornicata* (cu frecvență foarte ridicată), *G. lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. tricarinata*, *G. lapparenti bulloides*

*G. globigerinoides*. Toate aceste specii sunt cunoscute ca existind pînă în Maestrichtiunul inferior.

Apar și specii noi și anume : *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *G. elevata stuartiformis* Dahlbæz, *G. rosetta* Carrey, *G. contusa scutilla* Gandonolfi, *G. conica* (White), *G. citae* Bölli.

Timpul de apariție a acestor ultime specii în diferite regiuni din Europa sau alte continente este în general Santonianul superior și Campanianul. Astfel, *Globotruncana elevata elevata* și *G. elevata stuartiformis*, sunt cunoscute în Tunisia (E. Dahlbæz, 1955) și în bazinul Gosau (J. Küpper, 1956), începînd din Campanian pînă în Maestrichtian. *Globotruncana, contusa scutilla* este citată începînd din Campanian pînă în Maestrichtian (H. S. Edgell, 1957 — Australia)<sup>1)</sup>, sau chiar în Santonianul superior (R. Gandonolfi 1955). *Globotruncana rosetta* și *G. conica*, în Tunisia (F. Dahlbæz 1955), în Caucaz (M. Subbotina, 1953) apar în Campanian, iar *G. citae* este citată ca existind în intervalul Campanian—Maestrichtian (Evahnzlikova, 1963 — Cehoslovacia, R. Gandonolfi, 1955 Trinidad), sau numai în Maestrichtian (M. Subbotina, 1953 Caucaz; F. Dahlbæz, 1955, Tunisia).

Cele arătate mai sus ne permit să tragem concluzia că această asociatie, în care apar ca forme noi speciile citate, este de vîrstă campaniană.

Cele două asociatii descrise, una santoniană și cealaltă campaniană, au fost găsite în primii 200 m din baza depozitelor faciesului calcaros-detritic, unde marnele sunt mai abundente. De la aceste depozite în sus, faciesul se schimbă, predomină gresiile calcaroase, conglomeratele și breciile. Breciile prezintă cîteva varietăți în sensul că, am întîlnit atît brecii calcaroase, cît și brecii marnoase. Unele sunt constituite aproape exclusiv din elemente de calcare prinse într-un ciment calcaros (calcare-nite), altele din contră sunt alcătuite predominant din elemente de cuart și sisturi cristaline. Există tipuri variate după caracterul cimentului și proporția de elemente calcaroase, cuart sau sisturi cristaline. Foarte frecvente sunt și remanierile de marne cenușii. De asemenea unele brecii și conglomerate din partea superioară a Campanianului conțin abundente fragmente de Inocerami, Orbitoizi și Rudisti.

O gamă variată de tipuri litologice am întîlnit de asemenea și pentru conglomerate și microconglomerate avînd ca limite de variații conglomeratele calcaroase și cele argiloase.

În partea mediană a acestor depozite, deci în Campanian, se găsesc calcare albe recifale cu corali și lamelibranchiate.

<sup>1)</sup> Din Inge Küpper, 1964.



În marnele ce se intercalează în partea superioară a depozitelor facisului calcaros detritic am găsit următoarea asociație campaniană : *Globotruncana arca* (C u s h m a n ), *G. lapparenti lapparenti* B r o t z e n , *G. lapparenti coronata* B o l l i , *G. fornicata* (P l u m m e r ), *G. elevata elevata* (B r o t z e n ), *G. elevata stuartiformis* D a l b i e z , *G. rosetta* C a r s e y , *G. contusa scutilla* G a n d o l f i , *G. stuarti* (L a p p a r e n t ), *Praeglobotruncana concavata carinata* D a l b i e z , *G. caliciformis* (L a p p a r e n t ), iar în depozitele terminale o asociație cu caracter de trecere la Maestrichtian și anume : *Globotruncana fornicata* (P l u m m e r ), *G. arca* (C u s h m a n ), *G. verrucosa* V a s s i l e n k o , *G. elevata stuartiformis* D a l b i e z , *G. elevata elevata* (B r o t z e n ), *G. conica* (W h i t e ), *G. citae* B o l l i , *G. stuarti* (L a p p a r e n t ), *G. calciformis* (L a p p a r e n t ), *G. gansseri* B o l l i , *G. ventricosa* (W h i t e ).

Această din urmă asociație are caracterul unei asociații de trecere de la Campanian la Maestrichtian deoarece alături de forme ce se cunosc pînă în Campanian (*Globotruncana verrucosa*, *Globotruncana ventricosa*) există *Globotruncana gansseri* care este o specie maestrichtiană. Un alt caracter maestrichtian este lipsa speciei *Globotruncana lapparenti*. Se remarcă de asemenea lipsa formelor tipic maestrichtiene, întîlnite pe profilul văii Birsei și anume : *Abathomphalus mayaroensis* și *Globotruncana falostuarti*.

Depozitele în facies detritic-calcaros ce conțin asociația cu caracter de trecere la Maestrichtian sunt ultimile aflorimente de pe profilul văii Hotarului.

Faciesul marnos se dezvoltă în sectorul sudvestic al hemisinclinalului și este reprezentat prin marne cenușii cu rare intercalării de argile roșii și gresii calcaroase. Spre partea terminală conține rare intercalării de brecii calcaroase. Grosimea depozitelor santonian-campaniene în acest facies este de cca 1100 m.

Studiul microfaunistic al depozitelor santonian-campaniene în facies marnos l-am făcut pe profilul văii Bîrsa. Aici există o lacună de observație (de aproximativ 70 m grosime) la limita Coniacian/Santonian, care ne-a împiedicat să cunoaștem prea bine asociatia de *Globotruncane* din partea inferioară a intervalului Santonian—Campanian (această asociatie, după cum am arătat, am identificat-o pe pîrîul Hebus, în faciesul calcaros detritic). Asociatia santonian-campaniană găsită pe profilul văii Bîrsa este caracterizată prin :

Prezența unor specii și varietăți de *Globotruncane* ce persistă din depozitele inferioare : *Globotruncana lapparenti lapparenti* B r o t z e n , *G. lapparenti coronata* B o l l i , *G. arca* (C u s h m a n ), *G. fornicata*

(P l u m m e r ), *G. lapparenti tricarinata* (Q u e r e a u ), *G. lapparenti bulloides* V o g l e r , *G. ventricosa* (W h i l e ).

Dintre aceste specii primele patru sunt reprezentate printr-un număr foarte mare de indivizi. Ele dă nota caracteristică asociației.

Apariția unor specii și varietăți noi de Globotruncane. Astfel, spre bază apar : *Globotruncana elevata elevata* (B r o t z e n ), *G. elevata stuartiformis* D a l b i e z , *G. contusa scutilla* G a n d o l f i , *G. verrucosa* V a s s i l e n k o , iar în nivelele superioare ale Campanianului : *Globotruncana stuarti* (L a p p a r e n t ), *G. conica* (W h i t e ), *G. citae* B o l l i , *G. contusa* C u s h m a n .

Valoarea stratigrafică a multora din formele noi apărute, mai sus menționate, a fost analizată cînd am discutat microfauna faciesului calcaros-detritic. Ca o generalizare reamintim că Globotruncanele noi, care apar spre baza acestui interval stratigrafic (exceptînd *Globotruncana calciformis*), se cunosc în general în Santonianul superior—Campanian sau numai în Campanian. *Globotruncana calciformis* am găsit-o citată și în Campanianul superior (Caucaz—N. S u b b o t i n a , 1953).

În ce privește speciile noi ce apar în partea superioară a depozitelor campaniene, reamintim că *Globotruncana citae* este cunoscută în Campanian—Maestrichtian sau numai în Maestrichtian și precizăm că : *G. conica* este cunoscută în Caucaz și Italia (N. S u b b o t i n a , 1953) în Campanian și Maestrichtian, în Tunisia (F. D a l b i e z , 1955) în Campanianul superior—Maestrichtian, în Algeria S i g a l consideră că apare în intervalul Santonian—Campanian, iar în bazinul Gosau (K. K ü p p e r 1956) ea caracterizează limita inferioară a Maestrichtianului etc. ; *G. contusa* este cunoscută începînd din Campanianul superior și persistă pînă în Maestrichtian (Caucaz—N. S u b b o t i n a , 1953, Trinidad, Mexic—R. G a n d o l f i , 1955). În alte regiuni ea începe abia din Maestrichtian (Tunisia—F. D a l b i e z , 1955, Gosau—K. K ü p p e r , 1956). J. S i g a l o citează în intervalul Santonian—Campanian (1952, Algeria).

Deci momentul apariției speciilor : *Globotruncana contusa*, *G. conica*, *G. citae*, *G. stuarti*, este variat în diferite puncte de pe glob. Pe profilul văii Bîrsei aceste specii apar prima dată într-o asociație microfaunistică campaniană. Vîrsta campaniană a acestei asociații este argumentată de : prezența unor specii ce sunt cunoscute că apar în Campanian (*Globotruncana calciformis*) și a altora ce dispar la limita cu Maestrichtianul ; absența speciilor proprii Maestrichtianului (*Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncana falsostuarti*). De asemenea, în această asociație exemplarele de *Globotruncana arca* încep să se prezinte cu loje mici și numeroase, iar cele



de *G. fornicata* sînt formate mai ales din trei camere. Apariția acestor caractere evolutiv este menționată de J. Sigal (1952) ca fiind caracteristică Campanianului.

În depozitele ce conțin microfauna campaniană sînt semnalate pe profilul văii Bîrsa<sup>1)</sup> specii de Inocerami, printre care *Inoceramus balticus*, specie pe care am găsit-o și noi.

*Maestrichtianul*. Depozitele maestrichtiene s-au păstrat în zona centrală a hemisinclinalului. Ele sînt bine deschise pe valea Bîrsei, iar în valea Hotarului aflorează, după cum am mai arătat, numai depozitele cu caractere microfaunistice de trecere la Maestrichtian.

În valea Bîrsei, Maestrichtianul prezintă în partea inferioară, pe o grosime de 320 m, un amestec de facies pelagic cu facies detritic calcaros, iar în continuare aflorează, pe o grosime de 300 m, numai depozitele faciesului calcaros-detritic asemănător cu cel dezvoltat în Santonian—Campanianul de pe valea Hebuș—valea Hotarului.

Partea inferioară cu facies mixt, este formată din marne cenușii cu intercalații de marne roșii, gresii calcaroase și brecii calcaroase. Din brecii am determinat exemplare de *Siderolites*, *Omphalocyclus* și alți Orbitoizi.

Prin studiile noastre microfaunistice am putut preciza limita Campanian/Maestrichtian, care se plasează în faciesul mixt.

Această limită cronologică este bine marcată prin :

Dispariția formelor *Globotruncana verrucosa*, *G. ventricosa*, *G. lapparenti coronata* — specii pentru care limita superioară de vîrstă este Campanianul (Maria Bianca Cita, 1948<sup>2)</sup>; P. V. Vasilenko 1961; N. Subbotina, 1953; J. Sigal, 1952; F. Dahlbez, 1955 etc.);

Prezența speciilor *Globotruncana lapparenti lapparenti* și *G. lapparenti tricarinata*, cu o frecvență brusc scăzută în bază și dispariția lor treptată spre partea superioară.

Apariția speciilor caracteristice Maestrichtianului : *Abathomphalus mayaroensis* și *Globotruncana falsostuarti*.

Apare de asemenea, *Globotruncana calcarea*<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> Eugenia Negreanu Op. cit. p. 245.

<sup>2)</sup> Din J. Klaus, 1959.

<sup>3)</sup> S. Sigal (1952) și K. Küpper (1956) discutînd poziția stratigrafică a acestei specii au arătat că ea a fost considerată în regiunile clasice ca formind o zonă la limita Campanian-Maestrichtian, fără a se preciza cui aparține această zonă (Campanianului sau Maestrichtianului). Autorii menționați mai sus consideră că *Globotruncana calcarea* se dezvoltă pe un interval restrîns, la sfîrșitul Campanianului. Pe profilul văii Bîrsa, *Globotruncana calcarea* apare odată cu *Abathomphalus mayaroensis* aşa încît nu o putem atribui Campanianului.

Alături de aceste forme persistă *Globotruncana elevata elevata* *G. elevata stuartiformis*, *G. citae*, *G. fornicata*, *G. contusa scutilla*, *G. conica*, *G. contusa*, *G. arca*, *G. stuarti*. Ultimele trei sunt speciile cele mai abundente.

Asociația micropaleontologică descrisă mai sus, în care *Abathomphalus mayaroensis* nu are o frecvență maximă ci predomină *Globotruncana stuarti*, este caracteristică Maestrichtianului inferior.

În concluzie trebuie să remarcăm faptul că profilul văii Bîrsei și profilul valea Hebuș — valea Hotarului oferă imaginea cea mai completă asupra microbiostratigrafiei Cretacicului superior din Țara Bîrsei. Pe aceste profile asociațiile de Rotalipore, Praeglobotruncane și Globotruncace se pot grupa în succesiunea lor, în mai multe complexe și zone micropaleontologice și anume :

I. Complexul cu Rotalipore și Praeglobotruncane (Cenomanian superior—Turonian inferior) în care se disting două zone : 1. zona cu *Rotalipora reicheli* (Cenomanian superior); 2. zona cu *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalipora cushmani* și *R. turonica* (Cenomanian superior—Turonian inferior).

II. Complexul cu Praeglobotruncane și Globotruncane (Turonian-mediul—Coniacian) care este format din două zone : 1. zona cu *Praeglobotruncana schneegansi* și *P. helvetica* (Turonian mediu și Turonian superior); 2. zona cu *Globotruncana lapparenti lapparenti* și *G. lapparenti coronata* (Turonian superior—Coniacian).

III. Complexul cu Globotruncane (Coniaciana—Maestrichtian) care este format din trei zone : 1. zona cu *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. lapparenti fornicata* (Coniacian—Campanian); 2. zona cu *Globotruncana lapparenti* (s. l.) și *G. arca* (Campanian); 3. zona cu *Globotruncana stuarti*, *G. arca* (Maestrichtian inferior).

Un prag bionomic important este reprezentat de momentul dispariției Rotaliporelor clasice și apariția Praeglobotruncanelor cu carenă dublă și a Globotruncanelor primitive. Acest prag se situează la limita Turonian inferior—Turonian mediu.

#### *Sectorul Rîșnov*

În acest sector, peste depozitele Vracono-Cenomanianului inferior în facies grezo-conglomeratic se dispun în continuitate de sedimentare depozite în facies marnos de tip „Couches rouges”. Ele ocupă intervalul Cenomanian superior—Senonian superior și se dezvoltă între versantul nordic al Bucegilor și masivul Postăvaru, într-o zonă depresionară cu direcția E—W.



Modul și gradul de aflorare a acestor depozite nu ne-a permis un studiu sistematic microfaunistic al depozitelor din tot intervalul citat, ci au fost studiate în acest sens numai Cenomanianul superior—Coniacianul. Depozitele din cadrul acestui interval stratigrafic prezintă pe unități cronologice următoarele caractere :

*Cenomanianul superior—Turonianul inferior.* Acest interval stratigrafic este reprezentat în culoarul Rîșnov prin marne cenușii și roșii care comportă rare intercalății de gresii calcaroase și marno-calcare (abundente mai ales pe valea Tocilița Mică). În nivelele inferioare există de asemenea brecii calcaroase glauconitice.

Profile foarte bune prin aceste depozite, unde am putut să urmărim și conținutul microfaunistic, se află la Rîșnov pe valea Ghimbavului, pe Pîriul Mare, pe afluenții văii Rîșnoavei și pe valea Glăjăriei.

Depozitele menționate conțin o asociație microfaunistică specifică Cenomanianului superior—Turonianului inferior și anume : *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. turonica* Brötzen, *R. cushmani* (Morrrow), *R. reicheli* (Morondon), *R. deekei* (Frank), *R. montsalvensis* Morondon, *R. brotzeni* Sigal, *Praeglobotruncana stephani* Gandomolfi, *P. stephani* turbinata (Reichel), *P. renzi* (Thalmann), *P. imbricata* (Morondon).

Nu vom mai face o analiză a valorii stratigrafice a fiecărei specii ce intră în componentă acestei asociații, deoarece ea este aproape identică cu cea din regiunea Tohan care a fost pe larg analizată.

În valea Tocilița unde aceste depozite sunt păstrate într-un sinclinal ce are flancul sudic deversat spre N și faliat, am întlnit frecvente exemplare de *Inoceramus labiatus* care indică vîrstă turonian-inferioară.

Pe profilul văii Ghimbavului, la Rîșnov, depozitele cenomanian-superioare—turonian-inferioare au grosimea de aproximativ 30 m.

*Turonianul mediu.* Pe profilul văii Ghimbavului, Turonianul mediu este reprezentat prin depozite marnoase cenușii ce nu depășesc o grosime de aproximativ 5 m. Ele conțin o asociație microfaunistică săracă formată din : *Praeglobotruncana stephani*, *Praeglobotruncana imbricata*, *Praeglobotruncana helvetica*. Asociația Turonianului mediu de aici este mai puțin reprezentativă în comparație cu cea din regiunea Tohan, dar ea corespunde și aici perioadei de timp situată între momentul disparației Rotaliporelor clasice și cel al apariției Globotruncanelor bicarenate tipice.

*Turonianul superior—Coniacianul.* Depozitele de această vîrstă sunt bine reprezentate pe profilul de la Rîșnov unde au aproximativ 200 m

grosime. Ele sunt formate din marne cenușii care conțin intercalătii de gresii calcaroase, rare intercalătii de gresii cuarțitice, marno-calcare și marne roșii. Asociația microfaunistică întâlnită în aceste depozite este specifică acestui interval de timp și asemănătoare cu cea din regiunea Tohan : *Preaglobotruncana stephani turbinata* (Reichel), *P. stephani* Gandoolfi, *P. delrioensis* (Plummer), *P. schneegansi* (Sigal), *P. renzi* (Thalmann), *P. imbricata* (Mondon), *P. helvetica* (Bölli), *Globotruncana sigali* Reichel, *G. ventricosa* (White), *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *G. lapparenti bulloides* Vöglér, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti coronata* Bölli, *G. arca* (Cushman), *G. fornicata* (Plummer).

Pe malul drept al văii Glăjăriei, în depozite marnoase cenușii și roșii am găsit o asociație microfaunistică de vîrstă cenomanian-superioară — turonian-inferioară și o asociație săracă cu *Globotruncana lapparenti* și *G. fornicata* care ar indica prezența și aici a Turonianului superior-Coniacianului.

*Santonia — Campanianul*. Eroziunea a îndepărtat în mare parte depozitele părții terminale a Cretacicului superior din culoarul Rîșnov. Totuși, în cîteva puncte asociațiile micropaleontologice găsite ne indică prezența Santonianului și Campanianului.

Astfel, la Rîșnov, în partea terminală a profilului de pe valea Ghimbavului în marnele cenușii ce se dispun imediat deasupra celor cu asociație turonian superior-coniaciană, am identificat speciile : *Globotruncana angusticarinata* Gandoolfi, *G. ventricosa* (White), *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *G. lapparenti bulloides* Vöglér, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti coronata* Bölli, *G. arca* (Cushman), *G. verrucosa* Vasilenkó.

Existența în acest ansamblu microfaunistic a speciei *Globotruncana verrucosa*, formă care apare în Santonian și absența speciei *Globotruncana helvetica* ce este cunoscută cu maximum de extindere în Coniacian — credem că este indicativă pentru primele nivele ale Santonianului.

Pe malul stîng al văii Glăjăriei, în marne cenușii și roșii, am găsit o asociație campaniană și anume : *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *G. calciformis* (Laparent), *G. contusa* Cushman, *G. contusa scutilla* Gandoolfi, *G. conica* (White), *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. arca* (Cushman).

În această asociație predomină *G. arca*, urmînd după ea ca frecvență *G. elevata*, *G. calciformis* și apoi celelalte specii.



Aici coexistă specii santonian-campaniene cu specii campanian-maestrichtiene, încât vîrsta campaniană este evidentă. Pe profilul de la Tohan, Campanianul este reprezentat printr-o asociatie aproape identică.

### Sectorul Vlădeni – Șinca

În culoarul Vlădeni–Șinca o mare parte din Cretacicul superior este reprezentat prin depozite pelagice de tip „Couches rouges”. Acestea ocupă, în general, intervalul Turonian superior-Maestrichtian. Ele aflorează atât la N de Vlădeni cît și la SW de Vlădeni, în special în sectorul localității Șinca Nouă.

La N de Vlădeni, de la E către W faciesul marnos prezintă următorul conținut stratigrafic : pe Valea Caselor el cuprinde toate etajele Cretacicului superior începînd cu Turonianul superior ; pe valea Hămăradiei începe cu Santonianul, iar mai la W, pe valea Popilnica, începe cu Campanianul.

Această depășire spre W a termenilor stratigrafici este parțial aparentă dacă ținem seama, după cum am mai arătat, că este posibil ca aici depozitele grezo-coaglomeratice să urce pînă în Turonian și să înlocuiască, la W de Valea Caselor, faciesul marnos al Turonianului superior-Coniacianului. Numai în extremitatea vestică a acestui sector (valea Popilnica) s-ar părea că avem de a face cu o ingresiune la nivelul Campanianului, Santonianul lipsind din baza seriei marnoase..

În concluzie, noi înclinăm să credem, fără a considera această problemă elucidată, că în partea de N a culoarului Vlădeni, Cretacicul superior prezintă la E o succesiune continuă, iar spre W o lacună în Santonian.

După cum am amintit mai sus, termenul cel mai vechi cu care începe faciesul marnos al Cretacicului superior de la N de Vlădeni este Turonianul superior–Coniacianul. El se dezvoltă în sectorul Văii Caselor, unde are grosimea de aproximativ 40 m, și este format din marne cenușii compacte care conțin speciile : *Praeglobotruncana stephani* G a n d o l f i, *P. stephani turbinata* (R e i c h e l), *P. delrioensis* (P l u m m e r), *P. concavata primitiva* D a l b i e z, *P. renzi* (T h a l m a n n), *P. schneegansi* (S i g a l), *P. cf. helvetica* (B o l l i).

Santonian–Campanianul este reprezentat (în valea Caselor și mai la W în valea Hămăradiei) prin marne cenușii și roșii (60–30 m grosime). În nivelele inferioare am întîlnit o asociatie santoniană formată din : *Globotruncana arca* (C u s h m a n), *G. lapparenti lapparenti* B r o t z e n, *G. lapparenti coronata* B o l l i, *G. lapparenti bulloides* V o g l e r, *G. an-*



*gusticarinata* G andolfi, *G. fornicata* (Plummer), *G. ventricosa* (White), *Praeglobotruncana concavata carinata* D albiez.

Lipsa din această asociatie a speciei *Globotruncana elevata* (care apare mai ales începînd din Campanian, și este mai puțin reprezentată în partea terminală a Santonianului), prezența speciei *Praeglobotruncana concavata carinata* (formă citată pentru Santonian și mai puțin pentru nivelele inferioare ale Campanianului) cît și frecvența mare a speciilor *G. lapparenti lapparenti* și *G. arca* — toate acestea sunt argumente pentru vîrsta santoniană a asociatiei.

În nivelele superioare am întîlnit : *Globotruncana arca* (C ushman), *G. lapparenti lapparenti* Brotzén, *G. lapparenti coronata* Bölli, *G. angusticarinata* G andolfi, *G. calciformis* (Lapparent), *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *G. fornicata* (Plummer), *G. contusa scutilla* G andolfi, *G. elevata stuartiformis* D albiez, *G. elevata elevata* (Brotzén), *G. lapparenti bulloides* V ogleir, *G. ventricosa* (White).

Pe profilul continuu de la Tohan, această asociatie caracterizează Campanianul.

Mai la W, pe valea Popilnica Mare, după cum am mai menționat, faciesul marnos începe în Campanian. El este reprezentat aici prin marne și marno-calcare cenușii și roșii. În bază conține rare intercalări de brecii calcaroase. Microfauna găsită în aceste depozite este următoarea : *Globotruncana arca* (C ushman), *G. lapparenti lapparenti* Brotzén, *G. lapparenti coronata* Bölli, *G. lapparenti bulloides* V ogleir, *G. angusticarinata* G andolfi, *G. elevata elevata* (Brotzén), *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *G. citae* Bölli, *G. fornicata* (Plummer), *G. calciformis* (Lapparent), *G. ventricosa* (White), *G. rosetta* C arsey. Pe profilul văii Tohan, această asociatie corespunde Campanianului superior.

Maestrichtianul l-am identificat în Valea Caselor și în valea Hămăradiei. El urmează în continuitate de sedimentare peste Campanian și este format din marne cenușii și roșii. În baza acestor depozite am întîlnit o asociatie microfaunistică alcătuită din rare exemplare de *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. fornicata*, *G. lapparenti bulloides*, *G. ventricosa*, *G. contusa scutilla*, *G. conica*, *G. rosetta*, *G. stuarti*, *G. calcarata*, *G. falsostuarti*, *G. calciformis*. Este o asociatie de trecere la Maestrichtian.

În sectorul localității Șinca, intervalul Turonian superior—Maestrichtian este reprezentat printr-un facies marnos cenușiu și roșu cu scurte episoade detritice calcaroase.

Aici, pe versantul de N al Făgărașului, aceste depozite au o poziție clar transgresivă.

De la E către W se observă o depășire a termenilor stratigrafici în sensul că la E, faciesul marnos începe cu Turonianul superior—Coniacianul, iar de aici spre W cu Santonian—Campanianul.

Turanianul superior—Coniacianul, dezvoltat în partea estică a acestui sector, a fost pus de noi în evidență pe valea Cerboaiă. Aici are grosimea de aproximativ 120 m și este reprezentat prin marne cenușii și roșii, compacte, ce comportă rare intercalații de gresii calcaroase dure, uneori cu zone brecioase. Asociația microfaunistică a acestor depozite este următoarea : *Praeglobotruncana stephani* G a n d o l f i, *P. stephani* var. *turbinata* R e i c h e l, *P. renzi* (T h a l m a n n), *P. schneegansi* (S i g a l), *P. concavata primitiva* D a l b i e z, *Globotruncana arca* (C u s h m a n), *G. lapparenti lapparenti* B r o t z e n, *G. lapparenti coronata* B o l l i, *G. globigerinoides*. B r o t z e n.

Santonian—Campanianul a fost identificat la W de valea Cerboaiă, apoi pe valea Trestioara (160 m grosime), și la S de valea Strîmbă (250 m grosime). Depozitele santonian-campaniene se dispun în general pe șisturile cristaline ale munților Făgăraș și suportă (valea Trestioara) în continuitate de sedimentare Maestrichtianul. În puține locuri ele stau pe gresiile și conglomeratele vracono-cenomaniene (valea Trestioara, unii afluenți ai văii Strîmbă), pe calcare urgoniene și triasice (S de dealul Măguricea) sau pe calcare și conglomerate urgoniene (la W de Dealul Mare).

Din punct de vedere litologic, acest interval stratigrafic este reprezentat în cea mai mare parte prin marne compacte cenușii, rareori roșii, și marno-calcare în strate decimetrice. Ultimele sunt frecvente mai ales în nivelele inferioare unde sunt și diaclazate. Tot în partea inferioară se găsesc intercalate gresii calcaroase, deseori diaclazate. La W de Șinca Nouă aceste depozite conțin conglomerate calcaroase poligene, masive. Tot aici, la S de Măguricea, depozitele santonian-campaniene includ în nivelele inferioare o lentilă mai mare de conglomerat poligen calcaros și fragmente abundente de Inocerami.

Am considerat că aceste depozite încep cu Santonianul, deoarece conțin la bază o asociație microfaunistică în care abundă formele de *Globotruncana lapparenti lapparenti* și *G. lapparenti coronata*, în asociație cu *Praeglobotruncana concavata carinata*. Aceasta din urmă este o varietate ce are o perioadă scurtă de existență limitată la Santonian (I n g e K ü p p e r, 1964), sau la intervalul Santonian superior — partea inferioară a Campanianului (F. D a l b i e z, 1955). Alături de acestea se găsesc rare exemplare de *Globotruncana arca* și *G. lapparenti tricarinata*.

În nivelele superioare, în valea Trestioarei și pe afluenții drepti ai văii Strîmba, am întîlnit o asociație campaniană și anume : *Globotruncana arca* (C u s h m a n), *G. elevata elevata* (B r o t z e n), *G. elevata stuartiformis* D a l b i e z, *G. calciformis* (L a p p a r e n t), *G. citae* B o l l i, *G. stuarti* (L a p p a r e n t), *G. contusa* C u s h m a n, *G. rosetta* C a r s e y, *G. conica* (W h i t e).

Această asociație este formată în general (exceptând *G. arca*) din forme care încep din Campanian sau din Santonianul superior. Din ea lipsesc formele specifice pentru Maestrichtian.

Pe profilul văii Trestioarei, în depozitele imediat superioare celor ce conțin asociația menționată mai sus, am întîlnit un conținut microfaunistic schimbat, în sensul că apar formele maestrichtiene : *Abathomphalus mayaroensis* (B o l l i), *Globotruncana falsostuarti* S i g a l, *G. gansseri* B o l l i.

O dată cu aceste specii apare și *Globotruncana calcarata*. Deci și aici ca și la Tohan *G. calcarata*, considerată ca situată la limita Campanian/Maestrichtian, apare evident o dată cu forme specifice Maestrichtianului.

Alături de formele citate mai sus persistă *Globotruncana arca* și *G. stuarti* (foarte abundente), *G. fornicata*, *G. citae*, *G. contusa*, *G. elevata elevata*, *G. conica*, *G. rosetta*.

Această asociație este evident maestrichtiană. Ea a fost identificată numai în zona văii Trestioarei, mai spre W observațiile fiind îngreunate de dezvoltarea mare a Cuaternarului.

Din punct de vedere litologic, Maestrichtianul de pe valea Trestioarei este reprezentat prin depozite marnoase ce conțin rare intercalări de brecii calcaroase. Marnele sunt compacte, de culoare cenușie sau friabile de culoare verzuie. Breciile conțin frecvente fragmente de Inocerami.

Maestrichtianul de pe valea Trestioarei are o grosime de aproximativ 240 m și suportă Oligocenul transgresiv.

### Paleocene și Eocen

După cum am arătat la început cercetările microfaunistice pe care le-am întreprins nu au avut ca obiect întreg Paleogenul din Țara Bîrsei, ci numai Paleogenul inferior și mediu din sectorul Vlădeni.

În regiunea Vlădeni depozitele Paleogenului inferior apar pe suprafețe foarte restrânse, în general ca mici ochiuri scoase de eroziunea văilor de sub depozitele oligogene și cuaternare. În puține locuri am putut observa culcușul acestor depozite.



Aceste condiții de afloriment au îngreunat cunoașterea biostratigrafiei depozitelor paleogene din sectorul Vlădeni.

Cercetările întreprinse au pus în evidență noi zone de apariție ale Eocenului, dar mai ales au avut ca rezultat identificarea pentru prima oară în acest sector a Paleocen-Eocenului inferior și a Eocenului superior, alături de Eocenul mediu care era parțial cunoscut.

*Paleocen-Eocenul inferior.* Depozitele de această vîrstă aflorează pe o suprafață destul de mare în partea de N a Măgurii Codlei, la izvoarele văii Gemenea. Aici, peste depozitele grezo-conglomeratice care conțin în nivelele terminale exemplare de *Siderolites*, se dispun depozite care încep în bază prin marne cenușii și apoi se continuă prin gresii și conglomerate.

Marnele din partea bazală conțin o asociație microfaunistică paleocen — eocen-inferioară și anume : *Globorotalia membranacea*\* (E h r e n b e r g), *G. conicotruncata* Subb., *G. crassaformis*\* (G a l l. et W i s s.), *G. crassata* (C u s h m a n), *G. aragonensis* N u t t a l, *Acarania triplex* Subb., *G. pseudotopilensis* Subb., *Globigerina linaperta*\* F i n l a y, *G. varianta*\* Subb., *G. trivalis* Subb., *G. triloculinoides* P l u m m è r.

Speciile marcate cu asterisc sunt foarte abundente dind nota caracteristică asociației.

Important pentru valoarea stratigrafică a acestei asociații este prezența unor specii paleocen-eocen-inferioare alături de forme ce apar în special în Eocenul inferior.

Astfel, *Globorotalia membranacea* este citată în Libia și Madagascar numai în Paleocen și chiar numai în Danian (M. C o l l i g n o n, 1960), în Caucazul de N ajunge și în Eocenul inferior (N. S u b b o t i n a, 1953). *Globorotalia conicotruncata* este citată din Danian pînă în Paleocen în Caucazul de nord (N. S u b b o t i n a, 1953). H. P. L u t e r b a c h e r și I. P r e m o l i S i l v a (1964) paralelizează zona de dezvoltare a *Globorotaliae conicotruncata* din Precaucazul central cu partea terminală a zonei cu *Globorotalia pusilla pusilla*, *Globorotalia pseudomenardii* și *Globorotalia velascoensis* (Thanentian—Ilerdian) din Italia. *Acarinia triplex*, *Acarinia pseudotopilensis*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia crassata*, sunt specii care apar în Caucazul de nord în Paleocen (N. S u b b o t i n a, 1953). În Italia, *Globorotalia crassata* este citată începînd din Eocenul inferior. *Globorotalia aragonensis* este citată în Caucazul de nord (N. S u b b o t i n a, 1953), Italia (H. B o l l i et M a r i a B i a n c a C i t t a, 1960) și zona klippelor din Cehoslovacia (O. S a m u e l, 1961) începînd din Eocenul inferior.



Alte apariții ale Paleocen—Eocenului inferior le-am identificat mai la S, pe șoseaua Brașov—Făgăraș în apropierea văii Cantonului, pe valea Cantonului și valea Gemenea. Depozitele de această vîrstă aflorează aici pe suprafețe restrînse, ca ochiuri de sub depozitele Cuaternare, și sănt reprezentate printr-un facies marnos roșu și cenușiu. La nivelele inferioare am întîlnit o asociație paleocenă, iar în cele superioare o asociație eocen inferioară.

Asociația paleocenă este alcătuită din următoarele specii : *Globorotalia angulata*\* White, *G. acuta*\* Toulmin, *G. membranacea* (Hrenberg), *G. marginodentata* Subb., *G. crassata* (Cushman), *G. pseudotopilensis* Subb., *G. conicotruncata* Subb., *Acarina acarinata* Subb., *Globigerina trilocuinoides*\* Pummere, *G. varianta*\* Subb., *G. linaperta*\* Finlay, *G. frontosa* Subb., *G. pseudoeocaena*\* Subb.

Speciile notate cu un asterisc au o frecvență foarte mare și dau nota caracteristică asociației. Caracteristic din punct de vedere stratigrafic este prezența speciei *Globorotalia angulata*, care este o formă danian—paleocenă. Ea este citată în Danian în Tunisia și Libia (P. F. Burollé, Ph. Magnier, 1960), în Danian și Paleocen în Italia (H. Bölli și Maria Bianca Cita, 1960), și numai în Paleocen în Madagascar (M. Collignon, 1960) și Cehoslovacia (în klippele Pienine — O. Samuel, 1961).

Tot în această asociație există forme care apar în Paleocen, cum este *Globorotalia marginodentata*, *Acarina acarinata*. În schimb nu conține specii cunoscute numai în Eocenul inferior.

Valoarea stratigrafică și frecvența speciilor ce alcătuiesc această asociație argumentează vîrsta ei paleocenă. Mai trebuie să remarcăm că ea este asemănătoare cu asociația paleocenă din Tunisia și Libia (L. F. Burollé și Ph. Magnier, 1960), din Madagascar (M. Lys 1960), și cu cea din Paleocenul de la Lăcăi (Maria Tocorjeșcu, 1960).

Asociația eocen-inferioară este formată din : *Globorotalia velascoensis* (Cushman), *G. aragonensis* Nuttal, *G. crassaformis*\* (Gall et Wiss.) *Globigerina linaperta*\* Finlay, *G. eocaena* Gumbel (speciile notate cu asterisc sănt foarte abundente).

Dintre formele asociației eocen-inferioare trebuie să remarcăm valoarea stratigrafică, a speciilor *Globorotalia velascoensis* și *Globorotalia aragonensis*. Prima, este cunoscută în Italia (H. Bölli și Maria Bianca Cita, 1960), Mexic (W. Hay, 1960), Madagascar (M. Colli-

(n o n, 1960) în Paleocen, în Crimeea și Caucaz în Eocenul inferior și mediu (N. S u b b o t i n a, 1953). A doua este citată în Crimeea și Caucaz (N. S u b b o t i n a, 1953) în Eocenul inferior și mediu, în Alpi (G l e s - n e r, 1937) în Eocenul inferior, în Italia în Paleocen—Eocenul mediu. Înțînd seama de dezvoltarea stratigrafică a formelor și de faptul că asociația citată urmează peste o asociație paleocenă — o atribuim Eocenului inferior.

Pe o virogă din dealul Frumos, la N de șoseaua națională am identificat de asemenea prezența Paleocenului. Asociația microfaunistică găsită aici este asemănătoare cu cea descrisă pe valea Cantonului. Conține în plus exemplare rare de *Globigerina pseudobulloides*. Depozitele paleocene din Dealul Frumos sunt reprezentate prin gresii calcaroase și microconglomeratice cu intercalații de marne cenușii și roșii.

Micile apariții ale Paleocen—Eocenului inferior mai sus prezентate, exceptând cea de la N de Măgura Codlei (Valea Gemenea), nu ne-au oferit posibilitatea să cunoaștem care sunt relațiile cu depozitele din patul lor. Paleocen—Eocenul inferior de pe valea Gemenea repauzează transgresiv pe depozite grezo-conglomeratice cu *Siderolites* (Vraconian — Senonian inferior).

Cea mai vestică apariție a Eocenului este cea identificată la W de Șinca Nouă, pe valea Măgurieci. Aici aflorează pe aproximativ 60 m grosime gresii și microconglomerate ce se dispun pe marne cenușii care conțin : *Globigerina frontosa*, *G. triloculinoides*, *G. linaperta*, *Globorotalia membranacea*, *Acarinia acarinata*. Asociația poate fi paleocenă sau eocen-inferioară.

Depozitele marnoase care conțin asociația citată mai sus, reprezintă partea terminală a seriei marnoase în care pe valea Trestioarei am identificat și Maestrichtianul. Având în vedere aceasta, nu ar fi exclus să fim în prezență, și în regiunea Șinca Nouă, a unei continuități de sedimentare din Senonian până în Eocen, situație similară cu cea de pe marginea nordică a culoarului Vlădeni.

*Eocenul mediu.* În zona centrală a culoarului Vlădeni pe valea Rogozei aflorează pe o suprafață restrânsă, de sub depozitele oligocene, gresii microconglomeratice cu intercalații subordonate de marne și argile cenușii din care am determinat o microfaună de aglutinante cu *Cyclammina amplectens* (menționată prima dată de Maria Tocorescu).

Pe valea Boului aflorează de sub depozitele oligocene gresii și microconglomerate asemănătoare cu cele ale Eocenului mediu de pe valea Rogozei; este posibil ca și acestea să fie de aceeași vîrstă.



Într-un facies marnos, nedeoasebit de cel al Cretacicului superior peste care urmează, am găsit Eocenul mediu pe valea Hămăradiei. În aceste marne am identificat următoarea microfaună ce ne-a indicat vîrsta eocen-medie: *Globorotalia crassaformis*\* G a l l. et W i s s ., *G. velascoensis*\* (C u s h m a n), *Globigerina rubriformis* S u b b ., *G. linaperta*\* F i n l a y, *G. pseudoeocaena* S u b b ., *G. frontosa* S u b b ., (speciile note cu asterisc sănt cu o frecvență foarte ridicată).

Între aflorimentele ce conțin această microfaună și ultimul afloriment cretacic (Maestrichtian) este o mare lacună de observație încit nu ne putem da seama dacă Eocenul este complet și în continuitate de sedimentare cu Cretacicul sau începe prin Eocenul mediu transgresiv.

La SE de Șinca Nouă în regiunea văii Cerboiaia, între depozitele turonian-superioare – coniaciene și cele oligocene se dezvoltă pe aproximativ 50 m grosime gresii și microconglomerate calcaroase de tipul celor din Eocenul mediu de pe valea Rogoazei. Având în vedere asemănarea de facies cît și faptul că Eocenul mediu este cunoscut ca transgresiv, considerăm că și ele aparțin Eocenului mediu.

Aici este singurul loc din culoarul Vlădeni – Șinca unde s-ar observa caracterul transgresiv al Eocenului mediu.

*Eocenul superior* Pe malul stîng al văii Homorodului pe o virogă din dealul Piscul Curat, eroziunea a scos de sub depozitele oligogene o mică apariție de marne cenușii care conțin o asociație eocen-superioară și anume: *Globigerinoides conglobatus* (H. C. B r a d y). *Globigerina corpulenta* S u b b ., *G. inflata* d'Or b i g n y, *G. pseudoeocaena* S u b b ., *G. bulloides* d'Or b i g n y, *G. eocaena* G ü m b e l.

Pe valea Hămăradiei în depozitele marnoase unde am găsit microfaună eocen-medie, am identificat și prezența Eocenului superior, caracterizat prin următoarea asociație microfaunistică: *Globigerinoides conglobatus* (B r a d y), *Globigerina corpulenta* S u b b ., *G. bulloides* d'Or b ., *G. inflata* d'Or b ., *G. frontosa* S u b b ., *Globorotalia centralis*. C u s h m a n et B e r m u d e z. Primele două specii au frecvență foarte mare. Depozitele eocen-superioare se găsesc în continuitate de sedimentare cu Eocenul mediu.

### Concluzii

Succesiunea asociațiilor microfaunistice ale Cretacicului superior prezintă (după cum se remarcă în tabelul stratigrafic alăturat) în toate

sectoarele cercetate aceeași caracter. Se conturează pe unități chronostratigrafice următoarele asociații microfaunistice :

Cenomanianul superior—Turonianul inferior este caracterizat printr-o asociație de *Rotalipore* și *Praeglobotruncane*, dintre care cităm : *Rotalipora appeninica*, *R. evoluta*, *R. brotzeni*, *R. reicheli*, *R. cushmani*, *R. turonica*, *R. montsalvensis*, *Preglobotruncana stephani*, *P. stephani turbinata*. Partea inferioară a acestui interval stratigrafic este caracterizat de frecvența mare a speciei *Rotalipora reicheli*, iar în partea superioară nota caracteristică o dau *R. cushmani*, *R. turonica*, *P. stephani*.

Turonianul mediu este caracterizat prin prezența *Praeglobotruncanelor* cu cărenă dublă (*P. renzi*, *P. imbricata*) și primele *Globotruncane* (*G. angusticarenata*, *G. sigali*). Tot aici apare *Preglobotruncana helvetica* și *P. schneegansi*. Ele au frecvența mare, dind nota caracteristică asociației.

Turonianul superior—Coniacianul este caracterizat prin apariția *Globotruncanelor* bicarenate tipice. Asociația micropaleontologică este formată din numeroase specii dintre care cităm : *Praeglobotruncana helvetica*, *P. schneegansi*, *P. concavata primitiva*, *P. stephani*, *P. stephani turbinata*, *P. imbricata*, *P. renzi*, *Globotruncana sigali*, *G. lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. lapparenti tricarinata*, *G. lapparenti bulloides*, *G. fornicata*, *G. ventricosa*.

Partea inferioară a depozitelor santonian-campaniene este caracterizată printr-o asociație microfaunistică în care abundă formele de *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. fornicata*, alături de *G. elevata elevata*, *G. elevata stuartiformis*, *G. contusa scutilla*, *G. calciformis* etc. Partea superioară este caracterizată prin frecvența mare a speciilor *Globotruncana arca* și *G. lapparenti* și apariția speciilor *Globotruncana conica*, *G. citae*, *G. rosseta*, *G. stuarti*.

Partea inferioară a Maestrichtianului este caracterizată prin apariția speciilor *Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncana falsostuarti*, *G. gansseri*. Acestea sunt asociate cu *G. stuarti* (ce are o frecvență mare) *G. arca*, *G. conica*, *G. contusa*, *G. elevata*, *G. fornicata* etc. Tot aici apare *G. calcarata*.

În cadrul succesiunii micropaleontologice de pe profilul văii Bîrsei, se conturează trei complexe și șapte zone micropaleontologice.

Acestea se verifică în general pe profilul văii Ghimbavului—Rîșnov, cît și în restul Tării Bîrsei, prin caracterele succesiunilor microfaunistice identificate.

Cele trei faciesuri ale Cretacicului superior au următoarea componență stratigrafică :

Faciesul grezos-conglomeratic cuprinde Vraconian—Cenomanianul inferior în sectoarele Rîşnov și Tohanul Vechi. În partea de nord a Măgurii Codlea și pe marginea nordică a sectorului Vlădeni admitem că acest facies urcă cel puțin pînă în Coniacian.

Faciesul marnos cuprinde în sectorul Rîşnov Cenomanianul superior—Campanianul. În partea de N și E a hemisinclinalului de la Tohanul Vechi, el ajunge pînă în Coniacian, pe cînd pe flancul vestic și Santonian—Campanianul îmbracă acest facies, iar nivelele inferioare ale Maestrichtianului au un facies marnos cu intercalătii de brecii calcaroase.

În sectorul Vlădeni, în anumite zone (valea Caselor, Valea Cerboia) faciesul marnos începe cu Turonianul superior—Coniacianul, în alte locuri începe cu Santonianul (valea Hămărădiei, regiunea Șinca Nouă). În acest sector el ajunge pînă în Maestrichtian și Paleogen.

Faciesul calcaros-detritic, specific regiunii Tohanul Vechi, se dezvoltă în partea de N și E a hemisinclinalului din această regiune, începînd din Santonian pînă în Maestrichtian. În partea de W se dezvoltă numai în nivelele superioare ale Maestrichtianului. Ecouri ale acestui facies se resimt și în partea de SW a culoarului Vlădeni, unde în depozitele marnoase se intercalează brecii calcaroase.

O altă concluzie importantă privește raporturile dintre depozitele cretacic-superioare și depozitele subjacente sau dintre diferitele etaje ale Cretacicului superior.

Astfel, în Țara Bîrsei Cretacicul superior începe transgresiv prin Vraconian—Cenomanianul inferior. În regiunea Rîşnov și Tohanul Vechi succesiunea Cretacicului superior este continuă din Vraconian pînă în Maestrichtian. Pe marginea de SW a sectorului Vlădeni, pe cristalinul Făgărașului există o lacună de sedimentare cel puțin în timpul Turonianului inferior, depozitele Turonianului superior—Coniacianului și Santonian—Campanianului săntingresive. În zona de la N de Măgura Codlei există continuitate de sedimentare cel puțin pînă în Coniacian. Pe marginea de N a sectorului Vlădeni, exceptînd regiunea văii Popilnica, considerăm că este posibilă existența unei continuități de sedimentare din Vraconian pînă în Maestrichtian. În bazinul văii Popilnica, Santonianul lipsește din succesiunea Cretacicului superior, iar Campanianul este ingresiv.

Paleogenul inferior și mediu este reprezentat în sectorul Vlădeni prin Paleocen—Eocen inferior (în facies grezos-conglomeratic și facies de tip „couches rouges”), Eocen mediu și Eocen superior (în facies marnos și facies detritic). Pînă în prezent nu am putut identifica Danianul. Pe marginea sudică, exceptînd regiunea de la W de Șinca Nouă (la vîrful Măguricea), Paleogenul începe transgresiv, fie cu Paleocen—Eocenul inferior



(N de Măgura Codlei), fie cu Eocenul mediu (Valea Rogoazei). În regiunea Vîrful Măguricea este posibil ca Paleogenul inferior să fie în continuitate de sedimentare cu Cretacicul.

În partea nordică a sectorului Vlădeni, raporturile dintre Cretacic și Paleogen nu sunt suficient de clare, între depozitele senonian-superioare și cele eocen-medii, identificate, existând o lacună de observație. Este posibil ca să existe continuitate de sedimentare din Cretacic pînă în Eocen.

În încheiere este de semnalat faptul că Paleocenul în facies de „couche rouges” mai este cunoscut numai la Lăcăi (M. Tocorjeșcu, 1960). De asemenea trebuie să subliniem că culoarul Vlădeni este singura regiune din zonele interne de la curbura Carpaților în care se pune în evidență cu această ocazie existența depozitelor de vîrstă paleocen-eocen inferioară și a tuturor subdiviziunilor Eocenului.

## BIBLIOGRAFIE

- Bolli M. H., Cita Maria Bianca (1960) Upper cretaceous and lower tertiary planktonic foraminifera from the Paderno d'Adda section northern Italy. *Raport of the Twenty-First Session Norden. International geol. congr. Copenhagen*. V.
- Burrollet P. F., Magnier Ph. (1960) Remarques sur la limite Cretacé-Tertiaire en Tunisie et en Libye. *Raport of the Twenty-First Session Norden. International geol. congr. Copenhagen*. part. V.
- Callignon M. (1960) Le Danien à Madagascar. *Raport of the Twenty-First Session Norden. International geol. congr. Copenhagen*. V,
- Dalbiez F. (1955) The genus Globotruncana in Tunisia. *Micropaleontology*. 1, 2. New York.
- Gandolfi R. (1955) The genus Globotruncana in Northeastern Colombia. *Bull. of American paleontology*, 36, 55. New York.
- Hanzlicova Eva., Roth Z. (1963) Review of the cretaceous stratigraphy of the flysch zone in West-Carpathians. *Geologicky sbornik*, XIV, 1. Bratislava.
- Hagn H., Zeil W. (1954) Globotruncana aus dem Ober-Cenoman -- Unter-Turon der Bayerischen Alpen. *Ectog. geol. Helvet.* 47, 1.
- Hyatt W. W. (1960) The Cretaceous-Tertiary boundary in the Tampico Embayment Mexico. *Raport of the Twenty-First Session Norden. International geol. congr. Copenhagen*. V.
- Herbich Fr. (1878) Das Szeklerland. *Jber. k. ung. geol. A.* Budapest.
- Jekelius E. (1938) Das Gebirge von Brașov. *An. Inst. Géol. Roum.* XIX. București.
- Klaus J. (1959) Le complexe schisteux intermédiaire dans le synclinal de la Gruyère (Pré-alpes médianes). *Ectog. geol. Helvet.* 52, 2.



- Klaus J. (1960 a) La répartition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien. *Ectog. geol. Helvet.* 52. Friburg.
- Klaus J. (1960 b) Sur quelques Globorotalia isolées dans les couches rouges des Préalpes médianes. *Ectog. geol. Helvet.* 53, 2. Friburg.
- Küpper Inge (1964) Micropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in der oberösterreichischen Molasse. Bohrungen. *Mitteilungen der Geol.-Gesell. in Wien.* 56, 2. Wien.
- Küpper K. (1956) Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus den Becken von Gosau. *H. Geol. B.A.* 1c/2.
- Luterbacher P. H., I. Prelomisilva (1964) Biostratigrafia del limite Cretacico-Tertario nell'Appennino centrale. *Instituti di geologia e di paleontologia dell'Univ. di Milano. Seria G., Publ.* 180. Milano.
- Lys M. (1960) La limite crétacé-tertiaire et l'éocène inférieure dans le Bassin de Majunga (Madagascar). *Rep. of the Twenty First Session Norden. part. V. Copenhagen.*
- Mornod L. (1949) Les Globorotaliidés du Crétacées supérieure du Montsalvensis (Préalpes fribourgeoises). *Ectog. geol. Helvet.* 42.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1957) Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Bull. Șt. al Acad. R.P.R.*, II, 1. București.
- Reichel M. (1949) Observation sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin). *Ectog. geol. Helvet.* 42.
- Samuel O. (1962) Some remarks on the paleogene of the klippe zone and on the stratigraphico-biofacial position of the „Malcov” and Saris bed in the east Slovakia. *Geol. prace.* 60. Bratislava.
- Săndulescu M. (1954) Structura geologică a masivului Postăvaru—Runcu (M. Brașov). *An. Com. Geol.* XXXIV. București.
- Sigal J. (1952) Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé. *Monographies régionales (premier série)* XIX. 26. Congrès Geol. Internal. Algeria.
- Sigal J. (1956) Notes micropaleontologiques nord-afric. *C.R. Sommaire des Séances de la Société Géologique de France.* Paris.
- Simionescu I. (1989) Fauna cretacic-superioară dela Ormeniș (Transilvania). *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi* I. București.
- Subbotina N. N. (1953) Globigerinidele, Hantkeninidele și Globorotaliidile. Foraminiferele fosile U.R.S.S. Leningrad (în rusă).
- Tocorjescu Maria (1961) Studiul micropaleontologic al depozitelor succesiunii cretacic-superior—paleogen de pe V. Mitoi (reg. Lăicăi). *Comunicările științifice, III.2 Congr. al V-lea al Asoc. Carp. Balcanice.* București.
- Vasilenko P. V. (1961) Foraminiferele cretacicului superior din Mangișla (în l. rusă). Leningrad.
- Wachner H. (1915) Die Geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Persanyer Gebirges. *Jber. d. k. ung. geol. A.* Budapest.
- Wachner H. (1915) Verbindung des Fogaraser und Persanyer Gebirges. *Földt. Közl.* XLV. Budapest.



## PLANŞA Ia



Institutul Geologic al României

## PLANŞA Ia

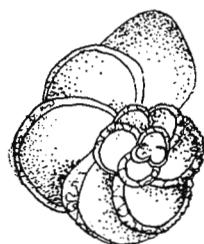
Fig. 1a, 1b, 1c. — *Rotalipora appenninica* (Renz)  $\times 45$ .

Fig. 2a, 2b, 2c. — *Rotalipora evoluta* (Sigal)  $\times 47$ .

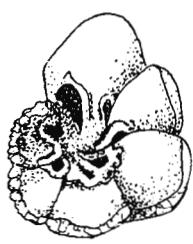
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Rotalipora brotzeni* Sigal  $\times 47$ .

Fig. 4a, 4b, 4c. — *Rotalipora turonica* Brotzen  $\times 47$ .

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Tara Bîrsei. Pl. Ia.



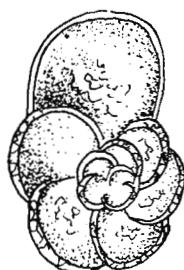
1a



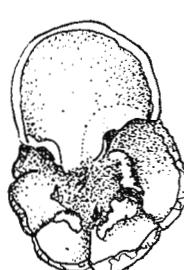
1b



1c



2a



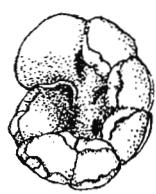
2b



2c



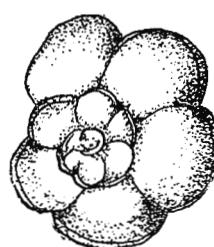
3a



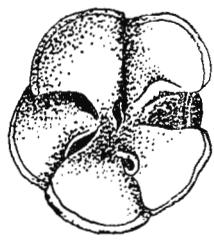
3b



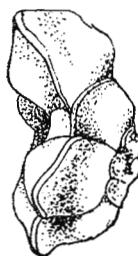
3c



4a



4b



4c

obili de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IIa

Geologia și hidrogeologia zonei de la râul Olt până la râul Târnava Mică, județul Hunedoara

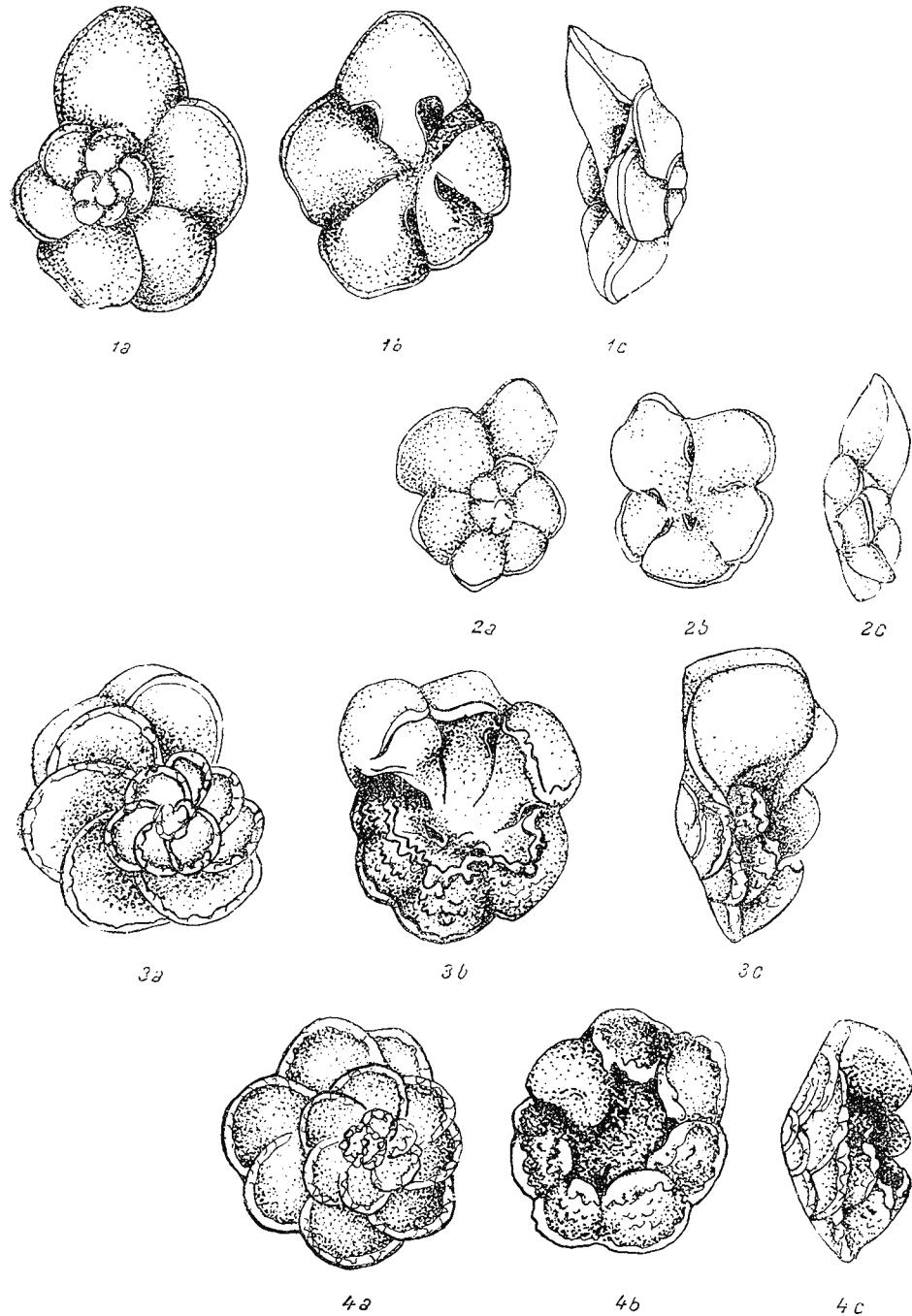


Institutul Geologic al României

## PLANŞA IIa

- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Rotalipora cushmani* (M o r o w)  $\times 47$ .  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Rotalipora montsalvensis* M o r n o d  $\times 47$ .  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Rotalipora reicheli* (M o r n o d)  $\times 47$ .  
Fig. 4a, 4b, 4c. — *Rotalipora deeckeii* (Fr a n k e)  $\times 47$ .

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Țara Birsei. Pl. IIa.



Dări de Seamă alc. Ședințelor, vol. LII/2.



Institutul Geologic al României

## **PLANŞA IIIa**



Institutul Geologic al României

### PLANŞA IIIa

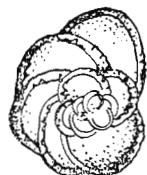
- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Praeglobotruncana stephani* G a n d o l f i × 50.  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Praeglobotruncana stephani turbinala* (R e i c h e l ) × 50.  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Praeglobotruncana schneegansi* (S i g a l) × 50.  
Fig. 4a, 4b, 4c. — *Praeglobotruncana renzi* (T h a l m a n n ) × 50.

270-5

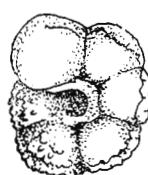


Institutul Geologic al României

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Țara Bîrsei. Pl. IIIa.



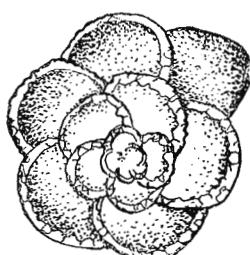
1a



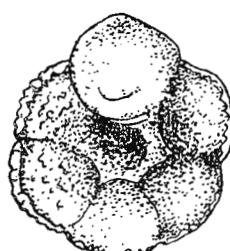
1b



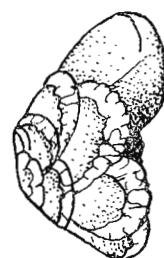
1c



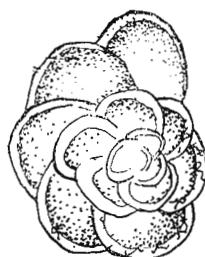
2a



2b



2c



3a



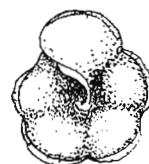
3b



3c



4a



4b



4c

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.

## PLANSA IVa

Geological sketch map of the area around the town of Târgoviște, Romania. The map shows various geological units and features, including the Târgoviște Fault, the Călărași Fault, and several rivers and streams. The legend indicates symbols for faults, rivers, streams, and other geological features.



Institutul Geologic al României

## PLANSA IV $\alpha$

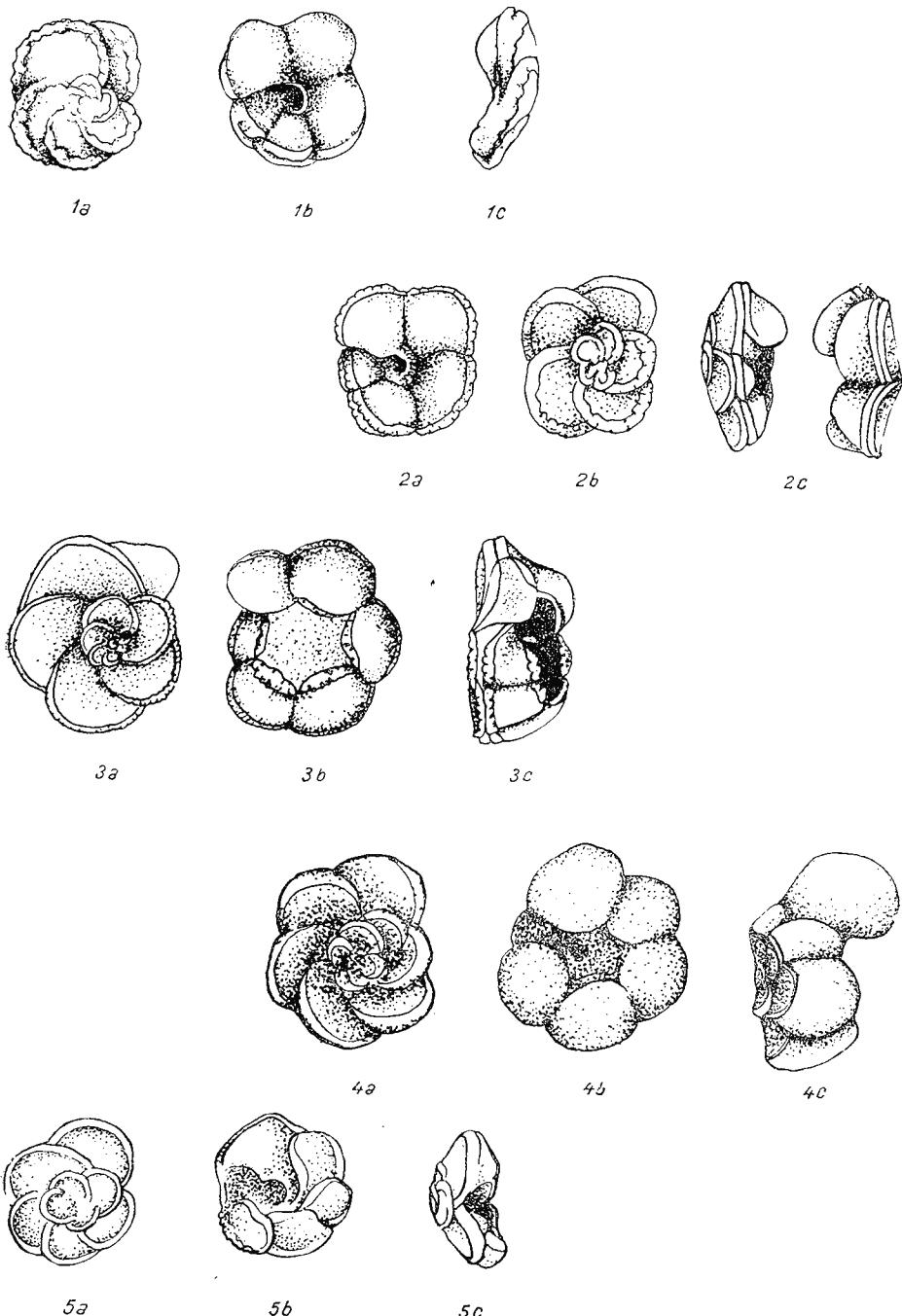
- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Praeglobotruncana imbricata* (M o r n o d )  $\times$  50.  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Praeglobotruncana concavata primitiva* D a l b i e z  $\times$  47.  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Praeglobotruncana concavata carinata* D a l b i e z  $\times$  47.  
Fig. 4a, 4b, 4c. — *Praeglobotruncana helvetica* (B o l l i)  $\times$  47.  
Fig. 5a, 5b, 5c. — *Globotruncana sigali* R e i c h e l  $\times$  47.

270 - 7



Institutul Geologic al României

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Țara Bîrsei. Pl. IVa.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.

**PLANŞA Va**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA Va

- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen  $\times 45$ .  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau)  $\times 50$ .  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Globotruncana lapparenti coronata* Bölli  $\times 47$ .  
Fig. 4a, 4b, 4c. — *Glonotruncana lapparenti bulloides* Vöglér  $\times 47$ .

270-9

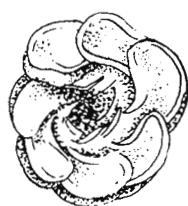


Institutul Geologic al României

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Tara Bîrsei. Pl. Va



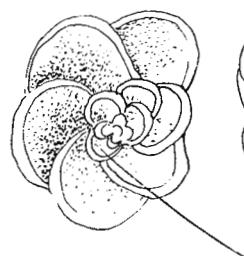
1a



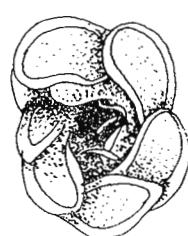
1b



1c



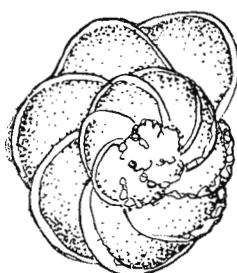
2a



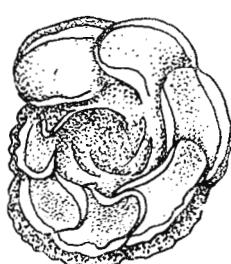
2b



2c



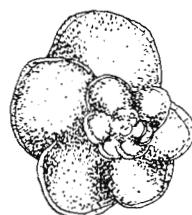
3a



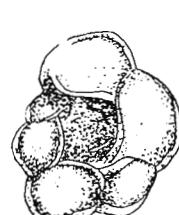
3b



3c



4a



4b



4c

Oărari de Seamă ale Ședințelor, vol. LII, 2.

## PLANŞA VIa

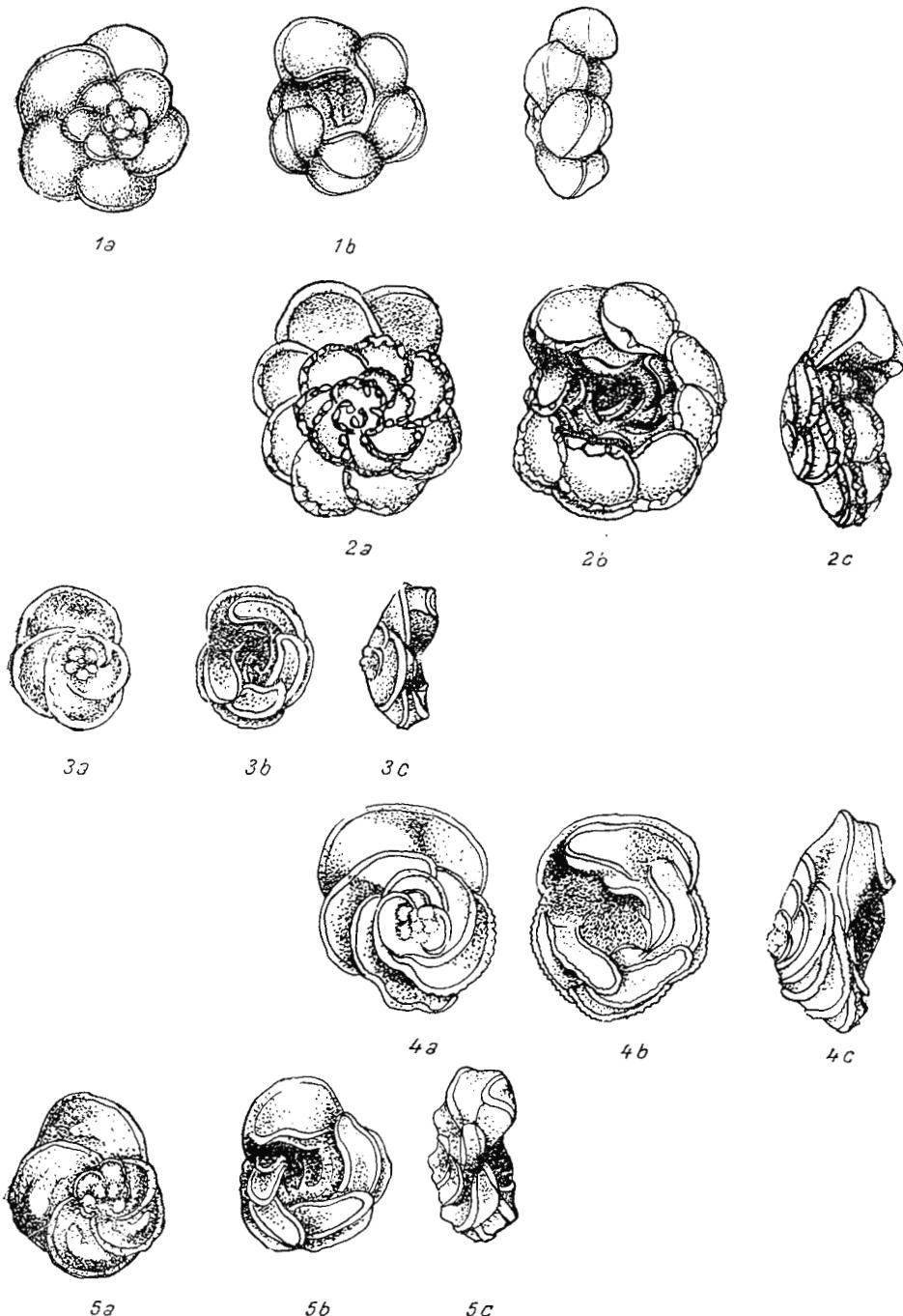


Institutul Geologic al României

## PLANŞA VIIa

- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Globotruncana globigerinoides* Brotzen  $\times 47$ .  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Globotruncana arcu* (Cushman)  $\times 47$ .  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Globotruncana fornicata* (Plummer)  $\times 47$ .  
Fig. 4a, 4b, 4c. — *Globotruncana calciformis* (Apparent)  $\times 47$ .  
Fig. 5a, 5b, 5c. — *Globotruncana verrucosa* Vassilenko  $\times 47$ .

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Țara Bîrsei. Pl. VIa.



Dări de Seamă ale Sediințelor, vol. LII '2.



Institutul Geologic al României

**PLANŞA VIIa**

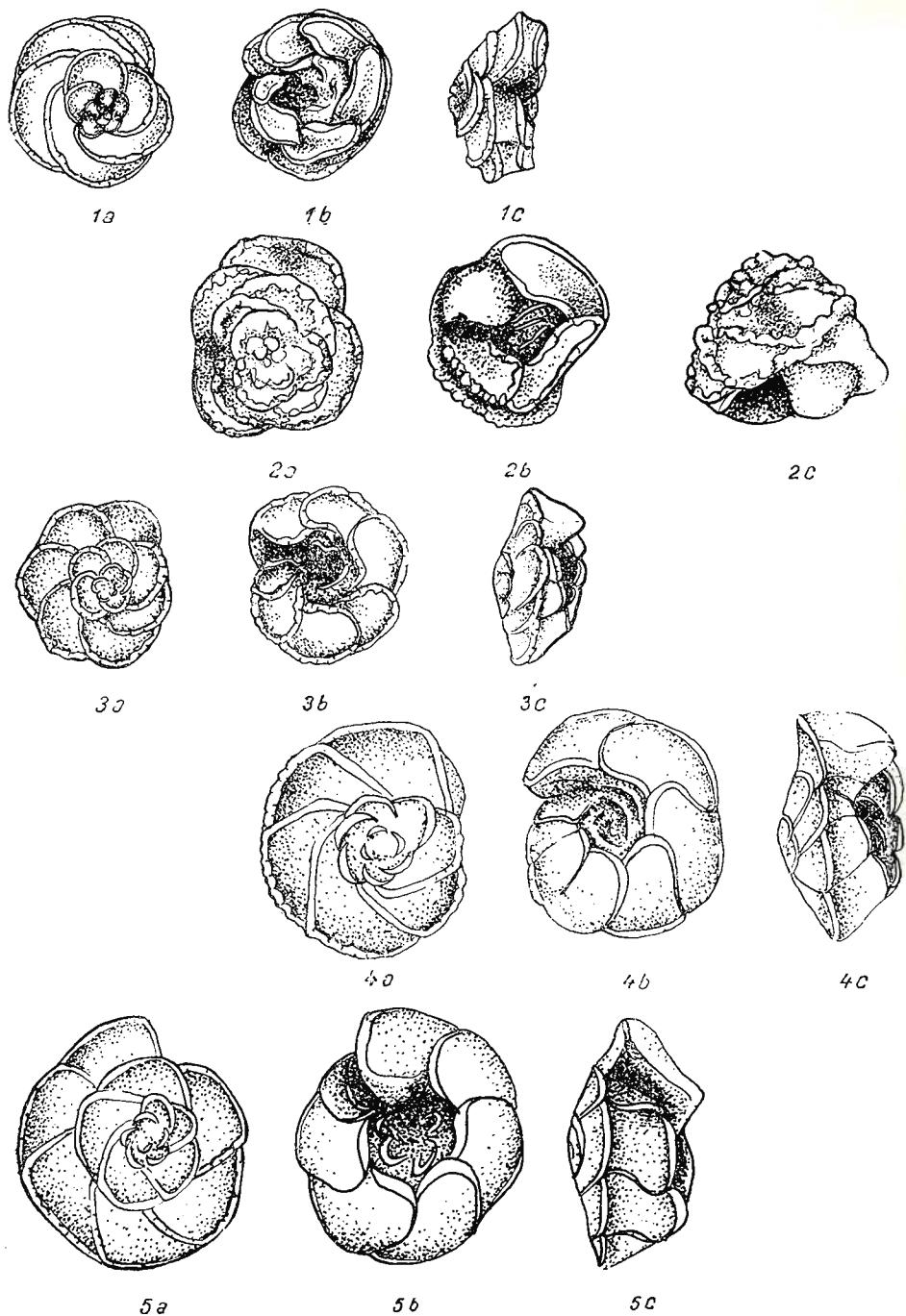


Institutul Geologic al României

## PLANŞA VIIa

- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Globotruncana contusa scutilla* G a n d o l f i × 45.  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Globotruncana contusa* C u s h m a n × 47.  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Globotruncana elevata elevata* (B r o t z e n ) × 47.  
Fig. 4a, 4b, 4c. — *Globotruncana elevata stuartiformis* D a l b i e z × 47.  
Fig. 5a, 5b, 5c. — *Globotruncana stuarti* (L a p p a r e n t ) × 45.

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Țara Bîrsei. Pl. VIIa.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/2.



Institutul Geologic al României

**PLANŞA VIIIa**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA VIIIa

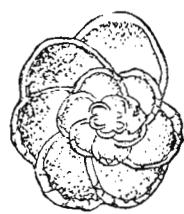
- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Globotruncana falsostuarli* Sigal × 45.  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Globotruncana caliciformis* (L a p p a r e n t ) × 47.  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Globotruncana calcarata* C u s h m a n × 47.

270-15-

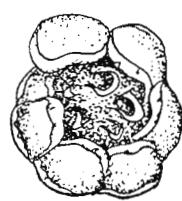


Institutul Geologic al României

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Țara Bîrsei. Pl. VIIIA.



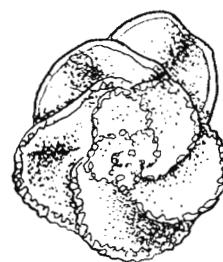
1a



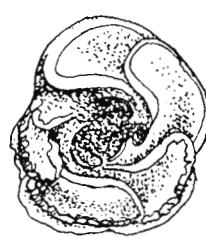
1b



1c



2a



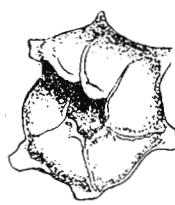
2b



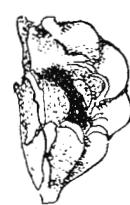
2c



3a



3b



3c

Dári de Seamă ale Ședințelor. vol. LII'2.



Institutul Geologic al României

**PLANŞA IXa**

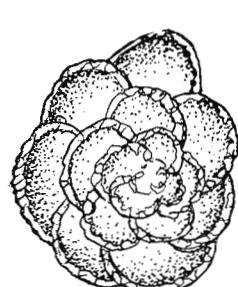


Institutul Geologic al României

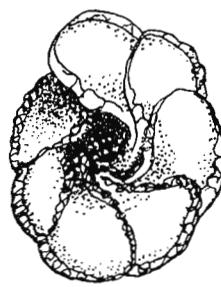
## PLANŞA IXa

- Fig. 1a, 1b, 1c. — *Globotruncana rosseta* Carsey  $\times 47$ .  
Fig. 2a, 2b, 2c. — *Globotruncana cilae* Bölli  $\times 47$ .  
Fig. 3a, 3b, 3c. — *Abathomphalus mayaroensis* (Bölli)  $\times 47$ .

JANA SĂNDULESCU. Cretacicul sup. și Paleogenul din Țara Bîrsei. Pl. IXa.



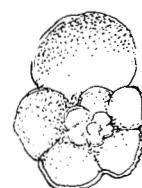
1a



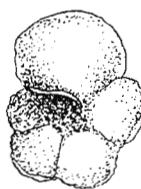
1b



1c



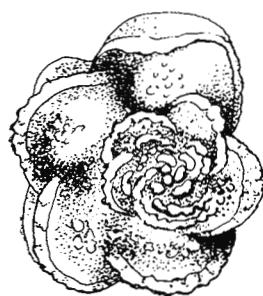
2a



2b



2c



3a



3b



3c

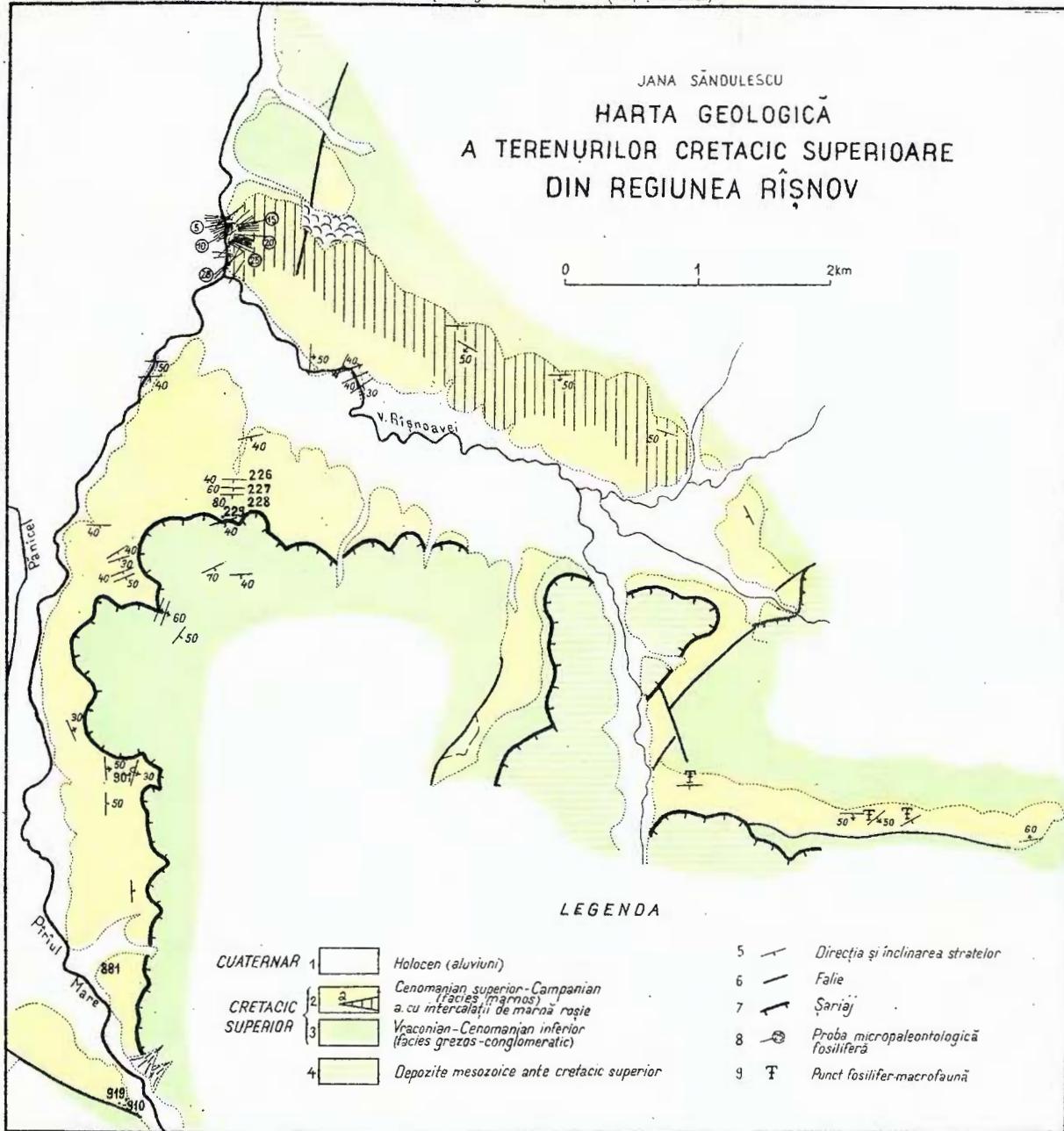
Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIU/2.

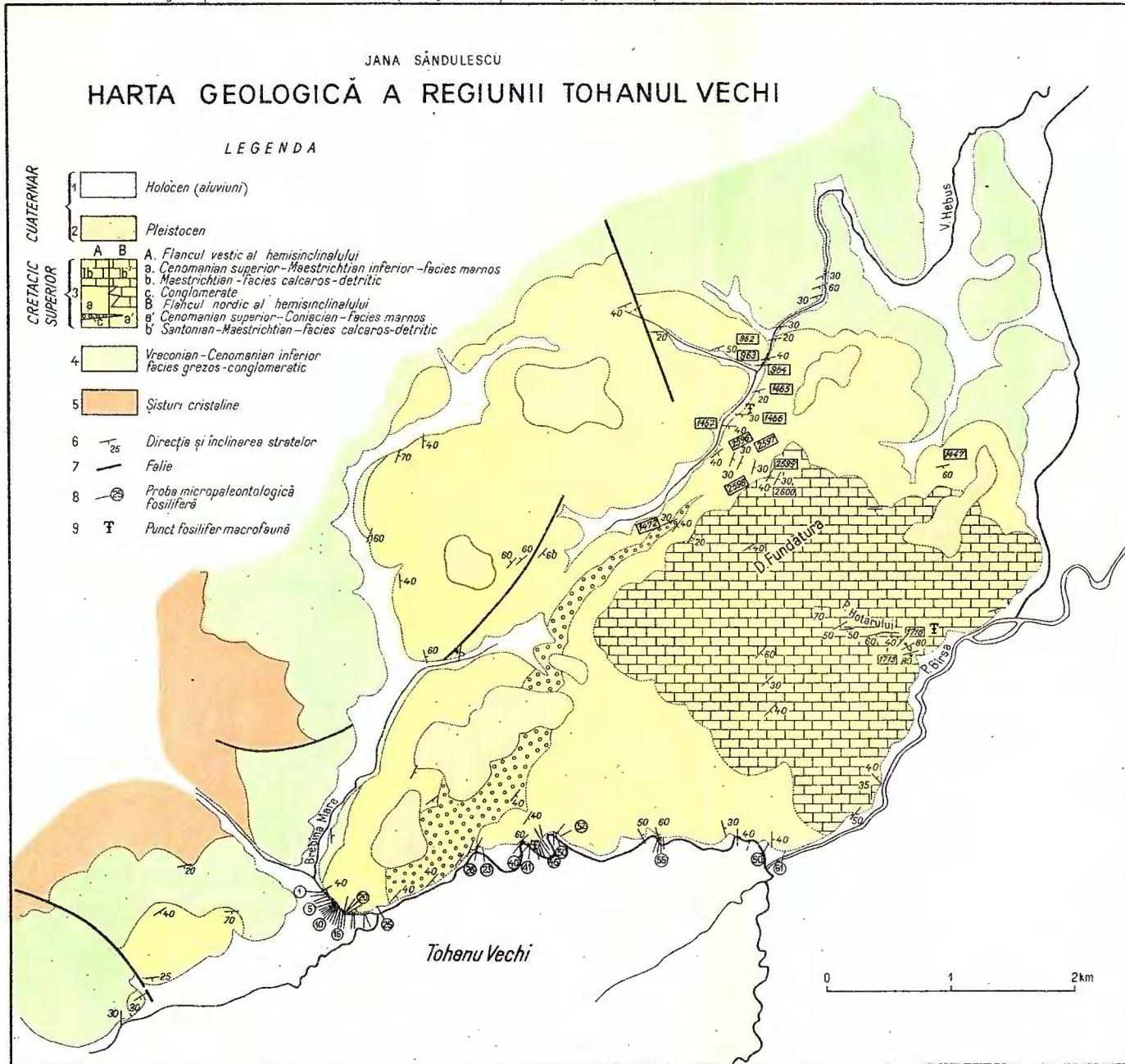


Institutul Geologic al României

JANA SÂNDULESCU  
HARTA GEOLOGICĂ  
A TERENURILOR CRETACIC SUPERIOARE  
DIN REGIUNEA RÎŞNOV

0 1 2km



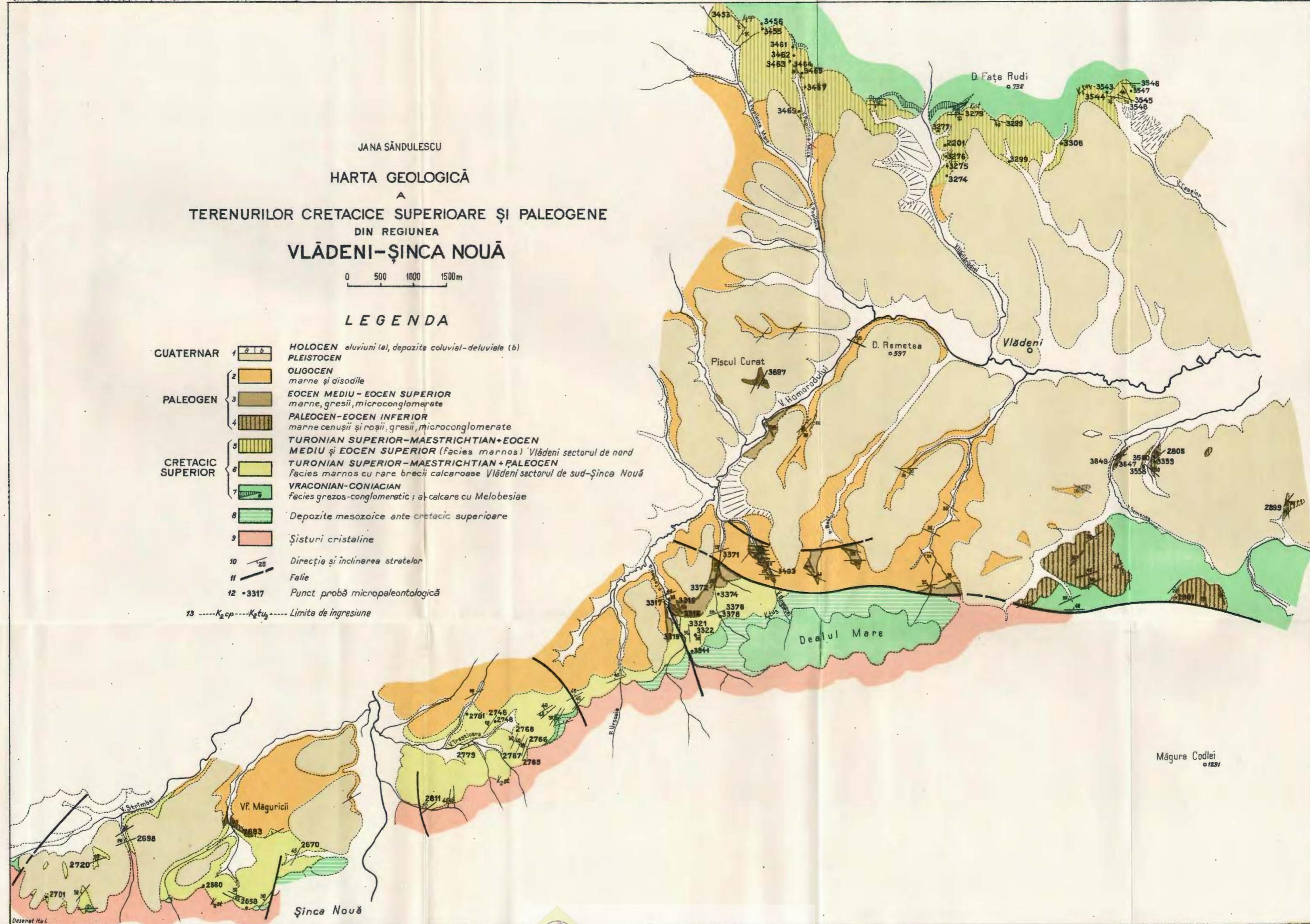


JANA SĂNDULESCU  
HARTA GEOLOGICĂ  
A  
TERENURILOR CRETACICE SUPERIOARE ȘI PALEOGENE  
DIN REGIUNEA  
**VLĂDENI-ȘINCA NOUĂ**

0 500 1000 1500 m

### *LEGENDA*

|                   |    |        |                                                                                                                       |
|-------------------|----|--------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| CUATERNAR         | 1  | 8-5    | HOLOCEN eluviumi tel., depozite coluvial-deluviale (b)                                                                |
|                   | 2  |        | PLEISTOCEN                                                                                                            |
| PALEOGEN          | 3  |        | OLIGOCEN<br>marne și disodile                                                                                         |
|                   | 4  |        | EOCEN MEDIU - EOCEN SUPERIOR<br>marne, gresii, microconglomerate                                                      |
|                   | 5  |        | PALEOCEN-EOCEN INFERIOR<br>marne cenușii și roșii, gresii, microconglomerate                                          |
| CRETACIC SUPERIOR | 6  |        | TURONIAN SUPERIOR-MAESTRICHIAN+EOCEN<br>MEDIU și EOCEN SUPERIOR (facies marnos) Vlădeni sectorul de nord              |
|                   | 7  |        | TURONIAN SUPERIOR-MAESTRICHIAN+PALEOCEN<br>facies marnos cu rare brecii calcaroase Vlădeni sectorul de sud-Șinca Nouă |
|                   | 8  |        | VRACONIAN-CONIACIAN<br>facies grezos-conglomeratic ; alcalcare cu Melobesiae                                          |
|                   | 9  |        | Depozite mesozoice ante cretacic superioare                                                                           |
|                   | 10 | 25     | Sisturi cristaline                                                                                                    |
|                   | 11 |        | Directia și inclinarea strătelor                                                                                      |
|                   | 12 | • 3317 | Falie                                                                                                                 |
|                   |    |        | Punct probă micropaleontologică                                                                                       |



A B E L C U D I S T R I B U T I A R O T A L I P O R E L O R , P R A E G L O B O T R U N C A N E L O R S I G L O B O T R U N C A N E L O R P E D I F E R I T E S E C T I U N I D I N Ț A R A B Ī R S E I

SĂNDULESCU JANA: Biostratigrafia și faciesurile Cretacicului superior și Paleogenului din Țara Birsei (Carpații Orientali)

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. LII/  
II

- - 1-5 exemplare

- 6-15 examples

■ 16-51 average

>50 eyes/piano

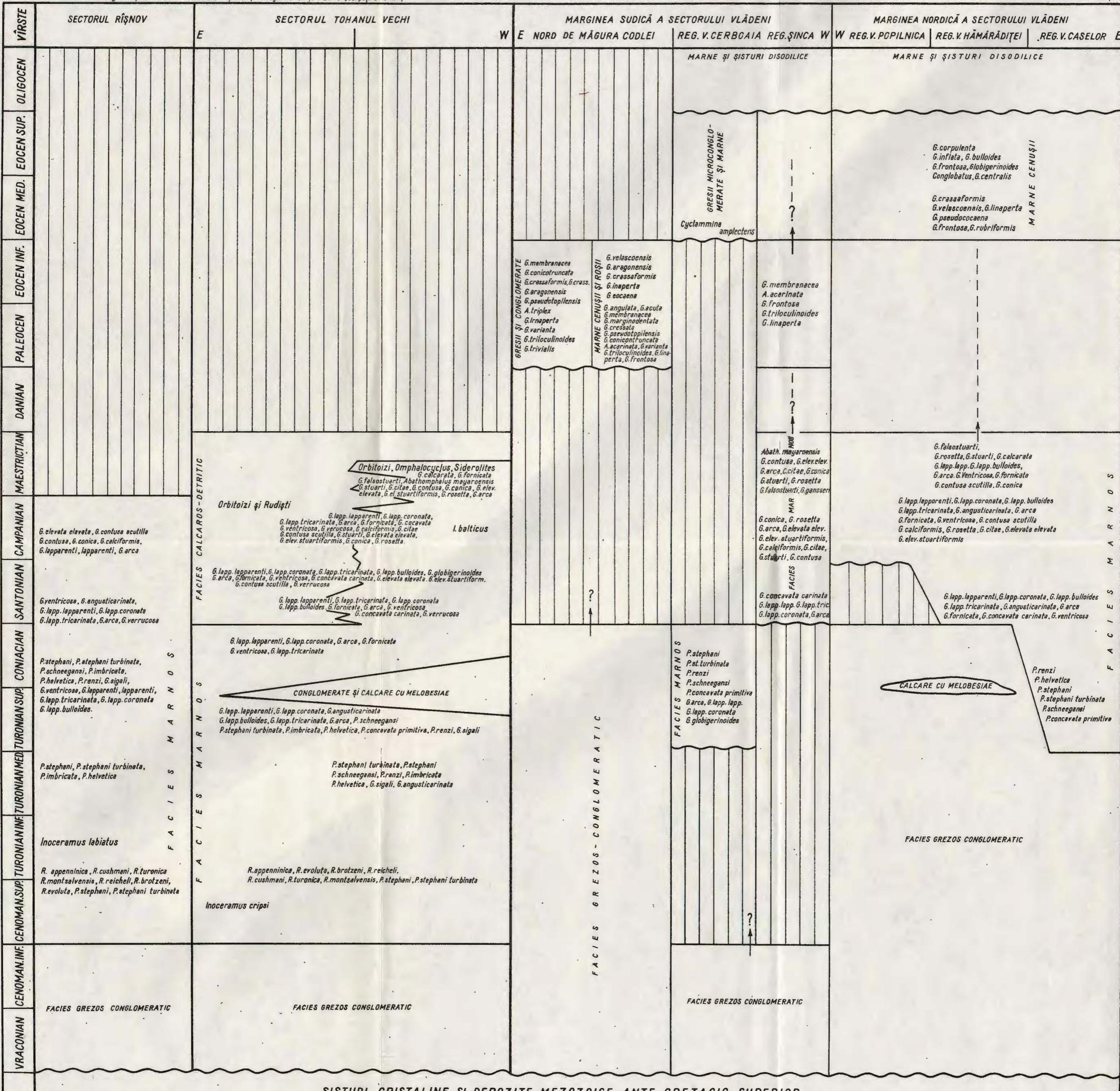
Imprim. Atel. Inst. Genl.



## TABLOU STRATIGRAFIC AL CRETACICULUI SUPERIOR ȘI PALEOGENULUI DIN ȚARA BİRSEI

JANA SĂNDULESCU: Biostratigrafia și faciesurile Cretacicului superior și Paleogenului din Tara Birsei (Carpații Orientali)

Plansa V



BIOSTRATIGRAPHIE ET FACIÈS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR  
ET DU PALÉOGÈNE DE ȚARA BÎRSEI (CARPATES ORIENTALES)

PAR

JANA SĂNDULESCU

(Résumé)

A l'intérieur de la courbure des Carpates Orientales, entre les Monts Bucegi, les Monts Postăvaru, les Monts Piatra Craiului, les collines orientales des Monts Făgăraș et les Monts Perșani se développe la dépression de Țara Bîrsei au bord de laquelle, à côté d'autres formations de la zone cristallino-mésozoïque, affleurent des dépôts crétacés supérieurs et paléogènes. Ce sont ces derniers qui constituent l'objet de la présente étude. Les zones d'affleurement sont concentrées en trois secteurs: Tohan, Rîșnov et Vlădeni—Sinca.

### Crétacé supérieur

Les associations de Rotalipores, Praeglobotruncanes et Globotruncanes, ainsi que d'autres éléments fauniques identifiés dans la succession des dépôts crétacés supérieurs de Țara Bîrsei prouvent l'existence, dans le Crétacé supérieur, des variations de faciès latérales ainsi que verticales. Les unités lithologiques que l'on a séparées dans ces dépôts — à savoir le faciès gréseux-conglomératique, le faciès marneux et le faciès calcaire détritique — ne sont pas des horizons (E. J e k e l i u s, 1938) mais bien des faciès. Ces trois faciès représentent des entités lithostratigraphiques séparables au point de vue cartographique (voir les cartes).

Le faciès gréseux conglomératique se développe dans les trois secteurs mentionnés, transgressivement sur divers termes du Mésozoïque ou sur les schistes cristallins. Quant aux principaux types lithologiques de ce faciès, ce sont des grès massifs argileux ou calcaires et des congolérats massifs polygéniques.

*Acanthoceras (Mantelliceras) mantelli*, *Puzosia* aff. *planulata*, formes découvertes par E. T o u l a dans les Monts Postăvaru ont constitué le premier argument en faveur de l'âge vraconien-cénomanien des dépôts gréso-conglomératiques. Les Aucelines trouvées dans la région Tohan (E u g e n i a N e g r e a n u, 1959) et la faune vraconienne du bassin de Dîmbovicioara (D. P a t r u l i u s, 1962) contenue dans les dépôts à faciès similaire prouvent la présence du Vraconien à la base du faciès



gréseux-conglomératique. Quant à sa limite supérieure, les recherches entreprises la désignent comme variable.

C'est ainsi que, dans les régions de Tohan et de Rîşnov, la limite se trouve dans le Cénomanien, les dépôts gréso-conglomératiques supportant des marnes qui contiennent une microfaune caractéristique au Cénomanien supérieur—Turonien inférieur. Dans le secteur Vlădeni, la limite supérieure monte au moins jusqu'au Coniacien puisque les dépôts gréso-conglomératiques contiennent dans leurs niveaux terminaux des exemplaires de Sidérolites (au N de Măgura Codlei) et des lentilles de calcaires à Melobesiae du type de celles du Turonien supérieur-Coniacien de Tohan.

Le faciès marneux est généralement constitué par des marnes grises à intercalations de marnes rouges, de grès calcaires et de marno-calcaires. À Rîşnov et à Tohan dans les niveaux inférieurs de la série constituant ce faciès, les grès glauconieux se développent également. À Tohan, le faciès marneux contient un paquet de conglomérats massifs et de calcaires à Melobesiae.

Envisagé par secteurs, le faciès marneux comprend à Rîşnov l'intervalle Cénomanien supérieur-Campanien ; au N du hémisynclinal de Tohanul Vechi, il s'élève jusqu'au Coniacien tandis que sur le flanc occidental le Santonien-Campanien revêt lui-aussi ce faciès. À ce dernier endroit, les niveaux inférieurs du Maestrichtien sont en faciès marneux à intercalations de brèches calcaires contenant des espèces d'Orbitoïdes, parmi lesquelles *Siderolites* et *Omphalocyclus*.

Dans le secteur Vlădeni (zones E — Valea Caselor et SE — Valea Cerboiaia) le faciès marneux commence par le Turonien supérieur. Plus à l'W et au NW de Valea Caselor (Valea Hămăradiei) ainsi qu'à Șinca Nouă, la succession des dépôts marneux commence par le Santonien, voire par le Campanien (Valea Popilnica).

Dans le secteur de Vlădeni, le faciès marneux comprend également le Maestrichtien et se poursuit également durant le Paléogène (Valea Hămăradiei, Valea Măguricii).

Le faciès calcaire détritique est spécifique à la région Tohanul Vechi. Au N et à l'E du hémisynclinal de la région il commence au Santonien et se poursuit jusqu'au Maestrichtien. Au SW (Valea Bîrsei), à cause d'une variation de faciès, il n'est développé que dans les niveaux supérieurs du Maestrichtien.

On retrouve des échos du faciès calcaire-détritique jusqu'au SW du „couloir” de Vlădeni, où dans les dépôts marneux s'intercalent des brèches calcaires.



Du point de vue lithologique, le faciès calcaire-détritique est constitué par des brèches calcaires, conglomérats et grès calcaires à intercalations sporadiques de marnes et de calcaires récifaux à coraux. Vers la partie supérieure, les brèches et les conglomérats contiennent d'abondants fragments d'Inocérames et Orbitoïdes.

Les données micropaléontologiques obtenues par l'étude des faciès marneux et calcaire-détritique convergent vers une première conclusion à savoir que les associations microfauniques du Crétacé supérieur se succèdent en gardant les mêmes caractères sur toute l'étendue de Tara Bîrsei (le tableau stratigraphique ci-joint l'indique d'ailleurs aussi).

Le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur se caractérise par une association de Rotalipores et Praeglobotruncanes dont nous citons : *Rotalipora appenninica*, *R. evoluta*, *R. brotzeni*, *R. reicheli*, *R. cushmani*, *R. turonica*, *R. montsalvensis*, *Praeglobotruncana stephnai*, *P. stephani*, *turbinata*.

La partie inférieure de cet intervalle stratigraphique se caractérise par la grande fréquence de l'espèce *R. reicheli*, tandis que pour la partie supérieure ce sont *R. cushmani*, *R. turonica* et *R. stephani* qui en donnent la note caractéristique.

Au point de vue lithologique cet intervalle est représenté dans le secteur Tohan et Rîșnov par des dépôts marneux grisâtres à intercalations de marnes rouges et de grès curbicorticaux. Ces marnes contiennent les espèces : *Inoceramus crispi* dans Valea Hebus, à Tohan et *Inoceramus labiatus* dans Valea Tocilei, à Rîșnov.

Dans le secteur de Vlădeni, ce même intervalle stratigraphique est envahi par le faciès gréseux-conglomératique.

Le Turonien moyen n'a été identifié qu'à Tohan et Rîșnov où il est représenté par des marnes grisâtres. Il est caractérisé par l'apparition des Praeglobotruncanes à double carène (*P. renzi*, *P. imbricata*) et par celle des premières Globotruncanes (*G. angusticarinata* et *G. sigali*).

Ce même intervalle stratigraphique renferme les espèces *Praeglobotruncana helvetica*, et *P. schnegansi* qui, par leur grande fréquence, caractérisent l'association.

Outre les formes déjà citées, on a rencontré encore dans le Turonien moyen les espèces : *Praeglobotruncana stephani turbinata*, *P. stephani*, *P. delrioensis*. En général, l'association du Turonien moyen de ces secteurs représente le laps de temps écoulé entre le moment de la disparition des Rotalipores classiques et celui de l'apparition des Globotruncanes typiques à double carène.

En ce qui concerne le Turonien supérieur-Coniacien, la limite inférieure de cet intervalle stratigraphique est caractérisée par l'apparition des *Globotruncanes* à double carène typiques. L'association micropaléontologique contient nombre d'espèces dont : *Praeglobotruncana helvetica*, *P. schneegansi*, *P. concavata primitiva*, *P. stephani*, *P. stephani turbinata*, *P. imbricata*, *P. renzi*, *Globotruncana sigali*, *G. lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. lapparenti tricarinata*, *G. lapparenti bulloides*, *G. fornicata*, *G. ventricosa*.

Du point de vue lithologique le Turonien supérieur-Coniacien comprend à Tohan, Rîşnov et dans la partie SW du secteur de Vlădeni, les mêmes marnes grises et rouges qui caractérisent en général le faciès marneux. A remarquer que durant cet intervalle stratigraphique des conglomérats et des calcaires lentilliformes se sont déposés à Tohanul Vechi.

Dans le secteur Tohan le Santonien-Campanien revêt deux faciès : le faciès marneux au SW et le faciès calcaire détritique au N—NE. Pour le reste du territoire de Tara Bîrsei, cet intervalle stratigraphique comprend des dépôts marneux grisâtres et rouges lesquels, parfois, (secteur de Vlădeni) comportent des intercalations de brèches calcaires.

La partie inférieure des dépôts santonien-campaniens est caractérisée par une association microfaunique dont les formes : *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. fornicata*, à côté de *G. elevata elevata*, *G. elevata stuartiformis*, *G. contusa scutilla*, *G. calciformis*, *G. ventricosa*, *G. sigali*, *G. lapparenti globigerinoides*, *G. lapparenti tricarinata* sont très répandues.

La partie supérieure du Santonien-Campanien est caractérisée par la grande fréquence des formes *Globotruncana arca*, *Globotruncana lapparenti lapparenti* et *Globotruncana lapparenti coronata* et par l'apparition des espèces *Globotruncana conica*, *G. citae*, *G. rosseta*, *G. stuarti*.

De même dans cette association les exemplaires de *Globotruncana arca* commencent à présenter des loges petites et nombreuses, tandis que ceux de *Globotruncana fornicata* sont formés surtout de trois chambres ; ce sont là des caractères évolutifs cités généralement comme caractérisant la partie terminale de l'intervalle Santonien — Campanien.

Le Maestrichtien du secteur Tohan est représenté par un faciès calcaire détritique, tandis que les dépôts de même âge du secteur de Vlădeni sont développés sous un faciès marneux (marnes grises et rouges). Un faciès mixte à alternances de marnes et brèches calcaires se développe dans la partie SW du hémisyndinal Tohan, à la base du Maestrichtien.

Du point de vue micropaléontologique, le Maestrichtien est caractérisé par l'apparition des espèces *Abathomphalus mayaroensis*, *Globotrunc-*



*eana falsostuarti*, *G. gansseri*. Celles-ci sont associées à *G. stuarti*, très fréquente, *G. arca*, *G. conica*., *G. contusa*, *G. elevata*, *G. fornicata*. Les niveaux inférieurs du Maestrichtien contiennent également l'espèce *G. calcarata*.

On se rend compte qu'il est possible de grouper le contenu micropaléontologique des dépôts crétacés supérieurs de Tara Bîrsei en trois complexes micropaléontologiques et en sept zones micropaléontologiques. Les complexes et les zones ont été établis sur les coupes continues de Valea Bîrsei et Valea Ghimbav (voir le tableau IV) et vérifiés dans le reste de la région étudiée.

I. Le complexe à Rotalipores et Praeglobotruncanes (Cénomanien supérieur-Turonien inférieur) dans lequel on distingue deux zones : (1) la zone à *Rotalipora reicheli* (Cénomanien supérieur); (2) la zone à *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalipora cushmani* et *R. turonica* (Cénomanian supérieur-Turonien inférieur).

II. Le complexe à Praeglobotruncanes et Globotruncanes (Turonien moyen-Coniacien) qui comprend lui aussi deux zones : (3) la zone à *Praeglobotruncana schneegansi* et <sup>7</sup>\**P. helvetica* (Turonien moyen et Turonien supérieur); (4) la zone à *Globotruncana lapparenti lapparenti* et *G. lapparenti coronata* (Turonien supérieur-Coniacien).

III. Le complexe à Globotruncana (Coniacien-Maestrichtien) qui est formé de trois zones : (5) la zone à *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti coronata*, *G. lapparenti fornicata* (Coniacien—Campanien); (6) la zone à *Globotruncana lapparenti* (s.l.) et *G. arca* (Companien); (7) la zone à *Globotruncana stuarti* et *G. arca* (Maestrichtien inférieur).

Le moment de la disparition des Rotalipores classiques et de l'apparition des Praeglobotruncanes à double carène et des Globotruncanes primitives représente un important seuil bionomique qui se situe à la limite Turonien inférieur—Turonien moyen.

Une autre conclusion concerne les rapports entre les dépôts crétacés supérieurs et les dépôts sous-jacents, ainsi que les relations entre les différents étages du Crétacé supérieur. En Tara Bîrsei, par exemple, le Crétacé supérieur débute par le Vraconien-Cénomanien inférieur transgressif. Dans le secteur Rîșnov et Tohanul Vechi la succession du Crétacé supérieur est ininterrompue depuis le Vraconien jusqu'au Maestrichtien. Sur le bord SW du secteur de Vlădeni, sur le cristallin du Făgăraș il y a une lacune de sédimentation pendant le Turonien inférieur au moins;



les dépôts du Turonien supérieur — Coniacien et du Santonien — Campanien sont ingressifs. Au N. de Măgura Codlei la sédimentation est continué jusqu'au Coniacien au moins. Sur le bord N du secteur Vlădeni, excepté la région de Valea Popilnica, nous envisageons comme possible l'existence d'une continuité de sédimentation depuis le Vraconien jusqu'au Maestrichtien. Dans le bassin de Valea Popilnica le Santonien est absent de la succession du Crétacé supérieur et le Campanien est ingressif.

### Paléocène — Éocène

Les recherches entreprises n'ont pas visé tout le Paléogène de Tara Bîrsei mais seulement le Paléogène inférieur et moyen du secteur de Vlădeni.

En général les dépôts du Paléocène — Éocène affleurent sur des surfaces très restreintes vu qu'ils sont recouverts par les dépôts oligocènes transgressifs et par ceux quaternaires.

De nouvelles zones d'apparition de l'Éocène (connu jusqu'ici dans quelques endroits seulement — H. Wachner, 1915; E. Jekelius, 1938) ont été mises en évidence et, qui plus est, on y a identifié pour la première fois dans cette région, la présence du Paléocène, de l'Éocène inférieur et de l'Éocène supérieur, à côté de l'Éocène moyen qui n'était connu qu'en partie ou supposé. Jusqu'à présent on n'a pas identifié le Danien. Il faut souligner que le „couloir” de Vlădeni est la seule région appartenant aux zones internes de la partie méridionale des Carpates Orientales où a été mise en évidence l'existence des dépôts d'âge Paléocène-Éocène inférieur ainsi que de toutes les sub-divisions de l'Éocène.

Le Paléocène-Éocène inférieur affleure dans la partie septentrionale du Mont de Măgura Codlei, où il est constitué par des grès et des conglomérats à intercalations de marnes grisâtres qui contiennent les espèces<sup>1)</sup> *Globorotalia membranacea*\*, *G. conicotruncata*\*, *G. crassaformis*\*, *G. crassata*\*, *G. aragonensis*\*, *G. pseudotopilensis*, *Acarina triplex*, *Globigerina linaperta*, *G. varianta*, *G. trivalis*, *G. triloculinoides*. Sur la route nationale Brașov—Făgăraș (Valea Cantonului, Valea Gemenea) le Paléocène-Éocène inférieur est représenté par le faciès „couches rouges”. Les niveaux inférieurs de ces dépôts contiennent : *Globorotalia angulata*\*, *G. acuta*\*, *G. membranacea*, *G. marginodentata*, *G. crassata*, *G. pseudotopilensis*, *G. conicotruncata*, *Acarina acarinata*, *Globigerina triloculinoides*, *G. varianta*\*, *G. linaperta*\*, *G. frontosa*, *G. pseudoeocaena*\*. Les niveaux supé-

<sup>1)</sup> Les espèces notées par astérisque sont très fréquentes.



rieurs contiennent: *G. velascoensis*, *G. aragonensis*, *G. crassaformis*, *globigerina linaperla*, *G. eocoena*.

Le Paléocène réapparaît au N de la route nationale en Dealul Frumos où il est développé sous un faciès gréseux-conglomératique à intercalations de marnes rouges. Le contenu microfaunique est le même que celui de Valea Cantonului avec, en plus, des exemplaires rares de *Globigerina pseudobulloides*.

L'Éocène moyen affleure sous un faciès détritique (grès, microconglomérats et intercalations de marnes grisâtres) à *Cyclammina amplectens*, dans la partie centrale (Valea Rogoazei, Valea Boului, Valea Homorodului) et méridionale (région Valea Cerboaia) du secteur Vlădeni. Nous supposons à ces endroits l'existence de l'Éocène supérieur également. Dans la moitié septentrionale du secteur de Vlădeni, l'Éocène moyen apparaît sous un faciès marneux grisâtre (semblable à celui du Crétacé supérieur) à *Globorotalia crassaformis*, *G. velascoensis*, *Globigerina linaperta*, *G. pseudoecaena*, *G. frontosa*. L'Éocène supérieur y est présent en continuité sous un même faciès représenté par l'association microfaunique suivante: *Globorotalia centralis*, *Globigerina bulloides*, *G. corpulenta*, *G. inflata*, *G. frontosa*, *Globinogerinoides conglobatus*.

En ce qui concerne les rapports existants entre le Paléogène et les dépôts sous-jacents d'âge crétacé supérieur on peut affirmer que sur le bord méridional du „couloir” de Vlădeni le Paléogène commence transgressivement soit par le Paléocène (au N de Măgura Codlei — les dépôts paléocènes se disposent au-dessus du Sénonien inférieur) soit par l'Éocène moyen (au SW du secteur Vlădeni dans la zone de la région Valea Cerboaia l'Éocène moyen se dispose sur des marnes turonien supérieur-coniaciennes). Dans la moitié septentrionale du secteur de Vlădeni, les rapports entre le Crétacé et le Paléogène ne sont pas suffisamment clairs à cause des lacunes d'observation. Il est possible qu'il y ait ici une continuité de sédimentation depuis le Crétacé jusqu'au Paléogène.

Mentionnons encore que dans le secteur de Vlădeni l'Éocène est déposé en continuité de sédimentation et que l'Oligocène sous un faciès marneux et bitumineux suit en transgression.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte géologique des terrains crétacés supérieurs de la région de Rîšnov.

1, Quaternaire (Holocène — alluvions). Crétacé supérieur: 2, Cénomanien supérieur — Campanien (faciès marneux — a. faciès marneux à marnes rouges); 3, Vraconie — Cénomanien inférieur (faciès gréseux — conglomératique)



4, dépôts mésozoïques antécrétaçés supérieurs; 5, direction et pendage des couches; 6, faille; 7, charriage; 8, échantillon micropaléontologique fossilière; 9, point fossilière, macrofaune.

### Planche II

#### Carte géologique de la région de Tohanul Vechi.

1, Holocène (alluvions); 2, Pléistocene; Crétacé supérieur: 3A, Flanc W du hémisyndinal: a, Cénomanien supérieur — Maestrichtien inférieur en facies marneux; b, Maestrichtien en facies calcaire détritique, c, conglomérats; 3B, flanc N du hémisyndinal a', Cénomanien supérieur — Coniacien en facies marneux, b' Santonien — Maestrichtien en facies calcaire détritique; 4, Vraconien — Cénomanien inférieur (facies gréseux conglomératique); 5, schistes cristallins; 6, direction et pendage des couches; 7, faille; 8, échantillon micropaléontologique fossilière; 9, point fossilière — macrofaune.

### Planche III

#### Carte géologique des terrains crétacés supérieurs et paléogènes de la région de Vlădeni-Sinca Nouă.

Quaternaire: 1 a, Holocène alluvions; 1 b, Holocène dépôts colluvial-déluviaux; Pléistocene, Paléogène; 2, Oligocène (marnes et schistes dysodiliques); 3 Eocène moyen — Eocène supérieur ((marnes, grès, microconglomérats); 4, Paléocène — Eocène inférieur (marnes grisâtres et rouges, grès, microconglomérats); Crétacé supérieur; 5, Turonien supérieur-Maestrichtien + Eocène moyen — Eocène supérieur facies marneux; 6, Secteur de Vlădeni-Sinca Nouă, Turonien supérieur — Maestrichtien + Paléocène (?) (facies marneux à rares brèches calcaires); 7, Vraconien-Coniacien (facies gréseux conglomératique — a, calcaires à Mélobesiae); 8, dépôts mésozoïques antécrétaçés supérieurs; 9 schistes cristallins; 10, direction et pendage des couches; 11, faille; 12, échantillon micropaléontologique fossilière; 13 limite d'ingression.

### Planche IV

Tableau de la distribution des Rotalipores, Praeglobotruncanes et Globotruncanes, en différentes sections de Tara Birsei.

### Planche V

Tableau stratigraphique du Crétacé supérieur et du Paléogène de Tara Birsei.



MĂSURĂTORI MAGNETICE DE CORELARE A NIVELULUI  
OBSERVATORULUI SURLARI CU CÎTEVA OBSERVATOARE  
DIN ZONA RĂSĂRITEANĂ A EUROPEI<sup>1)</sup>

DE

A. SOARE, ALEXANDRA IONESCU<sup>2)</sup>

**Abstract**

Magnetic Measurements for the Correlation of the Level of Surlari Observatory with some Observatories in the East Part of Europe. The Surlari Observatory collaborates to the international geomagnetic researches within the framework of the International Year of the Quiet Sun, and to the drawing up of the magnetic map of East Europe. Measurements for the correlation with some observatories in the neighbouring countries were stated. The paper presents the results of the D, H and I measurements effectuated at Tihány (Hungary), Pruhonice (Czechoslovakia) and Panaghilursce (Bulgaria) in 1964, by means of a theodolite, an inductor and an HTM device manufactured by Askania. The results led to the establishment of a difference of the levels of the horizontal and vertical components. This difference was made evident during the above mentioned researches. It is supposed that this difference is due to the gradual modifications of the constants of the Surlari theodolite or to the modification of these constants during the transportation. We must take into account the fact that, originally, their constants were determined for another geomagnetic latitude (Potsdam). The calculation of the errors indicates a great precision for this type of apparatuses.

Operația principală executată la observatoarele geomagnetice este urmărirea continuă a variațiilor în timp ale câmpului magnetic terestru. Caracterul relativ al sistemelor variografice folosite în acest scop impune însă stabilirea precisă a nivelului de referință al înregistrării. Dispozitivele pentru măsurarea absolută a elementelor câmpului geomagnetic, care, împreună cu sistemele înregistratoare, reprezintă utilajul de bază al observatoarelor, fac posibilă determinarea acestui nivel, în anumite limite de precizie.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 29 aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, București, șos. Kiseleff nr. 55.



Pentru ca operațiile executate să conducă la valori ale cîmpului cu adevărat absolute, este necesară în prealabil determinarea tuturor constanțelor instrumentale ale dispozitivelor folosite. O asemenea determinare complexă se face în mod obișnuit de către casa constructoare a dispozitivelor, la un observator magnetic unde valorile absolute sunt controlate cu instrumente de mare precizie, constantele respective — trecute în protocolul ce însoțește aparatelor la livrare — reprezentind dimensiunile sau unele proprietăți fizice ale materialelor constructive. Aceste constante sunt înglobate într-un coeficient care, la rîndul lui, pentru un interval de timp mai îndelungat, poate fi aproximativ constant, fiind astfel folosit în formula de lucru a măsurătorilor uzuale efectuate periodic în scopul stabilirii nivelului înregistrărilor. După un anumit timp, eventualele modificări posibile ale coeficientului fac ca variografele diverselor observații geomagnetice să apară ca sisteme izolate, înregistrând variații raportate la nivele diferite, necorelabile.

În scopul corelării acestor nivele se execută măsurătorile speciale de legătură între observații. Importanța unor astfel de lucrări poate fi privită din două puncte de vedere.

În primul rînd, din punct de vedere al dependenței de timp, variații cîmpului geomagnetic reprezintă un fenomen a cărui desfășurare are loc la scară mondială. Particularitățile lui locale, legate de înregistrările unui anume observator, nu pot fi folosite în mod izolat, în deosebi cînd se urmărește cercetarea cauzelor fenomenului. Folosirea datelor de la observații, distribuite pe o suprafață cel puțin continentală, devine în acest scop o necesitate impetuosa. Iar dacă pentru cercetarea anumitor tipuri de variații cu o desfășurare în timp relativ rapidă (pulsării, golfuri, variații diurne) nu este absolut obligatorie corelarea nivelelor observației care furnizează datele folosite la cercetări, pentru cercetarea variațiilor cu perioadă lungă (variația seculară) această corelare devine obligatorie.

În al doilea rînd, din punct de vedere al dependenței de spațiu, distribuția cîmpului geomagnetic pe o suprafață este reprezentată de hărțile magnetice construite pe baza măsurătorilor executate în stații repartizate cît mai uniform pe suprafață. Aceste stații, datorită metodelor de lucru și aparatelor folosite sunt organizate în rețele cu caracter național. Iar dacă pe de o parte metodele de lucru și aparatelor folosite fac ca între rețelele naționale să existe diferențe în ceea ce privește precizia sau densitatea staților, pe de altă parte, datorită faptului că fiecare rețea este raportată la o stație fundamentală reprezentată în mod obișnuit de un observator magnetic național, diferența între nivelele observației dintr-un grup de țări va duce implicit la imposibilitatea corelării rețelelor în scopul



construirii unei hărți magnetice unitare pentru o zonă continentală, imposibilitate tradusă prin neconcordanța izolinilor magnetice în regiunile limitrofe.

Dezvoltarea pe care au luat-o în ultima vreme lucrările de colaborare internațională în domeniul geomagnetismului prin manifestări de largă amploare ca Anul Geofizic Internațional (1957–1958) sau Anii Internaționali ai Soarelui Calm (1964–1966), precum și problema alcătuirii unor hărți magnetice unitare, ca de pildă harta Europei răsăritene (Potsdam, 1963), au reliefat din ce în ce mai mult necesitatea corelării nivelelor observatoarelor.

În această ordine de idei, în 1958 Dr. Horst Wiese și mai târziu Wolter și Boltz (1960) de la observatorul din Niemegk (R.D.G.) au executat cîteva măsurători de legătură pentru componentele orizontală și verticală, între observatoarele Niemegk și Surlari (W. Zander, 1962).

În 1961, secția de geomagnetism a Centrului de Cercetări Geofizice al Academiei R. S. R. a făcut o verificare a magnetometrelor QHM<sub>465</sub> și QHM<sub>466</sub> utilizate la măsurătorile de teren, prin determinări la observatorul Niemegk. Rezultatele măsurătorilor au pus în evidență un drift al aparatelor și au condus la o redeterminare a constantelor lor, dar în același timp au permis și o evaluare a diferenței dintre nivelele de referință ale observatoarelor Niemegk și Surlari (T. Neștiianu, 1965).

În 1962 și 1963, T. Neștiianu și Vl. Șteflea au executat o serie de măsurători la observatoarele Krasnaia Pahra (U.R.S.S.) și Niemegk (R.D.G.), ale căror rezultate, parțial comunicate în ședințele Centrului de Cercetări Geofizice, au atins între altele și problema comparării nivelelor de referință ale acestor observatoare între ele și cu observatorul Surlari.

Angajat ferm în lucrările de colaborare internațională mai sus amintite, încă din anul 1957, observatorul Surlari a introdus în planul său tematic, pentru anii corespunzători Anilor Internaționali ai Soarelui Calm, măsurători de legătură cu cîteva observatoare din zona Europei de răsărit.

Astfel în anul 1964 s-au realizat legături cu observatoarele Tihány (R.P. Ungaria) și Pruhoniče (R.S. Cehoslovacă) și o legătură bilaterală cu observatorul Panagiurișce (R.P. Bulgaria). La această din urmă a participat și Vl. Șteflea din partea Centrului de Cercetări Geofizice.

Pentru lucrări, au fost folosite aparatelor de teren ale observatorului Surlari și anume :

a) Teodolitul magnetic Askania, pentru măsurarea declinației și a componentei orizontale ;



b) Inductorul terestru Askania, pentru măsurarea înclinației magnetice.

Aceste două dispozitive, etalonate la Surlari la începutul seriei de măsurători și după fiecare întoarcere în țară, au permis determinarea nivelului celor trei elemente (D, H și I) care definesc complet cîmpul geomagnetic la un moment dat.

Pentru controlul reciproc al datelor, au fost folosite deasemeni două dispozitive relative și anume :

a) Un variometru  $\Delta Z$  de tip Fanselau, pentru măsurarea variației componentei verticale ;

b) Un dispozitiv HTM al Centrului de Cercetări Geofizice, pentru măsurarea componentei orizontale.

Ca metodă de lucru adoptată, s-au măsurat la Surlari și la cele trei observatoare amintite, cu dispozitivele de legătură, valorile a trei elemente geomagnetice. Pe baza înregistrărilor obținute la observatoare în timpul în care s-au executat măsurările, s-au calculat nivelele înregistrărilor celor trei elemente de la fiecare observator. Considerind nivelele de la Surlari, determinate cu dispozitivele fixe ale observatorului, ca nivele de bază, s-au calculat, pentru fiecare observator străin, diferențele dintre valorile nivelelor obținute pe baza măsurătorilor cu aparatelor de legătură și cele obținute pe baza măsurătorilor făcute cu aparatelor fundamentale ale observatoarelor respective.

Valorile declinației măsurate cu teodolitul Askania au rezultat din medierea a patru măsurători făcută cu doi magneti, iar diferențele dintre nivelul de referință al observatorului Surlari și nivelele observatoarelor Tihány (Ti). Pruhoniče (Pr) și Panaghiurișce (Pa) sunt trecute în tabelul 1.

TABELUL 1

D

|       | Perioada de lucru | $\Delta D_o$ | M          |
|-------|-------------------|--------------|------------|
| Su-Ti | iulie 1964        | -0'9         | $\pm 0'06$ |
| Su-Pr | august 1964       | -0'4         | $\pm 0'05$ |
| Su-Pa | septembrie 1964   | -0'4         | $\pm 0'03$ |

Valorile componentei orizontale determinate cu teodolitul Askania au rezultat din medierea a cîte două măsurători complete făcute cu doi magneti deviatori la două distanțe de deviație (deci opt valori ale intensi-



tății orizontale), iar respectivele diferențe între nivele sunt trecute în tabelul 2 a.

TABELUL 2 a

*H*

|       | Perioada de lucru | $\Delta H_0 (\gamma)$ | M ( $\gamma$ ) |
|-------|-------------------|-----------------------|----------------|
| Su-Ti | iulie 1964        | -32,5                 | $\pm 2,45$     |
| Su-Pr | august 1964       | -33                   | $\pm 2,2$      |
| Su-Pa | septembrie 1964   | -39,5                 | $\pm 2,9$      |

Tot pentru componenta orizontală, valorile determinate cu HTM sunt obținute prin medierea rezultatelor a cîte patru sau cinci măsurători duble (opt sau zece valori), diferențele respective fiind trecute în tabelul 2 b.

TABELUL 2 b

*HTM*

|       | Perioada de lucru | $\Delta(H_0) (\gamma)$ | M ( $\gamma$ ) |
|-------|-------------------|------------------------|----------------|
| Su-Ti | iulie 1964        | -38                    | $\pm 1,5$      |
| Su-Pr | august 1964       | -40                    | $\pm 1,17$     |
| Su-Pa | septembrie 1964   | -39,5                  | $\pm 0,3$      |

Componenta verticală a fost determinată prin calcul, folosind rezultatele a cîte patru măsurători ale înclinației magnetice, combinate cu valorile componentei orizontale reduse cu ajutorul înregistrărilor respective. Diferențele de nivel între Surlari și cele trei observatoare străine sunt trecute în tabelul 3 a.

TABELUL 3 a

*Z = Htg I*

|       | Perioada de lucru | $\Delta Z_0 (\gamma)$ | M ( $\gamma$ ) |
|-------|-------------------|-----------------------|----------------|
| Su-Ti | iulie 1964        | -89                   | $\pm 2$        |
| Su-Pr | august 1964       | -86,5                 | $\pm 4,8$      |
| Su-Pa | septembrie 1964   | -76                   | $\pm 2,8$      |



În sfîrșit, diferențele de nivel pentru componenta verticală obținute cu ajutorul măsurătorilor de legătură variometrice au condus la rezultatele trecute în tabelul 3 b.

TABELUL 3 b

 $\Delta Z$ 

|       | Perioada de lucru | $\Delta Z_0 (\gamma)$ | M ( $\gamma$ ) |
|-------|-------------------|-----------------------|----------------|
| Su-Ti | iulie 1964        | -90                   | $\pm 8$        |
| Su-Pr | august 1964       | -90                   | $\pm 8$        |
| Su-Pa | septembrie 1964   | -                     | -              |

În prima coloană a acestor tabele este trecută diferența de nivel în gamma, iar în a doua coloană, eroarea medie patratice a mediei aritmetice.

Eroarea medie patratice a mediei aritmetice a fost calculată cu formula :

$$M = \pm \sqrt{\frac{v^2}{n(n-1)}}$$

unde :

$$v^2 = \sum_{i=1}^n (l_i - L)^2$$

iar  $L$  = media aritmetică a celor  $n$  valori  $l_1, l_2, \dots, l_n$  date de măsurătoare (I. Plăcinteanu, 1957).

Rezultatele finale ale măsurătorilor, aşa cum apar din tabelele de mai sus, arată că pentru componenta orizontală nivelul observatorului Surlari este în mod sistematic mai coborât cu aproximativ 36  $\gamma$ , valoare confirmată și de dispozitivul HTM, care indică o diferență sistematică medie aproximativ -39  $\gamma$ . Această valoare este concordantă cu valorile găsite de Wiese (-40  $\gamma$ ) și Neștiianu (-37,1  $\pm$  1,4) (T. Neștiianu, 1965).

Această diferență a nivelului componentei orizontale va introduce o diferență a nivelului componentei verticale de aproximativ -70  $\gamma$ . Totuși diferențele găsite pentru componenta verticală sunt, după cum se vede din tabelul 3 a, mai mari cu  $-8 \rightarrow -18 \gamma$  decât cele așteptate, valori oarecum confirmate și de rezultatele măsurătorilor variometrice arătate în tabelul 3 b.

Abaterea între diferențele măsurate și cele așteptate se datorează unor diferențe ale valorilor furnizate de inductorul terestru. De altfel



pentru componenta verticală determinată pe această cale (cu inductorul sau variometric) valoarea abaterii se apropie de limita preciziei de măsură.

Pentru nivelul declinației magnetice, tabelul 1 exprimă diferențe mai mici de  $1'$  sexagesimal, care ar putea fi puse pe seama impreciziei centrării teodolitului în punctele de măsură.

Din rezultatele măsurătorilor s-ar putea deasemeni calcula diferențele dintre  $Pr - Ti$ ,  $Pa - Ti$  sau  $Pr - Pa$ , care ar putea fi comparate apoi cu rezultatele măsurătorilor directe dintre aceste observatoare. Dar pînă la data redactării acestei lucrări nu am avut informații decît în ceea ce privește legătura dintre  $Pr - Ni$  (Przybyszewski, 1962), care nu rezultă din măsurătorile noastre.

În concluzie, rezultatele măsurătorilor de corelare a nivelului observatorului Surlari cu cele trei observatoare din răsăritul Europei au condus la stabilirea unei denivelări a componentei orizontale și implicit a componentei verticale, denivelare pusă în evidență și de lucrările anterioare amintite și care s-ar putea datora unor modificări în timp ale constantelor teodolitului de la Surlari sau a modificării — la transport — a valorilor acestor constante, determinate inițial la o altă latitudine geomagnetică (Potsdam).

Calculul erorilor arată o precizie de lucru foarte ridicată pentru tipul de aparate folosite. Rezultatele pot permite în prezent adoptarea unui alt nivel de referință pentru observatorul Surlari, ținînd seama în prealabil de eventualele denivelări ale observatoarelor  $Ti$ ,  $Pr$  și  $Pa$  în raport cu observatorul  $Ni$ , căruia, datorită dispozitivelor de mare precizie de căre dispune, ar trebui să i se acorde o pondere deosebită.

Din cele expuse mai sus rezultă clar atît oportunitatea măsurătorilor de legătură executate pînă în prezent cît și necesitatea completării lor. În felul acesta, va putea fi asigurată deplina valorificare științifică a datelor, culese cu destule eforturi, fie prin măsurători de teren, fie prin înregistrările și prelucrările observatorului Surlari.

## BIBLIOGRAFIE

- Nestianu Titus (1965). Măsurători de comparație făcute cu  $QHM_{465}$  și  $QHM_{466}$  la Observatorul Geomagnetic Niemegk (R.D.G.) *Stud. Cerc. geol., geof. geogr. I* (sub tipar)
- Plăcinteanu I. (1957). Teoria erorilor de măsurare și metoda celor mai mici patrate. Editura tehnică (p. 44–52).
- Przybyszewski E. (1962). Über das magnetische Niveau der Landesobservatorien in den Jahren 1955–1960. *Acta Geophysica Polonica*, 10. 2.



Zander W. (1962). Ergebnisse von Messungen mit QHM und BMZ Instrumenten. *Jb. Ad. Schmidt Observatorium für Erdmagnetismus im Niemegk* (p. 183—186).

## MESURES MAGNÉTIQUES DE CORRÉLATION DU NIVEAU DE L'OBSERVATOIRE DE SURLARI AVEC QUELQUES OBSERVATOIRES DE LA ZONE ORIENTALE DE L'EUROPE

PAR

A. SOARE, ALEXANDRA IONESCU

(Résumé)

Engagé dans les travaux de collaboration internationale dans le domaine du géomagnétisme représentés par les Années Internationales du Soleil Calme et la rédaction de la carte magnétique de l'Europe Orientale, l'Observatoire de Surlari a exécuté des mesures de corrélation avec quelques observatoires des pays voisins.

On y présente les résultats des mesures de D, H et I, en 1964-à Tihány (Hongrie), Pruhonice (Tchécoslovaquie), Panaghiurichte (Bulgarie) avec un théodolite, un inducteur et un dispositif HTM fabriqués par Askania.

Grâce à ces résultats nous avons établi une dénivellation de la composante horizontale, donc de la composante verticale, dénivellation que des travaux antérieurs mentionnés ci-dessus ont également mise en évidence et qui serait peut-être due à des modifications en temps des constantes du théodolite de Surlari, ou à la modification, survenue pendant le transport, des valeurs de ces constantes, déterminées au début pour une autre latitude géomagnétique (Potsdam).

Le calcul des erreurs indique une précision de travail élevée vu le type des appareils employés.



CONTRIBUȚII GEOELECTRICE LA CUNOAȘTEREA  
HIDROGEOLOGICĂ A ZONEI PALAZU MARE — COCOȘU<sup>1)</sup>

DE

V. VÎJDEA,<sup>2)</sup> [P. GRECU], S. NICOLAU<sup>3)</sup>

**Abstract**

Geoelectrical Contributions to the Hydrogeological Knowledge of the Palazu Mare — Cocoșu Zone. The possibility of electrical differentiation of rocks with a variable water content, established by means of the resistivity methods (profiling and electrical soundings), led to the identification in the Palazu Mare-Cocoșu zone of three ground water types: phreatic water, deep water having a normal mineralization and mineralized water. The geoelectrical studies allowed also to clear up the interpretation of some anomalies of gravimetric highs, very well correlated to those of resistivimetric highs, situating the main causes of their origin in the sedimentary cover. The anomalies may be interpreted as an effect of local compaction of the Jurassic and Cretaceous calcareous deposits.

**I. Introducere**

Existența în zona Palazu Mare, regiunea Dobrogea, a unui important zăcămînt de fier, situat în medie la 550 m adîncime, sub depozite sedimentare constituite preponderent din calcare cretacice și jurasice cu un regim carstic accentuat, prin care circulă ape subterane cu debite variabile, ridică probleme complexe legate de cunoașterea condițiilor hidrogeologice ale zăcămîntului, în vederea eventualei lui exploatari.

În afara de aceasta, cerințele în continuă creștere în alimentarea cu apă potabilă a litoralului Mării Negre și a orașului Constanța impun executarea unor studii hidrogeologice amănunțite în sectorul Palazu Mare și în sectoarele învecinate, în scopul identificării de noi zone carstice acvifere la vest și sud-vest de lacul Siut Ghiol, comparabile cu cele cons-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 29 aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul geologic, București, sos. Kiseleff nr. 55.

<sup>3)</sup> Întreprinderea de Prospecțiuni și Laboratoare, București, Calea Griviței 64.



tatare în captarea de la Caragea Dermen — singura sursă cunoscută la ora actuală de alimentare cu apă de calitate bună a întregului litoral. Studiile ar contribui și la rezolvarea bilanțului hidrologic al lacului Siut Ghiol.

Pentru elucidarea acestor probleme au fost executate numeroase foraje hidrogeologice de către Intreprinderea de Stat pentru Explorări Miniere (în zona zăcământului de la Palazu Mare), Intreprinderea de Cercetări și Studii Energetice (în lacul Siut Ghiol și pe cordonul litoral care separă acest lac de Marea Neagră) și Institutul de Studii și Prospecțiuni (în zonele limitrofe lacului Siut Ghiol). Forajele realizate sau dovedit a fi laborioase și costisitoare, iar raza lor de influență mult prea mică. Din acest motiv s-a recurs la metodele geofizice de proiecție și în special la metodele geoelectrice, expeditive, eficace și cu posibilități de cercetare a unor suprafețe mari, la un preț de cost redus.

La alegerea metodelor geoelectrice de proiecție s-a pornit de la premisa că, între rocile care se găsesc în zona de infiltratie și rocile aflate în zona unei saturații complete cu apă, trebuie să existe contraste suficiente de pronunțate de rezistivitate, care să poată duce la diferențierea lor electrică.

Lucrările geoelectrice executate de autori în regiunea Palazu Mare — Cocoșu, campaniile 1960 și 1961, se înscriu pe linia celor expuse anterior, ele urmărind atât studierea hidrografiei carstului — determinarea răspândirii și a direcțiilor preferențiale de curgere a apelor subterane — cît și conturarea formelor carstice îngropate (relief, goluri, zone de maximă fisurare etc.).

## II. Considerații geologice, hidrogeologice și geofizice asupra regiunii

**A) Geologia regiunii.** Din punct de vedere geologic, regiunea proiectată geoelectric face parte din unitatea structurală a Dobrogei de sud, fiind situată la sud de linia tectonică Capidava—Ovidiu.

O analiză succintă a formațiunilor geologice întâlnite în aflorimentele sau în lucrările de foraj executate în regiune, permite conturarea următoarei secțiuni geologice (V. Ianovici și colaboratori, 1961) :

1. *Fundamentul*, pus în evidență numai în forajele de la Palazu Mare, Cocoșu și Topraisar, este format din sisturi cristaline mezozonale (Palazu Mare) și din sisturi verzi (Palazu Mare, Cocoșu și Topraisar).

Sisturile cristaline mezozonale sunt constituite dintr-o alternanță de sisturi amfibolice, sisturi actinolitice, sisturi tremolitice, cuarțite sisturi



cuarțitice și micașisturi. În acest Cristalin este cantonat un zăcămînt de minereu de fier (Palazu Mare), reprezentant prin magnetit, diseminat omogen în masa amfibolitelor și a cuarțitelor amfibolice, șisturilor actionolitice și micașisturilor. La adîncimi de peste 1.000 m, în foraje, au fost întîlnite și paragnaise.

Șisturile verzi cuprind cuarțite, arkoze, conglomerate, gresii și șisturi argiloase slab metamorfozate.

2. *Cuvertura sedimentară* este alcătuită, pentru zona Palazu Mare—Cocoșu, din depozite sedimentare aparținînd Jurasicului, Cretacicului, Sarmațianului și Cuaternarului.

a) *J u r a s i c u l* conține calcare recifale, zaharoide, cavernoase și diaclazate și calcare dolomitice, uneori cu intercalații de marnocalcare. Compactizarea acestor calcare crește cu adîncimea de 400 m.

La baza calcarelor jurasice, se găsește un orizont discontinuu de conglomerate cu elemente de șisturi verzi, micașisturi și cuarțite, prinse într-un ciment calcaros. Grosimea Jurasicului variază între 470 — 550 m.

b) *C r e t a c i c u l* este reprezentat prin Barremian și Senonian, cu o grosime cuprinsă între 30—44 m. Barremianul este format din calcare grosiere cu diaclaze de calcit. Senonianul cuprinde crete moi, marno-crete și intercalații de nisipuri grosiere.

c) *S a r m a ț i a n u l* prezintă grosimi între 6—16 m și este constituit din argile verzui compacțe, calcare lumașelice și intercalații de nisipuri cuartoase cafenii.

d) *C u a t e r n a r u l* este alcătuit din loess, lehmuri și argile cu concrețiuni calcaroase. Grosimea acestor depozite nu depășeste 18 m.

Tectonica regiunii este relativ simplă. Peste un fundament puternic cutat, cu inclinări cuprinse între 45—90° SE—NW, se dispun depozite sedimentare slab ondulate (inclinări mici de 9—20° SE și S) sau chiar orizontale.

**B) Aspectele hidrogeologice ale regiunii.** Cercetările hidrogeologice executate în regiune de către G. h. Vasilescu și colaboratori (1964), I. Drăgănescu (1961) și R. Cădere și N. Simionescu (1963) pun în evidență două categorii de ape subterane, în funcție de condițiile în care apar: ape freatiche și ape de adîncime.

Stratul acvifer freatic este cantonat atât în nisipurile și fisurile cretei senoniene, cât și în depozitele cuaternare loessoide și mîloase. Nivelul hidrostatic al acestui strat variază între 5—20 m adîncime. Alimentarea lui se face din precipitațiile atmosferice a căror valoare medie este de cca 350 mm/an.

Stratul acvifer de adîncime, cu debite importante dar variabile (între 27.000 m<sup>3</sup>/zi și 300 m<sup>3</sup>/zi), este situat în rețeaua carstică care afectează în special depozitele cretacice și jurasice, lipsite de orizonturi separatoare impermeabile. Regimul de circulație carstic al acestor ape explică variația mare a debitelor constatate la foraje amplasate la distanță mică unul de altul, justificind în același timp eficacitatea utilizării prospecțiunii electrice la detectarea lor. Pe baza rezultatelor geoelectrice obținute, numărul forajelor hidrogeologice de explorare poate fi considerabil redus.

Pentru alimentarea cu apă potabilă a centrelor industriale și a litoralului Mării Negre prezintă interes numai stratul acvifer de adîncime, artezian, cantonat în calcarele jurasice și barremiene. Originea acestor ape este controversată, ele putând proveni fie din infiltrarea apelor din Dunăre, fie din Balcani.

În zona Palazu Mare, forajele executate de către Comitetul Geologic au mai indicat prezența în Cristalin a unui strat acvifer cu apă sărată, cu o capacitate de debitare variabilă în limite destul de largi, provenind probabil din infiltrarea apei de mare în adîncime.

**C) Evoluția lucrărilor geofizice.** Primele lucrări geofizice în această zonă au fost efectuate de S t. A i r i n e i <sup>1)</sup> în anul 1951, care semnalează existența anomaliei magnetice de la Palazu Mare. Anomalia are un caracter regional, afectând întregul câmp magnetic al Dobrogei de sud.

Urmează lucrările formațiilor Nr. 1, 3 și 5 magnetism minier, conduse de I. C o s t e s c u și P. T e o d o r u <sup>2)</sup>, care au avut ca scop fixarea centrului anomaliei în vederea lucrărilor de explorare.

Lucrările gravimetrice ale lui S c. S t o e n e s c u <sup>3)</sup> au pus în evidență prezența în zona Palazu Mare a unui maxim gravimetric, decalat spre vest de cel magnetic cu cca 800 m. Aceeași lucrare mai indică două maxime situate la aproximativ 3 km, respectiv 2,5 km E și SE de Cocoșu, maxime lipsite de influențe magnetice. Aceste anomalii sunt atribuite unor ridicări locale ale fundamentului.

<sup>1)</sup> S t. A i r i n e i – Raport asupra ridicărilor magnetice regionale din Dobrogea de sud, 1951. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>2)</sup> I. C o s t e s c u, P. T e o d o r u – Raport asupra măsurătorilor geomagnetice de detaliu efectuate în regiunea Constanța-Palazu Mare 1952. Arh. Com. Stat. Geol. București.

<sup>3)</sup> S c. S t o e n e s c u – Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice din reg. Constanța 1952. Arh. Com. Stat. Geol. București.



În continuare cităm lucrările de magnetism ale lui F. Ionescu<sup>1)</sup> și cele de gravimetrie ale lui R. Botezatu și D. Popovici<sup>2)</sup> din anul 1954. Obiectivele urmărite prin aceste prospecțiuni au fost acelea de a determina eventualele mineralizări adiacente celor cunoscute anterior la Palazu Mare și de a preciza zonele periferice ale anomaliei, în legătură cu calculele de prelungiri analitice.

Pentru cunoașterea reliefului fundamentalui și a detectării în extindere a unor noi zăcăminte de minereuri de fier, au fost executate în 1960 prospecțiuni magnetice de A. Stefanicu, Elvira Tudose și Gloria Rădulescu<sup>3)</sup>, gravimetrice de către M. Sucava<sup>4)</sup> și seismice prin metoda refracției de A. Solomon și Maria Solomon<sup>5)</sup>, continuante în 1961 de A. Solomon, S. Spinoche și Eleonora Spinoche<sup>6)</sup>.

### III. Cercetări geoelectrice

A) **Metodica și tehnica lucrarilor de teren.** În scopul rezolvării problemelor hidrogeologice din zona Palazu Mare—Cocoșu, autorii au folosit un complex de metode geoelectrice în curent continuu, între care cităm :

Metoda profilării electrice simetrice la trei adâncimi ;

Metoda sondajelor electrice verticale ;

Metoda sondajelor electrice verticale circulare ;

Metoda sondajelor electrice verticale cu priză mediană.

Cu ajutorul acestor metode a fost acoperită o suprafață de cca 41 km<sup>2</sup>.

<sup>1)</sup> F. Ionescu—Raport asupra cercetărilor magnetice pentru fier în regiunea Constanța. 1954. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>2)</sup> R. Botezatu, D. Popovici — Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice din reg. Palazu Mare, 1954. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>3)</sup> A. Stefanicu, Elvira Tudose, Gloria Rădulescu — Raport asupra măsurătorilor magnetice  $\Delta Z$  executate în zonele Palazu Mare, Cernavodă și Camena pentru minereuri de fier, 1960. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>4)</sup> M. Sucava — Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu în zona de la vest de Constanța, 1961. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>5)</sup> A. Solomon, Maria Solomon — Prospecțiuni seismice-refracție în regiunea Palazu Mare — Cocoșu. Raport preliminar. 1960 Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>6)</sup> A. Solomon, S. Spinoche, Eleonora Spinoche — Prospecțiuni seismice — refracție în reg. Palazu-Mare. Medgidia. Raport Arh. Com. Stat Geol. București, 1961.



Măsurările electrice au fost executate pe profile orientate în general NE—SW, cu distanță între ele variind de la 1 la 2 km, punctele de observație fiind situate la 200—500 m unul de altul. Alegerea acestei rețele imprimă lucrărilor un caracter de recunoaștere — semidetaliu.

Metoda profilării electrice cu trei adâncimi de investigație, corespunzătoare liniilor de emisie  $AB=150$ ,  $A'B'=300$  și  $A''B''=600$  m, a fost utilizată numai în sectorul zăcământului de fier, pentru stabilirea pe orizontală a modului de variație a rezistivității aparente, legată de neomogenitățile din subsol cauzate de gradul diferit de compactizare al rocilor.

Sondajele electrice verticale tip Schlumberger, cu lungimea maximă a dispozitivelor de emisie  $AB=4000$  m, au urmărit determinarea grosimilor depozitelor sedimentare și caracterizarea lor calitativă.

Studierea anizotropiei aparente a rocilor și stabilirea direcțiilor preferențiale de curgere a apelor subterane a fost posibilă prin folosirea metodei sondajelor electrice verticale circulare.

Pentru ridicarea ambiguității interpretării unor inflexiuni apărute pe curbele S.E.V. obișnuite (în special la linii AB mari), a fost aplicată metoda sondajelor electrice verticale cu priză mediană. Metoda a permis separarea efectelor superficiale, de cele din profunzime.

Ultimele două metode nu reprezintă în fond decât două variante ale metodei clasice de sondaj electric.

În măsurările electrice de teren s-a utilizat un potențiometru tip E.P.-1. Precizia măsurătorilor a fost asigurată prin folosirea procedeului de măsură „dus-intors”. Eroarea maximă admisă nu a depășit 5% din valoarea înregistrată inițial.

**B) Interpretarea rezultatelor lucrărilor geoelectrice de teren.** Măsurările geoelectrice executate în zona Palazu Mare—Cocoșu prin metoda sondajelor electrice verticale au dus la obținerea unor tipuri diferite de curbe, care pot fi clasificate, după formă, în trei grupe principale :

Din prima grupă fac parte sondajele electrice verticale executate în partea de SE a comunei Cocoșu, unde depozitele cuaternare au grosimi foarte mici sau lipsesc cu desăvîrșire, la zi aparînd Sarmațianul (M. Chiția c, 1960). Reprezentativă pentru acesată grupă este curba  $V_{14}$  de tip A :  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$  (fig. 1), care caracterizează o secțiune geoelectrică cu rezistivități crescînd. Primul orizont (loess, nisipuri cuarțoase în care este cantonat un strat slab acvifer, argilă) se manifestă printr-o rezistivitate de cca  $50 \Omega m$  și o grosime de 15 m. Rezistivitatea orizontului al doilea (crete, calcare organogene), calculată cu abacă de trei strate,



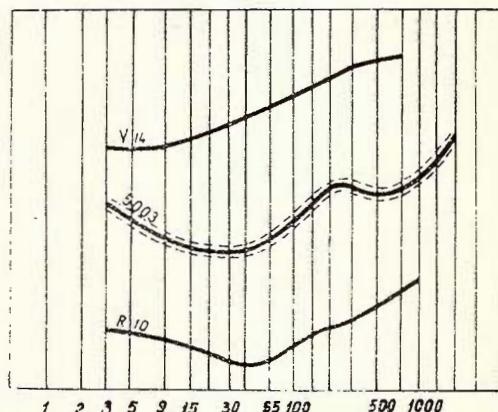
este de cca  $200 \Omega m$ , grosimea lui fiind de 30 m. Orizontul izolant ( $\rho_4 \approx 10.000 \Omega m$ ) este reprezentat prin calcare jurasice foarte compacte.

Din cauza influențelor laterale, nu toate curbele din această grupă au putut fi interpretate cantitativ.

Majoritatea curbelor S.E.V. din regiune se încadrează în grupa a două, pentru care caracteristică este curba  $R_{10}$  (fig. 1). Ea aparține

Fig. 1. — Curbe S. E. V tipice pentru zona Palazu Mare – Cocoșu.

Courbes S. E. V. typiques à la zone Palazu Mare-Cocoșu.



curbelor de patru strate, tip HA :  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ . Cu ajutorul abacelor s-a determinat rezistivitatea primului strat (depozite loessoide)  $\rho_1 = 38 \Omega m$  și grosimea  $h_1 = 10 m$ . Stratul al doilea, constituit din nisipuri cu conținuturi ridicate de apă, are o rezistivitate  $\rho_2 = 12 \Omega m$  și o grosime de 25 m. Al treilea strat este reprezentat prin calcare fisurate, cu o rezistivitate  $\rho_3 = 40 \Omega m$  și o grosime de 340 m. Urmează un strat izolant ( $\rho_4 = 665 \Omega m$ ), format din calcare compacte. Pe unele din aceste curbe se pot observa și inflexiuni suplimentare (Q H A), la distanțe AB mici, cauzate de neomogenități superficiale.

Ultimul grup de curbe se caracterizează prin apariția la distanțe AB mari a unui minim rezistivmetric. Tipică pentru acest grup este curba S.E.V. (fig. 1) obținută din măsurările executate în apropierea locației I.S.E.M.-5003. Acest minim a fost atribuit inițial influenței unor cauze superficiale. Lucrările prin metoda sondajelor electrice verticale cu priză mediană situează aceste cauze la adâncimi relativ mari, legându-le de prezența în Cristalin a unor ape sărate, puse în evidență de către forajele hidrogeologice din zona Palazu Mare. Concluziile sunt confirmate de rezultatele diagramelor de carotaj electric și radioactiv, în care orizonturile cu ape sărate sunt bine conturate (fig. 2).

Curbele S.E.V. din aceste grupe au servit la construirea secțiunilor geologice și a hărților de rezistivitate la diferite nivele.

În planșa I sunt prezentate două secțiuni geologice realizate pe baza datelor electrometrice, orientate NE-SW (vezi pl. IV), deformate

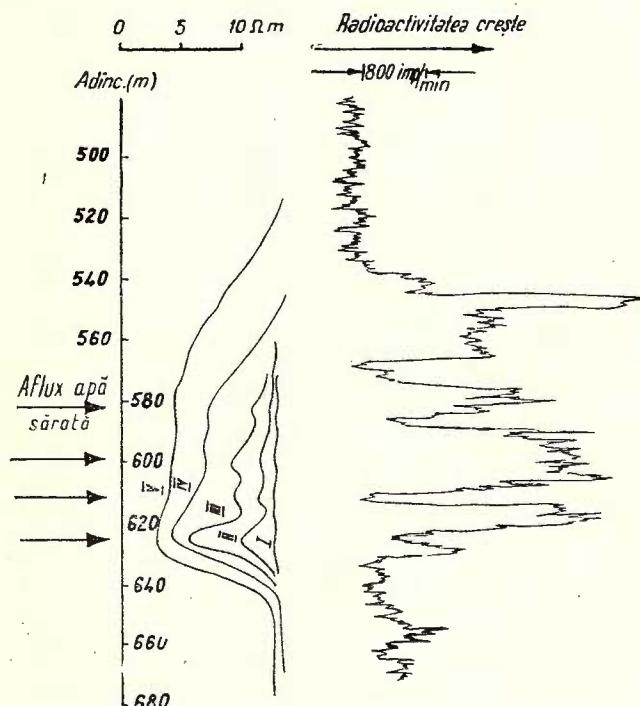


Fig. 2. — Diagramme de rezistivimetrie și carotaj radioactiv în sonda 5003 :

I-curba etalon (apă dulce); II-curba la denivelarea de 10 m; III-curba la denivelarea de 12 m; IV-curba la denivelarea de 20 m; V-curba la denivelarea de 40 m

Diagramme de résistivité et carottage radioactif dans la sonde 5003 :

I-courbe étalon (eau douce); II-courbe à la dénivellation de 10 m; III-courbe à la dénivellation de 12 m; IV-courbe à la dénivellation de 20 m; V-courbe à la dénivellation de 40 m.

din cauza comprimării scării lungimilor. Secțiunile indică grosimile complexelor sedimentare în care sunt cantonate apele freatiche : cuaternare (loessuri și mîluri, cu un strat de argilă în bază), sarmatiene (calcare organogene) și senoniene (nisipuri cuartifere și crete). Din punct de vedere electric, Sarmatianul și Senonianul apar ca un singur strat, caracterizându-se prin cele mai scăzute valori ale rezistivității aparente ( $5-25 \Omega$  m). Sub acest strat, urmează calcare barremiene și jurasice, carstificate, în care este situat stratul acvifer de adâncime.

Limita inferioară din secțiune, constituind un orizont „pur electric”, marchează trecerea de la calcare jurasice cu un regim carstic accentuat, la calcare compacțe. Ea prezintă o formă destul de neregulată. În general se poate admite că gradul de compactizare a Jurasicului crește de la adâncimea de 350 m în jos.

Planșele numerotate de la II la IV reprezintă hărțile de rezistivitate (izoohme) construite pentru lungimi ale liniilor de emisie mici ( $AB=80$  m ;  $130$  m), intermediare ( $AB=300$  m) și mari ( $AB=1000$  m ;  $2000$  m). Hărțile se caracterizează prin anomalii de minim și maxim rezistivimetric, ale căror cauze sunt atribuite după cum urmează :

Anomaliiile de maxim rezistivimetric ( $\rho_a > 40 \Omega$  m), obținute cu dispozitive AB mici ( $80$  m ;  $130$  m), situate la SE de comuna Cocoșu, sunt datorate unor efilări a depozitelor cuaternare și sarmațiene, sărace în ape freatiche ;

Minimile de rezistivitate, pentru aceleasi dispozitive, sunt cauzate de zonele cu un conținut de apă ridicat.

Din analiza celor două hărți rezultă o răspândire aproape continuă a stratului acvifer freatic. Valorile foarte scăzute ale rezistivității aparente ( $\rho_a < 10 \Omega$  m) se explică printr-o îmbogățire în ape a acestui strat, provenită din infiltrarea în el a apelor de adâncime (arteziene), cantonate în depozitele barremiene și jurasice.

Maximile de rezistivitate (zonele hașurate), evidențiate în hărțile cu lungimi ale liniilor de emisie  $AB=300$  m ;  $1000$  m și  $2000$  m, reprezintă efectul de compactizare al calcarelor barremiene și jurasice.

Anomaliiile de minim rezistivimetric din aceste hărți corespund unor zone de maximă fisurare (carstificare) a rocilor prin care circulă ape cu debite foarte mari.

Compararea hărților gravimetrice (S. c. Stoeneșcu, 1952 ; R. Botезату și D. Popovici, 1954) cu cele de rezistivitate (pl. IV, V și VI), permit stabilirea unei corelații perfecte între anomaliiile de maxim gravimetric și rezistivimetric. Aceasta conduce la situarea principalelor cauze care au generat anomaliiile respective în cuvertura sedimentară, atribuindu-le unor compactizări locale ale depozitelor cretacice și jurasice.

Astfel, anomalia de maxim rezistivimetric de la SE de Cocoșu, caracterizată prin cele mai mari valori ale rezistivității aparente din perimetru cercetat, se reflectă în harta derivatei a doua a cîmpului gravitației  $\Delta g_{zz}$  (R. Botезату și D. Popovici, 1954) printr-o anomalie de maxim, de același ordin de mărime cu anomalia  $\Delta g_{zz}$  din zona Palazu Mare. Întrucît fundamental este mai adânc la Cocoșu ( $\approx 950$  m) față de Palazu Mare ( $\approx 550$  m), apare evidentă influența calcarelor jurasice și barremiene, compacte, asupra intensității acestora, explicînd totodată și corespondența existentă între ele și cele electrice.



Decalajul spre W cu cca 800 m a anomaliei de maxim gravimetric de la Palazu Mare, în raport cu cea magnetică, trebuie atribuită tot unui fenomen de compactizare a rocilor sedimentare. Interpretarea este confirmată de măsurările electrice care au pus în evidență un maxim de rezistivitate în zona anomaliei gravimetrice, cu o intensitate mai mică în harta de rezistivități  $AB = 2000$  m, din cauza influenței apelor mineralizate din Cristalin.

O bună corelare se observă și între axul de minim gravimetric orientat NW—SE și zona de minim rezistivometric. Anomaliiile sunt cauzate de o faliie de-a lungul căreia carstificarea depozitelor sedimentare jura-sice a fost amplificată.

Prezența în Cristalinul de la Palazu Mare a unor ape puternic mineralizate ( $\text{NaCl}$ ), provenind din infiltrarea în adâncime a apelor de mare, a ridicat problema delimitării zonei de influență a acestora. Aria lor de răspândire, stabilită pe baza tipului de curbe S.E.V. din grupa a treia, întinute numai în această zonă, este conturată de izoohma de  $40 \Omega \text{ m}$ , trasată pe hărțile de rezistivități construite la nivelele  $AB = 1000$  m și  $AB = 2000$  m.

În zona Palazu Mare au mai fost executate un număr de 21 sondaje electrice verticale circulare (S.E.V.C.).

Diagramele circulare indică în general o direcție SW—NE de curgere a apelor de adâncime (fig. 3 b), venind astfel în sprijinul ipotezei originii

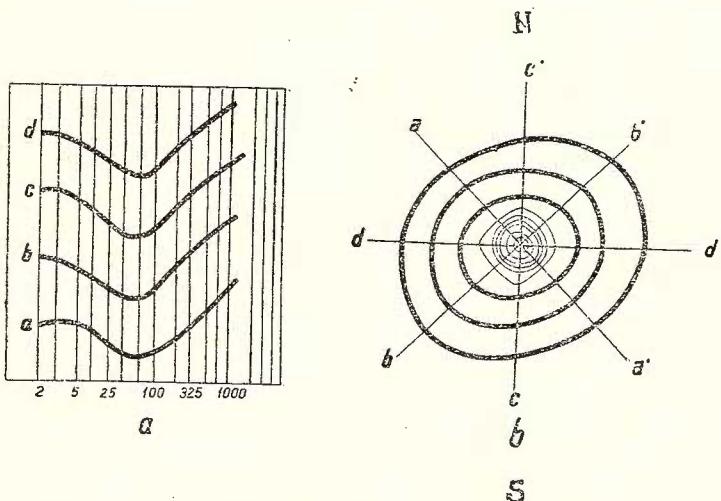


Fig. 3. — Sondaj electric vertical circular în zona Palazu Mare  
a) curbe S.E.V.; b) diagrame circulare.

Sondage électrique vertical circulaire de la zone de Palazu Mare  
a) courbes S.E.V., b) diagramme circulaire.

lor balcanice. Rezultatele, dată fiind suprafața mică cartată geoelectric, ca și regimul carstic de circulație al apelor, nu sunt suficient de concluzionante. Pentru elucidarea problemei, lucrările prin metoda S.E.V.C. ar trebui extinse spre SW.

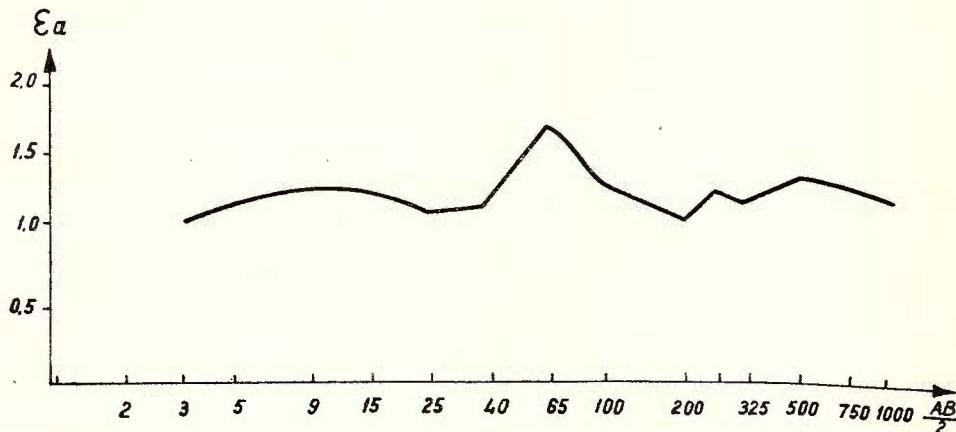


Fig. 4

Fig. 4. — Diagrama anizotropiei aparente a rocilor —  $\epsilon_a$  (S.E.V.C. — zona Palazu Mare).  
Diagramme de l'anisotropie apparente des roches  $\epsilon_a$  (S.E.V.C. — zone de Palazu Mare).

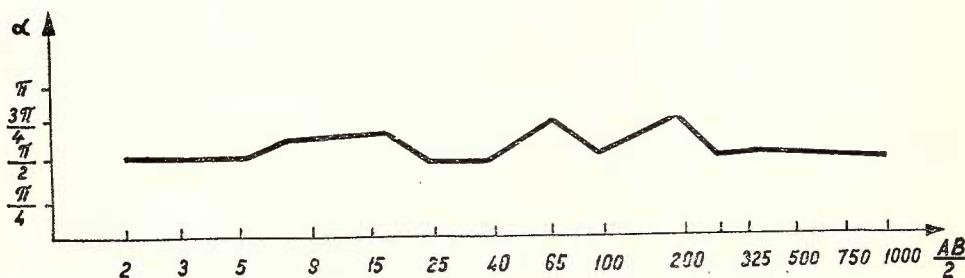


Fig. 5

Fig. 5. — Diagrama variației azimutale a axei mari a elipselor  $\alpha$ —(S.E.V.C. — zona Palazu Mare).  
Diagramme de la variation azimutale du grand axe des ellipses —  $\alpha$  (S.E.V.C. — zone de Pałazu Mare).

Diagramale de anizotropie aparentă  $\epsilon_a$  și de variație azimutală a axelor mari ale elipselor  $\alpha$  (fig. 4, 5), confirmă încă odată carstificarea accentuată a depozitelor sedimentare cretacice și jurasice între adâncimile de 40—350 m.

#### IV. Concluzii

Cercetările geoelectrice din zona Palazu Mare—Cocoșu au pus în evidență existența a trei categorii de ape, confirmind și completind totodată cunoștințele hidrogeologice anterioare:

freatice, cantonate în depozitele cuaternare, sarmațiene și senoniene;

de adîncime, cu mineralizație normală situate în rețeaua carstică a calcarelor barremiene și jurasice;

mineralizate, localizate în șisturile cristaline mezozonale.

Lucrările executate au permis cartarea la diverse nivele a unor zone de compactizare a cuverturii sedimentare, contribuind astfel la o interpretare mai complexă și mai judicioasă a anomaliei gravimetrice. Realizarea unor modelări teoretice, gravimetrice și geoelectrice, vor aduce contribuții noi în sprijinul acestei interpretări.

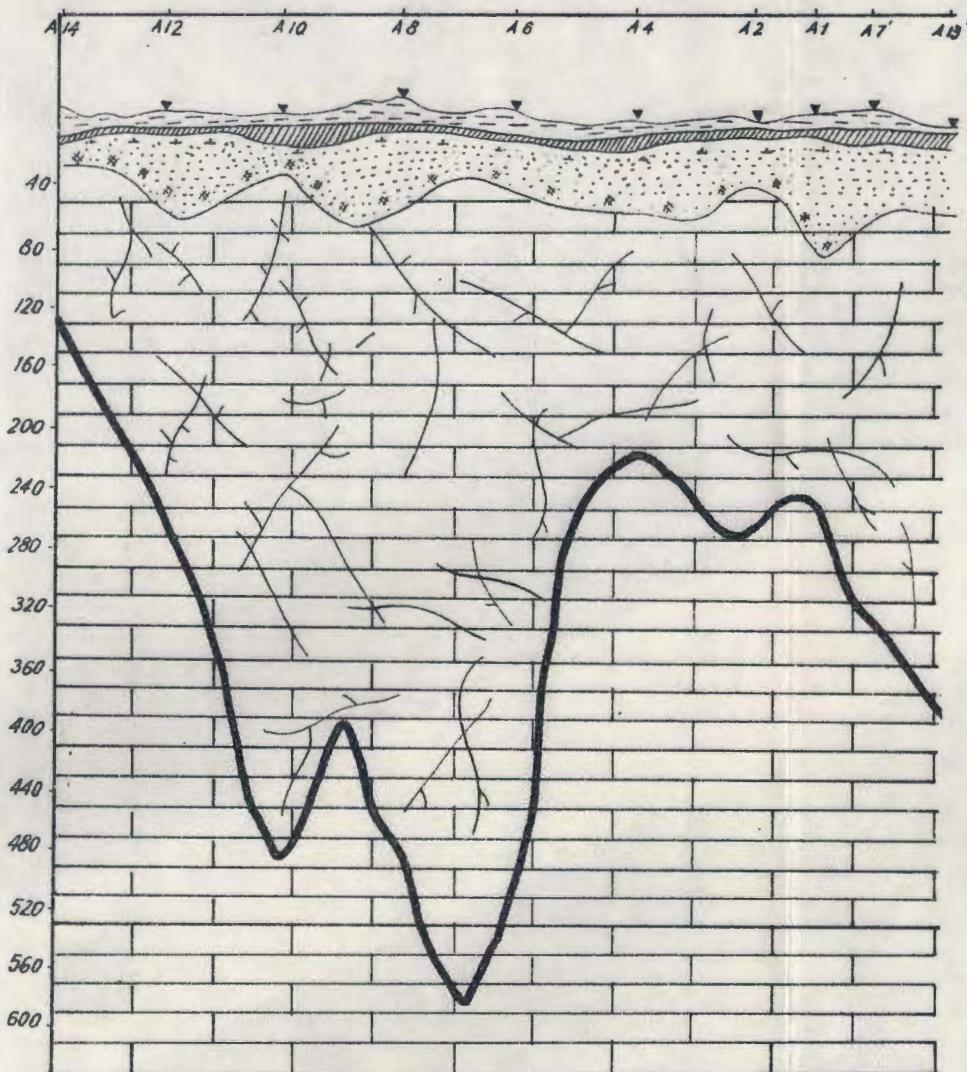
Din cercetările efectuate rezultă că zăcământul de fier de la Palazu Mare este situat într-o zonă de maximă carstificare, bogată în ape subterane, care ridică probleme extrem de dificile privind viitoarea lui exploatare.

#### BIBLIOGRAFIE

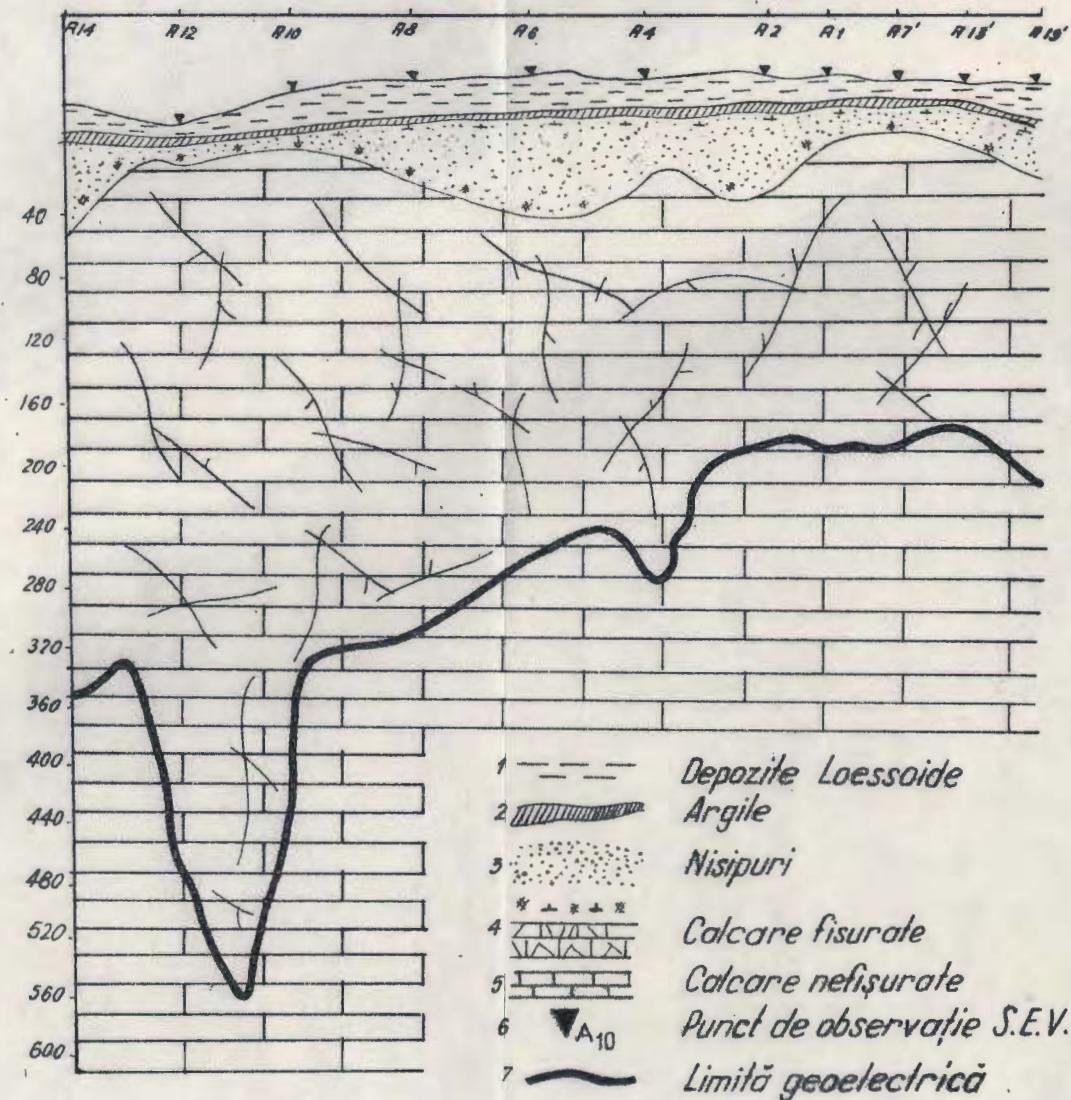
- Cădere R., Simionescu N. (1963). Concluzii preliminare privind hidrogeologia lacului Siut Ghiol. *Studii de Hidrogeologie C.S.A. și I.S.C.H.* 1. București.
- Chiriac M. (1960). Notă asupra depozitelor sarmațiene din Dobrogea, *Com. Acad. R.P.R.* X, 7. București.
- Drăgănescu I. (1961). Cercetarea condițiilor hidrogeologice ale zăcămintelor de minereuri de fier de tip Palazu Mare. *Rev. Minelor*, XII, 8. București.
- Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. al V-lea, Ghidul excursiilor D-Dobrogea*. București.
- Ștefănescu S., Airinei Șt., Botezatu R., Ionescu Fl., Popovici D., Stoenescu Sc. (1961). Prospecțiuni geofizice pentru fier îngă Constanța. *Acad. R.P.R. Probleme de Geofizică*, I. București.
- Vasilescu G., Vamvu V., Frugină Elena (1964). Considerații hidrogeologice asupra zăcămintului de minereuri de fier din zona Palazu Mare. *D.S.Com. Geol.* XLIX, 2 (1961—1962). București.



# SECȚIUNI GEOELECTRICE



a



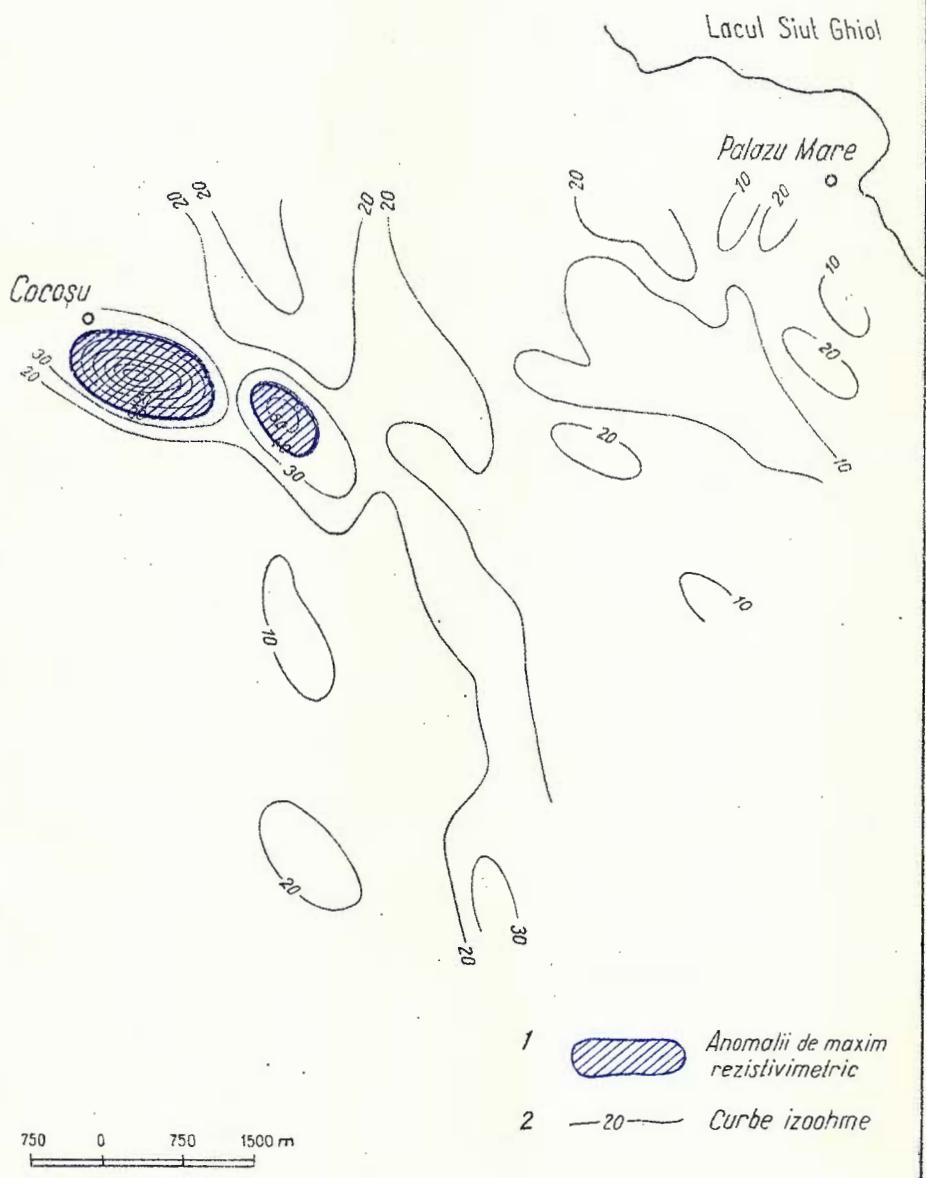
b

- 1 - - - Depozite Loessoide
- 2 - - - Argile
- 3 - - - Nisipuri
- 4 \* \* \* \* \* Calcare fisurate
- 5 - - - Calcare nefisurate
- 6 ▼ A<sub>10</sub> Punct de observație S.E.V.
- 7 - - - Limită geoelectrică

PLANŞA II

HARTA DE REZISTIVITĂȚI  
PALAZU MARE - COCOȘU

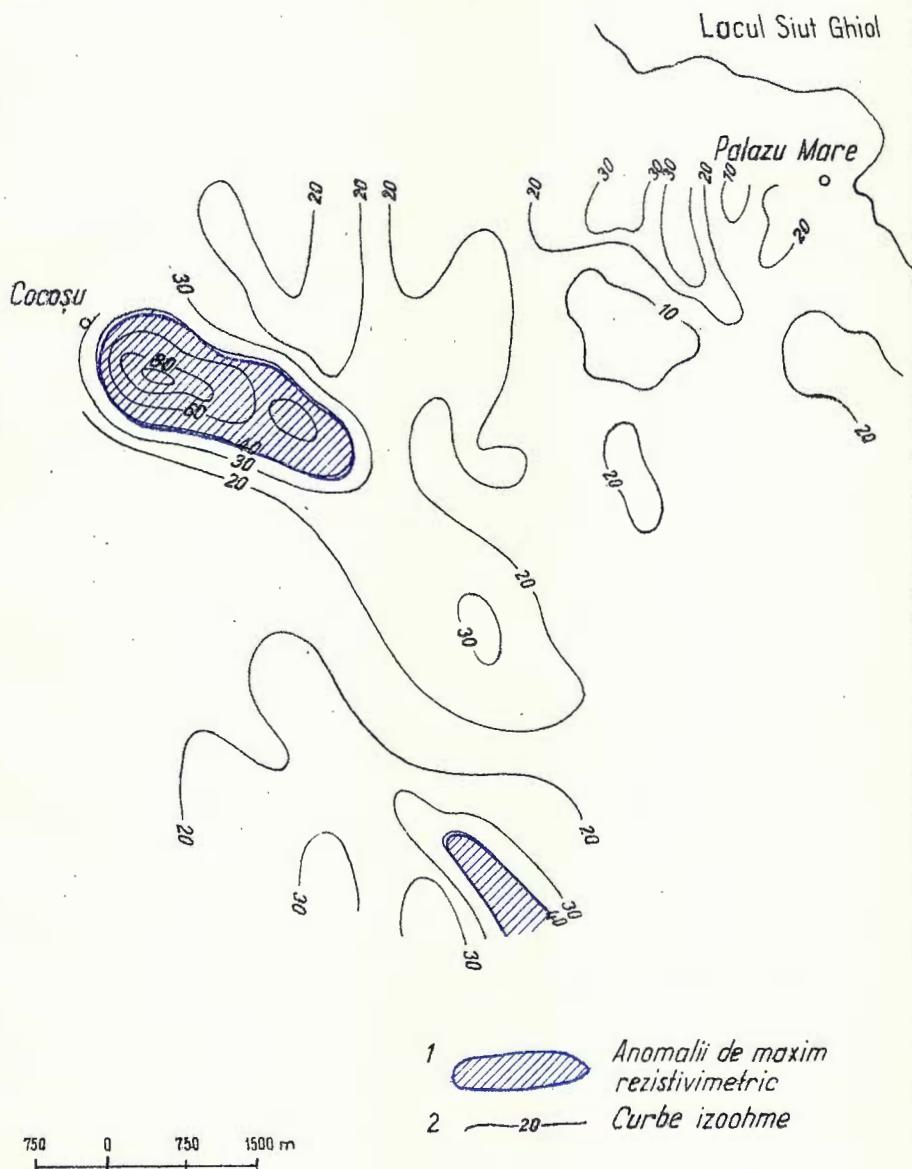
AB=80m.



PLANSA III

HARTA DE REZISTIVITĂȚI  
PALAZU MARE-COCOSU

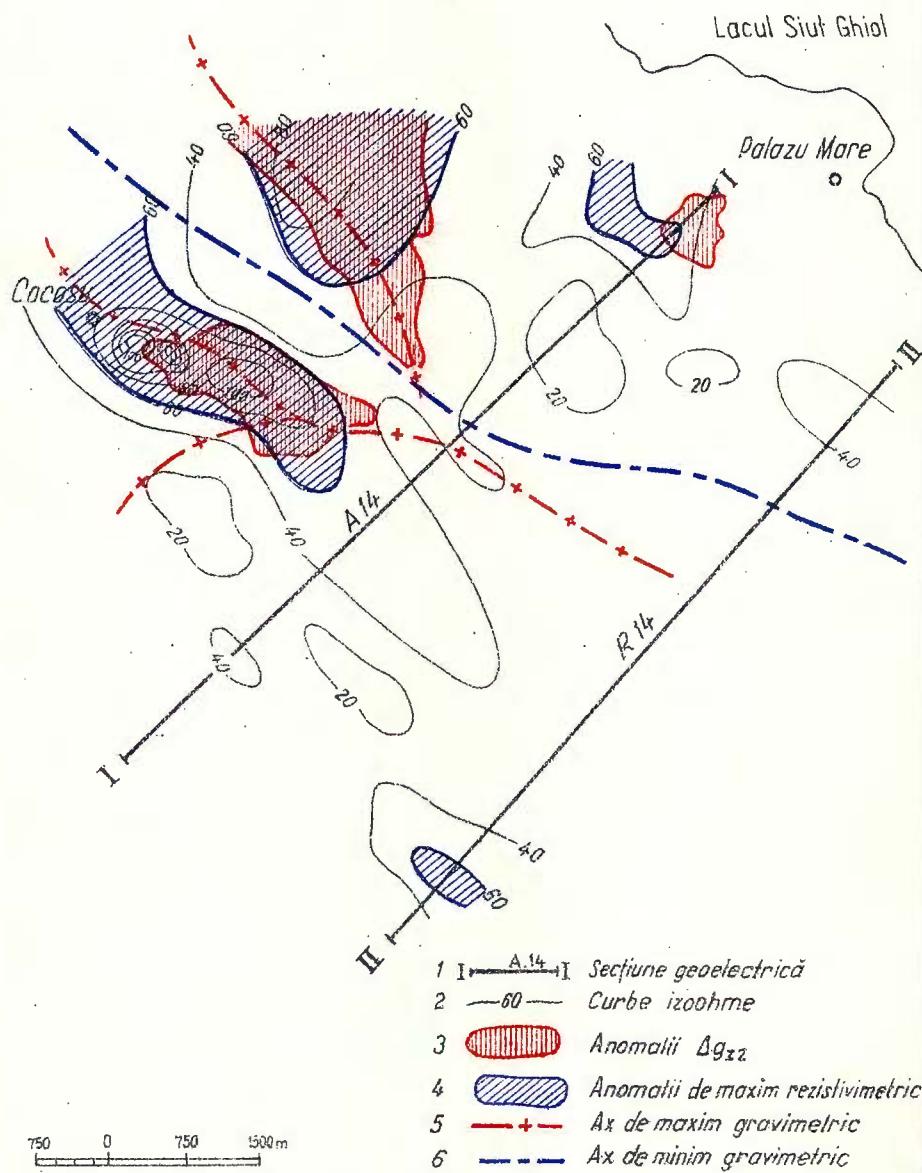
AB=130 m.



PLANSA IV

# HARTA DE REZISTIVITĂȚI PALAZU MARE-COCOȘU

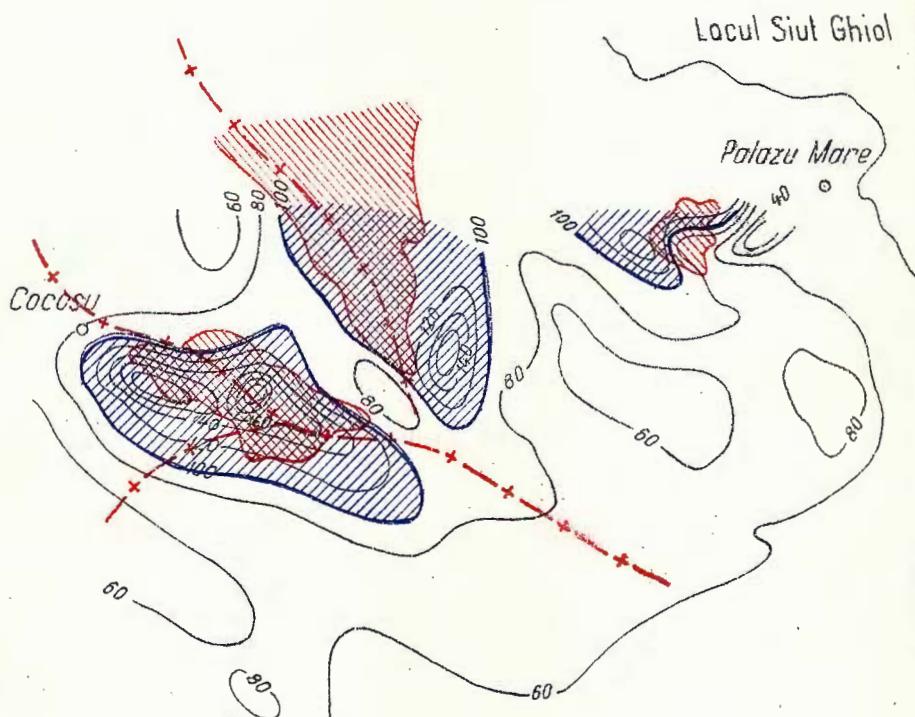
AB = 300m.



PLANŞA V

HARTA DE REZISTIVITĂȚI  
PALAZU MARE-COCOȘU

AB=1000 m.



- 1 — Curbe izoahme
- 2 — Anomalii  $\Delta g_{zz}$
- 3 — Anomalii de maxim rezistivometric
- 4 — + — Ax de maxim gravimetric
- 5 — - — Ax de minim gravimetric

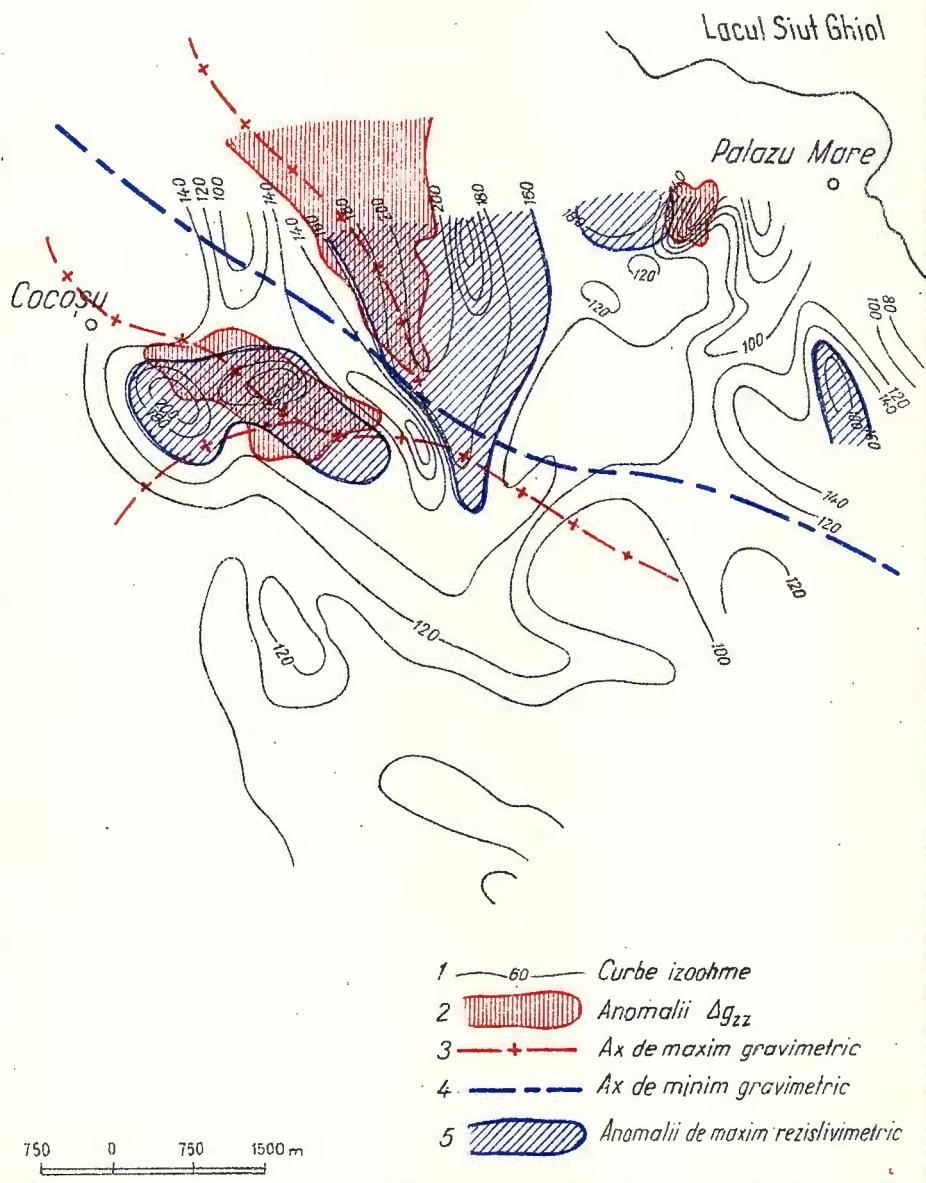
750 0 750 1500 m



PLANSA VI

## HARTA DE REZISTIVITĂȚI PALAZU MARE-COCOSU

AB = 2000 m.



## CONTRIBUTIONS GÉOÉLECTRIQUES À LA CONNAISSANCE HYDROGÉOLOGIQUE DE LA ZONE DE PALAZU MARE—COCOȘU

PAR

V. VÎJDEA, [P. GRECU] S. NICOLAU

(Résumé)

Cette étude présente les recherches entreprises par les auteurs dans la région de Dobrogea pour étudier l'hydrographie du karst — détermination de l'extension et des directions préférentielles d'écoulement des eaux sous-terraines — et pour délimiter les formes karstiques ensevelies dans la zone Palazu Mare-Cocoșu.

Pour la solution de ces problèmes on a usé d'un complexe de méthodes géoélectriques (résistivimétriques — profils et sondages) en courant continu.

Les méthodes géoélectriques — expéditives, économiques et efficaces — sont imposées en ce qui concerne la possibilité de séparer les roches à contenus différents en eaux.

Les recherches exécutées dans la zone de Palazu Mare-Cocoșu ont mis en évidence l'existence de trois catégories d'eaux sous-terraines :

phréatiques, cantonnées dans les dépôts quaternaires (loessoïdes et limoneux), sarmatiennes (sables quartzeux) et sénoniennes (sables grossiers et craies fissurées) ;

de profondeur, à minéralisation normale, situées dans le réseau karstique de calcaires barrémiens et jurassiques ;

minéralisées ( $\text{NaCl}$ ), localisées dans les schistes cristallins mésozonaux.

L'étude contribue considérablement à résoudre le problème de la localisation des principales causes de certaines anomalies de maximum gravimétrique en démontrant qu'elles sont dues à des effets locaux, engendrés par des calcaires jurassiques et crétacés compacts, qui contrastent avec les calcaires de même âge environnants qui sont fortement karstifiés et à grandes concentrations d'eaux.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

#### Sections géoélectriques.

1, dépôts loessoides; 2, argiles; 3, sables; 4, calcaires fissurés; 5, calcaires non fissurés; 6, point d'observation S.E.V.; 7, limite géoélectrique.

### Planche II

Carte des résistivités de Palazu Mare — Cocoșu AB = 80 m.

1, anomalies de maximum résistivimétrique, 2, courbes isoohmnes.

### Planche III

Carte des résistivités de Palazu Mare — Cocoșu AB = 130 m.

1, anomalies de maximum résistivimétrique; 2, courbes isoohmnes.

### Planche IV

Carte des résistivités de Palazu Mare — Cocoșu AB = 300 m.

1, section géoélectrique; 2, courbes isoohmnes; 3, anomalies  $\Delta g_{zz}$ ; 4, anomalies de maximum résistivimétrique; 5, axe de maximum gravimétrique; 6, axe de minimum gravimétrique.

### Planche V

Carte des résistivités de Palazu Mare — Cocoșu AB = 1000 m.

1, courbes isoohmnes; 2, anomalies  $\Delta g_{zz}$ ; 3, anomalies de maximum résistivimétrique; 4, axe de maximum gravimétrique; 5, axe de minimum gravimétrique.

### Planche VI

Carte des résistivités de Palazu Mare — Cocoșu AB = 2000 m.

1, courbes isoohmnes; 2, anomalies  $\Delta g_{zz}$ ; 3, axe de maximum gravimétrique; 4, axe de minimum gravimétrique; 5, anomalies de maximum résistivimétrique;



SEMNIFFICAȚIA BLENDEI CA TERMOMETRU GEOLOGIC  
ÎN GEOCHIMIA PROCESULUI HIDROTERMAL<sup>1)</sup>

DE

M. BORCOȘ, V. IOSOF<sup>2)</sup>

**Abstract**

Sphalerite as Geological Thermometer in the Geochemistry of the Hydrothermal Process. The efficiency of the data, furnished by sphalerite used as a geological thermometer, is comparatively studied by the authors in connection with the results obtained by various methods of investigation, and in the light of the present stage of researches. In most cases, the temperature data deduced from iron contents, from the variation rate of some representative minor elements (Mn, Cd, In, Ge, Ga Te, Co) or from the study of the investigated liquid inclusions in sphalerite crystals, do not agree. The temperature differences recorded assume positive and negative values up to 300°C. In the temperature determinations obtained from the solubilization of SFe in SZn in G. Kullerud's system, in spite of some improvement, a too important coefficient of probability intervenes, that limits the validity of the results. The minor elements enclosed in SZn have only accidentally an orientative significance with a strong local character regarding the forming temperature of the mineral in which these ones are enclosed. The results obtained on the basis of the liquid inclusion study are the most conclusive; they are based on the thermodynamical equilibrium laws in various conditions of V.P.T., being specific for a method efficient and checked on the deposits occurring in different mineralization stages.

Etapa actuală a aplicațiilor geotermometrice în domeniul geoșimiei manifestațiunilor hidrotermale cunoaște cele mai importante realizări. Diferitele încercări efectuate, soluțiile propuse, tratarea variată a problemelor cu mijloace deosebite de investigație, cît și valorile rezultatelor obținute dau însă naștere—în majoritatea cazurilor—la discuții contradictorii. Un asemenea exemplu îl constituie, prin excepțională, și utilizarea blen-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 28 Aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, șos. Kiseleff Nr. 55, București.



dei ca termometru geologic. În general, rezultatele obținute în acest sens cu ajutorul cristalelor de blendă, deduse din variația conținutului de Fe sau al unor elemente minore principale, nu concordă cu rezultatele obținute din studiul incluziunilor fluide primare. Este de la sine înțeles că într-o asemenea situație cercetătorii sănătății obligați ca, în creditarea celui mai bun mijloc de investigație în vederea caracterizării condițiilor de formare ale zăcămintelor hidrotermale, să analizeze înainte de toate în mod comparativ aceste date; ținând seama tot timpul de complexitatea fizico-chimică a fenomenelor care au loc în procesul de mineralizare. Cu acest scop, în cadrul unei asemenea analize, prezentăm, cîteva date noi cu privire la temperaturile de formare ale unor cristale de blendă care aparțin la diferite faze genetice, caracteristice grupului de zăcăminte hidrotermale.

### **Considerații generale privind conținutul de SFe în blendă și temperatura sa de formare : problema echilibrelor — alți factori determinanți**

Sîntem obișnuiți să vedem că în cele mai multe lucrări de acest gen autorii au folosit pentru precizarea temperaturii de formare a blendei criteriu conținutului de Fe. Această metodă se sprijină pe rezultatele experimentale obținute de G. Kullerud (cit. de Ingerson Earl, 1955); ea se referă la gradul de solubilizare a Fe în sistemul FeS—ZnS în funcție de condițiile de temperatură și presiune existente. G. Kullerud susține că saturarea blendei în Fe, în condiții de exces depinde aproape în exclusivitate de temperatură. S-a considerat de asemenea că acest exces de Fe se realizează doar în timpul concreșterii cristalelor de blendă și pirotină, fază care asigură din punct de vedere al concentrației înglobarea acestuia pînă la limita maximă. În această accepțiune, curba de solubilizare a sulfurii de fier în ZnS practic neinfluențată decît de temperatură, a servit drept etalon după care s-au dedus temperaturile de formare. Din cele arătate pînă aici, fără alte amănunte, ar trebui să înțelegem că în aceste condiții în toate cazurile blendele închise la culoare (cu mult fier) s-au format la temperaturi mai ridicate decît varietățile deschise (sărace în Fe).

Contrar acestor vederi, rezultatele determinărilor de temperatură publicate pînă în prezent, obținute în acest mod, și raportate diagramei cu curba de solubilizare a SFe în SZn, dintre care o parte pot fi comparate cu datele temperaturilor determinate în studiul incluziunilor lichide, prezintă o serie de neconcordanțe. O parte din aceste rezultate sunt menționate în special în tabelul 1 și tabelele 2 și 3.



TABELUL 1

*Temperaturile de formare ale unor cristale de blendă în echilibru cu pirotina.*

| Localizare                               | SFe mol. % | Temp. de for-               |                                                | Diferență °C | Temp. de formare °C de- | Diferență °C | Observații          |
|------------------------------------------|------------|-----------------------------|------------------------------------------------|--------------|-------------------------|--------------|---------------------|
|                                          |            | dedusă din sistem SFe – SZn | din datele autorilor recalculată fără corecții |              | din incluzuni           |              |                     |
| România Tibleș <sup>1)</sup>             | 6,25       | 285                         | 200                                            | + 85         | —                       | —            | Zăc. de temp. medie |
| " Baia Sprie <sup>2)</sup>               | 4,16       | 200                         | 170                                            | + 30         | —                       | —            | "                   |
| " " "                                    | 4,60       | 225                         | 180                                            | + 45         | 263                     | + 83         | "                   |
| " " "                                    | 5,10       | 250                         | 185                                            | + 65         | 285                     | +100         | "                   |
| " " "                                    | 6,58       | 328                         | 190                                            | +138         | 310                     | +120         | "                   |
| USA Idaho <sup>3)</sup>                  | 7,0        | 318                         | 200                                            | -118         | —                       | —            | "                   |
| " "                                      | 5,0        | 260                         | 150                                            | -110         | —                       | —            | "                   |
| România Toroiaga <sup>4)</sup>           | 21,3       | 280–300                     | 580                                            | +300 ; +280  | 400                     | -180         | Temp. medie-        |
| " "                                      | 20,9       | 280–300                     | 560                                            | +300 ; +260  | 400                     | -160         | înaltă              |
| " "                                      | 19,5       | 280–300                     | 500                                            | +220 ; +200  | 400                     | -100         | "                   |
| " "                                      | 19,0       | 280–300                     | 500                                            | +220 ; +200  | 400                     | -100         | "                   |
| U.R.S.S.Caucaz, <sup>5)</sup><br>Sadonsk | 23,5       | 400                         | 600                                            | +200         | 170                     | -430         | "                   |
| "                                        | 2,6        | 60                          | 200                                            | +140         | 110                     | - 90         | "                   |
| U.R.S.S. Acatuev <sup>6)</sup>           | 14,30      | 450                         | 390                                            | + 60         | —                       | —            | Temp. înaltă        |
| " "                                      | 13,20      | 430                         | 350                                            | + 80         | —                       | —            | "                   |
| " "                                      | 18,40      | 540                         | 480                                            | + 60         | —                       | —            | "                   |
| MEXIC Naica <sup>7)</sup>                | 18,5       | 565                         | 460                                            | -105         | —                       | —            | "                   |

<sup>1)</sup> Victoria Știopol, 1961.

<sup>2)</sup> V. Manilici, D. Giușcă, Victoria Știopol, 1965.

<sup>3)</sup> cit. de Victoria Știopol, 1961.

<sup>4)</sup> Livia Steclaci, 1962.

<sup>5)</sup> R. O. Radkevitch, A. P. Klinstova L. L. Kotelnikova 1963.

<sup>6)</sup> I. P. Troșin L. V. Kusakina, 1964.

<sup>7)</sup> F. J. Sawkins, 1964.



Din datele prezentate în tabelul 1 se poate observa că în general pentru unele zăcăminte formate în condiții asemănătoare valurile temperaturilor de formare se deosebesc esențial. Diferențele temperaturilor de formare ale cristalelor de blendă care provin din datele determinate de cercetători și temperaturile de formare care reies din diagrama FeS – Szn prezintă atât valori pozitive cât și negative. Diferențele pozitive indică în general o solubilizare mai mare a sulfurii de fier în sulfura de zinc decât cea admisă, ating valori de pînă la  $300^{\circ}\text{C}$ , iar cele negative, care reprezintă un grad mai limitat de solubilizare, prezintă valori în medie de  $100^{\circ}\text{C}$ . Referindu-ne exclusiv la datele din acest tabel, din valorile maxime și minime se poate admite un domeniu foarte larg de variație al acestor diferențe de temperatură, care în general reprezintă influența unui sumum de factori fizico-chimici dintre care n-a fost luată în considerare decât presiunea, care aşa după cum admit majoritatea cercetătorilor are un rol subsidiar. De altfel, după cum se poate observa în acest tabel, și mai cu seamă în tabelul 3, cu rezultatele determinărilor temperaturii de formare din studiul incluziunilor lichide efectuate pe aceleași probe, cât și diferențele temperaturilor de formare dintre cele obținute pe această cale și cele deduse din diagrama SFe – ZnS, presupun aceeași explicație. Diferențele pozitive ale temperaturilor variază între  $+2$  și  $+300^{\circ}\text{C}$ , iar cele negative între  $-60$  și  $-300^{\circ}\text{C}$ . Se poate conchide că limita maximă și minimă de solubilizare a SFe în Szn oscilează mult în raport cu aspectul figurat în diagrama lui G. Kullerud.

Nepotrivirile constatate între temperaturile de formare determinate se datorează pe de-o parte faptului că nu totdeauna au fost analizate și comparate între ele blende formate în condiții similare de echilibru cu sulfura de Fe, și pe de altă parte, faptului că în condițiile naturale linia de solubilizare a SFe în Szn este sensibil afectată și de alți factori fizico-chimici; dintre acești factori o parte sunt doar discutați iar altă parte chiar exprimați, în cele mai recente studii în valori de corecție, care trebuie aplicate ca amendamente valorilor de temperatură obținute după curba de solubilizare a SFe – Szn.

Înainte de a ne referi însă la aceste aspecte, prin intermediul datelor de care dispunem, se impune să facem cu totul sumar unele considerații asupra particularităților geo chimice și a condițiilor termodinamice proprii soluțiilor hidrotermale, care condiționează în mod direct excesul SFe în soluție și capacitatea de înmagazinare a Fe în rețeaua cristalelor de blendă. Din numeroasele cercetări efectuate, se poate conchide că, în general, chimismul soluțiilor hidrotermale este controlat de participarea masivă a sul-



fului și fierului, în comparație cu celelalte elemente: zinc, cupru, plumb, arsen, stibiu, aur, argint, mercur etc. De asemenea, din studiul celor mai frecvente parageneze minerale și al condițiilor de formare, se poate admite că soluțiile au fost tot timpul saturate în SFe, cu toate că este cunoscut, dar încă nedeterminat, gradul redus de solubilizare al acesteia în apă în diferite condiții termodinamice. Consumarea sulfului și fierului în procesul de mineralizare decurge în limitele raporturilor stoichiometrice care reclamă anumite cantități de sulf și fier în condiții de temperatură și presiune date pentru formarea diferitelor sulfuri de fier ca pirlita, pirotina, marcasita. Consumarea sulfului și fierului în formarea acestor sulfuri, dominant dezvoltată în corporile de minereu, poate fi frânată sau dereglată de atingerea succesivă în cele mai multe cazuri cu fenomene de recurență a celorlalte puncte de cristalizare a ionilor din soluția apoasă, care antrenează o cantitate variabilă de fier și sulf în formarea celorlalte sulfuri principale ca mispichelul, calcopirita, blenda, galena etc. Pe de altă parte, procesul de mineralizare poate fi modificat și prin schimbarea caracterului soluției de la o soluție saturată la una nesaturată în sulf și fier.

Una din contradicțiile de bază ale sistemului experimental realizat de G. Kullerud se referă la faptul că procesul de solubilizare a SFe în SZn nu are loc în prezența apei, asemănător condițiilor naturale în care evoluează activitatea hidrotermală. Se cunoaște și a fost arătat rolul apei în linia de solubilizare a sulfurii de fier în blendă, capabilă să acumuleze conținuturi ridicate de fier și în condiții de joasă temperatură (F. I. Wolfson, 1962). În acest mod, solubilizarea SFe în SZn, în mediu apăs, crește, de asemenea, crește și cantitatea de fier în rețeaua blendei, ceea ce implică acceptarea în ideea lui G. Kullerud a unei temperaturi mai ridicate. Așa după cum s-a menționat, contrar, fenomenul poate avea loc și la temperaturi joase. Observații în acest sens au fost făcute și de V. Fryklund (1956) care menționează că fenomenul trebuie privit în condiții asemănătoare celor care s-au petrecut în natură și de unde sistemul SFe—SZn trebuie să fie analizat în mediul apăs într-un sistem ternar SFe—SZn—H<sub>2</sub>O. A. Kudenko (1964) menționează de asemenea rolul H<sub>2</sub>O în sistemul FeS—ZnS în prezența hidrogenului sulfurat și a bioxidului de carbon care, la rîndul lor, pot avea efecte dominante în acest sens. Prezența lui în soluție în timpul cristalizării blendei poate avea influențe mari în linia de solubilizare a fierului în SZn. Studiul soluției în mediul saturat în H<sub>2</sub>S arată că punctul critic pentru SZn se găsește în domeniul temperaturii de 300°C. Pe de altă parte, A. G. Beteh tin (cit. de F. I. Wolfson, 1962) arată că odată cu formarea sulfurilor de origine hidrotermală SH<sub>2</sub> nu participă sub

forma lui de gaz, ci prin produsele sale de disociere electrolitică, în special prin anionul  $S^{2-}$  și  $(S_2)^{2-}$ . Anionul de  $S^{2-}$  poate să apară din momentul formării soluției apoase și să determine în principal formarea sulfurilor din zăcăminte cu temperaturi mijlocii și scăzute.

În general, prezența bioxidului de carbon în toate stadiile soluțiilor hidrotermale provoacă o scădere a temperaturilor. În aceste condiții, anionul  $CO_3^{2-}$  este mult mai puternic în comparație cu anionii de  $SiO_4^{2-}$  și  $BO_3^{3-}$ . În aceste condiții de temperatură scăzută are loc migrarea metalelor bivalente, și uneori a elementelor petrogene, sub formă bicarbonatată, condiții care pot determina modificarea echilibrelor, ceea ce conduce la o creștere a excesului de fier în soluție. În asemenea condiții se pot forma blende de temperatură joasă cu conținut mai ridicat de fier. Un rol hotărâtor în modificarea acestor echilibre îl au variațiile de pH și de potențial redox care în mod frecvent se pot schimba în procesul de mineralizare.

Un alt dezavantaj al acestei metode îl reprezintă lipsa unor criterii care să demonstreze și să garanteze condițiile de echilibru ale blendei cu SFe, precum și lipsa posibilității de a aprecia cât de extinse au fost aceste echilibre. Conform rezultatelor obținute în unele lucrări efectuate (A. W. Rose, 1961) nu putem fi convinși de faptul că parageneza pirotină-blendă reprezintă totdeauna o condiție de echilibru. Această paragenează se arată că este în echilibru numai dacă cele 2 minerale componente s-au depus simultan. Dacă s-au depus în secvențe deosebite în același soluție, echilibrul a putut fi realizat numai dacă în prima secvență s-a depus pirotina, iar în următoarea — blenda, fiind îndeplinite următoarele condiții: a) transferul fierului să fi avut loc prin difuzie din pirotină în blendă sau invers, b) prin solubilizarea parțială a pirotinei în timpul cristalizării blendei, dând naștere unei soluții saturate în FeS, sau c) prin saturarea inițială cu SFe a soluției care depune blenda. În situațiile în care pirotina este parțial dizolvată, se admite că soluția hidrotermală nu a fost în echilibru cu pirotina. Sub acest aspect, al incertitudinii, în vederea aprecierii temperaturilor de formare, au fost luate în discuție în general blendele cristalizate în asociatie cu pirotina, determinări care în acest fel cumulează implicit o serie de erori în legătură cu alți parametri pe care-i vom analiza în continuare.

Unii autori, printre care R. Radkevici (1963) consideră că și în lipsa pirotinei, blenda care conține puțin fier (de culoare galbenă sau maron) nu împiedică folosirea fazelor din diagrama FeS—ZnS pentru stabilirea temperaturilor. În acest fel au fost determinate unele temperaturi de formare pentru eleofanul din zăcămîntul Sadonsk (Caucaz). Este de la sine înțeles că aceste date, aşa după cum susțin și autorii, să



contravină cu determinările temperaturilor din studiul incluziunilor lichide (tabel 1). Nu se dău explicații, de către autori, în legătură cu cauzele nepotrivirilor constatate în acest sens.

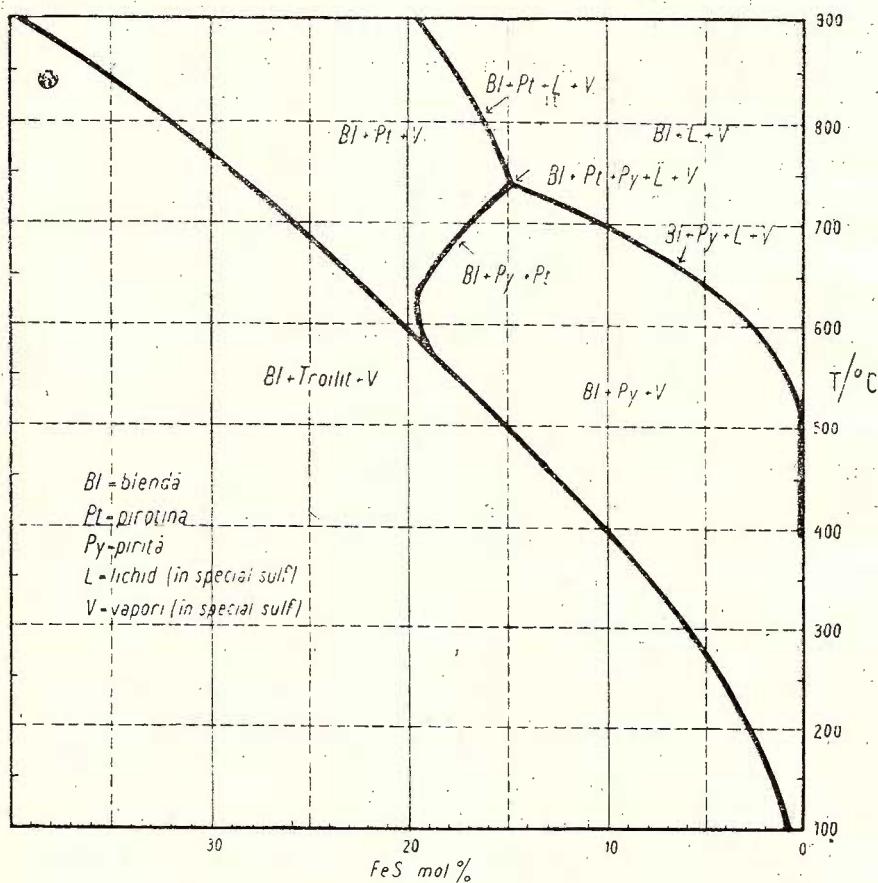
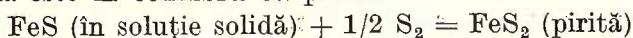
Uneori, sulfurile pot fi redizolvate chiar în soluții de temperaturi nu prea înalte (P. R. Sims, P. B. Barton, 1961) în timpul procesului de mineralizare, ocazionând anumite faze de echilibru sau dezechilibru ale acesteia, față de anumite minerale depuse anterior. Nesaturarea soluției într-un ion oarecare determină menținerea lui în soluție, în timp ce suprasaturarea determină precipitarea mineralului ionului respectiv. Lipsa solubilizării unui mineral depus anterior sugerează că mineralul este aproximativ în echilibru cu soluțiile hidrotermale cu care vine în contact și care depun la rîndul lor un alt mineral. În această situație, cele două minerale care sănătă în contact se consideră că sănătă în echilibru. Astfel P. Sims și P. Barton (1961) demonstrează pentru unele zăcăminte din Central City District că blenda care a cristalizat în filoane care conțin o generație anterioară de pirită depusă din aceeași soluție este în echilibru cu aceasta.

Echilibrul de suprafață este realizat doar la limita între cele două suprafețe ale cristalelor de pirită și blendă și nu poate fi extins și în zonele învecinate. Autorii consideră că în acest fel sănătă realizate condițiile esențiale de echilibru între blendă și pirită, așa-ziselor echilibre de suprafață în sistemul Fe-Zn-S în care blenda în echilibru cu pirita poate fi întrebuită în vederea determinării temperaturii de formare. Cîmpul de stabilitate al acestui echilibru este figurat pe diagrama 1, dedusă din diagrama inițială a fazelor FeS-SZn întocmită de G. Kullerud cu modificările efectuate ulterior de către P. Barton și G. Kullerud.

G. Kullerud a arătat că temperaturile obținute pe blende care se asociază cu pirita interpretate în sistemul FeS-ZnS trebuie admise ca temperaturi minime, la fel ca și cele ale blendelor asociate cu pirotina nesstoichiometrică la 600°C.

Dacă am admite că reușim să apreciem mai mult sau mai puțin condițiile de echilibru ale blendei examineate, mai trebuie să ținem seama în continuare și de efectele activității potențialului chimic de sulf în procesul de mineralizare. Această activitate poate interveni în orice condiție de echilibru în sensul admis de P. Barton și G. Kullerud (1957) (vezi fig. 1) cînd blenda este asociată cu pirita și lipsește pirotina sau în sensul admis de V. Scerbina și K. Iacobovici, cînd printr-o ridicare parțială a activității sulfului se formează pirita în contul fierului din (FeZn)S conform reacției :  $(\text{FeZn})\text{S} + \text{S} \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{ZnS}$ , ceea ce modifică în limite neverificabile limitele amestecurilor izomorfe ZnS + FeS. Un asemenea

efect se constată în activitatea sulfului și în sistemul Fe—Zn—S în care blenda este în echilibru cu pirita.



Compoziția blendei în echilibru cu diferite faze în sistemul Fe—Zn—S, după B. Barton și G. Kullerud

Composition de la blende en équilibre à différentes phases dans le système Fe—Sn—S, d'après B. Barton et G. Kullerud.

Din concluziile cercetătorilor mai sus menționați rezultă că în general la o temperatură constantă în interiorul cîmpului de stabilitate pirită-blenda, o creștere a activității sulfului determină descreșterea procentului de FeS în blendă, ceea ce înseamnă că activitatea sulfului este invers proporțională cu solubilizarea SFe în SZn. Spre deosebire de cîmpul de stabi-

litate blendă-pirită, în cîmpul pirotinei P. Barton și G. Kullerud au determinat că activitatea sulfului are efecte mult mai mici în jurul temperaturii de  $556-600^{\circ}\text{C}$ , ceea ce confirmă încă o dată afirmația anterioară că conținuturile de fier în blendă în echilibru cu pirlita reprezintă temperaturi minime de formare. În acest mod, un exemplu semnificativ îl reprezintă blenda din mina Springdale Central City District care este în echilibru cu pirlita, și care are un conținut de 1,7 mol. fier 7%. Conform diagramei se poate deduce că ea, în funcție de activitatea sulfului, se formează între 145 și  $585^{\circ}\text{C}$ ; incluziunile fluide indică în schimb o temperatură de  $280^{\circ}\text{C}$ . Pentru a evidenția și mai bine aceste aspecte în legătură cu domeniul foarte mare al temperaturilor de formare a blendelor în echilibru cu pirlita, în funcție de activitatea sulfului, cităm unele date reprezentative în acest sens în tabelul 2.

Temperaturile posibile de formare ale cristalelor de blendă în echilibru cu pirlita din zăcămintele hidrotermale menționate în tabelul 2 variază într-un domeniu destul de mare. Dacă pentru un conținut de 3,5 mol. % SFe corespunde un domeniu de  $230-540^{\circ}\text{C}$ , pentru 18,3 mol. % SFe avem un domeniu de la 570 la  $640^{\circ}\text{C}$ . Abia la cca 20 mol. % SFe diferențele dispar, temperatura conform diagramei SFe-SZn este de  $620^{\circ}\text{C}$ .

Se observă de asemenea tendința autorilor ca, acolo unde a fost posibil, să determine temperatura de formare și pe calea studiului incluziunilor și să accepte valorile acestora ca fiind mult mai reale.

În legătură cu fenomenele de difuzie, în mediul solid, caracteristice sulfurilor, V. Scerbina și K. Iacoboviči, (1963) susțin că într-un interval destul de scurt structurile de dezamestec ale acestor soluții dispar, ele transformându-se în aggregate independente de sulfuri, care par să aparțină la diverse faze de formare a mineralelor. Fenomenele de difuzie în blende conduc în general la individualizarea  $\text{FeS}_2$  (pirită), cu aspect independent din blenda inițială saturată în fier. Acest fenomen are loc în stare solidă prin consumarea fierului din blendă pe baza reacției de extragere a fierului (R. Lyon, 1959) ceea ce conduce în mod inevitabil în asemenea situații la modificarea echilibrului blendei cu pirotina, în caz că acesta inițial a fost realizat.

Un alt factor de care depinde conținutul de fier în blende și efectul determinărilor de temperatură, îl reprezintă rezultatul acțiunii soluției solide dintre calcopirită și blendă. S-a aproximat că aproape 10% calcopirită se poate dizolva în ZnS la o temperatură de cca  $600^{\circ}\text{C}$  (cit. de A. W. Rose, 1961).

În general, efectul activității sulfului, al presiunii locale și al temperaturii sănătății în strânsă corelație și este foarte greu ca acestea să se evaluateze



TABELUL 2

*Temperaturile de formare ale unor cristale de blendă în echilibru cu pirita*

| Localizare                             | FeS mol. % | Prez. minimă de pirită °C | Minim de FeS-ZnS °C | Maxim de pirită °C | Maxim de pirită și tenantit °C. | Temp. de formare °C incluzuni | Domeniul temperaturilor de formare °C | Observații                |
|----------------------------------------|------------|---------------------------|---------------------|--------------------|---------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|
| COLORADO<br>Central City <sup>1)</sup> | 3,5        | 230                       | 230                 | 620                | 540                             | —                             | 230—540                               | Zăcăminte de temp. înaltă |
|                                        | 4,5        | 255                       | 255                 | 635                | 600                             | —                             | 255—600                               | "                         |
|                                        | 6,7        | 315                       | 315                 | 660                | 640                             | —                             | 315—640                               | "                         |
|                                        | 7,2        | 325                       | 325                 | 665                | 640                             | 320                           | 320                                   | "                         |
|                                        | 10,9       | 410                       | 410                 | 710                | 640                             | —                             | 410—640                               | "                         |
|                                        | 12,0       | 435                       | 435                 | 720                | 640                             | —                             | 435—640                               | "                         |
|                                        | 15,7       | 510                       | 510                 | 735                | 640                             | —                             | 510—640                               | "                         |
|                                        | 18,3       | 570                       | 560                 | 665                | 640                             | —                             | 570—640                               | "                         |
|                                        | 19,9       | 620                       | 590                 | 620                | 640                             | —                             | 620                                   | "                         |
| CANADA<br>Nigadoo <sup>2)</sup>        | 24,6       | —                         | —                   | 670                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 21,2       | —                         | —                   | 605                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 23,1       | —                         | —                   | 650                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 22,8       | —                         | —                   | 640                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 20,7       | —                         | —                   | —                  | 595*)                           | —                             | —                                     | "                         |
| CANADA<br>Nigadoo <sup>2)</sup>        | 9,8        | —                         | —                   | 335                | —                               | —                             | —                                     | Temp. medie înaltă        |
|                                        | 10,3       | —                         | —                   | 350                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 12,5       | —                         | —                   | 410                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 11,1       | —                         | —                   | 375                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 17,0       | —                         | —                   | —                  | 515*)                           | —                             | —                                     | "                         |
|                                        | 15,6       | —                         | —                   | 490                | —                               | —                             | —                                     | "                         |
| COLORADO<br>Central City <sup>1)</sup> | 0,13       | 100                       | 100                 | 475                | 190                             | 170—230                       | 170—230                               | Temp. medie               |
|                                        | 0,42       | 100                       | 100                 | 525                | 305                             | 270—280                       | 270—305                               | "                         |
|                                        | 3,20       | 210                       | 210                 | 615                | 545                             | —                             | 210—545                               | "                         |
|                                        | 0,18       | 100                       | 100                 | 485                | 220                             | 210                           | 200—300                               | "                         |
|                                        | 0,39       | 100                       | 100                 | 520                | 300                             | 305                           | 300                                   | "                         |
|                                        | 0,77       | 100                       | 100                 | 550                | 370                             | 240                           | 240                                   | "                         |

\*) fără tenantit în prezența pirotinei.

<sup>1)</sup> P. K. Sims, P. B. Barton, 1961<sup>2)</sup> J. Kalliokoski, 1961

separat. Presiunea se consideră că ar fi avut cel mai mic efect. G. Küllerud a calculat o corecție de presiune în medie de 25°C pentru 1000



bari și a demonstrat experimental că ea scade solubilitatea sulfurii de fier în ZnS. Din datele lui A. Edward (1954) se constată același lucru. Conform cercetărilor lui P. Barton și G. Kuller und (1957) și Priestley Tolmin (1960) rezultă că presiunea are un rol și mai mic asupra conținuturilor de fier în blendele care sunt în echilibru cu pirita, pentru o temperatură dată și o anumită activitate de sulf.

Dacă pe lîngă cele menționate pînă aici în legătură cu condițiile de echilibru în care se formează blenda în raport cu pirita sau cu pirotina am face și unele referiri privind rezultatele obținute de P. Barton asupra stabilității asociațiilor FeS, FeS<sub>2</sub>, și ZnS în condiții standard, în coordonate de pH și eH, ar însemna să punem și mai mult la îndoială această latură a problemei, care fundamentează logica deducțiilor necesare în vederea determinării temperaturilor de formare pe baza conținutului de fier în blendă. În asemenea condiții standard, cîmpul de stabilitate zinc-sulf și fier-sulf sunt separate de cîmpul de stabilitate FeS<sub>2</sub>, ceea ce înseamnă că FeS și ZnS nu coexistă.

Relativitatea determinărilor temperaturii de formare efectuate pe această cale, deduse din curba de solubilizare a SFe în SZn, este evidențiată în mod direct de rezultatele diferite obținute în studiul incluziunilor lichide primare centralizate în tabelele 1, 2, 3 și de rezultatele temperaturilor de formare ale pirotinei și blendei asociate paragenetic (în condiții de echilibru) (tabelul 4).

Se poate observa astfel cum rezultatele obținute din temperaturile de omogenizare ale incluziunilor lichide din blendă diferă mult față de cele deduse din diagrama G. Kuller und. În acest fel, este greu de presupus, și tot așa de greu de acceptat, că două zăcăminte în general asemănătoare, de exemplu zăcămîntul Tibleș și zăcămîntul Toroiaga, pe baza conținuturilor de fier, mult diferite, (în medie de cca 4% mol. SFe pentru Tibleș și cca 19% mol. SFe pentru Toroiaga), să fie considerate de cercetători ca formate la aceeași temperatură de 280–300°C. Aceeași observație o putem face în legătură și cu celelalte zăcăminte cercetate din tabelul 3. Dacă ar fi să admitem că temperatura de formare a cristalelor de blendă este în funcție de conținutul de fier, atunci în majoritatea cazurilor ar trebui spre deosebire de cele obținute în studiul incluziunilor lichide — să admitem alte condiții genetice, corespunzătoare unor stadii termodinamice mult inferioare sau mult superioare, decît cele în care s-au format ele în realitate. Același lucru se poate constata și din determinările efectuate pe blende care provin din zăcămîntele districtului Central City Colorado P. R. Sims, P. B. Barton, 1961 (tabel 2) Sadonsk, Caucaz U.R.S.S.; R. O. Radkevitch A. P. Klintsova, L. L. Ko-



TABELUL 3

*Temperaturile de formare ale unor cristale de blendă (cu FeS mol. % determinat), deduse din studiul incluziunilor lichide.*

| Localizare                     | SFe mol. % | Temp. de formare după G. Kullerud °C | Temp. de formare din stud. incluziuni °C | Diferențe °C | Observații          |
|--------------------------------|------------|--------------------------------------|------------------------------------------|--------------|---------------------|
| România Vama <sup>1)</sup>     | 7,5        | 250                                  | 252                                      | + 2          | Zăc. de temp. medie |
| " Jereapă <sup>1)</sup>        | 3,8        | 145                                  | 347                                      | +102         | "                   |
| " Jereapă <sup>1)</sup>        | 2,3        | 100                                  | 270                                      | +170         | "                   |
| " Jereapă <sup>1)</sup>        | 1,3        | 50                                   | 258                                      | +150         | "                   |
| " Capnic <sup>1)</sup>         | 3,5        | 135                                  | 274                                      | +139         | "                   |
| " "                            | 2,9        | 120                                  | 267                                      | +147         | "                   |
| " "                            | 0,1        | 25                                   | 284                                      | +259         | "                   |
| " Bulza <sup>1)</sup>          | 2,2        | 100                                  | 330                                      | +230         | "                   |
| " "                            | 1,3        | 75                                   | 230                                      | +255         | "                   |
| " "                            | 0,1        | 25                                   | 325                                      | +300         | "                   |
| România Porcurea <sup>1)</sup> | 2,5        | 100                                  | 285                                      | +185         | "                   |
| " "                            | 0,05       | 25                                   | 279                                      | +254         | "                   |
| " Birtin <sup>1)</sup>         | 3,8        | 145                                  | 305                                      | +160         | "                   |
| " Draica <sup>1)</sup>         | 0,1        | 25                                   | 283                                      | +258         | "                   |
| U.R.S.S. Vișcovo <sup>2)</sup> | 3,2        | 120                                  | 180                                      | +160         | "                   |
| " Beregovo <sup>2)</sup>       | 1,3        | 80                                   | 145—165                                  | + 65 + 85    | "                   |
| " "                            | 12,2       | 300                                  | 145—195                                  | -155—105     | "                   |
| " Kazakstan <sup>3)</sup>      | 6,9        | 270                                  | 320—350                                  | + 50 + 80    | "                   |
| " "                            | 17,7       | 560                                  | 350—400                                  | -310—160     | "                   |
| " "                            | 20,3       | 620                                  | 350—400                                  | -270—220     | "                   |
| " "                            | 11,8       | 410                                  | 320—350                                  | - 90 — 60    | "                   |
| " "                            | 12,4       | 420                                  | 320—350                                  | -100— 70     | "                   |
| " "                            | 12,0       | 420                                  | 320—350                                  | -100— 70     | "                   |
| " "                            | 15,6       | 500                                  | 350—400                                  | -150—100     | Temp. medie-inaltă  |
| " "                            | 15,0       | 500                                  | 350—400                                  | -150—100     | "                   |
| Mexic Zákatecas                | 7,7        | 325                                  | 350                                      | + 25         | Temp. medie         |
| " "                            | 7,1        | 315                                  | 318                                      | + 3          | "                   |
| " "                            | 3,4        | 225                                  | 307                                      | + 82         | "                   |
| " "                            | 1,0        | 25                                   | 306                                      | +281         | "                   |
| " "                            | 1,7        | 50                                   | 296                                      | +246         | "                   |
| " "                            | 1,0        | 25                                   | 310                                      | +285         | "                   |
| " "                            | 1,0        | 25                                   | 325                                      | +300         | "                   |



telnikova, 1963, (tabel 1) și Zakatecas Mexic, F. J. Sawkins 1964. (tabelul 3).

I. Troșin și S. A. Fonina (1964) ilustrează pe de altă parte valorile diferite ale temperaturilor de formare, specifice cristalelor de blendă și de pirotină asociate, considerate în echilibru și care, conform studiilor anterioare (1964), ar fi trebuit să aibă temperaturi sensibil apropiate. Dar diferențele de temperatură de formare constată variază de la 200 la 350°C. Autorii specifică că o singură coincidență determinată pînă în prezent, întîlnită în zăcămîntul Coeur d'Alène U.S.A. (R. G. Arnold, R. G. Coleman, V. C. Fryklund, 1962) în care pirotina se formează la o temperatură între 370—492°C, iar blenda între 375—400°C, nu verifică valabilitatea metodei G. Kullerud, cu toate modificările aduse. În raport cu conținuturile de fier din blendele unor zăcăminte din Baikal, considerate de temperatură medie, ar fi trebuit ca ele — conform temperaturilor de formare ale cristalelor de blendă — pe baza acestor conținuturi, să fie considerate ca zăcăminte de temperatură înaltă, așa cum se arată în tabelul 4.

Din datele centralizate în tabelele 1, 2, 3, 4, și 9 se observă o repartiție relativă a conținuturilor de fier în blende din diferite stadii de mineralizare; în general conținuturile mici sunt caracteristice blendelor din zăcăminte de temperatură joasă, iar cele mai ridicate în zăcăminte de temperatură intermediară și înaltă. Gradul de variație al conținutului de fier în blendele celor din urmă zăcăminte este mult redus. Totuși, așa după cum se constată din cele arătate, această repartiție uneori evidentă a SFe în ZbS pentru anumite stadii de mineralizare ale unor zăcăminte studiate, nu oferă cel mai sigur mijloc de determinare a temperaturii de formare. Acest lucru nu va fi posibil atît timp cît nu vom reuși să evaluăm cu destulă precizie toți factorii fizico-chimiei, care controlează, uneori în tot așa de mare măsură ca și temperatura, linia de solubilizare a SFe în SZn. De aceea, considerăm că este încă prematur a folosi acest criteriu ca termometru geologic; aceasta reclamă în prealabil o mai bună cunoaștere a condițiilor fizico-chimice în care au avut loc asemenea procese.

+ Valori pozitive — Valori negative

<sup>1)</sup> M. Borcoș. Date nepublicate

<sup>2)</sup> E. R. Lazarenko, E. A. Lazarenko, O. A. Barisnikov, O. A. Malighina, 1963. Temperaturi de formare obținute prin decrepitare

<sup>3)</sup> A. A. Kudenko, V. P. Stetenko 1964. Temperaturi de formare obținute prin decrepitare.



TABELUL 4

| Localizare                         | $\frac{d}{n} (1012)$<br>± 0,001 A° | Temp. de<br>formare<br>pirotină<br>°C | Conținut<br>Fe % în<br>SZn | Temp. de<br>formare<br>blendă<br>°C | Diferențe<br>°C |
|------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------|----------------------------|-------------------------------------|-----------------|
| U.R.S.S. Tarbaldjask <sup>1)</sup> | 2,072                              | 250                                   | 8,7                        | 473                                 | 223             |
| " Vitimosc <sup>1)</sup>           | 2,068                              | 275                                   | —                          | —                                   | —               |
| " "                                | 2,068                              | 275                                   | —                          | —                                   | —               |
| " "                                | 2,067                              | 300                                   | —                          | —                                   | —               |
| " Algacinsc                        | 2,073                              | 250                                   | 6,9                        | 400                                 | 200             |
| " "                                | 2,067                              | 300                                   | —                          | —                                   | —               |
| " "                                | 2,067                              | 300                                   | —                          | —                                   | —               |
| " Akatuev de N                     | 2,065                              | 350                                   | 10,8                       | 555                                 | 205             |
| " central                          | 2,064                              | 375                                   | —                          | —                                   | —               |
| " Zapokrovsk                       | 2,064                              | 375                                   | —                          | —                                   | —               |
| " Hancerangisk                     | 2,064                              | 375                                   | 12,6                       | 500                                 | 225             |
| " "                                | 2,064                              | 375                                   | —                          | —                                   | —               |
| " Savinsk nr. 5                    | 2,063                              | 250—400                               | 13,6                       | 600                                 | 350—200         |
| " "                                | 2,072                              | 250—400                               | 13,6                       | 600                                 | 350—200         |
| USA Cœur d'Alène<br>IDAHO (63)     | ?                                  | 370—492                               | ?                          | 375—460                             | ±               |

<sup>1)</sup> I. P. Trošin, S. G. Afonina, 1964.

### Importanța elementelor minore în determinările temperaturilor de formare

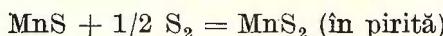
Semnificația principalelor elemente minore (Mn, Cd, In, Ge, Ga, Tl și Co) prezente în blendă, interpretate ca valori independente, în asociație sau în raport cu variația conținutului de fier în SZn, dau curs de asemenea la formulări de păreri diferite, pe baza căror s-ar putea spune ceva în plus cu privire la temperatura de formare a mineralului-gazdă.

Dacă pentru început aceste elemente, în general, erau studiate mai mult pentru a caracteriza aspectele specifice geochemice ale unei provincii metalogenetice, în prezent se face simțită tot mai mult tendința de a le folosi ca parametri termodinamici, ale căror valori ar putea varia caracteristic în funcție de stadiile genetice de formare ale zăcămintelor hidrotermale.

*Manganul.* În general se acceptă că, spre deosebire de celelalte elemente minore, care prezintă doar o corelație întâmplătoare în cristalele de blendă, conținuturile de mangan sunt în mare măsură în concordanță



cu cele de fier. Manganul variază în limite destul de largi, deoarece din punct de vedere geochemical este mult mai abundant decât zincul în soluție, participând în conținuturi ridicate și într-o serie de alte minerale din zăcămintele hidrotermale. Ca și fierul, se comportă la fel sub influența acțiunii sulfului :



Cu toate acestea se vede de multe ori o proporționalitate directă între conținuturile mari de fier și mangan semnalate în special în unele mineralizații de temperatură înaltă, care presupune în același timp și o relație între factorul de conținut al manganelui și temperatura de formare a blendei. Distribuția neregulată a manganelui în unele zăcăminte, spre exemplu cazul zăcământului Toroiaga (L i v i a S t e c l a c i, 1960) nu verifică cele de mai sus ; el nu depinde de conținutul de fier, care este destul de constant, și nici de condițiile termodinamice de formare a blendei. G. K u l l e r u d, ulterior, a demonstrat experimental că prezența manganelui în sistemul Fe—Zn—S conduce totuși la o scădere a temperaturii de formare a blendelor ; astfel, un conținut de cca 6 mol. % MnS coboară temperatura cu aproximativ 200°C (cit. în R. O. R a d k e v i t c h, 1963). Pe de altă parte, B. S k i n n e r (1959) arată că SMn reduce solubilitatea sulfurii de fier în SZn și este foarte probabil ca și SCd să aibă același efect. În înd cont de aceste rezultate, unii autori au operat în acest scop corecțiile echivalente conținuturilor de SMn (R. R a d k e v i t c h 1963). Tot în vederea eliminării unor influențe posibile, puse pe seama conținuturilor de Mn și Cd, din blendele zăcămintelor W. S ch r e y e r G. K u l l e r u d, și P. R a m d o h r, (1964) au dedus temperatura de formare din cantitatea totală de SFe + SMn + SCd, % (tabel 9).

Așa după cum se constată însă din tabelul 9, se poate observa că în general, cu cîteva excepții, conținuturile de mangan nu sunt prea ridicate. Dacă ne referim la repartiția lui în blendele formate în principale stadii termodinamice din zăcămintele hidrotermale, se observă următoarea variație :

|                                |                |  | % Mn         |
|--------------------------------|----------------|--|--------------|
| Zăcămințe de temperatură joasă |                |  | 0,017 — 0,09 |
| " " "                          | intermediară   |  | 0,0009 — 1,8 |
| " " "                          | interm.-înaltă |  | 0,007 — 0,15 |
| " " "                          | înaltă         |  | 0,12 — 0,55  |

Această distribuție a manganelui nu sugerează că ar exista o dependență directă în funcție de temperatură, și mai mult decât atât că nu există în cele mai multe cazuri nici chiar corelația admisă dintre conținuturile de mangan și fier. Uneori, acest aspect este destul de bine reliefat pentru



majoritatea zăcămintelor menționate în tabelul 9. Dintre acestea, specificăm doar cazul zăcământului Capnic<sup>1)</sup>, unde conținuturile de mangan, spre deosebire de alte situații, pot fi uneori egale cu cele de fier, sau chiar mai mari (1,91% Mn). Este important ca în asemenea situații să se efectueze corecțiile necesare în determinările de temperatură; în cazul de față, corecția de temperatură ar reprezenta 116°C. În acest sens, este indicat ca întotdeauna cînd este cazul să se opereze corecțiile care depășesc valoarea de 5°C corespunzătoare unui conținut de 0,08Mn%. În majoritatea cazu-rilor însă, pînă în prezent, conținuturile de mangan din blende au fost considerate ca neînsemnante și n-au fost luate în considerare în determina-re directă a temperaturilor de formare pentru cristalele de blendă cerce-tate.

*Cadmiul*, este de asemenea un element întîlnit frecvent în blende, în conținuturi relativ mici, dar constante. Din punct de vedere geochimic, este mai puțin abundant decît zincul și din această cauză intră aproape exclusiv în rețeaua cristalelor de blendă. Cu toate acestea, uneori este citat că fiind caracteristic în cantități mai mari blendelor de temperatură înaltă la fel ca și în situația cînd apare în asociație cu Fe, In, Bi și As, de tipul celei menționate de Mito Kuinhinko (cit. de P. Troșin 1964). Tot așa de ferm se exemplifică și alte zăcăminte, în care repartitia Cd este uniformă în procesul de mineralizare, fără să se poată însă sesiza pe de altă parte — o corelație pretinsă de unii cercetători între conținuturile de Cd și In.

Mito Kuinhinko (cit. de Asore Moorkhersee, 1962) arată că, în blendele din diferite provincii metalogenetice cu caracter epi-hipo-mezotermal și de contact metamorfic, cadmiul depinde de evoluția termică a zăcământului, după cum urmează:

|                                  | Frecv. | Cd %    |
|----------------------------------|--------|---------|
| Zăcăminte de contact metasomatic | 25     | 1,0—0,5 |
| " hipo-mezotermale               | 75     | 0,1—0,5 |
|                                  | 28     | 1,0—0,5 |
| " epitermale                     | 70     | 0,1—0,5 |
|                                  | 3      | 1,0—2,0 |
|                                  | 30     | 1,0—0,5 |
|                                  | 65     | 0,1—0,5 |

Din aceste date se vede că distribuția cadmiului este, în general, destul de omogenă. Conform observațiilor lui K. Kuznetsov (1959), conținuturile de Cd în blendă sunt de asemenea destul de stabile; acestea

<sup>1)</sup> Iosof — Cercetări nepublicate.



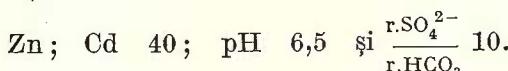
pentru zăcămintele din Baikal — variază între 0,30 — 0,35 %. Spre deosebire de indiu, cadmiul nu evidențiază o legătură preponderentă cu blenda timpurie mai feroasă ; el participă cam în aceleasi cantități în toate varietățile de blendă. Exemple de acest gen sunt destul de numeroase. Cităm în acest sens conținuturile din Cd din blendele zăcămintelor de Cu și Mo din Almalic, Karamazara U.R.S.S. (T. B a d a l o v, 1957) care evidențiază ca mai toate blendele de celealte zăcăminte — o consecvență în acest sens. Astfel, se pot observa diferențe conținuturi de Cd în următoarele varietăți de blendă cercetate :

|          | Cd % |
|----------|------|
| Marmatit | 0,08 |
| "        | 0,17 |
| Cleofan  | 0,15 |
| "        | 0,25 |
| Blendă   | 0,23 |

Pe de altă parte unii cercetători arată în schimb că conținuturile de Cd sunt independente de temperatura de formare a mineralului-gazdă : Stoiber, (1940) Gabrielson, Oftedal, Muta (cit. de A. Sokolov, 1962). Cu toate acestea, A. Edwards găsește că în Broken Hill conținutul de Cd scade cu temperatura. Tot astfel se evidențiază cum conținuturile de Cd pot varia în funcție de diferitele stadii ale proceselor hidrotermale, în care s-au format cristalele de blendă analizate. Asemenea situații sunt evidențiate în grupul zăcămintelor Deputat U.R.S.S., cu casiterit și sulfuri, sau grupul zăcămintelor Bulatskoe și Iubleinoe cu sulfuri complexe (V. V. Ivanov 1961) În acest fel s-a demonstrat că blendele din diferite stadii de mineralizare conțin cantități variabile de Cd :

|                                       |                |
|---------------------------------------|----------------|
| Stadiul de grezenizare — nedeterminat |                |
| Stadiul cu sulfuri (pirotină)         | 0,15—0,23 % Cd |
| Stadiul carbonatic cu sulfuri         | 0,07—0,20 % Cd |
| Stadiul cu sulfo-antimoniu            | 0,01 % Cd      |

Conținuturile relativ mai mari de Cd în blendele stadiului carbonatic cu sulfuri se explică probabil prin particularitatea lui de a precipita cantitativ cu carbonatul de zinc din soluție în următoarele condiții (S. I. Smirnov, 1963)



Experimental se demonstrează că saturarea completă a blendei cu cadmiu se face la 100°C. În general conținutul de Cd în blendă depinde de



concentrația ionilor de Cd în soluție, care este influențată în mod determinant de variația conținutului ionilor de clor (Asoke Mookherjee, 1962).

Pentru evaluarea influenței cantității de Cd și în același timp a cantității de Mn asupra parametrilor rețelei cristaline, deci și asupra temperaturii de formare, s-au calculat defectele structurii cristaline. G. J. Danov (1962) arată că amestecurile izomorfe deformă rețeaua structurală a mineralelor gazdă, valoarea erorii fiind determinată după formula  $\bar{U}^2 = \bar{U}_1^2 + \bar{U}_2^2$  de unde  $\bar{U}_1^2$  este valoarea medie de eroare statistică, iar  $\bar{U}_2^2$  este valoarea medie a erorii dinamice, care se poate compara cu degajarea de căldură a ionilor din poziția de echilibru. Din calculele efectuate, se deduce astfel că un conținut de 0,5% Cd dă aceleași erori în rețeaua cristalelor de blendă ca și un conținut echivalent de 3% Fe. Calculându-se erorile statistice ale structurilor cristaline ale elementelor de amestec, se vede că acestea sunt destul de însemnate, iar neglijarea lor în determinarea temperaturii de formare a blendelor face ca rezultatele obținute să fie nereale. Sintetizând datele publicate pînă în prezent, în tabelele 5 și 9 se observă că uneori valorile pentru cadmiu pot influența temperaturile de formare a blendei în mod determinant.

În urma cercetărilor efectuate pe unele cristale de blendă care provin din zăcămîntul Sadonsk U.R.S.S., autorii propun ca pe baza corelării inverse presupusă între Mn și Cd (varietățile incolore de blendă avînd mai mult Cd decît cele închise și mai puțin Mn), corecția maximă pentru Cd în vederea determinării temperaturii de formare nu trebuie să depășească corecția maximă pentru Mn, indicîndu-se ca totodată aceasta să se precizeze ultima.

În concluzie, în tabelele 5 și 9 se observă că, conținuturile de Cd care variază în diverse condiții genetice :

|                               | Cd %                         |
|-------------------------------|------------------------------|
| zăcămînt de temperatură joasă | 0,24 – 0,35                  |
| " " "                         | intermediară 0,0009 – 1,38   |
| " " "                         | interm. înaltă 0,0007 – 1,91 |
| " " "                         | înaltă 0,027 – 1,85          |

sînt independente, în raport cu cele de fier ; nu sînt caracteristice anumitor blende din diferite stadii termodinamice de mineralizare, dar pot – în anumite condiții (cînd ating valori maxime) – să influențeze în mod direct temperaturile de formare determinante.

*Indiul*, din blende, este de obicei menționat în legătură cu zăcămîntele de temperaturi ridicate, spre deosebire de conținuturile mai mici spe-



TABELUL 5

*Variația conținutului de Cd în raport cu Fe în blendele din unele tipuri genetice de zăcăminte e hidrotermale*

| Localizare                                 | Nr. de probe analizate | Cd %      | Fe %      | Observații           |
|--------------------------------------------|------------------------|-----------|-----------|----------------------|
| U.R.S.S. Kola Taxtarvumviorr <sup>1)</sup> | n                      | 0,11      | 20,54     | Zăc. de molibden     |
| " " Iukspor                                | n                      | 0,10      | 19,24     | Fil. cu rincolit     |
| " Primorskii Krai                          | n                      | 0,39      | 14,69     | Zăc. de casiterit    |
| " Baikal (Bukuka)                          | n                      | 0,027     | 8,80      | Zăc. wolframit       |
| " Ural Karpucinsk                          | n                      | 0,14      | 3,24      | Zăc. de cupru        |
| " Kola Lovozer                             | n                      | —         | 0,22      | Roci alcaline        |
| " Kazakstan Kounrad                        | n                      | 0,1       | —         | Zăc. de Mo și Cu     |
| " Kaucaz Mic Kedabek                       | n                      | 0,27—0,37 | —         | Blendă în calcedonie |
| " Baikal E Iableinsk                       | n                      | 0,005—0,1 | —         | Zăc. cu casiterit    |
| " Ural Arşinsk                             | n                      | 0,01—0,07 | —         | Zăc. polimetaleice   |
| " Almalisc Kurgaşinkai                     | 24                     | 0,20—0,24 | 0,68—10,5 | "                    |
| " Nakpai                                   | 2                      | 0,26—0,42 | —         | "                    |
| " Kantrangi                                | 3                      | 0,42—0,48 | —         | "                    |
| " Topkansk Sardob                          | 22                     | 0,81—1,91 | —         | "                    |
| " Taş Geze                                 | 31                     | 0,47—1,11 | 2,50—10,6 | "                    |
| " "                                        | 23                     | 0,62—1,31 | 1,10—3,4  | "                    |
| " Grup Nord                                | 14                     | 0,47—0,79 | —         | "                    |
| " Aigır-Bulak                              | 5                      | 0,38—0,53 | —         | "                    |
| " Ciașli                                   | 2                      | 0,54      | —         | "                    |
| " Kanskansk                                | 8                      | 0,62—1,54 | 2,0—3,3   | "                    |
| " Sevciovka                                | 4                      | 0,85—1,30 | 3,0—6,8   | "                    |
| " Ak-Taş                                   | 4                      | 0,60—1,15 | —         | "                    |
| " Kurusai I și II                          | 13                     | 0,15—1,04 | 0,80      | "                    |
| " Tekelisk, Uci-Ociak                      | 7                      | 0,60—0,78 | 0,3—5,3   | "                    |
| " Sassik-Sai                               | 2                      | 0,64      | 4,3       | "                    |
| " Kaptarhin W                              | 3                      | 0,62—0,74 | 4,1—8,5   | "                    |
| " Altai                                    | 59                     | 0,20—0,39 | 14,47     | "                    |
| " Kaucaz-Mic-Mexmaninsk                    | 6                      | 0,21—0,82 | 0,16—2,33 | "                    |
| " Osetia                                   | 2                      | 0         | 0,08—2,42 | "                    |
| " Nagolnii Kriaj                           | 4                      | 0,35—0,77 | 0,22—2,15 | "                    |
| USA New Jersey                             | n                      | +         | 0,09      | Franklinit           |
| " "                                        | n                      | +         | —         | "                    |

<sup>1)</sup> S. T. Badalov, M. P. Enikeev, 1960

— nedeterminat

+ identificat sub formă de urme

. conținuturi medii

cifice celor de temperatură scăzută. V. I. V e r n a d s k i, generalizând datele, arată predominanța indiului în varietățile feroase de blendă, în timp ce S. A n d e r s e n (1903) și alți cercetători indică concentrații mari de indiu și în varietățile cu un conținut mai mic de fier, prezența lui fiind evidențiată chiar și în varietățile transparente. Pe de altă parte, se admite de mulți cercetători că ar fi posibilă o repartiție pe verticală a indiului în funcție de temperatură, observație care nu concordă totdeauna cu alte rezultate. Uneori se menționează că în mod obișnuit, indiu coexistă în raport invers proporțional cu germaniul și galiul. Alteori, aceste conținuturi se exclud. Totuși, există și situații cînd asociația In-Ge-Ga este semnalată în conținuturi ridicate, în limite neînțlnite la alte zăcăminte. Un asemenea caz a fost constatat în cristalele de blendă care provin din mina Capnic<sup>1)</sup>.

Tendința calcofilă a indiului face ca acesta să urmărească în special zincul, și uneori cuprul. Studiile semistatistice sugerează că indiu se cumulează preferențial în blendele mezotermale, prezintăd în acest fel și sursa industrială de exploatare a acestui element (D. M. S h a w, 1952). În acord cu caracterul calcofil, coeficientul de distribuție a indiului în mineralele-gazdă, mai cu seamă în blendă, depinde de conținutul inițial de indiu în sursa magmatică. Acest coeficient de distribuție este favorabil în special în diferențierea fazelor sulfuroase în procesul de mineralizare, cînd se cumulează masiv în blendă (S. S. A n d e r s o n, 1953). În acest fel, blendele din acest stadiu, în asociația mineralelor sulfuroase de pirotină, pirită, arsено-pirită, prezintă conținutul cel mai ridicat de indiu, după S. A n d e r s o n. Alți cercetători demonstrează de asemenea că repartiția indiului în cursul procesului de mineralizare este legată de anumite stadii sau etape ale acestui proces. Astfel, în unele zăcăminte de staniu din Iakuția (V. V. I v a n o v, N. W. L i z u n o v, 1959) se observă că, spre deosebire de stadiul casiterit-turmalin și casiterit-turmalin cu arsено-pirită, indiu este mai bogat în stadiul sulfurilor cu prezența cuarțului și piritei și în stadiul sulfurilor cu carbonati. Același lucru îl remarcă și K. K u z n e t o v (1959) cu toate că rezultatul diferitelor analize ale unor varietăți de blendă din zăcămîntul Narcinsk-Zavodoh, arată că conținutul de indiu în blende poate fi cu totul inegal.

Din datele reprezentate în tabelele 6 și 9, se pot constata cu destulă ușurință cele arătate pînă aici. Distribuția indiului în diferitele stadii genetice variază în limite foarte largi, după cum urmează :

<sup>1)</sup> V. I o s o f — Cercetări nepublicate.

|                                |   |   |                | Cd %                           |
|--------------------------------|---|---|----------------|--------------------------------|
| zăcăminte de temperatură joasă |   |   |                | neconcludent                   |
| "                              | " | " | intermediară   | lipsă ; 0,0018–0,08            |
| "                              | " | " | interm.-înaltă | „ „ 0,0001–0,1                 |
| "                              | " | " | înaltă         | sporadic<br>lipsă ; 0,0005–0,3 |

Din valorile prezentate se poate deduce că doar accidental conținuturile de indiu pot fi mai mari în blendele de temperaturi înalte spre deosebire de blendele formate în alte condiții termodinamice.

TABELUL 6

*Variatia conținutului de In în unele tipuri genetice de zăcăminte hidrotermale*

| Localizare                               | Nr. de probe analizate | In %        | Observații             |
|------------------------------------------|------------------------|-------------|------------------------|
| URSS Omskul Polar Iakuția <sup>1)</sup>  | 3                      | 0,02 – 0,03 | Zăcăminte cu casiterit |
| „ Age Xaia „                             | 25                     | 0,005–0,47  | Zăc. casiterit+sulfuri |
| „ Ilintas „                              | 5                      | 0,001–0,01  | „ blendă generația 2   |
| „ Alis-Haia „                            | 2                      | 0,01        | „ „ „ 2                |
| „ Grup Deputat „                         | 9                      | 0,005–0,1   | „ „ „ 2 și 3           |
| „ „ „ „                                  | 7                      | 0,001–0,3   | „ „ „ 1                |
| „ „ „ „                                  | 15                     | 0,001–0,005 | „ „ „ 2                |
| „ „ Bulatskoe „                          | 4                      | 0,001–0,01  | „ „ „ 3                |
| „ „ „ „                                  | 15                     | 0,001–0,01  | „ „ „ 3                |
| AUSTRALIA Broken Hill Mine <sup>2)</sup> | n                      | 0,01        | Zăc. temp. înaltă      |
| „ Tasmania                               | n                      | 0           | „ „ intermed.-înaltă   |
| USA Mina Aurora                          | n                      | 0           | „ „ joasă              |
| „ Joplin                                 | n                      | 0           | „ „ ?                  |
| „ Oklahoma                               | n                      | 0           | „ „ ?                  |
| FINLANDA în zăcăminte <sup>3)</sup>      | n                      | 0,01        | „ „ ?                  |

<sup>1)</sup> V. V. Ivanov, N. N. Lizunov, 1959.

<sup>2)</sup> S. S. Anderson, 1953.

<sup>3)</sup> F. M. Shaw, 1952.

*Germaniul* conform indicațiilor citate în literatura de specialitate, presupune un grad mare de dispersie. Prezența lui în unele ape termale (A. Sayed, El. Wardani, 1958) atribuie acestui element natura sa litofilă, siderofilă și calcofilă. Pe de altă parte, existența tetraclorurii

de germaniu sugerează posibilitatea unei relații între prezența clorului în soluțiile hidrotermale și conținuturile ridicate de germaniu. Din tabelele 7 și 9, în care au fost menționate conținuturile de germaniu pentru zăcăminte a căror temperatură de formare a fost exprimată, se constată următoarea repartiție :

|                                |         | Ge %           |
|--------------------------------|---------|----------------|
| zăcăminte de temperatură joasă | lipsă ; | 0,0005 – 0,039 |
| „ „ „ intermediară             | lipsă ; | 0,001 – 0,019  |
| „ „ „ medie-înaltă             | lipsă ; | 0 – 0,01       |
| „ „ „ înaltă                   | lipsă ; | 0,001 – 0,005  |

Din datele pe care le deținem se poate susține că în general conținuturile de germaniu sunt neînsemnate și necaracteristice în același timp, pentru interpretarea temperaturilor de formare ale blendelor analizate. Cu toate acestea, pe de altă parte, se pot observa accidental valori mai ridicate pentru zăcăminte de temperatură joasă (tabelele 7 și 9).

O altă caracteristică a germaniului este că, independent de stadiul hidrotermal în care se acumulează în blendă, prezintă un ritm pregnant oscilant al conținuturilor (tabelul 9). În foarte multe cristale de blendă, germaniul nu este identificat, ca în alte cristale formate în aceleasi condiții el să prezinte conținuturi ridicate. Spre deosebire de această situație, în mina Capnic, zăcămînt format în condiții de temperatură medie, se observă o oscilație lentă a acestor conținuturi, prezența Ge în mod obișnuit fiind constantă. Se poate conchide fără îndoială că prezența și variația conținuturilor de Ge în blendă nu contribuie aproape cu nimic, în lucrările efectuate pentru determinarea temperaturii de formare a cristalelor de blendă analizate.

*Galiul*, este un element minor, întîlnit mai frecvent în blendă, în comparație cu germaniul. Pe baza rezultatelor obținute în cercetările efectu-

TABELUL 7

*Variatia conținutului de Ge în unele tipuri genetice de zăcăminte hidrotermale*

| Localizare                                 | Nr. de probe analizate | Ge % | Observații                |
|--------------------------------------------|------------------------|------|---------------------------|
| AUSTRALIA Broken Hill Mine <sup>1)</sup>   | n                      | 0    | Zăcăminte de temp. înaltă |
| „ Tasmania                                 | n                      | 0    | „ „ „ medie               |
| USA Aurora, Koplin, Oklahoma <sup>1)</sup> | n                      | 0,01 | „ „ „ joasă               |

<sup>1)</sup> S. S. Anderson, 1962.



ate în zăcăminte din Baikal (K. F. Kuznetsov, 1959) se susține că el este caracteristic blendelor din stadiile timpurii în procesele de mineralizare. Conținuturile de galiu, în asemenea cazuri, pot atinge 0,01%. Cunoscut fiind și caracterul lui litofil, datorită căruia faptul se poate acumula și într-o serie de silicati, se explică în unele cazuri sărăcirea netă a galiului în unele blende din zăcăminte Camensk, Savinsk nr. 5. Pe de altă parte, D. Morris și F. Brewer (1954), în urma cercetărilor efectuate, ajung la concluzia că în primul rînd prezența Ga în blendă și, în general, prezența lui în soluțiile hidrotermale, depinde în primul rînd de particularitatea geochemicală a provinciei metalogenetice. În acest sens, se arată că zăcăminte din Mississippi Walley sunt mai bogate în Ga decât cele formate în condiții similare în Europa sau alte regiuni. Contra celor susținute anterior, se observă o tendință de creștere a conținuturilor în zăcăminte de temperatură joasă (D. F. Morris, F. M. Brewer 1959). Cităm :

|                                | Ga %       |
|--------------------------------|------------|
| Zăcăminte de temperatură joasă | 0,01 – 0,1 |
| ” ” ” intermediară             | 0,01       |
| ” ” ” înaltă                   | 0,001      |

Este necesar să menționăm în special și faptul că cele mai mari conținuturi de galiu s-au determinat în blendele zăcămintelor de sulfuri cu filoane de fluorină și cuart de temperatură intermediară-inaltă. De ex. în filoanele cu gangă de cuart și fluorină din zăcămîntul Nagurazana U.R.S.S. (O. V. Verskovaia, E. A. Fabričova, 1957) conținutul de Ga variază între 0,0015–0,006, în timp ce în filoanele în care fluorina se dezvoltă masiv, conținutul de Ga variază între 0,1–0,4%. Același aspect este caracteristic și unor zăcăminte din Illinois și Kentucky USA, (tabelul 8). Nu este exclus că și de data aceasta prezența halogenilor din soluție să fi favorizat precipitarea galiului în conținuturi mai importante.

Centralizînd majoritatea datelor obținute în acest sens în tabelele 8 și 9, se poate observa că prezența și repartiția conținuturilor de Ga în blendă nu depind de condițiile termodinamice în care s-au format blendele analizate. Astfel, se poate constata următoarea variație :

|                                | Ga%          |
|--------------------------------|--------------|
| Zăcăminte de temperatură joasă | 0,0001–0,1   |
| ” ” ” intermediară             | 0,004 – 0,01 |
| ” ” ” interm-inaltă            | 0,0007–0,1   |
| ” ” ” înaltă                   | 0,0004–0,1   |

Ca și germaniul, în zăcămîntul Capnic, valorile galiului sunt destul de constante și se asociază cu conținuturi relativ mari de germaniu și indiu.



TABELUL 8

*Variatia conținutului de Ga în unele tipuri genetice de zăcăminte hidrotermale*

| Localizare                                                                 | Nr. de probe analizate | Ga %       | Observații                              |
|----------------------------------------------------------------------------|------------------------|------------|-----------------------------------------|
| ANGLIA Cornwall <sup>1)</sup>                                              | n                      | s 0,001    | Zăc. temperatură înaltă                 |
| AUSTRALIA New South Walley                                                 | n                      | 0,001      | " " "                                   |
| USA Edwards New York                                                       | 1                      | 0,01       | " " "                                   |
| CANADA de West                                                             | n                      | 0,01 0,001 | Zăc. temp. medie-înaltă                 |
| URSS Baikal Vozdvijenskoe<br>Ecat. Blagodatskoe <sup>1)</sup>              | n                      | 0,01       | " "                                     |
| URSS Nagurazan, Takob,<br>Kandara, Srednii Asia,<br>Anderma <sup>2)</sup>  | n                      | 0,004–0,1  | Zăc. de sulfuri cu<br>cuarț și fluorină |
| Tipul european de Mississippi<br>(Belgia, Polonia, Germania) <sup>1)</sup> | n                      | s 0,0001   | Zăc. temperatură joasă                  |
| ANGLIA Cumberland <sup>1)</sup>                                            | n                      | 0,001–0,03 | " " "                                   |
| „ Derbyshire                                                               | n                      | 0,001–0,01 | " " "                                   |
| USA Kentucky, Illinois <sup>1)</sup>                                       | n                      | 0,01 –0,1  | " " "                                   |
| „ Mississippi Walley                                                       | n                      | 0,001–0,1  | " " "                                   |

s = sporadic

<sup>1)</sup> D. F. Morris, F. M. Brew, 1954.

<sup>2)</sup> O. V. Verskosaia, E. A. Fabricova, 1957.

*Taliul*, în general se comportă la fel ca și germaniul și galiul. A fost identificat atât în blendele de temperatură înaltă cu mult fier (M. Fleischner, 1955) cât și în cele de temperatură medie, — România, Baia Sprie — la un conținut de 0,001% (V. Manilici, A. Giusea, Victoria Stiopoli, 1965); U.R.S.S. Baikal Clicinsk 0,005% (K. F. Kuznetsov, 1959) și de temperaturi joasă — Belgia, Westfalia 1% (D. M. Shaw, 1952). Dispunem de prea puține date pentru a face o observație cu privire la repartiția lui în stadiile de mineralizare ale zăcămintelor hidrotermale. Faptul că, aşa după cum se menționează (D. M. Shaw, 1952) în unele zăcăminte formate în condiții similare, se constată lipsa taliului, sugerează că și de astă dată sursa magmatică, izvorul soluțiilor hidrotermale, imprimă prin particularitățile sale absența sau prezența unor elemente minore — în cazul de față, a taliului.



*Cobaltul* — din puținele date de care dispunem centralizate în tabelul 9 — se observă că variază independent de stadiile de mineralizare ale zăcămintelor hidrotermale între 0,001—0,1%. Cu totul sporadic, în blendele zăcămintelor Central City District Colorado (P. R. Sims, P. B. Barton, 1961) se menționează un conținut foarte ridicat, de 3,5%Co. În general însă, prezența lui în blende se datorește impurităților (R. S. Young, 1958).

În linii generale, pe baza celor arătate cu privire la semnificația elementelor minore, în legătură cu determinările temperaturilor de formare privind blendele din zăcămintele hidrotermale, se poate spune că :

- a) au un grad avansat de dispersie;
- b) sunt necaracteristice distribuite în anumite stadii de mineralizare;
- c) prezintă raporturi variabile de asociere,

caracterul determinat de o serie de factori amintiți, dintre care temperatura și presiunea în majoritatea cazurilor nu prezintă importanță. Aceste caracteristici se datorează mai curînd particularităților geochemice specifice anumitor provincii magmatice de care este legată activitatea hidrotermală, concentrațiilor mici de elemente în soluții mult sub limitele de saturatie, proprietăților multiple pe care le poate prezenta un singur element (litofil, calcofil sau siderofil) capabil să precipite într-o serie de minerale și de capacitatea de reținere a acestora în Szn, capacitate influențată și ea de condițiile fizico-chimice variabile în soluțiile hidrotermale.

Din aceste motive, tendința actuală de a folosi elementele minore sub aspectul prezenței lor, al gradului de variație a conținuturilor în anumite tipuri de zăcăminte hidrotermale sau în diferite stadii de mineralizare ale unui zăcămînt în vederea aprecierii temperaturilor de formare, nu este încă justificată.

Astfel, este de la sine înțeles că nici anumite paralelizări făcute în acest scop între zăcămintele ce aparțin unor provincii magmatice diferite, nu pot fi acceptate. Asemenea paralelizări în stadiul actual al cercetărilor se pot efectua cel mult asupra mineralizațiilor care apar în aceleasi provincii metalogenetice.

#### Temperaturile de formare determinate din studiul incluziunilor lichide primare

Din datele relatate în tabelele 1, 2, 3 și 9 cît și din rezultatele obținute în cercetările geotermometrice efectuate (S. N. Bayley, E. N. Cameron, 1951; M. Borcos, 1964, 1965; E. Roedder, 1960;



## TABELUL

*Variatia conținutului principalelor elemente minore în raport cu cantitatea de Fe*

| Localizare                                       | Nr. de<br>probe<br>anal-<br>zate | Fe %<br>SFe*<br>mol.<br>% | Mn %<br>SMn*<br>mol. % | Cd %<br>SCd*<br>mol. % |
|--------------------------------------------------|----------------------------------|---------------------------|------------------------|------------------------|
|                                                  | 1                                | 2                         | 3                      | 4                      |
| ZĂCĂMINTE DE                                     |                                  |                           |                        |                        |
| AUSTRALIA Neloc. <sup>1)</sup>                   | 31                               | 1,1+●                     | 0,017+●                | 0,24+●                 |
| SUEDIA „                                         | 11                               | 0,49+●                    | 0,09+●                 | 0,33+●                 |
|                                                  | 1                                | 0,43+                     | 0,006+                 | 0,18+                  |
|                                                  | 1                                | 0,36+                     | 0,005+                 | 0,19+                  |
|                                                  | 1                                | 0,50+                     | 0,007+                 | 0,13+                  |
|                                                  | 1                                | 0,35+                     | 0,004+                 | 0,28+                  |
|                                                  | 1                                | 0,14+                     | 0,001+                 | 0,28+                  |
|                                                  | 1                                | 1,42+                     | 0,013+                 | 10,2+                  |
|                                                  | 1                                | 1,15+                     | 0,012+                 | 10,1+                  |
|                                                  | 1                                | 0,99+                     | 0,010+                 | 0,20+                  |
|                                                  | 1                                | 1,14+                     | 0,012+                 | 0,09+                  |
|                                                  | 1                                | 0,56+                     | 0,009+                 | 0,16+                  |
|                                                  | 1                                | 0,62+                     | 0,010+                 | 0,17+                  |
|                                                  | 1                                | 0,50+                     | 0,007+                 | 0,20+                  |
|                                                  | 1                                | 0,51+                     | 0,008+                 | 0,09+                  |
|                                                  | 1                                | 0,52+                     | 0,009+                 | 0,09+                  |
| ZĂCĂMINTE DE                                     |                                  |                           |                        |                        |
| România Tibleș (zona super a fil.) <sup>3)</sup> | n.a                              | 2,98–4,10+                | —                      | 0,38–1,01+             |
| „                                                | n.b                              | 3,88–5,11+                | —                      | 0,29–0,42+             |
| „                                                | n.c                              | 1,82–2,81+                | 1                      | 0,26–0,46+             |
| (Zona intermed. a fil.)                          | n.a                              | 3,14–4,11+                | —                      | 0,28–0,45+             |
| (Zona inf. a fil.)                               | n.a                              | 3,31–5,08+                | —                      | 0,31–0,87+             |
| „                                                | n.b                              | 3,71–4,90+                | —                      | 0,29–0,42+             |
| „                                                | n.c                              | 2,17–3,18+                | <1                     | 0,22–0,37+             |
| România Baia Sprie <sup>4)</sup>                 |                                  |                           |                        |                        |
| oriz. X                                          | n                                | 1,97–3,16+                | <0,01                  | 0,30–0,43+             |
| oriz. XII                                        | n                                | 2,15–3,80+                | <0,001                 | 0,21–0,56+             |
| oriz. XIII                                       | n                                | 2,47–3,46+                | <0,01                  | 0,20–0,41+             |



9

din blende formate în diverse stadii termodinamice, în zăcăminte hidrotermale.

| In % | Ge % | Ga % | Tl % | Co % | Observații |
|------|------|------|------|------|------------|
| 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11         |

#### TEMPERATURA JOASĂ

|   |        |        |   |   |                                  |
|---|--------|--------|---|---|----------------------------------|
| — | 0,039  | 0,0036 | — | — |                                  |
| 0 | 0,0005 | 0,0018 | — | 0 |                                  |
| — | 0,004  | —      | — | — | Blendă timpurie                  |
| — | 0,0014 | —      | — | — | ” ”                              |
| — | 0,0006 | —      | — | — | ” ”                              |
| — | 0,0006 | —      | — | — | ” ”                              |
| — | —      | —      | — | — | ” ”                              |
| — | 0,038  | —      | — | — | Blendă semitransparentă colorată |
| — | 0,038  | —      | — | — | ” ” ”                            |
| — | 0,022  | —      | — | — | ” ” ”                            |
| — | 0,028  | —      | — | — | ” ” ”                            |
| — | 0,012  | —      | — | — | ” ” ”                            |
| — | 0,024  | —      | — | — | ” ” ”                            |
| — | 0,09   | —      | — | — | ” ” ”                            |
| — | 0,02   | —      | — | — | ” ” ”                            |
| — | 0,011  | —      | — | — | ” ” ”                            |

#### TEMPERATURA MEDIE

|        |        |   |        |        |                                               |
|--------|--------|---|--------|--------|-----------------------------------------------|
| —      | —      | — | —      | —      | Temp. de form.<br>280–300°C. dedusă din sist. |
| —      | —      | — | —      | —      | SFe–Szn                                       |
| <0,001 | <0,001 | — | —      | <0,001 | a) filon Tomnatec                             |
| —      | —      | — | —      | —      | b) filon Izvorul Băilor                       |
| —      | —      | — | —      | —      | c) filon Preluci                              |
| <0,001 | <0,001 | — | —      | <0,001 | Temp. de form.<br>209–250°C. dedusă din sist. |
| 0      | 0      | 0 | 0      | <0,001 | SFe-Szn                                       |
| 0      | 0      | 0 | <0,001 | <0,1   |                                               |
| 0      | 0      | 0 | 0      | <0,01  |                                               |



TABELUL

| Localizare                    | Nr. de<br>probe<br>analiza-<br>tate | Fe%               | Mn%                                                         | Cd %                                                        |
|-------------------------------|-------------------------------------|-------------------|-------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
|                               |                                     | SFe*<br>mol.<br>% | SMn*<br>mol. %                                              | SCd*<br>mol. %                                              |
| 1                             | 2                                   | 3                 | 4                                                           | 5                                                           |
| România Capnic *)             |                                     |                   |                                                             |                                                             |
| Fil. Iosif                    | oriz. + 30                          | n                 | 2,28+<br>-3,51                                              | 0,27+<br>-0,37                                              |
| ,, ,,,                        | - 100                               | n                 | 1,08+<br>-3,30                                              | 0,18+<br>-0,44                                              |
| Fil. W Reiner                 | - 100                               | n                 | 2,00+<br>-2,30                                              | 0,13+<br>-0,25                                              |
| ,,                            |                                     | n                 | 1,15+<br>-4,85                                              | 0,12+<br>-0,32                                              |
| Fil. Gheorghe                 | - 100                               | n                 | 0,84+<br>-2,22                                              | 0,10+<br>-0,69                                              |
| Fil. Kelemen                  | + 50                                | n                 | 1,65+<br>-5,59                                              | 0,15+<br>-0,67                                              |
| ,,                            | - 50                                | 1                 | 0,95+●<br>n                                                 | 1,30+●<br>0,25+                                             |
| ,,                            | - 100                               |                   | -2,00                                                       | -0,33                                                       |
| Fil. Gavra                    | oriz. + 50                          | 1                 | 0,65+●<br>n                                                 | 0,80+<br>0,21+                                              |
|                               | - 100                               |                   | -2,70                                                       | -1,91                                                       |
| România Capnic *)             |                                     |                   |                                                             |                                                             |
| Fil. Gutin oriz.              | - 100                               | 1                 | 1,60+<br>n                                                  | 0,10+<br>0,14+                                              |
| Fil. Cristofor                | - 100                               |                   | -5,77                                                       | -0,38                                                       |
| România Mina Roata *)         |                                     |                   |                                                             |                                                             |
| Fil. Beatrice                 | + 50                                | n                 | 2,0<br>-5,35                                                | 0,30+<br>-0,70                                              |
| România Baia de Arieș *)      |                                     |                   |                                                             |                                                             |
| ,,                            |                                     | n                 | -                                                           | 0,26+                                                       |
|                               |                                     | n                 | 6,22+<br>6,92+<br>6,29+<br>3,56+<br>6,00+<br>6,00+<br>7,95+ | 0,20+<br>0,12+<br>0,15+<br>0,30+<br>0,23+<br>0,20+<br>0,19+ |
| NORVEGIA                      |                                     |                   |                                                             |                                                             |
| Zăc. de contact <sup>1)</sup> | 16                                  |                   | 3,76+●<br>3,60+●                                            | 0,75+●<br>0,41+●                                            |
| ,,                            | 38                                  |                   |                                                             | 0,25+●<br>0,40+●                                            |



9 (urmare)

| In %     | Ge %     | Ga %      | Tl % | CO % | Observații                                               |
|----------|----------|-----------|------|------|----------------------------------------------------------|
| 6        | 7        | 8         | 9    | 10   | 11                                                       |
| 0,0016+  | 0,0003   | 0,0025+   | —    | —    | —                                                        |
| -0,0078+ |          | 0,0042+   | —    | —    | —                                                        |
| 0,0010+  | <0,001   | 0,0018+   | —    | —    | —                                                        |
| -0,0023+ |          | -0,0046   | —    | —    | —                                                        |
| 0,0018+  | <0,001   | 0,0012+   | —    | —    | —                                                        |
| 0,0014+  | <0,01    | 0,0012+   | —    | —    | —                                                        |
|          |          | -0,0024   | —    | —    | —                                                        |
| —        | <0,001   | 0,0016+   | —    | —    | —                                                        |
|          |          | -0,01     | —    | —    | —                                                        |
|          | <0,0003  | 0,0037+   | —    | —    | —                                                        |
| <0,0013+ |          |           | —    | —    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | —    | —                                                        |
| s<0,001+ | s<0,003  | 0,004     | —    | —    | Temp. de form.<br>209-250°C dedusă din sistem<br>SFe-SZn |
| —        | <0,0003  | —         | —    | —    |                                                          |
| s<0,001  | s<0,001  | —         | —    | —    |                                                          |
| —        | —        | —         | —    | —    | —                                                        |
| s<0,005+ | —        | s<0,003+  | —    | —    | —                                                        |
| s<0,008+ | s<0,0003 | s<0,0015+ | —    | —    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | 0    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | 0    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | 0    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | 0    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | 0    | —                                                        |
| 0,019    | —        | —         | —    | 0    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | —    | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | 0,12 | —                                                        |
| —        | —        | —         | —    | —    | —                                                        |



TABELUL.

| Localizare                     | Nr. de<br>probe<br>analiza-<br>zate | Fe%               | Mn%            | Cd %           |
|--------------------------------|-------------------------------------|-------------------|----------------|----------------|
|                                |                                     | SFe*<br>mol.<br>% | SMn*<br>mol. % | SCd*<br>mol. % |
| 1                              | 2                                   | 3                 | 4              | 5              |
| Zăc. de contact <sup>1)</sup>  | 22                                  | 3,25+●            | 0,17+●         | 0,50+●         |
| USA IDAHO                      | 50                                  | 0,5+              | 0,0009+        | 0,098+         |
| Coeur D'Alene <sup>2)</sup>    |                                     | -11               | -1,4           | -0,80          |
| URSS Caucaz <sup>5)</sup>      |                                     |                   |                |                |
| Zac. Sadonsk.                  | n.a                                 | 8,60+             | 1,68+          | —              |
|                                |                                     | -9,4              | -1,8           | —              |
|                                | n.b                                 | 2,30+             | 0,04+          | —              |
|                                |                                     | -2,15             | -0,3           | —              |
|                                | n.c                                 | 1,46+             | 0,12+          | —              |
|                                |                                     | -1,4              | -0,28          | —              |
|                                | n.d                                 | 4,30              | 0,43+          | —              |
|                                |                                     | -12,0             | -0,71          | —              |
| ZĂCĂMINTE DE                   |                                     |                   |                |                |
| România Toroiaga <sup>5)</sup> |                                     |                   |                |                |
| oriz. +2                       | + 2                                 | 1                 | 11,80+         | <0,01          |
| "                              |                                     | 1                 | 12,40+         | 0,05+          |
| "                              |                                     | 1                 | 11,90+         | <0,1           |
| "                              |                                     | 1                 | —              | 0,04+          |
| "                              | + 1                                 | 1                 | 11,40+         | 0,1            |
| "                              |                                     | 1                 | —              | <0,1           |
| "                              |                                     | 1                 | —              | 0,83+          |
| "                              |                                     | 1                 | —              | <0,05          |
| "                              | 0                                   | 1                 | 12,30+         | <0,05          |
| "                              |                                     | 1                 | 11,90+         | 0,18+          |
| "                              |                                     | 1                 | 13,10+         | 0,19+          |
| "                              |                                     | 1                 | 12,65+         | 0,21           |
| "                              | - 2                                 | 1                 | —              | <0,1           |
| "                              |                                     | 1                 | 12,24+         | 0,18           |
| "                              |                                     | 1                 | 11,42+         | 0,1+           |
| URSS Baikal <sup>7)</sup>      |                                     |                   |                |                |
| Zăc. Clincinsk                 | n.a                                 | 3,94+             | 0,04+          | 0,12+          |
| "                              |                                     | -14,32            | -0,1           | -0,60          |
| "                              | n.b                                 | 1,69+             | 0,08+          | 0,28+          |
| "                              |                                     | -4,10             | -0,02          | -0,8           |
| USA Idaho <sup>8)</sup>        |                                     |                   |                |                |
| Surprise Mine                  | 12                                  | —                 | 0,014+         | 0,21+          |
|                                |                                     |                   | -0,068         | -0,44          |



9 (urmare)

| In %   | Ge %   | Ga %   | Tl % | CO %  | Observații                                                               |
|--------|--------|--------|------|-------|--------------------------------------------------------------------------|
| 6      | 7      | 8      | 9    | 10    | 11                                                                       |
| —      | —      | —      | —    | —     |                                                                          |
| 0      | 0      | 0      | —    | 0     |                                                                          |
| +0,005 | -0,006 | -0,004 | —    | 0—,02 | Temp. de formare<br>400—60°C dedusă din sistemul<br>SFe—SZn și 170—110°C |
| 0      | —      | —      | —    | —     |                                                                          |
| +0,023 | —      | —      | —    | —     |                                                                          |
| —      | —      | —      | —    | —     |                                                                          |
| +0,04  | —      | —      | —    | —     | după incluziuni ;                                                        |
| +0,004 | —      | —      | —    | —     | a, b, c, d = blendă de gener.                                            |
| +0,007 | —      | —      | —    | —     | 1, 2, 3, 4                                                               |
| 0,03   | —      | —      | —    | —     |                                                                          |
| —0,04  | —      | —      | —    | —     |                                                                          |

## TEMPERATURA MEDIE ÎNALȚĂ

|         |   |        |         |                  |                                                                                                                                                |
|---------|---|--------|---------|------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <0,001  | 0 | 0      | —       | 0                | Temp. de form. 280—300°C<br>dedusă de autor din sistem.<br>SFe—SZn ; recalculată de<br>550—650°C și de cca. 400°C<br>din studiul incluziunilor |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,001  | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0      | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0      | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,001  | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,05   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,05   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| <0,01   | 0 | 0      | —       | 0                |                                                                                                                                                |
| 0,0005+ | — | 0,0004 | 0,0015  | —                | a) blendă timpurie                                                                                                                             |
| —0,33   | — | —0,003 | —0,005  | —                | b) blendă trîzie                                                                                                                               |
| 0,002+  | — | —      | 0,0001  | —                |                                                                                                                                                |
|         |   |        | —0,0004 | —                |                                                                                                                                                |
| —       | — | —      | —       | 0,0012<br>—0,009 | Temp. de form. 370—429°C după<br>pirotină și 475—460°C după<br>blendă                                                                          |



TABELUL

| Localizare                         | Nr. de<br>probe<br>anal-<br>zate | Fe%<br>SFe*<br>mol.<br>% | Mn%<br>SMn*<br>mol. % | Cd %<br>SCd*<br>mol. % |
|------------------------------------|----------------------------------|--------------------------|-----------------------|------------------------|
|                                    | 1                                | 2                        | 3                     | 4                      |
| România Moldova Nouă*)             | n                                | 7,80+<br>-11,25          | 0,29+<br>-0,39        | 0,18+<br>-0,29+        |
| Corp IV                            |                                  |                          |                       |                        |
| România Oravița*)                  | 1                                | 12,90+                   | 0,16+                 | 0,47+                  |
| ,,                                 | 1                                | 13,10+                   | 0,12+                 | 0,45+                  |
| SUEDIA <sup>1)</sup>               |                                  |                          |                       |                        |
| ,, Skellefte District              | 33                               | 10,65+<br>11,0+●         | 0,31+●<br>0,41+●      | 0,14+●<br>0,13+●       |
| ,, Zăc. skarn carbonatic           | 23                               |                          |                       |                        |
| Date generale                      | 78                               | 8,5+●                    | 0,49+●                | 0,17+●                 |
| URSS Baikal                        |                                  |                          |                       |                        |
| Date generale                      | n                                | -                        | -                     | <0,07                  |
| BAVARIA Bodenmais <sup>2)</sup>    | n                                | 17,40+*                  | -                     | 0,39+**                |
| ,,                                 | n                                | 18,86+*                  | -                     | 0,28+**                |
| ,,                                 | n                                | 14,27+**                 | 0,82+**               | 0,32+**                |
| ,,                                 | n                                | 14,17+**                 | 0,55+**               | 0,43+**                |
| CANADA Zăc. Nigadoo <sup>10)</sup> | n                                | 24,6+*                   | -                     | 1,85+**                |
| ,,                                 | n                                | 21,2+**                  | 0,67+**               | 0,85+**                |
| ,,                                 | n                                | 23,1+*                   | -                     | -                      |
| ,,                                 | n                                | 22,8+*                   | -                     | -                      |
| ,,                                 | n                                | 20,7+**                  | 1,2+*                 | 0,70+**                |

1) Fleischer Michael 1955.

2) V. C. Fryklund, and J. O. Fletcher 1956

3) Victoria Stiopol 1961.

4) V. Manilici, P. Giușcă, Victoria Stiopol, 1965

5) R. O Radhevitch, A. P. Kkintsova, L.L. Kotelnikova 1963.

6) Livia Steclaci, 1962.

7) G. M. Meitun, 1962.

8) R. G. Arnold, R. G. Coleman, V. C. Fryklund 1962.



9 (urmare)

| In %                                     | Ge %   | Ga %               | Tl % | Co %  | Observații                  |
|------------------------------------------|--------|--------------------|------|-------|-----------------------------|
| 6                                        | 7      | 8                  | 9    | 10    | 11                          |
| 0,012 <sup>+</sup><br>-0,06 <sup>+</sup> | +      | <0,023             | -    | -     | Zăc. de contact metasomatic |
| 0,0035                                   | +      | 0,003 <sup>+</sup> | -    | -     |                             |
| 0,006                                    | +      | -                  | -    | -     |                             |
| 0,002                                    | 0,0003 | 0,004              | -    | 0,002 |                             |
| 0,002                                    | 0,0009 | 0,008              | -    | 0,002 |                             |
| 0,005                                    | 0,005  | 0,0045             | -    | 0,014 |                             |
| <0,01                                    | s<0,01 | s<0,1              | -    | -     | 570°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 610°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 540°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 515°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 670°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 605°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 650°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 540°C                       |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | 595C temp. de form. deusă   |
| -                                        | -      | -                  | -    | -     | din sistemul SFe-SZn.       |

<sup>9)</sup> W. Schreyer, G., Rullerud, P. Rahmdor 1964.

<sup>10)</sup> J. Kalliokoski, 1962.

\*) Vasile Losof, date nepublicate.

+ Prezența elementului.

### s sporadic

### **— nedeterminat**

0 neidentificat

- conținut mediu

+ analize spectra

F. J. S a w k i n s , 1964 ; A. R. S c h m i d t , 1964 și alții) pentru diferite zăcăminte hidrotermale prin intermediul temperaturilor de umplere a incluziunilor lichide primare din cristalele de blendă analizate, se evidențiază tot mai mult importanța acestui studiu și necesitatea de a fi aprofundat și sistematizat în acest domeniu.

Valorile temperaturilor de umplere determinate, adică ale temperaturilor de formare a cristalelor de blendă, reprezintă valori mult mai reale, deoarece în operația experimentală de determinare a temperaturii de umplere a cavităților incluziunilor se realizează în mod practic condițiile inițiale în care s-au format cristalele analizate. De data aceasta, citirile temperaturilor de formare cît și interpretarea datelor nu sunt condiționate de o cunoaștere prea profundă a condițiilor fizico-chimice fără de care nu se poate estima temperatura de formare a blendei pe baza conținutului de fier inclus conform sistemului G. K ü l l e r u d . În cazul de față, efectele acestor parametri sunt însumate în cifra determinată a temperaturii de umplere, care reprezintă o valoare globală caracteristică unei anumite secvențe din activitatea hidrotermală, corespunzătoare momentului de formare a blendei studiate.

Valabilitatea concluziilor formulate pe baza determinărilor efectuate prin metoda omogenizării sistemului gaz-lichid din incluziunile primare din cristalele de blendă își găsește rezonanță în legile termodinamice de echilibru în diferite condiții de V.P.T., metodă adaptată și îmbunătățită în special în interpretarea datelor pe baze statistico-matematice, elaborate de M. S a v u l și V. P o m ī r l e a n u (1958, 1964) cu multiple posibilități de aplicare (M. B o r c o ș , 1964, 1965 ; M. B o r c o ș , V. M a n i l i c i , 1965).

Se poate afirma că efectuind corecțiile care se impun acestui gen de determinări : corecții de presiune corecții pe seama efectelor unor conținuturi de  $\text{CO}_2$  și  $\text{SH}_2$  sau de alte soluții ( $\text{ClNa}$ ), ca adaos ulterior în cavitățile incluziunilor, de cele mai multe ori prezente în cantități neînsemnante, obținem pe această cale cele mai puțin deformate informații asupra condițiilor termodinamice existente în diferite momente ale activității procesului de mineralizare.

### Concluzii

Comparind diversele rezultate obținute, deduse fie din gradul de solubilizare a SFe în SZn, în corelație sau nu cu anumite elemente minore, fie din temperaturile de umplere ale unor incluziuni lichide primare, se constată că, în general, ele nu concordă.

În prima variantă, pe baza celor menționate, în aprecierea temperaturilor de formare intervine un coeficient mult prea mare de probabilitate,



uneori de neadmis, ceea ce limitează mult valabilitatea acestor rezultate. Adesea acestea contrazic evidențele constatate prin observația geologică directă.

Elementele minore pot avea cel mult accidental o semnificație cu privire la temperatura de formare a blendei în care sunt incluse, semnificație cu totul orientativă, cu un pronunțat caracter local, caracterizând în primul rînd particularitățile geo chimice ale diferitelor provincii magmatische; prezența lor în cristalele de blendă este în cea mai mică măsură influențată de efectele temperaturii și presiunii.

Rezultatele obținute din temperaturile de omogenizare ale incluziunilor lichide primare, în cea de-a doua variantă, sunt cele mai concluziente, verificate pe diferite zăcăminte și acceptate de majoritatea cercetătorilor. După cum am mai menționat (M. Borcoș, 1965, 1965) această metodă de lucru expeditivă prezintă în același timp o deosebită importanță practică în orientarea lucrărilor de prospecție și explorare.

## BIBLIOGRAFIE

- Abramov F. I., R us n o v A. K. (1958) Spetkroskopiceskie isledovania sfaleritov dlia ghermania, india, cadmia i talia. *Problem. soviet. gheol.* VII/5. 1938.
- Anderson S. S. (1963) Observation on the geochemistry of indium. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 4.
- Arnold R. G., Cole man R. G., Fryklund V. C. (1962) Temperature of cristallisation of pyrhotite and sphalerite from the Highland-Surprise mine, Coeur d'Alène District, IDAHO. *Econ. Geol.* 7/8.
- Arnold R. G., Reichen L. E. (1962) Measurement of the method contend of naturally occurring, metal deficient, hexagonal pyrrhotite by x ray spacing method. *Amer. miner.* 47 p. 105.
- Asoke Mookherjee (1962) Certain aspect of the geochemistry of cadmium. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 26.
- Badalov S. T., Enikeev M. P., (1960) K gheohimii cadmia v Almaliskom i altın Topkaunkom rudnih poliah Karamazar.
- Barton P. B., Jr., Kullerud G. (1957) Preliminary report on the system FeS—ZnS—S and implications regarding the use of the sphalerite geothermometer (abs). *Geol. Soc. America Bul.* V. 68 p. 1699
- Bayley S. N., Cameron E. N. (1951) Temperatures of mineral formation in bottom-run lead-zinc deposits of the Upper Mississippi Valley, as indicated by liquid inclusions. *Econ. Geol.* 46 p. 626.
- Borcoș M., Manilici V. (1965) Geothermometric analysis — a criterium for the determination of thermodynamic condition of hydrothermal mineralization. *Symposium Problems of postmagmatic ore deposition*, II. Prague.



- Borcoș M. (1964) Observații asupra importanței în termometria geologică a incluziunilor lichide în cristalele de blendă în cîteva zăcăminte hidrotermale din RPR. *Acad. RPR., Stud. cerc. Geol. Geof. Geoogr. Secția Geol.* 2.
- Borcoș M. (1965) Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din regiunea Munților Metaliferi. *Acad. RPR., Stud. cerc. Geol. Geog. Geogr. Secția Geol.* I (Sub tipar).
- Borcoș M. (1965) Metoda omogenizării fazelor în analiza mineralo-termometrică pentru determinarea condițiilor termodinamice de formare a zăcămintelor hidrotermale. *Revista minerelor* (Sub ripar).
- Bradbury J. C. (1961) Mineralogy and the question of zoning north-western Illinois zinc-lead district. *Econ. Geol.* 56.
- Brian Mason (1952) Principles of geochemistry. London.
- Edwards A. B. (1954) Textures of the ore minerals. Melbourne.
- Ellis J. S. (1954) The solubility of zinc sulfide in water at high temperatures. *Econ. Geol.* 54, 6.
- Filimonova A. A. (1963) Isemenene formi halcopirit-sfaleritovih srastanii pod vlijaniem nagrevania. *Gheologhia rudnih mestorojoenii* 5.
- Fleischer M. (1955) Minor elements in some sulfide minerals. *Econ. Geol. Fiftieth anniversary volume 1905—1955. Part II.*
- Fryklund V. C., Fletcher J. O. (1956) Geochemistry of sphalerites from the star mine, Coeur d'Alene district. Idaho. *Econ. Geol.* 51, 3.
- Goldschmidt V. M. (1956) Geochemistry. Oxford.
- Hetcikov L. N., Harbuzov P. S. (1958) O temperaturah rastreskivania sfalerita i galenita scarnovo-polimetaliceskih mestorojdenii, Tetiuhe. *Gheologhia rudnih mestorojdenii.* 4, 19.
- Ingerson Earl (1955) Geologie thermometry. *Econ. Geol. Fiftieth Anniversary volume 1905—1955. Part II.*
- Ivanov V. V., Lizunov N. V. (1959) Indii v nekotorih olovorudnih mestorojdeniach Iakutii. *Gheochimia*, 4.
- Ivanov V. V., Lizunov N. V. (1960) O nekotorih osobennostyah rasprastranenia india o endogennih mestorojdeniach. *Geohimia* 6.
- Ivanov V. V. (1961) K gheohimii Kadmiu v mestorojdeniakh Deputatskoi Gruppi. *Gheohimia* 2.
- Jdanov G. S. (1962) Fizika tverdovo tela. *Gosuniversitet*.
- Kalloikoski J. (1961) Temperatures of formation and origin of the Nigadoo and Brunswick mining and melting No. 6 deposits New Brunswick Canada. *Econ. Geol.* V 56.
- Kudenko A. A., Stetenko V. P. (1964) Vosmojnosti ispolzovania sistem ZnS+FeS kak gheologhiceskovo termometra. *Gheohimia*, 11.
- Kulikova M. F. (1963) Kadmiu v zone okisleniya svint'ovo tinkovih mestorojdenii Nercinsk-zavodskovo i Klicinskovo rudnih polei (vostocinoe Zabaikalie). *Gheohimia*, 9.
- Kullerud G., Yoder H. S. (1959) Pyrite stability relations in the Fe—S systeme. *Econ. Geol.* 54, p. 533.
- Kuznetsov K. F., Meituv G. M., Citaeva N. A., Lizunov N. V. (1959) Gheologhia i ghenezis mestorojdenii redkih elementov. *Trudi. I.M.G.P.E.* 3.
- Lazarenko E. K., Lazarenko E. A., Barisnikov O. A., Malighina O. A. (1963) Mineraloghia Transcarpația. *Isdatestvo Lvovskovo Universitea*.
- Lyon R. (1959) Time aspect of geothermometry. *Mining Engineer*.



- Manilici V., Giușcă D., Știopol V. (1965) Studiul zăcământului de la Baia Sprie. *Mem. Com. Geol.* VII.
- Mc. Kinstry N. E., Kennedy G. C. (1957) Some suggestions concerning the sequence of certain ore minerals, *Econ. Geol.* 51.
- Meituv G. M. (1962) K gheohimii redkih elementov svintovo-tinkovih mestorojdenii Klichinskovo Raiona (vastocinoe Zabaikale). *Gheochimia* No. 7 1962.
- Merwin N. E., Lombard R. N. (1927) The system Cu—Fe—S. *Econ. Geol.* 32.
- Morris D. F., Brewe F. M. (1954) The occurrence of gallium in Blende. *Geohim. Cosmochim. Acta*. 5.
- Newhouse V. H. (1933) Temperature of formation of the Mississippi Walley lead-zinc deposit. *Econ. Geol.* 28.
- Povarenich A. C. (1962) Pravilnoe napisnaije himicsiel formi mineralov s defectimi structurami. V. sb. Zap. Ucr. oft. Vses. Mineralog. o-va, 1962.
- Prokopenko N. M. (1941) Glavnii stadii iz istorii indiia. Isv. Acad. NUAk, SSSR vol. 31
- Radkevitch R. O., Klintsova A. P., Kotelnikova L. L. (1963). K gheohimii sfaleritov Sadonskovo mestorojdenia (Severnii Caucaz). *Gheochimia* No. 5.
- Roedder E. (1958) Studies of primary fluid inclusions in sphalerite cristals from the OH vein, Creede, Colorado. *Econ. Geol.* 56, p. 1335.
- Rose A. W. (1958) Significance of the iron content of sphalerite (abs.). *Geol. Soc. America Bull.* v. 69.
- Rose A. W. (1961) The iron content of sphalerite from the central district New Mexico and the Bingham district Utah. *Econ. Geol.* 50.
- Savul M., Pomirleanu V. (1958) O statisticeskom metode opredelenia temperatur gomoghenizației kidgikh vklucenii. *Gheohimia* 3.
- Savul M., Pomirleanu V. (1961) Însemnătatea metodei statistice în geotermometrie. *Rev. minelor* XV, 7.
- Sawkins F. J. (1964) Lead-zinc deposition in the hight of fluid inclusion studies, Provincia mine zacatecas, Mexico. *Econ. Geol.* 59, 5.
- Sayed A., Wardani El. (1958) On the geochemistry of germanium. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 13.
- Schmidt A. R. (1964) Temperatures of mineral formation in the Miami-Piecher district as indicated by liquid inclusions. *Econ. Geol.* 57, 1.
- Schreyer W., Kullerud G., Ramdohr P. (1964) Metamorphic conditions of ore and country rock of the Bodenmais, Bavaria, sulfide deposits *N. Jb. Mineralogie*, 101, 1.
- Shaw D. M. (1952) The geochemistry of thallium. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 2.
- Shaw D. M. (1952) The geochemistry of indium. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 2. 3.
- Sims P. K., Barton P. B. (1961) Some aspects of the geochemistry of Sphalerite. Central City District, Colorado. *Econ. Geol.* 56, p. 1211.
- Skinner B. J. (1953) Some consideration regarding liquid inclusions as geologic thermometers. *Econ. Geol.* 48, p. 541.
- Skinner B. J. (1959) Effect of manganese on the sphalerite geothermometer (abs). *Bull. Geol. Soc. Americ.* 70, p. 1676.
- Skinner B. J., Barton P. B. Jr (1960) The substitution of oxygen for sulfur in unit cell edge of sphalerite. A revision. *Econ. Geol.* 54, p. 1040.

- Smith F. G. (1953) Review of physico-chemical data on the state of super critical fluids  
*Econ. geol.* 48, 1.
- S mirnov S. I. 1963) Kadmium o vodah zonî ghipergeneza. *Gheohimia* 5
- Steclaci Livia (1962) Studiul mineralologic și geochemical al zăcămîntului Toroiaga—Baia Borșa. Edit. Acad. RPR.
- Știopol V. (1961) Studiul mineralologic și geochemical al complexului filonian din M-ții Tibleșului, Edit. Acad. RPR.
- Stoiber E. R. (1940) Minor elements in sphalerite. *Econ. Geol.* XXV. 4.
- Șcerbina V. V., Iacubovici K. I. (1963) V. sb. „Himia zemnoi kori”. 1
- Toulmin Priestley (1960) Effect of Cu on sphalerite phase equilibria a preliminary report (abs.). *Geol. Soc. America Bull.* 3 d, 71, p. 1993.
- Trosin I. P., Kusakina L. V. (1964) Gorizonathna i verticalnaia zonalnosti raspredelenia redkih elementov v polimetlicheskih mestorojdeniia. *Gheohimia* 5.
- Trosin I. P., Afonina S. G. (1964) Temperaturi obrazovania pirotinov iz necotorih polimetlicheskih mestorojdenii Zabaikalia. *Gheohimia* 11.
- Verskovskaya O. V., Fabrikova E. A. (1957). Galii v sfalerite. *Gheohimia* 4.
- Volfsen F. I. (1962). Vescestvenii sostav rud i hidrotermalno izmenionih, vmesaiuscii parod (problemi izucenia hidrotermalnih mestorojdenii). Moscova.
- Warren V. H. (1945) Sphalerites from western Canada *Econ. Geol.* 40, 5.
- Zabarina T. V., Lapina V. V., Minaya N. A. (1961) Raspredelenie india va casiterite, sfaterlite i calcopirite Lifydzinskovo olovorudnovo mestorojdenia. *Gheohimia* 2.
- Young R. S. (1958). The geochemistry of cobalt, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13.

## LA SIGNIFICATION DE LA BLENDE EN TANT QUE THERMOMÈTRE GÉOLOGIQUE DANS LA GÉOCHIMIE DU PROCESSUS HYDROTHERMAL

PAR

M. BORCOȘ, V. IOSOF

(Résumé)

Les auteurs ont analysé au moyen des résultats obtenus dans le stade actuel des recherches les critériums constituant le fondement de la méthodologie de détermination de la température de formation des blendes dans différents stades génétiques, caractéristiques pour les gisements hydrothermaux.

Ainsi il est démontré que les déterminations des températures de formation — déduites du degré de solubilisation du SFe en SZn, de la présence ou de la variation quantitative de certains éléments mineurs



représentatifs, tels que Mn, Cd, In, Ge, Ga, Tl, Co ou de l'étude des inclusions liquides, dans la majorité des cas ne concordent pas.

Pour mieux mettre en évidence ce que nous avons soutenu, l'ouvrage présente une série de données nouvelles, faisant — en même temps — appel aux résultats des déterminations des autres régions, centralisés dans les tableaux 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 și 9.

Au premier chapitre „La teneur en Fe de la blende et sa température de formation”, on analyse l'efficacité des valeurs obtenues par ce moyen et la valabilité de ces données, vu la complexité — partiellement contrôlée — des phénomènes physico-chimiques qui se produisent au cours du processus de minéralisation et qui modifient — d'une manière variable et continue — le degré de solubilisation de SFe en SZn.

Dans les tableaux 1, 2, 3, 4 les données concernant les températures de formation obtenues par les auteurs dans le système SFe—SZn sont confrontées avec celles recalculées — sans corrections — et avec celles résultées de l'étude des inclusions liquides.

Les différences de température entre les deux premières valeurs (tableau 1) sont parfois positives, allant jusqu'à + 300°C, et parfois négatives, allant jusqu'à - 100°C; cela signifie que même si la condition d'équilibre entre la blende et la pyrrhotine était réalisée, le degré de solubilisation du SFe en SZn s'éloigne sensiblement de la ligne figurée dans le diagramme déduit des essais expérimentaux de laboratoire.

Les différences de température entre les données recalculées et celles provenant de l'étude des inclusions reflètent la même conclusion : elles varient entre +2, +300 et -60, -300°C.

Les non-concordances constatées sont dues à la différence des conditions expérimentales de laboratoire, au fait que la rétention du sphalérite, dans la solution hydrothermale, est sensiblement affectée par d'autres facteurs physico-chimiques jouant dans ce sens un rôle aussi important que celui de la température.

L'une des contradictions essentielles du système expérimental réalisé par G. Kullerud, dont on déduit le rôle des températures de formation, se rapporte au fait que le processus de solubilisation du SFe en SZn n'a pas lieu en présence de l'eau, comme c'est le cas dans les conditions naturelles. De telles objections ont été soulevées surtout par V. Fryklund (1956), A. Kudenko (1964), qui soulignent, de plus, le rôle du SH<sub>2</sub> et du CO<sub>2</sub>, pouvant déterminer des effets dominants. La solubilisation du SFe en SZn est accrue dans un milieu aqueux, ce qui explique les grandes teneurs en Fe dans les blendes formées même à basse température. Le SH<sub>2</sub> agit par des produits d'association, spéci-



lement par l'anion  $S^{=2}$ , qui favorise une série de réactions caractéristiques pour l'action du potentiel chimique en soufre.

Généralement, la présence du  $CO_2$  dans tous les stades des solutions hydrothermales provoque une baisse de la température. Dans ces conditions, au moment de la migration des métaux bivalents et, quelquefois, des éléments pétrogéniques à l'état bicarbonaté, la teneur en Fe peut sensiblement grandir dans la solution et peut favoriser — si le phénomène est concomitant avec la formation de la blende — la formation des cristaux de basse température, mais avec une teneur en Fe plus élevée.

Un autre désavantage sérieux de cette méthode consiste dans l'absence de critères pouvant démontrer et justifier les conditions d'équilibre entre la blende et la pyrrhotine ou la pyrite, et aussi dans l'impossibilité d'évaluer l'ampleur de ces équilibres. Pour réaliser ces équilibres, il faut remplir certaines conditions, mais aujourd'hui on ne peut pas préciser sans difficulté si elles ont ou n'ont pas été satisfaites (A. W. Rose, 1961 ; E. R. Stoiber, 1940).

Les données consignées au tableau 2 nous permettent d'observer la relativité évidente des déterminations de température pour les blendes formées en équilibre avec la pyrite sous l'action du potentiel chimique en soufre. Le domaine possible de formation des cristaux de blende est, dans ce cas, d'autant plus étendu que leur teneur en Fe est moindre. G. Kullerud a démontré que ces températures doivent être considérées comme minimes, de même que celles des blendes associées avec la pyrrhotine nestoïchiométrique à 600°C.

En général, l'action du potentiel chimique en soufre, auquel nous nous sommes rapportés, peut se manifester dans n'importe quelle condition d'équilibre de la blende, avec la pyrite ou la pyrrhotine, a) soit dans le sens admis par P. Barton et G. Kullerud (1957), b) soit dans celui admis par V. Scerbina, K. Iacobucci (1963). Dans les deux cas, par un accroissement partiel de l'activité du soufre les suivantes réactions ont lieu :

- a)  $(FeZn)S + S \rightarrow FeS_2 + SZn$
- b)  $FeS$  (en solution solide)  $+ \frac{1}{2} S_2 = FeS_2$

Parfois, les phénomènes de diffusion dans les blendes déterminent l'individualisation du  $FeS_2$ ; ce phénomène a lieu à l'état solide, par la consommation du Fe contenu dans la blende (R. Lyon, 1959) ce qui conduit, inévitablement, à la modification de l'équilibre, s'il a été déjà réalisé. Un autre facteur conditionnant la teneur en Fe de la blende et l'effet des déterminations des températures est représenté par le résultat de l'action de la solution solide entre la calcopyrite et la blende.



On considère que l'effet de la pression locale est assez réduit ; G. Kullerud l'a évalué à une moyenne de 25°C pour 1000 bari.

La relativité des déterminations de température de formation de la blende sur la base de la teneur en Fe est mieux mise en évidence par les données centralisées dans le tableau 3, où ont été déterminées les températures de formation dans l'étude des inclusions liquides primaires dans la blende, dont la teneur en SFe mol.% a été bien précisée.

On peut constater la même chose, en regardant le tableau No. 4, dans lequel I. Trošin et S. Afonina (1964) présentent les différences appréciables entre la température de formation de la pyrrhotine et celle de la blende formée en équilibre, et qui — pour cela — auraient dû avoir des valeurs sensiblement égales.

Pour ces raisons, nous considérons que dans le stade actuel des recherches, le critérium de la teneur en Fe pour déterminer la température est utilisé prématûrement ; il réclame préalablement une meilleure connaissance des conditions physico-chimiques dans lesquelles a eu lieu le processus de solubilisation du SFe en SZn. Souvent, les valeurs de ces données totalisant un coefficient de probabilité trop élevé, contredisent les évidences géologiques constatées par l'observation directe.

En ce qui concerne la signification des éléments mineurs les plus représentatifs de la blende — Mn, Cd, In, Ge, Ga, Tl, Co, par rapport à la température de formation de la blende, sur la base des résultats obtenus dans nos recherches ainsi que des résultats des recherches entreprises dans d'autres régions, on peut en conclure que ces éléments peuvent avoir tout au plus accidentellement une importance quelconque — une signification tout à fait informative, ayant un caractère local prononcé. La présence de ces éléments dans la blende, leur variation quantitative et surtout les non-concordances observées au sujet de leur répartition, en conditions génétiques semblables, dans les gisements des différentes régions (tableaux 5, 6, 7, 8, 9), suggèrent qu'il serait plus raisonnable de les considérer en rapport avec les caractères géochimiques spécifiques de certaines provinces magmatiques, auxquelles sont liées les sources hydrothermales. En tout cas, leur présence dans les cristaux de blende n'est influencée que dans une infime mesure par les effets de la pression et de la température.

Le manganèse et le cadmium peuvent avoir une importance spéciale dans les déterminations de températures de formation de la blende, en fonction de la teneur en Fe inclus dans son réseau cristallin. Ultérieurement, G. Kullerud et B. Skinner (1959) montrent que le SMn réduit la solubilisation du SFe en SZn. Une teneur d'environ 6 mol.%



MnS produit une baisse de température d'environ 200°C (cit. in 42). Les calculs de G. Kullerud (1962) montrent qu'une teneur de 0,5% Cd provoque les mêmes erreurs dans le réseau des cristaux de blende qu'une teneur de 3% Fe.

L'analyse des données justifie l'affirmation qu'aucune relation n'existe entre les teneurs en Fe et les différents éléments mineurs, pas même entre la teneur en Fe et en Mn. Pour ces raisons, la tendance actuelle d'utiliser les éléments mineurs sous l'aspect de leur présence, du degré de variation, par rapport aux teneurs en Fe ou bien considérés comme des valeurs indépendantes, afin d'apprécier la températures de formation ne se justifie pas, du moins pour le moment. De même, nous considérons sans réserve qu'on ne saurait accepter certains parallélismes établis dans ce but, entre des gisements appartenant à des provinces magmatiques différentes.

La valabilité des conclusions formulées sur la base des déterminations effectuées au moyen de la méthode de l'homogénéisation du système gaz-liquide des inclusions primaires des cristaux de blende trouve sa résonnance dans les lois thermodynamiques d'équilibre dans des conditions de V.P.T. différentes. Les déterminations effectuées de cette manière ne sont pas conditionnées par un accroissement très sensible des conditions physico-chimiques propres aux solutions hydrothermales ; les valeurs de température enregistrées comprennent en général la plupart des effets de ces paramètres.

On peut affirmer qu'en effectuant les corrections qui s'imposent, corrections de pression locale, corrections sur le compte des effets de certaines teneurs en CO<sub>2</sub>, SH<sub>2</sub> ou de solutions en supplément intérieur (ClNa), présentées d'habitude en quantités réduites, on obtient les informations les plus réelles sur les conditions thermodynamiques à des moments différents de l'activité du processus de minéralisation, au cours duquel la blende est née.

Cette méthode expéditive est continuellement adaptée et perfectionnée, surtout en ce qui concerne l'interprétation des données sur des bases statistiques-mathématiques, élaborées par A. Savul et V. Pomirleanu (1958, 1964), ayant de nombreuses possibilités d'application ; la majorité des chercheurs a accepté cette méthode, laquelle vérifiée sur des gisements différents, contribue d'une manière efficace, par les résultats qu'elle fournit, à l'orientation des travaux de prospection et d'exploration minière (M. Borcos, 1965, 1966 ; M. Borcos, V. Manilici, 1966).



## CONTRIBUȚII LA STUDIUL RADIOACTIVITĂȚII MASIVELOR GRANITICE DOBROGENE<sup>1)</sup>

DE

D. GIUȘCĂ<sup>2)</sup>, MARIA LEMNE<sup>3)</sup>, MAGDALENA IONICICĂ<sup>3)</sup>, SILVIA MÎNZATU<sup>3)</sup>

### Abstract

Contributions to the Study of the Radioactivity of the Dobrogean Granitic Massifs. Using the gamma spectrometric method, the U and Th content of 180 samples from the Dobrogean granitic massifs: Iacobdeal, Piatra Roșie, Greci and Pricopan, was determined. The radiometric results were compared with the petrological characteristics of the rocks studied. They could determine correlations between the U and Th content and the types of rocks of the massifs.

Una din preocupările de bază ale laboratorului de geologie nucleară din cadrul Institutului Geologic, este studiul răspândirii uraniului și thoriului în diferite formațiuni de pe teritoriul țării<sup>4)</sup>.

În cadrul acestui studiu, activitatea a început atât sub forma unor determinări informative pe diferite roci, cît și prin cercetarea detaliată a distribuției elementelor radioactive în masivele eruptive.

Pentru început, detalierea s-a făcut asupra masivelor din NW Dobrogei (Iacobdeal, Piatra Roșie, Pricopan și Greci) care, pe un teritoriu limitat, cuprind roci de vîrstă și caracteristici petrografice diferite. Se întâlnesc deci în acest caz, condiții favorabile pentru a examina atât descompunerea geochemicală a masivelor granitice datorită compoziției magmei originale, cît și variației rezultate prin diferențierea magmatică și prin schimbările locale ulterioare, prin zdrobirea, hidrotermalizarea sau alterarea superficială a acestor roci.

<sup>1)</sup> Comunicat în ședința din 27 aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Com. de Stat al Geologiei, calea Griviței 64. București.

<sup>3)</sup> Inst. Geol. șos. Kiseleff 55, București.

<sup>4)</sup> Lemne M., Crăciuneanu M.—(1963) Geochimia uraniului și thoriului în masivele granitice din Dobrogea și Carpații meridionali. Raport. Arh. Inst. Geol.



Răspândirea elementelor radioactive în învelișurile planetei și în deosebi în scoarța terestră este cunoscută azi în mod satisfăcător, datorită perfeționării tehnicii de dozare a elementelor radioactive.

Uraniul și Thorul se găsesc concentrate în învelișul sialic care în medie conține 4 p.p.m. U și 13,5 p.p.m. Th. În bazalte, concentrația este numai 1 p.p.m. uraniu și 4 p.p.m. thoriu, iar în materialele care alcătuiesc mantaua, uraniul atinge abea 0,012 p.p.m., iar thoriul 0,05 p.p.m.

Pentru a ne da seama ce înseamnă această distribuție, să comparăm distribuția uraniului din scoarță cu distribuția altor elemente rare.

Astfel, uraniul este de trei ori mai abundant decât wolframul, de 30 ori decât argintul, de aprox. 50 ori decât mercurul, de 1000 ori decât platina și aurul.

Rocile eruptive care intră în alcătuirea scoarței arată astfel o largă variabilitate a conținutului în Th și U. J. Adams, J. Osmond și J. W. Rogers, (1959) semnalează următoarele limite de concentrație (tabel 1).

TABELUL 1  
*Conținuturile în Th și U și raportul Th/U în diferite tipuri de roci*

| Roca                 | Th p.p.m. | U p.p.m.     | Th/U      |
|----------------------|-----------|--------------|-----------|
| <b>Acide :</b>       |           |              |           |
| intruzive            | 1 - 25    | 1 - 6        | 2 - 6     |
| extruzive            | 9 - 25    | 2 - 7        | 4 - 7     |
| <b>Bazice :</b>      |           |              |           |
| intruzive            | 0,5 - 5   | 0,3 - 2      | 3 - 4     |
| extruzive            | 0,5 - 10  | 0,2 - 4      | 3 - 7     |
| <b>Ultrabazice :</b> | scăzut    | 0,001 - 0,03 |           |
| <b>Alcaline</b>      | -         | 0,1 - 30     | variabil  |
| <b>Pégmatite</b>     | 1 - 2     | 1 - 4        | 0,4 - 1,5 |

Se constată în general că Th este mai abundant, cu excepția pegmatitelor în care U se concentrează selectiv. Conținuturile cele mai ridicate de Th nu depășesc 25 - 30 p.p.m., totuși s-au întîlnit și granite cu 60 p.p.m. thoriu. Rocile acide rețin cea mai mare parte din elementele radioactive ale scoarței terestre; rocile extrusive acide au conținuturi net superioare celor consolidate în adâncime.

Studiul răspândirii uraniului și thoriului în mineralele din roci, pune în evidență trăsături remarcabile.

Principaliii componenți melanocrați au conținuturi sensibil mai ridicate dar, datorită participării lor reduse în rocile acide, contribuția lor



la radioactivitatea totală este cam aceeași. Observație similară se poate face privitor la accesoriile comune: zircon, apatit, sfen, în care concentrația U și Th poate atinge valori considerabile (tabel 2).

Prezența orthitului și monazitului poate aduce schimbări importante în distribuția elementelor radioactive, reținând ceea mai mare parte a acestor elemente.

Astfel, în unele suite de roci se constată o dependență directă a radioactivității totale de conținuturile în aceste minerale.

TABELUL 2

*Conținuturile de Th și U, și raportul Th/U în minerale*

| Mineralul        | Th p.p.m.      | U p.p.m.  | Th/U    |
|------------------|----------------|-----------|---------|
| Feldspat potasic | 3 — 7          | 0,2 — 3   | 2 — 6   |
| Plagioclaz       | 0,5 — 3        | 0,2 — 5   | 1 — 5   |
| Piroxen          | 2 — 25         | 0,01 — 40 | 4 — 5   |
| Hornblendă       | 5 — 50         | 1 — 30    | 2 — 6   |
| Biotit           | 0,5 — 50       | 1 — 40    | 0,5 — 3 |
| Zircon           | 100—2500       | 300—3000  |         |
| Apatit           | 20—150         | 5—150     |         |
| Sfen             | 100—600        | 100—700   | 1—2     |
| Magnetit         | 0,3 — 20       | 1 — 30    | —       |
| Orthit           | 500—5000       | 30—700    | 5—10    |
| Epidot           | 50—500         | 20—50     |         |
| Monazit          | 25.000—200.000 | 500—3000  | 25—50   |

Studii autoradiografice au arătat o distribuție foarte neuniformă a uraniului și thoriului în mineralele accesori. Se consideră că această situație este generală, elementele radioactive putând fi dispersate în rețelele cristaline, asociate unor incluziuni distribuite neregulat, pe suprafețele cristalelor sau în lungul fisurilor subcapilare.

Această distribuție neuniformă a elementelor radioactive, se reflectă în fluctuațiile de conținut ale probelor analizate.

U și Th în stare tetravalentă au aceeași configurație electronică și arată o diferență mică a razelor ionice. Din acest punct de vedere este de remarcat asemănarea cu zirconiu și ceriu, ceeace explică concentrarea maximă a U și Th în zircon, monazit și orthit. Acest fapt explică asocierea constantă a celor două elemente radioactive. Raportul Th/U în minerale și roci, arată însă variații foarte largi, ce depind nu numai de conținutu-



rile originale ale magmei ci și de procesul de diferențiere și în general de istoria rocii. U și Th se deosebesc esențial datorită faptului că uraniul se poate întâlni și în stare hexavalentă, formând ioni ai căror compuși sunt foarte solubili.

În condițiile de oxidare, comportarea geochemicală a acestor două elemente se diferențiază net, ceace poate explica în parte variația largă a raportului Th/U înregistrată în unele cazuri.

Probele pe care au fost făcute observațiile noastre, au fost colectate din fiecare masiv, după profile transversale, de către echipa de radiometrie condusă de geolog E l i s a b e t a N e d z e l s c h i. Au fost colectate un număr de peste 1000 probe din care s-au selecționat și determinat radiometric 188 probe, repartizate astfel: masivul Iacobdeal—Piatra Roșie 139, Greci 33, Pricopan 16.

Analiza radiometrică a fost executată prin metoda spectrometriei gamma. S-a folosit un selector gamma cu 60 canale tip SA-M-60.

În analizele executate s-au ales ca energii de selecție pentru U — 0,09 Mev și pentru Thoriu — 0,24 Mev. Lărgimea canalului a fost fixată la 15 Kev, timpul de măsură o oră. Cristalul de scintilație folosit are dimensiunile 2,5/2,5 cm iar fotomultiplicatorul este tip Dumont. Etalioanele folosite au avut concentrații apropiate de concentrația medie a probelor analizate, fiind formate din minereu de uraniu și thoriu în echilibru radioactiv.

Probele supuse analizei au avut o greutate inițială medie de 1 kg. Ele au fost concasate și mojarate pentru a se asigura o cât mai bună mediere. Cantitatea folosită la măsurarea propriu zisă a fost de aprox. 200 gr. Cu această cantitate au fost umplute incintele de măsură, confectionate din alamă cu capac filetat. Incintele au fost etanșezate prin ceruire și lăsate timp de 20 zile pentru a se obține echilibru radioactiv cu produșii gazoși thoron și actinon.

Corecțiile executate au fost de fond, de greutate și de influență reciprocă a spectrului gamma. Fondul cosmic s-a micșorat prin folosirea unui ecran special de Pb cu pereții de 6 cm grosime. Cu aceste date, precizia determinărilor a atins 5%.

Studiind tabelul cu rezultate generale (tabelul 3) și histogramele pentru uraniu și thoriu (fig. 1 și fig. 2) se observă că limitele de variație sunt foarte largi. Acest lucru se datorează faptului că determinările au cuprins roci proaspete variate și roci hidrotermalizate sau care prezintau fenomene de alterație superficială.

Astfel, conținutul de U oscilează între 1 p.p.m. și 18 p.p.m. iar pentru Th de la 5 p.p.m. pînă la 35 p.p.m.



TABELUL 3  
Concentrațiile de U și Th și raportul  $Th/U$  pentru masivele studiate

| Unitatea     | Nr.<br>probe<br>analizate | U p.p.m. |            |                                 | Th. p.p.m. |            |                                 | Th/U     |            |                                 |
|--------------|---------------------------|----------|------------|---------------------------------|------------|------------|---------------------------------|----------|------------|---------------------------------|
|              |                           | limite   | media      | interval<br>de frecv.<br>maxim. | limite     | media      | interval<br>de frecv.<br>maxim. | limite   | media      | interval<br>de frecv.<br>maxim. |
| Iacobdeal    | 139                       | 1-18     | 5,04 ± 0,4 | 4- 6                            | 5-35       | 18,1 ± 0,7 | 16-20                           | 1,2-12   | 4,6 ± 0,2  | 2-3                             |
| Piatra Roșie | 33                        | 3-15     | 6,0 ± 0,17 | 4- 6                            | 5-20       | 12,0 ± 1,0 | 8- 6                            | 1 - 3,75 | 2,2 ± 0,2  | 1-2                             |
| Greci        | 16                        | 7-16     | 10,2 ± 1,1 | 10-12                           | 17-34      | 24,4 ± 1,7 | 16-32                           | 1,5- 1,3 | 3,27 ± 0,7 | 1-4                             |
| Pricopan     |                           |          |            |                                 |            |            |                                 |          |            |                                 |
| Total        | 188                       | 1-18     | 5,7 ± 0,3  | 4- 5                            | 9-10       | 5-35       | 18,1 ± 0,8                      | 8-12     | 1 - 13     | 3,8 ± 0,3                       |
|              |                           |          |            |                                 |            |            |                                 | 16-20    | 24-28      |                                 |



Histograma generală a uraniului (histograma pentru toate masivele luate împreună, (fig. 1 b), arată un maxim pregnant pentru 4,5 p.p.m. uraniu, cu un interval de frecvență între 2—5 p.p.m. Alături de acest maxim pregnant apare și un al doilea mai puțin evident la 9,5 p.p.m. și altul la 15,5 p.p.m.

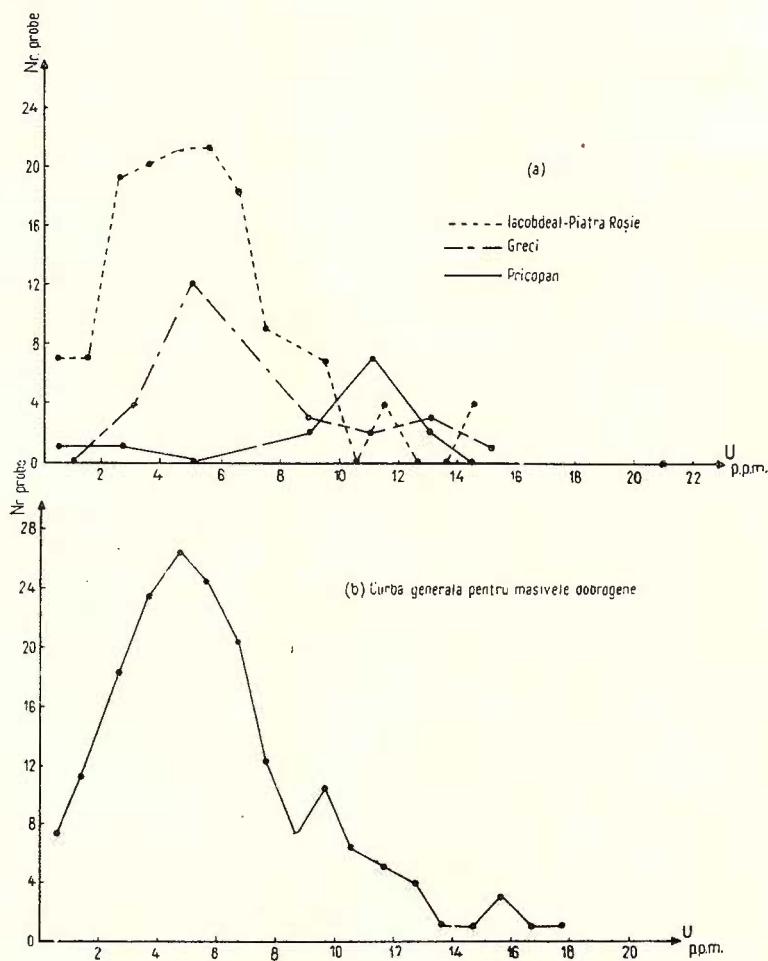


Fig. 1. — Frecvența numărului de probe în funcție de conținuturile lor de uraniu pentru masivele dobrogene.

Fréquence du nombre des échantillons en fonction de leurs teneurs en uranium pour les massifs dobrogéens :

- a. Iacobdeal-Piatra Roșie, Greci, Pricopan ; b. Courbe générale pour les massifs dobrogéens.

Histograma generală a thoriului (fig. 2 b) este mai interesantă deoarece în intervalul larg între 5—30 p.p.m. se evidențiază trei maxime

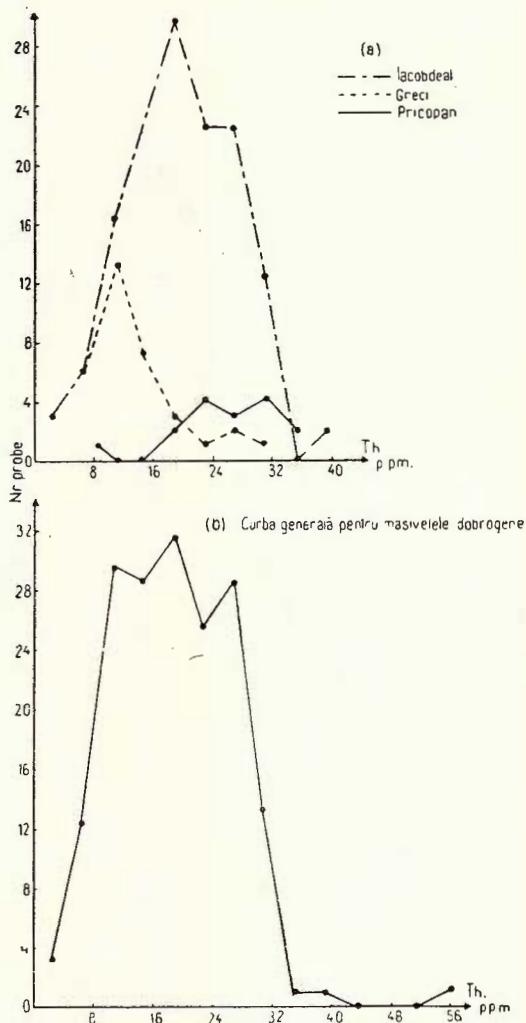


Fig. 2.— Frecvența numărului de probe în funcție de conținuturile lor în thoriu pentru masivele dobrogene

Fréquence du nombre des échantillons en fonction de leurs teneurs en thorium pour les massifs dobrogéens.

pentru 10 p.p.m., 18 p.p.m. și 26 p.p.m. Numărul probelor cu valori care depășesc bucla principală, este neînsemnat.

Desfășurînd histogramele, observăm că cele trei maxime pentru thoriu (fig. 2 a) corespund celor trei masive care se deosebesc net, și care, în diagrama generală își manifestă fiecare individualitatea.

Comparind histograma generală a uraniului (fig. 1 b) cu cele individuale, pe masive (fig. 1 a), constatăm că în diagrama generală nu se separă decît masivul Pricopan printr-o valoare de 11 p.p.m.

Conținuturile în U în rocile masivelor de la Greci și Iacobdeal, deși nu permit individualizarea lor în curba generală, prezintă diferențe apreciabile, valoarea cea mai frecventă pentru Greci fiind 5 p.p.m. iar pentru Iacobdeal—Piatra Roșie, maximul fiind foarte teșit, între 3—7 p.p.m.

Examinînd separat histogramele celor trei masive se observă următoarele : histograma uraniului referitoare la masivul Pricopan arată unele valori mici, ce corespund la roci intens alterate. Ultima valoare excepțional de ridicată — 21 p.p.m., a fost întîlnită la un granit pegmatoid, vădind astfel tendințe de concentrare a uraniului în stadiu pegmatitic. Granitele studiate radiometric și microscopic, de la Pricopan, reprezintă în mare parte granite ușor cataclazate. Trei exemplare de granite milonitizate prezintă concentrații foarte scăzute 1, 3, 7 p.p.m. legate probabil de gradul avansat de alterare a feldspatului potasic. Pentru restul

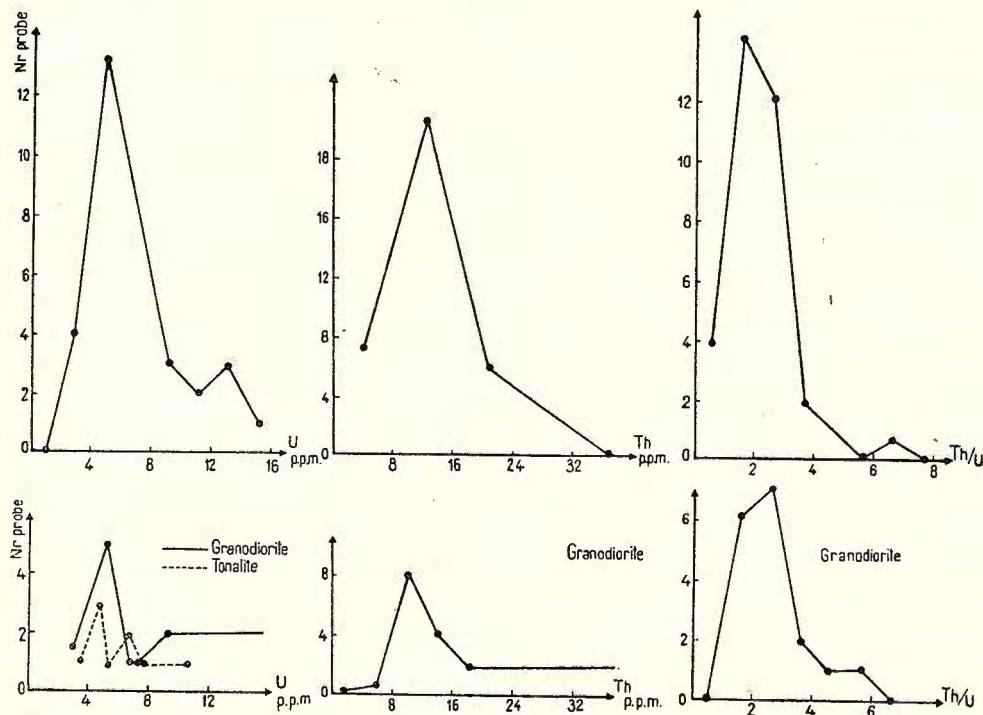


Fig. 3. — Distribuția U, Th, et Th/U pe tipuri de rocă pentru masivul Greci  
Distribution d'U, Th et Th/U par types de roches pour le massif Greci

probelor de granite, conținuturile în U variază foarte puțin, ceace a permis un calcul satisfăcător al mediei, de 9,8 p.p.m.

Pentru thoriu, oscilațiile sunt mai mari, totuși maximul este destul de precizat, cele mai frecvente valori fiind cuprinse între 20–28 p.p.m. Această variație ar putea fi rezultată din distribuția capricioasă a orthitului în granitale de Pricopan, acest mineral concentrând o bună parte din thoriul conținut în aceste roci. Valoarea medie pentru thoriu, calculată pentru rocile cercetate, este de 25,5–28,5 p.p.m. Analizînd curba frecvenței uraniului în rocile de la Greci (fig. 3) se constată două maxime: la 5 p.p.m. și 14 p.p.m. Maximul de 14 p.p.m. trebuie atribuit celor trei granodiorite proaspete. Restul rocilor studiate prezintă stadii de alterare hidrotermală. În maximul principal sunt cumulate atât valorile uraniului rezultate din granodioritele alterate cît și valorile pentru tonalite și gabbouri. Studiul microscopic al rocilor din masivul Greci, a permis să se separe granodioritele, tonalitele și gabbouriile proaspete de cele alterate, ale căror conținuturi medii sunt redate în tabelul 4.

TABELUL 4

*Conținuturile de U și Th pentru granodiorite, tonalite și gabbouri proaspete și alterate (masivul Greci)*

| Natura rocilor      | Roci proaspete  |                  | Roci alterate   |                  |
|---------------------|-----------------|------------------|-----------------|------------------|
|                     | U, media p.p.m. | Th, media p.p.m. | U, media p.p.m. | Th, media p.p.m. |
| Granodiorite        | 12              | 16,5             | 5,4             | 10,7             |
| Tonalite            | 10              | 12               | 4,5             | 9,6              |
| Gabbouri-cuarțifere | 6,5             | 9,5              | 3               | 9                |

Din tabelul 4 se constată că granodioritele și tonalitele în stare proaspătă, conțin cantități de U și Th apropiate. La aceleași roci, însă cu semne vădite de alterare, se înregistreză o scădere apreciabilă în conținuturile de U și Th, mai evidentă la uraniu.

Cu datele din tabelul 4, referitoare la rocile proaspete, s-au construit curbe care arată o variație regulată a uraniului și thoriului în funcție de raportul FK/Plag (fig. 4). Valorile scăzute ale acestor elemente în roce alterate, pot fi atribuite fenomenului de albitizare, care contribuind la îndepărarea potasiului din rocă, poate fi acuzat de dislocarea și în-

depărtarea concomitentă a uraniului. Pentru tonalitele analizate, oscilațiile conținuturilor U și Th în rocile proaspete sunt mai mari și este probabil ca aceste tonalite să aibă o istorie diferită, ținând seama de poziția lor în masiv, unele în zona centrală, altele în zona marginală.

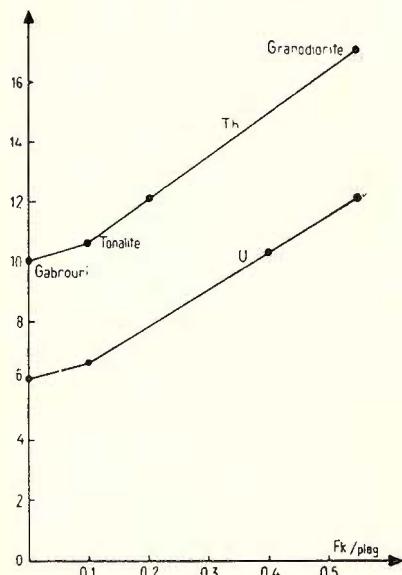


Fig. 4. — Curbele de variație a conținutului de Th și U în funcție de raportul feldspat potasic/plagioclaz.

Courbes de variation de la teneur en Th et U en fonction du rapport feldspath potassique/plagioclase.

Pentru masivul Iacobdeal—Piatra Roșie, histograma conținutului de uraniu are un maxim foarte teșit. Acest maxim cuprinde aproape toată variația de conținut, ceace dovedește că bucla corespunde unei cumulări de distribuții diferite (fig. 5).

Aceeași situație se reflectă și în diagrama thoriului care arată o zonă de maxim foarte largă (fig. 6).

Desfășurînd curba de distribuție a U și Th pe diferite tipuri de roci: granite cu riebeckit, microgranite, granofire, micropagmatite, observăm că forma aceasteia poate fi interpretată satisfăcător. În tabelul 5 se pot urmări diferențele mediilor de conținuturi pentru rocile masivului.

O diferență netă apare în conținuturile U și Th în granitul cu riebeckit și microgranit. Se observă însă că raportul Th/U rămîne constant (fig. 7).

A doua constatare se referă la conținuturile sensibil mai ridicate în uraniu în rocile granofirice, atât la masivul Iacobdeal cât și la Piatra

Roșie, iar raporturile Th/U mult diferite, arată o îmbogățire în uraniu față de thoriu. Aceeași situație se constată la unele filoane de microgranițe cu biotit. Sienitul examinat se remarcă prin conținuturi mari pentru thoriu (tabel 5). În această rocă s-au observat și cristale de orthit. Roca

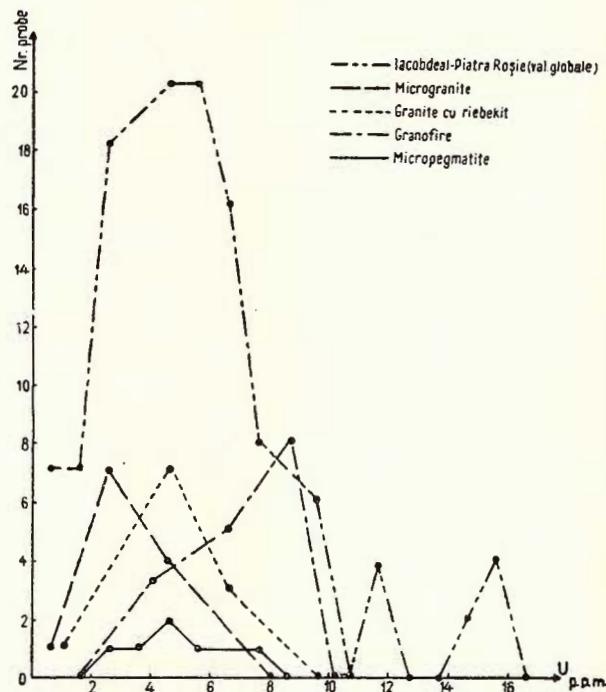


Fig. 5. — Distribuția uraniului pe tipuri de roci pentru masivul Iacobdeal-Piatra Roșie.

Distribution de l'uranium par types de roches pour le massif Iacobdeal-Piatra Roșie.

TABELUL 5

*Conținuturi medii de uraniu și thoriu pentru diferite tipuri de roci din masivul Iacobdeal-Piatra Roșie*

| R o c a                | U p.p.m. | Th p.p.m. |
|------------------------|----------|-----------|
| Granite cu riebeckit   | 3,5      | 21        |
| Granite de egirin      | 5,4      | 21        |
| Microgranite           | 2,4      | 12        |
| Granofire              | 6,6      | 18        |
| Micropagmatite         | 4,1      | 17        |
| Sienite                | 5,7      | 26        |
| Microgranite cu biotit | 6,6      | 17        |

este puternic hidrotermalizată, cu formare de biotit secundar, de aceea datele concentrațiilor, în U și Th în sienit sunt prezentate cu titlu informativ.

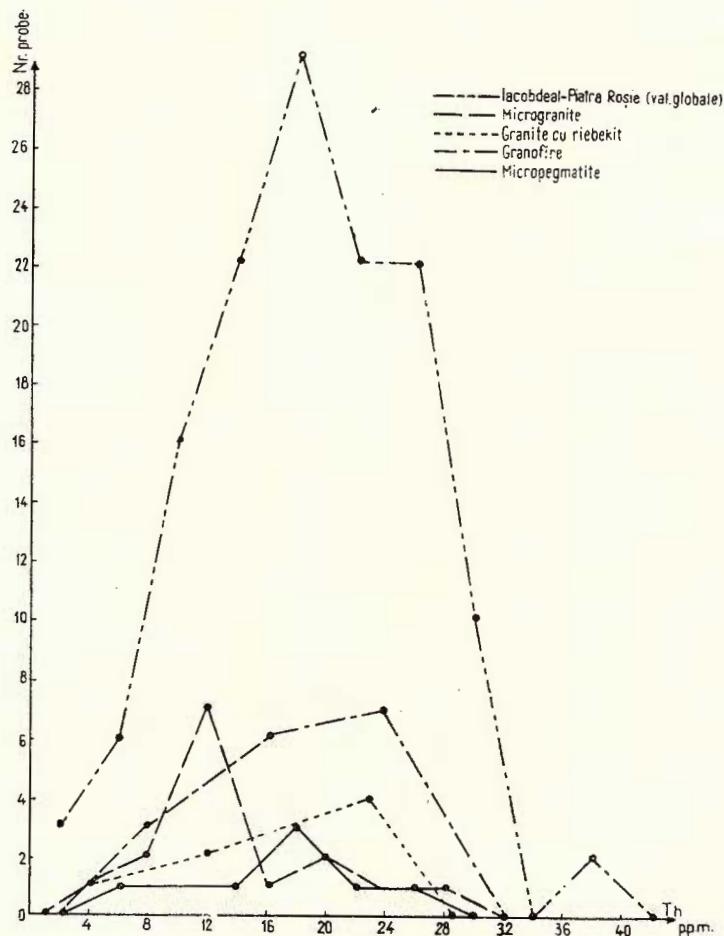


Fig. 6. — Distribuția thoriului pe tipuri de roci pentru masivul Iacobdeal-Piatra Roșie.

Distribution du thorium par types de roches pour le massif Iacobdeal-Piatra Roșie.

Unii cercetători au făcut corelații între conținuturile de uraniu și thoriu și diversi parametri mineralogici deduși din compoziția modală a rocilor, ca de exemplu indicele de culoare, raportul FK/plag., cantitate de cuarț, mineralele accesoriai. În cazul nostru încercările de corelare cu para-

metri amintiți nu au dus la concluzii de ordin general. Pentru acest motiv s-a trecut în lucrarea de față la sistematizarea datelor de conținut pe tipuri de roci.

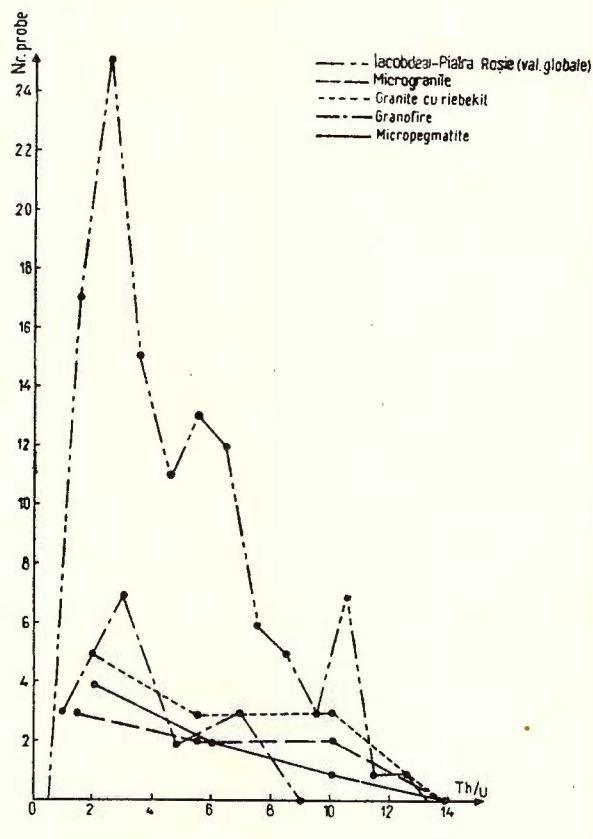


Fig. 7.— Distribuția Th/U pe tipuri de roci pentru masivul Iacobdeal-Piatra Roșie.

Distribution du Th/U par types de roches pour le massif Iacobdeal-Piatra Roșie.

## BIBLIOGRAFIE

- Adams Johns, Kenneth J., Osmond J. J., Rogers J. W. (1959) The geochemistry of thorium and uranium. *Physics and chemistry of the Earth*. Pergamon Press. London.
- Baranov V. I. (1956) Radiometria. Edit. Acad. de St. U.R.S.S. Moscova.
- Baranov V. I., Du Le Tian (1961) Despre geochimia U și Th în rocile granitice din masivul Kiziltan (Kazahstanul Central). *Geochimia Izdatelstvo Academii Nauk S.S.R.* 12. Moscova.
- Cantuniari St. (1937). Le massif éruptif du Sacar (Dép. de Tulcea) *Bul. Soc. Rom. Geol.* III. București.

- Filip n M. S., Komlev L. V. (1959) Uran i tori o granitoidah Srednego Pridneprovia  
*Geo chimia*, 5.
- Giușcă D. (1931) Masivul Pricopan (Dobrogea) *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București.
- Heinrik E (1962) Mineraloghia i gheochimia radioactivnogo *Seria Izd-vo inostr. litr-ri*
- Hurley P. M., Fairbairn N.W. (1957) Abundance and distribution of uranium and thorium in zircon, sphene, apatite, epidote and monazite in granitic rocks.  
*Trans. Amer. Geophys. Un.* 38
- Ingham W., Keevil N. B. (1951) Radioactivity of the Bowr lamaque Elzevir and Cheddar batholiths Canada. *Bull. Geol. Soc. America* 62/2.
- Jurain Georges (1962) Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'uranium, radium et du thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisement d'uranium. *Science de la terre — mémoire* 1, Oct. Nancy.
- Larsen E. S., Gottfried D (1960) Uranium and thorium in selected suites of igneous rocks *Amer. J. Sci* — 258 A.
- Larionov V. V. (1963) Gosudarstvennoe nauchno tehnicescoe izdatelstvo refbianoi i gorno toplivnoi literatura. Moskva *Jadernaia Geologia i Geofizika*.
- Murgoci G. (1912) Cercetări geologice în Dobrogea de Nord. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. 6 București.
- Rotman D. (1913) Masivul eruptiv de la Greci. *An. Inst. Geol. Rom.* 7. București.
- Roubault M., Coppens René (1960) Studiul radiogeologic al unei părți din masivul granitic Martagne (Vendée) Franța. *Inst. Geol. Congr. XXI Session Norden Part. XV. Copenhagen*
- Vinogradov A. P. (1963) C snovniye cernii geohimii. *Urala Izdat-vo Acad. Nauk S.S.R.* Moskva
- Witfield J. W., Rogers J. J., Adams J. A. S. (1959) The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 17.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE LA RADIOACTIVITÉ DES MASSIFS DOBROGÉENS

PAR

D. GIUȘCĂ, MARIA LEMNE, MAGDALENA IONCICĂ, SILVIA MÎNZATU

(Résumé)

L'ouvrage a pour but de présenter le caractère de la distribution des éléments radioactifs — uranium et thorium — dans une série de roches appartenant aux massifs granitiques dobrogéens : Iacobdeal—Piatra Roșie, Pricopan et Greci.



Un nombre de 188 échantillons collectés dans les profils traversant ces trois massifs ont été examinés en coupe mince et les déterminations d'uranium et de thorium ont été effectuées par la méthode de la spectro-métrie gamma au moyen du sélecteur d'impulsion à 60 canaux SA-M-60. Le poids de chaque échantillon analysé a été en moyenne 200 gr et les dimensions du cristal de scintillation 2,5/2,5 cm.

Les massifs granitiques étudiés présentent des caractères géochimiques différents, à cause de la composition du magma originel, des variations résultées de la différenciation magmatique, et des transformations postérieures. Tous ces caractères se reflètent dans les résultats obtenus, qui indiquent des teneurs en uranium et thorium variables entre de très larges limites, dans un seul massif. Cela s'explique par ce que les déterminations concernent tant les roches variées, nonaltérées, que les roches hydrothermalisées ou présentant des phénomènes d'altération superficielle.

Les essais de corrélérer les teneurs en U et Th aux divers paramètres pétrographiques déduits de la composition modale des roches n'ont pas abouti à des conclusions d'ordre général.

Pourtant, les teneurs en U et Th varient dans les trois massifs, ainsi que l'hystogramme général l'indique par les trois maxima correspondant aux trois massifs étudiés.

Des différenciations sont observées surtout pour le thorium, tandis que pour l'uranium l'individualisation est nette seulement pour le massif de Pricopan.

Les hystogrammes des teneurs en U et Th pour les trois massifs granitiques, ont été détaillés par types de roches, relevant par là les différences entre les granites (Pricopan), granodiorites, tonalites, gabbros (Greci), granites à riebekite, microgranites, granophyres (Iacobdeal).





Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA STUDIUL GEOCHIMIC AL ROCILOR  
BANATITICE DE LA SĂVÎRSIN (MUNȚII DROCEA)<sup>1)</sup>

DE

H. SAVU, CECILIA VASILIU, CONSTANȚA UDRESCU<sup>2)</sup>

**Abstract**

Contributions to the Geochemical Study of the Banatitic Rocks of Săvîrsin (Drocea Mountains). The composite body of Săvîrsin is made up of dioritic, granitodioritic, granitic and porphyritic intrusions. These rocks originated in a granodioritic magma which became differentiated in the depth. The variation of the minor elements shows the development of the magmatic differentiation. An increase in amounts of Sr and a decrease in Li, as compared with other calco-alkaline rocks, are observed. The content of V, Ni, Co and Cr in the diorite makes us suppose the contamination of the acid magma with ophiolitic material.

**Introducere**

Masivul banatitic de la Săvîrsin este situat în partea de sud a munților Drocea, pe valea Mureșului. Geologia și petrografia masivului au fost abordate în trecut de S. Szentpétery (1928) și mai recent de V. Papiu et al. (1959). Acești cercetători au adus numeroase date pentru cunoașterea diferitelor tipuri de roci din masiv, atât din punct de vedere petrografic, cât și chimic.

Structura geologică de detaliu și raporturile care există între diferențele faciesuri de roci din masiv au fost stabilite între anii 1953 — 1959<sup>3)</sup> de unul din noi; s-a arătat astfel, că masivul banatitic este un corp compus din două intrușiuni principale.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 28 Aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, șos. Kiseleff Nr. 55, București.

<sup>3)</sup> H. Savu (1953) Raport asupra lucrărilor din partea de W și SW a Masivului Drocea. Arh. Inst. Geol.

H. Savu (1959). Raport asupra lucrărilor din Masivul Drocea. Arh. Inst. Geol.



Chimismul rocilor a fost revăzut mai recent de către D. Giuşcă et al. (1966) într-o lucrare de ansamblu asupra întregii provincii banatitice, în care s-a discutat chimismul și consanguinitatea tuturor magmatitelor legate de orogeneza laramică. Zonele mineralizate cu molibdenit și pirită, din masa de roci granodioritice au fost prospectate geochimic de O. Buracu<sup>1)</sup>

Un studiu geochimic asupra rocilor nu s-a făcut pînă acum. În acest scop, autorii prezentei lucrări au analizat chimic principalele tipuri de roci banatitice din masiv și au efectuat un mare număr de analize spectrale pe 38 probe din masiv<sup>2)</sup>. Rezultatele acestor cercetări vor fi expuse în continuare.

### Observații asupra geologiei regiunii

Fundamentul regiunii Săvîrșin este alcătuit din roci ofiolitice, în care a fost pus în loc masivul banatitic. Rocile bazice sunt reprezentate prin curgeri de bazalte și anamesite (pillow-lava) cu care se asociază uneori și cîteva nivele de piroclastite bazaltice sau de jaspuri, mai ales către partea superioară a masei de roci ofiolitice. În intercalațiile de jaspuri apar tufuri sau curgeri de andezite, oligofire și trahiandezite, vulcanite care în alte părți ale munților Drocea se asociază cu calcare recifale titanice sau cu depozite cretacic-inferioare.

În timpul manifestării magmatismului ofiolitic, rocile efuzive bazice din regiunea Săvîrșin au fot străbătute de cîteva corpuri de gabbouri, cum sunt cele de la Cuiaș, Hălăliș și Valea Mare.

Rocile ofiolitice și depozitele sedimentare jurasic-superioare sau cretacic-inferioare au fost antrenate în mișcările austrice. La sfîrșitul Cretacicului superior, această regiune este reluată în mișcările laramice, datorită căror apare un sistem de fracturi orientat pe direcția NE – SW.

Activitatea magmatică legată de aceste mișcări este reprezentată prin magmatismul banatitic subsecvent. În timpul manifestării acestui magmatism, în munții Drocea sunt puse în loc patru mari corpuri intrusive de roci banatitice orientate în lungul a două aliniamente (D. Giuşcă et al., 1966).

Dintre acestea, cel mai important este corpul compus de la Săvîrșin, care a străbătut și a metamorfozat la contact rocile bazice menționate

<sup>1)</sup> O. Buracu – Raport asupra prospecțiunilor geochimice executate în reg. Săvîrșin – Arh. Com. Stat. Geol.

<sup>2)</sup> H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. – Raport: Studiu geochimic al masivului banatitic de la Săvîrșin (Munții Drocea). (1964) Arh. Inst. Geol.



mai sus. Acest corp este alcătuit din două mari intruziuni banatitice<sup>1)</sup>. O primă intruziune, situată în partea de nord, a rezultat din veniri succesive de diorite, diorite cuartifere și apoi de granodiorite, urmate de filoane aplitice (fig. 1).

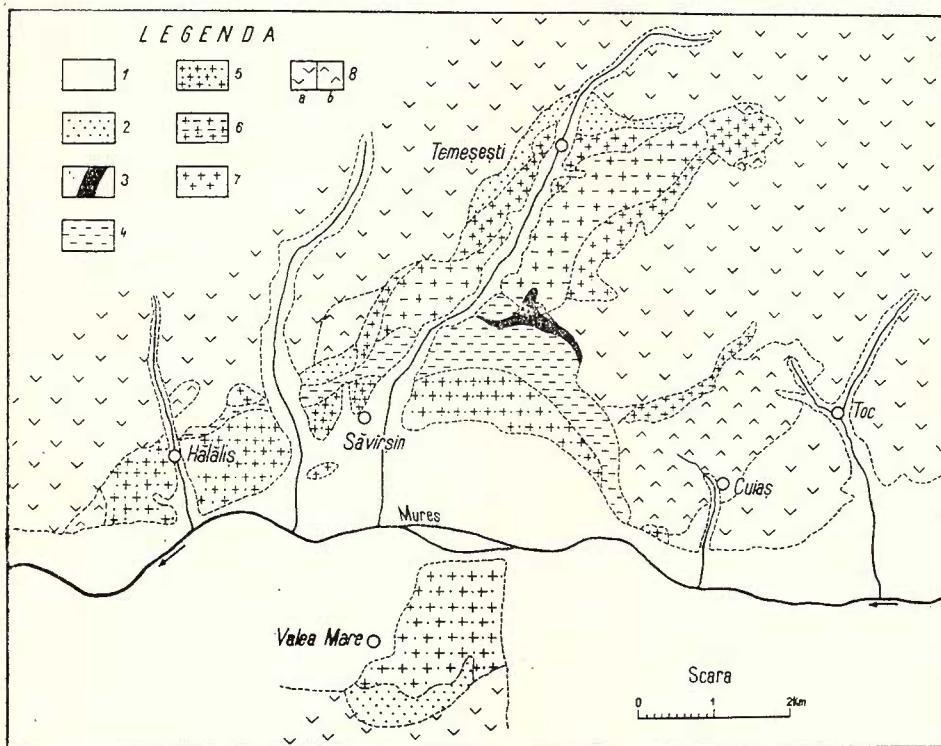


Fig. 1. — Schiță geologică a masivului banatitic de la Săvîrşin (după H. Savu, 1957—1959).

1, aluvioni; 2, aureolă de contact; 3, porfire granitice; 4, granit în facies marginal; 5, granite porfirice; 6, granodiorite; 7, diorite și diorite cuartifere; 8, ofiolite: a-bazalte și anamesite, b-gabbrouri.

Esquisse géologique du massif banatitic de Săvîrşin (d'après H. Savu, 1957—1959).

1, alluvions; 2, auréole de contact; 3, porphyres granitiques; 4, granites en faciès marginal; 5, granites porphyriques; 6, granodiorites; 7, diorites et diorites quartzifères; 8, ophiolites: a-basaltes et anamésites, b-gabbros.

A doua intruziune alcătuiește partea de sud a masivului și constă din granite porfirice, în care apar separații pegmatoide și filoane de aplite și de profire granitice. În ambele intruziuni se întâlnesc separații melanocrate.

<sup>1)</sup> H. Savu (1953). *Op. cit.* p. 359.

Din punct de vedere petrografic, în cadrul masivului se deosebesc numeroase tipuri de roci. Astfel, dioritele formează mici corpuri sau separații dezvoltate pe marginile intruziunii de la nord. Ele sunt roci cu structură hipidiomorf-grăunțoasă, uneori porfirică și textură masivă sau slab orientată. În compoziția lor participă placiociaz cu structură zonară, hornblendă verde, uneori biotit și minerale accesoriai. Cuarțul din dioritele cuarțifere ajunge rar pînă la 14%. Uneori, se observă un facies fin al dioritelor, reprezentat prin microdioritele cu granulația de dimensiuni reduse.

Granodioritele alcătuiesc masa principală a primei intruziuni, fiind mai răspîndite în jurul localității Temeșești. Ele sunt roci cu textură masivă, în a căror compoziție participă cuarț, placiociaz zonat ( $An_{30}$ — $An_{12}$ ) feldspat potasic, biotit, mai rar hornblendă și minerale accesoriai, ca apatit și magnetit sau pirită. În jurul filoanelor hidrotermale de cuarț cu pirită și molibdenit, ca și în unele zone neregulate, granodioritele au suferit fenomene de hidrotermalizare. Aici, feldspații s-au transformat în caolinit și sericit (muscovit), iar mineralele melanocrate au dispărut sau au trecut în clorit.

Separațiiile melanocrate care se găsesc atît în diorite, cît și în granodiorite, sunt alcătuite din minerale de primă cristalizare, ca hornblenda, biotitul și placiociazul.

Aplitele sunt roci filoniene cu granulație fină, constituite din cuarț, placiociaz acid, feldspat potasic și biotit în cantitate redusă. Tot sub formă de filoane se găsesc kersantitele, roci de culoare neagră, cu structură subofitică, la a căror alcătuire participă placiociaz, biotit, mai rar cuarț și augit.

Intruziunea a doua, cea mai importantă din masiv, este alcătuită din granite. În cadrul ei deosebim un facies marginal și un facies larg porfiric. În ambele faciesuri, rocile au textură masivă și sunt alcătuite din cuarț, feldspat potasic, placiociaz, biotit sau hornblendă verde comună și mineralele accesoriai, ca apatit, titanit, zircon și minerale opace.

Este caracteristic faciesul larg porfiric al granitului, care constă dintr-o masă fundamentală cu granulație medie, în care sunt prinse mega-cristale de feldspat potasic cu structură zonară și cu unghiul  $2V = 50 - 60^\circ$  (H. Savu, Cecilia Vasiliu, 1966). Placiociazul din masa fundamentală prezintă de asemenea structură zonară, compoziția lui variind între  $An_{30}$  și  $An_{10}$ .

În masa granitului porfiric se întâlnesc rar și separații pegmatoide, ale căror minerale componente — cuarțul și feldspatul potasic — sunt mai larg dezvoltate și formează structuri grafice.



Porfirele granitice și aplitele sănt roci de culoare roz și au granulație fină. Primele constau dintr-o masă fundamentală microcristalină în care apar fenocristale de cuarț, ortoclaz, uneori și de placiociaz.

### Considerații geochimice

**A) Elemente majore.** Pentru discutarea chimismului banatitelor de la Săvîrșin, am analizat toate tipurile de roci prezentate în tabelul 1. După cum rezultă din acest tabel, conținutul de  $\text{SiO}_2$  variază de la 52,61% pînă la 78,54%, iar cel de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de la 11,29% pînă la 16,65%. În privința conținutului de  $\text{CaO}$  și  $\text{MgO}$ , constatăm că primul oxid oscilează între 0,47% și 8,87%, iar al doilea între 0,38% și 6,19%.

Variații destul de mari se observă și la conținutul de alcalii. Astfel, pentru  $\text{Na}_2\text{O}$  avem o variație de la 2,73% pînă la 5,25%, iar pentru  $\text{K}_2\text{O}$  de la 0,50% în aplite, pînă la 5,10% în porfirele granitice.

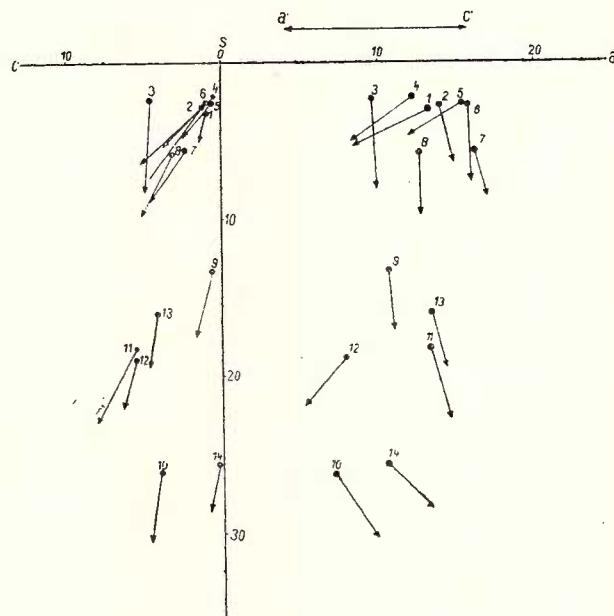


Fig. 2. — Diagrama Zavaritskii.

Diagramme de Zavaritskii.

Parametri Zavaritskii (1956), calculați din analizele chimice (tabelul 2), au fost proiectați pe diagrama din fig. 2. În funcție de felul cum se proiectează rocile banatitice pe această diagramă, precum și după sensul de alungire a vectorilor, rezultă următoarele caracteristici petrochimice :

a) rocile sănt în general sărace în minerale femice, cu excepția dioritelor și a separațiilor melanocrate ;



TABELUL 1  
Compoziția chimică a rocilor banatitice

| Nr. crt.                       | 1     | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     | Sep. melanocr. - artificiale cu- |             |                  |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------------------------------|-------------|------------------|
|                                |       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        | Kersantit                        | Diorit      |                  |
| R o c a                        |       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |                                  | Granodiorit | Graniit porfiric |
| Locul                          | Teme- | Săvăr- | Temesești                        | Teme-       |                  |
| Oxizi                          | %     | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %      | %                                | sești       | sești            |
| SiO <sub>2</sub>               | 75,87 | 73,95  | 73,90  | 78,54  | 74,25  | 73,25  | 66,84  | 69,15  | 58,31  | 52,61  | 51,66  | 57,80  | 57,10  | 54,30  |                                  |             |                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,28 | 12,58  | 14,34  | 11,29  | 13,88  | 13,83  | 15,47  | 14,27  | 16,65  | 16,34  | 17,37  | 17,96  | 16,05  | 15,83  |                                  |             |                  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,59  | 0,91   | 0,74   | 0,48   | 0,86   | 0,92   | 2,05   | 1,71   | 3,00   | 2,39   | 5,57   | 4,30   | 6,41   | 3,50   |                                  |             |                  |
| FeO                            | 0,31  | 0,87   | 0,36   | 0,21   | 0,32   | 0,56   | 1,39   | 1,97   | 4,74   | 5,86   | 2,25   | 3,50   | 2,96   | 6,61   |                                  |             |                  |
| MnO                            | 0,02  | 0,03   | 0,02   | 0,02   | 0,01   | 0,03   | 0,09   | 0,06   | 0,16   | 0,24   | 0,13   | 0,14   | 0,14   | 0,21   |                                  |             |                  |
| MgO                            | 0,45  | 0,63   | 0,86   | 0,47   | 0,38   | 0,79   | 1,15   | 1,43   | 3,06   | 6,19   | 4,72   | 3,53   | 3,36   | 4,60   |                                  |             |                  |
| CaO                            | 0,84  | 1,26   | 3,86   | 0,47   | 0,57   | 0,97   | 2,38   | 2,60   | 5,30   | 8,87   | 6,33   | 4,53   | 4,63   | 6,74   |                                  |             |                  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,25  | 3,09   | 4,16   | 2,73   | 3,95   | 4,14   | 4,22   | 3,82   | 3,63   | 2,79   | 3,69   | 2,79   | 5,25   | 3,85   |                                  |             |                  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,84  | 5,31   | 0,50   | 4,80   | 5,10   | 4,94   | 4,67   | 3,08   | 1,49   | 0,74   | 3,05   | 1,14   | 1,18   | 1,30   |                                  |             |                  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,09  | 0,23   | 0,14   | 0,15   | 0,16   | 0,20   | 0,47   | 0,46   | 1,23   | 0,93   | 0,97   | 0,99   | 0,60   | 1,17   |                                  |             |                  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,01  | 0,07   | 0,04   | 0,02   | 0,02   | 0,04   | 0,19   | 0,16   | 0,38   | 0,21   | 0,41   | 0,38   | 0,44   | 0,27   |                                  |             |                  |
| CO <sub>2</sub>                | —     | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | 1,27   | —      | —      | —      |                                  |             |                  |
| S                              | 0,04  | —      | 0,02   | —      | —      | 0,08   | —      | —      | 0,03   | 0,05   | 0,03   | 0,05   | —      | 0,06   |                                  |             |                  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,91  | 0,54   | 0,65   | 0,40   | 0,34   | 0,29   | 0,68   | 1,08   | 1,47   | 2,28   | 2,06   | 2,50   | 1,50   | 1,14   |                                  |             |                  |
| <b>TOTAL</b>                   | 99,30 | 99,47  | 99,59  | 99,58  | 99,84  | 100,04 | 99,60  | 99,79  | 99,47  | 99,50  | 99,51  | 99,56  | 99,62  | 99,58  |                                  |             |                  |



TABELUL 2  
*Parametri Zavarîki ai rocilor banatitice*

| Nr.<br>crt. | a    | c   | b    | s    | a'   | f'   | m'   | c'   | n    | t    | φ    |
|-------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 1           | 13,4 | 1,0 | 3,1  | 82,5 | 51,0 | 25,6 | 23,4 | —    | 81,6 | 0,08 | 17,0 |
| 2           | 14,0 | 1,2 | 2,9  | 81,9 | —    | 54,5 | 36,4 | 9,1  | 47,1 | 0,24 | 27,3 |
| 3           | 9,7  | 4,6 | 2,4  | 83,3 | —    | 37,1 | 60,0 | 2,9  | 93,0 | 0,16 | 22,8 |
| 4           | 12,3 | 0,5 | 2,3  | 84,9 | 44,4 | 25,0 | 30,6 | —    | 46,3 | 0,15 | 16,7 |
| 5           | 15,5 | 0,7 | 2,7  | 81,1 | 39,0 | 39,0 | 22,0 | —    | 54,3 | 0,16 | 29,3 |
| 6           | 15,8 | 1,0 | 2,7  | 80,5 | —    | 48,8 | 48,8 | 2,4  | 56,3 | 0,25 | 29,2 |
| 7           | 16,0 | 2,3 | 5,6  | 76,1 | —    | 56,1 | 34,2 | 9,7  | 57,6 | 0,54 | 31,7 |
| 8           | 12,7 | 3,1 | 5,8  | 78,4 | —    | 58,2 | 41,8 | 0,0  | 64,9 | 0,52 | 25,6 |
| 9           | 10,6 | 6,2 | 13,3 | 69,9 | —    | 56,4 | 39,9 | 3,7  | 78,8 | 1,52 | 20,2 |
| 10          | 7,2  | 4,0 | 26,2 | 62,6 | —    | 31,0 | 41,5 | 27,5 | 87,6 | 1,35 | 8,1  |
| 11          | 13,3 | 5,6 | 18,2 | 62,9 | —    | 40,3 | 46,3 | 13,4 | 65,3 | 1,38 | 27,6 |
| 12          | 7,9  | 5,6 | 18,8 | 67,7 | 28,8 | 38,8 | 32,4 | —    | 78,9 | 1,33 | 19,9 |
| 13          | 13,4 | 4,2 | 15,9 | 66,5 | —    | 53,8 | 36,2 | 10,0 | 86,6 | 0,83 | 35,0 |
| 14          | 10,5 | 0,2 | 25,6 | 63,7 | —    | 37,6 | 30,8 | 31,6 | 81,6 | 1,63 | 11,9 |

b) după orientarea vectorilor din partea stîngă a diagramei, rezultă că ele sănt, în general, mai bogate în component sodic. Conținutul de anortit este în toată seria relativ redus.

S-a calculat de asemenea, norma CIPW pentru toate rocile (tabelul 3). Din acest tabel se desprinde caracterul de roci saturate în  $\text{SiO}_2$ ; la granitul pegmatoid conținutul de cuarț se ridică chiar pînă la 42,66%. Se mai observă că, conținutul de component feldspatic alcalin (Or) variază între 2,78 și 31,14%, iar componentul albitic între 23,06 și 44,01%. Rezultă de aici, că în seria de roci analizate sodiul predomină asupra potasiului.

Conținutul de anortit este scăzut în rocile acide, dar crește spre cele dioritice, în care ajunge la 30%.

Componenții melanocrați apar în moleculele de diopsid și de hipersten. Ultimul component este prezent în toată seria de roci, el indicînd prezența biotitului și a hornblendei.

Pentru a stabili caracterul magmelor și evoluția lor în timpul cristalizării, s-au calculat pentru toată seria de roci parametri magmatici Niggli (P. Niggli și P. J. Beger, 1923) din tabelul 4, cu ajutorul căror s-au construit diagramele de variație.

Astfel, diagrama  $alk : al$  (fig. 3) arată că rocile de la Săvîrşin se proiectează într-un cîmp, ce se extinde din domeniul rocilor cu conținut scăzut de alcalii, pînă în domeniul celor bogate în astfel de componenți.



TABLELUL 3  
Compoziția normală (C.I.P.W.) a rocilor bananitice

| Nr.<br>crt.<br>nom. | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| qu                  | 36,26 | 32,34 | 38,40 | 42,66 | 29,94 | 27,12 | 18,18 | 27,24 | 14,37 | 5,31  | 2,52  | 22,62 | 9,00  | 4,92  |
| or                  | 10,56 | 31,14 | 2,78  | 28,36 | 30,02 | 28,91 | 27,80 | 18,35 | 8,90  | 3,89  | 17,79 | 6,67  | 7,23  | 7,78  |
| ab                  | 44,01 | 26,20 | 35,11 | 23,06 | 35,54 | 35,11 | 35,63 | 31,96 | 30,92 | 23,58 | 31,44 | 23,58 | 44,01 | 32,49 |
| an                  | 4,17  | 5,00  | 18,90 | 2,22  | 2,78  | 4,45  | 9,45  | 11,95 | 23,91 | 30,02 | 20,57 | 20,02 | 16,68 | 21,96 |
| di                  | —     | 0,22  | 0,22  | —     | —     | 0,22  | 1,08  | —     | —     | 10,53 | —     | —     | 3,03  | 7,94  |
| hy                  | 1,10  | 1,90  | 2,00  | 1,10  | 0,90  | 1,90  | 2,43  | 5,05  | 12,05 | 18,04 | 11,83 | 10,25 | 7,16  | 15,30 |
| c                   | 1,22  | —     | —     | 0,82  | 0,82  | —     | —     | 0,31  | 0,20  | —     | 0,41  | 4,90  | —     | —     |
| ap                  | —     | 0,34  | —     | —     | —     | 0,34  | 0,34  | 1,01  | 0,34  | 1,01  | 1,01  | 1,01  | 1,01  | 0,67  |
| cc                  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 2,90  | —     | —     | —     |
| mt                  | 0,70  | 1,39  | 0,70  | 0,23  | 0,46  | 1,16  | 3,02  | 2,55  | 4,30  | 3,36  | 4,41  | 6,26  | 7,66  | 4,87  |
| hm                  | 0,08  | —     | 0,08  | 0,32  | 0,64  | —     | —     | —     | —     | —     | 2,48  | —     | 1,12  | —     |
| ii                  | 0,15  | 0,46  | 0,30  | 0,30  | 0,46  | 0,91  | 0,91  | 2,28  | 1,82  | 1,82  | 1,98  | 1,98  | 1,22  | 2,28  |
| pr                  | 0,06  | —     | 0,06  | —     | —     | 0,12  | —     | —     | 0,06  | 0,06  | 0,06  | —     | —     | 0,12  |



TABELUL 4  
Valoare parametrilor Niggli

| Nr.<br>crt. | <i>st</i> | <i>al</i> | <i>fm</i> | <i>c</i> | <i>atk</i> | <i>k</i> | <i>mg</i> | <i>c/m</i> | <i>ti</i> | <i>p</i> | <i>Qz</i> | <i>Q</i> | <i>L</i> | <i>M</i> |
|-------------|-----------|-----------|-----------|----------|------------|----------|-----------|------------|-----------|----------|-----------|----------|----------|----------|
| 1           | 466       | 48,0      | 8,5       | 5,5      | 38,0       | .18      | .48       | .65        | .37       | —        | 214       | 59,5     | 37,4     | 3,1      |
| 2           | 422       | 42,5      | 13,7      | 7,5      | 36,3       | .53      | .40       | .55        | 1,03      | .34      | 176,8     | 56,9     | 39,2     | 3,9      |
| 3           | 391       | 44,5      | 10,8      | 21,9     | 22,8       | .07      | .62       | 2,02       | .64       | —        | 199,8     | 60,8     | 36,1     | 3,1      |
| 4           | 559       | 47,4      | 8,6       | 3,4      | 40,4       | .54      | .55       | .40        | .86       | —        | 296,6     | 63,5     | 34,0     | 2,5      |
| 5           | 427       | 47,0      | 8,7       | 3,5      | 40,8       | .46      | .36       | .40        | .69       | —        | 163,8     | 55,6     | 41,5     | 2,9      |
| 6           | 392       | 43,4      | 12,8      | 5,5      | 38,3       | .44      | .50       | .43        | .97       | —        | 138,8     | 53,7     | 42,7     | 3,6      |
| 7           | 288       | 39,4      | 19,1      | 10,9     | 30,6       | .42      | .38       | .57        | 1,55      | .26      | 65,6      | 47,1     | 45,6     | 7,3      |
| 8           | 315       | 38,3      | 23,5      | 12,6     | 25,6       | .35      | .42       | .54        | 1,64      | .27      | 112,6     | 52,5     | 39,3     | 8,2      |
| 9           | 188       | 31,7      | 35,2      | 18,5     | 14,6       | .21      | .41       | .53        | 2,92      | .58      | 26,6      | 41,7     | 41,1     | 17,2     |
| 10          | 137       | 25,0      | 42,1      | 24,8     | 8,1        | .13      | .57       | .59        | 1,35      | .16      | 4,6       | 35,3     | 36,6     | 28,1     |
| 11          | 145       | 28,7      | 36,9      | 18,9     | 15,5       | .35      | .54       | .51        | 2,02      | .51      | —17,0     | 32,0     | 45,4     | 22,6     |
| 12          | 189       | 34,8      | 38,0      | 16,0     | 11,2       | .21      | .46       | .42        | 2,56      | .59      | 44,2      | 45,0     | 32,4     | 22,6     |
| 13          | 175       | 28,9      | 38,0      | 15,3     | 17,8       | .13      | .40       | .40        | 1,47      | .55      | 3,8       | 36,8     | 43,2     | 20,0     |
| 14          | 149       | 25,7      | 41,8      | 19,9     | 12,6       | .18      | .45       | .48        | 2,48      | .33      | —1,4      | 34,4     | 39,6     | 26,0     |

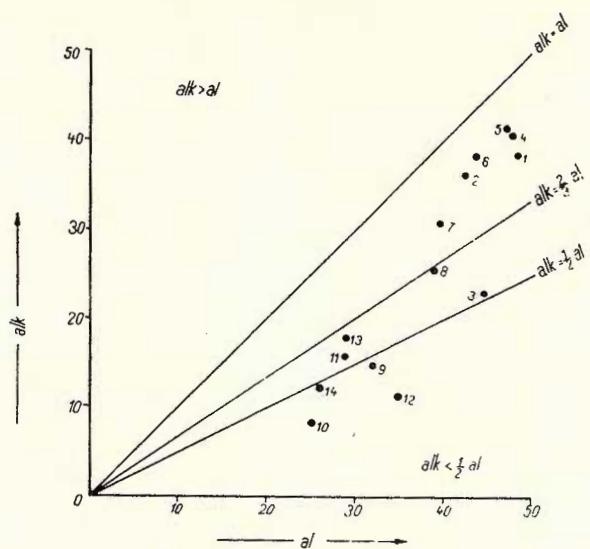


Fig. 3. — Diagramma alk : al  
Diagramme alk : al.

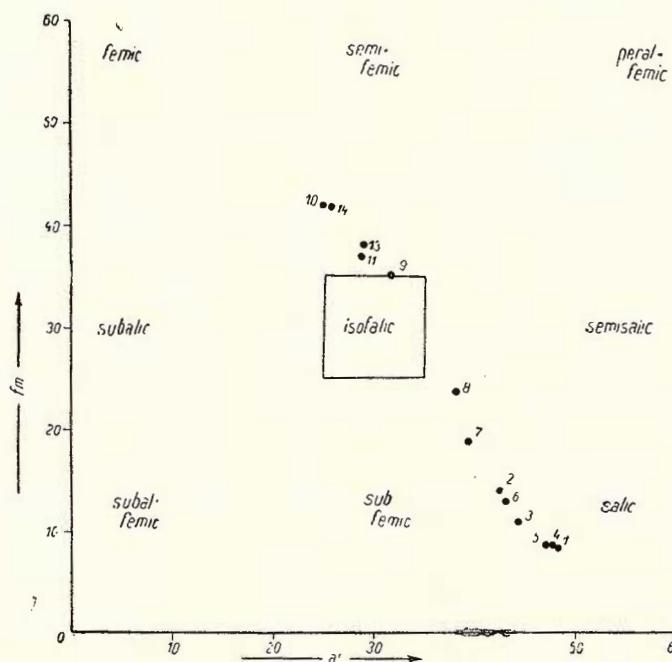


Fig. 4. — Diagramma fm : al  
Diagramme fm : al.

Pe diagrama  $fm : al$  (fig. 4), rocile se proiectează în două cîmpuri orientate pe aceeași direcție. Dintre acestea, opt roci se înscriu în cîmpul dintre domeniile salic — subfemic — semisalic, iar celelalte se situează în spațiul dintre domeniile semifemic și izofalie; dioritul cuarțifer de la Temeșești se proiectează chiar la limita cîmpului izofalic.

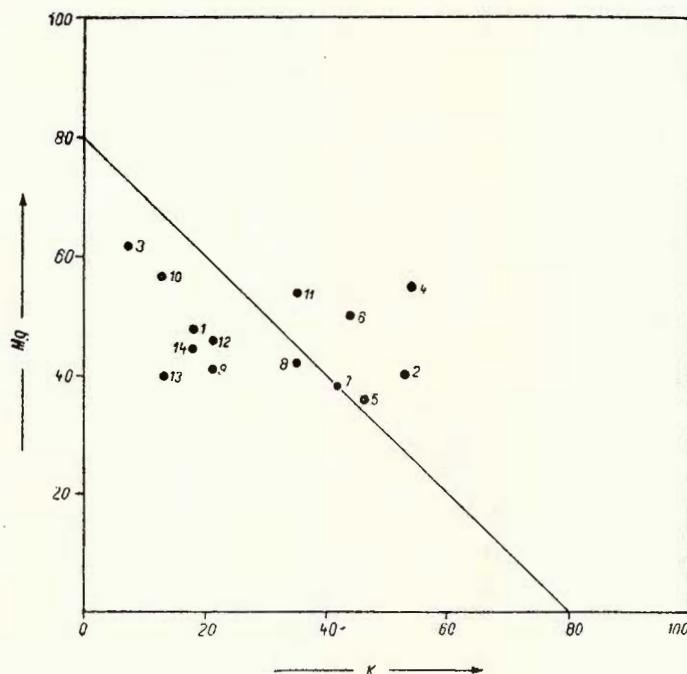


Fig. 5. — Diagrama  $mg : k$ .  
Diagramme  $mg : k$ .

Caracterul calcoalcalin al rocilor banatitice reiese din diagrama  $mg : k$  (fig. 5). Pe această diagramă rocile banatitice se proiectează într-un cîmp cuprins între  $0,35 - 0,60\ mg$  și  $0,10 - 0,55\ k$ . În acest cîmp, rocile de masiv se situează la sud-vest de diagonala  $0,80\ mg - 0,80\ k$ , deosebindu-se astfel, în oarecare măsură de banatitele de la Ocna de Fier care se proiectează deasupra acestei diagonale (Al. Codarcea, 1930). Totuși, granitul în facies marginal și rocile filoniene, ca aplitul granitic, porfirul cuarțifer și kersantitul se situează în cîmpul rocilor din Banat.

Diferențierea rocilor banatitice din masivul de la Săvîrșin reiese clar din diagrama din fig. 6. Pe această diagramă, parametri  $al$  și  $alk$  cresc în funcție de valoarea lui  $si$ , curbele lor fiind, în cea mai mare parte, paralele.

În porțiunea cuprinsă între  $si = 150 - 250$ , în care se situează rocile intermediare, cele două curbe se distanțează foarte puțin.

Curbele parametrilor  $fm$  și  $c$  scad treptat, odată cu creșterea lui  $si$ . Aceste curbe sunt de asemenea paralele în domeniul rocilor acide ( $si = 450 - 570$ ) și se distanțează treptat în sensul descreșterii valorii lui  $si$ .

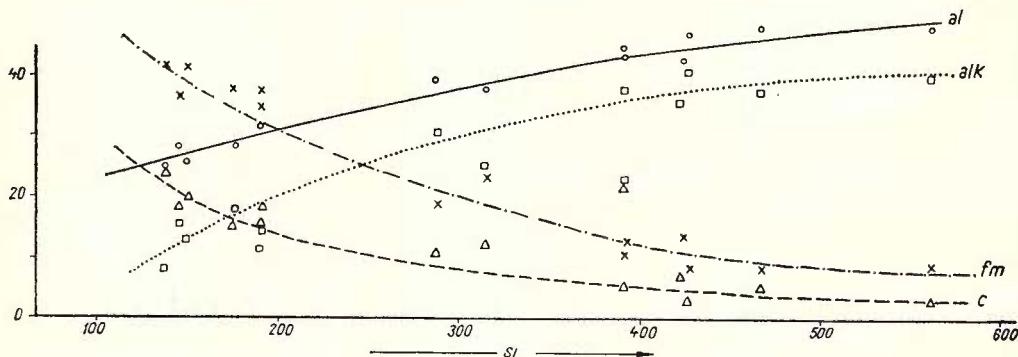


Fig. 6. — Diagrama de diferențiere.

Diagramme de différenciation.

Punctul izofal al seriei de roci de la Săvîrşin se găseşte în apropierea valorii  $si = 200$ , corespunzînd astfel cu situaţia rocilor din întreaga provincie banatitică (D. Giuşcă et al., 1966). Această valoare scoate în evidenţă caracterul calcoalcalin al magmelor din care s-au diferențiat rocile.

Tot în tabelul 4, sunt redate și valorile parametrilor  $Q$ ,  $L$ ,  $M$  (C. Burrini și P. Niggl, 1945) cu ajutorul căror să se construiască diagrama din fig. 7. Pe această diagramă numai două roci — kersantitul și o separație melanocerată din diorite — se înscriu în cîmpul  $PFM$ . Rocile de masiv se proiectează deasupra liniei  $PF$ , în domeniul rocilor intermediare și acide, deplasîndu-se treptat spre latura  $QL$  și spre vîrful  $Q$ , odată cu creșterea lui  $SiO_2$ , deci în sensul diferențierii ce a avut loc în adîncime. Se observă că rocile filoniene — aplite și porfire — se proiectează pe diagramă în lungul unei linii paralele cu latura  $QL$ .

Din datele asupra chimismului rocilor banatitice de la Săvîrşin rezultă că, ele aparțin unei provincii calcoalcaline. Întreaga serie de roci a provenit din diferențierea unei magme granodioritice, din care au rezultat, de o parte, rocile dioritice și de alta, rocile granitice și cele filoniene.

TABELUL 5

Elementele majore și minore din rocile banatitice

| Nr.<br>crt. | Roca                                 | Elemente majore % |      |                   |                  |                    |      |      |      |      |      | Elemente minore p.p.m. |      |      |     |    |    |      |        | Gax1000 | V×1000 | V×1000 | Sr×100 | Sr×1000 | Ba×100 | $(\frac{1}{3}Si + K) - (Ca + Mg)$ |     |       |
|-------------|--------------------------------------|-------------------|------|-------------------|------------------|--------------------|------|------|------|------|------|------------------------|------|------|-----|----|----|------|--------|---------|--------|--------|--------|---------|--------|-----------------------------------|-----|-------|
|             |                                      | Si                | Al   | Fe <sup>III</sup> | Fe <sup>II</sup> | Fe <sub>tot.</sub> | Mn   | Mg   | Ca   | Na   | K    | Ti                     | P    | Ga   | Li  | Ni | Co | V    | Sr     | Ba      | Zr     | Al     | Mg     | Fe      | Ca     | Ca + K                            | K   |       |
| 1           | Aplit în granodio-rite               | 35,5              | 7,02 | 0,41              | 0,24             | 0,65               | 0,01 | 0,27 | 0,60 | 3,90 | 1,53 | 0,05                   | —    | 12   | —*  | —  | —  | 3—10 | 445    | 475     | 70     | 0,17   | 2,4    | 1,0     | 7,4    | 2,1                               | 3,1 | 12,49 |
| 2           | Aplit în granite                     | 34,5              | 6,65 | 0,64              | 0,68             | 1,32               | 0,02 | 0,38 | 0,90 | 2,29 | 4,41 | 0,14                   | 0,03 | 14   | 1—3 | —  | —  | 24   | 585    | 830     | < 60   | 0,22   | 6,3    | 1,8     | 8,7    | 1,5                               | 1,9 | 14,63 |
| 3           | Aplit în diorite                     | 34,5              | 7,59 | 0,52              | 0,28             | 0,80               | 0,01 | 0,52 | 2,76 | 3,08 | 0,41 | 0,08                   | 0,02 | 13,5 | —   | —  | —  | —    | 468    | < 200   | 81     | 0,18   | —      | —       | 1,7    | 1,5                               | 4,9 | 8,63  |
| 4           | Granit pegmatoid                     | 36,7              | 5,97 | 0,34              | 0,16             | 0,50               | 0,01 | 0,28 | 0,34 | 2,25 | 3,98 | 0,09                   | 0,01 | 10   | —   | —  | —  | 10   | 344    | 1170    | 81     | 0,17   | 3,6    | 2,0     | 10,2   | 0,8                               | 2,9 | 15,59 |
| 5           | Porfir granitic                      | 34,7              | 7,34 | 0,60              | 0,25             | 0,85               | 0,01 | 0,23 | 0,41 | 2,93 | 4,23 | 0,10                   | 0,01 | 12   | 3,0 | —  | —  | 3—10 | 240    | 646     | 95     | 0,16   | 2,8    | 0,8     | 5,8    | 0,5                               | 1,5 | 15,16 |
| 6           | Granit în facies marginal            | 34,2              | 7,31 | 0,64              | 0,44             | 1,08               | 0,02 | 0,48 | 0,69 | 3,07 | 4,10 | 0,12                   | 0,02 | 17   | 3,0 | —  | —  | 15   | * 423  | 760     | 128    | 0,23   | 3,1    | 1,4     | 6,1    | 0,9                               | 1,7 | 14,33 |
| 7           | Granit porfiric                      | 31,2              | 8,18 | 1,43              | 1,08             | 2,51               | 0,07 | 0,69 | 1,70 | 3,13 | 3,88 | 0,28                   | 0,08 | 18,5 | 5,0 | —  | —  | 54   | > 1000 | 1020    | 161    | 0,23   | 7,8    | 2,1     | 5,9    | 1,8                               | 2,6 | 11,89 |
| 8           | Granodiorit                          | 32,3              | 7,55 | 1,20              | 1,53             | 2,73               | 0,05 | 0,86 | 1,86 | 2,83 | 2,56 | 0,28                   | 0,07 | 12,5 | 1—3 | —  | —  | 61   | 554    | 510     | 89     | 0,17   | 7,1    | 2,2     | 2,9    | 1,2                               | 2,0 | 10,61 |
| 9           | Diorit cuarțifer                     | 27,1              | 8,80 | 2,10              | 3,70             | 5,80               | 0,12 | 1,84 | 3,78 | 2,69 | 1,24 | 0,74                   | 0,17 | 17   | 1—3 | —  | 17 | 154  | 650    | 375     | 213    | 0,19   | 8,4    | 2,7     | 1,7    | 1,3                               | 3,1 | 4,65  |
| 10          | Diorit                               | 24,6              | 8,65 | 1,67              | 4,55             | 6,22               | 0,19 | 3,73 | 6,24 | 2,07 | 0,61 | 0,56                   | 0,09 | 14   | —   | 30 | 18 | 257  | 754    | 240     | 65     | 0,16   | 6,9    | 4,1     | 1,2    | 1,1                               | 3,9 | -1,26 |
| 11          | Kersantit                            | 24,2              | 9,18 | 3,90              | 1,75             | 5,65               | 0,10 | 2,85 | 4,52 | 2,74 | 2,53 | 0,58                   | 0,18 | 22   | 8,0 | 18 | 19 | 170  | > 1000 | 630     | 85     | 0,24   | 6,0    | 3,0     | 2,2    | 1,4                               | 2,5 | 3,23  |
| 12          | Sep. melanocr. în granod.            | 27,0              | 9,50 | 3,01              | 2,72             | 5,73               | 0,11 | 2,13 | 3,24 | 2,07 | 0,95 | 0,59                   | 0,17 | 19   | 1—3 | —  | —  | 132  | 873    | 355     | 73     | 0,20   | 6,2    | 2,3     | 2,7    | 1,1                               | 3,7 | 4,58  |
| 13          | Sep. melanocr. în granite            | 26,7              | 8,50 | 4,48              | 2,30             | 6,78               | 0,11 | 2,02 | 3,30 | 3,89 | 0,98 | 0,36                   | 0,19 | 20   | 5,0 | —  | —  | 155  | > 1000 | 466     | 132    | 0,24   | 7,7    | 2,3     | 3,0    | 2,3                               | 4,7 | 4,56  |
| 14          | Sep. melanocr. în diorite cuarțifere | 25,2              | 8,38 | 2,44              | 5,14             | 7,58               | 0,16 | 2,78 | 4,81 | 2,86 | 1,08 | 0,70                   | 0,12 | 15   | —   | 10 | 27 | 295  | 540    | 535     | 123    | 0,18   | 10,6   | 3,9     | 1,1    | 0,9                               | 4,9 | 1,89  |

\* Sub limita de detecție. Limite de detecție: 10 p.p.m. pentru Ni și Co; 3—10 p.m.p. pentru V; 1—3 p.p.m. pentru Li.



Institutul Geologic al României

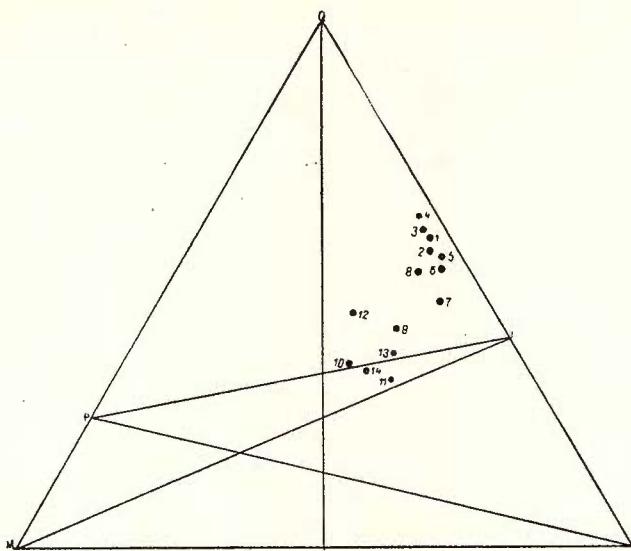


Fig. 7. — Diagrama QLM.  
Diagramme QLM.

**B) Elemente minore.** Pentru studiul geochemical al banatitelor de la Săvîrşin au fost analizate pe cale spectrală toate tipurile de roci din masiv<sup>1)</sup>, determinîndu-se conținutul în p. p. m. pentru mai multe elemente minore ce vor fi discutate mai jos.

În tabelul 5 sunt redate conținuturile de Ga, Li, Ni, Co, V, Sr, Ba și Zr din seria de 14 roci analizate și discutate anterior. Pentru urmărirea variației conținutului acestor elemente de-a lungul seriei de roci banatitice, s-au calculat din analiza chimică conținuturile de elemente majore (tabelul 5) și s-a folosit metoda de studiu preconizată de S. R. N o c k o l d s și R. A l l e n (1953). Pentru aceasta, elementele minore au fost proiectate pe diferite diagrame, împreună cu elementele majore de care ele sunt legate geochemical. Pe abscisa acestor diagrame s-au luat valorile funcției  $(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ , iar pe ordonată conținuturile în p. p. m. ale elementelor minore, respectiv conținutul procentual de elemente majore.

Pentru o cunoaștere mai completă a distribuției elementelor minore în seria banatitică, s-au efectuat analize spectrale și pe un mare număr de probe din rocile de masiv care nu au fost analizate chimic, inclusiv pe rocile formate din minerale de primă cristalizare, ca separațiile melanocrate și

<sup>1)</sup> H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu (1964). Op. Cît. p. 360.

pe rocile acide separate mai tîrziu, cum sunt aplitele și granitele pegmatoide; au fost analizate, de asemenea, cîteva roci hidrotermalizate și un lamprofir. La toate rocile s-au determinat, în plus, elementele Cu, Pb, Sn, Cr, Be, Mn și Mo pe care le redăm în tabelul 6. Tot în acest tabel este redat și conținutul de elemente minore din patru roci ofiolitice, colectate în apropierea contactului cu intruziunile banatitice.

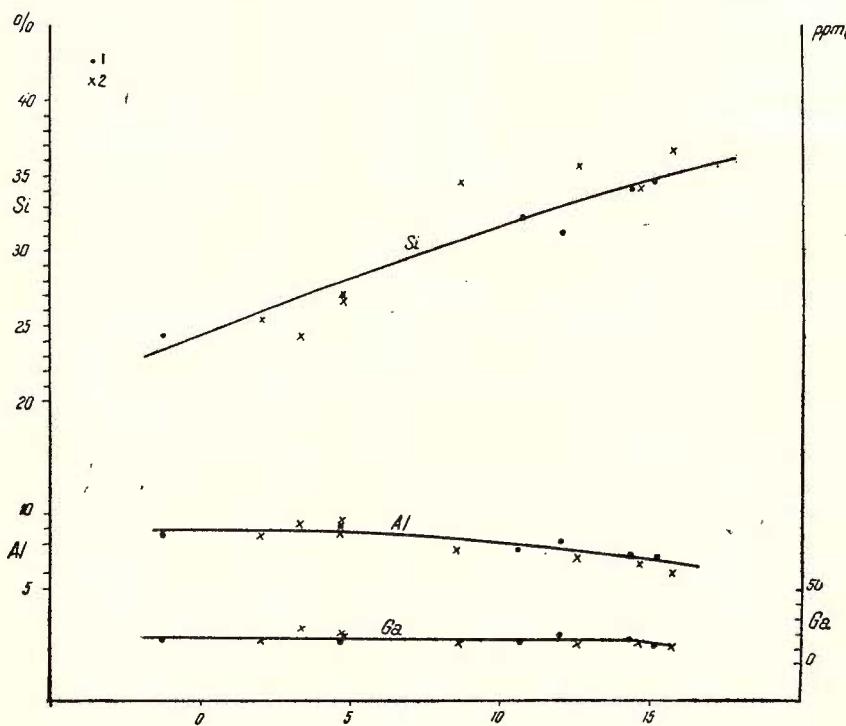


Fig. 8. — Diagrama de variație a Si, Al și Ga.

1, roci de masiv; 2, separații melanocrate, aplite, lamprofir.

Diagramme de variation du Si, Al et GA.

1, roches de massif; 2, séparations mélanoocrates, aplites, lamprophyres.

Pe diagrama din fig. 8 sunt redate curbele de variație ale Si, Al, și Ga. Curba siliciului arată o creștere constantă de la rocile dioritice mai bazice, spre cele granitice. După cum se observă, unele dintre separațiile melanocrate și aplitele se îndepărtează puțin de această curbă.

Conținutul în Al scade ușor în lungul seriei, acest caracter fiind propriu tuturor rocilor analizate. Curba ăriului, element legat geochimic de aluminiu, este aproape paralelă cu curba acestuia din urmă. Raportul  $Ga \times 1\,000 : Al$  (tabel 5) crește foarte puțin spre rocile acide, scăzînd apoi



în termenii cei mai bogăți în  $\text{SiO}_2$ . Această variație reiese și din aspectul curbelor celor două elemente.

Conținutul de Ga din rocile de la Săvîrșin variază între 10—22 p. p.m. (tabel 6). Media conținutului pe întregul masiv este de 15 p. p. m., valoare identică cu cea citată de K. Rankama și T. h. Sahama (1952) pentru rocile eruptive. V. M. Goldschmidt (1954) citează de asemenea, un conținut de 7,5—22 p. p. m. Ga în rocile granitice de la Oslo.

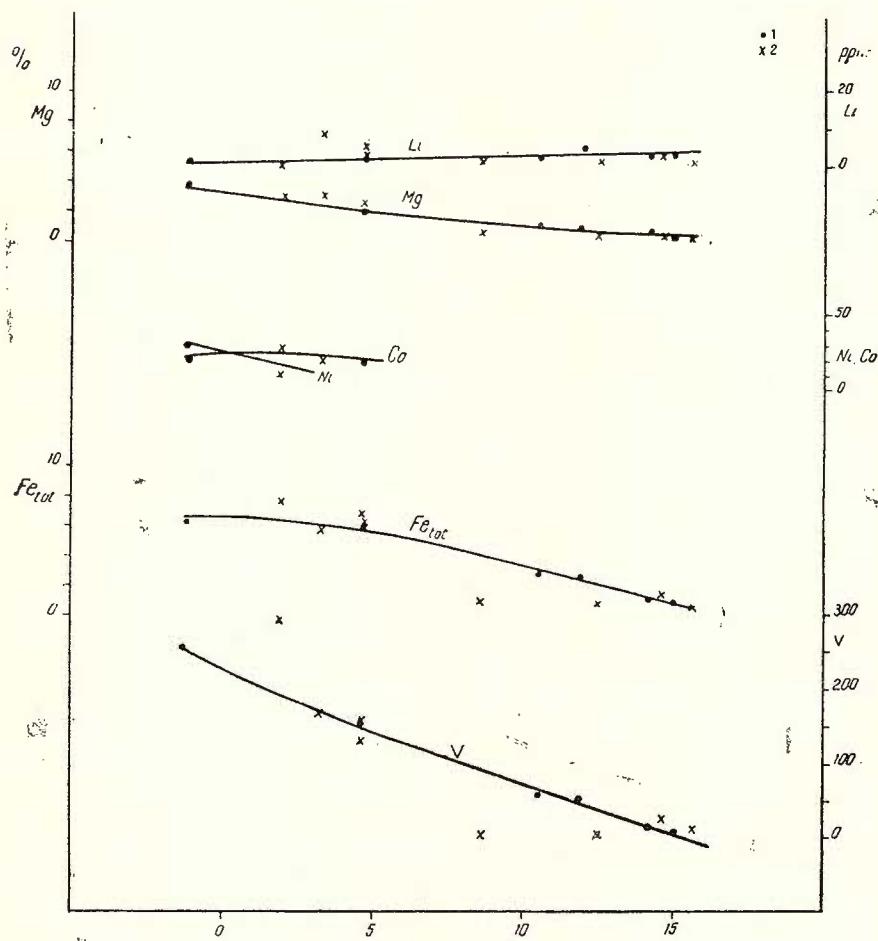


Fig. 9. — Diagrama de variație a Li, Mg, Co, Ni, Fe și V.  
1, roci de masiv; 2, separații melanocrate, aplite, lamprofiry

Diagramme de variation du Li, Mg, Co, Ni, Fe et V.

1, roches de massif; 2, séparations mélanocrates, aplites, lamprophyres.

După cum rezultă din diagrama de variație din fig. 9, curbele elementelor Mg, Ni, Co, Fe și V sunt în general descendente, în timp ce curba litiuului este ușor ascendentă în lungul seriei de roci banatitice. Aceasta corespunde cu observațiile lui S. R. N o c k o l d s și R. A l l e n (1953) asupra geo chimiei acestor elemente în seriile de roci calcoalcaline. Există însă deosebiri în ce privește conținutul acestor elemente în diferitele tipuri de roci ale seriei banatitice. Astfel, în timp ce conținutul de Mg scade constant de-a lungul seriei, conținutul de fier descrește foarte puțin în rocile dioritice și mai accentuat spre cele granitice.

Cobaltul și nichelul prezintă conținuturi detectabile (10 p. p. m.) numai în termenii mai bazici ai seriei, așa cum sunt dioritele și separațiile melanocrate. În aceste roci, conținutul de Co este aproape constant, el variind între 17 și 28 p. p. m.; într-un diorit cuarțifer de pe Valea Mare s-a determinat un conținut de 28 p. p. m. Co. Conținutul de nichel variază de la 10 p. p. m. pînă la 34 p. p. m.; în diorite, el atinge 30—34 p. p. m.

Modul de comportare al celor două elemente în seria de roci este ilustrat foarte bine de diagrama de variație (fig. 9), pe care curbele lor se intersectează în apropierea valorii 0 de pe abscisă.

Conținutul mediu de vanadiu din seria de roci banatitice este de 91 p. p. m., valoare în concordanță cu conținutul mediu de 50—100 p. p. m. menționat de V. M. G o l d s e h m i d t (1954) pentru granite și roci acide. Curba de variație a vanadiului este puternic descendenta, conținutul în acest element scăzînd continuu de la termenii bazici spre cei acizi ai seriei. Această scădere a conținutului de V este determinată, în decursul diferențierii magmatice, de micșorarea treptată a conținutului de Fe, element de care el este legat geo chimic.

Raportul  $V \times 1000 : Fe$  (tabel 5) scade continuu de la rocile dioritice spre cele granitice, în timp ce raportul  $V \times 1000 : Mg$  se păstrează la început aproape constant și apoi scade spre capătul acid al seriei.

Conținutul de crom este foarte scăzut în seria de roci analizate, el menținîndu-se în general sub 10 p. p. m. Numai într-un diorit de pe Valea Mare s-au determinat 49 p. p. m. Cr.

După cum s-a arătat mai sus, în rocile mai bazice ale seriei (dioritele) remarcăm conținuturi de V, Ni, Co și Cr mai ridică decît în restul rocilor banatitice. De aceea, s-ar putea suspecta și un proces de contaminare a magmei banatitice cu material din rocile ofiolitice—gabbrouri, microgabbrouri, bazalte etc — în care aceste elemente sunt mai abundente (tabelul 6).

Așa cum am menționat, conținutul de Li din rocile banatitice crește slab, dar constant, de la diorite spre granite. Acest mod de comportare



TABELUL 6

Elementele minore din rocile banatitice și ofiolitice (p.p.m.)

| Nr. crt. | Roca                               | Locul          | Cu   | Pb   | Sn    | Ga   | V     | Ni   | Co | Cr  | Zr    | Ba    | Li  | Sr    | Be  | Mn   | Mo  |
|----------|------------------------------------|----------------|------|------|-------|------|-------|------|----|-----|-------|-------|-----|-------|-----|------|-----|
| 1        | Aplit granitic                     | Hălăliș        | 29   | 30   | —*    | 14   | 24    | —    | —  | —   | < 60  | 830   | 1—3 | 785   | 2,5 | 275  |     |
| 2        | Aplit în granodiorite              | V. Mare        | 44   | —    | —     | 12   | 3—10  | —    | —  | —   | 70    | 475   | —   | 445   | 1—2 | 225  |     |
| 3        | Aplit în diorite                   | P. Copăciș     | 19   | —    | —     | 13,5 | —     | —    | —  | —   | 81    | < 200 | —   | 468   | 1—2 | 133  |     |
| 4        | Porfir cuartifer                   | V. Troaș       | 10   | 11   | 10    | 13   | 3—10  | —    | —  | —   | < 60  | 440   | **  | —     | 2,0 | 100  |     |
| 5        | Porfir granitic                    | V. Contrava    | 10   | 10   | —     | 18   | —     | —    | —  | —   | 60    | 357   | —   | —     | 2,3 | < 80 |     |
| 6        | Porfir cuartifer granitic          | P. Mutului     | 20   | 10   | —     | 12   | 3—10  | —    | —  | —   | 95    | 646   | 3,0 | 240   | 2,6 | 247  |     |
| 7        | Granit porfiric                    | Hălăliș        | —    | 32   | —     | 18,5 | 54    | —    | —  | —   | 161   | 1020  | 5,0 | >1000 | 2,7 | —    | 2,0 |
| 8        | Granit porfiric                    | P. Hălăliș     | 27   | 13   | —     | 18,5 | 59    | —    | —  | —   | 174   | 543   | —   | —     | 3,2 | 424  |     |
| 9        | Granit pegmatoid                   | V. Contrava    | 29   | 11   | —     | 10   | 10    | —    | —  | —   | 81    | 1170  | —   | 344   | —   | 308  |     |
| 10       | Granit pegmatoid                   | Hălăliș        | 11   | —    | —     | 17   | 110   | —    | —  | —   | 138   | 1327  | —   | —     | 2,6 | 898  |     |
| 11       | Granit în facies marginal          | V. Contrava    | 14   | 12   | 10    | 17   | 3—10  | —    | —  | —   | —     | 466   | —   | —     | 1—2 | 218  |     |
| 12       | Granit în facies marginal          | P. Mutului     | 62   | 10   | —     | 17   | 15    | —    | —  | —   | 128   | 760   | 3,0 | 423   | 3,8 | 305  |     |
| 13       | Granodiorit porfiric               | V. Mare        | 29   | —    | —     | 12,5 | 61    | —    | —  | —   | 89    | 510   | 1—3 | 554   | 1—2 | 567  |     |
| 14       | Granodiorit                        | V. Contrava    | 14   | 10   | —     | 21   | 3—10  | —    | —  | —   | 123   | 341   | —   | —     | 1—2 | 320  |     |
| 15       | Granodiorit                        | P. Copăciș     | 10   | —    | 10    | 14   | 26    | —    | —  | —   | 60    | 443   | —   | —     | 1—2 | 280  |     |
| 16       | Diorit cuartifer                   | V. Calului     | 108  | —    | —     | 16   | 263   | 34   | 28 | —   | < 60  | 200   | —   | —     | —   | 1300 |     |
| 17       | Diorit cuartifer                   | V. Mare        | 84   | 11   | —     | 17   | 154   | —    | 17 | —   | 213   | 375   | 1—3 | 650   | 1—2 | 1260 |     |
| 18       | Diorit                             | V. Mare        | 51   | 19   | —     | 14   | 257   | 30   | 18 | 49  | 65    | 240   | —   | 754   | —   | 1600 |     |
| 19       | Microdiorit porfiric               | V. Mare        | 50   | 37,5 | —     | 13   | 35    | —    | 10 | —   | 107   | 640   | —   | —     | 1,5 |      |     |
| 20       | Porfir granositic                  | Izv. Văli Mari | 40   | 10   | —     | 15   | 30    | —    | —  | —   | 107   | 915   | —   | —     | 2,0 | 568  |     |
| 21       | Kersantit                          | Temeșești      | 15   | 32   | —     | 22   | 170   | 18   | 19 | —   | 85    | 630   | 8,0 | >1000 | 2,0 | 992  |     |
| 22       | Cuarț hidrotermal cu molibdenit    | V. Ciumanilor  | 58   | 10   | —     | —    | —     | —    | —  | 12  | —     | < 200 | —   | —     | —   | 208  |     |
| 23       | Granodiorit hidrotermalizat        | V. Ciumanilor  | 104  | 68   | 10—20 | 10   | 10—20 | —    | —  | —   | 63    | 325   | 3   | —     | —   | 680  |     |
| 24       | Granodiorit hidrotermalizat        | V. Ciumanilor  | 44   | —    | 10—20 | 13   | 32    | —    | —  | —   | 63    | 325   | 1—3 | —     | —   | 201  |     |
| 25       | Granodiorit hidrotermalizat        | P. Belorii     | 18   | —    | 10—20 | 12   | 48    | —    | —  | —   | 107   | 550   | 1—3 | —     | —   | 210  |     |
| 26       | Granodiorit puternic zeolitizat    | P. Copăciș     | 27   | —    | —     | 14   | 34    | —    | —  | —   | 74    | 458   | —   | —     | 1—2 | 642  |     |
| 27       | Separ. melanocr. în granite        | Hălăliș        | 15   | —    | —     | 20   | 155   | —    | —  | —   | 132   | 466   | 5,0 | >1000 | 10  | 960  |     |
| 28       | Sep. melanocr. în granodiorite     | V. Calului     | 50   | —    | —     | 19   | 132   | —    | —  | —   | 73    | 355   | 1—3 | 873   | —   | 832  |     |
| 29       | Sep. pegmatitică în granodiorite   | V. Mare        | 98   | —    | 10—20 | 21,5 | 237   | 3—10 | —  | —   | < 60  | < 200 | —   | —     | 1—2 | 1310 |     |
| 30       | Sep. melanocr. în diorit cuartifer | Temeșești      | 64   | —    | —     | 15   | 204   | 23   | 15 | —   | 83    | < 200 | —   | —     | —   | 1310 |     |
| 31       | Sep. melanocr. în diorit cuartifer | V. Mare        | 91   | 12   | —     | 15   | 295   | 10   | 27 | —   | 123   | 535   | 1—3 | 540   | 1—2 | 1300 |     |
| 32       | Gabbro                             | Iz. V. Mari    | 14   | —    | —     | —    | 114   | 710  | 82 | 430 | < 200 | —     | —   | —     | —   | 1438 |     |
| 33       | Microgabbro din zona de contact    | V. Contrava    | 28   | —    | —     | 16   | 300   | 64   | 37 | 57  | < 60  | < 200 | —   | —     | —   | 1230 |     |
| 34       | Gabbro hidrotermalizat             | P. Banieșului  | 63   | —    | —     | 13   | 198   | 63   | 37 | 48  | < 60  | < 200 | 1—3 | —     | —   | 1650 |     |
| 35       | Beerbachit                         | P. Copăciș     | 31,5 | 25   | —     | 15   | 62    | —    | —  | —   | 132   | 510   | —   | —     | 1,5 | 1,6  |     |

\* Sub limita de detecție. Limite de detecție : 10 p.p.m. pentru Ni, Co, Cr și Sn ; 3—10 p.p.m. pentru V ; 1—3 p.p.m. pentru Li ; 1 p.p.m. pentru Be.

\*\* nedozat.



al Li este ilustrat și de curba lui de variație de pe diagrama din fig. 9. Pentru majoritatea rocilor s-a determinat un conținut în general scăzut de Li, care se menține sub 1 p. p. m. (tabel 6). În unele roci acide el ajunge însă la 5 p. p. m., iar în kersantite atinge 8 p. p. m. Conținutul de Li în rocile hidrotermalizate din apropierea filoanelor de cuarț cu molibdenit se menține de asemenea, scăzut, el variind între 1 și 3 p. p. m. Media conținutului pe masiv este de 3 p. p. m., valoare cu mult inferioară datelor citate în literatură pentru alte masive de roci granitoide.

Pe diagrama din fig. 10 sunt redate curbele de variație ale elementelor Ca, Na, K, Sr și Ba. După cum se vede, conținutul de calciu scade constant de la rocile dioritice spre cele granitice, curba lui prezentându-se ca o linie dreaptă.

Stronțiu este relativ abundant în seria de roci analizate, media conținutului său variind în jurul valorii de 650 p. p. m. Un conținut mai ridicat s-a determinat în diorite, kersantite, separații melanocrate și în granitul porfiric, în care el depășește 1 000 p. p. m. V. M. Goldschmidt (1954) citează conținuturi de 84 p. p. m. în granite și de 250 p. p. m. în diorite, iar K. Rankama și Th. Sahama (1950) menționează pentru rocile eruptive din Indonezia 466 p.p.m. Sr. Rezultă deci, că conținuturile determinate în banatite sunt mult mai ridicate.

Conținutul de Sr (fig. 10) se menține la valori constante în rocile dioritice, după care scade treptat, atingând valori minime în porfirele granitice. Raportul  $Sr \times 100 : Ca$  (tabel 5) crește treptat la începutul seriei și se menține apoi constant în termenii mai acizi. Această variație este asemănătoare cu cea a raportului celor două elemente din batolitul din California de sud. Raportul  $Sr \times 1000 : (Ca + K)$  se comportă ca și în batolitul amintit, crescând puțin la începutul seriei și scăzând apoi spre termenii acizi.

Conținutul de sodiu crește de la diorite spre granodiorite, după care el se menține aproape constant (fig. 10). Din contră, conținutul de potasiu crește în lungul seriei, creșterea lui accentuându-se spre termenii mai acizi.

Bariul, element legat geochemical de potasiu, prezintă conținuturi din ce în ce mai ridicate, cu cât ne apropiem de termenii acizi ai seriei, curba lui fiind aproape paralelă cu cea a potasiului. Astfel, în diorite s-a determinat un conținut de 240 p. p. m., iar în granite conținutul de Ba ajunge la 1020 p. p. m. Media conținutului de Ba în toată seria de roci este 510 p. p. m.

În literatură (K. Rankama și Th. Sahama, 1950) se citează conținuturi de 230 p. p. m. Ba pentru diorite și de 430—900 p. p. m. Ba



pentru granite. Raportul  $Ba \times 100 : K$  prezintă valori ceva mai ridicate în diorite și scade puțin spre rocile acide.

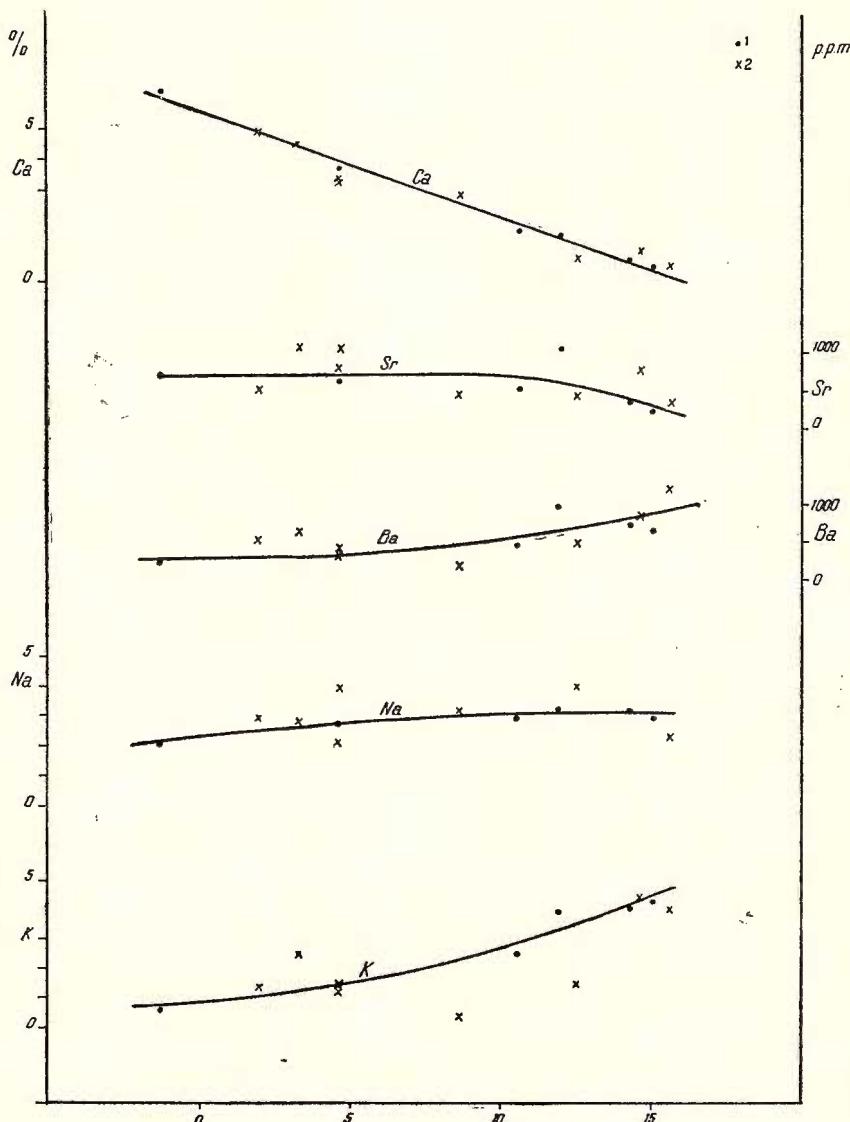


Fig. 10. — Diagrama de variație a Ca, Na, K, Sr și Ba.

1, roci de masiv; 2, separații melanocrate, aplite, lamprofire

Diagramme de variation du Ca, Na, K, Sr et Ba.

1, roche de massif; 2, séparations mélanoocrates, aplites, lamprophyres.



Pentru a se putea stabili în care minerale din compoziția rocilor acide sănt concentrate cantități mai mari de Sr și Ba, au fost analizate și trei megacristale de feldspați alcalini, colectate din diferite părți ale intruziunii granitice de la Săvîrșin. Rezultatele obținute (tabelul 7) arată că cele două elemente se găsesc în cantități deosebite în feldspatul alcalin. Aceste conținuturi ridicate de Ba și Sr din feldspați se corellează foarte bine cu datele de literatură. Astfel, V. M. Goldschmidt (1954) citează un conținut de 4900 p.p.m. BaO în feldspatul ortoclaz din granitul de Karlsbad și 10.000 p. p. m. BaO în criptoperitul din larvikitul din Norvegia. Captarea Ba în feldspatul potasic se explică prin dimensiunea apropiată a razei ionice a acestui element (1,43 Å) de cea a razei ionice a potasiului (1,33 Å). Stronțiul cu raza ionică de 1,27 Å este captat atât în poziția potasiului, cît și a calciului.

TABELUL 7  
*Elementele minore din feldspații potasici p.p.m.*

| Locul | Valea Mare | Hălăliș | Cetățuia |
|-------|------------|---------|----------|
| Cu    | 3–10       | 3–10    | 3–10     |
| Pb    | 12         | 13      | 13,5     |
| Ga    | 16         | 14      | 17       |
| Li    | 1–3        | 5       | 1–3      |
| Sr    | ~3000      | ~3000   | ~3000    |
| Ba    | 9400       | 7200    | 9200     |
| Mn    | <80        | <80     | <80      |

Ni, Co, Cr, V, Be, Sn, nedetectate.

Limite de detecție: 10 p.p.m. pentru Ni, Co, Cr, V, Sn; 1 p.p.m. pentru Be.

În același tabel sănt redate și conținuturile de Cu, Pb, Ga, Li și Mn din feldspatul alcalin.

Pe diagrama din figura 11 este reprezentată variația conținutului de zirconiu. Curba lui indică o creștere a conținutului de la diorite spre diorite cuarțifere și granite și apoi o scădere ușoară în granitul din faciesul marginal și în porfirul granitic.

Media conținutului de Zr în această serie este de 95 p.p.m.; în unele roci, valoarea lui crește pînă la 174 și 213 p.p.m. Conținutul de Zr din rocile banatitice se apropie de cel citat de V. Goldschmidt (1954) în rocile acide.

Beriliul este de asemenea prezent în toată seria de roci banatitice, în care s-a determinat un conținut mediu de 2,4 p.p.m. Conținutul lui variază însă, de la mai puțin de 1 p.p.m. în diorite, pînă la 3,8 p.p.m. în granit din faciesul marginal (tabelul 6). Într-o separație melanocrată din granite se remarcă un conținut de 10 p.p.m. Be. Cîteva determinări

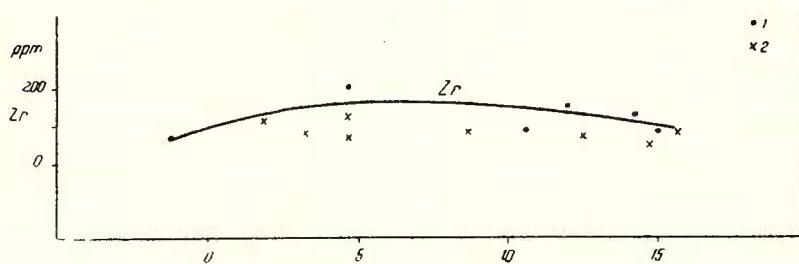


Fig. 11. — Diagrama de variație a Zr.

1, roci de masiv; 2, separații melanocrate, aplite, lamprophyre

Diagramme de variation du Zr.

1, roches de massif; 2, séparations mélanoocrates, aplites, lamprophyres.

de Be efectuate în granitele de la Săvîrșin și publicate de D. Giușcă et al. (1964), concordă cu rezultatele obținute de noi. Conținuturi de beriliu apropiate de ale noastre a determinat A. A. Beus (1957) în diferite tipuri de granite.

În afara de elementele prezentate pînă aci, în rocile de la Săvîrșin s-a mai determinat și conținutul de Cu, Pb, Sn, Mo și Mn. Cuprul variază destul de mult (10 – 108 p.p.m.) în această serie de roci, conținutul lui fiind în general mai scăzut în rocile acide. Media conținutului de Cu este de 42 p.p.m. și se apropie de valorile citate de K. Rankama și Th. Sahama (1952) pentru astfel de roci.

Plumbul se găsește în rocile banatitice în medie de 19 p.p.m., conținut care este asemănător cu cel citat în literatură pentru rocile eruptive acide. În rocile de la Săvîrșin, conținutul de Pb variază între 10 și 68 p.p.m., fiind mai ridicat într-un granodiorit hidrotermalizat.

Staniul participă în rocile analizate în medie cu mai puțin de 10 p.p.m. Cîteva roci, printre care granitele și granodioritele, conțin cca 10 p.p.m. Sn, iar în rocile care au suferit fenomene de hidrotermalizare, acest element poate să ajungă pînă la 20 p.p.m.

Un alt element prezent în toate rocile banatitice este manganul, pentru care s-au determinat conținuturi care scad cu diferențierea magmei, ele fiind cuprinse între 1650 p.p.m. în rocile dioritice și mai puțin de

80 p.p.m. în cele acide. Media conținutului de Mn din seria de roci este de 650 p.p.m., valoare ceva mai mică decât cele relatate în literatură, unde se arată că granitele prezintă un conținut mediu de 965 p.p.m. Mn (K. Rankama și Th. Sahama, 1952).

Molibdenul a fost determinat numai într-o singură probă de granit neafectat de fenomene hidrotermale, în care s-a găsit un conținut de 2 p.p.m.

Din datele prezentate, rezultă că variația conținutului de elemente minore urmărește, în general, sensul diferențierii seriilor de magme calcoalcaline studiate de Nockolds și Allen (1953), manifestând o analogie frapantă cu seria de roci intrusive mezozoice a batolitului din sudul Californiei.

### Concluzii generale

Pe baza datelor prezentate în această lucrare se pot formula următoarele concluzii generale :

Corpul compus de la Săvîrșin este alcătuit din două intruziuni principale, care au rezultat din veniri succesive de magme dioritice, granodioritice și granitice.

Magma din care au derivat diferențele tipuri de roci a fost o magmă granodioritică, a cărei diferențiere s-a produs în două sensuri : unul spre roci mai bazice (dioritice) și altul spre roci acide (granitice).

Diferențierea magmei a avut loc în adâncime, în bazinul magmatic și a evoluat după tipul magmelor din seriile calcoalcaline.

Variația conținutului de elemente minore din seria de roci banatitice urmărește întocmai cursul diferențierii magmatice, comportarea lor asemănîndu-se cu cea a elementelor minore din rocile batolitului din California.

Conținutul diferențelor elemente se modifică odată cu schimbarea compozиției mineralogice a rocilor din seria banatitică și se menține, în general, în limitele datelor din literatură. Excepție fac Sr și Li, dintre care, primul prezintă concentrații mai ridicate, iar al doilea conținuturi foarte scăzute, în comparație cu alte serii de roci calcoalcaline cunoscute.

Elementele V, Ni, Co și Cr sunt mai concentrate în rocile dioritice, ceea ce ar permite să se suspecteze, pe lîngă diferențierea magmatică și un eventual proces de contaminare a magmei granodioritice cu material din rocile ofiolitice.



## BIBLIOGRAFIE

- Beus A. A. (1957). Osnovnie certi gheohimii berilia i gheneticeskie tipi berilievih mestorojdenii. ANSSSR. Moskva.
- Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zürich.
- Codarcea Al. (1930). Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XV. București.
- Giușcă D., Ionescu Janina, Udrescu Constanța. (1964). Contribuții la geochemia beriliului. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Seria geol.* 1.
- Giușcă D., Cioflică G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV (sub tipar).
- Goldschmidt V. M. (1954). Geochemistry. Oxford, Clarendon Press.
- Niggli P., Beger P. J. (1923). Gesteins-und Mineralprovinzen I. Berlin.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953). The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 3.
- Papiu C. V., Savu H., Romanescu D., Pirvu Olivia. (1959) Corelația dintre structura geologică și anomaliiile magnetice ale zonei axiale a munților Drocea (Munții Apuseni). *D.S.Com. Geol.*, XLII (1954–1955). București.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1952). Geochemistry. Univ. Chicago Press.
- Savu H., Vasiliu C. (1966). Temperatura de formare a granitului de Săvîrșin (Munții Drocea). *D.S.Com. Geol.* LII, 1 (1964–1965, sub tipar). București.
- Szentpétery S. (1928). Petrogeologie des südlichen Teiles des Drocea-Gebriges. *M.kir. Földt. Int. Évk.* XXVII. Budapest.
- Zavaritski A. N. (1965). Izverjenie gornie parodi. Moskva.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES ROCHES BANATITIQUES DE SĂVÎRSIN (MONTS DE DROCEA)

PAR

H. SAVU, CECILIA VASILIU, CONSTANȚA UDRESCU

(Resumé)

Le massif banatistique de Săvîrșin est situé dans le S des Monts de Drocea. Mis en place à la suite des mouvements laramiens il parcourt des roches ophiolitiques mésozoïques, tels les basaltes, les anamésites et les gabbros qu'il métamorphise au contact.

La structure relève un corps composé de deux intrusions principales (fig. 1). L'intrusion septentrionale s'est formée des apports successifs de diorites et granodiorites, celle méridionale provient d'une intrusion granitaire plus importante. Les roches de massif contiennent des séparations



mélanocrates ou pegmatoïdes et sont parcourues par des filons d'aplates, kersantites et porphyres granitiques.

Les roches banatitiques, à l'exception des diorites, sont généralement pauvres en minéraux mélanocrates ainsi que leur chimisme l'indique (fig. 2). Le composant sodique l'emporte sur celui potassique et la teneur en anorthite est relativement réduite. Les diagrammes de variation des paramètres Niggli (fig. 3, 4 et 5) montrent que la série de roches appartient à une province calcoalcaline. Toute la série de roches est le résultat de la différenciation en profondeur d'un magma granodioritique, dont sont issus d'une part les magmas dioritiques, plus basiques et d'autre part, les magmas granitiques, plus acides (fig. 6 et 7) .

En vue de l'étude géochimique du massif on a analysé, par voie spectrale, les roches principales, dont on a fait également l'analyse chimique, ainsi qu'un plus grand nombre d'épreuves de contrôle de ces mêmes types de roches ou d'autres (tableau 6). Les éléments mineurs qu'on a déterminés sont Cu, Pb, Sn, Ga, V, Ni, Co, Cr, Zr, Be, Sr, Ba et Li. Pour l'examen de leur variation en diverses roches on a employé la méthode Nockolds et Allen (1953), la teneur des éléments mineurs étant rapportée à celle des éléments majeurs, auxquels ils se rattachent du point de vue géochimique.

La teneur en Al et Ga diminue légèrement dans la série banatitique à partir des roches dioritiques vers celles granitiques, tandis que la teneur en silice augmente constamment (fig. 8).

Les courbes des teneures en Fe, Mg, V, Ni et Co (fig. 9) sont généralement descendantes vers les roches acides. La teneur en V diminue sensiblement en ce sens, et Co et Ni ne se trouvent en quantités détectables ( $> 10$  p.p.m.) que dans les roches dioritiques. C'est pourquoi on pourrait également supposer un processus de contamination du magma granodioritique avec du matériel des roches ophiolitiques. Le rapport  $V \times 1000 : Fe$  (tableau 5) diminue continuellement des roches dioritiques vers celles granitiques, tandis que le rapport  $V \times 1000 : Mg$  demeure à peu près constant au début pour diminuer vers l'extrémité acide de la série.

A quelques exceptions près, la teneur en Li se maintient dans la plupart des roches à  $1-3$  p.p.m., valeur inférieure aux données de littérature concernant d'autres séries de roches calcoalcalines.

Les valeurs de la teneur en Ca et Sr baissent des diorites vers les roches acides (fig. 10). Comparées aux autres séries de roches calcoalcalines, les banatites sont relativement plus riches en Sr, la moyenne de la teneur par massif étant 650 p.p.m. Les rapports  $Sr \times 100 : Ca$  (tableau 5)



et  $\text{Sr} \times 1000 : (\text{Ca} + \text{K})$  augmentant un peu au commencement de la série pour devenir ensuite constants.

La teneur en Na augmente faiblement le long de la série banatitique, tandis que la quantité de K présente une augmentation plus prononcée entraînant l'augmentation de la teneur en Ba. Le Ba, tout comme le Sr, se trouvent en grande quantité dans le feldspath alcalin des granites (tableau 7).

La courbe de variation du zirconium (fig. 11) indique une hausse de la teneur des diorites vers les granites et ensuite, une légère baisse dans les roches les plus acides. Pour le Be aussi on remarque une augmentation de la teneur dans le sens de l'accroissement de l'acidité des roches.

Pour le stanium et le plomb on a déterminé des teneurs variables dans les différentes roches analysées (tableau 6). Cependant, on remarque la concentration plus forte de ces éléments dans les roches hydrothermalisées voisines aux filons de quartz à molybdénite.

La teneur en manganèse (tableau 6) baisse des roches dioritiques vers celles granitiques ; en quelque sorte le cuivre agit de même.

Les données présentées relèvent que la variation de la teneur en éléments mineurs suit généralement le sens de la différenciation des séries de magmas calcaoalcalines, manifestant une analogie frappante avec la série de roches intrusives mésozoïques du batholite du S de la Californie.



*Dări de Seamă ale Ședințelor*  
Vol. LII/2 (1964—1965)

PREPARAREA MINEREURILOR

CERCETĂRI TEHNOLOGICE PENTRU STABILIREA POSIBILITĂȚILOR DE VALORIZARE A MINEREULUI CUPRIFER DIN SECTORUL VARAD — MOLDOVA NOUĂ<sup>1)</sup>

DE  
ANGELA OPRESCU<sup>2)</sup>

**Abstract**

Technological Researches on the Determination of the Possibilities of Rendering Profitable the Copper-Bearing Ore of Varad-Moldova Nouă District. Experimental researches on the preparation of the copper-bearing ore of Varad—Moldova Nouă district were effectuated. The copper-bearing ore has a medium content of 0,68% Cu and 11% S. The main method of concentration was flotation. The results of the experimental researches showed that, from the technological point of view, the rendering profitable of the copper and sulphur can be realised by means of flotation with TT'mixture. Chalcopyrite with a content of 20% Cu corresponding to extractions of about 86—90% and pyrite with a content of 44—48% S corresponding to extractions of 87% were obtained.

Prin continuarea explorării geologice prin lucrări miniere și foraje a zăcămîntului Moldova Nouă, au fost puse în evidență în sectorul „Varad”, mineralizații interesante de cupru și sulf.

Pentru stabilirea unor prime elemente de apreciere a posibilităților de valorificare a minereului cuprifer din sectorul Varad, secția de preparare și valorificare a substanțelor minerale utile, a cercetat o probă de minereu din acest sector, urmînd ca în cazul în care proprietățile tehnologice ale minereului din această zonă (comportarea lui în procesul tehnologic) vor fi asemănătoare cu ale materialului din alte zone (sectorul Suvorov, sectorul Valea Mare) deja studiate sub aspectul preparării, să se prelucreze împreună, în instalația de preparare care a intrat în funcțiune la Moldova Nouă.

<sup>1)</sup> Comunicare ținută în ședință din 29 aprilie 1965.

<sup>2)</sup> Institutul Geologic, șos. Kiseleff nr. 55, București.



## I. Observații asupra probei și zăcământului

Proba pe care s-au executat cercetările de preparare, a fost constituită în parte, din materialul rămas de la probarea chimică a forajelor și lucrărilor miniere mai vechi. Pentru zonele care n-au fost probate chimic pînă la data probării tehnologice, s-a colectat probă prin brazde pe toată zona utilă, luîndu-se cantități proporționale cu grosimea zonei mineralizate, din fiecare lucrare.

Proba tehnologică a fost considerată probă reprezentativă pentru mineralizația din sectorul Varad.

Mineralizația din acest sector este situată la contactul banatitelor cu calcarele jurasice unde au avut loc concentrări de substanțe utile.

Roca gazdă este un scarn cu granați sau piroxeni, mineralizat în principal cu pirită și calcopirite, minereul fiind constituit dintr-o masă de granați și calcit în care sunt diseminate sulfurile. În general mineralizația se prezintă ca impregnație în masa scarnului, iar asocierea mineralelor metalice, apare sub formă de întrepătrundere.

Mineralele utile principale întîlnite sunt: pirita, calcopirita subordonat blenda, bornitul, monazitul, molibdenitul, covelina și hidroxizii de fier. Molibdenitul apare numai sporadic.

Analiza chimică elementară a probei originale, indică conținuturile prezentate în tabelul 1.

TABELUL 1

| Elemente          | Conținut % | Elemente                       | Conținut % |
|-------------------|------------|--------------------------------|------------|
| Cu                | 0,68       | As                             | 0,011      |
| Pb                | lipsă      | Sb                             | lipsă      |
| Zn                | 0,03       | SiO <sub>2</sub>               | 24,05      |
| Fe <sub>tot</sub> | 17,81      | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,69       |
| S                 | 10,77 – 11 | CaO                            | 21,70      |
| MnO               | 0,86       | MgO                            | 2,60       |
| Mo                | urme       | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12       |
| TiO <sub>2</sub>  | 0,40       | Ni                             | 0,035      |
| Au                | lipsă      | Cr                             | urme       |
| Ag                | urme       | V                              | lipsă      |
| Co                | 0,01       | Ge                             | 0,0004     |

Pentru determinarea conținutului mediu de cupru al probei, s-au făcut mai multe analize, pe mai multe probe recoltate din proba tehnologică



originală, și cu diferite metode de lucru (colorimetrică, iodometrică, complexometrică). Rezultatele analizelor sunt cuprinse între 0,63% și 0,71% Cu. Acest conținut a fost verificat și confirmat ulterior prin bilanțul încercărilor experimentale.

Înțînd seama de analiza chimică generală și de mineralele principale prezente în minereul original, repartizarea probabilă a elementelor Cu, Fe, S în aceste minerale, ar fi următoarea :

$$\begin{aligned} \text{Cu} &= 0,68\% - \text{legat de calcopirită} \\ \text{Fe} = 17,8\% &- \left\{ \begin{array}{l} 0,6\% \text{ legat de calcopirită.} \\ 8,8\% \text{ legat de pirită.} \\ 8,4\% \text{ legat de alte minerale și eventual magnetită.} \end{array} \right. \\ \text{S} = 10,8\% &- \left\{ \begin{array}{l} 0,7\% \text{ legat de calcopirită} \\ 10,1\% \text{ legat de pirită} \end{array} \right. \end{aligned}$$

Din punct de vedere tehnologic, concluziile desprinse din datele chimico-mineralogice arată că minereul din sectorul Varad reprezintă un scarn mineralizat, valorificabil pentru pirită — cca 19% — și calcopirită — cca 1,9%. Alte elemente metalice intervin în concentrații reduse și nu prezintă interes economic.

Fierul (cca 17,8%) fiind legat în special de sulfuri și minerale de gangă purtătoare de fier și numai sporadic de oxizi, se poate considera că nu prezintă interes practic.

## II. Cercetări anterioare pe probe din zăcămîntul Moldova Nouă

În regiunea Moldova Nouă se găsesc mai multe corpuși de minereu cuprifer, constituind de fapt mai multe zone sau sectoare. Parte din aceste corpuși ale zăcămîntului Moldova Nouă au fost cercetate sub aspectul tehnologiei preparării, printr-o serie de studii executate de I.C.E.M.I.N. în 1959—1960 și de Sectorul de preparare al Institutului Geologic, pe diferite probe la scară laborator sau pilot, în vederea recuperării cuprului, sulfului și eventual a magnetitei. Este vorba de corpușele de minereu din sectorul Suvorov, Valea Mare și în parte Florimunda.

Aceste cercetări au arătat că probele au fost asemănătoare în privința mineralelor prezente. În toate probele au fost prezente aceleași minerale, în asociații asemănătoare. Au existat însă diferențe în ceeace privește proporția în care apar mineralele constitutive, astfel că și conținuturile de elemente utile sunt diferite de la o probă la alta.

Pentru comparație, în tabelul 2 sunt arătate unele date chimico-mineralogice ale acestor probe.

Din aceste date rezultă că, compozițiile chimice și proporțiile în care apar mineralele utile sau de gangă diferă de la o probă la alta, că variază în special conținutul de magnetită și că singura probă care are un conținut de magnetită ce ar putea prezenta interes, este proba pentru cercetări în fază pilot din sectorul Suvorov.

Comparând proba care face obiectul prezentei lucrări cu probele cercetate anterior, se constată că aceasta este asemănătoare, dar conținuturile de cupru, fier și sulf sunt mai mici.

TABELUL 2

*Date chimico-mineralogice ale probelor din zăcămîntul Moldova Nouă*

| Elemente                       | Zăcămîntul Suvorov |             | Zăcămîntul Valea Mare |             | Zăc. Varad |
|--------------------------------|--------------------|-------------|-----------------------|-------------|------------|
|                                | Proba laborator    | Proba pilot | Probe laborator       |             | Probă lab. |
|                                |                    |             | ICEMIN                | Inst. Geol. |            |
| Cu                             | 0,87               | 0,75        | 0,88                  | 0,83        | 0,68       |
| Pb                             | 0,10               | 0,05        | 0,05                  | urme        | lipsă      |
| Zn                             | 0,63               | 0,46        | 0,40                  | 0,36        | 0,03       |
| S                              | 11,06              | 14,12       | 14,85                 | 12,00       | 10,77–11   |
| Fe                             | 19,28              | 22,55       | 19,80                 | 16,20       | 17,81      |
| SiO <sub>2</sub>               | 17,74              | 15,10       | 16,40                 | 20,56       | 24,05      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,30               | 3,53        | 3,80                  | 4,37        | 5,69       |
| CaO                            | 29,20              | 19,48       | 23,60                 | 23,95       | 21,70      |
| Pirita                         | 21,0               | 25,0        | 25,0                  | 20,6        | 18,8       |
| Calcopirita                    | 2,6                | 2,2         | 2,6                   | 2,39        | 1,9        |
| Magnetita                      | 3,4                | 6–8         | 1,0                   | cca 1–0,8   | sub 1,0    |

Cercetările efectuate de I.C.E.M.I.N. atât în fază laborator cât și în fază pilot pe probele din sectoarele Suvorov și Valea Mare, au arătat că recuperarea piritei și calcopiritei din minereurile cu caracterele chimico-mineralogice ale probelor studiate este posibilă în condiții economice avantajoase. Prin flotație s-au obținut concentrate de cupru cu 21–22%, Cu corespunzînd unor extracții de cupru de 85–87% și concentrate de pirită cu 39–41% S și extracții în sulf de 76–86%.

Încercări de recuperare a magnetitei din sterilul final rezultat la flotație s-au făcut numai pe proba pentru cercetări în fază pilot Suvorov – cca 6–8% magnetită – celealte probe neprezentând interes pentru magnetită. Prin separări magnetice s-au obținut recuperări de cca 57%



din fierul sub formă de magnetită, într-un produs magnetic cu conținut de 52—65% Fe.

De asemenea cercetările făcute în 1962<sup>1)</sup> de Secția Preparare din cadrul Institutului Geologic pe o probă de minereu din Sectorul Valea Mare, au ajuns la concluzia că sterilul de la flotație are un conținut de magnetită separabilă de —0,8%, conținut care nu prezintă nici un interes practic și care confirmă conținutul determinat de I.C.E.M.I.N. de —1% magnetită — pentru minereul din Sectorul Valea Mare.

### **III. Cercetări de preparare cu proba din Seекторul Varad**

Cercetările de preparare au avut ca scop stabilirea indicilor tehnologici care se vor putea obține prin prepararea minereului cuprifer din Sectorul Varad, după un flux tehnologic care să poată asigura în practică o valorificare economică, în cazul în care rezervele vor justifica valorificarea industrială.

Pe baza caracterelor mineralogice ale probei (diseminarea sulfurilor în masa scarnului, prezența mineralelor de gangă cu greutate specifică ridicată etc.), încercările de preparare au urmărit posibilitatea obținerii unor concentrate de cupru și sulf prin flotație diferențială.

Încercările de flotație au fost executate în diferite condiții de lucru (reactivi, diluție, pH, măcinare etc.), căutându-se să se găsească condiții în care să se obțină concentratii separate de cupru și sulf cît mai curate și cu recuperări cît mai mari.

**A) Cercetări pentru stabilirea regimului de reactivi.** Cercetările pentru determinarea condițiilor de flotație a calcopiritei au avut dezvoltarea cea mai mare și au urmărit stabilirea mai amănunțită a factorilor care influențează separarea calcopiritei de pirită (consumul și felul colectorului, spumantul, depresanții pentru pirită și gangă, pH-ul etc.).

Pe această linie s-a insistat în special asupra stabilirii colectorului adecvat și a consumului necesar pentru flotarea calcopiritei din minereul Varad. Au fost experimentați : xantatul-colector obișnuit pentru flotația sulfurilor, cît și colectori mai specifici și cu acțiune mai selectivă asupra mineralelor de cupru și putere colectoare mai mică față de pirită ca aerofloat și amestec TT.

Pentru multe din încercările executate s-a combinat acțiunea xantatului cu aceea a aerofloatului sau a amestecului TT, mergînd pe linia folosirii unui amestec de colectori, care, după cum menționează literatura

<sup>1)</sup> B. G e o r g e s c u — Raportul privind stabilirea conținutului de magnetită separabilă într-o probă de la Moldova Nouă — Valea Mare 1962. Arh. Com. Stat. Geol.

de specialitate (G. E r b e r i c h , 1961; V. D. G l e m b o t k i , 1958), în unele cazuri pot da rezultate mai bune.

Pentru fiecare serie de încercări cu diversi colectori, s-a urmărit atât variația pH-ului, cît și a depresării piritei, asupra recuperării de cupru și purității concentratului de calcopirite.

a) La încercările cu xantat și alcalinizatori, s-a folosit pentru flotația calcopiritei xantatul etil de potasiu, iar pentru alcalinizarea tulburelii minerale în vederea obținerii pH-ului potrivit pentru flotația calcopiritei, s-a folosit varul în diferite cantități.

Atât varul cît și silicatul de sodiu dat în scopul depresării mineralelor de gangă, au fost adăugați la măcinare.

Din analizarea datelor obținute la aceste încercări cu xantat etil de potasiu, rezultă că, indicii realizați chiar în cazul pH = 9 care ar părea potrivit pentru flotația calcopiritei, nu sunt satisfăcători atât în ceea ce privește extracția de Cu, cît și calitatea concentratului, întrucât se recuperează numai aproximativ jumătate din cantitatea de cupru conținută în minereul original într-un concentrat cu cca 12% Cu.

b) La încercările de flotație cu aerofloat s-a experimentat aerofloatul 25 care a fost adăugat fie numai în celula de flotație, fie în moară și celulă, fie combinându-se acțiunea colectoarei a aerofloatului cu aceea a xantatului, iar pentru alcalinizarea tulburelii s-a folosit în general varul și numai la unele încercări carbonatul de sodiu.

Rezultatele obținute la unele încercări cu aerofloat 25 pot fi urmărite în tabelul 3 și graficele din fig. 1, unde am trasat curbele cinetice ale flotației calcopiritei pentru valori ale pH-ului cuprinse între 6,5 și 9.

Curbele arată că variația pH-ului influențează în special asupra recuperării și că în cazul pH = 9 s-au obținut cele mai bune rezultate: concentrate de calcopirite cu cca 15% Cu și recuperări de 76%.

Adăugarea unei părți din cantitatea de aerofloat în moară a condus la îmbunătățirea calității concentratului care ajunge la cca 17% Cu.

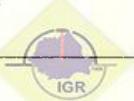
Pentru îmbunătățirea extracției și a calității concentratului obținute la flotația cu aerofloat 25, la o altă serie de încercări s-a căutat să se vadă, dacă combinarea acțiunii colectoarei a aerofloatului cu aceea a xantatului, nu ar avea influență favorabilă asupra măririi acestor indici.

Examinarea rezultatelor prezentate în tab. 4 arată că amestecul de colectori conduce la mărirea extracției de cupru pînă la cca 86–88% într-un concentrat cu cca 14,5% Cu.

Acest lucru se vede și din curbele prezentate în fig. 5 care arată că în general se realizează o oarecare îmbunătățire a rezultatelor flotației în cazul folosirii unui amestec de aerofloat și xantat.

TABELUL 3

| Nr. inc. | Măci-nare | Diluție | pH    | Reactivi     |                          | Timp min.       |            | Producție | Extractie în greutate |                    | Conținut de cupru |                    | Extractie de metal |                    |
|----------|-----------|---------|-------|--------------|--------------------------|-----------------|------------|-----------|-----------------------|--------------------|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
|          |           |         |       | La flotarea  | Denumire                 | Consum sp. gr/t | Acționa-re |           | v, %                  | v <sub>cum</sub> % | c, %              | c <sub>mediu</sub> | m, %               | m <sub>cum</sub> % |
| 7        | -         | 3,5/1   | 9     | Calcopriitei | În moară :               |                 |            |           |                       |                    |                   |                    |                    |                    |
|          |           |         |       |              | — Var                    | 2.500           | 9          | 5         | C <sub>1</sub>        | 1,7                | 1,7               | 19,82              | 19,82              | 51,1               |
|          |           |         |       |              | — Silicat                | 1.500           | 9          | 3,5       | C <sub>2</sub>        | 1,6                | 3,3               | 10,48              | 15,28              | 25,5               |
|          |           |         |       |              | În celulă :              |                 |            |           | C <sub>3</sub>        | 2,3                | 5,6               | 2,45               | 10,01              | 8,5                |
|          |           |         |       |              | — Aerofloat 25           | 63              | 5          | 6,5       | C <sub>4</sub>        | 3,6                | 9,2               | 0,47               | 2,6                | 85,1               |
|          | -0,16     | 6,6     | 6,6   | Piritei      | — Acid sulfuric          | 1.000           | 5          | 5         | C <sub>5</sub>        | 15,4               | 24,6              | 0,14               | 0,22               | 3,3                |
|          |           |         |       |              | — Xantat etil de potasiu | 75              | 5          |           | C <sub>6</sub>        | 1,6                | 26,2              | 0,50               | 1,2                | 7,1                |
|          |           |         |       |              | — Ulei de pin            | 18              | 3          |           | Steril                | B                  | 73,8              | 100,0              | 0,07               | 7,8                |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           | Alimentare            | A                  | 100,0             | 0,66               | 100,0              | 100,0              |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           |                       |                    |                   |                    |                    |                    |
| 25       | -         | 3,5/1   | 8,5   | Calcopiritei | În moară :               |                 |            |           |                       |                    |                   |                    |                    |                    |
|          |           |         |       |              | — Carbonat de sodiu      | 5.000           | 9          | 5         | C <sub>1</sub>        | 1,5                | 1,5               | 20,24              | 20,24              | 47,4               |
|          |           |         |       |              | — Silicat de sodiu       | 1.500           | 9          | 7         | C <sub>2</sub>        | 1,0                | 2,5               | 10,79              | 16,46              | 16,8               |
|          |           |         |       |              | În celulă :              |                 |            |           | C <sub>3</sub>        | 3,0                | 5,5               | 2,77               | 9,00               | 12,9               |
|          |           |         |       |              | — Aerofloat 25           | 16              | 5          | 12        | C <sub>4</sub>        | 6,6                | 12,1              | 0,76               | 4,50               | 7,8                |
|          | -0,16     | 6,8-7   | 6,8-7 | Piritei      | — Xantat etil de potasiu | 59              | 5          |           | C <sub>5</sub>        | 12,4               | 24,5              | 0,43               | 0,43               | 8,2                |
|          |           |         |       |              | — Ulei de pin            | 36              | 3          |           | Steril                | B                  | 75,5              | 100,0              | 0,06               | 6,9                |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           | Alimentare            | A                  | 100,0             | 0,64               | 100,0              | 100,0              |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           |                       |                    |                   |                    |                    |                    |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           |                       |                    |                   |                    |                    |                    |
| 29       | -         | 3,5/1   | 6,5   | Calcopiritei | În moară :               |                 |            |           |                       |                    |                   |                    |                    |                    |
|          |           |         |       |              | — Silicat de sodiu       | 1.500           | 9          | 5         | C <sub>1</sub>        | 0,6                | 0,6               | 20,54              | 20,54              | 18,3               |
|          |           |         |       |              | În celulă :              |                 |            |           | C <sub>2</sub>        | 0,9                | 1,5               | 15,08              | 17,27              | 20,2               |
|          |           |         |       |              | — Aerofloat 25           | 47              | 5          | 5         | C <sub>3</sub>        | 1,8                | 3,3               | 8,22               | 12,33              | 21,9               |
|          |           |         |       |              | — Xantat etil de potasiu | 59              | 5          | 7         | C <sub>4</sub>        | 1,7                | 5,0               | 4,00               | 9,50               | 10,1               |
|          | -0,16     | 6-6,3   | 6-6,3 | Piritei      | — Aerofloat 25           | 31              | 5          | 20        | C <sub>5</sub>        | 4,4                | 9,4               | 1,69               | 5,73               | 11,0               |
|          |           |         |       |              | — Ulei de pin            | 18              | 3          |           | C <sub>6</sub>        | 16,1               | 25,5              | 0,59               | 0,59               | 14,1               |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           | Steril                | B                  | 74,5              | 100,0              | 0,04               | 4,4                |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           | Alimentare            | A                  | 100,0             | 0,67               | 100,0              | 100,0              |
|          |           |         |       |              |                          |                 |            |           |                       |                    |                   |                    |                    |                    |



TABELUL 4

| Nr.<br>inc. | Măcinare | Diluție | pH     | Reactivi     |                           | Timp               |           | Producție | Extracție în greutate |                    | Conținut în cupru |                      | Extracție în metal |                    |
|-------------|----------|---------|--------|--------------|---------------------------|--------------------|-----------|-----------|-----------------------|--------------------|-------------------|----------------------|--------------------|--------------------|
|             |          |         |        | La flotarea  | Denumire                  | Consum<br>sp. gr/l | Acționare | Flotație  | v, %                  | v <sub>cum</sub> % | c, %              | c <sub>mediu</sub> % | m, %               | m <sub>cum</sub> % |
|             |          |         |        |              |                           |                    |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
| 12          | -0,16    | 3,5/11  | 9      | Calcopiritei | În moară :                |                    |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Var                    | 2,500              | 9         | 5         | 3,5                   |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Silicat de sodiu       | 1.500              | 9         | 3,5       |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | În celulă :               |                    |           |           | 5                     |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Aerofloat 25           | 78                 | 5         | 11,5      |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             | 6,6      | Piritei |        |              | -- Xantat etil de potasiu | 17                 | 5         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | {-- Acid sulfuric         | 1 000              | 5         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Xantat etil de potasiu | 59                 | 5         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Ulei de pin            | 18                 | 3         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              |                           |                    |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
| 35          | -0,16    | 3,5/1   | 9,5-10 | Calcopiritei | În moară :                |                    |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Var                    | 3.500              | 9         | 5         | 3,5                   |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Silicat de sodiu       | 1.500              | 9         | 3,5       |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | În celulă :               |                    |           |           | 5                     |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Aerofloat 25           | 125                | 5         | 11,5      |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             | 7        | Piritei |        |              | -- Xantat etil de potasiu | 34                 | 5         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | {-- Acid sulfuric         | 1.000              | 5         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Xntat etil de potasiu  | 59                 | 5         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              | -- Ulei de pin            | 18                 | 3         |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |
|             |          |         |        |              |                           |                    |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                    |



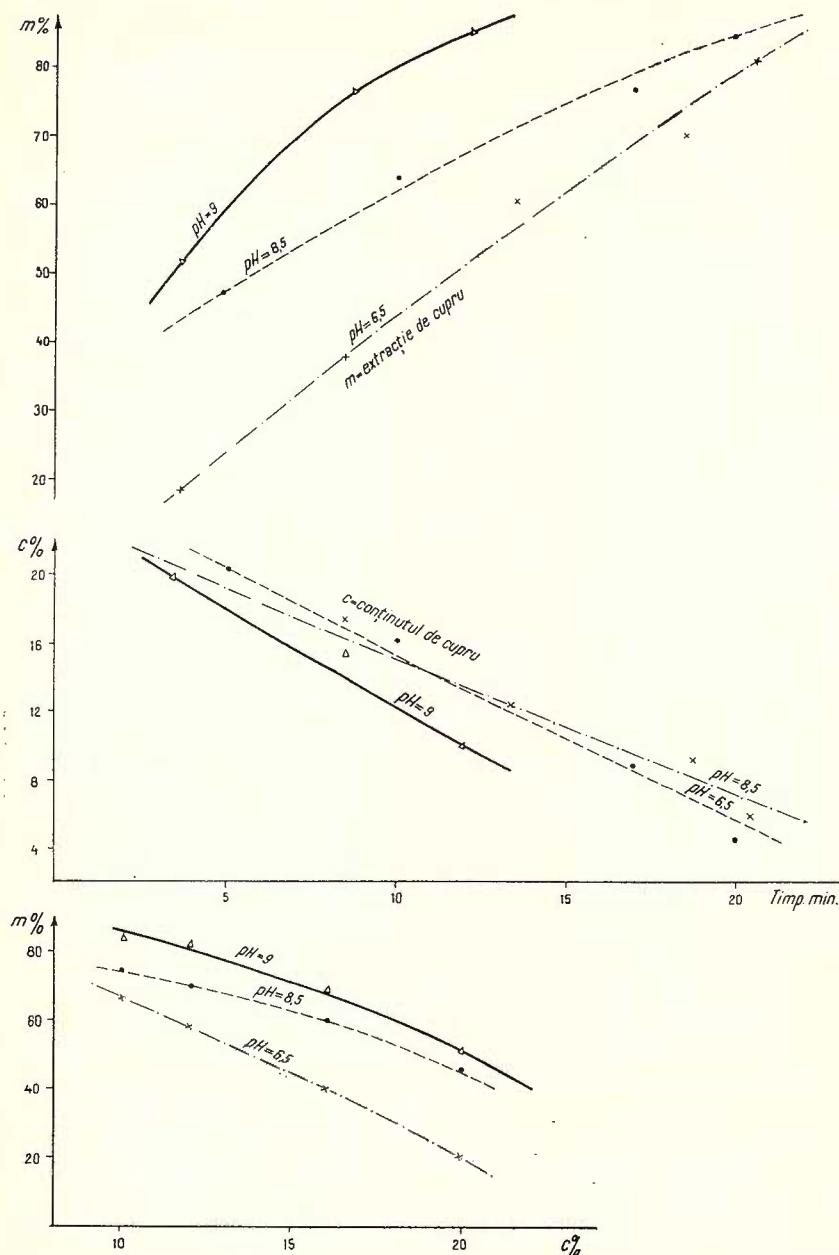


Fig. 1. — Curbele cinetice ale flotației calcopiritei cu aerofloat 25 pentru diferite valori ale pH-ului.  
Courbes cinétiques de la flottation de la chalcopyrite à aérofloat 25 pour diverses valeurs du pH.

c) Amestec TT + xantat etil de potasiu. Conținuturile încă insuficient de mari (max. 17% Cu) și acțiunea favorabilă asupra recuperării în cazul folosirii unui amestec de colectori obținută la încercările anterioare, ne-au determinat să încercăm la flotația calcopiritei și o combinație de amestec TT cu xantat etil de potasiu.

Cantitatea de tiocarbanilidă din amestecul TT a variat între 46 și 100 gr/t iar consumul specific de xantat între 17 și 48 gr/t.

Efectul favorabil al adaosului de amestec TT este ilustrat de rezultatele cîtorva încercări mai semnificative arătate în tabelul 5 și curbele din fig. 2.

Amestecul TT s-a dovedit a avea acțiune favorabilă atît asupra recuperării cît și asupra calității concentratului care crește la cca 20% Cu. Recuperarea ca și în cazul celorlalți colectori experimentați este influențată de pH, scăzînd de la 80–82% pentru pH = 9, la 76% în cazul pH-ului = 10, cînd se observă tendința de depresare și la calcopirită.

La încercările de flotație cu amestec TT, rezultate mai bune s-au obținut la pH = 9 și consum de 46 gr/t tiocarbanilidă + 17 gr/t etilxantat, și anume concentrate cu 20,5% Cu corespunzînd unor extracții de 82%.

În aceste condiții, în care s-au obținut cele mai bune rezultate la flotația calcopiritei, s-au executat cîteva încercări care au urmărit să stabilească parametri principali ai flotației piritei (în special consumul de activant și colector). Rezultatele unei asemenea încercări prezentate în tabelul 6, arată că în general flotația piritei s-a realizat ușor, fără dificultăți, obținîndu-se recuperări de sulf ridicate – 87% – și concentrate suficient de curate cu 48% S, la consumuri scăzute de reactivi (xantat 59 gr/t, ulei de pin 18 gr/t) și fără activare.

**B) Cercetări privind finețea măcinării.** Toate încercările de flotație prezentate anterior au fost executate la o măcinare de –0,16 mm (cca 75% < 200 och/țol), măcinare care după observațiile microscopice asupra probelor a părut suficientă pentru dezasocierea calcopiritei de pirită și de gangă.

Cu scopul de a vedea dacă o măcinare mai avansată nu ar conduce la o mărire a indicilor tehnologici în special la flotația calcopiritei, în condițiile în care s-au obținut rezultate mai bune cu aerofloat 25 sau cu amestec TT, s-au executat și încercări comparative de măcinare cu finețea de 0,10 mm (cca 84% < 200 och/țol).

Pentru ilustrarea rezultatelor obținute la aceste încercări (tabelul 7), s-au trasat graficele din fig. 3 și 4. Curbele arată că finețea de măcinare în cazul ambilor colectori experimentați influențează în special recuperarea de cupru.



TABELUL 5

| Nr.<br>inc. | Măci-<br>nare | Diluție<br>L/S | pH           | Reactivi                                                                                     |           |                     | Timp<br>min.   |         | Produse                              | Extracție în<br>greutate |                      | Conținut de<br>cupru |                        | Extracție<br>de metal |                        |       |
|-------------|---------------|----------------|--------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|---------------------|----------------|---------|--------------------------------------|--------------------------|----------------------|----------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|-------|
|             |               |                |              | La flotarea                                                                                  | Denumirea | Consuma<br>sp- gr/t | Acțio-<br>nare | Flotați |                                      | v, %                     | v <sub>cum</sub> , % | C <sub>cu</sub> , %  | C <sub>med..</sub> , % | m <sub>cu</sub> %     | m <sub>cum..</sub> , % |       |
| 31          | -0,16         | 9              | Calcopiritei | În moară :<br>Var<br>Silicat de sodiu                                                        |           | 2.500               | 9              | 4<br>5  | Conc. calcopirită                    | C <sub>1</sub>           | 2,1                  | 2,1                  | 22,93                  | 22,93                 | 68,6                   | 68,6  |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 1.500               | 9              | 3,5     |                                      | C <sub>2</sub>           | 0,7                  | 2,8                  | 13,28                  | 20,51                 | 13,2                   | 81,8  |
|             |               |                |              |                                                                                              |           |                     |                | 5       |                                      | C <sub>3</sub>           | 0,6                  | 3,4                  | 9,02                   | 18,48                 | 7,7                    | 89,5  |
|             |               |                |              |                                                                                              |           |                     |                |         |                                      | C <sub>4</sub>           | 0,9                  | 4,3                  | 2,39                   | 15,11                 | 3,1                    | 92,6  |
|             |               | 7              | Piritei      | În celulă :<br>Amestec TT<br>Xantat etil de potasiu<br>Xantat etil de potasiu<br>Ulei de pin |           | 46                  | 5              | 10      | Conc. pirită<br>Steril<br>Alimentare | C <sub>5</sub>           | 20,5                 | 24,8                 | 0,17                   | 0,17                  | 5,0                    | 5,0   |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 17                  | 5              |         |                                      | B                        | 75,2                 | 100,0                | 0,022                  | 0,022                 | 2,4                    | 2,4   |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 59                  | 5              |         |                                      | A                        | 100,0                |                      | 0,70                   |                       | 100,0                  | 100,0 |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 18                  | 3              |         |                                      |                          |                      |                      |                        |                       |                        |       |
| 36          | -0,16         | 10             | Calcopiritei | În moară :<br>Var<br>Silicat de sodiu                                                        |           | 3.500               | 9              | 4<br>5  | Cond. calcopirită                    | C <sub>1</sub>           | 1,9                  | 1,9                  | 22,86                  | 22,86                 | 57,4                   | 57,4  |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 1.500               | 9              | 3,5     |                                      | C <sub>2</sub>           | 1,0                  | 2,9                  | 14,64                  | 20,02                 | 19,3                   | 76,7  |
|             |               |                |              |                                                                                              |           |                     |                | 5       |                                      | C <sub>3</sub>           | 0,5                  | 3,4                  | 9,08                   | 18,41                 | 6,0                    | 82,7  |
|             |               |                |              |                                                                                              |           |                     |                |         |                                      | C <sub>4</sub>           | 0,5                  | 3,9                  | 5,41                   | 16,74                 | 3,6                    | 86,3  |
|             |               | 7,2            | Piritei      | În celulă :<br>Amestec TT<br>Xantat etil de potasiu<br>Xantat etil de potasiu<br>Ulei de pin |           | 46                  | 5              | 15      | Conc. pirită<br>Steril<br>Alimentare | C <sub>5</sub>           | 20,8                 | 24,7                 | 0,31                   |                       | 8,5                    | 8,5   |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 34                  | 5              | 15      |                                      | C <sub>6</sub>           | 0,7                  | 25,4                 | 0,34                   | 0,31                  | 0,3                    | 8,8   |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 59                  | 5              |         |                                      | B                        | 74,6                 | 100,0                | 0,05                   | 0'05                  | 4,9                    | 4,9   |
|             |               |                |              |                                                                                              |           | 18                  | 3              |         |                                      | A                        | 100,0                |                      | 0,75                   | 0,75                  | 100,0                  | 100,0 |



TABELUL 6

| Măcinare | Diluție L/S | pH           | Reactivi                 |                          |           | Consum sp. gr/t | Timp min. | Produse       | Extr. greutate |                    | Conținut % |                    |       |                    | Extractie de metal % |                   |                |                     |       |
|----------|-------------|--------------|--------------------------|--------------------------|-----------|-----------------|-----------|---------------|----------------|--------------------|------------|--------------------|-------|--------------------|----------------------|-------------------|----------------|---------------------|-------|
|          |             |              | La flotarea              | Denumirea                | Acționare |                 |           |               | v, %           | v <sub>cum</sub> % | Cu         | Cu <sub>med.</sub> | S     | S <sub>mediu</sub> | m <sub>Cu</sub>      | m <sub>cum.</sub> | m <sub>s</sub> | m <sub>Cu</sub> un. |       |
| -0,16    | 9           | Calcopiritei | În moară :               |                          |           |                 |           | conc. calcop. | C <sub>1</sub> | 2,1                | 2,1        | 22,93              | 22,93 | 19,91              | 19,91                | 68,6              | 68,6           | 3,7                 | 3,7   |
|          |             |              |                          | Var                      | 2.500     | 9               | 5         |               | C <sub>2</sub> | 0,7                | 2,8        | 13,28              | 20,51 | 22,74              | 20,61                | 13,2              | 81,8           | 1,4                 | 5,1   |
|          |             |              |                          | Silicat de sodiu         | 1.500     | 9               | 3,5       |               | C <sub>3</sub> | 0,6                | 3,4        | 9,02               | 18,48 | 24,67              | 21,33                | 7,7               | 89,5           | 1,3                 | 6,4   |
|          |             |              |                          | În celulă :              |           |                 |           |               | C <sub>4</sub> | 0,9                | 4,3        | 2,39               | 15,11 | 37,50              | 24,71                | 3,1               | 92,6           | 3,0                 | 9,4   |
|          |             |              |                          | { Amestec TT             | 46        | 5               | 10        | Conc. pirită  | C <sub>5</sub> | 20,5               | 24,8       | 0,17               |       | 48,02              |                      | 5,0               | 97,6           | 87,2                | 96,6  |
|          | 7           | Peritei      | { Xantat etil de potasiu | 17                       | 5         |                 |           |               | B              | 75,2               | 100,0      | 0,022              |       | 0,50               |                      | 2,4               | 100,0          | 3,4                 | 100,0 |
|          |             |              |                          | { Xantat etil de potasiu | 59        | 5               |           |               | A              | 100,0              |            | 0,70               |       | 11,28              |                      | 100,0             |                | 100,0               |       |
|          |             |              |                          | Ulei de pin              | 18        | 3               |           |               |                |                    |            |                    |       |                    |                      |                   |                |                     |       |
|          |             |              |                          |                          |           |                 |           |               |                |                    |            |                    |       |                    |                      |                   |                |                     |       |
|          |             |              |                          |                          |           |                 |           |               |                |                    |            |                    |       |                    |                      |                   |                |                     |       |



Institutul Geologic al României

TABELUL 7

| Nr. inc. | Măcinare | Diluție | pH  | Reactivi     |                          | Timp min.       |           | Producție | Extracția în greutate |                    | Conținut de cupru |                      | Extracție de metal |                     |  |
|----------|----------|---------|-----|--------------|--------------------------|-----------------|-----------|-----------|-----------------------|--------------------|-------------------|----------------------|--------------------|---------------------|--|
|          |          |         |     | La flotarea  | Denumire                 | Consum sp. gr/t | Acționare |           | v, %                  | v <sub>cum</sub> % | c, %              | c <sub>mediu</sub> % | m, %               | m <sub>ueni</sub> % |  |
| 21       | -0,16    | 3,5/1   | 9   | Calcopiritei | În moară :               |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                     |  |
|          |          |         |     |              | — Var                    | 2.500           | 9         | 5         | 1,4                   | 1,4                | 22,68             | 22,68                | 45,0               | 45,0                |  |
|          |          | 6,6     | 6,6 |              | — Silicat de sodiu       | 1.500           | 9         | 3,5       | 1,7                   | 3,1                | 12,91             | 17,32                | 31,1               | 76,1                |  |
|          |          |         |     |              | — Aerofloat 25           | 16              |           | 5         | 1,4                   | 4,5                | 4,28              | 13,26                | 8,5                | 84,6                |  |
|          |          |         |     |              | În celulă :              |                 |           | 11,5      | 2,4                   | 0,76               |                   | 0,24                 | 2,6                |                     |  |
|          | -0,10    | 3,5/1   | 9   |              | — Aerofloat 25           | 47              | 5         |           | 17,7                  | 0,17               |                   | 4,3                  | 6,9                |                     |  |
|          |          |         |     |              | — Acid sulfuric          | 1.000           | 5         |           | B                     | 75,4               | 0,08              | 0,08                 | 8,5                | 8,5                 |  |
|          |          | 6,6     | 6,6 |              | — Xantat etil de potasiu | 75              | 5         |           | Alimentare            | A                  | 100,0             | 0,705                | 0,705              | 100,0               |  |
|          |          |         |     |              | — Ulei de pin            | 18              | 3         |           |                       |                    |                   |                      |                    | 100,0               |  |
|          |          |         |     |              |                          |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                     |  |
| 18       | -0,10    | 3,5/1   | 9   | Calcopiritei | În moară :               |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                     |  |
|          |          |         |     |              | — Var                    | 2.500           | 9         | 5         | 1,8                   | 1,8                | 24,52             | 24,42                | 59,9               | 59,9                |  |
|          |          | 6,6     | 6,6 |              | — Silicat de sodiu       | 1.500           | 9         | 3,5       | 1,9                   | 3,7                | 10,20             | 17,16                | 26,3               | 86,2                |  |
|          |          |         |     |              | În celulă :              |                 |           | 5         | 1,6                   | 5,3                | 2,01              | 12,59                | 4,3                | 90,5                |  |
|          |          |         |     |              | — Aerofloat 25           | 63              | 5         | 6,5       | 8,0                   | 0,20               |                   | 2,2                  |                    |                     |  |
|          | -0,10    | 3,5/1   | 9   |              | — Acid sulfuric          | 1.000           | 5         | 5         | 11,3                  | 0,083              | 0,14              | 1,3                  | 4,2                |                     |  |
|          |          |         |     |              | — Xantat etil de potasiu | 75              | 5         |           | 1,0                   | 0,49               | 0,49              | 0,7                  |                    |                     |  |
|          |          | 6,6     | 6,6 |              | — Ulei de pin            | 18              | 3         |           | Steril                | B                  | 74,4              | 0,053                | 0,053              | 5,3                 |  |
|          |          |         |     |              |                          |                 |           |           | Alimentare            | A                  | 100,0             | 100,0                | 0,73               | 100,0               |  |
|          |          |         |     |              |                          |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    | 100,0               |  |
| 31       | -0,16    | 3,5/1   | 9   | Calcopiritei | În moară :               |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                     |  |
|          |          |         |     |              | — Var                    | 2.500           | 9         | 5         | 2,1                   | 2,1                | 22,93             | 22,93                | 68,6               | 68,6                |  |
|          |          | 7       | 7   |              | — Silicat de sodiu       | 1.500           | 9         | 3,5       | 0,7                   | 2,8                | 13,28             | 20,51                | 13,2               | 81,8                |  |
|          |          |         |     |              | În celulă :              |                 |           | 5         | 0,6                   | 3,4                | 9,02              | 18,48                | 7,7                | 89,5                |  |
|          |          |         |     |              | — Amestec TT             | 46              | 5         | 10        | 0,9                   | 4,3                | 2,39              | 15,11                | 3,1                | 92,6                |  |
|          | -0,16    | 3,5/1   | 9   |              | — Xantat etil de potasiu | 17              | 5         |           | C <sub>5</sub>        | 20,5               | 24,8              | 0,17                 | 0,17               | 5,0                 |  |
|          |          |         |     |              | — Xantat etil de potasiu | 59              | 5         |           | B                     | 75,2               | 100,0             | 0,022                | 0,022              | 2,4                 |  |
|          |          | 7       | 7   |              | — Ulei de pin            | 18              | 3         |           | Alimentare            | A                  | 100,0             | 0,70                 | 0,70               | 100,0               |  |
|          |          |         |     |              |                          |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    | 100,0               |  |
|          |          |         |     |              |                          |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                     |  |
| 32       | -0,10    | 3,5/1   | 9   | Calcopiritei | În moară :               |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                     |  |
|          |          |         |     |              | — Var                    | 2.500           | 9         | 5         | 1,7                   | 1,7                | 23,61             | 23,61                | 58,9               | 58,9                |  |
|          |          | 7       | 7   |              | — Silicat de sodiu       | 1.500           | 9         | 3,5       | 1,2                   | 2,9                | 15,53             | 20,26                | 27,3               | 86,2                |  |
|          |          |         |     |              | În celulă :              |                 |           | 5         | 0,5                   | 3,4                | 7,67              | 18,41                | 5,6                | 91,8                |  |
|          |          |         |     |              | — Amestec TT             | 46              | 5         | 10        | 0,8                   | 4,2                | 2,33              | 15,35                | 2,7                | 94,5                |  |
|          | -0,10    | 3,5/1   | 9   |              | — Xantat etil de potasiu | 17              | 5         |           | C <sub>6</sub>        | 21,2               | 25,4              | 0,14                 | 0,14               | 4,4                 |  |
|          |          |         |     |              | — Xantat etil de potasiu | 59              | 5         |           | B                     | 74,6               | 100,0             | 0,01                 | 0,01               | 1,1                 |  |
|          |          | 7       | 7   |              | — Ulei de pin            | 18              | 3         |           | Alimentare            | A                  | 100,0             | 0,68                 | 0,68               | 100,0               |  |
|          |          |         |     |              |                          |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    | 100,0               |  |
|          |          |         |     |              |                          |                 |           |           |                       |                    |                   |                      |                    |                     |  |



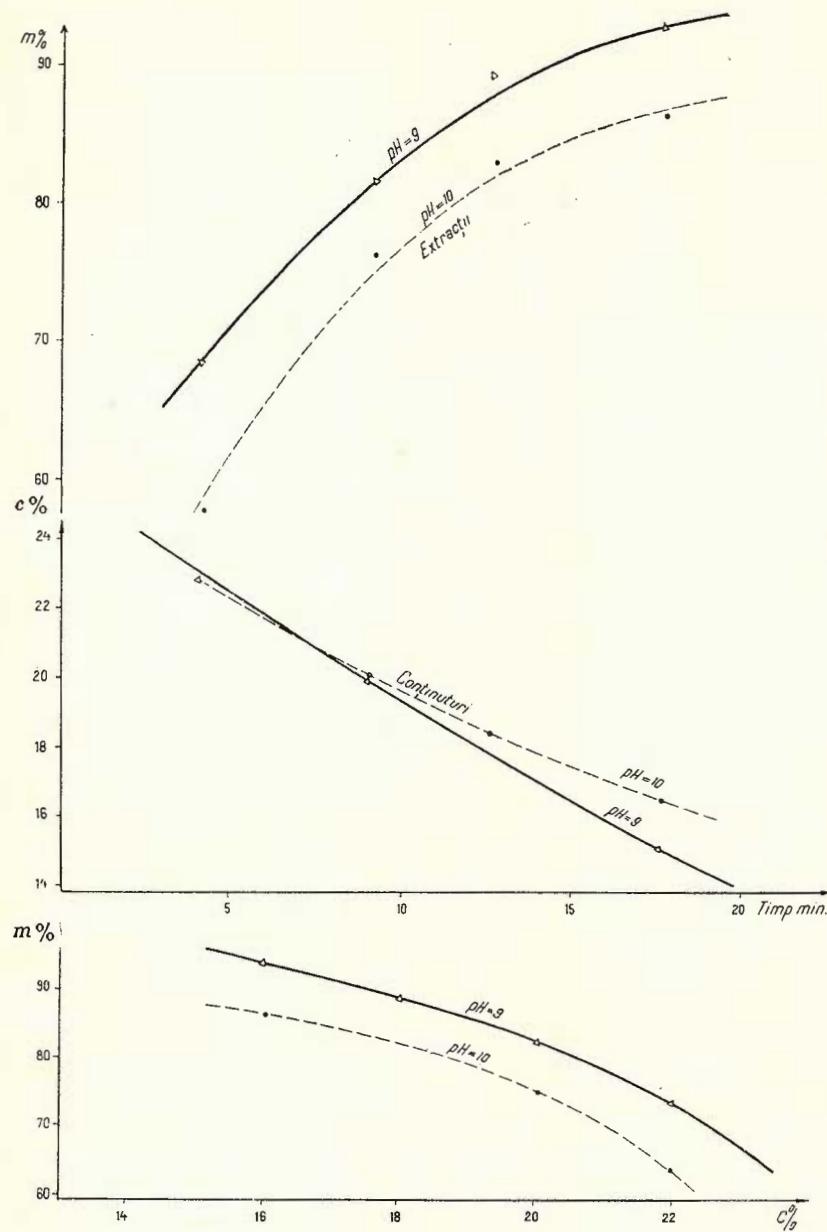


Fig. 2. — Curbele cinetice ale flotației calcopiritei cu amestec TT pentru diferite valori ale pH-ului.  
Courbes cinétiques de la flottation de la chalcopyrite à mélange TT pour diverses valeurs du pH.

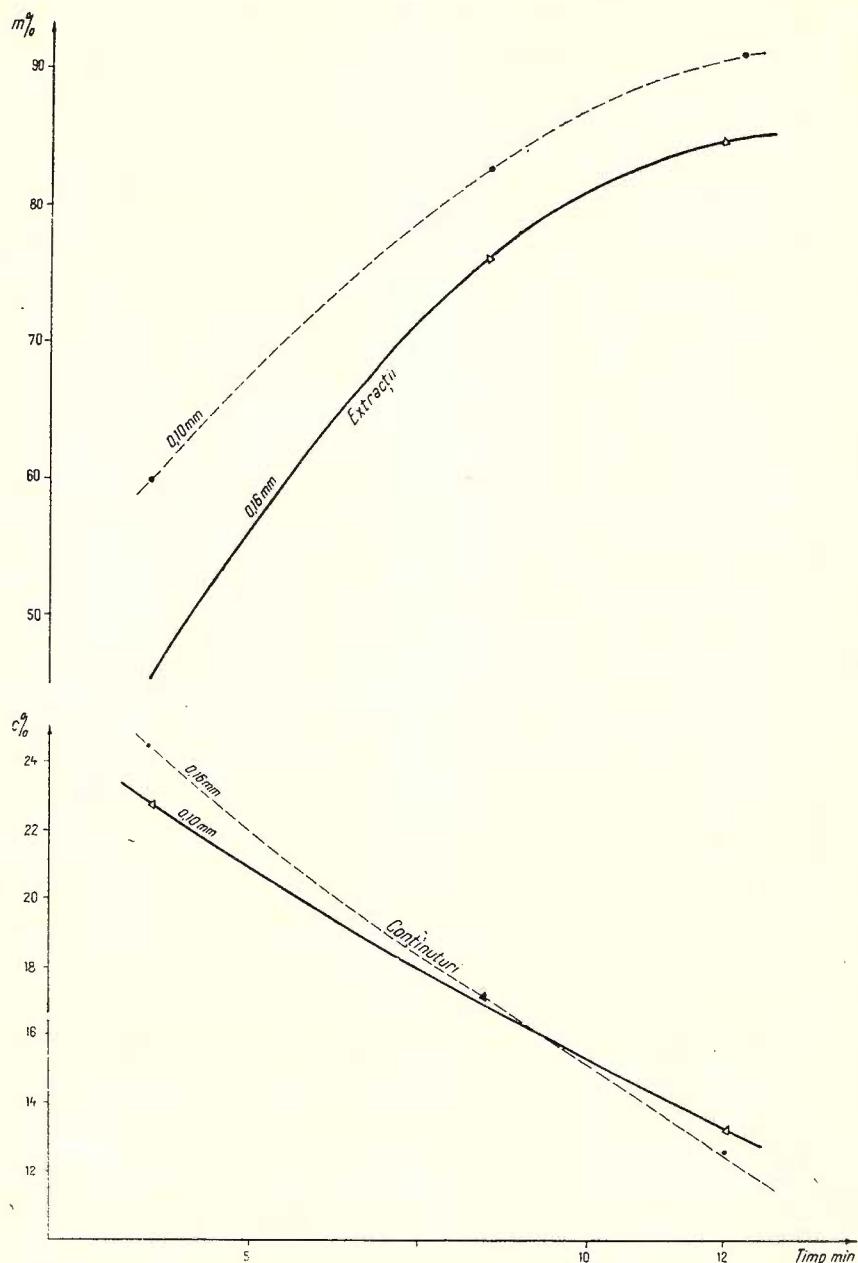


Fig. 3. — Influența măcinării la flotația cu aerofloat 25.  
Influence du broyage dans la flottation à aérofloat 25.

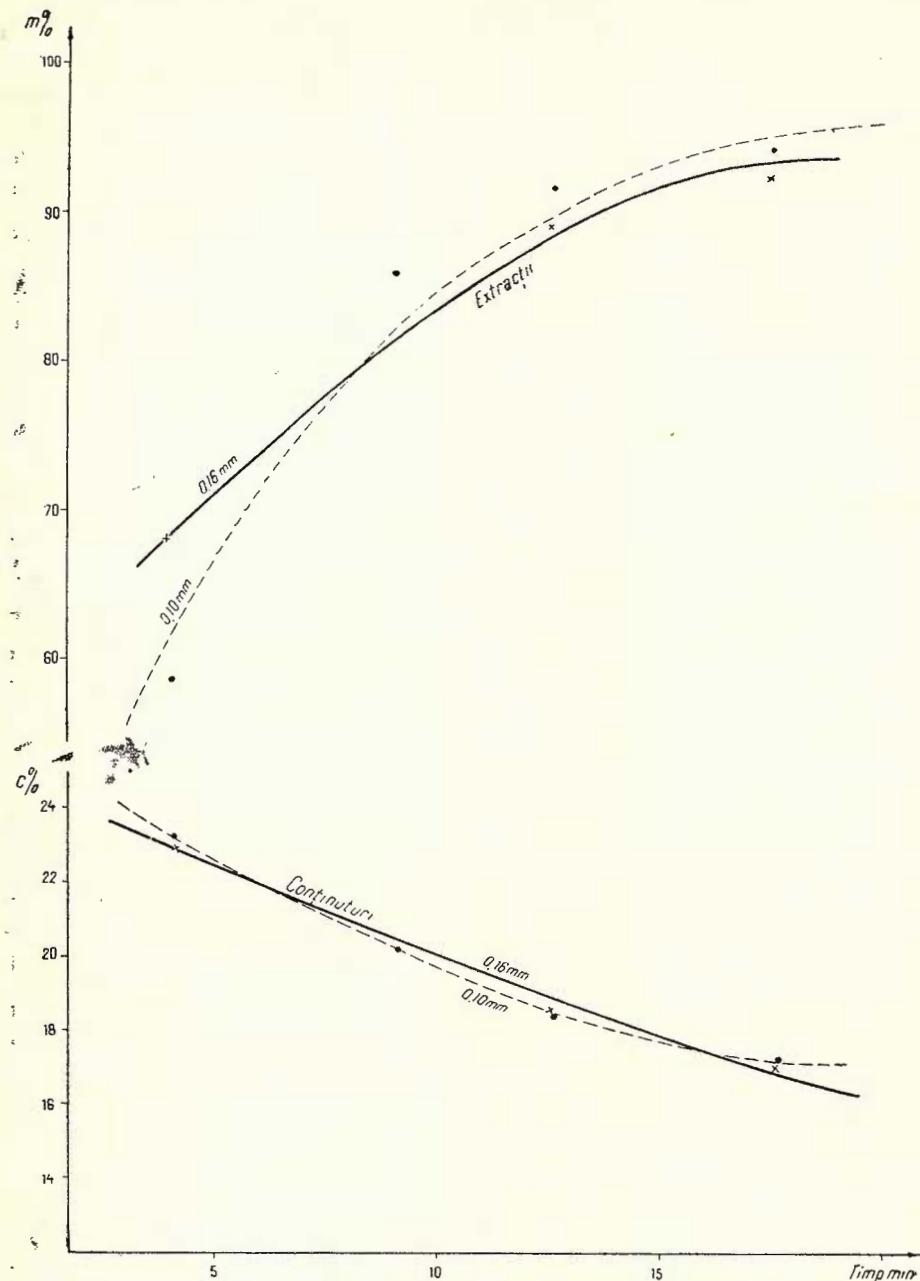


Fig. 4. — Influența măcinări la flotația cu amestec TT.  
Influence du broyage dans la flottation à mélange TT.

Această influență este mai evidentă în cazul folosirii aerofloatului 25, recuperarea crescînd cu 10% (de la 76% la 86%) de la măcinarea -0,16 mm la măcinarea mai avansată -0,10 mm, dar calitatea concentratului rămîne aceeași și nu depășește 17% Cu.

În cazul folosirii amestecului TT însă, între măcinările 0,16 mm și 0,10 mm nu sînt diferențe foarte semnificative, recuperarea crescînd numai cu 4% (de la 82% la 86%) pentru aceeași calitate a concentratului de cca 20% Cu.

În ceea ce privește puritatea concentratului de calcopirită sau flotația piritei, acestea practic nu sînt influențate de finețea de măcinare.

Din ansamblul încercărilor de flotație cu diferiți reactivi și în condiții variate de lucru, a căror rezultate sunt prezentate comparativ în graficele din fig. 5, se vede că, rezultatele cel mai puțin favorabile se obțin în cazul folosirii xantatului etil (concentrate cu cca 12% Cu și recuperări de cca 50%), o oarecare îmbunătățire a rezultatelor flotației se realizează cu aerofloat 25 sau aerofloat 25 + xantat (concentrate cu 17–15% Cu și recuperări de 76–86%) și că cele mai bune rezultate se obțin cu amestec TT.

În anumite condiții de flotație cu amestec TT s-a determinat posibilitatea obținerii unor concentrate de calcopirită cu conținut de 20% Cu, extracții de cupru de 82–86%, extracție în greutate de 3–4% și concentrație de pirită cu 43–48% S, extracție de sulf de 87% și extracție în greutate de cca 21%.

De asemenea rezultă fracțiuni intermediare în care trece cca 8% din totalul cuprului conținut în minereul original. Considerînd însă că prin retratarea acestor produse intermediare în flux continuu, va fi probabil posibil să se recupereze cca 50% din cuprul conținut, extracția de cupru va crește la cca 86–90%, conținutul concentratului final fiind de 20% Cu.

#### IV. Concluzii

Cercetările de preparare cu minereul din sectorul Varad–Moldova Nouă conținînd 0,68% Cu și 11% S, au arătat că tehnologie valorificarea cuprului și sulfului este posibilă în bune condiții, prin flotație cu amestec TT, obținîndu-se concentrație de cupru cu conținut de 20% Cu corespunzînd unor extracții de cca 86–90% și concentrație de pirită cu 43–48% S și extracții de 87%.

Schema tehnologică industrială care rezultă pe baza încercărilor de laborator cuprinde sfârîmarea, măcinarea la aproximativ 0,15 – 0,10 mm și flotația diferențială cu obținerea unor concentrație separate de calcopirită și pirită.



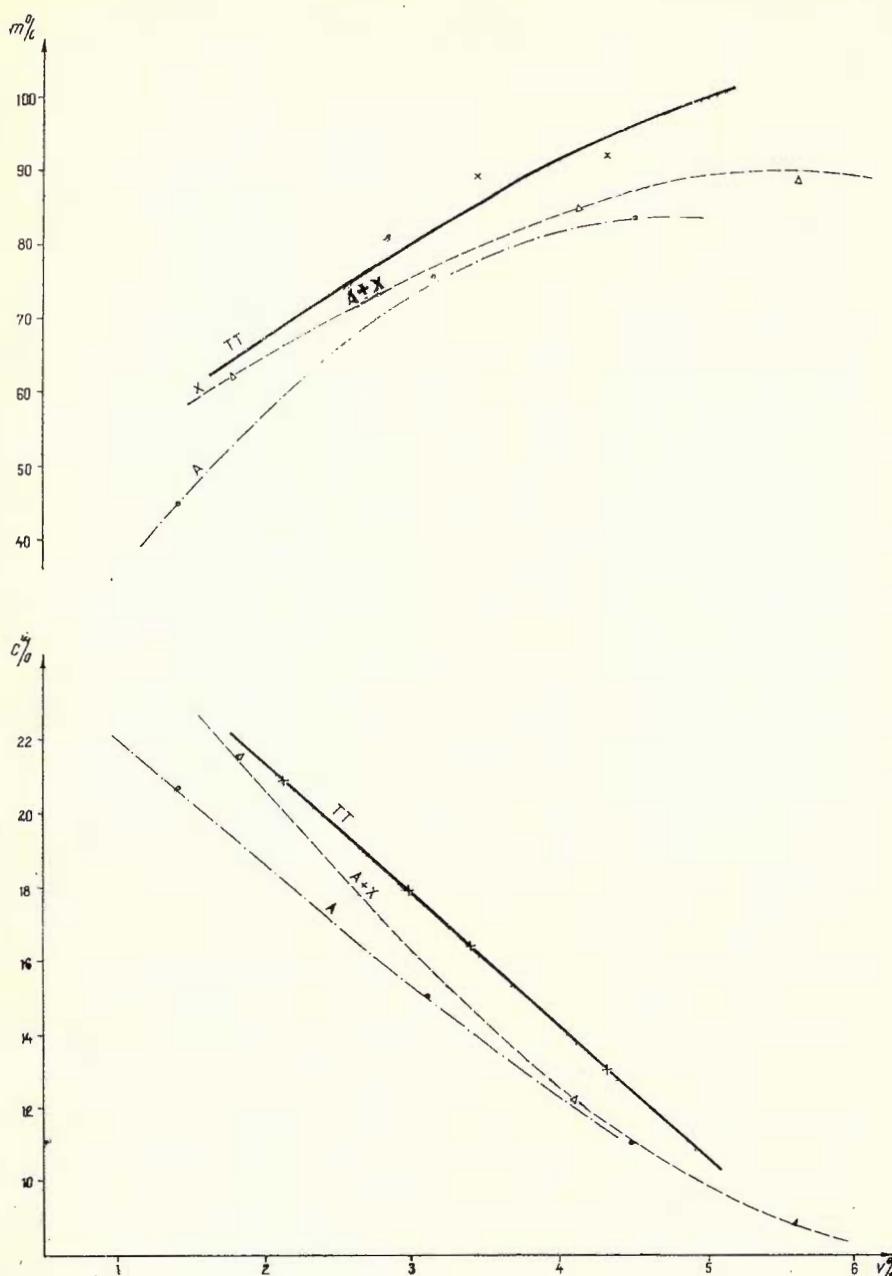


Fig. 5. — Comparație între aerofloat, aerofloat + xantat și amestec TT.  
Comparaison entre l'aérofloat, aérofloat + xantat et mélange TT.

Rezultatele încercărilor au arătat că din punct de vedere tehnologic, proba cercetată se comportă asemănător cu probele din alte sectoare ale zăcământului Moldova Nouă (Suvorov, Valea Mare) studiate anterior. Se poate deci considera că rezervele de minereu din Sectorul Varad, pot fi incluse în rezervele industriale ale zăcământului Moldova Nouă, minereul de la Varad putind fi prelucrat împreună cu minereul din celelalte sectoare ale zăcământului, în aceeași instalație de preparare.

### BIBLIOGRAFIE

- Erberich H. (1961) Zusammenwirken von Sammlern und Schäumern bei der Flotation sulfidischer Erze. *Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen*, R.F.G., 14 nr. 2 (febr.) p. 73–76.
- Glembotki D. V. (1958) Sovmestnoe deistvie reaghetov sobirateli pri flotații. *Tvetyntne metall*, U.R.S.S., XXXI (1958) nr. 4 (apr.) p. 6–14.
- Gründler W. (1962) Bemerkungen zur Kupfererzflotation in Bor und Majdanpek. *Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen*, R.F.G., 15 nr. 7 (iul.) p. 358–364.
- Michelli F. B. (1950) The practice of mineral dressing. London, p. 1–42.

### RECHERCHES TECHNOLOGIQUES DESTINÉES À DÉTERMINER LES POSSIBILITÉS DE MISE EN VALEUR DU MINERAU CUPRIFÈRE DANS LE SECTEUR DE VARAD—MOLDOVA NOUĂ

PAR

ANGELA OPRESCU

(Résumé)

Le poursuite des travaux d'exploration géologique du gisement Moldova Nouă a mis en évidence dans le secteur Varad des minéralisations intéressantes de cuivre et de soufre.

Le minerai du secteur Varad représente un skarn minéralisé, les principaux minéraux utiles sont la chalcopyrite et la pyrite ; la blende, la bornite, la covéline, la monasite et la molybdénite sont des minérais subordonnés.

On a étudié la préparation du minerai cuprifère de ce secteur à teneurs de 0,68% Cu et 11% S afin d'établir un processus technologique qui permette la valorisation économique du minerai dans le secteur Varad.



Les recherches de préparation ont démontré que, au point de vue technologique, la mise en valeur satisfaisante du cuivre et du soufre est possible par flottation à mélange TT ; il en résulte des concentrés de cuivre à teneur de 20% Cu qui correspondent à des extractions de cuivre d'environ 86—90% et des concentrés de pyrite à 43—48% S et des extractions de 87%.

Les résultats des expériences ont montré qu'au point de vue technologique, le minerai du secteur Varad agit de la même manière que le minerai des autres secteurs du gisement Moldova Nouă. On peut donc compter inclure les réserves de minerai du secteur Varad aux réserves industrielles du gisement Moldova Nouă ; il pourra être préparé avec le minerai des autres secteurs du gisement, dans les mêmes installations de préparation.





Institutul Geologic al României

*Dări de Seamă ale Ședințelor*  
Vol. LII/2 (1964—1965)

PEDOLOGIE

**DETERMINAREA RUBIDIULUI PRIN FOTOMETRIE ÎN FLĂCĂRĂ CU TEMPERATURĂ JOASĂ<sup>1)</sup>**

DE

GH. GÂTĂ, ELENA GÂTĂ, VALERIA ROȘCA<sup>2)</sup>

**Abstract**

Determination of Rubidium by Photometry at Low-Temperature Flame. The paper presents the determination method of the rubidium by means of low temperature flame (air-methane, air-acetylene) based on the atomic lines from 780 and 795 m $\mu$ . It has been found that the errors in determination are due to the limited selectivity of the interference filter, the influence of the cations in the solution, and the ionization of the rubidium in the flame. The easily ionized elements increase the rubidium atomic emission by means of the decrease of its ionization.

Determinarea rubidiului în flacără cu temperatură joasă se face cu o sensibilitate suficientă folosind liniile dubletului de la 780 și 795 m $\mu$ , din regiunea roșie a spectrului (J. Dean, 1960; M. Farquhar, A. Hill, 1962; G. Gâtă, 1965). Această dozare spectrofotometrică este destul de dificilă atât din cauza vecinătății dubletului potasiului de la 766 și 769 m $\mu$ , cât și a ionizării rubidiului datorită potențialului de ionizare relativ scăzut (M. Margoshes, B. Vallée, 1956; W. Foster, 1959; G. Gâtă, Elena Gâtă, 1960).

Pentru a separa liniile de emisie ale rubidiului de liniile potasiului, în practica analitică se alege o deschidere a diafragmei care să permită o rezoluție și o sensibilitate suficientă. Deoarece potențialul de rezonanță al rubidiului (1,59 V) este mai mic decât potențialul său de ionizare (4,17 V), rezultă că micșorarea ionizării poate fi realizată prin scăderea temperaturii (W. Foster, A. Hume, 1959; E. Pungor et al., 1956).

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 29 Aprilie 1965.

<sup>2)</sup> G. Gâtă, Institutul Central de Cercetări Agricole — București, Bdul Mărăști 61.  
Elena Gâtă, Institutul Geologic — București, șos. Kiseleff 55.

Valeria Roșca, Institutul de Cercetări pentru Cereale și Plante Tehnice ~ Fundulea.



În lucrarea de față se studiază tocmai această posibilitate a determinării rubidiului în flacără cu temperatură joasă.

Cercetările s-au executat la două nivele de excitație : flacără aer-metan și flacără aer-acetilenă, utilizând un fotometru cu flacără Carl Zeiss Jena model III, prevăzut cu un filtru de interferență Rb 79 J, cu  $\lambda_{\text{max}} 786 \text{ m}\mu$ ,  $H_w = 11,1 \text{ m}\mu$  și  $D 32,8\%$ . În ambele cazuri s-a folosit o duză cu diametrul 0,4 mm, iar deviația de control obținută la pulverizarea unei soluții de 10 p.p.m. potasiu pe filtrul K 77 J (cu  $\lambda_{\text{max.}} 769 \text{ m}\mu$ ) a fost fixată la  $150 + a$  diviziuni,  $a$  fiind deviația pentru apă distilată. Deasemenea presiunea aerului a fost menținută la 0,4 atm., iar presiunea metanului și acetilenei la 14, respectiv 32 mm coloană de apă.

TABELUL 1

*Date experimentale pentru trasarea curbei etalon a rubidiului*

| Gazul combustibil         | metan                      | acetilenă       |
|---------------------------|----------------------------|-----------------|
| Concentrația mg Rb/100 ml | Deviațiile galvanometrului |                 |
| 1                         | $29,3 \pm 0,3$             | $12,4 \pm 0,2$  |
| 3                         | $86,3 \pm 0,6$             | $60,4 \pm 0,5$  |
| 5                         | $132 \pm 1,0$              | $124,8 \pm 1,1$ |
| 10                        | $215,5 \pm 1,8$            | $303,2 \pm 3,0$ |
| 25                        | $370 \pm 3,0$              | $751,5 \pm 6,0$ |
| 50                        | $529 \pm 4,5$              | $1236 \pm 9,5$  |

Comparînd datele analitice (tabel 1) se observă că pentru concentrații sub 5 mg Rb/100 ml sensibilitatea dozării în flacără aer-metan este mai mare decît în flacără aer-acetilenă, pe cînd la concentrații peste 10 mg Rb/100 ml sensibilitatea de dozare în flacără aer-acetilenă este evident mai mare. Această comportare se explică prin variația gradului de ionizare a rubidiului în funcție de concentrația lui în soluție și de temperatura flacării (Shaw et al., 1960; Shellenberg et al., 1960). Fiind vorba de dubletul rubidiului, peste echilibrul de ionizare care influențează emisia în flacără se suprapune și fenomenul de reabsorbție,



astfel încât curbele reprezentative se depărtează mult de linia dreaptă. Se observă de asemenea că eroarea absolută crește odată cu concentrația rubidiului în soluție, pe cind eroarea relativă se menține sub 1%, sensibilitatea dozării fiind în general de  $0,3-1$  p.p.m./diviziune sau  $3,5-12 \times 10^6$  mol/l.

În analizele curente de laborator rubidiul se dozează din soluții complexe, unde se găsește însotit de alți ioni. În acest caz apar două surse de erori, una datorită interferențelor cumulative produse de emisia celorlalți cationi din soluție, de fondul flacării și de selectivitatea relativ redusă a dispozitivelor spectrale, alta cauzată de interferențele multiplicative produse de modificarea reabsorbției și a echilibrului de ionizare, prin prezența cationilor și anionilor din soluție (S. F u k u s h i m a et al., 1957; G. Gâță, Elena Gâță, 1960).

Dacă se consideră că între concentrația  $c$  și citirile experimentale  $x$  există o relație  $c=F(x)$ , în cazul soluțiilor complexe, se poate scrie o ecuație explicită de tipul

$$c = M(y_i) F(x) - S(y_i) \quad (1)$$

în care  $M(y_i)$  și  $S(y_i)$  sunt funcții de corecție ale interferențelor multiplicative și cumulative, variabilele independente  $y_1, y_2 \dots y_n$  fiind concentrațiile concomitenților.

Dacă se neglijeză interferențele multiplicative atunci  $M(y)$  este egal cu unitatea și ecuația (1) devine

$$c = F(x) - S(y_i) \quad (2)$$

adică deviațiile corespunzătoare etalonului de rubidiu sunt egale cu diferențele între deviațiile obținute pentru soluții complexe și corecțiile de selectivitate.

Pentru a preciza această selectivitate s-au determinat cu filtrul de interferență Rb 79 J deviațiile galvanometrului obținute la pulverizarea unor soluții pure de cloruri, având concentrații de 50 mg cation/100 ml. Rezultatele sunt prezentate în tabelul 2. Se observă că selectivitatea filtrului de interferență scade în ordinea stronțiu, calciu, sodiu, magneziu, litiu, bariu, cesiu, potasiu și rubidiu, atât pentru flacăra aer-metan cât și pentru flacăra aer-acetilenă. În general deviațiile obținute pentru cationii concomitenți sunt mai mari în cazul flacării aer-acetilenă din cauza temperaturii mai ridicate a flacării. Așa cum reiese din tabelul 2, erorile produse de majoritatea cationilor reprezintă sub 1% din valourile obținute pentru aceeași concentrație a etalonului de rubidiu. Bariul, cesiul și mai ales potasiul, produc erori mari la determinarea rubidiului. De

TABELUL 2

*Selectivitatea filtrului cu  $\lambda$  max 786 m $\mu$* 

| Cationul cercetat | Deviațiile galvanometrului la soluții cu 50 mg cation/100 ml |                       |
|-------------------|--------------------------------------------------------------|-----------------------|
|                   | flacăra aer-metan                                            | flacăra aer-acetilenă |
| Li                | 2,9 $\pm$ 0,1                                                | —                     |
| Na                | 0,8                                                          | 1,2 $\pm$ 0,1         |
| K                 | 313 $\pm$ 3,7                                                | —                     |
| Rb                | 529,0 $\pm$ 4,5                                              | 1 236,0 $\pm$ 9,5     |
| Cs                | 14,0 $\pm$ 0,2                                               | 24,3 $\pm$ 0,2        |
| Mg                | 2,7 $\pm$ 0,2                                                | 3,2 $\pm$ 0,1         |
| Ca                | 0,6 $\pm$ 0,1                                                | 3,1 $\pm$ 0,1         |
| Sr                | 0,2                                                          | —                     |
| Ba                | 4,4 $\pm$ 0,1                                                | 12,9 $\pm$ 0,1        |

aceea, pentru a avea rezultate exacte, este necesar să se ia în considerație efectele acestor cationi care produc o creștere importantă a valorilor obținute pentru rubidiu.

În cazul în care ionii însotitori din soluție se găsesc în concentrații mari, atunci trebuie luată în considerație interferența tuturor ionilor prezenți, deoarece erorile sunt destul de însemnate.

După precizarea selectivității este necesar să se verifice în ce măsură influența celorlalți cationi din soluție se manifestă ca un simplu efect cumulativ confirmînd ecuația 2. Pentru aceasta, se compară valorile etalon (tabel 1) cu citirile experimentale obținute cu soluții de rubidiu, în care acesta este însotit de un al doilea cation în concentrație de 50 mg/100 ml sau 250 mg/100 ml.

Astfel în tabelele 3 și 4 sunt prezentate citirile experimentale în cazul rubidiului însotit de sodiu, cesiu, calciu și magneziu, atât pentru flacăra aer-metan, cât și pentru flacăra aer-acetilenă.

TABELUL 3

*Influența ionilor prezenti în soluție asupra determinării rubidiului (valori experimentale pentru flacără aer-metan)*

| Concentrația<br>mg Rb/100 ml | Deviațiile galvanometrului |                    |                    | Mg<br>250 mg/100 ml |
|------------------------------|----------------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
|                              | Na<br>50 mg/100 ml         | Cs<br>50 mg/100 ml | Ca<br>50 mg/100 ml |                     |
| 0                            | 0,8±0,1                    | 14,0±0,3           | 0,6±0,1            | 14,0±0,5            |
| 1                            | 30,0±0,3                   | 50,9±0,5           | 30,0±0,4           | 41,6±0,4            |
| 3                            | 87,0±0,9                   | 108,5±1,5          | 87,5±0,9           | 91,2±0,7            |
| 5                            | 132,3±1,0                  | 153 ±1,4           | 131,3±1,5          | 132,0±1,5           |
| 10                           | 216,8±2,0                  | 234 ±2,0           | 217,5±2,0          | 212,5±1,9           |
| 25                           | 370,5±3,0                  | 384,7±3,7          | 376 ±4,0           | 362 ±3,5            |

TABELUL 4

*Influența ionilor prezenti în soluție asupra determinării rubidiului (valori experimentale pentru flacără aer-acetilenă)*

| Concentrația<br>mg Rb/100 ml | Deviațiile galvanometrului |                    |                    | Mg<br>250 mg/100 ml |
|------------------------------|----------------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
|                              | Na<br>50 mg/100 ml         | Cs<br>50 mg/100 ml | Ca<br>50 mg/100 ml |                     |
| 0                            | 1,2±0,1                    | 24,3±0,3           | 3,1±0,1            | 19,3±0,2            |
| 1                            | 32,7±0,3                   | 88,0±0,7           | 22,8±0,4           | 42,2±0,6            |
| 3                            | 100,6±1,0                  | 204,0±1,5          | 78,5±0,9           | 93,1±1,0            |
| 5                            | 165,7±1,4                  | 303,7±1,0          | 133,9±1,5          | 152,7±1,5           |
| 10                           | 328,2±2,0                  | 511,7±1,5          | 286,6±2,5          | 296,2±2,0           |
| 25                           | 751,5±5,0                  | 930 ±1,5           | 717 ±4,5           | 673 ±5,0            |

Compararea rezultatelor arată că valorile obținute sunt în general mai mari decât valorile etalon corespunzătoare, mai ales în cazul conce-



trațiilor scăzute, mărirea valorilor fiind mai evidentă în cazul flacării aer-acetilenă. Totuși la concentrații mari de rubidiu, calciul dar mai ales magneziul, au tendința de a produce o depresiune a valorilor, scăderea fiind mai accentuată pentru flacăra aer-acetilenă.

Dacă se efectuează corecțiile pentru eliminarea erorilor produse de selectivitatea limitată a filtrelor de interferență și se compară valorile etalon (tabel 1) cu citirile experimentale și valorile corectate (tabel 5 și 6), se observă că ultimile caracterizează mult mai bine efectul multiplicativ al ionilor concomitenți. Prezența în soluție a unor cationi care se ionizează ușor, deplasează echilibrul de ionizare al rubidiului, micșorând gradul lui de ionizare. Prin urmare, dacă ionul adăugat este un bun donor de electroni, efectul de reprimare a ionizării este mai accentuat și emisia atomică a rubidiului este mai mare. Deplasarea echilibrului de ionizare depinde deci de natura cationului concomitent și este cu atât mai accentuată, cu cât raportul concentrațiilor rubidiului și cationului prezent în soluție, este mai mare.

TABELUL 5

*Influența ionilor prezenti în soluție asupra determinării rubidiului  
(valori corectate pentru flacăra aer – metan)*

| Concentrația<br>mg Rb/100 ml | Deviațiile galvanometrului |                    |                    |                     |
|------------------------------|----------------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
|                              | Na<br>50 mg/100 ml         | Cs<br>50 mg/100 ml | Ca<br>50 mg/100 ml | Mg<br>250 mg/100 ml |
| 1                            | 31,5                       | 36,9               | 30,9               | 28,8                |
| 3                            | 86,2                       | 94,5               | 86,9               | 77,2                |
| 5                            | 131,5                      | 139,0              | 130,7              | 118,0               |
| 10                           | 216                        | 220,0              | 216,9              | 198,5               |
| 25                           | 369,7                      | 370,7              | 375,4              | 348,0               |

Pentru flacăra aer-metan, efectul de reprimare a ionizării este evident la concentrații sub 3 mg Rb/100 ml, adică la un raport rubidiu – concomitent de 3/50. Datele prezentate în tabelul 5 arată de asemenea că efectul cesiului este cel mai important în comparație cu acela al sodiului și calciului, deoarece abia la un raport 1/2 (pentru concentrații de 25 mg Rb/100 ml) efectul său nu mai poate fi observat. În schimb interferența



sodiului și calciului produce variații în limita erorilor experimentale, încă de la concentrații de 3 mg Rb/100 ml. Magneziul arată un accentuat efect depresiv care se manifestă în întreg domeniul de concentrații cercetat.

TABELUL 6

*Influența ionilor prezenti în soluție asupra determinării rubidiului  
(valori corectate pentru flacără aer-acetilenă)*

| Concentrația<br>mg Rb/100 ml | Deviația galvanometrului |                    |                    |                     |
|------------------------------|--------------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
|                              | Na<br>50 ml/100 ml       | Cs<br>50 mg/100 ml | Ca<br>50 mg/100 ml | Mg<br>250 mg/100 ml |
| 1                            | 31,5                     | 63,7               | 19,7               | 22,9                |
| 3                            | 99,4                     | 179,7              | 75,4               | 73,8                |
| 5                            | 165,5                    | 279,4              | 130,8              | 133,4               |
| 10                           | 327,0                    | 487,4              | 283,5              | 276,9               |
| 25                           | 751,3                    | 905,7              | 714                | 653,7               |

În cazul flacării aer-acetilenă (tabel 5) se constată aceleași efecte de reprimare a ionizării datorită prezenței cationilor concomitenți, efectele accentuându-se datorită temperaturii mai ridicate a flacării. Sodiul și mai ales cesiul, produc o deplasare evidentă a echilibrului de ionizare mărind emisia pentru întreaga gamă de concentrații studiate, pe cind calciul și mai ales magneziul, manifestă un efect depresiv. Variația abaterilor de la curba etalon este mare și depinde de natura și concentrațiile relative ale ionilor prezenti. La raportul rubidiu-concomitant 1/50 se observă în toate cazurile, o mărire a valorilor corespunzătoare rubidiului de 2,53–5,13–1,59 și 1,84 ori în prezența sodiului, cesiului, calciului respectiv magneziului, în timp ce la raportul 1/2 factorul de multiplicare al citirilor corectate este supraunitar pentru sodiu și cesiu (1,0 respectiv 1,2) și subunitar pentru calciu și magneziu (0,95 respectiv 0,87).

Deoarece rubidiul prezintă un grad de ionizare mai mare în soluțiile mai diluate, pentru a cerceta deplasarea echilibrului de ionizare a fost determinată și emisia unor soluții cu 1 mg Rb/100 ml în prezența unui conținut variabil de cationi concomitenți. Măsurările au fost efectuate pentru sodiu, magneziu și calciu, variind raportul rubidiu-concomitant de la 1/1 pînă la 1/250.



TABELUL 7

*Variația emisiei unor soluții cu 1 mg Rb/100 ml în funcție de concentrația cationului concomitant (flacăra aer-metan)*

| Concentrația concomitantului<br>mg/100 ml | Deviațiile galvanometrului corectate |      |      |
|-------------------------------------------|--------------------------------------|------|------|
|                                           | Na                                   | Mg   | Ca   |
| 0                                         | 29,2                                 | 29,0 | 29,4 |
| 1                                         | 29,3                                 | 28,5 | 29,8 |
| 5                                         | 29,9                                 | 29,4 | 30,1 |
| 10                                        | 30,5                                 | 29,9 | 30,3 |
| 25                                        | 31,4                                 | 29,8 | 30,5 |
| 50                                        | 31,6                                 | 28,8 | 30,9 |
| 100                                       | 31,8                                 | 28,9 | 31,5 |
| 250                                       | 32,1                                 | 27,2 | 31,8 |

Rezultatele obținute pentru flacăra aer-metan (tabel 7) arată că pentru concentrații crescînd de sodiu sau calciu se produce o mărire a emisiei rubidiului, valorile înregistrate la 250 mg concomitant/100 ml fiind mai mari cu 10% în cazul sodiului și cu 8,7% în cazul calciului. De asemenea se remarcă faptul că funcțiile care reprezintă valorile atribuite emisiei rubidiului în raport cu concentrația concomitantului, tind asimptotic spre o valoare caracteristică ionului concomitant, care corespunde unui anumit grad de ionizare, la concentrații mari de ion concomitant. Prezența magneziului în soluția cu 1 mg Rb/100 ml se manifestă printr-un accentuat efect depresiv, care ajunge la 94% din valoarea etalon, pentru concentrația de 250 mg Mg/100 ml.

În cazul flacării aer-acetilenă prezența ionilor concomitenți în soluția cu 1 mg Rb/100 ml produce totdeauna o micșorare accentuată a gradului de ionizare și ca urmare o mărire evidentă a emisiei rubidiului. Dintre cationii cercetați, sodiul produce cea mai importantă ridicare a emisiei rubidiului (de 2,65 ori mai mare – tabel 8), pe cînd magneziul și calciul măresc emisia rubidiului de numai 1,85 respectiv 1,7 ori. Dacă efectul cationilor concomitenți este mai mare în cazul flacării aer-acetilenă



TABELUL 8

*Variația emisiei unor soluții cu 1 mg Rb/100 ml în funcție de concentrația cationului concomitent  
(flacăra aer-acetilenă)*

| Concentrația concomitentului mg/100 ml | Deviațiile galvanometrului corectate |      |      |
|----------------------------------------|--------------------------------------|------|------|
|                                        | Na                                   | Mg   | Ca   |
| 0                                      | 12,4                                 | 12,4 | 12,4 |
| 1                                      | 17,6                                 | 13,2 | 16,8 |
| 5                                      | 21,1                                 | 13,8 | 17,5 |
| 10                                     | 23,7                                 | 14,5 | 18,9 |
| 25                                     | 29,0                                 | 16,7 | 19,3 |
| 50                                     | 31,5                                 | 18,4 | 19,7 |
| 100                                    | 32,4                                 | 21,1 | 19,9 |
| 250                                    | 32,9                                 | 23,0 | 21,1 |

totuși caracterul asimptotic al funcției rubidiu—concomitant nu apare clar ca în flacăra aer-metan, probabil datorită temperaturii mai mari a flacării aer-acetilenă și a faptului că nu se atinge regiunea asimptotică în domeniul de concentrații cercetat.

Curbele reprezentative care exprimă concentrația rubidiului în funcție de intensitatea emisiei în flacăra aer-metan și aer-acetilenă nu sunt liniare, datorită variației gradului de ionizare precum și a reabsorbției liniilor de la 780 și 795 mμ.

La determinarea rubidiului prin fotometrie în flacără se obțin rezultate exacte dacă se ține seama atât de interferențele cumulative produse de ceilalți cationi din soluție și selectivitatea relativ scăzută a filtrului de interferență Rb 79 J, cît și de interferențele multiplicative cauzate de variația gradului de ionizare a rubidiului.

Pentru determinări corecte de rubidiu, din soluții complexe, se recomandă utilizarea flacării aer-metan și a metodei tamponării radiației. În acest caz, este suficientă o concentrație limită de 250 mg concomitant/100 ml.



## BIBLIOGRAFIE

- Dean J. A. (1960) Flame photometry. Edit. Mac Graw Hill. New York.
- Farquhar M. C., Hill A. J. (1962). Analysis of cesium and rubidium salts and metals. *Anal. Chem.* 34.
- Foster W. H. (1959). Mutual cation interference effects in flame photometry. *Anal. Chem.* 31.
- Foster W. H., Hume D. N. (1959) Factors affecting emission intensities in flame photometry. *Anal. Chem.* 31.
- Fukushima S., Shigemoto M., Kato I., Otozai K. (1957) A relationship between interfering substances in flame spectrophotometry. *Microchim. Acta* Heft 1. Wien.
- Găță G., Găță Elena (1960) Determinarea elementelor minore cu ajutorul fotometrului cu flacără. *Rev. de Chimie.* IX.
- Găță G. (1965). Determinarea metalelor alcaline cu ajutorul fotometrului cu flacără. *Analtele I.C.C.A., Seria Pedologie,* XXXII.
- Margoshes M., Vallée B. L. (1956). Instrumentation and principles of flame spectrometry. Effect of extraneous ions in simultaneous determination of five elements. *Anal. Chem.* 28.
- Pungor E., Hegedüs J. A., Thege I. K., Zapp E. E. (1956) Über die Rolle der Flammen temperatur bei der flammenphotometrischen Analyse der Alkali-metalle. *Mikrochim. Acta* (Wien), Heft 2.
- Shaw D. M., Wickremasinghe O. C., Weber J. N. (1960) Spectrochemical determination of lithium, sodium, potassium and rubidium in rocks and minerals using the stallwood jet. *Anal. Chem. Acta.* 22.
- Shellenberger E. T., Rike E. P., Parrish B. D., Schrenk G. W. (1960) Some factors affecting flame photometric emission of rubidium in an oxygen-acetilene flame. *Anal. Chem.* 32.

## DÉTERMINATION DU RUBIDIUM PAR PHOTOMÉTRIE DE FLAMME À TEMPÉRATURE BASSE

PAR

GH. GĂȚĂ, ELENA GĂȚĂ, VALERIA ROȘCA

(Résumé)

Le rubidium peut être déterminé dans la flamme air-méthane et la flamme air-acétylène, en employant le doublet de 780 et 795 m $\mu$ , de la région rouge du spectre. Les dosages ont été exécutés avec un photomètre à flamme Carl Zeiss Jena modèle III, en utilisant un filtre d'interférence à  $\lambda$  max. 786 m $\mu$ .

Les autres cations de la solution provoquent des interférences cumulatives du fait de la sélectivité relativement réduite du filtre d'inter-



férence (tableau 2), de la variation du degré d'ionisation du rubidium et de la réabsorption (tableaux 3 et 4).

Si l'on corrige les valeurs constatées par la soustraction du fond d'émission produit par les cations concomitants, on observe que la présence de certains cations qui ionisent aisément déplace l'équilibre d'ionisation et augmente ainsi l'émission du rubidium. Cet effet est d'autant plus accentué que la quantité de rubidium de la solution est plus basse, que l'ion concomitant a le potentiel d'ionisation plus réduit, que la concentration des cations concomitants est plus grande et la température de la flamme plus élevée (tableaux 5 et 6). En général l'ion magnésium manifeste un effet dépressif accentué.

En vue de l'examen du déplacement de l'équilibre d'ionisation, on a déterminé l'émission de solutions à 1 mg Rb/100 ml en présence d'une teneur variable de cations concomitants. En général dans les cas de la flamme air-méthane, l'augmentation de la concentration du cation concomitant provoque une augmentation dans l'émission du rubidium, la fonction qui représente l'émission du rubidium en rapport avec la concentration du concomitant tendant vers une valeur asymptotique caractéristique de la nature du concomitant de la solution (tableau 8). Pour la flamme air-acétylène l'effet d'augmentation de l'émission du rubidium est beaucoup plus grand, toutefois le palier asymptotique n'apparaît plus dans le domaine de concentrations étudié (1—250 mg concomitant/100 ml), probablement à cause de la température plus élevée de la flamme (tableau 8). Pour des déterminations correctes de rubidium on recommande donc la flamme air-méthane et la méthode du tamponnement de la radiation, la concentration de 250 mg concomitant/100 ml étant suffisante pour l'élimination des interférences produites par l'ionisation du rubidium.

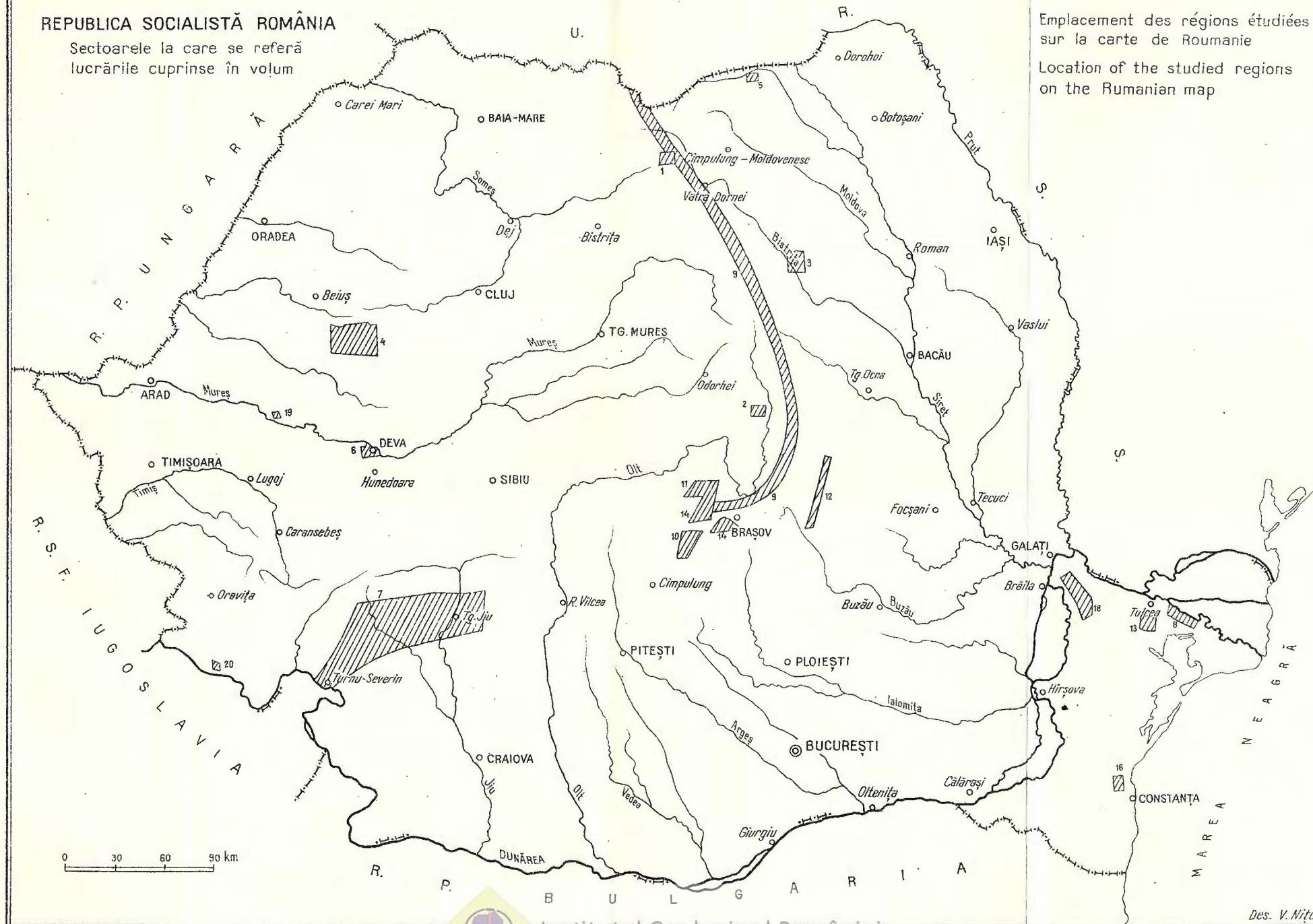




Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă  
lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées  
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions  
on the Rumanian map

Des. V. Nitu

## C U P R I N S U L

|                                                                                                                                                                      | <u>Pag.</u> |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| <b>MINERALOGIE-PETROGRAFIE</b>                                                                                                                                       |             |
| 1. Kräutner H. Zăcăminte de fier de la Rusaia și Iacobeni . . . . .                                                                                                  | 5           |
| 2. Vasilescu A. Asupra unor andezite cuarțifere din partea de sud a munților Harghița . . . . .                                                                      | 31          |
| <b>STRATIGRAFIE</b>                                                                                                                                                  |             |
| 3. Alexandrescu Gr. Asupra depozitelor cretacice din bazinul văii Bistriței între valea Largului și valea Sabasei (Carpații orientali) . . . . .                     | 43          |
| 4. Dimitrescu R., Bleahu M. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii pînzei de Biharia . . . . .                                                       | 57          |
| 5. Joja T., Iancu Gh., Popovici M. Principalele rezultate de ordin stratigrafic și tectonic al forajelor Comitetului Geologic de la Putna (reg. Suceava) . . . . .   | 69          |
| 6. Lupu M., Lupu Denisa. Stratigrafia și faciesurile depozitelor cretacic superioare din reg. Bretelin-Cherghes (sud de Deva) . . . . .                              | 95          |
| 7. Marinescu F.I. Precizuni asupra stratigrafiei Portaferrianului din vestul bazinului dacic . . . . .                                                               | 105         |
| 8. Mirăuță O. Devonianul și Triasicul din zona Colinelor Mahmudie (Dobrogea de nord) . . . . .                                                                       | 115         |
| 9. Patruliș D. Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaților orientali în timpul Triasicului . . . . .                                                                  | 135         |
| 10. Popescu Ileana. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii geologice a masivului Piatra Craiului . . . . .                                           | 157         |
| 11. Sandulescu M. Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului                                                    | 177         |
| <b>PALEONTOLOGIE</b>                                                                                                                                                 |             |
| 12. Bratu Elena. Microbiostratigrafia Cretacicului superior din zona Șisturilor negre cuprinsă între Covasna și valea Buzăului . . . . .                             | 209         |
| 13. Mirăuță Elena. Conodontele siluriene de la Cataloi . . . . .                                                                                                     | 229         |
| 14. Sandulescu Janina. Biostratigrafia și faciesurile Cretacicului superior și Paleogenului din Tara Birsei (Carpații orientali) . . . . .                           | 241         |
| <b>GEOFIZICA</b>                                                                                                                                                     |             |
| 15. Soare A., Iopescu Alexandra. Măsurările magnetice de corelare a nivelului Observatorului Surlari cu cîteva observatoare din zona răsăriteană a Europei . . . . . | 279         |



|                                                                                                                                                         | Pag- |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 16. Vîjdea V., Grecu P., Nicolau S. Contribuții geoelectrice la cunoașterea hidrogeologică a zonei Palazu Mare–Cocoșu . . . . .                         | 287  |
| <b>GEOCHIMIE</b>                                                                                                                                        |      |
| 17. Borcoș M., Iosof V. Semnificația blendei ca termometru geologic în geo chimia procesului hidrotermal . . . . .                                      | 301  |
| 18. Giușcă D., Lemne Maria, Ioniciă Magdalena, Minzatu Silvia. Contribuții la studiul radioactivității masivelor granitice dobrogene                    | 343  |
| 19. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udreescu Constanța. Contribuții la studiul geo chimic al rocilor banatitice de la Săvîrșin (munții Dorcea) . . .          | 359  |
| <b>PREPARAREA MINEREURILOR</b>                                                                                                                          |      |
| 20. Oprescu Angela. Cercetări tehnologice pentru stabilirea posibilităților de valorificare a minereului cuprifer din sectorul Varad–Moldova Nouă . . . | 383  |
| <b>PEDOLOGIE</b>                                                                                                                                        |      |
| 21. Gâță Gh., Gâță Elena, Roșca Valeria. Determinarea rubidiului prin fotometrie în flacără cu temperatură joasă . . . . .                              | 399  |



## C O N T E N U (Resumés)

|                                                                                                                                                                                   | <u>Pag.</u> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| <b>MINÉRALOGIE-PÉTROGRAPHIE</b>                                                                                                                                                   |             |
| 1. Kräutner H. Les gisements de fer de Rusaia et de Iacobeni . . . . .                                                                                                            | 27          |
| 2. Vasilescu Al. Sur la présence des andésites quartzifères du S des Monts Har-                                                                                                   |             |
| ghita . . . . .                                                                                                                                                                   | 42          |
| <b>STRATIGRAPHIE</b>                                                                                                                                                              |             |
| 3. Alexandrescu Gr. Sur les dépôts crétacés du bassin de la vallée de Bistrița entre la vallée de Largu et la vallée de Sabasa (Carpates Orientales) . . . . .                    | 54          |
| 4. Dimitrescu R., Bleahu M. Contributions à la connaissance de la strati-                                                                                                         |             |
| graphie et de la structure de la Nappe de Biharia . . . . .                                                                                                                       | 66          |
| 5. Joja Th., Ianțu Gh., Popovici M. Principaux résultats d'ordre stra-                                                                                                            |             |
| tigraphique et tectonique des forrages du Comité Géologique à Putna (région de Suceava) . . . . .                                                                                 | 86          |
| 6. Lupu M., Lupu Denisa. Stratigraphie et faciès des dépôts crétacés supé-                                                                                                        |             |
| rieurs de la région de Bretelin-Chergheș (sud de Deva) . . . . .                                                                                                                  | 103         |
| 7. Marinescu Fl. Précisions sur la stratigraphie du Portaferrien de l'W du bas-                                                                                                   |             |
| sin dacique . . . . .                                                                                                                                                             | 112         |
| 8. Mirăuță O. Dévonien et Trias de la zone des collines de Mahmudia (Dobrogea septentrionale) . . . . .                                                                           | 131         |
| 9. Patrulius D. La dorsale dolomitique, ébauche des Carpates Orientales au cours du Trias . . . . .                                                                               | 151         |
| 10. Popescu Ileana. Contribution à la connaissance de la stratigraphie et de la structure géologique du massif de Piatra Craiului . . . . .                                       | 173         |
| 11. Sandulescu M. Structure géologique des terrains mésozoïques à l'extérieur du massif cristallin de Făgăraș . . . . .                                                           | 201         |
| <b>PALÉONTOLOGIE</b>                                                                                                                                                              |             |
| 12. Bratu Elena. Microbiostratigraphie du Crétacé supérieur de la zone des Schistes noirs comprise entre Covasna et la vallée de Buzău . . . . .                                  | 226         |
| 13. Mirăuță Elena. Conodontes siluriens de Cataloi . . . . .                                                                                                                      | 238         |
| 14. Sandulescu Janina. Biostratigraphie et faciès du Crétacé supérieur et du Paléogène de Tara Birsei (Carpates Orientales) . . . . .                                             | 271         |
| <b>GÉOPHYSIQUE</b>                                                                                                                                                                |             |
| 15. Soare A., Ionescu Alexandra. Mesures magnétiques de corrélation du niveau de l'Observatoire de Surlari avec quelques observatoires de la zone orientale de l'Europe . . . . . | 286         |

Pag.

16. Vijdea V., Grecu P., Nicolaus S. Contributions géoélectriques à la connaissance hydrogéologique de la zone de Palazu Mare—Cocoșu . . . . . 299

## GÉOCHIMIE

17. Borcoș M., Iosof V. La signification de la blende en tant que thermomètre géologique dans la géochimie du processus hydrothermal . . . . . 338
18. Giușcă D., Lemnea Maria, Ionică Magdalena, Minzatu Silvia. Contributions à l'étude de la radioactivité des massifs dobrogéens . . . . . 356
19. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Contributions à l'étude géochimique des roches banalitiques de Săvîrşin (Monts de Drocea) 382

## PRÉPARATIONS DE MINERAIS

20. Oprescu Angela. Recherches technologiques destinées à déterminer les possibilités de mise en valeur du minerai cuprifère dans le secteur de Varad—Moldova Nouă . . . . . 396

## PÉDOLOGIE

21. Gâtă Gh., Gâtă Elena Roșca Valeria, Détermination du rubidium par photométrie de flamme à température basse . . . . . 407

H10  
60907

Redactor : MIRCEA PAUCA  
Tehnoredactor și corector : E. MATEESCU  
Traduceri : L. Brăileanu, L. Tonca  
Ilustrația : I. Petrescu

Dat la cules : Ian. 1966. Bun de tipar: 19.XI.966. Tiraj: 1550 ex.  
Hartie Cartografică tip „A” 49 g/m.p. Ft. 70×100. Coli de tipar: 26. Cda: 14. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55 (058)

Tiparul executat la întreprinderea Poligrafică „INFORMAȚIA”  
Str. Brezoianu, nr. 23—25.



Institutul Geologic al României

Au apărut și sînt de vînzare la Institutul Geologic, şos. Kiseleff nr. 55, următoarele volume de Dări de Seamă ale ředințelor și Anuare:

|                     |     |                    |     |       |
|---------------------|-----|--------------------|-----|-------|
| Dări de seamă vol.  | XLV | (1957—1958)        | lei | 20,00 |
| " "                 | "   | XLVI (1958—1959)   | "   | 43,35 |
| " "                 | "   | XLVII (1959—1960)  | "   | 27,55 |
| " "                 | "   | XLVIII (1960—1961) | "   | 33,80 |
| " "                 | "   | XLIX/1 (1961—1962) | "   | 38,60 |
| " "                 | "   | XLIX/2 (1961—1962) | "   | 33,00 |
| " "                 | "   | L/1 (1962—1963)    | "   | 28,70 |
| " "                 | "   | L/2 (1962—1963)    | "   | 70,05 |
| " "                 | "   | LI/1 (1963—1964)   | "   | 40,00 |
| " "                 | "   | LI/2 (1963—1964)   | "   | 34,40 |
| " "                 | "   | LII/1 (1964—1965)  | "   | 52,73 |
| Anuar. Comit. Geol. | XXX |                    | "   | 16,96 |
| " "                 | "   | XXXI               | "   | 31,15 |
| " "                 | "   | XXXII              | "   | 76,82 |
| " "                 | "   | XXXIII             | "   | 56,00 |
| " "                 | "   | XXXIV/1            | "   | 41,80 |
| " "                 | "   | XXIV/2             | "   | 55,45 |



RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE  
COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE  
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LI/2  
1964-1965



Institutul Geologic al României