

REPUBLICA SOCIALISTA ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

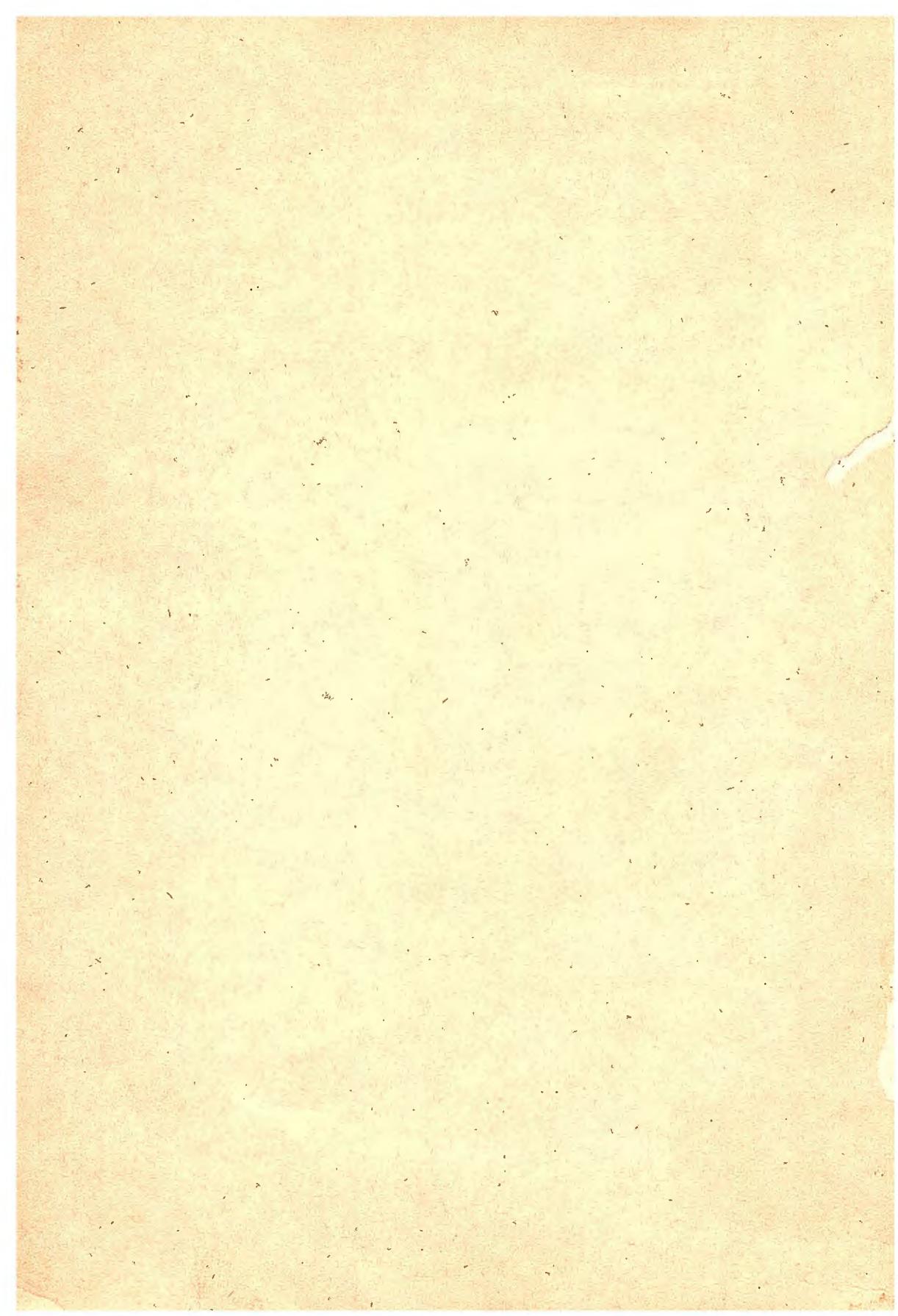
B.I.G.

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. III/1
1965-1966

74960

BUCUREŞTI
1967



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚE LOR

VOL. LIII
(1965 — 1966)

Partea I-a



BUCUREŞTI
1967

P A R T E A I N T Ī I A
S U M A R U L Ș E D I N Ț E L O R

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 14 ianuarie 1966

Prezidează : Prof. Acad. A.I. Codarcea, prof. dr. Gr. Răileanu.

— Liteanu E. — Pietrişuri de Cîndeşti sau strate de Cîndeşti ? O contribuţie la studiul stratelor de Cîndeşti¹⁾.

— Savu H., Borcoş M., Hanomolo I., Hanomolo Antoneta, Trifulescu M., Ioanidu Cristina. — Date noi asupra stratigrafiei şi petrologiei şisturilor cristaline din partea centrală a munţilor Drocea (p. 187).

Şedinţa din 21 ianuarie 1966

Prezidează : Prof. dr. Gr. Răileanu.

— Paucă M., Dinescu Silvia. — Date noi privind geologia ramei munţilor Cibin între Răşinari şi Sălişte (p. 413).

— Gheorghian Mihaela, Gheorghian M., Iva Mariană — Aspecte microfaunistice şi consideraţii paleogeografice privitoare la Tortonianul din împrejurimile Sibiului (bazinul Trasilvaniei) (p. 329).

— Rădulescu I., Rădulescu Ludmila. — Zona anticlinală Rusaia-Bretila ; structură şi metamorfism (Cristalinul Carpaţilor orientali (p. 143).

Şedinţa din 28 ianuarie 1966

Prezidează : Conf. dr. D. Rădulescu.

— Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M. — Unităţile tectonice, structura şi stra-

¹⁾ Se publică în Studii tehnice şi economice, seria Hs.

tigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistrița (p. 17).

— Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. — Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei — Lucina (Carpații orientali) (p. 161).

Şedința din 4 februarie 1966

Prezidează : M. Bleahu.

— Lupa N., Pascu E., Ilie D., Andrei M. — Mineralizațiile polimetale de la Secaș — Drocea¹⁾.

— Patrulius D., Istoescu D. — Cîteva fosile oxfordiene din Pădurea Craiului (Munții Apuseni) (partea 2-a).

— Stănoiu I. — Contribuții la cunoașterea Liasicului și Aalenianului din materialul exotic asociat depozitelor de tip Wildflysch din sinclinalul Rarău (Carpații orientali) (p. 457).

Şedința din 11 februarie 1966

Prezidează : Prof. dr. Gr. Răileanu.

— Paucă M. — Contribuții la cunoașterea zăcămintelor de săruri miocene din România (partea 2-a).

— Liteanu E., Pricăjan A., Mocanu Maria. — Cercetări hidrogeologice în Delta Dunării²⁾.

— Vasilescu G., Nechiti Gr., Szabó A., Rîp I. — Contribuții la cunoașterea radioactivității apelor termale din zona Oradea — Băile Victoria — 9 și 1 Mai³⁾.

Şedința din 25 februarie 1966

Prezidează : Prof. I. Huber-Panu.

— Pandeleșcu C., Polici Georgeta. — Cercetări cu privire la valorificarea minereului complex de la Rodna-Parva (partea 2-a).

— Georgescu B., Mușeteanu G. — Cercetări pentru stabilirea posibilităților de preparare a minereului cuprifer de la Moldova Nouă, sectorul Florimunda (partea 2-a).

¹⁾ Se publică în Studii tehnice și economice, seria A7.

²⁾ Se publică în Studii tehnice și economice, seria E7.

³⁾ Se publică în Studii tehnice și economice, seria E8.

— Oprescu Angela. — Cercetări privind posibilitățile de valorificare a minereului complex de la Poiana Mărului — Brașov (partea 2-a).

Şedința din 4 martie 1966

Prezidează : Prof. dr. Gr. Răileanu.

— Iva Mariana, Gheorghian Michaela, Gheorghian M. — Asupra prezenței grupei *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* Bycova et Chramaja, în Eocenul superior și Oligocenul inferior din nord-vestul Transilvaniei (partea 2-a).

— Gheorghian M., Gheorghian Michaela, Iva Mariana — Considerații asupra genului *Spirialis* (partea 2-a).

— Iordan Magdalena. — Considerații asupra Paleozoicului inferior din forajul de la Mangalia pe baza studiului trilobiților și tentaculiților (Platforma moesică) (p. 367).

Şedința din 18 martie 1966

Prezidează : Prof. dr. Gr. Răileanu.

— Liteanu E., Constantinescu V., Croitoru M. — Prospecțiuni hidrogeologice prin foraje manuale și încercări experimentale în zona Titu¹⁾.

— Givulescu R., Ghiurca V. — Flora pliocenă de la Chiuzbaia²⁾.

— Savu H., Udrescu Constanța — Paleotemperatura și geo chimia gabbrourilor de la Cuiaș (muntii Drocea) (partea 2-a).

Şedința din 25 martie 1966

Prezidează : Conf. dr. D. Rădulescu.

— Chițimuş V., Chivu Maria, Dragu Valentina, Edelstein O., Kalmar I., Mărgărit Eugenia — Asupra vîrstei unor erupțiuni din bazinul minier Baia Mare (p. 315).

— Stefan R., Stefan A., Urcaș T. — Considerații asupra cristalinului din Pintenul de la Baia de Arieș (p. 235).

¹⁾ Se publică în Studii tehnice și economice, seria E7.

²⁾ Se publică în Memoriile.

— Borcoș M. — Studiul geotermometric al mineralizației din masivul subvulcanic neogen Toroia-Găgăuz (regiunea Maramureș) (partea 2-a).

Şedința din 1 aprilie 1966

Prezidează : Conf. dr. D. Rădulescu.

— Peltz S., Peltz Margareta, Urcaș T. — Contribuții la cunoașterea tufurilor sudate de la Pojoga (regiunea Hunedoara) (p. 111).

— Dimitrescu R. — Contribuții la cunoașterea structurii părții de NW a masivului cristalin Hîghiș (p. 39).

— Dimitrescu R. — Mineralizațiile plumbo-zincifere de la Arpaș și Porumbacu în cadrul structurii muntelor Făgărașului (partea 2-a).

— Năstaseanu S. — Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica muntelor Cernei (Banat) (p. 401).

Şedința din 8 aprilie 1966

Prezidează : Prof. dr. Gr. Răileanu.

— Stan N., Bîrlea V. — Puncte de vedere asupra vulcanismului neogen de la Raşa-Vama-Certeze (p. 215).

— Stillă Al. — Date noi asupra Malmului superior și Cretacicului inferior din zona Hațeg (p. 471).

— Ghenea C. — Prezența unui tuf vulcanic în Villafranchianul din depresiunea valahă¹⁾.

— Ilie Smărăndița, Bițoianu Cornelia — Contribuții la studiul huilelor de vîrstă carboniferă din sinclinalul Dragosela (zona Svinia-Svinecea Mare) (partea 2-a).

Şedința din 12 aprilie 1966

Prezidează : V. Mutihac.

— Papiu-Corvin V., Minzatu Silvia — Asupra prezenței fitolitelor opalice în rocile argilo-detritice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (partea 2-a).

— Popa Elena — Amoniții Toarcianului superior autohton (zona cu *Grammoceras thouarsense*) din muntele Perșani (Carpații orientali) (partea 2-a).

¹⁾ Se publică în Studii tehnice și economice seria Hs.

— Jipa N., Contescu L., Mihăilescu N. — Direcții de curent în faciesul de Tarcău-Fusaru al Paleogenului dintre valea Bistriței și Râul Negru (partea 2-a).

Şedința din 15 aprilie 1966

Prezidează : Conf. dr. D. Rădulescu.

— Papiu-Corvin V. — Considerații litogenetice asupra formațiunilor barremiene din Munți Metaliferi (partea 2-a).

— Mureșan M. — Asupra prezenței unor tufuri sudate în vulcanitele neogene din partea de nord a masivului Poiana Rusca (p. 101).

— Gurău A. — Date noi privind cunoașterea structurii și genezei zăcămîntului de sulfuri metalice de la Muncelul Mic-Muncelul Mare (Poiana Rusca) (partea 2-a).

— Jude R., Stefan A. — Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a munților Bihor (Munții Apuseni) (p. 77).

Şedința din 19 aprilie 1966

Prezidează : Prof. dr. Gr. Răileanu.

— Iliescu O., Radu A., Lica Maria — Geologia bazinului Bozovici (p. 341).

— Boldur C., Stănescu A.I. — Malmul inferior din regiunea Ohaba-Ponor (Hațeg), cu privire specială asupra Callovianului superior cu *Kosmoceras* (Carpații meridionali) (p. 305).

— Stănoiu I. — Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din regiunea valea Tătanca—valea Lucava (partea de nord a sinclinalului Rărău — Carpații orientali) (p. 465).

Şedința din 22 aprilie 1966

Prezidează : V. Mutihac.

— Florea M. — Procesul de sufozie în rocile nisipoase¹⁾.

— Aghiorghiesei V., Băncilă I., Costea I., Rosă Andorina — Contribuții la stratigrafia Paleogenului din flișul carpatic (p. 251).

¹⁾ Se publică în Studii tehnice și economice, seria E.

— Marinescu I., Cristodulo D., Micșa L. — Notă asupra formațiunilor mezozoice din cursul superior al văii Cîrlibaba (Carpații orientali) (p. 389).

Şedința din 26 aprilie 1966

Prezidează : V. Mutihac.

— Huber-Panu I., Georgescu B., Dumitrescu Maria — Cercetări de preparare a minereului complex de la Vișeu-Roșu (partea 2-a).

— Manea A. I., Stancu Iosefină. — Cercetări stratigrafice și sedimentologice în depozitele neogene de la Zăbălt (nordul Banatului) (partea 2-a).

— Mînzăraru Lidia, Bîrlea V. — Asupra prezenței bowlingului în regiunea Baia Mare (p. 95).

— Bulgaru Gh., Baltres A. — Asupra unui nivel cu *Septrarii* în bazinul văii Sălăuța (p. 311).

Şedința din 27 aprilie 1966

Prezidează : Prof. N. Cernescu.

— Florea N. — Un sistem de indici granulometrii pentru caracterizarea sedimentelor (p. 53).

— Spirescu M. — Loessuri și soluri fosile¹⁾.

— Oancea C., Parichì M. — Solurile Olteniei de est¹⁾.

— Conea Ana — Asupra unor cernoziomuri din Dobrogea (partea 2-a).

— Asvadurov H., Dragu I. — Cercetări geobotanice în Cîmpia Someșului (partea 2-a).

Şedința din 28 aprilie 1966

Prezidează : Prof. N. Cernescu.

— Asvadurov H. — Cercetări pedologice în raionul Cehu-Silvaniei¹⁾.

— Florea N., Parichi M. — Contribuții la cunoașterea solurilor din bazinul superior al Sitnei (partea 2-a).

¹⁾ Se publică în Studii tehnice și economie, serie C₁₆.

— Ghițulescu Nadia, Buza M., Ghinea P., Teodorescu Angela — Raionarea agropedologică a teraselor Dunării între Turnu Măgurele și Giurgiu (partea 2-a).

— Bălăceanu V., Atanasescu Ruxandra, Petrescu Adrian — Cercetări pedologice în Tara Loviștei (partea 2-a).

— Asvadurov H., Popescu Florica — Cercetări pedologice în culmea Vîrful Codrului (partea 2-a).

Şedinţa din 29 aprilie 1966

Prezidează : Prof. dr. Gr. Răileanu.

— Răileanu Gr., Iordan Magdalena, Săndulescu Eugenia — Considerații asupra Paleozoicului inferior din zona Călărăși (p. 419).

— Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. — Asupra vîrstei unor roci granitoide din munții Vîlcan (Carpații meridionali) (p. 127).

— Bleahu M., Dimian M. — Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Feneș-Ighiel-Întregalde (Munții Metaliferi) (p. 281).

— Mutihac V. — Probleme de stratigrafie și tectonică în sinclinalul Rarău (Carpații orientali)¹⁾.

— Manea Al. — Cercetări sedimentologice în depozitele neogene dintre Șiștarovăț și Zăbalț (nordul Banatului) (partea 2-a).

— Rusu A. — Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul bazinului Transilvaniei) (p. 427).

¹⁾ Se publică în Studii și Cercetări de Geografie, Geofizică, Geologie. Seria Geologie. Academia Republicii Socialiste România, Nr. 2, 1966

P A R T E A A D O U A

T E X T U L C O M U N I C Ă R I L O R

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

UNITĂȚILE TECTONICE, STRUCTURA ȘI STRATIGRAFIA
FORMATIUNILOR METAMORFICE DIN ZONA CRISTALINO-
MEZOZOICĂ A MUNTILOR BISTRITĂ (CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾

DE

I. BERCIU, ELVIRA BERCIU, H. KRAUTNER, FLORENTINA KRAUTNER,
M. MUREŞAN²⁾

Abstract

Tectonic Units, Structure and Stratigraphy of the Metamorphic Rocks in the Crystalline Mesozoic Area of the Bistrița Mountains (the East Carpathians). As a result of the tectonic evolution of the region, the Crystalline-Mesozoic area was divided into several strike tectonic units which are delimited by important faults and overthrusts. The main tectonic units were already outlined in tectonic pre-alpine phases. The tectonic division of the Crystalline-Mesozoic area was accomplished during the alpine movements. The stratigraphic sequence of the metamorphic formations is the following; A) The Rarău gneiss series; B) The Bretila, Vatra Dornei-Iacobeni and Bistrița-Barnar series; C) The acid volcanogenous sedimentary series.

Regiunea zonei cristalino-mezozoice care formează obiectul acestei lucrări este cuprinsă între localitățile Cîrlibaba la N și Crucea la S.

I. Unitățile tectonice ale zonei cristalino-mezozoice

Ca rezultat al evoluției tectonice a regiunii, zona cristalino-mezozoică a fost compartimentată în mai multe unități tectonice direcționale delimitate prin importante falii și încălecări.

¹⁾ Comunicare în ședință din 28 ianuarie 1966.

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

Delimitarea unităților tectonice se bazează pe separarea unor compartimente majore în fundamentul cristalin în funcție de constituția lor petrografică. Unitățile tectonice astfel separate au fost denumite în funcție de poziția lor în cadrul zonei cristalino-mezozoice și după gradul de metamorfism predominant al rocilor cristaline care le alcătuiesc.

Deoarece depozitele sedimentare mezozoice se dispun transgresiv în facies unitar peste unități tectonice diferite, rezultă că unitățile tectonice separate erau schițate deja în faze tectonice prealpine, înainte de sedimentarea depozitelor triasice.

Compartimentarea zonei cristalino-mezozoice în unități tectonice a fost desăvîrșită în timpul mișcărilor alpine. Rezultă că aspectul tectonic actual al formațiunilor cristaline este rezultatul suprapunerii tectonicii alpine peste o tectonică mai veche premezozoică.

În cadrul zonei cristalino-mezozoice au fost deosebite unități tectonice, care de la est la vest sănt următoarele :

1. *Unitatea epimetamorfică marginală.* Constituie rama de est a zonei cristalino-mezozoice și încălcă spre E flișul intern cretacic inferior de-a lungul unei importante dislocații (linia centrală). Această unitate se dezvoltă între Greben și Câmpulung Moldovenesc, reapărînd în partea de N a regiunii la S de Breaza.

În regiunea Rarău, unitatea apare compartimentată într-o serie de solzi deversați spre est, în structura cărora participă și cuvertura sedimentară mezozoică.

2. *Unitatea gnaiselor de Rarău.* Aceasta formează o zonă continuă cu direcția NW—SE, încălcând bilateral unitățile adiacente : spre E unitatea epimetamorfică marginală, iar spre W unitatea epimetamorfică centrală. Încălecarea de la est spre vest a gnaiselor de Rarău peste unitatea epimetamorfică centrală reprezintă linia cea mai estică, cu sens contrar încălcărilor alpine din fliș.

Pentru cele două încălecări propunem utilizarea denumirilor : „linia vestică a gnaiselor de Rarău“ și „linia estică a gnaiselor de Rarău“.

Contactul tectonic vestic al gnaiselor de Rarău cu șisturile epizonale a fost pus în evidență în zona Lucina-Pojorîta de către I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu³⁾, în bazinul pîrului Colbului de către N.

³⁾ a) I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe din regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei-Breaza. Arh. Com. Stat Geol. București, 1959.

Bîră și I. Teucă⁴⁾), iar la vest de culmea Tarniței de către G. Pitulea⁵⁾ (1965), care menționează un contact tectonic și în partea de E a gnaiselor de Rarău. Caracterul de încălecare al acestui contact tectonic a fost pus în evidență de I. Bercia și colaboratori⁶⁾.

3. Unitatea epimetamorfică centrală. Această unitate este delimitată la E de planul de încălecare a unității gnaiselor de Rarău (linia vestică a gnaiselor de Rarău), iar la W de o serie de linii tectonice (falii și încălecări) care o separă de unitatea tectonică de la vest. Această unitate epimetamorfică ocupă cea mai mare suprafață din regiune. În cadrul ei semnalăm ca element tectonic mai important dedublarea tectonică prin încălecarea cristalinului peste Triasicul din Valea Putnei (încălecarea Valei Putnei). Încălcarea s-a produs de la est spre vest contrar sensului încălecărilor alpine cunoscute în zona flișului Carpaților orientali.

Anterior în această zonă au fost puse în evidență încălecări locale de către Silvia Mînzatu și E. Mînzatu⁷⁾, I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu⁸⁾, G. Pitulea⁹⁾ pe valea Putnei și prin foraje de către ISEM la Delnița¹⁰⁾.

^{3 b)} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, F. Barbu, D. Constantinof. Raport asupra prospecțiunilor pentru fier și sulfuri complexe în regiunea Cîrlibaba-Iacobeni-Şesuri-Lucina-Bahna (Carpații orientali). Arh. Com. Stat. Geol. București, 1960.

^{3 c)} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, D. Tofan. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și neferoase în regiunea vf. Omul — Izv. Someșului — vf. Ineu și lucrări speciale în partea de N a Carpaților orientali (R. Bistrița Aurie — R. Moldova). Arh. Com. Stat Geol., București 1961.

^{3 d)} R. Dimitrescu, C. Ioneșcu, A. Mușat, G. Pitulea, V. Puiu, Maria Puiu, I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Teucă. Raport asupra prospecțiunilor din cristalinul Carpaților orientali. Arh. Com. Stat Geol. București, 1963.

⁴⁾ N. Bîră, V. Puiu, I. Teucă. Prospecțiuni geologice în sectorul Colbu-Chiril-Bârnărel-Dîrmoxa. 1961. Arh. Com. Stat Geol.

⁵⁾ Vezi nota 3 d.

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

⁷⁾ Silvia Mînzatu, E. Mînzatu. Cercetări geologice în regiunea masivului Rarău. Arh. Com. Stat Geol. 1959.

⁸⁾ Vezi notele 3 a și 3 c.

⁹⁾ Vezi nota 3 d.

¹⁰⁾ I. Bîră. Rapoarte geologice anuale — Șantierul ISEM Delnița. Arh. Com. Stat Geol. București, 1963—1965.

Cercetările noastre au arătat că aceste încălecări considerate locale reprezintă o singură retroîncălecare importantă, care în profilul văii Putnei are o amplitudine de cca 5 km.

4. *Unitatea mezometamorfică centrală.* Unitatea aceasta se dezvoltă în partea de W a zonei cristalino-mezozoice, fiind delimitată la E de unitatea epimetamorfică centrală, iar la W de depozitele sedimentare ale bazinului Bârgău.

Spre E unitatea mezometamorfică centrală împreună cu Triasicul ei, este delimitată în regiunea Iacobeni-Vatra Dornei prin linia de încălecare a formațiilor epimetamorfice dela est (încălecarea Iacobeni).

Acest contact tectonic a fost pus în evidență de Th. Kräutner (1930) și apoi urmărit direcțional de R. Dimitrescu (1960—1965)¹¹⁾. Din relațiile observabile pe teren (profilul pe valea Puciosul și valea Suhărzelul) se poate aprecia pentru retroîncălecarea menționată o amplitudine de minimum 1 km. Nu este excludus ca retroîncălecarea dela Iacobeni să aibă o importanță mult mai mare, poate chiar de ordinul șariajelor, problemă care va constitui obiectul cercetărilor noastre ulterioare.

În partea de sud a munților Bistriței, între Chiril și SW de Broșteni, delimitarea unității mezometamorfice centrale se face de-a lungul limitei estice a porfiroidelor de Pietrosu (linia estică a porfiroidelor de Pietrosu). În cadrul acestei unități, gnaisele de Pietrosu sunt delimitate de șisturile acestei unități printr-o linie tectonică direcțională (linia vestică a porfiroidelor de Pietrosu) pusă în evidență de Marcela Dessila-Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan (1964)¹²⁾ și N. Bîră¹³⁾.

Imaginea tectonică nouă a zonei cristalino-mezozoice prezentată mai sus, ar putea fi probabil extinsă cu mult în afara regiunii la care se referă, deoarece pe o distanță de cca 70 km, în munții Bistriței, am constatat continuitatea pe direcție a unităților tectonice menționate.

¹¹⁾ Vezi nota 3 d.

¹²⁾ Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan. Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel-Holdița). 1962, Arh. Com. Stat. Geol.

¹³⁾ N. Bîră. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecție geologică pentru fier în regiunea Ortoaia-Gruiu. Munții Bistriței). Arh. Com. Stat. Geol. 1962.

II. Stratigrafia șisturilor cristaline

Încercări anterioare de a prezenta o succesiune stratigrafică a formațiunilor cristaline din munții Bistriței au fost făcute de M. Savul (1938)¹⁴⁾, C. Ionescu (1962)¹⁵⁾, D. Constantinoft et al.¹⁶⁾, I. Rădulescu et al.¹⁷⁾.

Acstea cercetări au condus la stabilirea unor succesiuni stratigrafice locale care nu au putut fi corelate și paralelizate.

Ulterior Marcela Dessila-Codarcea et al. (1964)¹⁸⁾ au prezentat o succesiune stratigrafică în regiunea Bârnărel-Holdița, precum și principiile și criteriile care au stat la baza orizontării formațiunilor cristaline. G. Pitulea (1964)¹⁹⁾ în regiunea Gemenea-Ostra și R. Dimitrescu (1964), în regiunea Iacobeni, au regăsit succesiuni stratigrafice asemănătoare, confirmând astfel imaginea stratigrafică stabilită de Marcela Dessila-Codarcea și colaboratorii.

Studiile palinologice efectuate recent de Violeta Iliescu și Marcela Dessila Codarcea (1965), au pus în evidență existența în șisturile cristaline din munții Bistriței a unei asociații de spori, care indică vîrstă rîfeană pentru formațiunile sedimentare inițiale.

Cercetările noastre din ultimul timp au condus la stabilirea următoarei succesiuni stratigrafice (vezi tabelul) :

¹⁴⁾ M. Savul. Zăcăminte de sulfuri din reg. Fundul Moldovei-Pojarita și extinderea lor de la Fundul Moldovei spre NW de Botuș. Campania 1952. Arh. Com. Stat. Geol.

¹⁵⁾ a) C. Ionescu. Raport asupra cercetărilor geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. Arh. Com. Stat. Geol. București, 1959.

¹⁵⁾ b) Vezi nota 3 d.

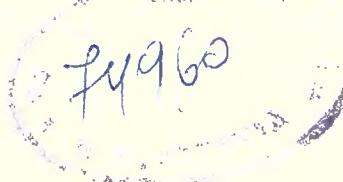
¹⁶⁾ D. Constantinoft, Lucia Tănăsescu, N. Bîră, Al. Manea, V. Puiu, Maria Puiu. Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în regiunea Panaci-Crucea-Ostra. 1960, Arh. Com. Stat. Geol.

¹⁷⁾ Vezi notele 3 a, 3 b și 3 c.

¹⁸⁾ Vezi nota 12.

¹⁹⁾ a) G. Pitulea. Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene și a mineralizațiilor din regiunea Pojarita-Valca Putnei-Giumalău. Comunicare în sed. Inst. Geol. 1965. (sub tipar).

¹⁹⁾ b) Vezi nota 3 d.



TABEL

Succesiunea stratigrafică a șisturilor cristaline din munții Bistriței (cu poziția asociațiilor microfloristice determinate de Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Codarcea, 1965)

Serie	Complex	Orizont	Conținut microfloristic
C Seria sedimentogen-vulcagonenă acidă	C ₅ Complexul vulcanogen superior		
	C ₄ Complexul cuarțitelor și al rocilor carbonatice		Asociația din pârâul Ursului ¹⁾ Asociația din valea Stinei ²⁾
	C ₃ Complexul vulcanogen inferior		
	C ₂ Complexul cuarțitelor negre cu mangan		
	C ₁ Complexul detritogen bazal	C _{1b} Orizont vulcanogen C _{1a} Orizont detritogen	
B' Seria de Bretila	B _{2'} Complexul micașisturilor		
	B _{1'} Complexul amfibolitelor și al micașisturilor		
B'' Seria de Vatra Dornei-Iacobeni	B _{3''} Complexul superior al șisturilor muscovito-cloritoase cu biotit și granat		
	B _{2''} Complexul amfibolitelor și al șisturilor muscovitice		
	B _{1''} Complexul inferior al șisturilor muscovitice, cloritoase cu biotit și granat		
B''' Seria de Bistrița-Barnar	B _{3'''} Complexul șisturilor sericito-cloritoase și sericito-grafitoase cu biotit		

(continuare) TABELUL 1

Serie	Complex	Orizont	Conținut microfloristic
B''' Seria de Bistrița-Barnar	B ₃ ''' Complexul amfibolitelor și calcarelor	B ₃ '''b Orizontul amfibolitelor și paragnaiselor	
		B ₃ '''a Orizontul călcarelor	Asociația Dirmoxa ³⁾
A Seria gnaiselor de de Rarău	A ₂ Complexul micașisturilor		
	A ₁ Complexul gnaiselor de Rarău		

¹⁾ Asociația Pirlul Ursului : *Leiolidotriletum minutum* (N a u m) T i m ; *Trachyoligotriletum* sp. ; *Trachyoligotriletum multangulare* T i m ; *Trachyoligotriletum obsoletum* T i m.

²⁾ Asociația Valea Stinei : *Lophominuscula* sp. ; *Acantholigotriletum* cf. *carelense* T i m ; *Stenozonoligotriletum punctatum* T i m ; *Stenozonoligotriletum Validus* T i m.

³⁾ Asociația Dirmoxa : *Margominuscula* sp. ; *Protoleiosphaeridium sorediforme* T i m ; *Stenozonoligotriletum punctatum* T i m.

A) Seria gnaiselor de Rarău. Această serie cuprinde formațiunile cristaline probabil cele mai profunde cunoscute în regiune și constituie în întregime cristalinul din unitatea tectonică a gnaiselor de Rarău. Datorită situației tectonice a acestei unități nu se pot observa relații de succesiune normală cu celelalte serii cristaline.

În cadrul acestei serii se disting două complexe stratigrafice : un complex inferior constituit din gnaise de Rarău și un complex superior alcătuit din micașisturi și sisturi cuarțitice micacee (așa cum se poate observa în profilul valea Tătarca).

B) Seriile de Bretila, Vatra Dornei — Iacobeni și Bistrița — Bărnar.

Acstea apar în unitățile mezometamorfică centrală și epimetamorfică centrală, în regiunea Crucea-Vatra Dornei-Cîrlibaba. Între aceste serii nu

se pot face corelari stratigrafice, ele fiind separate prin linii tectonice importante. Unele criterii permit însă paralelizarea generală a acestor serii între ele : prezența în alcătuirea lor a produselor unui magmatism inițial, probabil comun și gradul de metamorfism mai avansat comparativ cu metamorfismul formațiunilor din unitățile epimetamorfice.

B') *Seria de Bretila*. Apare la W de Cîrlibaba, în anticlinalul de Bretila, în unitatea epimetamorfică centrală și suportă seria sedimentogenă-vulcanogenă acidă. Seria mezozonală de Bretila a fost denumită astfel de către T. h. K r ä u t n e r (1938) și considerată ca reprezentând împreună cu învelișul ei epizonal, domeniul autohton al cristalinului Carpațiilor orientali.

Recent I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu²⁰⁾ și C. Ionescu²¹⁾ consideră această serie ca reprezentând un fundament vechi mezozonal, peste care s-au dispus transgresiv sedimentele din care au luat naștere actualele șisturi epizonale, acceptându-se astfel pentru seria de Bretila un metamorfism anterior celui epizonal.

În cadrul seriei de Bretila am deosebit două complexe stratigrafice, șisturi și paragnaise și un complex superior (B₁) format din micașisturi și un complex inferior (B_{1'}) format dintr-o alternanță de amfibolite, micașisturi muscovitice cu clorit retroromorf.

Formațiunile acestei serii cristaline reprezintă un material tufogen cu intercalări de roci magmatogene bazice. Metamorfismul seriei este predominant cel al faciesului amfibolitelor cu almandin. Din punct de vedere tectonic seria formează un anticlinal orientat NNW-SSE cu afundarea axială spre NNW. În valea Bistriței flancul estic este afectat de o puternică falie însoțită de o zonă de milonite.

B") *Seria de Vatra Dornei-Iacobeni*. Aceasta se dezvoltă în versantul drept al văii Bistriței între Vatra Dornei și Iacobeni. Structura majoră este reprezentată printr-un sinclinal orientat NNW-SSE cu afundări spre NNE. Seria este constituită din trei complexe : un complex inferior (B_{1''}) format din șisturi muscovitice cu biotit și granat, cu intercalări de șisturi sericitoase cloritoase ± biotit ; un complex median (B_{2''}) alcătuit dintr-o alternanță de amfibolite și șisturi muscovitice ± granat ± biotit și un complex superior (B_{3''}) în compoziția căruia intră șisturi muscovitice, cloritice cu biotit și granat.

²⁰⁾ Vezi notele 3 b și 3 c.

²¹⁾ Vezi notele 3 d și 15 a.

În ceea ce privește natura materialului inițial complexele B_1'' și B_3'' reprezintă formațiuni terigene iar complexul B_2'' formațiuni constituite dintr-o alternanță de material terigen și material magmatogen bazic, cu care sînt asociate minereurile de fier din regiunea Iacobeni.

B'') *Seria de Bistrița-Barnar.* Această serie se dezvoltă la S de Vatra Dornei și la W de Crucea. Este constituită din trei complexe stratigrafice : complexul inferior al micașisturilor (B_1''), complexul median al amfibolitelor și calcarelor (B_2'') cu două orizonturi și complexul superior al șisturilor sericito-cloritoase și sericito-grafitoase ± biotit (B_3'').

Structura este reprezentată printr-un anticlinal major cu afundare axială spre NNW, urmat spre vest de un sinclinal faliat direcțional. Această structură geologică se poate observa pe văile Barnar, Bârnărel și Bistrița.

C) *Seria sedimentogenă-vulcanogenă acidă.* Această serie ocupă aproape în întregime unitatea epimetamorfică centrală și unitatea epimetamorfică marginală. În cadrul ei au fost deosebite următoarele subdiviziuni stratigrafice :

C₁. *Complexul detritogen bazal.* Acesta reprezintă termenul stratigrafic inferior al seriei și este constituit din două orizonturi :

C_{1a} Orizontul detritogen, constituie dintr-o alternanță de roci blastodetritice, calcare și șisturi. Rocile blastodetritice sunt reprezentate prin conglomerate metamorfozate, cenușii, negre și albe, microconglomerate și gresii microconglomeratice grafitoase metamorfozate.

În cadrul șisturilor se disting : șisturi sericito-cuartitice, șisturi sericitoase-grafitoase cu muscovit, șisturi cu cloritoid. Trebuie menționat pentru acest orizont associația caracteristică dintre metaconglomerate cenușii, șisturi detritice grafitoase cu muscovit și calcare cenușii negre, fine, uneori cu diaclaze umplute cu calcit. Acest orizont apare bine deschis în partea nord-vestică a regiunii, în bazinile văilor Rusaia, Omului, Gîndacului, unde în cadrul lui se disting două nivale stratigrafice constituite din metaconglomerate, calcare și șisturi. Conglomeratele metamorfozate și șisturile grafitoase cu muscovit au fost descrise de M. Savul²²⁾ la limita dintre mezozonă și epizonă ; ulterior de I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu²³⁾ și de C. Ionescu²⁴⁾, ca reprezentând termenul inferior al criz-

²² a) M. Savul. Raport asupra ocurenților de magnetit ce se găsesc în pîrul Rusaia la W de Cîrlibaba. 1948. Arh. Inst. Geol.

talinului epimetamorfic, dispus transgresiv peste un fundament mezozonal preexistent.

C_{1b} *Orizontul vulcanogen*, reprezintă partea superioară a complexului și este constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-cuartitice, metatufuri acide și benzi rare de șisturi verzi tufogene bazice.

C₂. *Complexul cuarțitelor negre cu mangan*. Acest complex se dispune normal peste complexul detritogen bazal (C₁) și este constituit dintr-o alternanță de cuarțite negre grafitoase, șisturi grafitoase, grafito-sericitoase, sericito-cloritoase. Local, în muntele Dadu și valea Puciosul la Iacobeni, apar intercalații subțiri de metatufite acide (porfiogene).

Caracteristica acestui complex este asociația cuarțitelor negre grafitoase cu minereurile de mangan (carbonați și silicați), cunoscute în Carpații orientali.

În regiune, complexul se dezvoltă pe aliniamentul muntele Dadu-Ciocănești-Iacobeni-Șarul Dornei-Dealul Rusului.

Datorită caracterului petrografic deosebit, cuarțitele negre grafitoase cu mangan, reprezintă un moment bine definit în evoluția procesului de sedimentare.

C₃. *Complexul vulcanogen inferior*. Complexul acesta se dispune normal peste complexul C₂ și este constituit dintr-o alternanță de metatufuri acide și rocă terigene (șisturi sericitoase-cloritoase, șisturi sericitoase slab grafitoase), sporadic apar cuarțite negre și intercalații de șisturi verzi (valea Tibăuaș, basinul inferior al Tibăului și Mestecăniș). Complexul este bine deschis în valea Cîrlibaba și în valea Bistrița (între Cîrlibaba și Ciocănești). Spre partea superioară, rocile complexului trec lateral în faciesul cuartitic-carbonatic al idiomitelor și calcarelor de Cîrlibaba-Tibău.

C₄. *Complexul cuarțitelor și al rocilor carbonatice*. Acest complex urmează în succesiune normală peste complexul C₃ și este constituit din cuarțite negre, cuarțite rubanate și cuarțite albe, șisturi grafitoase și calcare.

²² b) M. Savul. Raport asupra regiunii Cîrlibaba (Bucovina). 1950 Arh. Com. Stat. Geol.

²² c) M. Savul. Raport asupra cercetărilor din reg. Cîrlibaba. 1949, Arh. Inst. Geol.

²³) Vezi notele 3 b și 3 c.

²⁴) Vezi nota 15 a.

Acet complex corespunde cu ceea ce a fost separat de Marcela Dessila-Codarcea și colaboratori (1964), în regiunea Bărnărel-Holdița, drept complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase.

În cadrul complexului, în această regiune, au fost deosebite trei orizonturi stratigrafice, care ulterior au fost recunoscute și în regiunea Fundul Moldovei-Botuș: un orizont inferior de cuarțite negre, un orizont median calcaros, un orizont superior de cuarțite negre. Complexul reprezintă o variație de facies a rocilor carbonatice larg dezvoltate în partea de nord a regiunii (dolomitele și calcarele de Cîrlibaba-Tibău).

Rezultă că acest complex se prezintă în două faciesuri: un facies cuarțitic-grafitos și unul carbonatic. Deoarece ultimul prezintă o extindere stratigrafică mai largă față de intervalul stratigrafic corespunzător faciesului cuarțitic al complexului C₄, faciesul carbonatic de Cîrlibaba-Tibău va fi tratat separat.

C₅. *Complexul vulcanogen superior*. Complexul acesta stă normal fie peste cuarțitele complexului C₄, fie peste dolomitele și calcarele de Cîrlibaba-Tibău și formează umplutura marelui sindinal Fundul Moldovei-Broșteni. Este constituit dintr-o alternanță de metatufuri acide și șisturi terigene, (șisturi sericitice-cloritice, șisturi cuarțitice etc.). Spre partea inferioară a complexului se disting două nivele de șisturi verzi (tufogene bazice), care în regiunea Fundul Moldovei-Crucea, datorită dezvoltării lor constante pe direcție, pot fi utilizate ca orizonturi reper pentru subdivizarea complexului.

Spre deosebire de complexul vulcanogen inferior, complexul vulcanogen superior se caracterizează printr-o dezvoltare mai mare a metatufurilor acide care apar în bancuri groase de ordinul sutelor de metri. Această dezvoltare mare a metatufurilor acide, indică o activitate intensă a vulcanismului acid în timpul sedimentării complexului. În cadrul complexului, legate de acest vulcanism, apar intercalate minereurile de sulfuri complexe de la Burloaia, Fundul Moldovei, Leșul Ursului, Bălan. Legătura genetică a zăcămintelor de sulfuri cu vulcanismul acid al rocilor porfiroide a fost arătată, pentru minereul dela Burloaia, de H. Savu și Al. Vasilescu (1962), pentru cel de la Leșul Ursului de Marcela Dessila-Codarcea et al. (1964) și generalizată pentru toate zăcămintele de acest gen de H. Kräutner (1965). Minereurile de sulfuri apar intercalate într-un orizont stratigrafic situat către partea superioară a complexului. Termenii

inferiori ai complexului corespund stratigrafic părții superioare a dolomitelor și calcarelor de Cîrlibaba-Țibău cu care se îndințează.

Dolomitele și calcarele de Cîrlibaba-Țibău. În partea de NW a regiunii, în cadrul seriei sedimentogen-vulcanogene acide, apare un facies carbonatic reprezentat printr-o alternanță de dolomite, calcare și subordonat cuarțite și cuarțite carbonatice. Dezvoltarea maximă a acestuia are loc în bazinul văilor Cîrlibaba și Țibău, la sud de Rotunda, precum și în versantul stîng al Bistriței, între Cîrlibaba și Ciocănești. Spre sud și est rocile carbonatice și cuarțitice trec lateral la șisturi tusogene, metatufuri acide și bazice, cuarțite. În zonele în care faciesul carbonatic lipsește, corespondențul stratigrafic sigur al unei părți din intervalul stratigrafic corespunzător dolomitelor și calcarelor de Cîrlibaba-Țibău, se recunoaște în rocile complexului C₄ al cuarțitelor și al rocilor carbonatice.

Intervalul stratigrafic în care se dezvoltă rocile faciesului carbonatic reprezentat prin dolomitele și calcarele de Cîrlibaba-Țibău, corespunde aproximativ intervalului care include partea superioară a complexului C₃, complexul C₄ în întregime și partea inferioară a complexului C₅.

În regiune, local, în rocile carbonatice, se pot separa nivele stratigrafice reprezentate prin dolomite, calcare și cuarțite (bazinul văilor Țibău, Cîrlibaba și Someș).

În bazinul văii Cîrlibaba, la baza rocilor carbonatice apare un nivel de cuarțite negre și șisturi grafitoase puse în evidență de C. Ionescu²⁵⁾.

Date referitoare la vîrsta formațiunilor cristaline. În stadiul actual de cunoaștere disponem de următoarele date care pot da indicații asupra vîrstei formațiunilor cristaline din Carpații orientali :

Date palinologice. Recent au fost puse în evidență de către Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Codarcă (1965) unele asociații de spori în rocile cristaline de pe Valea Stînei, Pîrîul Ursului și de la Dîrmoxa.

Asociația microfloristică din calcarile de la Dîrmoxa, considerată de către autori drept caracteristică pentru depozite vechi precambriene, se placează din punct de vedere stratigrafic în complexul amfibolitelor și al calcarelor (B_{2''}) din seria de Bistrița-Barnar (B'') (vezi tabelul).

Asociațiile din șisturile grafitoase de pe Pîrîul Ursului și din calcarile de pe Valea Stînei conțin forme caracteristice pentru Rifean și Cam-

²⁵⁾ Vezi nota 15 a.

brian. Asociațiile microfloristice menționate sunt cuprinse în rocile complexului cuarțitelor și al rocilor carbonatice (C_4) din seria sedimentogenă-vulcanogenă acidă (C).

Pe baza datelor palinologice menționate, Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Codarcă (1965) atribue șisturile cristaline din Carpații orientali vîrstă rifeană.

Date de vîrstă absolută. Determinările de vîrstă absolută efectuate de Eleonora Vijdea²⁶⁾ asupra minereului de sulfuri dela Leșul Ursului, indică pentru acest zăcămînt vîrstă de 500 mil. ani (Cambrian inferior).

Date paleogeomagnetice. A. Costa-Foru²⁷⁾ indică, pentru minereurile și șisturile cristaline dela Leșul Ursului și Fundul Moldovei, pe baza datelor paleogeomagnetice vîrstă precambriană.

Pe baza datelor palinologice, a celor de vîrstă absolută și a celor paleogeomagnetice, considerăm că stiva formațiunilor metamorfozate regional din Carpații orientali se poate atribui ca vîrstă Precambrianului, cuprindând eventual și partea inferioară a Cambrianului.

III. Structurile plicative majore ale zonei cristalino-mezozoice

În cadrul zonei cristalino-mezozoice din munții Bistriței, ca și în restul Carpaților orientali, se disting: structuri plicative prealpine și alpine.

Structurile plicative prealpine apar în formațiunile cristaline, în timp ce structurile plicative alpine se întâlnesc numai în cuvertura sedimentară mezozoică și terțiară.

1. *Structurile plicative-prealpine.* Acestea sunt orientate în general NW-SE cu o afundare axială spre NW.

În unitatea epimetamorfică centrală structurile plicative majore ale formațiunilor cristaline sunt următoarele (dela E spre W):

Sinclinul Fundul Moldovei-Broșteni, care apare în general ca o cută dreaptă, largă, relativ simetrică în partea de sud a regiunii.

²⁶⁾ Eleonora Vijdea. Experimentarea unor metode de determinare a vîrstelor absolute. (manuscris). București, 1964.

²⁷⁾ a) A. Costa-Foru. Studiul magnetizării remanente a minereului și a rocilor asociate din zăcăminte de pirită de la Leșul Ursului și Fundul Moldovei. Comunicare prezentată la sesiunea științifică TPEM în 1964.

²⁷⁾ b) A. 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 din zona cristalino-mezozoică a Carpaților orientali, regiunea Suceava“. Vatra Dornei, 1965.

nii, în zona Fundul Moldovei ajunge să fie deversat spre W. În general pe flancurile acestui sinclinal apar cufe de ordin inferior. Flancul vestic al acestei cufe, încălcă peste Triasicul și cristalinul de la vest după linia Delnița — valea Putnei.

Anticinalul Bretila descris de Th. Kräutner (1938), se dezvoltă în partea de NW a regiunii între Rotunda (valea Bistriței) la N și valea Bancuna la sud. Este un anticinal larg, drept, cu flancul estic faliat în valea Bistriței.

Între axele acestor două structuri plicative majore ale unității epimetamorfice centrale, se disting o serie de structuri de ordin inferior: sinclinalul valea Stînei, faliat direcțional, anticinalul Găina, sinclinalul Iedu, anticinalul Zimbroslava-Fluturica, sinclinalul Tibău.

Structurile plicative majore din unitatea mezometamorfică centrală sunt următoarele:

Sinclinalul Iacobeni (în seria de Vatra Dornei-Iacobeni);

Anticinalul Barnar-Bărnărel (în seria de Bistrița-Barnar);

Sinclinalul Barnar-Dîrmoxa (în seria de Bistrița-Barnar).

În unitatea epimetamorfică marginală și în unitatea gnaiselor de Rarău, unități care formează zone relativ înguste, nu se disting structuri plicative majore.

2. *Structurile plicative alpine.* Tectonica alpină a dat naștere la structuri plicative (orientate NW-SE) exclusiv în formațiunile cuverturii sedimentare mezozoice și terțiare a zonei cristalino-mezozoice. În cadrul sistemelor cristaline, mișcările alpine s-au manifestat în general prin fenomene rupturale evidențiate prin dislocații direcționale (fali și încălcări) și transversale (fali).

Structura majoră cea mai importantă a cuverturii sedimentare mezozoice este sinclinalul marginal al Rarăului (cuveta Rarăului).

Acest sinclinal este cunoscut în literatura geologică, fiind descris de Th. Kräutner (1929), M. Ilie (1937), G. Popescu și D. Patrulius (1964), V. Mutihac²⁸). Formațiunile sedimentare ale acestui sinclinal stau în cea mai mare parte transgresiv peste unitatea gnaiselor de Rarău, iar în parte și peste unitatea epimetamorfică marginală.

²⁸ a) V. Mutihac. Orizontarea stratigrafică a depozitelor triasice din sinclinalul marginal extern. 1962. Arh. Com. Stat. Geol.

²⁸ b) V. Mutihac. Cercetări geologice în sinclinalul Rarăului. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

În partea de N și NW a regiunii, formațiunile cretacice și eocene din extremitatea sud-estică a bazinului Maramureșului, prezintă următoarele cufe principale orientate NW- SE : sindinalul Cudreava, anticinalul Muncelel și sinclinalul Rotunda.

În urma analizei structurilor plicative majore din zona cristalino-mezozoică, rezultă caracterul coaxial al cutărilor alpine și prealpine, fapt demonstrat de paralelismul structurilor plicative majore ale celor două cutări.

IV. Dislocațiile direcționale principale

În cadrul dislocațiilor direcționale principale care afectează zona cristalino-mezozoică în munții Bistriței se disting : falii direcționale și încălecări.

1) *Falii direcționale*. Faliiile direcționale principale sunt următoarele : falia estică a porfiroidelor de Pietrosu, falie care separă unitatea epimetamorfică centrală de unitatea mezometamorfică centrală, falia vestică a porfiroidelor de Pietrosu, falia valea Stînei-Cîrlibaba, care afectează direcțional sinclinalul valea Stînei, falia care afectează flancul estic al anticinalului Bretila. De asemenea menționăm faliiile direcționale care afectează solzul de Valea Putnei.

2) *Încălecări*. Încălecările principale care afectează zona cristalino-mezozoică, sunt dirijate bilateral, respectiv spre exteriorul și interiorul arcu-lui carpațic. Zona centrală a râsfrîngerii bilaterale se situează în unitatea gnaiselor de Rarău, care suportă cuveta marginală mezozoică a Rarăului.

În această zonă se localizează și aliniamentul rocilor ofiolitice mezozoice din cuvertura sedimentară a zonei cristalino-mezozoice, sugerînd existența unei cicatrice care ar coincide cu zona râsfrîngerii bilaterale.

Principalele încălecări dirijate către est sunt următoarele : încălecarea zonei cristalino-mezozoice peste flișul carpațic (linia centrală) și linia estică a gnaiselor de Rarău, de-a lungul căreia acestea încalcă peste unitatea epimetamorfică marginală.

Principalele încălecări dirijate către vest sunt : linia vestică a gnaiselor de Rarău, de-a lungul căreia unitatea gnaiselor de Rarău încalcă peste unitatea epimetamorfică centrală ; solzul de Valea Putnei, în cadrul unității epimetamorfice centrale ; solzul de Iacobeni, după care unitatea epimetamorfică centrală încalcă peste seria de Vatra Dornei-Iacobeni din unitatea mezometamorfică centrală.

Încălecările dirijate spre vest reprezintă retroîncălecări pînă la retroșariaje. Asemenea încălecări au fost citate recent de R. Dimitrescu (1964) care face o sinteză a datelor existente referitoare la acest gen de încălecări, atrăgînd atenția asupra caracterului bilateral asimetric al Carpațiilor orientali. După R. Dimitrescu încălecările dirijate către vest ar fi de vîrstă eocenă.

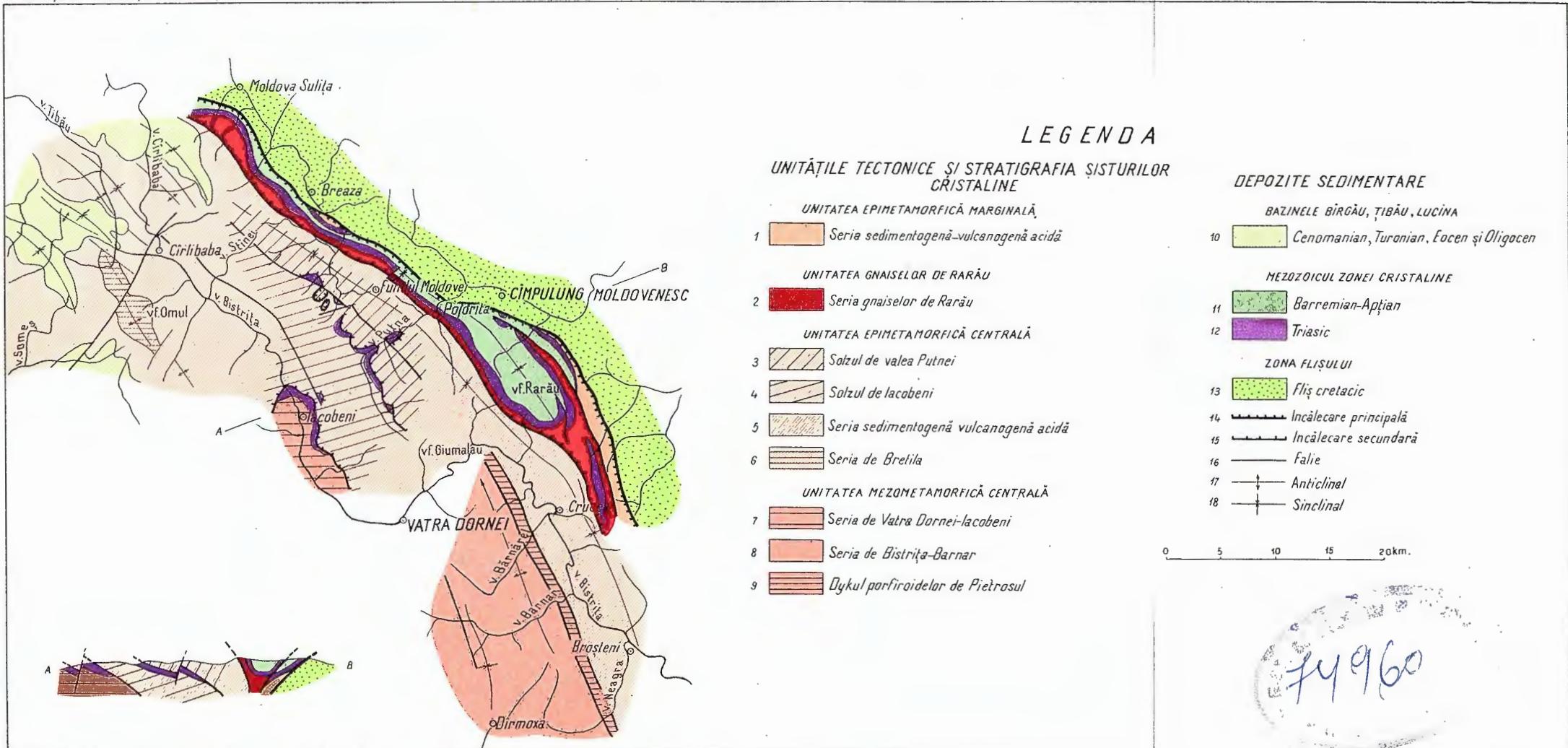
BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII. București.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăgimaș-Ciuc (Carpates Orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. București.
- Codarcea M., Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel-Holdița). *D.S. Com. Geol.* L, 2 (1962—63). București.
- Dimitrescu R. (1960) Observațiuni privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Soc. de Șt. Nat. Comunicări Geol.-Geogr.* (1957—59). București.
- Dimitrescu R. (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpațiilor Orientali. *D.S. Com. Geol.* L (1962—1963). București.
- Dimitrescu R. (1965) Notă asupra structurării cristalinului de la Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964). București.
- Ulie M (1957) Cercetări geologice în regiunea Rărău-Cîmpulung Moldovenesc-P. Cailor. *An. Com. Geol. Rom.* XXX. București.
- Iliescu Violeta, Codarcea-Dessila Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de sisturi cristaline din Carpați Orientali. *D.S. Com. Geol.* LI/2 (1963—1964). București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice asupra regiunii Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.
- Kräutner H. (1965) Considerațiuni genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpațiilor Orientali. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol. geof.-Geogr., Seria Geol.* 1. București.
- Kräutner Th. (1927) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii. V. Tîbăului și V. Cîrlibabei. *D.S. Com. Geol.* XV. București.
- Kräutner Th. (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rărăului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIV. București.
- Kräutner Th. (1930) Studii geologice în Munții Bistriței și Bârgăului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIV ((1925—26). București.
- Kräutner Th. (1938) Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București.
- Pitulea Gh. (1965) Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic în regiunea Gemenea-Ostra. *D.S. Com. Geol.* L/1 (1963—1964). București.

I.BERCIA-ELVIRA BERCIA-H.KRÄUTNER-FLORENTINA KRÄUTNER-M.MUREŞAN
 SCHITĂ GEOLOGICĂ STRUCTURALĂ A ZONEI CRISTALINO-MEZOZOICE
 DIN MUNTII BISTRITEI

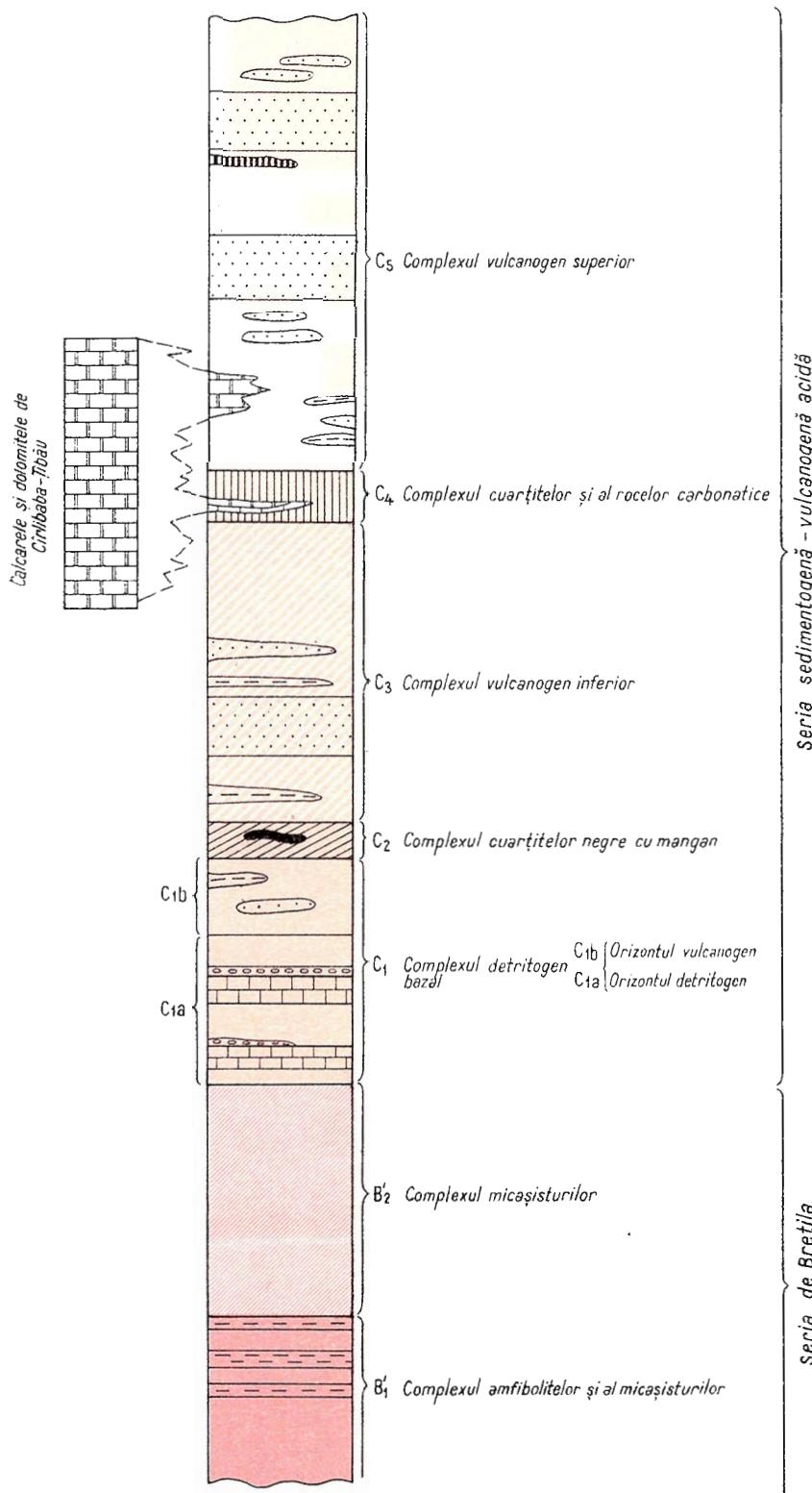
I.BERCIA,ELVIRA BERCIA,H.KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER,M.MUREŞAN: Unitățile tectonice,structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali)

Pl.I.



COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A SERIEI DE BRETILA ȘI A SERIEI SEDIMENTOGENE-VULCANOGENE ACIDE DIN CRISTALINUL MUNTILOR BISTRITÉI

I.BERCIA, ELVIRA BERCIA, H.KRÄUTNER, Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice FLORENTINA KRÄUTNER, M.MUREŞAN din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali)



- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2. București.
- Savu H., Vasilescu A.I. (1962). Contribuționi la cunoașterea rocelor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș). *D.S. Com. Geol.* XLVI (1958—59). București.
- Savu M. (1938) Le Cristallin de Bistrița. *An. Inst. sc. de l'Univ. de Iassy.* XXIV, 1.

UNITÉS TECTONIQUES, STRUCTURE ET STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES DE LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOIQUE DES MONTS DE BISTRITA
(CARPATES ORIENTALES)

PAR

I. BERCIU, ELVIRA BERCIU, H. KRAUTNER, FLORENTINA KRAUTNER,
M. MUREŞAN

(Résumé)

La région de la zone cristallino-mésozoïque qui constitue l'objet de cet ouvrage est située dans le segment septentrional des Carpates Orientales.

Les principales unités tectoniques que nous y avons distinguées étaient déjà esquissées au cours des phases tectoniques préalpines. La division en compartiments de la zone cristallino-mésozoïque s'est achevée durant les mouvements alpins.

Unités tectoniques de la zone cristallino-mésozoïque

Dans la zone cristallino-mésozoïque nous avons distingué, de l'E vers l'W, les suivantes unités tectoniques :

1. L'unité épimétamorphique marginale qui chevauche vers l'E le flysch interne crétacé inférieur. Dans la région de Rarău cette unité est divisée en une série d'écaillles déversées vers l'E englobant dans leur structure la couverture sédimentaire mésozoïque aussi.

2. L'unité des gneiss de Rarău forme une zone continue orientée NW-SE, qui chevauche bilatéralement les unités adjacentes : vers l'E l'unité épimétamorphique marginale et vers l'W l'unité épimétamorphique centrale.

3. L'unité épimétamorphique centrale est limitée, à l'E, par le plan de chevauchement de l'unité des gneiss de Rarău (faille occidentale des gneiss de Rarău) et par une série de lignes tectoniques (failles et chevauchement) à l'W, qui la sépare d'une unité tectonique occidentale. Le dédoublement tectonique — résultat du chevauchement du Cristallin, sur le Trias de la vallée de Putna (chevauchement vallée Putna) représente, dans cette unité, un élément tectonique important. Ce chevauchement (dont l'amplitude dépasse 5 km) s'est produit de l'E vers l'W, contrairement au sens des chevauchements alpins de la zone du flysch des Carpates Orientales.

4. L'unité mésométamorphique centrale se développe dans l'W de la zone cristallino-mésozoïque. Elle est comprise entre l'unité épimétamorphique centrale à l'E et les dépôts sédimentaires du bassin de Bîrgău à l'W.

Vers l'E, l'unité mésométamorphique centrale et son Trias sont délimités, dans la région Iacobeni-Vatra Dornei, par le chevauchement (dont l'amplitude dépasse 1 km) des formations épimétamorphiques de l'E (chevauchement Iacobeni).

Au S des Monts de Bistrița la limite longe la faille orientale des porphyroïdes de Pietrosu.

La nouvelle image tectonique de la zone cristallino-mésozoïque que nous venons de tracer pourrait, probablement, dépasser largement les limites de la région vu que dans les Monts de Bistrița la continuité en direction des unités tectoniques mentionnées se retrouve le long de 70 km environ.

Stratigraphie des schistes cristallins

Nous avons déterminé, dans les formations métamorphiques de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, la succession stratigraphique suivante (voir le tableau et la colonne stratigraphique) :

A) La série des gneiss de Rarău comprend les formations cristallines, probablement les plus profondes que l'on connaisse dans la région ; elles constituent dans leur ensemble l'unité tectonique des gneiss de Rarău. La situation tectonique de cette unité nous empêche d'y observer des relations de succession normale avec les autres séries cristallines.

B) Les séries de Bretila, Vatra Dornei-Iacobeni et de Bistrița-Barnar, apparaissent dans l'unité mésométamorphique centrale et épimétamorphique centrale dans la région Crucea-Vatra Dornei-Cîrlibaba. Entre ces séries,

séparées par d'importantes lignes tectoniques, les corrélations stratigraphiques strictes deviennent impossibles.

Certains critéums permettent pourtant la corrélation générale de ces séries : leur composition inclue les produits d'un magmatisme initial, probablement commun et le degré de métamorphisme plus avancé par rapport au métamorphisme des formations des unités épimétamorphiques.

B') La série de Bretila apparaît à l'W de Cîrlibaba dans l'anticlinal de Bretila et supporte la série sédimentogène-volcanogène acide de l'unité épimétamorphique centrale. Elle est constituée de deux complexes stratigraphiques (voir tableau 1 et la colonne stratigraphique). Les formations de ces séries cristallines représentent un matériel terrigène à intercalations de roches magmatogènes basiques. Le métamorphisme du faciès des amphibolites à almandin domine la série.

B") La série de Vatra Dornei-Iacobeni se développe dans le versant droit de la vallée de Bistrița entre Vatra Dornei et Iacobeni. La structure majeure est représentée par un synclinal orienté NNW-SSE à plongements vers le NNW. La série est constituée par trois complexes (voir le tableau 1).

Quant à la nature du matériel initial, les complexes *B"1* et *B"3* représentent des formations terrigènes et le complexe *B"2* — des formations constituées d'une alternance de matériel terrigène et de matériel magmatogène basique associée aux minerais de fer de la région de Iacobeni.

B''') La série de Bistrița — Barnar se développe au S de Vatra Dornei et à l'W de Crucea. La structure est représentée par un anticlinal majeur à affaissement axial vers le NNE, vers l'W par un synclinal affecté par une faille directionnelle.

C) La série sédimentogène-volcanogène acide occupe toute l'unité épimétamorphique centrale et celle épimétamorphique marginale. Nous y avons distingué les sub-divisions stratigraphiques suivantes :

C₁) Le complexe détritogène basal, représente le terme stratigraphique inférieur de la série; il est constitué par deux horizons (voir le tableau).

C₂) Le complexe des quartzites noirs à manganèse se dispose normalement sur le complexe détritogène basal (*C₁*). Ce complexe se caractérise par la présence de l'association des quartzites noirs graphiteux avec minerais de manganèse (carbonates et silicates) connus depuis longtemps dans les Carpates Orientales.

C₃) Le complexe volcanogène inférieur qui se dispose normalement sur le complexe *C₂*, est constitué d'une alternance de métatufs acides et de

roches terrigènes à rares intercalations de schistes verts. Vers la partie supérieure, les roches mentionnées du complexe passent latéralement au faciès quartzitique carbonaté des dolomies et des calcaires de Cîrlibaba-Tibău.

C₄) Le complexe des quartzites et des roches carbonatées surmonte en succession normale, le complexe étant constitué de quartzites noirs, quartzites rubanés et quartzites blancs, de schistes graphiteux et de calcaires. Le complexe représente une variation de faciès des roches carbonatées largement développées au N de la région (dolomies et calcaires de Cîrlibaba-Tibău).

C₅) Le complexe volcanogène supérieur est disposé normalement soit sur les quartzites du complexe C₄, soit sur les dolomies et calcaires de Cîrlibaba-Tibău; il représente le remplissage du grand synclinal Fundul Moldovei-Broșteni. Sa constitution offre une alternance de métatufts acides et schistes terrigènes. Les métatufts acides mieux développés qui apparaissent en bancs épais de l'ordre des centaines de mètres dans le complexe volcanogène supérieur marquent la différence entre celui-ci et le complexe volcanogène inférieur. Le puissant développement des métatufts acides indique une activité intense du volcanisme acide durant la sédimentation du complexe.

En rapport avec ce volcanisme, dans le complexe apparaissent intercalés les minéraux de sulfures complexes de Burloaia, Fundul Moldovei, Leșul Ursului, Bălan, compris dans un horizon stratigraphique situé vers la partie supérieure du complexe. La partie inférieure de celui-ci correspond, du point de vue stratigraphique, à la partie supérieure des dolomies et des calcaires de Cîrlibaba-Tibău dans laquelle elle s'endente.

Sur l'âge des formations cristallines. Les données palinologiques, microfloristiques (V. Iliescu, M. Dessila Codarcea, 1965) d'âge absolu (E. Vîjdea, 1964) et celles paléomagnétiques (A. Costa-Foru, 1964) nous autorisent à attribuer l'assise des formations métamorphisées des Carpates Orientales au Précambrien et même, éventuellement, à la partie inférieure du Cambrien.

Structures plicatives majeures de la zone cristallino-mésozoïque

Dans la zone cristallino-mésozoïque des Monts de Bistrița et dans le reste des Carpates Orientales on distingue des structures plicatives préalpines et alpines.

Les structures plicatives préalpines apparaissent dans les formations cristallines tandis que des structures plicatives alpines on n'en rencontre que dans la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire.

1. Les structures plicatives préalpines sont généralement orientées NW-SE ayant un affaissement axial vers le NW ; elles sont figurées sur l'esquisse tectonique annexée.

2. Structures plicatives alpines. La tectonique plicative a engendré des structures plicatives orientées NW-SE exclusivement dans les formations de la coûverte sédimentaire mésozoïque et tertiaire de la zone cristallino-mésozoïque. Dans les schistes cristallins, les mouvements alpins se sont manifestés en général par des phénomènes rupturaux que des dislocations directionnelles (failles et chevauchements) et transversales mettent en évidence.

La structure majeure la plus importante de la couverture sédimentaire mésozoïque est le synclinal marginal du Rarău (cuvette de Rarău).

L'analyse des structures plicatives majeures de la zone cristallino-mésozoïque relève le caractère coaxial des plissements alpins et préalpins prouvé par le parallélisme des structures plicatives majeures des deux plissements.

Principales dislocations directionnelles

Nous avons distingué parmi les principales dislocations directionnelles qui affectent la zone cristallino-mésozoïque dans les Monts de Bistrița : des failles directionnelles et des chevauchements (voir l'esquisse tectonique annexée).

Les chevauchements principaux qui affectent la zone cristallino-mésozoïque sont dirigés en deux directions — vers l'intérieur et vers l'extérieur de l'arc carpatique.

La zone centrale du déversement bilatéral est située dans l'unité des gneiss de Rarău qui supporte la cuvette marginale mésozoïque du Rarău.

C'est toujours dans cette zone que s'est localisé l'alignement des roches ophiolitiques mésozoïques de la couverture sédimentaire de la zone cristallino-mésozoïque, suggérant l'existence d'une cicatrice qui coïncide avec la zone de déversement bilatéral.

Les principaux chevauchements dirigés vers l'E sont les suivants : chevauchement de la zone cristallino-mésozoïque sur le flysch carpatique

(ligne centrale) et la ligne orientale des gneiss de Rarău le long de laquelle ceux-ci chevauchent l'unité épimétamorphique marginale.

Les principaux chevauchements dirigés vers l'W sont la ligne occidentale des gneiss de Rarău le long de laquelle l'unité des gneiss de Rarău chevauche l'unité épimétamorphique centrale; l'écaille de la Vallée de Putna, dans l'unité épimétamorphique centrale et l'écaille de Iacobeni le long de laquelle l'unité épimétamorphique centrale chevauche la série de Vatra Dornei-Iacobeni de l'unité mésométamorphique centrale.

Les chevauchements dirigés vers l'W représentent des rétrochevauchements jusqu'à des rétrocharriages.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Esquisse géologique structurale de la zone cristallino-mésozoïque des Monts de Bistrița.

Unités tectoniques et stratigraphie des schistes cristallins. — Unité épimétamorphique marginale : 1, série sédimentogène volcanogène acide. — Unité des gneiss de Rarău : 2, série des gneiss de Rarău. — Unité épimétamorphique centrale ; 3, écaille de la vallée de Putna ; 4, écaille de Iacobeni ; 5, série sédimentogène volcanogène acide ; 6, série de Bretila. — Unité mésométamorphique centrale : 7, série de Vatra Dornei-Iacobeni ; 8, série de Bistrița-Barnar ; 9, dyke des porphyroïdes de Pietrosul. — Dépôts sédimentaires — Bassins de Bîrgău, Tibău, Lucina : 10. Cénomanien, Turonien, Eocène et Oligocène. — Mésozoïque de la zone cristalline : 11, Barrémien-Aptien ; 2, Trias. — Zone du flysch ; 13, flysch crétace ; 14, chevauchement principal ; 15, chevauchement secondaire ; 16, faille ; 17, anticinal ; 18, synclinal.

Planche II

Colonne stratigraphique synthétique de la série de Bretila et de la série sédimentogène-volcanogène acide de la zone cristallino-mésozoïque des Monts de Bistrița.

1, quartzites noirs rubanés, schistes quartzitiques graphito-sériciteux ; 2, quartzites noirs, schistes graphiteux, schistes quartzitiques graphito-sériciteux et séricito-graphiteux ; 3, calcaires ; 4, dolomies, calcaires et quartzites ; 5, schistes séricito-chloriteux ; 6, schistes quartzitiques chlorito-sériciteux ; 7, schistes séricito-chloriteux ± biotite ; 8, micaschistes, micaschistes diaphoritiques ; 9, micaschistes, paragneiss ; 10, métaconglomérats ; 11, métatufs acides ; 12, roches tuffogénées basiques (amphibolites, schistes verts) ; 13, mineraux de manganèse ; 14, mineraux de sulfures complexes.

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LIII/1 (1965—1966)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII PĂRTII
DE NORD-VEST A MASIVULUI CRISTALIN HIGHIȘ¹⁾

DE

R. DIMITRESCU²⁾

Abstract

Contribution to the Structural Knowledge of the North-western Part of the Highiș Crystalline Massif. In the north-western part of the Highiș crystalline massif, three structural units were distinguished. In the northern (lower) unit, two systems of joints are present: the first one, Q S L, is met only in the granitoid (adamellites) basement; the second one Q₁ S₁ appears in the latter as well as in the Triassic formations. In the median unit, characterized by the development of the blastodetritic Păiușeni crystalline series, the presence of the two systems of linear elements L₁ and L₂ already known from other parts of the Apuseni Mountains, and appearing also in the microfabrics of the granitoids in the northern unit, was ascertained. The southern (upper) unit is constituted mainly by the Hercynian Eruptive (metabasalts, metagabbros, granites).

Cercetările geologice din partea vestică a masivului Highiș au fost începute de către D. Giușcă în anii 1946—1949³⁾ și au condus la întocmirea primei hărți la scara 1:20.000 a regiunii. O parte din rezultate au fost publicate pînă în prezent (D. Giușcă 1957, 1962; D. Giușcă et al., 1964). Extremitatea nord-vestică a masivului (regiunea Siria) a făcut

¹⁾ Comunicare în ședință din 1 aprilie 1966.

²⁾ Comitetul de Stat al Geologiei, București, Calea Griviței nr. 64.

³⁾ D. Giușcă. Raport preliminar asupra zăcămintelor metalifere din regiunea munților Highiș. 1946. Arh. Inst. Geol.

Raport de activitate în campania de lucru din 1948. Arh. Inst. Geol.

Raport asupra cercetărilor geologice în masivele Vlădeasa și Highiș. 1949. Arh. Inst. Geol.

obiectul cercetărilor lui R. Dimitrescu (1962). Pe baza acestor date a fost redactată foaia Munții Apuseni a hărții geologice 1:500.000 a României. Bibliografia lucrărilor anterioare celui de-al doilea război mondial este cuprinsă în publicațiile menționate mai sus.

În afara perimetruului interesat de prezenta lucrare, H. Savu (1962, 1966; Savu et al., în volumul de față) a mai expus rezultatele cercetărilor sale întreprinse între anii 1956 și 1963 în partea de est a masivului cristalin Highiș-Drocea.

Lucrarea de față se întemeiază pe observațiile de teren recolțate în cursul anului 1965 în zona localităților Galșa, Siria, Agriș și Covășin. Cea mai mare parte a acestor date au fost luate în considerare la redactarea foii geologice Arad la scara 1:200.000, tipărită la sfîrșitul anului 1965.

Considerind cunoscute din lucrările anterioare (R. Dimitrescu, 1962) liniile generale ale constituției geologice a regiunii care face obiectul notei de față, vom expune în continuare în primul rînd aspectele structurale în privința căror intervin puncte de vedere noi.

În partea de nord-vest a masivului Highiș, se pot distinge trei unități tectonice, despărțite prin două linii de încălcare.

A) Unitatea inferioară nordică (autohtonă sau parautohtonă). Această unitate se întâlnește în zona localităților Galșa, Mîsca, Pîncota, Măderat și Agriș. În constituția ei intră un fundament cristalin format din intruziuni de granitoide (atribuite de noi tipului de Codru) și din corneene micacee, precum și formațiuni transgresive permiene (porfire cuartifere) și triasice (Werfenian și Anisian).

În ceea ce privește compoziția intruziunii principale de granitoide, o analiză chimică executată în laboratoarele Întreprinderii „Prospectiuni” de către Alexandra Dânciulescu a arătat că ne aflăm în prezență unor roci de tip adamellitic.

	%	Valorile Niggli
SiO ₂	65,85	<i>si</i> = 274
Al ₂ O ₃	15,44	<i>al</i> = 38
Fe ₂ O ₃	0,93	<i>fm</i> = 18
FeO	1,94	<i>c</i> = 13
MnO	0,12	<i>alk</i> = 31
MgO	1,26	<i>k</i> = 0,46
CaO	2,85	<i>mg</i> = 0,43
Na ₂ O	4,30	

K_2O	5,56
TiO_2	0,30
P_2O_5	0,20
H_2O^+	1,22
H_2O^-	0,15
	100,12

Masivul de adamellite biotitice conține pe alocuri mici enclave ovoide de paragnaise puternic biotitice; el este străbătut de o serie numeroasă de filoane centimetrice pînă la decimetrice formate din pegmatite și granite pegmatoide muscovitice, din aplite sau mai rar din cuarț. Uneori, pegmatitele prezintă o structură zonară, cu feldspat în blocuri pe margini și cuarț în nucleul median.

Datorită deschiderilor oferite de trei cariere situate pe teritoriul localităților Mîsca și Galșa, a fost posibilă măsurarea poziției a 400 de diaclaze din masivul de granitoide. Din diagrama statistică (fig. 1) se constată gruparea polilor diaclazelor în jurul a 4 maxime principale, avînd următoarele poziții :

Maximul	Q	S	L	S_1
Poziția	NS/70° W	EW/80° N	N 35 E/30° SE	N 45 W/70° NE

Acestea se pot grupa într-un sistem primar (Q-S-L) și unul secundar (S_1).

Caracterul longitudinal (S) al diaclazelor orientate EW este confirmat de o foarte slabă textură paralelă evidentă în special în deschiderile din Drumul Alb, la E de Galșa.

Filoanele pegmatitice și aplitice sunt mult mai frecvente în partea sudică a masivului de granitoide. Din cele două cariere sudice (Galșa) și din deschiderile Drumului Alb, au fost măsurate pozițiile a 100 de filoane pegmatitice și aplitice (fig. 2); maximul statistic, foarte pronunțat (15%), se plasează exact pe maximul diaclazelor L, demonstrînd caracterul primar al acestuia precum și al maximelor Q și S asociate, legate de momentul consolidării masivului adamellitic. Direcția axei B a structurii primare este astfel orientată cca E-W.

În același timp, caracterul secundar al diaclazelor S_1 al granitoidelor este dovedit de prezența acestora în calcarele Triasicului mediu. Carierea de la E de Galșa situată la cca 1 km de cariera de granitoide a creat bune deschideri în calcarele negre anisiene, oferind posibilitatea stabilirii orientării diaclazelor post-triasice. Maximul Q_1 al acestora este orientat con-

stant N45°E/60°NW, iar maximul S₁, N45°W/75°NE, față de pozițiile stratificației care se schimbă în diferite sectoare ale carierei de la W la E : N 20°W/70°NE ; N 25°E/45°SE ; EW/25°S ; N 75°W/25°SW. Direcția axei B₁ a structurii secundare post-triasice este astfel N45°W. După

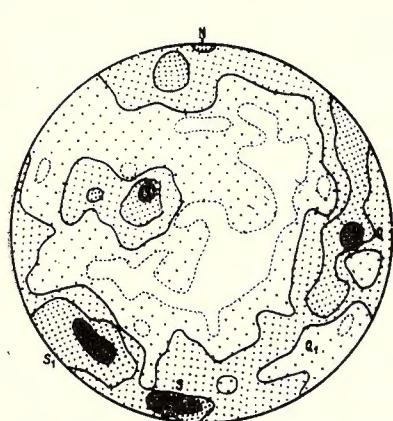


Fig. 1. — 400 diaclaze în granitoide (carrierele Misca și Galșa).
0-0,25—1—2—3% (3,5).

400 diaclases dans des granitoïdes (carrières de Misca et de Galșa).
0-0,25—1—2—3% (3,5).

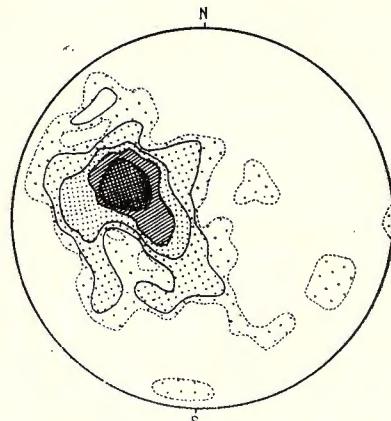


Fig. 2. — 100 filoane pegmatitice și aplitice (Galșa).
1—2—4—8—12 (15)%.

100 filons pegmatitiques et aplitiques (Galșa).
1—2—4—8—12 (15) %.

cum era normal, sistemul primar Q-S-L al diaclazelor din granitoide nu apare în rocile triasice. Diaclazele mai tinere Q₁, deși nu apar în diagramă, intervin și în tectonica granitoidelor, dar sub forma unor microfali care produc decoroșări de ordinul decimetrilor în filoanele pegmatitice și aplitice (vizibile în special în Drumul Alb).

Pe o parte din diaclazele granitoidelor se poate observa prezența unor striații fine și dese. O diagramă de puncte a 28 poziții de striații măsurate în cariera nouă de la Galșa (fig. 3), indică predominanță absolută a direcțiilor și inclinărilor nord-vestice, precizând astfel și direcția mișcărilor diferențiale care au avut loc pe diaclaze.

Alte fenomene sporadic întâlnite de-a lungul diaclazelor mai sunt : dezvoltarea unor zone subțiri de laminare, a unor zone de epidotizare și a unor plane micacee.

În scopul corelării datelor mezoscopice cu cele petrostructurale, a fost preluat din cariera nouă Galșa un eșantion orientat de granitoid, din care

au fost confecționate secțiuni orientate. Diagrama statistică colectivă a orientării axelor optice de cuarț indică existența a două centuri (fig. 4).

Cea principală L_1 , are axul orientat N $63^{\circ}W/25^{\circ}$ NW și prezintă două maxime destul de pronunțate (6%).

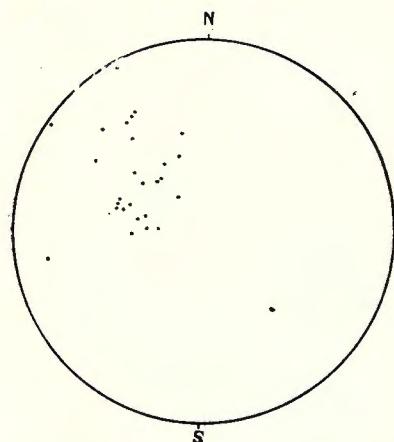


Fig. 3. — 28 striații pe diaclaze în gra-nitoide (Galșa).

28 stries sur les diaclases des granitoïdes (Galșa).

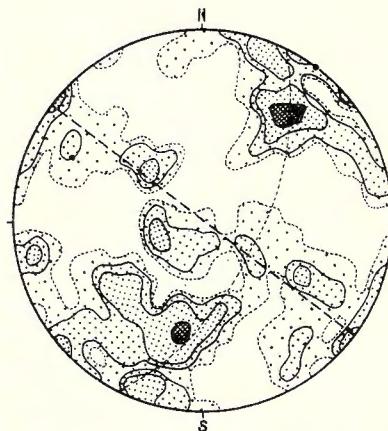


Fig. 4. — 100 axe optice de cuarț în gra-nitoide (Galșa)

1-2-3-5 (6)%.

100 axes optiques de quartz dans le gra-nitoïde (Galșa).

1-2-3-5 - (6) %.

Centura secundară L_2 are axul orientat N $38^{\circ}E/0^{\circ}$. Direcțiile axelor acestor centuri se încadrează în cele două sisteme regionale de elemente lineare a căror prezență a fost stabilită (R. Dimitrescu, 1964) în cristalinul Munților Apuseni și care se vor regăsi și în unitatea tectonică mediană, după cum se va vedea în cele ce urmează.

Presupunem că vîrsta eforturilor tectonice care au dus la formarea sistemelor L_1 și L_2 este cuprinsă între momentul consolidării granitoidelor (B₁) și mișcările post-triasice (B₁).

B) Unitatea mediană. Această unitate se întâlnește în zona localităților Siria, Agriș, Arăneag și Covăsinț, la sud de linia de încălecare Galșa-Agriș. În constituția acestei unități intră un fundament cristalin format din seria blastodetritică (de Păiușeni) și formațiuni sedimentare de vîrstă permiană.

În ceea ce privește cristalinul blastodetritic, reambulările executate au confirmat existența, afirmată și în trecut (H. Savu, 1962; R. Dimitrescu, 1962) a două complexe, unul inferior caracterizat prin predominanța rocilor blastopsefítice și unul superior, în mod predominant blastopelitic.

Acste două complexe nu se pot paraleliza însă, aşa cum afirmă H. Savu (1962), cu cele separate de M. Paucă (1941), în munții Moma, acestea din urmă reprezentând de fapt Permianul (a se vedea harta geologică 1:500.000 și foaia geologică 1:100.000 Moneasa).

S-a putut trasa limita dintre cele două complexe ale cristalinului blastodetritic la nivelul ultimului banc mai important și continuu de conglomerate metamorfozate, urmărit din dealul Sieșca, pe la nord de Șaua Cazanului, prin valea Strigoiului și Pîrîul Rece, pînă la ieșirea dintre dealuri a Văii Mari. Conglomerate metamorfozate se mai întîlnesc și în complexul superior (de exemplu în vîrful Highiș, la Căsoaia, în vîrful Fîntîna Rece și la E de Covăsinț), însă în mod cu totul subordonat și fără continuitate.

Un alt caracter diferențial al celor două complexe în regiunea noastră îl constituie prezența în complexul superior a foarte numeroase intercalații de filite cloritoase, uneori cu albă, și de filite amfibolice, uneori de natură tufogenă, alteori de natură metabazaltică. În complexul inferior nu am întîlnit decît două asemenea intercalații: una sub cetatea Șiria (identificată pentru prima dată de D. Istoceșcu) și una pe Valea Rea.

De asemenea, cu o singură excepție (creasta dintre Valea Sălbatecă și valea Almașului), toate lentilele de calcare cristaline se găsesc intercalate în complexul superior și același lucru se poate spune despre rarele iviri de porfiroide (Căsoaia și dealul Chicera). În schimb intercalații de filite sericitoase vinete-violacee apar numai în complexul inferior.

Rocile eruptive care străbat cristalinul blastodetritic sunt constituite din dolerite, aparținînd aceluiași ciclu eruptiv ca și metabazalte și metagabbouriile din unitatea tectonică superioară (sudică). Filoanele doleritice apar: în valea Maira — vîrful Curcubăta — Valea Sălbatecă (filonul principal), la est de Cetatea Bătrînă, în alte două puncte pe Valea Sălbatecă și Valea Rea. Portiunile interioare ale filoanelor conservă un aspect masiv; marginal, ele prezintă însă faciesuri puternic șistoase, poziția șistozitatii fiind concordantă cu cea din filitele și conglomeratele înconjurătoare (cca. E-W cu căderi sudice). Rezultă din acest fapt, caracterul premetamorfic al eruptiunilor hipoabisice de dolerite.

a) Observațiile efectuate asupra complexului inferior au arătat că în foarte multe puncte, șistozitatea dezvoltată în conglomeratele metamorfozate nu coincide cu stratificația inițială. Unghiul făcut de stratificație (S_1) cu șistozitatea (S_2) este destul de mic; pretilor ambele înclinații spre sud, șistozitatea având înclinarea mai mare iar stratificația fiind uneori aproape orizontală. Aceste relații arată în același timp caracterul de flanc normal al structurii, în concordanță cu indicațiile rezultând din rarele microcute care au putut fi observate; direcția „sus” a stivei sedimentare este deci spre sud. Dezvoltarea unei șistozități diferite de stratificație este pusă în evidență și de prezența celei dintâi în filoanele doleritice, în care nu poate fi vorba de un S_1 . În intercalăriile pelitice din conglomerate apare aproape totdeauna numai șistozitatea S_2 (cu înclinări sudice pînă la 60°).

Ca elemente lineare au putut fi observate în conglomeratele și gresiile metamorfozate ale complexului inferior, striații fine dezvoltate pe unele fețe de șistozitate, îmbrăcînd aspectul unor oglinzi de fricțiune. Striații sunt frecvent vizibile în special pe elementele de cuarț remaniate în conglomerate. Direcția striaților coincide uneori cu cea a alungirii elementelor; într-un punct, la W de cetatea Siria, aceeași direcție împreună cu lamelele de oligist concrescute cu cuarțul dintr-un filon concordant cu șistozitatea. În unele cazuri se poate observa și poziția axelor δ (lineații de intersecție a stratificației cu șistozitatea).

O diagramă statistică de puncte a 30 de elemente lineare din complexul inferior al cristalinului blastodetritic arată predominanța absolută a celor din sistemul L_1 , cu direcția NNW și având înclinări SSE (fig. 5).

În vederea studiului petrotectonic au fost executate secțiuni orientate în două eșantioane orientate preluate din conglomeratele metamorfozate. Ambele diagrame statistice (fig. 6 și fig. 7) ale orientării axelor optice de cuarț (cuarțul aparținând elementelor detritice) au indicat pre-

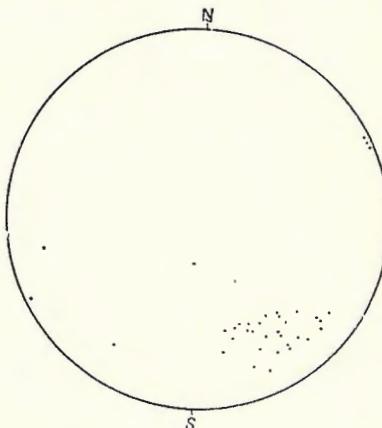


Fig. 5. — 30 de elemente lineare în orizontul inferior conglomeratic al seriei de Păiușeni (Şiria-Agris).

30 éléments linéaires dans l'horizon inférieur à conglomerats de la série de Păiușeni (Şiria-Agris).

zență caracteristică a unui singur maxim, destul de pronunțat (5%) ; centurile sănt în schimb slab conturate, iar microstructura micelor apare heterotactică față de cea a cuarțului.

b) Complexul superior filitos al cristalinului blastode-tritic este caracterizat, din punct de vedere mezoscopic, prin prezența celor

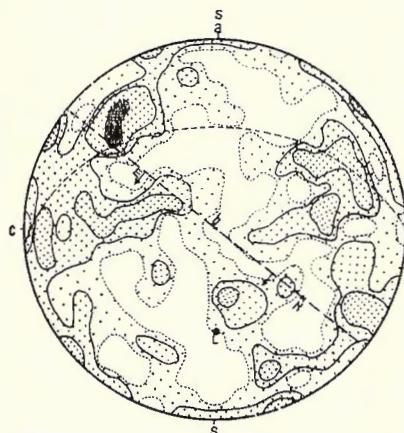


Fig. 6. — 115 axe optice de cuarț în conglomérat metamorfozat (Siria).

1—2—3—5 %.

115 axes optiques de quartz dans un conglomérat métamorphisé (Siria).

1—2—3—5 %.

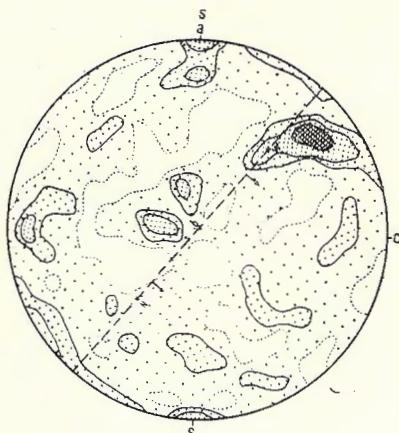


Fig. 7. — 150 axe optice de cuarț în conglomérat metamorfozat (Siria).

0,66—2—2,66—4 (5,33) %.

150 axes optiques de quartz dans un conglomérat métamorphisé (Siria).

0,66—2—2,66—4 (5,33) %.

două sisteme de elemente lineare care au fost stabilite și în restul rocilor metamorfice din Munții Apuseni (R. Dimitrescu, 1964). Sistemul mai vechi L₁ are direcția NW cu căderi sud-estice ; este format din dungi de minerale (în special de clorit) și din striații pronunțate (crenulații) ; aceeași direcție a fost observată într-un budinaj, pe valea Chersca. Sistemul mai tînăr, L₂, cu direcții NE—SW, de vîrstă saalică, este format din axe de microcute centimetric precum și din încrășiri filitice (a se vedea diagrama a 38 elemente lineare; fig. 8). Aceleasi sisteme au fost găsite de H. Savu (1965) în partea estică a masivului cristalin.

Sistozitatea este și aci de multe ori un S₂, în rare cazuri putîndu-se determina poziția lui S₁. S₂ se refractă frecvent la limita dintre bancurile blastopsamitice cu cele blastopsefitice. Înclinările elementelor planare sănt aproape constant sudice ; uneori intervin însă cuti culcate ca de exem-

plu în Dosul Văii, la E de Covăsinț, flancurile inverse punîndu-se în evidență prin microcute sau prin relațiile dintre șistozitate și stratificație.

Diagrama statistică a orientării axelor optice de cuarț dintr-un filit sericitos (fig. 9) prezintă o centură αc , cu axul orientat N 77° E/0 (corespunzând astfel cu sistemul L_2), și avînd un singur maxim destul de puțin

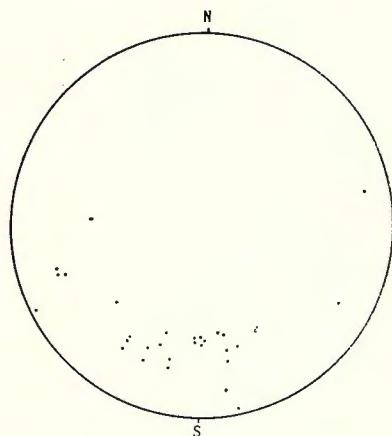


Fig. 8. — 38 elemente lineare în orizontul superior filitos al Seriei de Păiușeni (Covăsinț-Cladova).

38 éléments linéaires dans l'horizon supérieur phylliteux de la Série de Păiușeni (Covăsinț-Cladova).



Fig. 9. — 200 axe optice de cuarț în filit sericitos (Isvorul-Rece).

1—2—3—3,5%.

200 axes optiques de quartz dans une phyllite sériciteuse (Ivorul-Rece).

1—2—3—3,5 %.

pronunțat (3,5%). Anumite observații în filitele complexului superior ne permit să crede că o parte a elementelor lineare L_1 este formată prin intersecția unui sistem de microcute milimetrice, foarte ascuțite și aplatisate, cu șistozitatea, care ar reprezenta o foliație axială; unghiul pe care îl face șistozitatea cu stratificația inițială microcutată este foarte ascuțit (1° — 2°).

c) Permianul care acoperă complexul superior al Cristalinului blastodetritic este format din cuarțite negre, din șisturi ardeziene cenușii-negricioase și din argilite vărgate negricioase, uneori cu laminăție olară. Acestea li se asociază gresii negricioase-violacee fin micacee și gresii negricioase-violacee punctate cu epidot care pare a proveni din transformarea unui feldspat. În comparație cu alte unități ale Munților Apuseni se pare că aceste formațiuni sunt analoge cu Permianul munților Bihor dezvoltat în faciesul negru, eventual la nivelul seriei feldspatice, sau cu

Permianul din munții Moma, lipsit însă de erupțiuni diabazice (M. Bleahu, 1963).

Permianul negru din nord-vestul munților Hîghîș nu prezintă șistozitate S_2 diferită de stratificație; aceasta, clar vizibilă, înclină spre sud, în general cu căderi slabe.

În orice caz, deși este probabil că reprezintă orizonturi stratigrafice diferite, este remarcabilă dezvoltarea Permianului în faciesuri diferite în cele două unități, nordică și mediană, a regiunii descrise în prezenta notă.

Limita dintre unitatea inferioară nordică și cea mediană este formată din linia tectonică alpină Galășa-Agriș, în lungul căreia Cristalinul blastodetritic încalecă spre nord, peste granitoide, Permian sau Triasic.

Amploarea încalecării poate fi de ordinul a 1 km, la W de Agriș, în Viile la Cioaca apărind un petec de acoperire. În unitatea inferioară încalecarea conservă flancul invers (format din porfire cuartifere permiene și din cuarțite werfeniene) al sinclinalului culcat având calcare negre anisiene în ax.

C) Unitatea superioară sudică. Această unitate se întâlnește la est de localitatea Covășinț, pe cursul superior al văii Cladovei și afluenților ei. În constituția ei intră eruptivul hercnic al Hîghîsului (metabazalte, metagabbrouri și granite). Limita dintre această unitate și cea mediană este formată dintr-o linie tectonică hercnică tîrzie în lungul căreia eruptivul încalecă spre nord peste Permianul dezvoltat în facies negru. Pe aceeași linie s-au pus în loc, post-tectonic, granitele și porfirele granitice cu turmalină care provoacă metamorfismul de contact termic al seriei negre permiene.

Un studiu microstructural asupra granitelor din partea sudică a munților Hîghîș a fost executat de către Florentina Kräutner¹⁾. Din diagramele statistice ale diaclazelor rezultă că granitele deschise în calcarele din lungul văii Mureșului au fost consolidate sub influența unui câmp tectonic cu axa B' orientată NE-SW; acestei faze, de vîrstă probabil hercnică, îi urmează o a doua, având axa B₁ orientată NW-SE.

Faza II-a se coreleză perfect cu cea post-triasică, datată de noi ca atare în unitatea inferioară nordică (B₁). Axa B' a fazei I pusă în evidență de Florentina Kräutner este în schimb diferit orientată

¹⁾ Florentina Niculescu-Kräutner. Studiul petrografic al carierelor din partea sudică a masivului Hîghîș (Radna-Păuliș-Șoimuș). Lucrare de diplomă. Universitatea București 1957.

față de axa B a sistemului primar de diaclaze de la Șiria, ceea ce se explică, după părerea noastră, prin vîrsta diferită de consolidare a celor două masive eruptive.

În concluzie, succesiunea mișcărilor orogenice și a fenomenelor corelate din partea nord-vestică a masivului Highiș s-a putut desfășura conform următoarei scheme :

1. Metamorfoza unei vechi serii cristaline și consolidarea masivului de granitoide de la Șiria în cîmpul tectonic B.

2. Sedimentarea seriei paleozoice (medii?) de Păiușeni, urmată de faza metamorfică L₁, cu influență și asupra microstructurii granitoidelor de Șiria.

3. Intruziunea sinorogenă a granitelor de Highiș în cîmpul tectonic B'.

4. Faza metamorfică saalică L₂, cu influență atât asupra microstructurii granitoidelor de la Șiria cât și a seriei cristaline de Păiușeni ; încălcarea unității sudice peste cea mediană ; erupțiunile subsecvente permisiene.

5. Faza tectonică alpină B₁ pusă în evidență de sistemele secundare de diaclaze din granitoidele de Șiria, de Highiș și regăsită în Triasic ; încălcarea unității mediane peste cea nordică.

Se restrînge în consecință momentul formării sistemului de elemente lineare L₁ din Cristalinul Munților Apuseni (R. Dimitrescu, 1964), între vîrsta sedimentelor seriei de Păiușeni, ultimele afectate de mișcările respective și cea a formațiunilor Permianului inferior, în care sistemul L₁ nu mai apare. Credem că sistemul L₁ aparține fazei bretone (vezi R. Dimitrescu, S. Borda, R. Purice, 1965).

S-ar confirma astfel în același timp următoarele ipoteze emise anterior :

a) Intervenția a două cicluri orogenice, magmatische și metamorfice (D. Giușcă, 1962 ; H. Savu, 1962, 1966).

b) Apartenența la ciclul orogenic hercinic (M. Mureșan, 1964) a ambelor faze tectonice producind sistemele de elemente lineare L₁ și L₂ din Munții Apuseni, deși separate probabil de un interval de timp mai lung decît presupune acest autor.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.*, V (1961), *Com. Șt. III*, 1. București.
- Dimitrescu R. (1962) Cercetări geologice în regiunea Siria. *D. S. Com. Geol.* XLV (1957—1958). București.
- Dimitrescu R. (1964) Date microtectonice asupra regiunii Cîmpeni. *D. S. Com. Geol.* L, 1 (1962—1963). București.
- Dimitrescu R., Bordea S., Puricel R. (1965) Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieșeni (Bihor). *D. S. Com. Geol.* LI, 1 (1963—1964). București.
- Giușcă D. (1957) Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din masivul Highiș. *Analele Univ. C. I. Parhon. Seria Șt. Nat.*, 16. București.
- Giușcă D. (1962) Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highiș. *Stud. Cerc. Geol.* VII, 2. București.
- Giușcă D., Ionescu Jana, Udrescu Constanța (1964) Contribuții la studiul geochimic al Masivului Highiș. *Stud. Cerc. geol.-geof.-geogr., Seria Geol.*, IX, 2. București.
- Mureșan M. (1964) Asupra prezenței unor elemente microtectonice în șisturile cristaline din R.P.R. *Stud. Cerc. Geol.* IX, 2. București.
- Paucă M. (1941) Recherches géologiques dans les monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în Cristalinul masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957). București.
- Savu H. (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Com. Geol., Memorii*, VIII. București.
- Savu H., Borcoș M., Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta, Trifulescu M., Ioanidu Cristina (în volumul de față). Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a munților Drocea. *D. S. Com. Geol.* LIII, 1 (1965—1966). București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE DE LA PARTIE N—W DU MASSIF CRISTALLIN DE HIGHIȘ

PAR

R. DIMITRESCU

(Résumé)

Dans le N—W du massif de Highiș trois unités tectoniques se détachent, séparées par deux lignes de chevauchement.

A) La constitution de l'unité inférieure septentriionale (autochtone ou parautochtone) comporte un soubassement cristallin, formé d'intrusions de granitoïdes et de cornéennes micacées, ainsi que des formations transgressives permiennes (porphyres quartzifères) et triasiques (Werfénien et Anisien).

Pour ce qui est de la composition de la principale intrusion de granitoïdes, une analyse chimique a démontré que nous avons affaire à une roche de type adamellitique. Le massif d'adamellites biotitiques est traversé par une nombreuse série de filons formés de pegmatites, de granites pegmatoïdes muscovitiques, aplites ou quartz.

La détermination de la position de 400 diaclases dans les carrières du massif de granitoïdes a mis en évidence quatre maxima pouvant être groupés en un système primaire (Q—S—L) et un autre secondaire (B₁). Le caractère primaire du premier système avec B = EW est argumenté par la coïncidence du maximum des diaclases L avec le maximum des positions mesurées de 100 filons pegmatitiques et aplitiques. On constate également que ce système n'apparaît pas dans les roches triasiques des environs ; par contre, le maximum S₁, associé à un Q₁, déterminant un B₁ = N45°W, est caractéristique pour les diaclases mesurées dans la carrière de calcaires anisiens. Les diaclases Q₁ interviennent dans la tectonique des granitoïdes aussi, mais sous la forme de microfailles produisant des décrochements de l'ordre des décimètres dans les filons pegmatitiques et aplitiques.

Les données mésoscopiques corrélées à celles pétrostructurales nous permettent de constater que le diagramme statistique de l'orientation des axes optiques du quartz indique l'existence de deux ceintures. La ceinture principale, qui présente deux maxima assez accusés, détermine une direction de la structure L₁ = N63°W. L'axe de la ceinture secondaire est orienté N38°E.

B) La constitution de l'unité médiane comporte un soubassement cristallin formé de la Série blastodétritique de Păiușeni et des formations sédimentaires d'âge permien.

a) Dans le complexe inférieur du Cristallin blastodétritique (conglo-mérats métamorphisés à intercalations de phyllites sériciteuses), il arrive souvent que la schistosité ne corresponde pas à la stratification initiale. Partout, les deux ont des pendages méridionaux, S₂ ayant un pendage plus

grand que S_1 , et l'angle qu'ils forment étant assez réduit. La même schistosité S_2 se développe dans les parties bordières de certains filons doléritiques qui traversent le Cristallin. Le diagramme statistique des éléments linéaires du complexe inférieur indique la prédominance absolue de ceux du système L_1 , à direction NNW.

b) Dans le complexe supérieur du Cristallin blastodétritique (phyllites sériciteuses, chloriteuses, amphiboliques, à rares lentilles de calcaires cristallins) les éléments linéaires sont groupés dans les mêmes systèmes établis dans le reste des roches métamorphiques des Monts Apuseni : L_1 à direction N—W et L_2 , d'âge saalique, à direction N—E. Ici encore, la schistosité est souvent un S_2 , à pendages méridionaux. Le diagramme statistique de l'orientation des axes optiques de quartz d'une phyllite sériciteuse présente une ceinture a—c à l'axe orienté N 77°E (se corrélant ainsi au système L_2) et ayant un seul maximum.

c) Le Permien qui recouvre le complexe supérieur du Cristallin est développé en faciès noir ; il ne présente pas de schistosité S_2 qui diffère de la stratification, au pendage méridional.

La limite entre l'unité inférieure septentrionale et celle médiane est constituée par la ligne tectonique alpine Galşa-Agris le long de laquelle le Cristallin blastodétritique chevauche vers le N les granitoïdes, le Permien et le Trias.

C) La constitution de l'unité supérieure méridionale comporte l'éruptif hercynien du Highiș (métabasaltes, métagabbros et granites). La limite entre cette unité et celle médiane est constituée par une ligne de chevauchement hercynienne tardive le long de laquelle des granites et des porphyres granitiques à tourmaline ont été ultérieurement mis en place.

UN SISTEM DE INDICI GRANULOMETRICI
PENTRU CARACTERIZAREA SEDIMENTELOR¹⁾

DE

N. FLOREA²⁾

Abstract

A System of Granulometric Indices for the Characterization of Sediments. The indices suggested for the characterization of sediments are an adaptation of parameters generally used in mathematical statistics for the characterization of any statistical distribution. The system comprises the following indices: maximal diameter, minimal diameter, modulus, median, probable dispersion index, skewness indices and kurtozis indices (tab. 3). These indices determine the distribution of particles from three main points of view; mean, dispersion with respect to mean and the distribution form (skewness and kurtozis). The calculation is made on the basis of the cumulative curve plotted on a decimal semilogarithmic scale. This calculation does not require intermediate parameters of the φ type (Krumbein), or of α type (Pomerol), and may be applied directly (independently of the separated granulometric classes). The author also presents the mathematical relations between the proposed indices and the principal indices used in the literature (Trask, Krumbein, Pomerol).

Compoziția granulometrică a unui sediment reprezentă — din punct de vedere al statisticii matematice — distribuția relativă (exprimată în %) a particulelor sedimentului respectiv, grupate în clase sau fracții granulometrice. Diferitele sedimente din natură, variate ca origină, au desigur distribuții specifice ale particulelor, caracterizate prin anumiți parametri ai distribuției, denumiți coeficienți sau indici granulometrici.

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 aprilie 1966.

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

Coeficienții sau indicii granulometrici se stabilesc fie pe cale statistică-matematică, fie pe cale grafică.

Calculul statistică-matematică al indicilor granulometrici reprezintă modul cel mai exact de prelucrare și caracterizare a distribuției particulelor dintr-un sediment. Această metodă — prin care se calculează media (geometrică), abaterea medie patratice (sau abaterea standard), asimetria și kurtozisul — este însă laborioasă, iar pe de altă parte nu poate fi aplicată decât dacă la analiza granulometrică au fost separate numeroase (peste 5—6) clase granulometrice și de dimensiuni egale (în scara logaritmică). Din această cauză se preferă și se utilizează pe scară largă metoda grafică de stabilire a indicilor granulometrici, fiind mult mai expeditivă și asigurând rezultate cu precizie satisfăcătoare pentru caracterizarea sedimentelor; în plus se poate aplica și în cazul în care clasele granulometrice separate la analiză sunt inegale (în scara logaritmică) și puține la număr.

Considerații asupra unor coeficienți granulometrici

Pentru caracterizarea într-o formă sintetică a distribuției particulelor dintr-un sediment se utilizează în literatură diferiți indici sau coeficienți granulometrici cum sunt cei ai lui K. Wentworth, P. Niggli, P. D. Trask (1932)¹⁾, W. C. Krumbein (1934, 1938)¹⁾, M. Popovăț (1936), Ch. Pomerol (1961, 1963). Mulți dintre acești indici cer calcule relativ complicate, fiind în general puțin folosiți. Se pare că s-a generalizat (F. Pettijohn, 1957; L. B. Ruhin, 1961) în ultimul timp utilizarea coeficienților de sortare și de asimetrie (P. D. Trask, 1932; W. C. Krumbein, 1934; Ch. Pomerol, 1963), stabiliți pe baza curbei cumulative.

Coefficientul de sortare, S_o , (Trask, 1932) permite aprecierea gradului de sortare a unui sediment. Este definit de relația

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}} \quad (1)$$

Q_3 și Q_1 fiind cele două quartile (abscisele corespunzătoare ordonatelor 25 și 75%, pe curba cumulative). Prezintă întotdeauna valori mai mari ca 1. Este egal cu 1 în cazul unei sortări perfecte (ideale) a sedimentului.

¹⁾ Citați după Pettijohn (1957).

Valori sub 2 ale lui S_0 corespund unui material bine sortat, valori în jurul lui 3 unui material moderat sortat, iar valori peste 4,5 caracterizează un sediment slab sortat.

Coefficientul de simetrie, S_k (Trask, 1932) constituie un mod de apreciere a gradului de simetrie a repartizării granulelor de diferite dimensiuni din sediment față de mediană (M_d). Este dat de relația :

$$S_k = \frac{Q_3 \cdot Q_1}{M_d^2} \quad (2)$$

La simetria perfectă $S_k = 1$; valori mai mari ca 1 arată predominarea materialului grosier, iar valori mai mici ca 1 denotă predominarea materialului fin. Nu însă întotdeauna valorile pe care le ia S_k sunt suficiente de concluzante.

Pentru a arăta acest lucru să considerăm că Q_3 , care este întotdeauna mai mare sau cel puțin egal cu M_d , diferă de mediană cu o valoare a , iar Q_1 , întotdeauna mai mic sau cel mult egal cu M_d , diferă de aceasta printr-o altă valoare b . Vom avea deci :

$$Q_3 = M_d + a \text{ și } Q_1 = M_d - b$$

Așa cum au fost alese, a și b sunt valori pozitive (putând deveni și zero, teoretic). Înlocuind aceste date în formula lui S_k obținem :

$$S_k = \frac{(M_d + a)(M_d - b)}{M_d^2}$$

sau

$$S_k = \frac{M_d^2 + (a-b) M_d - ab}{M_d^2}$$

Dacă $a = b$, deci distribuția granulelor este perfect simetrică (în scara aritmetică) reiese din relația de mai sus că S_k nu poate fi egal cu 1, ci va căpăta valori mai mici decât 1, cu atât mai departe cu cât a va fi mai mare (conform relației $S_k = \frac{M_d^2 - a^2}{M_d^2}$ sau $S_k = 1 - \frac{a^2}{M_d^2}$). În cazul că $a > b$, valoarea lui S_k va fi supraunitară numai dacă termenul ab este foarte mic și neglijabil în raport cu termenul $(a-b)M_d$, fapt ce nu se întâmplă întotdeauna (mai ales cind a și b sunt relativ apropiate ca valori și nu prea mici în raport cu M_d). În cazul cind $a < b$ valoarea lui S_k va fi întotdeauna subunitară, la aceasta contribuind și termenul ab într-o măsură variabilă, de la caz la caz.

Rezultă, prin urmare, că valorile lui Sk nu sunt semnificative decât în cazurile în care sortarea este foarte bună (a și b apropiindu-se de zero) ; în celelalte cazuri valorile Sk nu sunt comparabile între ele.

Dacă în relația care definește pe Sk, înmulțim numărătorul și numitorul părții a doua a relației cu Q_1 obținem :

$$Sk = \frac{Q_3 \cdot Q_1^2}{Q_1 \cdot Md^2}$$

ținând seamă că :

$$\frac{Q_3}{Q_1} = So^2$$

rezultă că :

$$Sk = \frac{So^2 \cdot Q_1^2}{Md^2} \quad (3)$$

Dacă procedăm la fel înmulțind însă cu Q_3 oținem :

$$Sk = \frac{Q_3^2}{So^2 \cdot Md^2} \quad (4)$$

Din aceste ultime două relații (3 și 4) observăm că valoarea lui Sk în cazul unei asimetrii maxime devine egală cu So^2 sau $\frac{1}{So^2}$ (în cazul cînd $Q_1 = Md$ sau respectiv $Q_3 = Md$). Prin urmare rezultă că la același grad de asimetrie valorile lui Sk sunt variabile depinzînd de cele ale lui So.

W. C. Krumbein (1934) și apoi Ch. Pomerol (1961, 1963) nu mai calculează coeficienții de sortare și de asimetrie ca Trask, din valorile reale (în mm) ale quartilelor și medianei, ci din valorile unor parametri logaritmici notați cu φ (W. C. Krumbein) sau α (Ch. Pomerol), adaptați la seria de site utilizate în analiza granulometrică. Parametrul φ este de fapt cologaritmul în baza 2 a diametrului, iar α este cologaritmul în baza $\sqrt[10]{10}$ a diametrului ; dimensiunile ochiurilor diferențelor site din seria respectivă (T y l e r sau A f n o r) devin astfel numere întregi. Curba cumulativă, care se trasează în funcție de valorile parametrilor φ sau α în abscisă, servește la calculul coeficienților de sortare și de asimetrie. Gradul de sortare al sedimentului este exprimat de Krumbein prin $Qd\varphi$, deviația quartilelor (quartile deviation), iar de

Pomerol prin H_q , indicele de heterometrie intercuartilă și dați de raportul

$$\frac{Q_3 - Q_1}{2};$$

asimetria (Asq) este redată de relația :

$$Asq = \frac{Q_1 + Q_3 - 2M_d}{2}$$

Cuartilele și mediana sunt exprimate în unități φ sau α , astfel că la aceeași probă studiată valorile coeficienților respectivi calculați după Krumbein sau Pomerol sunt diferiți. Dacă în locul parametrilor φ sau α s-ar lucra direct cu logaritmii zecimali ai diametrului granulelor — ca în sistemul ce urmează a fi propus de noi — s-ar obține aceleași valori pentru coeficienții respectivi în cazul aceleiași probe (sau probe identice), indiferent de seria de site cu care s-a efectuat analiza granulometrică.

Coeficientul de asimetrie, Asq , este de aceeași formă cu S_k fapt ce se poate observa ușor dacă se logaritmează relația (2); în consecință constataările făcute mai sus pentru S_k sunt principial valabile și pentru Asq .

Inconvenientele remarcate mai sus în legătură cu coeficientul de asimetrie și dorința de a introduce un mod mai simplu de deducere a indicilor granulometrici care să fie independent de sistemul sitelor utilizate la analiză (și de parametrii logaritmici corespunzători), precum și necesitatea utilizării unor indici care să poată face o legătură cu indicii statistică-matematică prin care se caracterizează orice distribuție statistică ne-a condus la elaborarea sistemului de indici granulometrici pe care îl prezentăm în cele ce urmează.

Sistemul de indici granulometrici propus

Indicii granulometrici pe care îi prezentăm pentru caracterizarea sedimentelor sub aspectul distribuției granulelor se deduc pe cale grafică plecînd de la curba cumulativă, interpretată pe bază statistică-matematică. Indicii propuși formează un sistem care caracterizează distribuția respectivă a granulelor sub cele trei aspecte principale: media, dispersia față de medie și forma distribuției (asimetrie și kurtozis). Ei se stabilesc în scara logaritmică zecimală (în care este redată distribuția granulelor), deoarece numai în această scară se pot stabili matematic limitele de variație ale

indicilor, se poate aprecia corect asimetria etc.; bine înțeles unde este cazul se trece și la mărimile fizice în scara aritmetică (de pildă în cazul medianei, quartilelor etc.).

În sistemul pe care îl propunem intervin următorii indici granulometri: diametrul maxim și minim al granulelor, modulul, mediana, indicele de dispersie, indicii de asimetrie și indicii de kurtozis; ultimele trei grupe de indici se deduc după metoda propusă în această lucrare. Pentru calculul unora dintre acești indici sunt necesare și o serie de elemente de calcul care se stabilesc pe cale grafică (fig. 1), plecînd de la curba cumulativă a sedimentului respectiv construită în scara semilogaritmică (în ordonată).

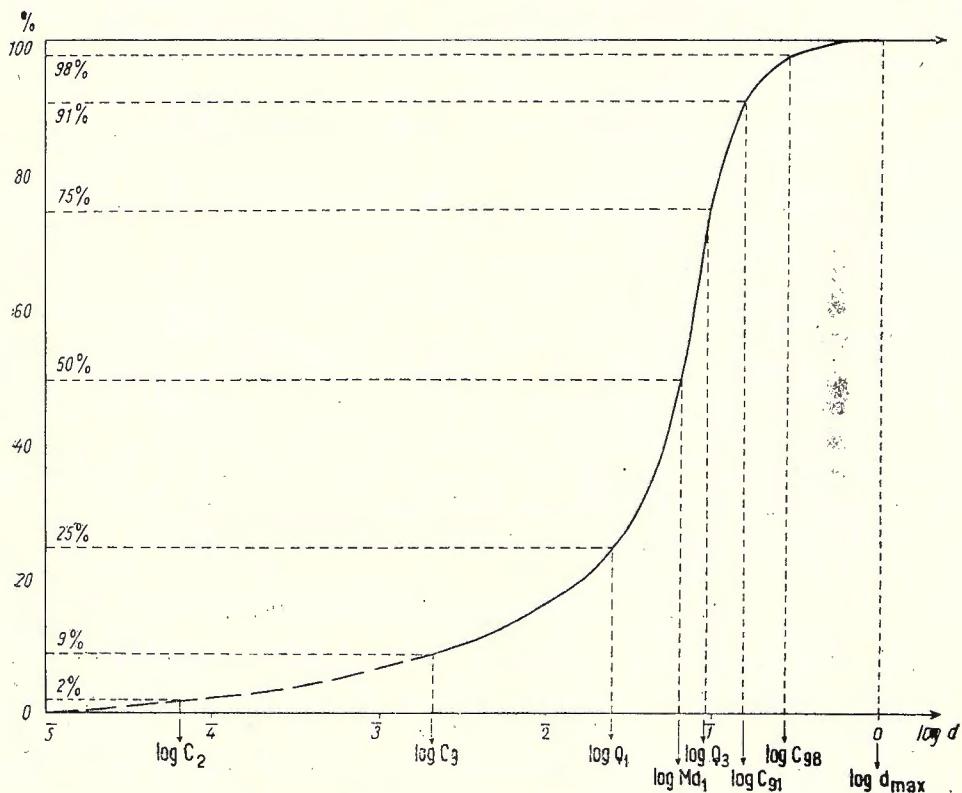


Fig. 1. — Stabilirea grafică a principalelor elemente care intră în calculul indicilor granulometri.

Établissement graphique des principaux éléments participant au calcul des indices granulométriques.

nătă procentelete cumulate ale fracțiilor granulometrice, în abscisă logaritmii dimensiunilor granulelor). Aceste elemente de calcul sunt logaritmul medianei ($\log M_d$), logaritmii quartitelor ($\log Q_1$ și $\log Q_3$) și logaritmii unor centile ($\log C_2$, $\log C_9$, $\log C_{91}$ și $\log C_{98}$); $\log M_d$ reprezintă abscisa corespunzătoare ordonatei 50%, $\log Q_1$ și $\log Q_3$ reprezintă abscisele corespunzătoare ordonateelor 25% și respectiv 75% iar logaritmii centilelor menționate sunt abscisele corespunzătoare ordonatelor 2, 9, 91 și 98%.

Vom caracteriza în cele ce urmează indicii granulometrii ce alcătuiesc sistemul propus de noi, enumerate deja mai sus.

Diametrul maxim și diametrul minim al particulelor (exprimăți în general în mm) arată intervalul de variație a mărimii granulelor. Diferența lor reprezintă amplitudinea distribuției (care constituie o primă imagine asupra împrăștierii particulelor). Diametrul maxim este determinabil întotdeauna; diametrul minim nu se poate însă stabili decât la sedimentele grosiere. În cazul sedimentelor fine ce conțin coloizi minerale se consideră ca diametru minim valoarea de 10μ (valoarea care corespunde în cazul acestor sedimente punctului inițial al curbei cumulative).

Amplitudine mare arată condiții relativ necorespunzătoare unei sortări bune a materialului (variația în timp a vitezei de transport, turbulență, acțiune de scurtă durată a agentului etc.).

Mediана (M_d), exprimată în mm (antilogaritmul abscisei corespunzătoare ordonatei 50%) se utilizează în locul mediei (geometrice) a dimensiunilor granulelor. Ea arată dimensiunea în jurul căreia tind să se grupeze particulele. Constituie un indice care arată cât de grosier sau cât de fin este sedimentul respectiv; descrește cu creșterea fineșii materialului.

Creșterea medianei, ca și a diametrului maxim al granulelor denotă creșterea vitezei de circulație a agentului de transport (și deci a puterii lui de transport).

Modulul (M_o) exprimat în mm, arată dimensiunea în jurul căreia se grupează cele mai multe particule ale sedimentului respectiv. Reprezintă cea mai probabilă mărime a granulelor.

Se determină pe curba de distribuție (sau de frecvență) ori pe histogramă, fiind abscisa corespunzătoare ordonatei maxime; se poate deduce direct și din rezultatele analizei granulometrice. Unele sedimente pot avea două sau mai multe module.

Indicele de dispersie¹⁾ probabilă (Ds) sau semi-intercuartila este dat de relația (a cărei formă este cunoscută în statistică matematică) :

$$Ds = \frac{\log Q_3 - \log Q_1}{2} \quad (5)$$

Valorile $\log Q_3$ și $\log Q_1$ se pot citi direct pe diagrama cu curba cumulativă sau se poate măsura direct diferența lor (prin intermediul unui compas).

Indicele de dispersie probabilă, Ds, are o anumită semnificație statistică reprezentând abaterea de la mediană a 50% din totalul granulelor. Dacă distribuția este simetrică și normală, mediana devine egală cu media, iar Ds reprezintă o fracțiune din abaterea standard (σ) de la medie și anume 0,6745 σ , fracțiune care se denumește și abatere probabilă²⁾. (Se știe din statistică matematică că, în cazul unei distribuții normale Gauss a valorilor, între medie minus abaterea probabilă și medie plus abaterea probabilă sunt cuprinse 50% din valori) (fig. 2).

Indicele de dispersie probabilă, Ds, corespunde deci — sub aspect statistic-matematic — abaterii probabile de la medie, în cazul distribuțiilor simetrice și normale. El indică gradul de uniformitate (mai corect de neuniformitate) al mărimei granulelor³⁾ fiind un indice care variază în sens invers cu gradul de sortare a sedimentului. Cu cât mai mari sunt valorile acestui indice, cu atât mai numeroase particule se îndepărtează de la medie (și mai brusc).

Indicele Ds ia valori apropiate de zero cînd dispersia este minimă iar sortarea maximă și poate ajunge la valori de 1—3 (rareori mai mult) în cazul sedimentelor practic nesortate. Valori cuprinse între 0 și 0,3 arată o sortare foarte bună, între 0,3 și 0,6 o sortare moderată, iar între 0,6—0,9 o sortare slabă; la valori mai mari de 1 nu se mai poate vorbi practic de o sortare a materialului.

¹⁾ Termenul dispersie este utilizat în sens matematic.

²⁾ Cu ajutorul unei relații similare se poate calcula și indicele de dispersie standard (Dss), folosind în locul celor două quartile, centilele C₈₄ și C₁₆:

$$Dss = \frac{\log C_{84} - \log C_{16}}{2}$$

Indicele de dispersie standard (Dss) corespunde abaterni standard în statistică matematică.

³⁾ Neuniformitatea mărimei granulelor dintr-un sediment sau slaba sortare a sedimentului este denumită de Ch. Pomerol „heterometrie“.

Indicele de dispersie ar putea fi exprimat și în % față de amplitudinea (exprimată în unități logaritmice, adică față de diferența $\log C_{100} - \log C_0$). Valorile obținute variază de la cîteva procente la cîteva zeci de procente; ele nu realizează o diferențiere mai bună decît valorile prime ale lui D_s , astfel că acestea sunt de preferat pentru a nu complica calculul.

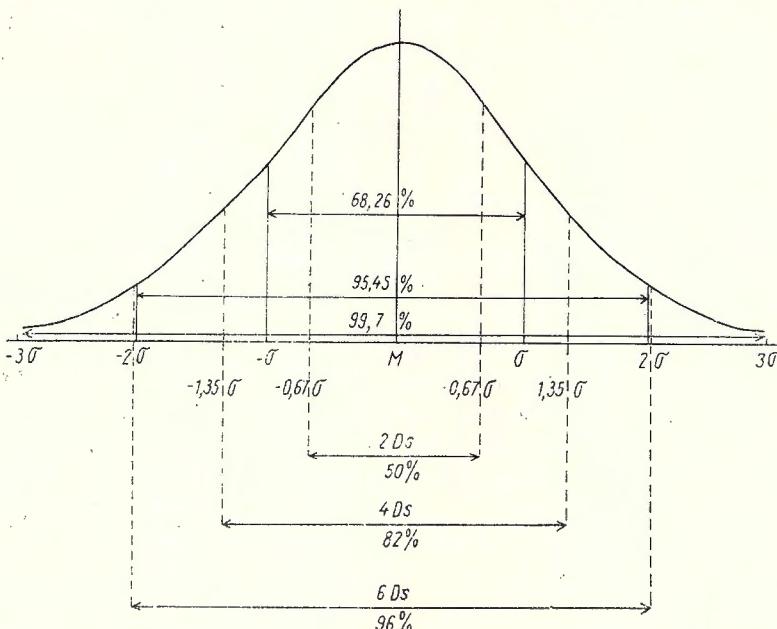


Fig. 2. — Curba normală de distribuție Gauss (Indicele de dispersie probabilă D_s corespunde la $0,6745 \sigma$).

La courbe normale de distribution Gauss (L'indice de dispersion probable D_s correspond à $0,6745 \sigma$).

Indicele de asimetrie intercuartilă (Asi) al distribuției granulelor dintr-un sediment este dat de relația :

$$\text{Asi} = \frac{(\log Q_3 - \log M_d) - (\log M_d - \log Q_1)}{\log Q_3 - \log Q_1}$$

sau de relația :

$$\text{Asi} = \frac{\log Q_3 + \log Q_1 - 2 \log M_d}{\log Q_3 - \log Q_1} \quad (6)$$

care reprezintă altă formă a primei relații. Așa cum este definit, indicele de asimetrie corespunde așa-numitului coeficient de disimetrie utilizat

în statistică-matematică (M. Steinbach, 1961) pentru caracterizarea asimetriei unui sir statistic.

Tinând seamă că $\log Q_3 - \log Q_1 = 2 D_s$ relația de mai sus devine:

$$Asi = \frac{\log Q_3 + \log Q_1 - 2 \log M_d}{2 D_s} \quad (7)$$

Deoarece indicele de asimetrie intercuartilă (Asi) se referă numai la partea centrală a distribuției, este indicat ca în studii de detaliu să se calculeze și un alt doilea indice de asimetrie (Ase) care ține seama și de părțile marginale ale distribuției dat de următoarea relație (similară ca structură cu prima):

$$Ase = \frac{\log C_{91} + \log C_9 - 2 \log M_d}{\log C_{91} - \log C_9}$$

Așa cum se poate observa din formule, valorile indicilor de asimetrie As nu depind de poziția (valoarea) medianei, ci de poziția quartilelor (sau centilelor respective) față de mediană.

Indicii de asimetrie, As, variază teoretic între $+1$ și -1 . Sunt zero cînd distribuția granulelor este perfect simetrică față de mediană (este deci nulă asimetria). Sunt pozitivi și cu atît mai apropiati de 1 cu cît asimetria este mai accentuată spre fracțiunile granulometrice grosiere (fracția grosieră mai slab sortată decît cea fină); sunt negativi și cu atît mai apro-

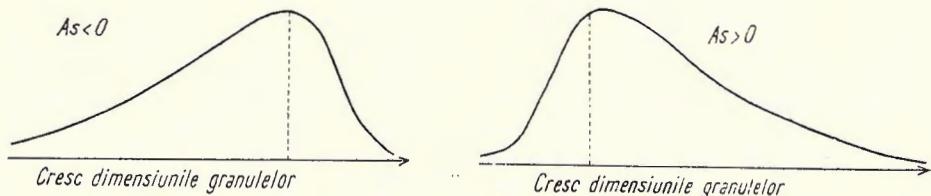


Fig. 3. — Curbe de distribuție asimetrice.
Courbes de distribution asymétriques.

piați de -1 cu cît asimetria este mai accentuată și îndreptată spre fracțiunile granulometrice fine (fracțunea fină mai slab sortată decît cea groziera) (fig. 3).

Dacă cei doi indici de asimetrie au aproximativ aceleași valori la o anumită probă înseamnă că gradul de asimetrie se păstrează aproximativ același pe întreaga distribuție. Adesea însă, mai ales la unele nisipuri, indicele de asimetrie intercuartilă (Asi) este aproape nul sau foarte mic,

în timp ce indicele de asimetrie A_s ia valori sensibil mai mari ; în acest caz granulele sunt repartizate simetric (sau aproape simetric) față de mediană în partea centrală a distribuției și asimetric în părțile marginale ale acesteia.

Indiceii de kurtozis. Din statistică matematică se știe că la un sir statistic cu distribuție simetrică și normală (în comparație cu curba Gauss) 50% din numărul valorilor sunt cuprinse între medie minus abaterea probabilă și medie plus abaterea probabilă, iar 82% din numărul valorilor între medie minus dublul abaterii probabile și medie plus dublul abaterii probabile (fig. 2). În cazul unui sediment a cărui granulometrie îndeplinește condițiile menționate 50% din granule sunt cuprinse în intervalul dintre $\log Q_3$ și $\log Q_1$, iar 82% din particule în intervalul dintre C_{91} și C_9 ; aceste două intervale se pot stabili ușor cu ajutorul curbei cumulative. Primul interval reprezintă (din punct de vedere statistico-matematic) dublul abaterii probabile, iar ultimul quadruplul aceleiași abateri. Dacă dublăm valoarea primului interval și calculăm raportul față de cel de al doilea obținem indicele de kurtozis K_{s1} al distribuției :

$$K_{s1} = \frac{2(\log Q_3 - \log Q_1)}{\log C_{91} - \log C_9} \quad (8)$$

Tinând seama că $\log Q_3 - \log Q_1 = 2 D_s$ relația se mai poate scrie și sub forma :

$$K_{s1} = \frac{4 D_s}{\log C_{91} - \log C_9} \quad (9)$$

Indicelui de kurtozis, K_{s1} , îl se stabilește astfel ca să fie egal cu 1 în cazul unei distribuții perfecte și normale (pentru aceasta s-a luat la numărător de două ori $\log Q_3 - \log Q_1$). Cu cât valorile lui K_{s1} sunt mai abătute față de 1, cu atât mai depărtată este curba de distribuție față de curba de distribuție normală Gauss. Valori ale lui K_{s1} mai mici ca 1 (dar totdeauna pozitive) corespund unei distribuții platycurtice, iar mai mari decât 1 unei distribuții leptocurtice (fig. 4). În mod obișnuit cele mai mari valori nu depășesc cîteva unități.

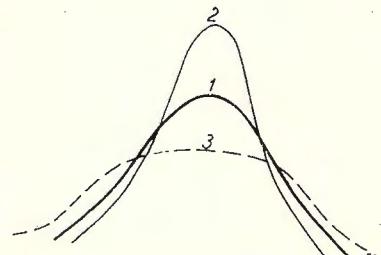


Fig. 4. — Curbe de distribuție cu kurtozis diferit.

1, curba cu distribuție normală (mezocurtică); 2, curbă de distribuție leptocurtică; 3, curbă de distribuție platocurtică.

Courbes de distribution à kurtozis différent.

1, courbe de distribution normale (mésocurtique); 2, courbe de distribution pointue (leptocurtique); 3, courbe de distribution aplati (platocurtique).

Deoarece indicele de kurtozis, K_{s1} , reflectă normalitatea distribuției granulelor fără a ține seamă și de repartiția acestora în părțile marginale ale distribuției respective, este indicat, în cazul cercetărilor de amănunt, să se calculeze și un al doilea indice de kurtozis, K_{s2} , definit de relația :

$$K_{s2} = \frac{3(\log Q_3 - \log Q_1)}{\log C_{98} - \log C_2} \quad (10)$$

sau

$$K_{s2} = \frac{6 D_s}{\log C_{98} - \log C_2} \quad (11)$$

În felul acesta se pot diferenția mai bine sedimentele asemănătoare sub aspectul distribuției granulelor în interiorul acesteia, dar deosebite în zonele marginale.

În relația de mai sus s-a luat de 3 ori diferența dintre cele două quartile deoarece în cazul unei distribuții normale aproximativ 96% din granule (corespunzătoare la $\log C_{98} - \log C_2$) sunt cuprinse între mediana și \pm triplul abaterii probabile. În felul acesta indicele K_{s2} va avea — ca și K_{s1} — valoarea 1 dacă distribuția granulelor este normală și în zonele marginale sau va fi mai mare sau mai mică decât 1 dacă distribuția granulelor nu este normală.

În cazul unor distribuții granulometrice diferite de distribuția normală Gauss, semnificația indicilor de kurtozis menționată poate fi înțeleasă mai ușor dacă calculăm acești indici pentru un material (sediment) nesortat, distribuit uniform, astfel că în diagramea semilogaritmică curba cumulativă corespunzătoare ar fi o linie dreaptă. În acest caz rapoartele :

$$\frac{\log Q_3 - \log Q_1}{\log C_{98} - \log C_2} \quad \text{și} \quad \frac{\log Q_3 - \log Q_1}{\log C_{98} - \log C_2}$$

vor fi proporționale cu rapoartele dintre diferența ordonatelor corespunzătoare, adică respectiv cu $\frac{50}{82}$ și $\frac{50}{96}$, iar indicii de kurtozis vor fi egali¹⁾ cu :

$$K_{s1} = \frac{2 \cdot 50}{82} = 1,22 \quad \text{și} \quad K_{s2} = \frac{3 \cdot 50}{96} = 1,56$$

¹⁾ Indicii K_{s1} și K_{s2} pot fi considerați ca reprezentând și următoarele relații : $K_{s1} = 1,22 \frac{m_2}{m_1}$ sau $K_{s2} = 1,56 \frac{m_3}{m_1}$, m_1 , m_2 și m_3 fiind coeficienții unghiulari ai dreptelor obținute prin unirea punctelor de pe curba cumulativă ce corespund respectiv ordonatelor 25 și 50%, 9 și 91% și 2 și 98%.

Toate curbele cumulative care au ramura inferioară sub iar cea superioară deasupra liniei drepte diagonale prezintă $K_{S1} < 1,22$ și $K_{S2} < 1,56$. În figura 5 a fost trasată și o curbă cumulative corespunzătoare unei distribuții normale (cu $K_{S1} = 1$ și $K_{S2} = 1$).

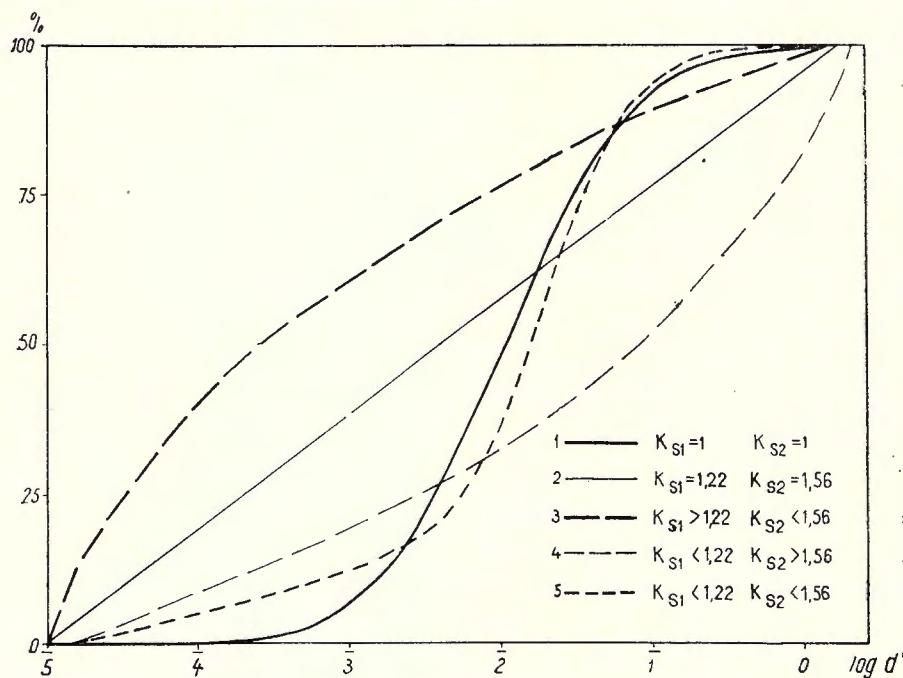


Fig. 5. — Curbe cumulative cu diferenți indici de kurtozis.

Corubes cummulatives à différents indices de kurtozis.

În tabelul 1 se redă o schemă de înregistrare a datelor necesare calculului indicilor granulometrici descriși și cîteva exemple calculate astfel.

Cîteva date referitoare la indicii granulometrici ai unor sedimente variate sunt prezentate în tabelul 2. Se observă din acest tabel diferențe apreciabile în valorile pe care le iau acești indici în cazul sedimentelor diferite ca geneză și granulometrie. Pentru comparație se dau în tabel și valorile So și Sk.

TABE

Schemă de înregistrare a datelor necesare pentru

Proba	Diametrul		Modul Mo mm	Mediana Md		Cuartile	
	maxim mm	minim mm		log Md	mm	log Q ₃	log Q ₁
10—Sud Sulina (nisip marin)	0,5	0,02	0,15	-0,84	0,144	-0,76	-0,92
.....							
.....							
2 km W Constanța (loess)	0,2	—	0,04	-1,90	0,0126	-1,48	-2,96

Relațiile dintre indicii granulometrii propuși și alți coeficienți granulometrici

Între indicii granulometrii de dispersie (D_s) și de asimetrie intercuartilă (A_{si}) pe de o parte și coeficientul de sortare (S_o) și de asimetrie (S_k) după T r a s k , de altă parte, există o strânsă legătură ce se poate exprima prin relații matematice.

Dacă logaritmăm relația (1) se obține :

$$\log S_o = \frac{1}{2} (\log Q_3 - \log Q_1)$$

Partea două a acestei ecuații este însă D_s ; prin urmare

$$D_s = \log S_o \quad (12)$$

și respectiv

$$S_o = \text{antilog } D_s \text{ (sau } S_o = 10^{D_s}) \quad (13)$$

Fiind o formă logaritmică a lui S_o , indicele D_s are avantajul față de S_o că valorile pe care le capătă permite detalierea domeniului cu sortare accentuată, adică tocmai a domeniului cel mai interesant din punct de vedere geologic.

Dacă logaritmăm și relația (2), se obține :

$$\log S_k = \log Q_3 + \log Q_1 - 2 \log M_d$$

Comparînd partea două a acestei ultime relații cu relația (6) care definiște pe A_{si} , constatăm că ea reprezintă numărătorul acesteia. Dacă în relația (6) înlocuim și la numitor pe D_s cu S_o obținem :

$$A_{si} = \frac{\log S_k}{2 \log S_o} \quad (14)$$

LUL 1

calculul indicilor granulometrii pe cale grafică

Centile				Indice de dispersie probabilită Ds	Indici de asimetrie		Indici de kurtozis		So (antilog Ds)	Sk (antilog 2DsAsi)
log C ₉₁	log C ₉	log C ₉₈	log C ₂		Asi	Ase	Ks1	Ks2		
-0,70	-0,97	-0,48	-1,04	0,08	0	0,04 (≈ 0)	1,19	0,86	1,20	1
-1,31	-4,36	-1,14	-4,88	0,74	-0,43	-0,61	0,97	1,15	5,5	0,23

sau :

$$\text{Asi} = \frac{\log \text{Sk}}{2 \text{Ds}} \quad (15)$$

Din aceste relații rezultă de asemenea că :

$$\log \text{Sk} = 2 \text{Asi} \log \text{So} \quad (16)$$

sau :

$$\log \text{Sk} = 2 \text{Ds} \text{Asi} \quad (17)$$

de unde :

$$\text{Sk} = \text{antilog } 2 \text{Ds Asi} \text{ (sau } \text{Sk} = 10^2 \text{Ds Asi}) \quad (18)$$

Ultimele relații arată că $\log \text{Sk}$ are întotdeauna același semn cu Asi ($\log \text{So}$ sau Ds fiind numai valori pozitive), iar Sk are valori subunitare dacă Asi este negativ și supraunitare dacă Asi este pozitiv; cînd $\text{Asi} = 0$, $\log \text{Sk}$ este de asemenea nul, iar $\text{Sk} = 1$.

Dacă transformăm relația (16) treoînd de la logaritmi la numere obținem :

$$\text{Sk} = \text{So}^2 \text{Asi} \quad (19)$$

Din această relație (19), ca și din cele anterioare rezultă că valoarea lui Sk depinde în același timp de valorile lui So și Asi . Cînd $\text{Asi} = 0$, Sk ia valori mai mari ca 1, devenind egal cu So pentru $\text{Asi} = 0,5$ sau egal cu So^2 pentru $\text{Asi} = 1$; dacă Asi este negativ Sk ia valori mai mici ca 1, devenind egal cu $\frac{1}{\text{So}}$ pentru $\text{Asi} = -0,5$ sau cu $\frac{1}{\text{So}^2}$ pentru $\text{Asi} = -1$.

TABELUL 2
Indici granulometrii ai unor sedimente

PROBA	Diametrul			Modul			Mediana			Indice de dispersie probabilă			Indici de asimetrie			Indici de kurtozis		
	maxim mm	minim mm	mm	Mo mm	Md mm	mm	Asi	Ase	ksi	Ks2	S0	Sk						
Nisip marin (10, S Sulina)	0,5	0,02	0,15	0,144	0,08	0	0	0	1,19	0,86	1,20	1						
Nisip marin (64, Grindul Sărăturile)	0,5	0,01	0,15	0,141	0,09	0,06	0,03	1,13	0,42	1,22	1,03							
Nisip "Bruxellien" (808, Pomer 1961)	0,5	0,06	0,18	0,195	0,05	0,11	0,12	1,10	1,00	1,12	1,07							
Nisip "Lédién" (807, Pomeroi, 1961)	1,0	0,05	0,100	0,12	0,25	0,31	0,93	—	—	1,32	1,14							
Nisip de dună (Pădurea Ivezii)	1,0	—	0,15	0,158	0,18	0,14	-0,17	0,75	0,15	1,50	1,13							
Nisip fluvial (2, Lunca Dimboviței)	6,0	—	0,15	0,174	0,20	0,20	—	—	—	—	1,60	1,22						
Nisip lutos (Preajba)	2,0	—	0,15	0,144	0,32	-0,11	0,03	0,44	0,43	2,10	0,85							
Lut nisipos aluvial (Chișinău Criș)	2,0	—	0,08	0,071	0,33	-0,37	-0,66	0,53	0,49	2,15	0,56							
Lut de terasă (Găvojdia)	2,0	—	0,04	0,044	0,57	-0,18	-0,72	0,68	0,74	3,76	0,61							
Loess (N Babadag)	0,2	—	0,04	0,020	0,54	-0,63	-0,73	0,77	0,87	3,46	0,22							
Loess (W Constanța)	0,2	—	0,04	0,013	0,74	-0,43	-0,61	0,97	1,15	5,5	0,23							
Argilă (fluvio-lacustă) (Prejmer)	2,0	—	—	0,00170	0,98	-0,13	-0,16	1,24	1,55	9,55	0,54							
Argilă fluvio-lacustră (S Buzău)	0,6	—	—	0,00079	1,01	0,07	0,02	1,13	1,52	10,2	1,40							
Argilă roșie (Dobrogea)	0,5	—	—	0,00021	1,00	0,31	—	1,31	1,73	10	4,16							
Argilă lacustră (Cheilegevici)	0,1	—	—	0,00017	0,61	0	0,13	1,07	1,13	4,07	0,99							

Relația (19) permite de asemenea să înțelegem mai bine semnificația coeficientului Sk. Se observă din relație că la aceeași asimetrie (Asi = constant), Sk ia valori variabile care depind de mărimea lui So ; Sk nu poate fi deci, prin sine, o măsură a asimetriei distribuției granulelor. Numai la sedimente cu același coeficient de sortare, Sk ia valori care variază în raport cu asimetria distribuției granulelor. Rezultă deci și din această examinare că coeficientul de asimetrie Sk nu ia valori care să permită aprecierea corectă a asimetriei, datorită faptului că la aceeași asimetrie valorile sunt variabile, dependente de valorile lui So, diferite de la un sediment la altul ; acest fapt îngreunează mult examinarea comparativă a sedimentelor, valorile lui Sk neavând o semnificație generală. Pentru a evita acest lucru, făcând ca valorile coeficientului de asimetrie Sk să nu mai fie dependente de So, este suficient să divizăm valorile lui Sk prin So^2 (valoarea limită a lui Sk) sau, în relația logaritmică (16), prin $2\log So$; se ajunge astfel la o nouă formă de coeficient granulometric care însă nu este altul decât indicele de asimetrie (Asi) definit de noi și caracterizat anterior. Această analiză matematică subliniază caracterul general al indicelui de asimetrie, Asi, și avantajul utilizării lui.

Între indicii granulometrii propuși de noi și indicii lui W. C. K r u m b e i n sau C h. P o m e r o l există de asemenea relații matematice. Legătura între indicii noștri și cei stabiliți de K r u m b e i n este dată de următoarele relații :

$$Ds = \frac{Qd\varphi}{3,33} \quad (20) \quad \text{sau} \quad Qd\varphi = 3,33 Ds \quad (21)$$

$$Asi = - \frac{Asq}{Qd\varphi} \quad (22) \quad \text{sau} \quad Asq = - 3,33 Ds Asi \quad (23)$$

În care Asq și $Qd\varphi$ sunt exprimați în unități φ (cologaritmi în baza 2).

Corelația cu indicii introdusi de P o m e r o l este dată de următoarele relații :

$$Ds = \frac{Hq}{10} \quad (24) \quad \text{sau} \quad Hq = 10 Ds \quad (25)$$

$$Asi = - \frac{Asq}{Hq} \quad (26) \quad \text{sau} \quad Asq = - 10 Ds Asi \quad (27)$$

În aceste relații Hq și Asq sunt exprimați în unități α (cologaritmi în baza $\sqrt[10]{10}$).

TABELUL 3
Indicii granulometrii

Indicele granulometric	Modul de stabilire sau de calcul	Limite de variație	Semnificația
Diametrul maxim	Prin analiza granulometrică sau din diagramă		Arată limitele între care variază mărimea particulelor. Împreună cu mediana dă indicații asupra granulometriei sedimentului.
Diametrul minim			
Modulul, M_o			
Mediana, M_d	Din grafic (abscisa corespunzătoare punctului cu ordonata 50% pe curba cumulativă)		Reprezintă dimensiunile în jurul cărora tind să se grupeze granulele din sediment.
Indicele de dispersie probabilă, D_s	$D_s = \frac{\log Q_3 - \log Q_1}{2}$	De la zero la cîteva unități	Arată gradul de dispersie (de neuniformitate) a granulelor față de mediană și respectiv gradul de sortare a sedimentului. $D_s = 0$: sortare maximă, dispersie minimă (nulă) $D_s > 1$: sortare minimă, dispersie foarte accentuată.
Indicii de asimetrie, A_{si} și A_{se}	$A_{si} = \frac{\log Q_3 + \log Q_1 - 2\log M_d}{\log Q_3 - \log Q_1}$ sau $A_{si} = \frac{\log Q_3 + \log Q_1 - 2\log M_d}{2 D_s}$ $A_{se} = \frac{\log C_{91} + \log C_9 - 2\log M_d}{\log C_{91} - \log C_9}$	De la -1 la +1	Arată asimetria (respectiv simetria) distribuției granulelor față de mediană în partea centrală (A_{si}) sau și marginală (A_{se}) a distribuției. $A_{si} = 0$: simetrie perfectă (asimetrie nulă) $A_{si} \neq 0$: asimetrie As pozitiv: fracția grosieră mai slab sortată decit cea fină. As negativ: fracția fină mai slab sortată decit cea grosieră.

(continuare) TABELUL 3

Indicele granulometric	Modul de stabilire sau de calcul	Limite de variație	Semnificația
Indicii de kurtozis : Ks1 și Ks2	$Ks1 = \frac{2(\log Q_3 - \log Q_1)}{\log C_{91} - \log C_9}$ sau $Ks1 = \frac{4 Ds}{\log C_{91} - \log C_9}$ $Ks2 = \frac{3(\log Q_3 - \log Q_1)}{\log C_{98} - \log C_2}$ sau $Ks2 = \frac{6Ds}{\log C_{98} - \log C_2}$	De la zero la cîteva unități	Arată boltirea curbei de distribuție a granulelor în comparație cu curba normală Gauss în cazul distribuțiilor relativ simetrice. Ks = 1 : distribuție normală Ks > 1 : distribuție leptocurtică (curbă ascuțită) Ks < 1 : distribuție platicurtică (curbă turtită)

Observații : 1. Log Q₃ și log Q₁ reprezintă abscisele corespunzătoare punctelor de pe curba cumulativă cu ordonata 75% și 25%, iar log C₉₁, log C₉, log C₉₈ și log C₂ abscisele corespunzătoare punctelor de pe curba cumulativă cu ordonantele 91, 9, 98 și 2%.
 2. Între indicii granulometrii din tabel și alți coeficienți granulometrii utilizati în literatură există relațiile notate în text cu (12)–(16) și (20)–(27).

Faptul că la calculul indicilor granulometrii propuși de noi se lucrează direct cu cifre logaritmice zecimale (în timp ce la calculul lui So și Sk se utilizează cifre obișnuite) nu constituie o îngreunare a modului de calcul, deoarece însăși curba cumulativă pe baza căreia se stabilesc acești indici este construită tot în scară logaritmică zecimală ; dimpotrivă, diferențele dintre quartile sau centile care intră în calcul se pot „citi“ direct pe diagramă (eventual prin intermediul unui compas), ceea ce înlesnește mult munca de prelucrare a datelor. Calculul indicilor granulometrii cu ajutorul logaritmilor zecimali prezintă, de asemenea, avantajul — față de indicii lui Krumb ein sau Pomerol — că nu mai este necesară introducerea unor parametri logaritmici de tipul φ sau α, în funcție de seria de site utilizată la analiza granulometrică ; modul de calcul cu logaritmi zecimali se poate aplica la orice sistem de clasificare a fracțiunilor granulometrice, chiar dacă între dimensiunile diferitelor fracțiuni granulometrice nu există un anumit raport.

Concluzii. Rezumînd cele expuse redăm sub formă tabelară sistemul de indici granulometrici stabiliți pe cale grafică, pe care îi propunem pentru caracterizarea sedimentelor (tabelul 3); tabelul cuprinde limitele de variație ale indicilor granulometrici și indicațiile generale asupra semnificației fiecărui indice.

Sistemul de indici propus constituie un ansamblu unitar foarte util pentru caracterizarea și compararea diferențelor distribuții ale granulelor ce alcătuiesc diferențele sedimente, distribuții care reflectă condițiile de formare ale sedimentelor respective. Sistemul de indici propus caracterizează distribuția sub aspectul mediei, dispersiei granulelor față de medie și formei curbei de distribuție a granulelor (asimetrie și kurtozis).

Existența unor relații matematice între indicii granulometrici propuși în sistemul nostru și coeficienții de sortare și de asimetrie (S_0 și S_k) sau alți coeficienți granulometrici utilizați în literatură permite ușor trecerea de la un sistem de indici la altul; acest lucru este deosebit de important deoarece pot fi reinterpretate oricînd orice date din literatură, după un sistem sau celălalt.

Indicele de dispersie probabilă propus în sistemul nostru are de asemenea avantajul că poate fi comparat cu cel dedus prin calculul statisticomatematic, deoarece D_s este egal cu $0,6745\sigma$, σ fiind abaterea medie patrată (abaterea standard).

Utilizarea celor doi indici de asimetrie permite, de asemenea, aprecierea asimetriei repartizării granulelor nu numai în partea centrală, ci și în părțile marginale ale distribuției respective.

BIBLIOGRAFIE

- Cailleux André (1954) Limite dimensionale et noms des fractions granulométriques. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 6, 4, pp. 643—646.
- Krumbein W. C. (1934) Size frequency distribution of sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 4, pp. 65—77.
- Krumbein W. C. (1938) Size frequency distribution of sediments and the normal curve. *J. Sediment. Petrol.*, 18, pp. 84—90.
- Krumbein W. C., Sloss L. L. (1960) Stratigrafia i osadkoobrazovanie (traducere din l. engleză: Stratigraphy and Sedimentation, 1956). *Gostoptehizdat*. Moscova.
- Pettijohn F. (1957) Sedimentary rocks, ed. II. Harper-Brothers. New York.
- Pomerol Ch. (1961) Étude sédimentologique et micropaléontologique de Sables bruxellois et lédiens à Forest. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, LXX, 2, pp. 151—165. Bruxelles.

- Pomerol Ch. (1963) Representation graphique des granulométries de sables exécutées avec la série de tamis Afnor. *Cahiers géologiques*, 72—73, pp. 813—818.
- Popovăt M. (1936) Indices de texture des sédimentes. *Ac. Roumaine, Bull. Sect. Scient.*, XVIII, 67.
- Ruhin L. B. (1961) Osnovî litologhii. *Gostoptehizdat*. Leningrad.
- Steinbach M. (1961) Prelucrarea statistică în medicină și biologie. *Ed. Acad. R.P.R.*, București.
- Udden J. A. (1914) Mechanical composition of clastic sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 25, pp. 655—744.

UN SYSTÈME D'INDICES GRANULOMÉTRIQUES POUR LA CARACTÉRISATION DES SÉDIMENTS

PAR

N. FLOREA

(Résumé)

En vue d'une caractérisation synthétique des sédiments nous proposons un système d'indices granulométriques calculés au moyen de la courbe cumulative interprétée sur la base de la statistique mathématique. Les indices proposés reflètent la distribution des granules de sédiment sous leurs trois aspects principaux : la moyenne, la distribution des granules (asymétrie et kurtozis). Les indices, établis en échelle logarithmique décimale dans laquelle est représentée aussi la distribution des particules rendent superflue l'introduction de paramètres du type Φ (Krumbein) ou α (Pomerol); l'utilisation du calcul à logarithmes décimaux nous permet d'établir directement les indices granulométriques. Ces indices sont : le diamètre maximum, le diamètre minimum, le module (M_0), la médiane (M_d), l'indice de dispersion probable (D_s), les indices d'asymétrie (A_{si} et A_{se}) et les indices de kurtozis (K_{s1} et K_{s2}). La définition et la signification des indices dans le système proposé sont exprimées dans le tableau ci-joint.

Entre les principaux indices granulométriques proposés et les coefficients de classement (S_0) et d'asymétrie (S_k) (Trask, 1932) il y a des relations mathématiques marquées dans le texte de (12) à (16). Les relations (20) à (23) définissent la relation avec les indices Krumbein et les relations (24) à (27) — celle avec les indices Pomerol.

TABLEAU
Indices granulométriques

Indice granulométrique	Mode de détermination ou de calcul	Limites de variation	Signification
Diamètre maximum	Par analyse granulométrique ou du diagramme		Indique les limites entre lesquelles varie la dimension des particules. Avec la médiane indique sur la granulométrie du sédiment.
Diamètre minimum			
Module, Mo			
Médiane, Md	Du graphique (l'abscisse correspondant au point avec l'ordonnée 50% sur la courbe cumulative)		Représente les dimensions autour desquelles tendent à se grouper les granules du sédiment.
L'indice de dispersion probable, Ds	$Ds = \frac{\log Q_3 - \log Q_1}{2}$	De zéro à quelques unités	Indique le degré de dispersion (d'hétérométrie) des granules par rapport à la médiane et respectivement le degré de classement du sédiment. Ds = 0 : classement maximum, dispersion minimum (nulle) Ds > 1 : classement minimum, dispersion très accusée.
Les indices d'asymétrie, Asi et Ase	$\begin{aligned} Asi &= \frac{\log Q_3 + \log Q_1 - 2\log Md}{2} \\ &= \frac{\log Q_3 - \log Q_1}{2} \end{aligned}$ <p>ou :</p> $\begin{aligned} Asi &= \frac{\log Q_3 + \log Q_1 - 2\log Md}{2 Ds} \\ &= \frac{\log C_{91} + \log C_9 - 2\log Md}{2 Ds} \\ &= \frac{\log C_{91} - \log C_9}{2 Ds} \end{aligned}$	De - 1 à + 1	Indique l'asymétrie (respectivement la symétrie) de la distribution des granules par rapport à la médiane dans la partie centrale (Asi) ou bien marginale (Ase) de la distribution. As = 0 : symétrie parfaite (assymétrie nulle) As ≠ 0 : asymétrie As positif : fraction grossière plus faiblement classée que celle fine As négatif : la fraction fine plus faiblement classée que celle grossière

Indice granulométrique	Mode de détermination ou de calcul	Limites de variation	Signification
Les indices de kurtozis: K_{s1} et K_{s2}	$K_{s1} = \frac{2(\log Q_3 - \log Q_1)}{\log C_{91} - \log C_9}$ ou : $K_{s1} = \frac{4 D_s}{\log C_{91} - \log C_9}$ $K_{s2} = \frac{3(\log Q_3 - \log Q_1)}{\log C_{98} - \log C_2}$ ou : $K_{s2} = \frac{6 D_s}{\log C_{98} - \log C_2}$	De zéro à quelques unités	Indique l'allure de la courbe de distribution des granules par rapport à la courbe normale Gauss au cas des distributions relativement symétriques. $K_{s1}=1$: distribution normale $K_{s1}>1$: distribution leptocurtique (courbe pointue) $K_{s1}<1$: distribution platicurtique (courbe aplatie)

- Observations :* 1. Log Q_3 et log Q_1 représentent les abscisses correspondant aux points de la courbe cumulative avec l'ordonnée 75% et 25%, et log C_{91} , log C_9 , log C_{98} et log C_2 les abscisses correspondant aux points de la courbe cumulative avec les ordonnées 91, 9, 98 et 2%.
2. Entre les indices granulométriques du tableau et d'autres coefficients granulométriques utilisés en littérature les relations sont celles notées dans le texte par (12) à (16) et (20) à (27).

L'existence de relations mathématiques simples entre les indices granulométriques proposés et les coefficients de classement et d'asymétrie, utilisés dans la littérature, permet que les valeurs établies suivant un système soient exprimées par un autre et facilite l'interprétation des données existentes.

L'indice de dispersion probable proposé (D_s) a l'avantage de pouvoir être comparé à celui déduit au moyen de la statistique mathématique puisque D_s est égal à $0,6745\sigma$, σ étant l'écart moyen carré (écart standard).

L'utilisation de deux indices d'asymétrie permet, également, d'apprécier l'asymétrie des granules tant dans la partie centrale que dans celles marginales de la distribution granulométrique respective.

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LIII/1 (1965—1966)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROGRAFIC AL BANATITELOR
DIN PARTEA DE SUD A MUNȚILOR BIHOR (MUNȚII APUSENI)¹⁾

DE

R. JUDE, A. ȘTEFAN²⁾

Abstract

Contributions to the Petrographic Study of the Banatites in the Southern Part of the Bihor Mountains (Apuseni Mountains). In the southern part of the Bihor Mountains the magmatism connected with the Laramian orogenesis generated a series of rocks of dioritic, granodioritic and granitic composition. The differentiation of the magma from which these rocks proceed occurred generally in the direction of an increase in acidity. The lamprophyric rocks more recent than the whole banatite series appear in connection with a system of deep fractures, and proceed from a contaminated basaltic magma.

Corpurile banatitice din partea de sud a munților Bihor se încadrează în zona cu magmatism laramic bine dezvoltat în vestul țării.

Cercetările anterioare oferă date sumare cu privire la aceste intruziuni, de aceea considerăm necesară prezentarea unor date noi, obținute în urma cenoetărilor din 1964, în cadrul Întreprinderii „Prospecționi“ a Comitetului Geologic.

Regiunea cercetată cuprinde cele mai importante iviri de banatite dintre râul Arieșul Mic la nord și Crișul Alb la sud, dispuse într-o zonă alungită de la nord-est spre sud-vest, limitată la est de satul Tîrsa, muntele Găina și satul Obîrșa, iar spre vest de Muntele Rotund, valea Luncașorei, satele Cristești și Bănești (vezi planșa).

¹⁾ Comunicare în ședință din 15 aprilie 1966.

²⁾ Institutul de Geologie-Geografie al Academiei Republicii Socialiste România, str. Dr. Burghela nr. 1. București.

Cercetările anterioare efectuate în această regiune au fost îndreptate în special asupra rocilor cristaline. Dintre acestea menționăm pe cele ale lui P. Rozloznik (1906, 1907), D. Giușcă (1937), R. Dimitrescu (1958), C. Ionescu (1962) și Angela Rafale (1962).

Informații asupra vîrstei depozitelor sedimentare se găsesc în lucrarea lui P. Rozloznik (1906, 1907), D. Giușcă (1937), R. Dimitrescu M. Lupu și Denisa Lupu, și Gh. Mantea și colaboratorii¹⁾.

Observațiuni cu privire la banatite se întâlnesc în lucrările lui P. Rozloznik (1906, 1907), D. Giușcă (1937), I. Jelinek (1937) și C. Ionescu (1962).

Scurtă caracterizare geologică

Regiunea studiată cuprinde formațiuni metamorfice, sedimentare și eruptive.

Formațiunile metamorfice se dezvoltă în partea de nord și nord-est a regiunii, precum și la nord-vest, în bazinul văii Luncșoara. În cuprinsul acestor formațiuni, ca și autorii anteriori, am separat seria de Biharia, seria de Muncel, seria de Păiușeni și seria șisturilor verzi.

Seria de Biharia prezintă o dezvoltare mai mare în partea de nord, pe rîul Arieșul Mic, unde stă în raport anormal cu seria șisturilor verzi și suportă seria de Păiușeni sau seria de Muncel; cu o dezvoltare mai redusă, ea apare de asemenea la Luncșoara, pe Rîul Mic. Seria de Biharia este compusă, în principal, din șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, în care sănt intercalate șisturi cuarțo-feldspatice (= gnaisse albítice), ortoamfibolite și calcare cristaline.

¹⁾ M. Lupu, Denisa Lupu. Raport asupra cartărilor geologice pentru harta 1:100.000 în regiunea muntele Găina (Munții Apuseni). 1958. Arh. Com. Stat. Geol.

M. Lupu, Denisa Lupu, Em. Antonescu, S. Bordea, Gh. Mantea. Raport asupra cartărilor geologice pentru harta 1:100.000, foile Brad și Muntele Mare. 1959. Arh. Com. Stat. Geol.

Gh. Mantea, Em. Antonescu, Ștefana Balș, S. Bordea, Iosefină Bordea, V. Georgescu, R. Puricel, C. Tomescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi în regiunea Hălmagiu-Bulzești și Buceș-Vulcan (Munții Metaliferi). 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

Gh. Mantea, Em. Antonescu, Iosefină Bordea, S. Bordea, V. Georgescu, R. Puricel. Raport geologic asupra pospecțiunilor pentru hidrocarburi în reg. Abrud, Aiud, Alba Iulia, Orăștie. 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

Seria de Muncel se dezvoltă în partea de est și sud-est a muntelui Găina și pe văile Luncșoara și Râul Mic. Această serie este reprezentată prin șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase, cuarțite negre, porfiroide și granite gnaisice.

Seria de Păiușeni, constituită din conglomerate metamorfozate (sernifite) cu intercalații de filite violacee, apare în zona superioară a râului Arieșul Mic, stând transgresiv peste seria de Biharia.

Seria șisturilor verzi este alcătuită din filite și gresii slab metamorfozate precum și din metadiabaze. Rocile acestei serii au fost considerate de R. Dimitrescu (1958) de vîrstă carboniferă. Seria șisturilor verzi, suprind anormal seria de Biharia, se întâlnește pe Arieșul Mic și pe cîțiva afluenți ai acestuia.

F o r m a ț i u n i l e s e d i m e n t a r e din această regiune se repartizează în mod neegal Cretacicului inferior, Cretacicului superior, Pliocenului și Cuaternarului.

Cretacicul inferior, reprezentat prin Barremian¹⁾ apare în partea de sud a regiunii, începînd din valea Hălmagiului spre est pînă la Obîrșa. Aici formațiunile barremiene stau peste rocile din complexul ofiolitic. Alte iviri sunt cele de pe valea Trestieei (Ederii) de la Sîrbi și din cursul mijlociu al văii Obîrșa. Barremianul este reprezentat prin șisturi argiloase negricioase cu intercalații de marno-calcare și gresii cu vine de calcit, cît și prin marne, marne grezoase în plăci și gresii calcaroase.

M. Lupu și Denisa Lupu, și G. Mantea și colaboratorii au separat Senonianul inferior de Senonianul superior.

Senonianul inferior, transgresiv peste fundamentul cristalin, apare în nordul regiunii: în dealul Lespezi, în dealul Horghii, Godeanul și în continuare spre est și sud, pe sub vîrful Găina. La vest se dezvoltă pe văile Râul Mic și Luncșoara. Senonianul inferior cuprinde un orizont de conglomerate și conglomere breciforme și un orizont de marne și gresii cenușii. Orizontul marnelor și gresiilor cenușii, cu caracter flișoid, are la partea lui inferioară un nivel de marno-calcare cu impresiuni de lamellibranchiate și forme de corali. Vîrstă acestor formațiuni este cuprinsă în intervalul Santonian-Maestrichtian inferior (M. Lupu, Denisa Lupu, 1962).

Senonianul superior, cu răspîndirea cea mai largă, apare de la Muntele Rotund și Găina către sud pînă la Obîrșa. Este constituit din argile

¹⁾ M. Lupu, G. Mantea et al. — *Op cit.* pag. 78.

și marne argiloase, intens cutate, zdrobite, cu rare intercalății de gresii cua-toase micacee și conglomerate. În masa rocilor pelitice sunt insedimentate blocuri de gresii, marne și cuart rulat. Acestor formațiuni cu aspect de molasă li s-a atribuit vîrstă maestrichtian-superioară¹⁾). Este de menționat că în masa acestor roci se găsesc fragmente rulate de riolit, andezit și microdiorit, aparținând probabil, eruptiunilor subhercineice (D. Giușcă et al. 1965).

Pliocenul, constituit din pietrișuri, nisipuri și argile, ocupă extremitatea de sud a regiunii, marcând marginea bazinei neogen al Hălmagiului.

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin conuri de dejecție și prin aluviuni.

Formațiunile eruptive din cuprinsul regiunii aparțin seriei ofiolitice — mezozoice, provinciei banatitice și vulcanismului neogen.

Complexul rocilor ofiolitice mezozoice se dezvoltă aproape continuu din valea Hălmagiului către est pînă la Obîrșa. Este reprezentat prin curgeri de bazalte, adesea cu textură amigdaloidă, prin dolorite și andezite, asociate cu silicolite și calcare.

Rocile banatitice formează câteva masive intrusive de diorite și microdiorite, porfire microdioritice, granodiorite și porfire granodioritice, în jurul căroră apar numeroase apofize, silluri și dyk-uri de andezite, dacite și riolite. O categorie aparte de roci o formează filoanele de lamprofire și bazalte. Modul discontinu de apariție al corpurilor mai mari de banatite, prezența numeroaselor apofize, silluri și dyk-uri în jurul lor, precum și dezvoltarea langă a zonelor de influență exomorfică, arată că ne aflăm în cupola unei intruziuni majore. Corpurile intrusive mai mari sunt formate din diorite și granodiorite, la care se remarcă o variație în ceea ce privește structura rocii care devine mai fin granulară spre contactul cu rocile înconjurătoare.

Între valea Luncșoarei și valea Hălmagiului, pe o distanță de aproximativ 3 km, apare unul dintre cele mai reprezentative corperi intrusive din regiune, mascat în parte de formațiuni sedimentare cornificate. În zonele de contact ale acestui corp cu formațiunile sedimentare cretacice se remarcă microdiorite care trec gradat către interiorul corpului la diorite și gabro-diorite. Structura corpului dioritic este complicată ulterior de o intru-

¹⁾ M. Lupu, G. Mantea și colab. Rapoarte geologice de prospecție. 1959—1963. Arh. Com. Stat. Geol.

ziune de granodiorite care se dezvoltă central, având limite nete cu dioritele și cu microdioritele (vezi planșa).

Mai la sud, spre Hălmăgel, tot pe valea Luncșoarei, alte două intruziuni de granodiorite vin în contact cu microdioritele doar în partea lor nordică și estică. La Obîrșa, un corp de microdiorite quartifere este străbătut de granodiorite, acesta din urmă având caracterele unui adamellit. Tot caracter adamellitic prezintă și corpul de granodiorite de la Hălmăgel. Caracterul adamellitic al unor granodiorite rezultă și din proiecția pe diagrama Iohannsen (fig. 1).

Microdioritele de pe muntele Găina, conturate pe hărțile anterioare sub formă unui corp unitar, reprezentă de fapt cîteva apariții din cupola unei intruziuni situată mai în adîncime.

Menționăm de asemenea cîteva iviri de diorite amfibolice, sub vîrful Găina (La Tîrg). Structura corpului dioritic din muntele Găina este complicată ulterior de venirea unor silluri de riolite.

Porfirele granodioritice alcătuiesc o pînză intrusivă orientată în lungul văii Hălmagiului pe circa 5 km, cu direcția NE-SW înclinind către SE. Caracterul tabular al acestui corp rezultă foarte bine din datele cartografice. În zonele marginale, structura porfirică este mai accentuată, roca prezentînd caracterul unui dacit.

Tot ca pînze intrusive și silluri se prezintă și riolitele de pe valea Toha și valea Divaia. Pe alocuri aceste roci devin mai grăunțoase și trec la porfire granitice. Pe Arieșul Mic și pe valea Hălmagiului, la sud de Hărăști și la Bâncești, riolitele apar sub formă de filoane și silluri, iar la Obîrșa ca apofize ale unui corp intrusiv principal.

Porfirele microdioritice apar în nordul regiunii: pe valea Arieșului, valea Divaia, valea Toha și valea Hălmagiului sub formă de filoane, precum și sub formă unor corperi mai dezvoltate, neregulate, în dealul Horghii și pe creasta muntelui Găina. Aceste roci străbat riolitele și sunt străbătute la rîndul lor de filoane de lamprofire și bazalte.

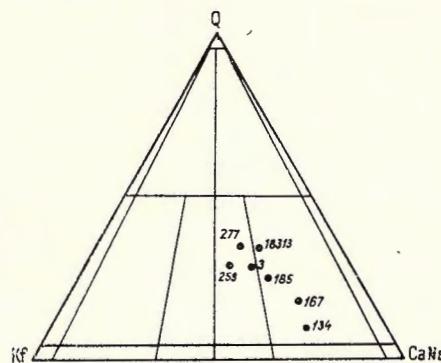


Fig 1 — Proiecția banatitelor după metoda Johannsen

Projection des banatites selon la méthode Johannsen

Andezitele și dacitele formează dyk-uri și silluri în versantul stâng al Râului Mic, în valea Bunetii (Luncșoara), în dealul Cristeștilor și la izvoarele văii Hălmagiului, precum și numeroase apofize în apropierea masivelor intrusive de la Hălmăgel și Obîrșa.

Filoanele de lamprofire și bazalte încheie ciclul erupțiunilor banatitice și pun totodată în evidență existența unor fracturi mai noi, post-senoniene, cu orientarea nord-vest — sud-est. Aceste filoane străbat toți termenii de roci banatitice din regiune și în mod logic, ne punem întrebarea dacă nu cumva ele ar deschide ciclul erupțiunilor neogene. Astfel de filoane apar atât izolat cît și grupate în sisteme de filoane paralele. Dintre acestea menționăm pe cele de pe Arieșul Mic, valea Divaia, Râul Mic, valea Hălmagiului, valea Luncșoarei și pe cele din valea Trestiei și de la izvoarele văii Obîrșa.

Din cele prezentate mai sus rezultă că intruziunile banatitice din regiune încep cu diorite și microdiorite cărora li se asociază roci andezitice. Urmează o suita de roci granodioritice cu treceri spre adamellite, porfire granodioritice, dacite, riolite și porfire granitice. O modificare în evoluția magmatismului este arătată de porfirele microdioritice care străbat riolitele. În sfîrșit, ultimele produse sunt rocile filoniene lamprofirice și bazaltice.

Produsele vulcanice neogene apar sporadic în partea de sud a regiunii, între localitățile Hălmăgel și Tîrnovița. Ele stau peste complexul ofiolitic sau peste depozitele sedimentare cretacice și sunt acoperite parțial de depozitele pliocene. Aceste roci sunt reprezentate prin depozite piroclastice, constituite din cinerite psamitice și cinerite lapilice cu fragmente de andezite piroxenice. Pirolastitele neogene ar putea proveni fie din centrele vulcanice de la Gurahonț, fie din vulcanul Caraciu.

Descrierea petrografică a rocilor banatitice

Dioritele și microdioritele sunt roci de culoare cenușie-negricioasă cu structură grăunțoasă și textură masivă, în masa cărora se disting cristale de piroxen, hornblendă, biotit și mai rar de feldspat. Către marginea corporilor intrusive granulația rocii scade treptat, trecând astfel la faciesuri microdioritice. În zonele marginale se remarcă și o creștere sensibilă în biotit.

La microscop roca apare constituită din andezin și andezin-labrador (30—55% An), piroxen, amfibol, biotit, cuarț și uneori, în varietățile mai leucocrate, ortoză. După proporția în care participă unul sau altul din

mineralele melanocrate se disting diorite piroxenice și diorite amfibolice, iar prin creșterea conținutului în cuarț se trece la diorite cuartifere. Ca minerale accesori îpare apatitul și magnetitul iar ca produse secundare : sericit, clorit, caolin și mult mai rar epidot.

Nu se remarcă o regulă în ceea ce privește răspândirea varietăților petrografice de diorite piroxenice și diorite amfibolice, astfel încât nu se pot face separații cartografice între acești termeni.

Piroxenul rombic, mai puțin frecvent decât cel monoclinic este reprezentat prin hipersten.

Piroxenul monoclinic la rîndul lui este reprezentat prin augit și subordonat prin diopsid. Atât piroxenul rombic cât și cel monoclinic prezintă uneori o coroană de hornblendă și biotit, iar pe seama hornblendei se formează biotit și magnetit. La toate rocile masivelor intrusive banatitice din regiune, dar mai pronunțat în cazul dioritelor și microdioritelor, se constată următoarea succesiune de formare a mineralelor melanocrate : hipersten — augit — hornblendă — biotit — magnetit.

La rîndul său, chimismul seriei feldspațiilor plagioclazi variază într-un interval larg care începe cu un labrador și ajunge pînă la oligoclaz sau chiar albit. Oligoclazul apare în general în zonele exterioare ale cristalelor de plagioclaz iar albitul apare atît pe marginea cristalelor cât și alături de cuarț în interstițiile dintre cristale. Albitul, sub forma unor vinișoare, străbate adesea fenocristalele de andezin și labrador, marcînd astfel un proces de albitizare ulterioară a plagioclazului de compozиție mai bazică.

Granodioritele se deosebesc de diorite prin caracterul lor mai leucocrat. În masa granodioritelor se disting fenocristale de felspat, cuarț și biotit. La microscop roca apare constituită din plagioclaz, cuarț, ortoză, biotit, hornblendă și uneori piroxen. Accesoriu se remarcă apatitul, mineralele opace și numai accidental zirconul. Dintre mineralele secundare sînt de menționat cloritul, calcitul, epidotul, sericitul și caolinitul. Compoziția mineralogică în ansamblu prezintă o variație largă, de la roci cu un caracter pronunțat acid, adamellitic, pînă la termeni de trecere spre diorite cuartifere. În general, mineralele prezintă caractere similare celor din rocile dioritice, cu deosebirea că ortoza apare frecvent, iar plagioclazul este mai acid, avînd compozиția unui andezin-oligoclaz. Piroxenul apare mai rar, iar hornblenda este adeseori înlocuită prin biotit.

Porfirele granodioritice sînt roci de culoare cenușie deschisă, albicioasă, cu structura porfirică similară dacitelor în zonele marginale

ale intruziunilor, pentru ca spre interiorul corpurilor roca să prezinte aspecte evident granulare. Macroscopic, în masa rocii se disting fenocristale de feldspat, biotit, și mai rar de amfiboli. Analizele microscopice evidențiază pentru zonele marginale ale corpurilor intrusive o textură ușor orientată care devine masivă în zona centrală. Structura acestor roci este porfirică, cu masa fundamentală holocrystalină. Compoziția mineralogică nu diferă de aceea a granodioritelor; mineralele secundare indică însă o transformare hidrotermală de tipul propilitizării pentru corpul de la Hărăști. Ulterior, pe zone mai restrânse s-au produs procese de sericitizare.

Din grupa rocilor care apar sub forma de silluri, dyk-uri sau apofize andezitele, de obicei cuartifere, se deosebesc greu macroscopic dacite. Acestea sunt roci de culoare verzuie sau albicioasă-ruginie, în general puternic alterate. Prezintă structuri variate ce merg de la cele caracteristice pentru curgeri, în cazul corpurilor de dimensiuni reduse, pînă la aspecte mai grăunoase în părțile centrale ale corpurilor mai dezvoltate. La microscop rocile prezintă texturi masive și structuri porfirice cu pasta felsitică sau fin granulară. Rocile fiind de obicei puternic alterate, mineralele primare se determină greu, ele fiind înlocuite cu produse secundare. Astfel, feldspatul se transformă în sericit și calcit, iar hornblenda în clorit, calcit ± epidot; mineralele secundare invadază în mod frecvent și masa de bază. În rocile mai proaspete feldspatul plagioclaz, hornblenda, biotitul și uneori cuartul sunt prinse într-o masă fin granulară alcătuită din microlite din plagioclaz, cuart și minerale opace. Feldspatul are o compoziție chimică ce variază între 37—47% An. Si în cazul acestor roci se observă procese de reacție fără a se putea urmări însă o serie continuă. Biotitul apare atât în cristale independente, cât și pe hornblendă, aceasta din urmă formând uneori o coroană în jurul piroxenului. Cuarțul se întâlneste mai rar în fenocristale și este corodat. Compoziția mineralogică a dacitelor se remarcă îndeosebi printr-o proporție mai ridicată în biotit (6%) și cuart (10%).

Riolitele sunt roci de culoare albicioasă, rozie sau cenușie deschisă, cu textură masivă și structură porfirică. Structura porfirică este imprimată de prezența unor fenocristale de cuart și mai rar de feldspat și biotit. În riolitele de pe valea Toha, alături de cuart și feldspați, se remarcă cuiburi umplute cu muscovit dispus în rozete. Analizele microscopice arată o variație gradată a structurii riolitelor de la aspecte porfirice cu masa de bază felsitică, în cazul coruprilor cu dimensiuni reduse, pînă la structuri

caracteristice porfirelor microgranitice, la care masa de bază este holocris-talină și fin granulară, pentru corporile cu dimensiuni mai mari (valea Tohii și valea Obîrșii). Observațiile microscopicice sunt îngreunate de starea alterată a mineralelor dar se disting totuși fenocristale de oligoclaz, ortoză, muscovit și relicte de biotit prinse într-o masă de bază compusă din cuarț și feldspat, cu frecvențe structuri grafice. Feldspatul este aproape complet înlocuit cu minerale argiloase și sericit. Muscovitul dispus radiar, în cuiburi, se formează pe seama biotitului prin regruparea potasiului, după levigarea fierului. Concomitant cu acest proces se produce și o îmbogățire în sodiu, astfel că roca arată totodată un proces de albitizare.

Porfirile microdioritice se recunosc pe teren printr-un caracter pronunțat porfiric dat de contrastul dintre fenocristalele de plagioclaz — ale căror dimensiuni ajung pînă la 10 mm — și cristalele mai mărunte de amfibol și foișele de biotit. La microscop roca apare cu structură porfirică avînd masa de bază felsitică, ce ajunge la corporile mai dezvoltate la aspecte mărunt granulare, caracteristice structurilor subvulcanice. Compoziția mineralologică este dată, în principal, de feldspat, plagioclaz, hornblendă, biotit și cuarț, și accesoriu apatit și minerale opace. În cîteva cazuri s-au remarcat relicte de piroxen înconjurate de hornblendă. La rîndul ei hornblenda este adeseori înlocuită de biotit care apare însă și în cristalele independente. Ca minerale secundare remarcăm prezența cloritului, calcitului și sericitului.

Rocile lamprofirice și bazaltice, macroscopic greu de separat între ele, prezintă o culoare cenușie-negricioasă uneori slab verzuie, cu structura fină, uneori mărunt granulară. În masa lor se disting adeseori alveole umplute cu calcit și mai rar cu clorit. Observațiile la microscop au evidențiat caractere petrografice proprii lamprofirelor (spessartit-odinit și camptonit), și rocilor bazaltice.

Rocile lamprofirice sunt compuse din fenocristale de augit, subordonat andezin-labrador (45—60% An) și dintr-o masă de bază din plagioclaz, piroxen monoclinic, hornblendă barkevikitică, biotit, iar în interstiții, cuarț și uneori ortoclaz. Accesoriu apare magnetit și apatit, iar ca minerale secundare clorit, calcit și sericit. În aceste roci se întîlnesc xenolite de cuarț cu o coroană de reacție subțire.

În funcție de participarea constituentilor principali se pot deosebi : spessartite, odinite (dealul Lespezi, valea Hălmagiului) și camptonite (Sîrbi și Colfești).

Rocile filoanelor bazaltice sunt formate din fenocristale de plagioclaz bazic și piroxen, înglobate într-o masă de bază pilotaxitică. Sunt frecvente alveolele umplute cu calcit și clorit. Astfel de roci au fost întâlnite pe Arieșul Mic și la izvoarele văii Obîrșii.

Caracterele mineralogice și chimice (conținut ridicat în CaO și MgO) pe de o parte și relațiile cu anumite elemente tectonice, pe de altă parte, ne conduc la ideea că lamprofirile provin dintr-o magmă bazaltică contaminată în ascensiunea ei spre suprafață. Spre o astfel de interpretare a genezei lamprofirilor tind toate mai multe din lucrările noi de specialitate (Daniel le Métais, 1961; J. Cognac, 1962).

Caracterele chimice ale rocilor banatitice

În tabelul 1 sunt reprezentate conținuturile în oxizi iar în tabelul 2, parametrii Niggli, pentru 6 probe analizate de S. Iliescu și trei probe după I. Jelinek (1937)¹⁾.

TABELUL 1

Nr. probei oxizi %	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	73,22	65,35	64,78	63,68	60,20	58,90	55,82	54,00	47,00
Al ₂ O ₃	14,67	15,64	17,31	14,86	17,51	17,29	18,10	18,25	15,34
Fe ₂ O ₃	1,97	1,73	1,31	2,97	3,46	2,50	2,77	4,22	3,87
FeO	urme	2,83	2,58	2,87	2,59	4,95	4,59	3,30	6,00
CaO	0,98	3,83	3,36	3,92	4,97	6,76	8,01	6,61	8,82
MgO	0,50	2,31	2,02	3,12	3,73	3,94	4,67	4,03	7,86
TiO ₂	urme	0,28	0,48	0,57	0,57	0,59	0,51	0,85	1,50
MnO ₂	0,04	0,04	urme	0,03	0,05	0,06	0,08	0,04	0,07
Na ₂ O	4,36	3,37	4,04	3,45	4,36	2,87	3,02	4,50	3,45
K ₂ O	3,37	3,73	2,31	2,53	1,61	1,91	1,86	1,80	1,67
P ₂ O ₅	0,07	0,24	0,07	0,22	0,16	0,17	0,21	0,26	0,23
S	urme	—	0,06	urme	0,07	—	—	—	0,16
CO ₂	0,40	—	0,30	0,25	0,65	—	—	0,17	0,31
H ₂ O ^{-105°}	0,08	0,09	0,25	0,43	0,25	0,13	0,08	0,05	0,36
H ₂ O ^{+105°}	0,82	0,82	0,75	0,57	0,30	0,62	0,72	0,33	5,36
	100,48	100,25	99,62	99,53	100,48	100,18	100,41	99,53	100,39

Proba 1, riolit, valea Țohii (Arieșul Mic); 2, granodiorit, Stânișoara (Biharia); 3, porfir granodioritic, valea Hălmagiuului; 4 și 5, granodiorit, valea Hălmagiuului; 6 și 7, diorit, muntele Găina; 8, diorit, valea Hălmagiuului (Luncani); 9, lamprofir (odinit) — valea Luncșoarei. Probele 1,3, 4, 5, 8 și 9, analizat S. Iliescu; probele 2, 6, 7, după I. Jelinek.

¹⁾ I. Jelinek, Op. cit., pag. 78.

TABELUL 2

Nr. probei analizate	Parametrii Niggli												
	s _i	a _l	f _m	c	a _{lk}	k	m _g	s _{i'}	q _z	II	Q	L	M
1.	399	47	12	6	35	0,34	0,33	240	159	0,07	56,11	39,24	4,64
2.	256,3	35,3	27,4	15,7	21,6	0,42	0,48	186,4	+69,9	0,06	51,69	44,47	3,90
3.	260	41	24	14	21	0,27	0,59	184	+76	0,25	49,52	39,81	10,67
4.	234	32,2	34,2	15,4	18,2	0,33	0,5	172,8	+61	0,33	46,77	39,33	13,88
5.	192	32,9	33,3	17	16,8	0,19	0,53	167,2	+25	0,32	41,35	43,69	15,01
6.	175,0	30,5	35,8	21,7	12,0	0,30	0,59	148,10	-27	0,46	41,41	40,15	18,42
7.	153,9	29,4	35,7	23,7	11,3	0,29	0,54	145,2	+8,7	0,44	37,57	41,77	20,90
8.	148,8	29,6	33,7	19,5	11,05	0,17	0,67	174	-23	0,23	39	42,83	18,16
9.	147,0	28,1	30,6	29,4	11,8	0,11	0,23	147,2	-1	0,40	35,37	41,82	22,80

Caracterul magmei: 1, engadinit-granitic; 2, granodioritic; 3, granodioritic; 4, granodioritic-opdalitic; 5, opdalitic; 6, normal dioritic; 7, normal dioritic; 8, normal dioritic; 9, leucogabbroïd subgrupa belugitic.

Comparînd parametrii Niggli din tabelul 2 cu valorile date în tabelele tipurilor magmatische stabilite de Niggli, reiese că rocile banatitice aparțin unor magme alcali-calcice, și anume grupei de magme granitice și grupei de magme dioritice. Primei grupe îi aparțin granodioritele porfirice, granodioritele și riolitele, iar celei de-a doua, dioritele și microdioritele. Un caracter particular este arătat de lamprofire care aparțin unei magme leucogabbroide, belugitice.

Granodioritele, porfirele granodioritice și riolitele, prezintă în general valori mai mici ale parametrilor K față de tipurile de magme corespunzătoare. Diagrama de diferențiere a banatitelor (fig.2) arată, pentru regiunea

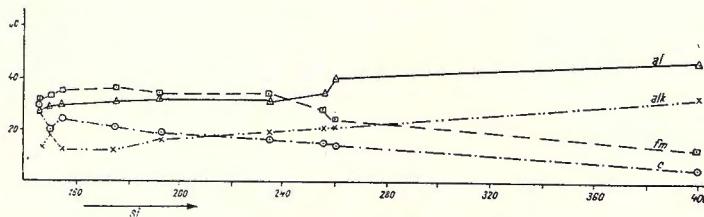


Fig. 2 — Diagrama de diferențiere a banatitelor din regiunea
Muntele Găina-Hălmăgel

Diagramme de différenciation des banatites de la région
Muntele Găina-Hălmăgel

Hălmăgel — muntele Găina, asemănări cu regiunea Oona de Fier. În cîmpul magmelor slab diferențiate, corespunzător valorilor pentru lamprofire și diorite, observăm o instabilitate în mersul curbelor, pînă la $si = 154$; în domeniul cuprins între $si = 154$ și $si = 192$ curbele al și alk , pe de o parte și fm și c pe de altă parte, merg aproape paralel la început, apoi se apropie între ele. De la $si = 192$ unde fm se întretaie cu c , curbele merg foarte apropiat două cîte două pînă la $si = 240$ unde se întretaie al cu fm . Din acest domeniu curbele au tendință divergentă, al și alk urcînd aproape paralel, iar fm și c coborînd paralel. Inversiunea în mersul curbelor fm și al se face pronunțat în intervalul dintre $si = 240—260$, la 274 observîndu-se întretăierea curbelor fm cu alk .

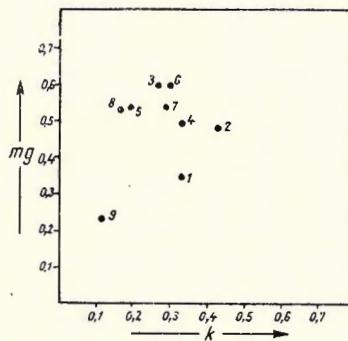


Fig. 3 — Diagramma $K — mg$
Diagramme $K — mg$

În diagrama $k — mg$ (fig. 3) analizele se proiectează într-un cîmp destul de restrîns, de o parte și de alta a diagonalei $0,8\ k = 0,8\ mg$ (cîmpul este delimitate de $0,6\ k = 0,6\ mg$ și de $0,9\ k = 0,9\ mg$) caracteristic magmelor alcali-calcice. și în această diagramă lamprofirele ocupă o poziție aparte.

Rocile banatitice din regiunea Hălmăgel — muntele Găina și Biharia se proiectează în diagrama QLM tot în domeniul magmelor alcali-calcice (fig. 4) caracteristice pentru banatitele din Bihor și deasupra liniei PF caracter comun rocilor din munții Drocea (D. Giușcă, G. Cioclică, H. Savu, 1966). Relațiile observate în teren arată că diferențierea banatitelor s-a produs în general de la termeni cu caracter intermediu — slab-bazic, spre termeni mai acizi. Acest mod de diferențiere rezultă și din diagrama $k — Na — c$ (fig. 5).

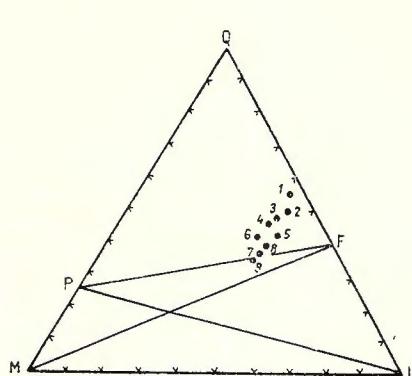


Fig. 4 — Diagrama QML
Diagramme QML

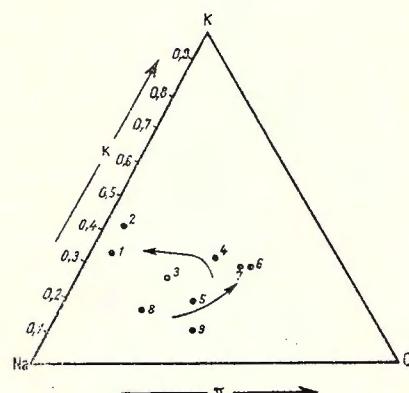


Fig. 5 — Diagrama K — Na — C
Diagramme K — Na — C

Considerații tectonice

Regiunea muntelui Găina — Hălmăgel — Obîrșa se încadrează în evoluția geologică a munților Bihorului, extremitatea sudică făcând legătură cu munții Drocea și Metaliferi. Fundamentul regiunii este constituit din formațiuni cristalofiliene ce aparțin seriilor de Biharia, Muncel, Păiușeni și seriei șisturilor verzi. Seria de Biharia suportă formațiunile de Muncel și Păiușeni și prezintă raporturi anormale cu seria șisturilor verzi. În partea sudică, infrastructura regiunii este formată din roci eruptive bazice-mezozoice și din formațiuni sedimentare cretacic-inferioare. Rocile complexului bazic (seria ofiolitică mezozoică) și depozitele barremiene arată o ridicare anticlinală cu direcția WNW—ESE, decroșată probabil către nord. Intruziunile banatitice din partea de sud a regiunii pare să fi folosit această din urmă linie tectonică.

După sedimentarea depozitelor barremiene, regiunea a fost exondată pînă în Cretacicul superior cînd, ca urmare a orogenezei subhercinice, a avut loc transgresiunea santoniană¹⁾. Ciclul de sedimentare din „cuveta muntelui Găina” (T. P. Ghîțulescu, M. Socolescu, 1941), se continuă în timpul Maestrichtianului, ajungînd probabil pînă în Paleocen²⁾. Dacă depozitele senonian-inferioare arată slabe deranjamente tectonice, în

¹⁾ M. Lupu, G. Mantea și colaboratorii (1959). *Op. cit.* pag. 78.

²⁾ M. Lupu, Denisa Lupu. Raport asupra cartărilor geologice în regiunea Munțele Găina. 1958. Arh. Com. Stat. Geol.

schimb formațiunile maestrichtiene, cu caractere litologice mai variate și intens frămîntate ; ele au fost atribuite, de altfel, unui facies de molasă.¹⁾

Prezența unor fragmente de andezite, riolite și microriolite în depozitele maestrichtiene ridică problema unui vulcanism subhercinic.

Rocile banatitice care sunt puse în loc în legătură cu mișcările laramice prezintă relații care atestă vîrsta lor mai nouă decât depozitele atribuite Maestrichtianului. Intruziunile banatitice se dispun într-o zonă cu orientarea generală NE-SW, transversală pe structurile mai vechi, iar în cadrul acestei zone masele intrusive sunt aliniate pe direcții NE-SW și NW-SW. Forma intruziunilor banatitice a fost condiționată și de structura regiunii : suprafețele de şariaj și cuvertura de roci sedimentare au servit ca ecrane în drumul magmelor (H. Stille, 1953), ducind la formarea de silluri și de pînze intrusive. Filoanele de lamprofire și bazalte, mai tinere decât toți termenii de roci banatitice din regiune, sunt localizate pe fracturi cu orientarea NW-SE, fracturi care adeseori sunt scoase în evidență tocmai de aceste filoane. Astfel de fracturi post-senoniene au provocat compartimentări și denivelări relative ale blocurilor servind în unele cazuri drept căi de acces pentru soluțiile hidrotermale.

Fenomene de contact și de metamorfism hidrotermal

În legătură cu banatile se remarcă variate procese de metamorfism, atât în masa intruziunilor cât și în rocile înconjurătoare. Microdioritele și dioritele prezintă o îmbogățire remarcabilă în biotit în apropierea contactelor cu rocile sedimentare pelitice și psamitice iar către interiorul corpurilor intrusive proporția de biotit se reduce simțitor ; este cazul unui proces de endomorfism.

În rocile înconjurătoare intruziunilor banatitice observăm o aureolă largă de influență exomorfică, pe distanțe de câteva sute de metri. Aceste procese se fac simțite în toate rocile din jurul intruziunilor, dar mai ales în depozitele sedimentare cretacice. Cele mai intense fenomene de exomorfism se remarcă în imediata apropiere a coruprilor de granodiorite și diorite și scad progresiv cu depărtarea de aceste intruziuni. În șisturile cristaline și în rocile ofiolitice fenomenele de metamorfism de contact sunt trădate de apariția epidotului, zoizitului, actinotului și mai rar, în rocile eruptive bazice, a granațiilor. O variație mult mai largă a proceselor exomorfice se

¹⁾ G. Mantea și colaboratorii. *Op. cit.* pag. 90.

observă în cadrul rocilor sedimentare la care apare o oarecare zonalitate în jurul corpurilor intrusive mari. Astfel, în zonele cele mai îndepărtate procesul se face simțit printr-o creștere a compactății rocilor apoi, mai aproape de contact, rocile (argile, marne, gresii) capătă o culoare închisă, uneori devin rubanate alb cu verzui, iar la microscop apare biotitul dispersat în masa rocii. În imediata apropiere a intruziunilor (pe cîțiva metri) corneenele conțin pe lîngă biotit : amfibol, epidot, zoizit, mai rar piroxen și accidental granat. În astfel de zone apare uneori și o mineralizație dispersă de calcopirită și pirotină sau pirită asociate adesea cu cuiburi de actinot. Un caz particular îl prezintă corneenele din Dealul lui Martin, la Sîrbi, unde rocile sedimentare mai bogate în carbonați determină apariția unor parageneze similară skanelor, reprezentate prin : granați, oligist, diopsid, epidot și calcit.

Transformările de natură hidrotermală se fac simțite în aureola intruziunilor principale și sunt marcate prin slabe sericitizări, clortizări și uneori epidotizări. Un aspect aparte se constată la corpul de porfire granodioritice de la Hărăști, unde metamorfismul hidrotermal este de tipul unei propilitizări ; mineralele femice sunt transformate de regulă în clorit și epidot, asociate uneori cu calcit, iar feldspații se păstrează în general proaspeti. Procesele de sericitizare se întâlnesc frecvent doar pe zone restrînse fiind limitate în jurul unor fracturi care, uneori, sunt mineralizate. Pe o zonă ceva mai largă, la sud de Vîrful Rotundului, rocile sedimentare cretacice sunt silicificate, iar cu caracter local asemenea procese se observă în versantul stîng al Rîului Mic.

BIBLIOGRAFIE

- Cioflica G. r. (1960) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de contact de la Măgușeuaua Vaței (Munții Drocea). *Acad. R.P.R. Studii și cercet. de geol.*, III, V. București.
- Codarcea A. I. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (județul Caraș — Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV. București.
- Cogné J. (1962) La sizunite (cap. Sizun, Finistère) et le problème de l'origine des lamprphyres. *Bull. Soc. Géol. France*, 7-e série, IV, 2. Paris.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa (bazinul superior al Arieșului). *An. Com. Geol.*, XXXI. București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. București.

- Giușcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor. *Bull. Lab. Min. gén. Univ. București*. II. București.
- Giușcă D. (1938) Contribution à la connaissance des cornéennes du Bihor. *An. Com. Geol.* XXIII. București.
- Giușcă D., Cioflica G.r., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a Provinciei Banatitice. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în cristalinul munților Bihor (Biharia). *An. Com. Geol.* XXXII. București.
- Jelinek I. (1937) Les roches éruptives banatitiques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. de Min. gén. Univ. București*. II. București.
- Lupu M., Lupu Denisa (1962) Note asupra Cretacicului superior din regiunea Vidra — Sohodol (munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.* XLIII. București.
- Métais Danielle (1961) Les roches filoniennes basiques de la rade de Brest : ker-santites et dolérites. *Bul. Soc. Géol. France*, 7-e série, III, 4. Paris.
- Rafale et Angela (1962) Studiul geologic și petrografic al cristalinului dintre Avram Iancu — Vf. Găina și Bulzeștii de Sus. *D.S. Com. Geol.* XLVIII. București.
- Rozloznik P. (1907) Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bihargebirges zwischen Nagyhalmág und Felsövidra. *Jahr. d.k. ung. geol. f.* 1906. Budapest.
- Rozloznik P. (1906) Über die metamorphen und paleozoischen Gesteine des Nagybihai. *Mitt. a.d. Jber. der k. ung. geol. A.* XV. Budapest.
- Stille H. (1953) Dezvoltarea geotectonică a Carpaților. Supliment la Anuarul geologic nr 8, Hanovra. (Traducere din limba germană).

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES BANATITES DU SUD DES MONTS DE BIHOR (MONTS APUSENI)

PAR

R. JUDE, A. ȘTEFAN

(Résumé)

Au S des Monts de Bihor, la région comprise entre Arieșul Mic au N et les localités Hălmăgel et Obîrșia au S est constituée de roches métamorphiques sédimentaires et éruptives.

Les roches métamorphiques sont représentées par la série de Biharia, la série de Muncel, la série de Păiușeni et par celle des schistes verts.

Les dépôts sédimentaires appartiennent au Crétacé inférieur, au Crétacé supérieur (Sénonien) et au Pliocène.

R. JUDE, A. ȘTEFAN

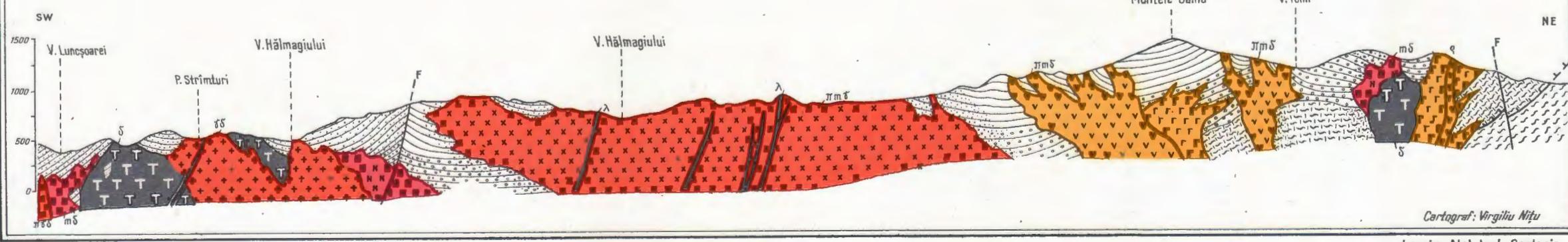
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII MUNTELE GÄINA-HÄLMÄGEL-OBİRŞA (SUD DE MUNȚII BIHORULUI)

0 0,5 1 1,5 2 km.



LEGENDA

- 1 Cuaternar (aluvioni, conuri de dejectie)
- 2 Pliocen (pietrisuri, argile)
- 3 Vulcanite neogene (cinerite și aglomerate andezitice)
- 4 Zone de exomorfism
- 5 Lamprofire și bazalte (λ)
- 6 Porfire microdioritice ($m\delta$)
- 7 Riolite (ρ)
- 8 Andezite (α), dacite ($\delta\alpha$)
- 9 Granodiorite ($\tau\delta$), porfire granodioritice ($\tau\delta\tau$)
- 10 Diorite (δ) microdioritice ($m\delta$)
- 11 Cretacic superior: a. Senonian sup. (sisturi argiloase, marni, gresii, conglomerate)
b. Senonian inf. (conglomerate, gresii, marni, calcare)
- 12 Cretacic inferior (gresii, marnocalare, sisturi argiloase)
- 13 Complexul ofiolitic mesozoic (lave bazaltice, doierite, andezite) (β)
- 14 Seria sisturilor verzi (filite, gresii metamorfozate, sisturi emfibolice)
- 15 Seria de Păiușeni (filite sericitice ± blastopsamitice conglomerate metamorfozate - sernifite)
- 16 Seria de Muncel (sisturi sericitice, sisturi sericito-cloritoase, cuarțite negre, granișice, porfirioide)
- 17 Seria de Biharia (sisturi cloritașe cu albă, gneise albite, ortoamfibolite, calcare cristaline)
- 18 Linie de săriaj, Sectiunea I-I' 21
- 19 F Linie de fâlie
- 20 Orientarea stratelor



Les roches éruptives sont représentées par des termes de la série ophiolitique mésozoïque, par une gamme variée de roches banatitiques et, de manière tout à fait secondaire, par des pyroclastites néogènes.

Les banatites forment quelques champs intrusifs principaux de diorites, microdiorites, granodiorites et porphyres granodioritiques au S et au centre de la région, ainsi qu'une série de corps plus réduits de microdiorites et diorites au sommet du Mont Găina apparaissant autour des intrusifs principaux. Les porphyres microdioritiques, apparaissant au N de la région, forment des corps irréguliers et des dykes.

Les filons de lamprophyres et de basaltes localisés constamment sur des fractures tectoniques à orientation NNW-SSE traversent tous les termes de roches banatitiques.

Les relations géologiques de terrain et l'étude pétrographique et chimique font ressortir la succession de la mise en place des roches banatitiques, à partir des termes à caractère intermédiaire, faiblement basique (diorites et microdiorites) vers des termes à composition acide (granodiorites, porphyres granodioritiques, rhyolites). Les roches banatitiques proviennent d'un magma alcalicalcique dioritique, qui a évolué vers une composition granitique.

Les lamprophyres, appartenant à un magma leucogabbroïde-belugistique, témoignent d'un caractère particulier.

Les intrusions banatitiques se disposent dans une zone allongée en direction NE-SW, transversale sur des structures plus anciennes. La forme des corps intrusifs est déterminée en partie par la structure géologique de la région : les surfaces de charriage du soubassement cristallin et la couverture de roches sédimentaires crétacées ont opposé des écrans à l'écoulement des magmas en déterminant de la sorte la formation de sills et de nappes intrusives. Les rapports avec les formations crétacées attestent l'âge des roches banatitiques — ultérieur au Maestrichtien.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région Muntele Găina — Hălmăgel — Obîrșa (au S des Monts Bihor)

1, Quaternaire (aluvions, cônes de déjection) ; 2, Pliocène (gracières et argiles) ; 3, Volcanites néogènes (cinérites et agglomérats andésiques) ; 4, zones d'exomorphisme ; 5, lamprophyres et basaltes (λ) ; 6, porphyres microdioritiques ($\omega \delta$) ; 7, rhyolites (ϕ) ;

8, andésites (a), dacites (δ a) ; 9, granodiorites ($\gamma\delta$), porphyres granodioritiques ($\pi\gamma\delta$) ; 10, diorites (δ), microdiorites ($m\delta$) ; 11, Crétacé supérieur : a. Sénonien supérieur (schistes argileux, marnes, grès, conglomérats), b. Sénonien inférieur (conglomérats, grès, marnes, calcaires) ; 12, Crétacé inférieur (grès, marnocalcaires, schistes argileux) ; 13, complexe ophiolitique mésozoïque (laves basaltiques, dolérites, andésites) (B) ; 14, série des schistes verts (phyllites, grès métamorphisés, schistes amphiboliques) ; 15, série de Păiușeni (phyllites sériciteuses \pm blastopsammítiques, conglomérats métamorphisés — serniphites) ; 16, série de Muncel (schistes sériciteux, schistes séricito-chloriteux, quartzites noirs, granites gneissiques porphyroïdes) ; 17, série de Biharia (schistes chloriteux à albite, gneiss albitiques, orthoamphibolites, calcaires cristallins) ; 18, ligne de charriage ; 19, ligne de faille ; 20, orientation des couches ; 21, coupe I — I'.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI BOWLINGITULUI
ÎN REGIUNEA BAIA MARE¹⁾
DE
LIDIA MÎNZĂRARU²⁾, V. BÎRLEA³⁾

Abstract

On the Presence of Bowlingite in the Baia Mare Area. The authors point in the pyroxene andesite of Seini to the existence of bowlingite which represents a pseudomorphosis by hypersthene. Its presence is proved on the basis of microscopical, structural and chemical determinations.

În andezitul piroxenic de Seini (N. Stan, V. Bîrlea, 1964) din regiunea Baia Mare, în limitele perimetrlui Ilba-Seini (vezi fig.), alături de fenocristalele de feldspați plagioclazi (20—30%, An 62%) și augit (0—3%, C:Ng = 41°—43°) se întâlnesc frecvent, pseudomorfoze de bowlingit după hipersten (2—7%, (—) 2 V = 60°).

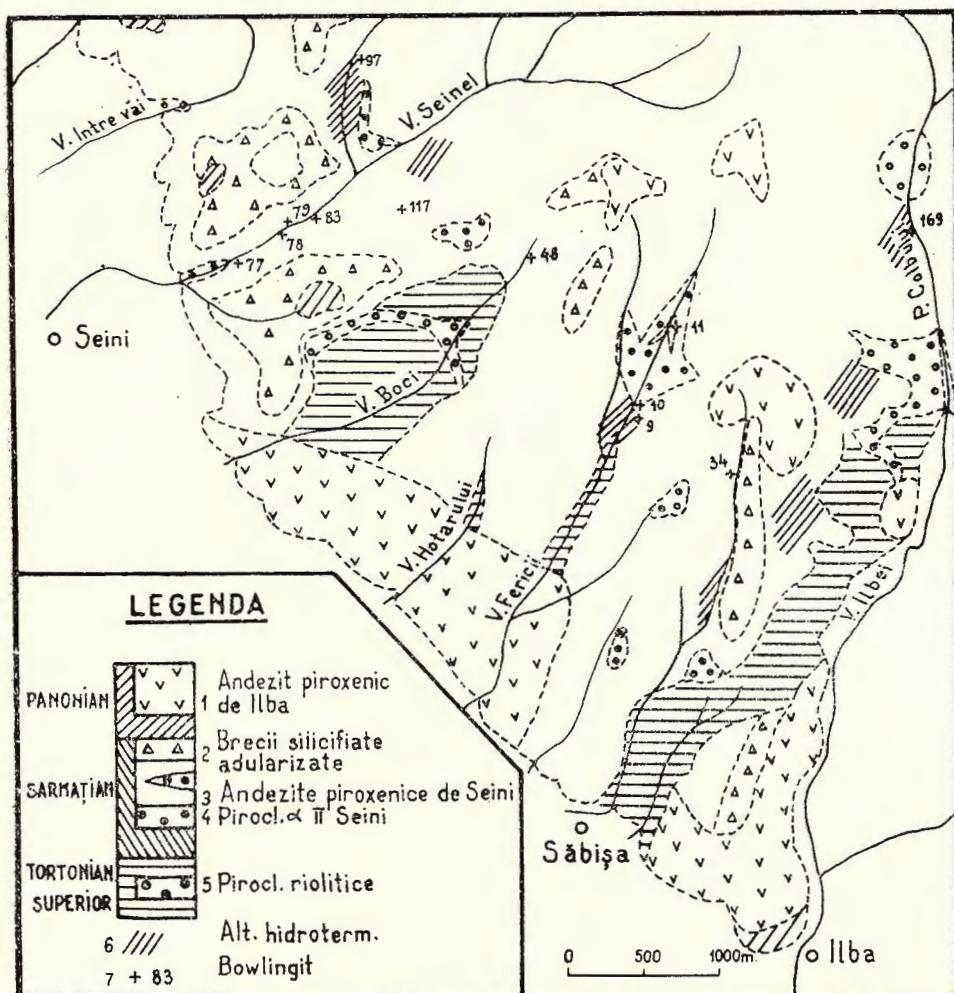
Privit cu ochiul liber, bowlingitul apare ca un mineral fragil de culoare verde închis. Sub microscop se prezintă în cristale fibroase cu dispoziție penată (vezi pl., fig. 1), alteori în cristale mai dezvoltate cu clivaj evident după (001), de culoare verde, pigmentat întotdeauna cu granule mărunte de magnetit (pl., fig. 2), cu pleocroism accentuat :

$$\begin{aligned} N_g &= \text{verde intens — verde oliv} \\ N_m &= \text{verzui} \\ N_p &= \text{galben-brun} \\ N_m &= 1,638 \quad (25^\circ, D) \\ N_g - N_p &= 0,025 \quad (25^\circ, D) \\ (-) 2 V &= 26—30^\circ \quad (25^\circ, D) \end{aligned}$$

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 aprilie 1966.

²⁾ Universitatea „București“, Facultatea Geologie-Geografie, Catedra Mineralogie. B-dul N. Bălcescu nr. 1,

³⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecțiiuni, Calea Griviței 64, București.



Răspândirea bowlingitului în sectorul Ilba-Seini (regiunea Baia Mare). Geologia după
V. Birlea, N. Stan.

Pannonian. 1, andezit piroxenic de Ilba, Sarmatian ; 2, breccii silicificate adularizate; 3, andezite piroxeniques de Seini ; 4, pyroclastites α Seini. Tortonian supérieur. 5, pyroclastites rholitiques; 6, altérasions hydrothermales; 7, bowlingite.

Distribution de la bowlingite dans le secteur Ilba-Seini (région Baia Mare). Géologie selon
V. Birlea, N. Stan.

Pannonien. 1, andésite pyroxénique de Ilba. Sarmatien ; 2, brèches silicifiées adularisées ; 3 andésites pyroxéniques de Seini ; 4, pyroclastites α Seini. Tortonien supérieur. 5, pyroclastites rhyolitiques ; 6, altérations hydrothermales ; 7, bowlingite.

Uneori bowlingitul se dezvoltă numai pe marginea și în lungul fracturilor caracteristice din hipersten, delimitând ochiuri (pl., fig. 3) care pot fi umplute ulterior cu calcit. Alteori pseudomorfozele sunt totale amintind doar prin conturele lor de piroxenii originali (pl., fig. 4). Pseudomorfozele de bowlingit se întâlnesc în andezitele proaspete sau și în cele alterate la care feldspații sunt substituiți prin sericit și calcit, iar pasta îmbogățită cu caolinit și silice.

TABELUL 1

Analiza cu raze X a bowlingitului din reg. Baia Mare. (FeK₁) Sap=Saponit, Hip=hipersten, Cal=calcit, Mgt=magnetit.

I	d/nA	I	d/nA	Mineralul
i	3,264	i	3,215	Sap. Hip
s	3,010	s	3,092	Sap. Cal.
—	—	s	2,898	Hip.
s	2,723	s	2,703	Sap. Hip.
f.i.	2,554	f.i.	2,528	Sap.
i.	2,151	i	2,132	Hip.
s	2,046	f.s.	2,029	Hip.
s	1,981	f.s.	1,967	Sap.
s	1,786	—	—	Sap. Hip.
s	1,636	s	1,626	Mgt. Cal.
f.i.	1,513	f.i.	1,505	Sap.

Studiul în pulberi cu raze X (tabelul 1) semnalează prezența mai multor minerale. Reflexul foarte intens de la $d/n = 1,513 - 1,505 \text{ \AA}$ evidențiază prezența structurii trioctaedrice în cadrul grupei montmorillonitului. Celelalte reflexe foarte intense și intense cu d/n mai mare vin să precizeze apartenența mineralului examinat, de grupa saponitului, aşa cum reiese și din compararea rezultatelor cu cele publicate de P. F. Kerr și P. K. Hamilton (tabelul 2) (P. F. Kerr, 1937; P. F. Kerr, P. K. Hamilton, 1950). Frecvențe sunt și reflexele caracteristice hiperstenului, ceea ce presupune existența unor relicte de hipersten în mineralul examinat. Calcitul și magnetitul, în cantități reduse, se asociază cu mineralul examinat, aşa cum reiese și din observațiile în secțiuni subțiri.

TABELUL 2

Analiza cu raze X a saponitului după P.F. Kerr (1937) și P.F. Kerr, P.K. Hamilton (1950)

		I				II	
P. F. Kerr (1937)		P. F. Kerr Hamilton P. K. (1950)		P. F. Kerr (1937)		P. F. Kerr P. K. Hamilton (1950)	
I	d/nA	I	d/nA	I	d/nA	I	d/nA
—	—	10	7,440	s	1,740	—	—
i	4,510	9	4,478	—	—	2	1,710
s	4,060	—	—	i	1,520	9	1,507
—	—	3	3,278	s	1,320	—	—
s	3,010	3	3,144	—	—	4	1,302
—	—	1	2,761	s	1,290	—	—
i	2,540	8	2,572	—	—	0,5	1,253
s	2,450	1	2,377	f.s.	1,155	—	—
—	—	1	2,256	f.s.	1,050	0,5	1,035
—	—	1	1,982	s	1,000	1	0,986
—	—	—	—	—	—	1	0,875

Rezultatele analizei chimice obținute pe cale spectrală arată că sistem în prezență unui silicat hidratat de fier și magneziu. Ele se apropie mult de cele obținute de T. Sud o pentru saponitul bogat în fier din Japonia (tabelul 3). (T. Sud o, 1954).

Aceste concluzii însotite de prezentarea microscopică permit să definim mineralul ca bowlingit.

TABELUL 3

Analiza spectrală a bowlingitului din reg. Baia Mare (analist Boris David)
și a saponitului bogat în fier din Japonia — după T. Sud o

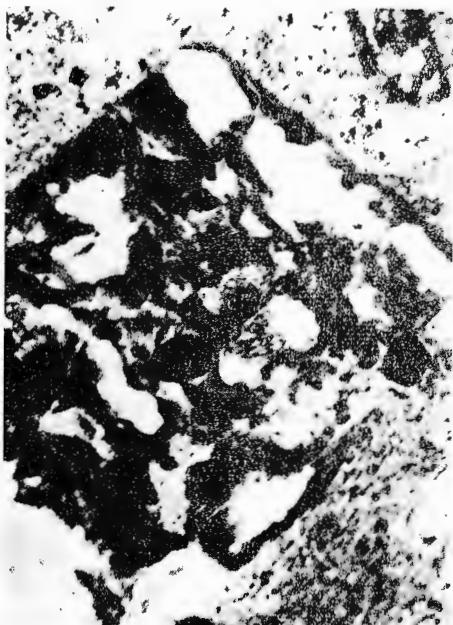
	Baia Mare	Japonia (T. Sud o)		Baia Mare	Japonia (T. Sud o)
SiO ₂	44,6	39,68	MgO	11,5	11,21
Al ₂ O ₃	5,1	3,93	MnO	0,52	0,19
Fe ₂ O ₃	22,0	19,88	TiO ₂	0,53	0,37
FeO		1,12	H ₂ O ⁺		6,16
CaO	5,9	2,37	H ₂ O ⁻	9,75	15,11

EXPLICATIA PLANSEI

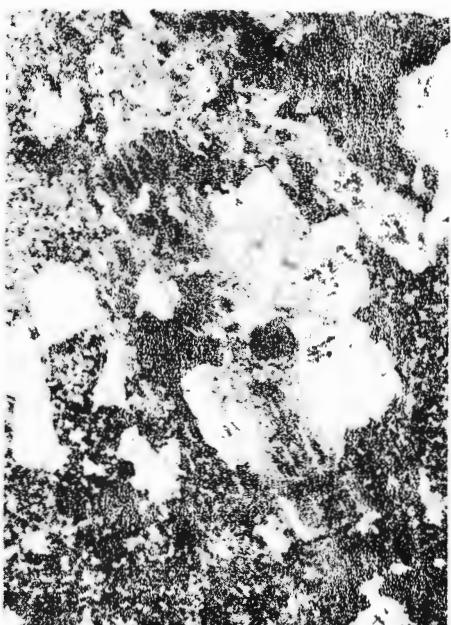
EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — Cristale fibroase de bowlingit, cu dispoziție penată. $N \parallel \times 70$. Punctul 83.
Cristaux fibreux de bowlingite à disposition pénée: $N \parallel \times 70$. Point 83.
- Fig. 2. — Pseudomorfoză de bowlingit după hipersten. $N \parallel \times 10$. Punctul 117.
Pseudomorphose de bowlingite d'après l'hypersthène. $N \parallel \times 10$. Point 117.
- Fig. 3. — Pseudomorfoze incipiente de bowlingit, pe fracturile caracteristice ale hiperstenului :
1, bowlingit ; 2, hipersten, $N \parallel \times 70$. Punctul 83.
Pseudomorphoses initiales de bowlingite, le long des fractures caractéristiques à l'hypersthène : 1, bowlingite ; 2, hypersthène $N \parallel \times 70$. Point 83.
- Fig. 4. — Pseudomorfoză totală de bowlingit în secțiune bazală de hipersten. $N \parallel \times 70$. Punctul 48.
Pseudomorphose totale de la bowlingite en section basale d'hypersthène. $N \parallel \times 70$. Point 48.

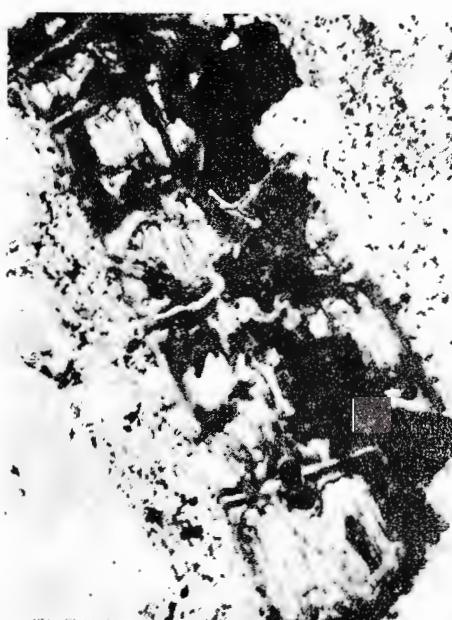
LIDIA MÎNZĂRARU, V. BÎRLEA. Bowlingitul de la Baia Mare.



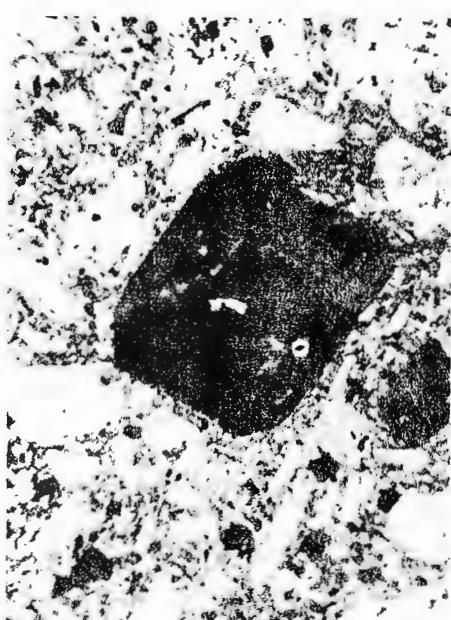
1



2



3



4

Comitetul de Stat al Geologiei. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIII/1

Bowlingitul este un mineral secundar care se formează pe seama mineralelor feromagneziene în timpul alterației hidrotermale, dar care poate apărea și în condițiile alterației deuterice. Geneza sa este legată de anumiți factori determinanți, fapt dovedit de prezența sa numai într-o anumită zonă a andezitului de Seini.

BIBLIOGRAFIE

- Caillère S. (1935) Sur les caractères spécifiques de la bowlingite. *C.R. Acad. Paris.*
 Ciuhrov F. V. (1955) Coloidi v zemnoi kore. Moscova.
 Kerr P.F. (1937) Atapulgus clay. *Amer. Min.* 22.
 Kerr P. F., Hamilton P. K. (1950) Analytical date on reference clay materials. *Amer. Petrol. Inst.*
 Miheev V. J. (1957) Roentgenometrichii opredeliteli mineralov. Moscova.
 Sudo T. (1954) Iron rich saponite found from Tertiary iron sand beds of Japan. *Journ. Geol. Soc. Japan.* 60.
 Stan N., Birlea V. (1964) Asupra caracterului piroxenic al andezitelor sarmașiene din reg. Racșa-Seisi (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* L, II (1962—1963). București.
 Wilshire H. G. (1959) Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. *An. Min.* 43.
 Winchell A. N., Winchell H. (1953) Opticskaia mineralogia (trad. din I. engleză).

SUR LA PRÉSENCE DE LA BOWLINGITE DANS LA RÉGION DE BAIA MARE

PAR

LIDIA MÎNZĂRARU, V. BIRLEA

(Résumé)

Dans l'andésite pyroxénique de Seini, les auteurs indiquent la présence de la bowlingite, comme pseudomorphose de l'hypersthène.

Sa présence a été identifiée par voie microscopique, structurale et chimique.

Le minéral prend naissance soit dans le processus d'altération hydro-thérmale, soit par voie d'altération déuthérique.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR TUFURI SUDATE ÎN VULCANITELE
NEOGENE DIN PARTEA DE NORD A MASIVULUI
POIANA RUSCĂ¹⁾

DE
M. MUREŞAN²⁾

Abstract

On the Presence of Welded Tuffs in the Neogene Volcanites in the Northern Part of the Poiana Rusca Massif. Rhyolitic and dacitic welded tuffs were identified in the framework of Neogene volcanites in the northern part of the Poiana Rusca massif (South Carpathians).

Cercetarea vulcanitelor neogene din partea de nord a masivului Poiana Ruscă, ne-a prilejuit identificarea unor tufuri sudate (welded tuffs). Prezentarea și descrierea acestor roci constituie obiectul lucrării de față.

A) Tufuri sudate riolitice

În partea de nord a masivului Poiana Ruscă apare o zonă de vulcanite neogene, orientată NE — SW, care se întinde între localitățile Făgetel (la E) și Românești (la W). Faptul că o parte din aceste formațiuni, constituie mai ales din brecii vulcanice, stau în unele zone pe Tortonian și suportă depozite pannoniene, a determinat pe cercetătorii care le-au studiat să le atribuie în ansamblu vîrstă sarmatiiană (D. Stur, 1863; A. Koch, 1898 și 1900)³⁾.

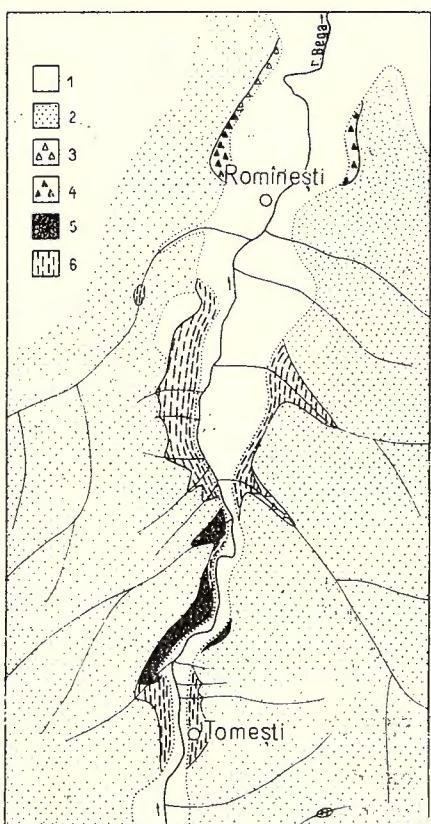
¹⁾ Comunicare în ședința din 15 aprilie 1966.

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

³⁾ Menționăm că pe harta geologică din 1914 scara 1:500.000 vulcanitele din nordul masivului Poiana Ruscă sunt trecute la Sarmatian.

În 1956, H. Savu consideră că nu toate vulcanitele din nord-vestul Poienii Rusce s-au format în acest timp; astfel el atribuie rocile riolitice din vestul regiunii, unor erupțiuni tortoniene. Aceste roci care apar de-a lungul văii Bega între Românești și Tomești au fost descrise în 1933 de către E. Dittler și F. Kirnbauer ca liparite; V. Corvin-Papiu, în 1953, le consideră drept riolite și pirolastite riolitice; ulterior H. Savu (1962) prezintă date petrografice și chimice pe baza cărora aceste roci sunt trecute la riolite care ar constitui un coș vulcanic acoperit transgresiv în părțile marginale de către depozite pannoniene. Părerea că aceste formațiuni reprezintă riolite a fost acceptată și de noi (M. Mureșan, 1965).

Unele aspecte petrografice și geologice contradictorii pe care le prezintă aceste roci, ne-au determinat să reconsiderăm problema lor. Aceste roci constituie o zonă alungită de-a lungul văii Bega (vezi fig.), apărând în ambeii versanți ai acesteia; lungimea cunoscută actualmente a acestiei apariții este de cca 600 m iar lățimea de aproximativ 200 m. Contactul lor cu formațiunile cristaline de dedesubt este în mare parte mascat de Pannonianul din estul și vestul văii, iar pe de altă parte de aluviuurile văii Bega și de depozitele deluviale recente; panta superioară inițială nu este cunoscută încrucișea ea a fost îndepărtată de eroziunea prepannoniană. În acest fel observațiunile noastre se li-



Răspândirea tufurilor sudate riolitice în partea de NW a masivului Poiana Ruscă.
1, depozite cuaternare; 2, depozite pannoniene; 3, brecii vulcanice andezitice sarmatiene; 4, brecii vulcanice cu elemente de tufuri sudate riolitice (Helvetician?); 5, tufuri sudate riolitice (Helvetician?), 6, sisturi cristaline.

Distribution des tufs soudés rhyolitiques dans le NW du massif Poiana Ruscă.
1, dépôts quaternaires; 2, dépôts pannoniens; 3, brèches volcaniques andésitiques sarmatiennes; 4, brèches volcaniques à éléments de tufs soudés rhyolitiques (Helvétien ?); 5, tufs soudés rhyolitiques (Helvétien ?),
6, schistes cristallins. Échelle 1: 35.000.

mitează la o porțiune de circa 10—15 m grosime cuprinsă între nivelul văii Bega și baza depozitelor pannoniene. Această parte este perfect deschisă în două cariere de dimensiuni relativ reduse, una mai mică în versantul drept al văii (lîngă drum) și una mai mare în versantul stîng. În aceste deschideri artificiale se observă separații prismatice ale rocii datorită intersecției mai multor sisteme de fisuri plane puternic înclinate ce străbat masa rocii. În același timp se observă o tendință de exfoliere după plane suborizontale, care la o analiză mai atentă, sănăt materializate prin dispunerea subparallelă a unor elemente plane din masa rocii; foișele de biotit, fragmente (în general plate) centimetrice de șisturi cristaline, lentile milimetrice aplatizate de material albicios bentonitic: toate aceste elemente dău roci un caracter geometric anizotrop vizibil scor în evidență și la lustruirea acestora (pl. I, fig. 2).

Culoarea predominantă a rocilor pe care le descriem este roșiatică-violacee sau albicioasă în zonele supuse alterării superficiale. Cu ochiul liber se observă în cadrul masei fundamentale fine, fenocristale de biotit (1—3 mm), uneori de cuart (de obicei cu dimensiuni sub 2 mm) și de feldspați. De asemenea se observă frecvențe fragmente de șisturi epimetamorfice, mai ales șisturi cuartitice răspândite relativ omogen în masa rocii; ele au în general o formă plată neregulată și cu dimensiuni de ordinul centimetrilor. Frecvent aceste fragmente se dispun paralel și subparalel între ele și în același timp paralel cu orientarea generală a foișelor de biotit; orientarea acestora devine mai puțin evidentă spre partea inferioară cunoscută a acestor roci.

Sub microscop se distinge o masă fundamentală în care sănăt fenocristale de biotit, cuart, sanidin și plagioclaz.

În majoritatea cazurilor aceste minerale sănăt reprezentate prin elemente colțuroase rezultate din fragmentarea unor fenocristale preexistente. Cîte odată fenocristalele de cuart (fragmentate sau nu) prezintă goluri de coroziune magmatică umplute cu sticlă parțial devitrificată care se deosebește net de masa fundamentală din jur (fapt observabil mai ales în lumină naturală) ceea ce arată că acest mineral a fost înglobat în masa rocii împreună cu o parte din matricea fundamentală veche însinuată prin coroziune magmatică în interiorul cuarțului. Feldspatul potasic este reprezentat prin sanidin; prezintă uneori macle Karlsbad (H. Savu, 1962). Plagioclazul apare relativ rar și are o compozitie acidă (albit-oligoclaz cu 10—12% An; H. Savu, 1962). Masa fundamentală, în general sticloasă, este pe cale

de devitrificare observîndu-se uneori microlite foarte fine ; dispoziția microlitelor din cadrul masei fundamentale dă acesteia o textură pseudofluidală, fapt amplificat de foișele de biotit ce se depun aproximativ paralel cu dispoziția acestor microlite.

În lumină paralelă se observă clar că matricea rocii este constituită din fragmente aplatizate (discoidale), uneori contorsionate, de sticlă vulcanică (acum pe cale de devitrificare) orientate cvasiparalel între ele ; ele mulează fragmentele și fenocristalele de cuart, sanidin, biotit etc. prezente în rocă.

Aceste fragmente de sticlă sunt puternic aglutinate (sudate) și de obicei nu lasă goluri între ele, ceea ce dă compactitate avansată rocii. În secțiunile subțiri efectuate asupra eșantioanelor recoltate din părțile inferioare ale carierei din stânga văii Bega, se observă faptul că orientarea particulelor de sticlă vulcanică ce alcătuiesc masa fundamentală, devine mai puțin evidentă ; în aceste porțiuni caracterul piroclastic (vitrocristaloclastic) al rocii este relativ ușor vizibil deși megascopic aspectul rocii nu se schimbă.

Compoziția chimică a rocilor descrise o cunoaștem din lucrările lui E. Dittler și F. Kirnbauer (1933) și H. Savu (1962) ; din ultima reproducem o analiză chimică (analist A. Kizyky) și parametri Niggli corespunzători (D. Rădulescu, 1961).

	%	Parametrii Niggli
SiO_3	72,10	$si = 436$
Fe_2O_3	1,11	$al = 48$
FeO	0,30	$fm = 13,5$
Al_2O_3	13,43	$c = 5,5$
CaO	0,87	$alk = 33$
MgO	0,76	$k = 40$
TiO_2	0,52	$mg = 51$
MnO	0,03	$qz = 204$
S	urme	
P_2O_5	0,02	
CO_2	urme	
K_2O	3,46	
Na_2O	3,37	
$\text{H}_2\text{O} (-105^\circ\text{C})$	2,09	
$\text{H}_2\text{O} (+105^\circ\text{C})$	2,05	

Suma : 10,11

Din aceste date se poate trage concluzia că materialul piroclastic, (cenușe, sticlă, fenocristale) avea în ansamblu o compoziție acidă de tip granitic.

În concluzie aspectele prezentate, conferă rocilor examineate, un caracter de tuf sudat (welded tuffs).

B) Tufuri sudate în brecii vulcanice

1. Mai în aval de rocile descrise, în dreptul satului Românești în ambiți versanți ai văii Bega apar două fâșii înguste de brecii vulcanice de sub depozitele pannoniene. Aceste brecii, de culoare roșiatică compacte și foarte puternic cimentate sunt alcătuite predominant din elemente colțuroase nu prea mari (de obicei sub 10—15 cm diametru, în medie 1—3 cm adică corespunzătoare lăpililor) de tufuri sudate riolitice (în general de tipul celor descrise mai înainte) și fragmente de roci sticloase vulcanice (perlitice).

Atribuim formarea acestor brecii vulcanice tot primei faze de erupții și anume unui moment ulterior formării tufurilor sudate riolitice care sunt prinse sub formă de fragmente în aceste formațiuni.

2. În regiune, produsele fazei a II-a de erupționi néogene sunt reprezentate mai ales prin brecii vulcanice, care constituie două zone mai importante: o zonă vestică cunoscută între Crivina și Pietroasa cu o extindere mai redusă și una estică, extinsă între valea Lăpujului și valea Dobra.

ACESTE FORMAȚIUNI provin din distrugerea în cursul unor erupții vulcanice a unor aparate vulcanice preexistente (probabil stratovulcani), materialul aruncat acoperind formațiunile preexistente: șisturi cristaline și depozite sedimentare cretacice (Vraconian-Cenomanian și Turonian-Coniacian) și tortoniene. Aceste brecii prezintă înclinări slabe (în medie 10°) către N. Prezența unui nivel reper de microbrecii (cu elemente de dimensiunile lăpililor) și de tufuri cineritice subdivide stiva acestor formațiuni în două orizonturi. Elementele alcătuitoare (în general de dimensiunile blocurilor și lăpililor), prinse într-o matrice cineritică, sunt alcătuite predominant din diverse tipuri de andezite. În cadrul orizontului inferior, printre elementele prinse în cadrul breciilor vulcanice, am avut prilejul să observăm fragmente de roci cu un aspect deosebit, a căror descriere va fi dată în continuare.

Zonele în care orizontul inferior al breciilor vulcanice (din faza a II-a) este relativ bogat în astfel de elemente apar la nord-est de Românești

(Pîrîul Suriții, valea Băneșului), la sud de Pietroasa (versantul stîng al văii Pietrii) și la vest de Mihăești (pe Pîrîul cel Mare). Aceste roci sunt compacte, au culoarea cenușie-gălbuiu, spărtură așchioasă și aspect semistîclos. La o examinare mai atentă prezintă o rubanare certă care la lustruire devine cu totul evidentă (pl. III, fig. 3). Cu ochiul liber, se observă fenocristale de biotit și feldspat (pentru a sugera mai plastic aspectul macroscopic al acestor roci, l-am analoga cu cel al unor metatufuri acide cuarț-feldspatice-porfirogene cunoscute în multe din seriile epimetamorfice de la noi). Aceste roci descrise corespund dacitelor sticloase descrise de H. Sava (1962) de pe valea Băneșului în partea de Vest a regiunii.

Sub microscop, se observă în cadrul masei fundamentale fenocristale de biotit, plagioclaz (în medie cu 25% An) și cuarț, în general sub formă de elemente colțuroase. Uneori fragmentele de cuarț prezintă întrînduri vechi (datorite unor fenomene preexistente de coroziune magmatică) umplute cu pastă parțial recristalizată, dar care după cum se observă la microscop, (mai ales în lumină naturală) se deosebește ca structură și culoare de masa fundamentală înconjурătoare. În ceea ce privește structura matricei se poate face observația că ea diferă destul de mult la aceste roci; deși aspectul megascopic al acestora este același. Astfel, în unele secțiuni structura tufacee inițială a masei fundamentale, se poate decela relativ ușor; fragmentele (în general orientate) de sticlă care o compun, deși sudate între ele, sunt observabile în lumină naturală. În alte cazuri, contopirea fragmentelor de sticlă este atât de avansată, încât observarea acestora devine foarte dificilă, iar impresia de textură fluidală se accentuează datorită prezenței microlitelor (rezultate din devitrificarea materialului sticlos), care se orientează subparalel cu rubanarea macroscopică a roci. În legătură cu acest ultim element se poate face observația că el se materializează adesea sub formă de benzi diferit colorate, cu constituție deosebită: zone mai bogate în elemente de sticlă și zone în care fragmentele de fenocristale predomină asupra elementelor vitroase; chiar și frecvența apariției microlitelor în cadrul fișilor deosebite, este variabilă (în cadrul aceleiași fișii fiind aproximativ uniformă). Acest gen de rubanare este încă un argument în favoarea originei pirolastice a acestor roci, el neputind fi rezultatul în nici un caz al unei curgeri de material lichid (lavă). Compactizarea puternică, sudarea și orientarea particolelor de sticlă componente ne fac să încadrăm aceste roci tot la grupa tufurilor sudate.

Tipul mineralologic al fenocristalelor prezente în rocă precum și faptul că fragmentele din sticlă au un relief slab negativ (au deci indicele de

refracție apropiat de cel al balsamului de Canada) pledează pentru o compoziție dacitică de ansamblu a materialului primordial.

După formarea lor (probabil în Sarmatian) acest gen de tufuri sudate dacitice au fost fragmentate și aruncate în decursul unor erupții vulcanice ulterioare formării lor (tot în cadrul aceluiași ciclu mare de erupții sarmatiene), astăzi ele aflându-se în zona noastră numai sub formă unor elemente colțuroase prinse în cadrul breciilor vulcanice din faza a II-a.

BIBLIOGRAFIE

- Bîcovscaia E. V., Ganeeva G. M., Gorețkaia E. N., Lurić M. L., Serghievskii V. M., Tascinina M. V. (1962) Către o clasificare și terminologia pirolasticeștilor și osadocino-pirolasticeștilor porod. *Voprosi vulcanizma trudî pervogo vsesoiuznogo vulkanologiceskogo soviesciania* (1959). Moscova.
- Ditler E., Kirnbauer F. (1938) Das Bentonitvorkommen von Tomești (Rumänien). *Z. prakt. Geol.* 41. Halle.
- Fremd G. M. (1962) Varposi clasificări și nomenclatură pirolasticeștilor porod. *Voprosi vulcanizm-Trudî pervogo vsesoiuznogo vulkanologiceskogo soviesciania* (1959). Moscova.
- Gheorghiu C. (1954) Studiul geologic al văii Mureșului între Deva și Dobra. *An. Inst. Géol. Roum.* XXVII. București.
- Giușcă D. (1963) Petrologia rocilor endogene. Ed. didactică și pedagogică. București.
- Koch A. (1898) Ujabb megfigyelések és gyűjtés felső-Lapugyrol. *Földt Közl.* XXVIII.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile — II. Neogen Abteilung. Budapest.
- Kuthan M. (1963) Subsequenter und lithogenetischer Finalvulkanismus des mittleren Teils der Slowakei. *Congr. V. Asoc. Geol. Carp. Balk.* II (1961). București.
- Levison-Lessing F. I., Struve E. A. (1963) Petrograficeshii slovar. Moscova.
- Maleev E. F. (1962a) Obzor clasificării și terminologiei vulcanoclasticăștilor porod. *Voprosi vulcanizma-Trudî pervogo vsesoiuznogo vulkanologiceskogo soviesciania* (1959). Moscova.
- Maleev E. F. (1962b) Clasificării fații vulcanoclasticăștilor porod. *Voprosi vulcanizma-Trudî pervogo vsesoiuznogo vulkanologiceskogo soviesciania* (1959). Moscova.
- Moorhouse W. W. (1959) The study of rocks in thin section. New York.
- Mureșan M. (1965) Studii geologice în regiunea Tomești-Luncani-Gladna Română (Poliană Rusă de NW). *D.S. Com. Géol.* LI, 1 (1963—1964). București.
- Pantó G. (1963) Die Rolle von Glutwolken im neogenen-sauren Vulkanismus Ungarns. *Congr. V. Asoc. Carp. Balcanice.* II (1961). București.
- Papiu C. V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Tehnică, București.
- Petrov V. P. (1962) Osnovî clasificării tufovîh i vulcanoghenîh porod. *Voprosi vulcanizma-Trudî pervogo vsesoiuznogo vulkanologiceskogo soviesciania* (1959). Moscova.

- Rădulescu D. (1961) Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocelor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Acad. R.P.R. St. Cerc. geol.* VI, 2. București.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.
- Savu H. (1962) Asupra erupțiunilor neogene din partea de nord a masivului Poiana Rusca. *D. S. Com. Geol.* XLIII (1955—1956). București.
- Stur D. (1863) Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Süd-West Siebenbürgens. *Jber. d. k. geol. R. A.* XIII.
- Vlădăveș V. I. (1962) Necotorie facti, cotorie neobhodimo ucitivati pri sostavlenii classificații vulcanoclasticeschih gornih porod. *Voprosi vulkanizma-Trudi pervogo usesoiuznogo vulcanologicheskogo sovesciania* (1959). Moscova.
- Williams H., Turner F. J., Gilert C. M. (1954) Petrography. San Francisco.
- Zavaritski A. N. (1961) Rocele eruptive. (Traducere I.D.T.). București.
- *** Geological map of Hungary and adjacent territories. Sc. 1:500.000 — 1914. Roy. Geological Survey of Hungary.

SUR LA PRÉSENCE DES TUFS SOUDÉS DANS LES VOLCANITES NÉOGÈNES DU N DU MASSIF POIANA RUSCA

PAR

M. MUREŞAN

(Résumé)

Dans le N du massif Poiana Rusca apparaît une zone à volcanites néogènes (les brèches volcaniques andésitiques y prédominent) orientée NE-SW, qui appartiennent à deux phases importantes d'éruption.

A l'W de ces volcanites on connaît une apparition de roches rhyolitiques (attribuées à la première phase d'eruptions néogènes) constituant une zone qui longe la vallée de Bega (voir la fig.). Leur contact avec les formations cristallines est en grande partie dissimulé par le Pannonien, par les alluvions de Bega et par les dépôts déluviaux récents ; la partie supérieure initiale, enlevée par l'érosion prépannonienne, n'offre à l'observation que 10 à 15 m d'épaisseur de ces roches (affleurant dans deux carrières). L'intersection de plusieurs systèmes de fissures fortement inclinées met en évidence des séparations prismatiques de la roche. On observe une tendance d'exfoliation suivant des plans sous-horizontaux qui se concrétise dans la disposition quasi-parallèle de certains éléments plans de la masse de la roche : des feuillets de biotite, des fragments (générale-

PLANŞA I

PLANŞA I

Fig. 1. — Tuf sudat riolitic (N Tomeşti-Poiana Ruscă de NW). Planul de aplatizare al rocii marcat de foițele de biotit (pete și puncte negre) precum și de elementele plate de șisturi cristaline (pata mare albicioasă), este aproximativ paralel cu planul fotografiei. Mărime naturală.

Tuf soudé rhyolitique (N de Tomeşti — Poiana Rusca au NW). Le plan de l'aplatissement de la roche, souligné par les paillettes de biotite (tâches et points noirs) ainsi que par les éléments plats de schistes cristallins (grande tache blanchâtre), est à peu près parallèle au plan de la photographie. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Tuf sudat riolitic (N Tomeşti-Poiana Ruscă de NW). Secțiune transversală pe planul de aplatizare al rocii, marcat prin foițele de biotit și lentilele mici, albicioase, de material bentonitic. $\times 1,5$.

Tuf soudé rhyolitique (N de Tomeşti-Poiana Rusca au NW). Coupe perpendiculaire sur le plan de l'aplatissement de la roche, souligné par les paillettes de biotite et les petites lentilles, blanchâtres, de matériel bentonitique. $\times 1,5$.



1



2

PLANS II

PLANŞA II

Fig. 1. — Tuf sudat riolitic (N Tomeşti-Poiana Ruscă de NW). Se observă orientarea generală a masei fundamentale, rezultată din sudarea fragmentelor de sticlă. Se observă și fragmente colțuroase (alb) de cuarț. Eșantioane din partea mediană a carierei din versantul stâng al văii Bega. N ||. × 62.

Tuf soudé rhyolitique (N de Tomeşti-Poiana Ruscă au NW). A noter l'orientation générale de la substance fondamentale, résultée de la soudure des fragments de verre. On aperçoit aussi des fragments anguleux (en blanc) de quartz. Echantillon prélevé de la partie médiane de la carrière du versant gauche de la vallée de Bega. N ||. × 62.

Fig. 2. — Tuf sudat riolitic (N Tomeşti-Poiana Ruscă de NW). Orientarea fragmentelor de sticlă este mai puțin evidentă. Eșantion din partea inferioară a carierii din versantul stâng al văii Bega. N ||. × 62.

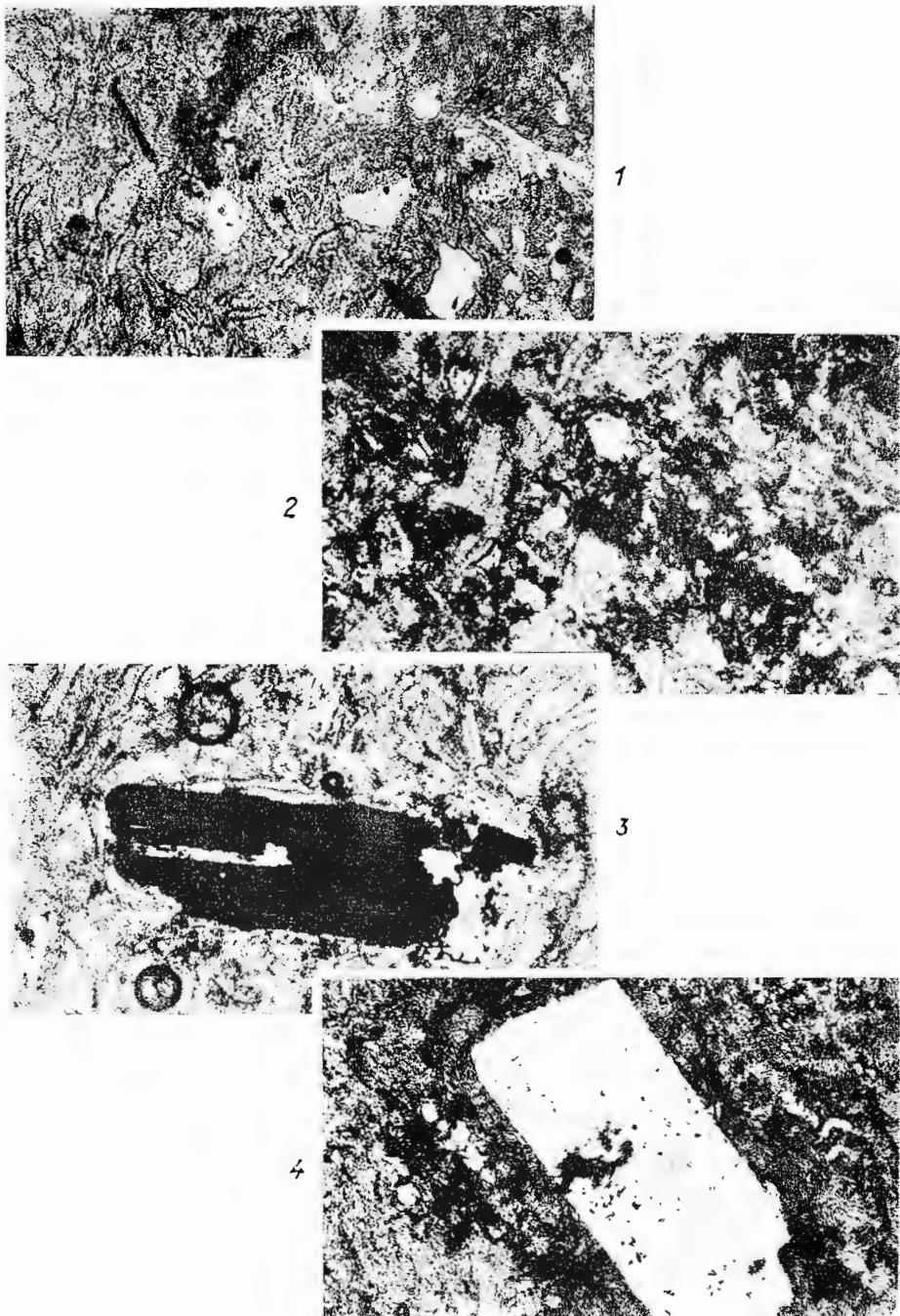
Tuf soudé rhyolitique (N de Tomeşti-Poiana Ruscă au NW). L'orientation des fragments de verre est moins évidente. Echantillon prélevé de la partie inférieure de la carrière du versant gauche de la vallée de la Bega. N ||. × 62.

Fig. 3. — Tuf sudat riolitic (N Tomeşti-Poiana Ruscă de NW). Fenocristal de biotit mulat de fragmente de sticlă din masa fundamentală N. ||. × 62.

Tuf soudé rhyolitique (N de Tomeşti-Poiana Ruscă au NW). Phénocristal de biotite moulé de fragments de verre de la substance fondamentale N. ||. × 62.

Fig. 4. — Tuf sudat riolitic (N Tomeşti-Poiana Ruscă de NW). Fenocristal de feldspat aşezat paralel cu orientarea generală a fragmentelor de sticlă. N. ||. × 62.

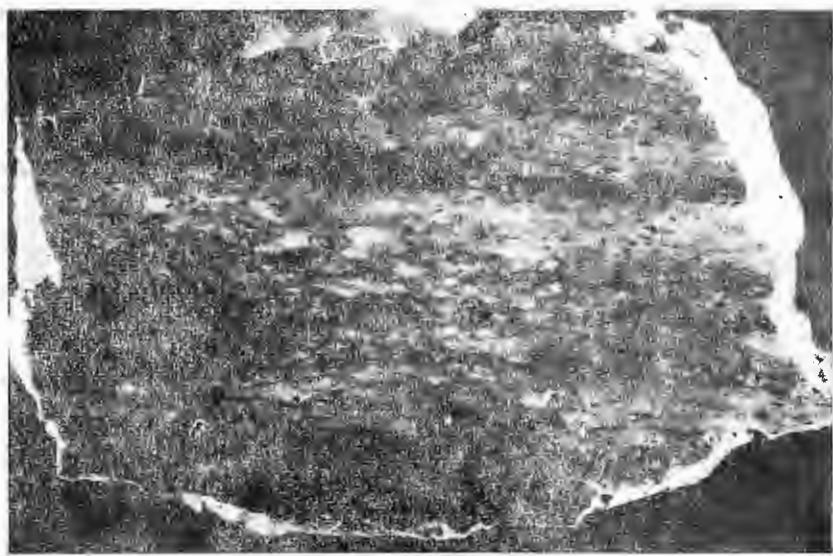
Tuf soudé rhyolitique (N de Tomeşti-Poiana Ruscă au NW). Phénocristal de feldspath parallèle à l'orientation générale des fragments de verre. N. ||. × 62.



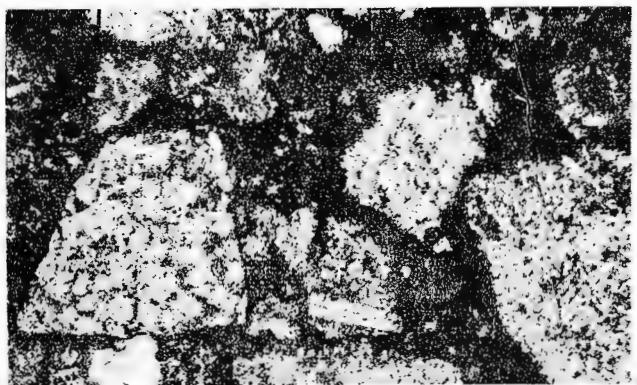
PLANSĂ III

PLANŞA III

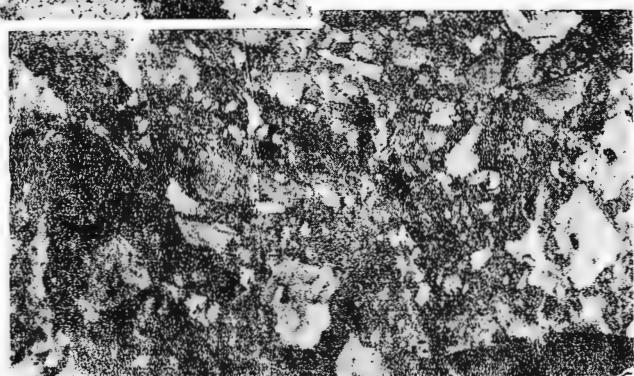
- Fig. 1. — Breccie vulcanică cu elemente de tufuri sudate riolitice (Româneşti-Poiana Ruscă de NW). Mărime naturală.
Brèche volcanique à éléments de tufs soudés rhyolitiques (Româneşti-Poiana Ruscă au NW). Grandeur naturelle.
- Fig. 2. — Breccie vulcanică cu elemente de tufuri sudate riolitice (Româneşti-Poiana Ruscă de NW). N ||. × 62.
Brèche volcanique à éléments de tufs soudés rhyolitiques (Româneşti-Poiana Ruscă au NW). N ||. × 62.
- Fig. 3. — Secțiune transversală printr-un element de tuf sudat dacitic, din brecciile vulcanice sarmatiene (Pietroasa-Poiana Ruscă de NW). Se observă rubanarea rocii dată de alternanța benzilor diferit colorate, alcătuite din material diferit. Foișele de biotit (negru) se dispun paralel rubanării. × 1,5.
Coupe transversale d'un élément de tuf soudé dacitique provenant d'une brèche volcanique sarmatienne (Pietroasa-Poiana Ruscă au NW). L'alternance des bandes à différentes couleurs y imprime l'aspect de la roche, constituée par des matériaux variés. Les paillettes de biotite (en noir) disposées parallèlement au rubanement. × 1,5.



1



2

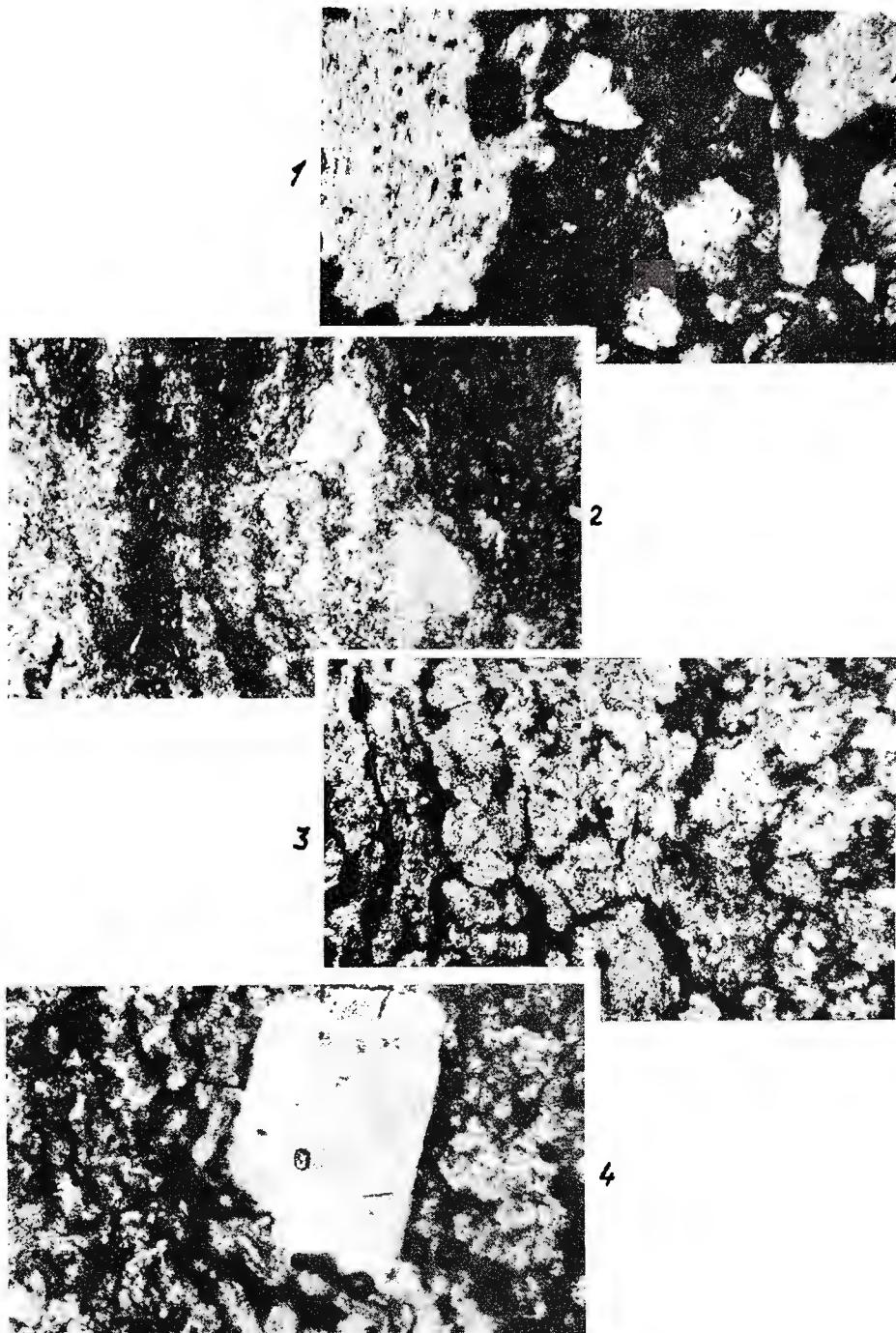


3

PLANS A IV

PLANŞA IV

- Fig. 1. — Breccie vulcanică sarmatiiană cu elemente de tufuri sudate dacitice (valea Băneșului-Poiana Ruscă de NW). N ||. × 62.
Brèche volcanique sarmatienne à éléments de tufs soudés dacitiques (vallée de Băneşul-Poiana Ruscă au NW). N ||. × 62.
- Fig. 2. — Tuf sudat dacitic din breciile vulcanice sarmatiene (valea Băneșului-Poiana Ruscă de NW). Se observă structura și microrurbanarea masei fundamentale, dată de constituția diferită a benzilor. N ||. × 62.
Tuf soudé dacitique des brèches volcaniques sarmatiennes (vallée de Băneşul-Poiana Ruscă au NW). A noter la structure microrubanée de la substance fondamentale, due à la constitution différente des bandes. N. ||. × 62.
- Fig. 3. — Tuf sudat dacitic din breciile vulcanice sarmatiene (Pârâul Surișii-Poiana Ruscă de NW). Se observă contorsionarea accentuată a fragmentelor sudate de sticlă N ||. × 6
Tuf soudé dacitique des brèches volcaniques sarmatiennes (ruisseau Surișii-Poiana Ruscă au NW). A noter la contorsion accusée des fragments soudés de verre N ||. × 62.
- Fig. 4. — Tuf sudat dacitic din breciile vulcanice sarmatiene (pârâul Surișii-Poiana Ruscă de NW). Fragment de fenocristal de feldspat mulat de așchile de sticlă. N ||. × 62.
Tuf soudé dacitique des brèches volcaniques sarmatiennes (ruisseau Surișii-Poiana Ruscă au NW). Fragment de phénocristal de feldspath moulé par les éclats de verre N ||. × 62.



ment plats) de schistes cristallins, des lentilles millimétriques aplatis de matériel bentonitique.

Dans la masse fondamentale on observe à l'oeil nu des phénocristaux de biotite (1 à 3 mm), parfois de quartz et des feldspaths. L'examen microscopique permet de distinguer une masse fondamentale dans laquelle sont enrobés des phénocristaux (généralement fragmentés) de biotite, quartz, sanidine et plagioclase. Parfois les phénocristaux de quartz présentent de vieilles baies de corrosion magmatique, comblées de verre partiellement dévitrifié qui se distingue dans la masse fondamentale environnante. Le feldspath potassique est du type sanidinite. Le plagioclase a une composition acide (10—12% An). La masse fondamentale, généralement vitreuse, est en voie de dévitrification et l'on y observe parfois de très fins microlithes: la disparition des microlithes dans la masse fondamentale offre à celle-ci une texture pseudo-fluide, amplifiée par les feuillets de biotite qui se disposent à peu près parallèlement à la disposition de ces microlithes. À la lumière du jour on observe que la matrice de la roche est constituée de fragments aplatis (discoïdes), contorsionnés parfois, de verre volcanique, orientés quasi-parallèlement entre eux; ces fragments mouvent les éclats et les phénocristaux de quartz, sanidine, biotite présents dans la roche. Les fragments de verre sont fortement soudés l'un à l'autre.

Dans les échantillons collectés dans les parties inférieures de la carrière à gauche de la vallée de Bega on observe que l'orientation des particules de verre volcanique constituant la masse fondamentale devient moins évidente. Les données chimiques nous permettent de conclure que le matériel pyroclastique initial (cendre, verre, phénocristaux) présentait en ensemble une composition de type granitique.

Les aspects présentés confèrent donc aux roches examinées un caractère de tuf soudé (welded tuffs).

B) Tufts soudés en brèches volcaniques. 1. Au N des roches décrites, à Românești (voir la fig.), apparaissent d'au-dessous du Pannonien des brèches volcaniques à éléments de tufts soudés rhyolitiques (du type de ceux mentionnés) et des fragments de roches vitreuses (perlites).

Nous attribuons la formation de ces brèches volcaniques toujours à la première phase d'éruptions nommément à un moment ultérieur à la formation des tufts soudés rhyolitiques dont des fragments sont enrobés dans ces formations.

2. Dans la région, les produits de la seconde phase d'éruptions néogènes sont représentés surtout par des brèches volcaniques andésitiques, attribuées au Sarmatiens. Parmi les éléments inclus dans ces brèches apparaissent certaines roches compactes à cassure esquilleuse, à l'aspect semi-vitreux et à rubanement évident. L'examen microscopique indique dans la masse fondamentale des phénocristaux (souvent fragmentés) de biotite, plagioclase (25% An), de quartz. Le quartz présente parfois de vieux rentrants (dûs à des phénomènes préexistents de corrosion magmatique) comblés de pâte particulièrement recristallisée qui diffère, quant à la structure et à la couleur, de la matrice environnante. Dans certaines sections l'observation de la structure tufacée initiale de la masse fondamentale est en quelque sorte facilitée, les fragments (généralement orientés) de verre qui la composent, quoique soudés, apparaissant distinctement à la lumière du jour. Dans d'autres cas, le mélange des fragments de verre est si avancé que leur observation en devient difficile et l'impression de texture fluidale s'accuse du fait de la présence des microlithes (résultés par dévitrification du matériel vitreux) orientés quasi-parallèlement au rubanement macroskopique de la roche. A l'endroit de ce dernier éléments nous ferons remarquer qu'il se matérialise souvent sous la forme de bandes différemment colorées, et différemment constituées : zones plus riches en éléments de verre et zones où les fragments de phénocristaux l'emportent sur les éléments vitreux; même la fréquence d'apparition des microlithes dans les lambeaux différents est variable (tout en étant à peu près uniforme dans le même lambeau). Ce genre de rubanement ne saurait être la conséquence d'une coulée de liquide (lave). La forte compacité, la soudure et l'orientation des particules de verre composants rangent ces roches également parmi les tufs soudés. Le type minéralogique des phénocristaux présents dans la roche ainsi que le relief faiblement négatif des fragments de verre témoignent en faveur d'une composition dacitique d'ensemble du matériel primordial. Après leur formation (au Sarmatiens probablement) ce genre de tufs soudés dacitiques ont été fragmentés et rejetés durant des éruptions volcaniques ultérieures à leur formation (toujours dans le cadre du grand cycle d'éruptions sarmatiennes). Ils n'apparaissent plus dans cette zone que sous la forme d'éléments anguleux inclus dans les brèches volcaniques de la seconde phase d'éruptions néogènes.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA TUFURIILOR SUDATE
DE LA POJOGA (REGIUNEA HUNEDOARA)¹⁾

DE

S. PELTZ²⁾, MARGARETA PELTZ²⁾, T. URCAN³⁾

Abstract

Contributions to the Knowledge of Welded Tuffs of Pojoga (Hunedoara Region). For the first time welded tuffs of rhyolitic nature are described in Romania. They are made up of pyrogenetic crystals (quartz, orthose, sanidine, albite, biotite), rock fragments and vitreous cement sometimes with microphyamnes. The basement of these rocks consists of Cretaceous sedimentary deposits (Valanginian-Hauterivian and Cenomanian), Mesozoic volcanites (hyalobasalts) and Neogene volcanites (biotite and hornblende bearing quartziferous andesites). The welded tuffs belong to the most northern explosive volcanic phenomena occurred during the Tortonian, on E-W striking fractures in the southeastern extremity of the Metalliferous Mountains.

Introducere. În ultimii ani problema vulcanismului exploziv acid se bucură de o deosebită și sporită atenție. Cercetările efectuate în cei aproape 80 de ani de când J. P. Iddings a descris tufurile sudate și în cei peste 30 ani ce s-au scurs de când P. Marshall a separat ignimbritele ca un tip genetic de rocă de sine stătător, au condus la acumularea unor numeroase observații. Acestea atestă prezența tufurilor sudate și a ignimbritelor în foarte multe regiuni, în toate erele geologice, din Precambrian (J. Boulandon, G. Jouravsky, 1954; S. Hielmquist, 1956; V. Arapov, V. Tkacev, 1961), pînă în timpurile istorice (erupția vulcanilor Katmai — C. N. Fennér și Bezîmianîi — G. S. Gorškov).

¹⁾ Comunicare în ședința din 1 aprilie 1966.

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

³⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Calea Griviței nr. 64, București.

Roci considerate riolite, riodacite, tufuri riolitice sau riodacitice, porfire cuartifere, vitrofire, și. a., în urma unui studiu detaliat, geologic și petrografic, s-au dovedit a prezenta caracter proprii ignimbritelor, tufurilor sudate, tufolavelor.

În cadrul cercetărilor geologice pe care le-am efectuat în anii 1963 și 1964 în regiunea Tisa-Bulza¹⁾ am identificat în raza localității Pojoga roci pe care le-am descris ca riolite și tufuri riolitice.

Încă de la începutul cercetărilor noastre, mai ales în urma studiului microscopic, ne-au atras atenția unele aspecte piroclastice ale masei fundamentale a riolitelor precum și unele structuri vitroclastice și fragmente sudate de sticlă evidente în masa de legătură a tufurilor²⁾. Ne-am propus atunci să examinăm cu mai multă atenție aceste roci care prin caracterelor lor nu se încadrau la riolite sau la tufuri riolitice. Studiul detaliat, confruntarea rezultatelor obținute cu exemplele numeroase pe care le oferă literatura de specialitate, a arătat că aceste roci prezintă caracterile petrografice, chimice și de zăcămînt proprii tufurilor sudate.

Regiunea cercetată se situează în raza comunei Pojoga, raionul Ilia, regiunea Hunedoara, în partea vestică a culoarului Mureșului de la Zam. Aici, între valea Sălciva și valea Ghinișului apar cele mai nordice manifestări ale vulcanismului neogen din regiunea Tisa-Bulza. Ele sunt reprezentate prin: andezite cuartifere cu biotit și hornblendă, tufuri sudate și piroclasite andezitice.

Este o regiune colinară cu altitudini cuprinse între 200—400 m, brăzdată de văile: Sălciva, Pojoga, Tiganilor, Hîrtoape și Ghiniș, afluenți sudici ai Mureșului, care în cuprinsul regiunii cercetate prezintă direcția generală N-S.

¹⁾ S. Peltz, Margareta Peltz. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Zam-Tisa-Bulza. Arh. Com. Stat Geol. 1963.

S. Peltz, T. Urcan. Raport asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe executate în regiunea Zam-Tisa-Bulza. Arh. Com. Stat Geol. 1964

²⁾ Dificultăți în privința atribuirii unor asemenea roci lavelor sau tufurilor au întâmpinat și alți cercetători din țara noastră. Astfel, studiind regiunea Haneș, M. Borcoș et al (1961) menționează aspectul deosebit pe care-l prezintă riodacitele. Pornind de la faptul că situații asemănătoare au fost descrise ca ignimbrite (G. Pantó), consideră că rocile riodacitice pot avea aceeași natură. (M. Borcoș, I. Gheorghiteș, Elena Borcoș, S. Boștinescu, P. Mătieș. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecție din regiunea Almaș-Stânișa, M-ții Metaliferi. Arh. Com. Stat Geol. 1961).

Cercetări geologice anterioare. Regiunea Pojoga ca de altfel întreaga extremitate sud-vestică a Munților Metaliferi¹⁾ nu s-a bucurat pînă în ultimii ani de o atenție deosebită din partea cercetătorilor.

Studiind regiunea Căpâlnaș-Pojoga, O. Kadîc (1904) menționează la Pojoga depozite sedimentare jurasic-superioare, cretacic-inferioare și medii, andezite cu biotit și piroclastite andezitice.

E. Pinkert (1906), identifică în regiunea Pojoga depozite sedimentare jurasice (Dogger și Malm) și cretacic-medii, precum și trahite, andezite cu biotit, andezite cu amfibol și biotit, piroclastite andezitice.

Cercetările sănt reluate de D. Iacob în 1944 care în regiunea noastră menționează prezența depozitelor barremiene și cenomaniene, a andezitelor cu biotit și amfibol. V. Corvin-Papiu (1954) studiind regiunea cuprinsă între Valea Mare și Pojoga, arată extinderea calcarelor de Stramberg pînă la Pojoga și face considerații privind litologia și tectonica acestora.

Recent, A. Dușa²⁾ prezintă interesante considerații asupra tectonicii formațiunilor jurasice și cretacice din regiune. De asemenea, menționează existența riolitelor la Pojoga, pe care le raportează unui complex andezitic-riolitic de vîrstă helvețiană.

Fundamentul tufurilor sudate

La alcătuirea fundamentului tufurilor sudate participă depozite sedimentare cretacice³⁾, vulcanite mezozoice și neogene.

¹⁾ În legătură cu încadrarea regiunii în unitățile structurale ale Munților Apuseni, nu a existat o preocupare din partea majorității cercetătorilor anteriori. V. Corvin-Papiu (1954) referindu-se la sectorul nord-vestic Valea Mare — Pojoga, de acord cu G. Macovei și I. Atanasiu (1934) îl atribuie zonei meridionale a segmentului vestic al munților Mureșului.

Considerăm că prin structura sa și întreaga evoluție geologică, regiunea Tisa-Groși cuprinsă între valea Mureșului la N și culoarul Nemeșești-Lăpușiu la S, se încadrează în unitatea Munților Metaliferi, constituind extremitatea sud-vestică a acestora.

²⁾ A. Dușa. Aspekte tectonice pe valea Mureșului în regiunea Valea Mare — Căprioara — Coșteiul de Sus — Bulza. Comunicare în ses. șt. Univ. Babeș-Bolyai, iunie 1964

³⁾ Calcarele tithonice prezente în colțul nord-vestic al regiunii nu apar în fundamentele tufurilor sudate. Ele constituie terminația estică a zonei sinclinale Căprioara-Pojoga orientată W-E, a cărei limită sudică este marcată de formațiuni sedimentare cretacice și de intruziunea andezitului cuartifer cu biotit și hornblendă. Între valea Ghiniș și valea Tiganilor, Jurasicul superior constituie o fașie cu lungimea de 3.750 km și lățimea

Cretacicul inferior (Valanginian-Hauterivian). Acesta apare în versantul stîng al văii Sălciva în zona confluenței cu valea Sirebi și în bazinul văii Ghiniș. Este reprezentat printr-o alternanță de gresii fine sau grozioare, micacee sau cuarțitice, străbătute de numeroase diaclaze cu calcit și subordonat prin șisturi marnoase.

Cretacicul superior (Cenomanian). Cretacicul superior formează o bandă continuă de cca 2 km lungime și cca 1 km lățime, la sud de satele Sălciva și Pojoga. Din punct de vedere litologic, depozitele cenomaniene sănt constituite din alternanțe de gresii marnoase, gresii grozioare, microconglomerate și conglomerate.

Atribuirea depozitelor sedimentare din regiunea cercetată Cretacicului inferior și superior, a fost făcută prin asemănări litologice cu formațiuni din regiunile învecinate nord-estice, a căror vîrstă a fost stabilită pe baza dovezilor paleontologice.

Eruptivul bazic. Cu prilejul cercetărilor efectuate am indentificat pe valea Pojoga o ivire de bazalte. Apariția la zi a acestor roci ca o pană în corpul andezitului cuarțifer cu biotit și hornblendă a fost favorizată de punerea în loc a acestuia și dovedește existența vulcanitelor mezozoice bazice în fundamentul regiunii.

Prin caracterele petrografice, bazaltele din valea Pojoga se raportează bazatelor normale (hialobazalte) descrise de noi¹⁾ în alte sectoare ale extremității sud-vestice a munților Metaliferi. Sunt roci masive, dure, de culoare vînăță-neagră cu textură masivă și structură ofitică. La alcătuirea mineralologică participă 50% plagioclazi (An 50—60), augit (4%), magnetit (1%) și minerale secundare (3%) reprezentate prin clorit, calcit și oxizi de fier.

Eruptivul neogen. Cea mai mare suprafață din fundamentul tufurilor sudate este ocupată de andezitul cuarțifer cu biotit și hornblendă care, în centrul și sudul regiunii cercetate, formează două intruziuni de tip lacolitic. Structura estică ocupă între valea Țiganilor la vest și valea Sălciva la est, suprafață de 1,5 kmp. În valea Sălciva și pe valea Sirebi, la contactul cu depozitele cretacice se observă efecte de termometamorfism.

Structura vestică se situează între valea Țiganilor și culmea Ștefan unde ocupă o suprafață de cca 2 kmp. Ca și structura estică străbate depo-

mea medie de 1 km și este reprezentat prin calcare recifale de culoare cenușie sau alb-gălbuiie.

¹⁾ Op. cit. pag. 112.

zitele sedimentare cretacice pe care uneori le ridică în spinare (culmea Ștefan) precum și calcarele tithonice aparținând flancului sudic al sinclinalui Căprioara-Pojoga.

Andezitul cuarțifer cu biotit și hornblendă este o rocă de culoare cenușie sau cenușie-albicioasă, compactă, cu structură porfircă și textură masivă.

La alcătuirea mineralogică participă: 27,60% plagioclaz (An 25—40) care formează ifenocristale (2/1,20 mm) și cristale cu dimensiuni intermediiare (0,80/0,32 mm) maclate după legea albă și zonate (zonări normale și oscilatorii inverse); cuartul 11,10% deseori corodat; biotitul (16,5%—1,65/1,20—0,4/0,2 mm) parțial opacitizat și hornblenda verde (4%—1,20/0,8—0,6/0,4 mm) parțial substituită de clorit, carbonați sau opacit.

Masa fundamentală prezintă structura holocrastalin-microgranulară și este alcătuită din microlite de cuarț, feldspat, hornblendă și magnetit. Uneori se observă carbonatari și argilizări.

Tufurile sudate

În regiunea Pojoga tufurile sudate ocupă suprafața (de aflorare) de cca 6 kmp. și au grosimea de cca 100 m.

Între valea Sălciva la est și culmea Ștefan la vest, ele acoperă depozitele sedimentare cretacice și andezitul cuarțifer cu biotit și hornblendă; spre sud sunt acoperite de pirolastite andezitice reprezentate prin aglomerate, microaglomerate și tufuri lapilice cu elemente de andezite piroxenice. Datorită eroziunii la care a fost supusă regiunea încă din timpul Sarmatiului, tufurile sudate apar azi ca pete ce izolate în vîrful Măgura Pojoga, pe culmile dintre valea Pojoga și valea Sălciva. Spre sud însă, în apropierea plăcii de pirolastite care le-a protejat un timp mai îndelungat, tufurile sudate formează un nivel aproape continuu; asupra limitei lor sudice, sub placă pirolastitelor, nu avem deocamdată nici un indiciu.

Nomenclatura. Datele din literatură arată că problema tufurilor sudate a fost pusă încă începând cu anul 1868 (K. V. Fritsch și W. Reiss în lucrarea asupra geologiei Insulei Tenerife, arhipelagul Canare). Dar, primele indicații care au contribuit la cunoașterea caracterelor petrografice și la explicarea genezei tufurilor sudate, apar în lucrările lui J. P. Idings din perioada 1885—1909; aceste roci s-au format prin expulza-

rea materialului vulcanic în aer, căderea produsului exploziei în stare încă fierbinte și sudarea acestuia.

Termenul de tuf sudat a fost și este utilizat de mulți cercetători. Frecvent este întâlnit azi în literatura americană și japoneză, precum și în unele lucrări ale cercetătorilor sovietici.

Datorită originii și multor caractere principale comune, de multe ori tuful sudat are semnificația termenului de ignimbrit, este considerat sinonim acestuia sau un tip petrografic în cadrul rocilor ignimbritice. Termenul ignimbrit a fost propus de P. Marshall în anul 1932 pentru rocile acide din nordul Noii Zeelande care prin caracterele lor nu se puteau raporta riolitelor sau tufurilor riolitice. În definiția dată, P. Marshall consideră ignimbritul o rocă de compoziție acidă formată din produsele incandescente ale unor erupții de nori arzători de tip Katmaian, care acoperă mari suprafețe. După A. Rittmann (1963) ignimbritele sunt tufuri riolitice sau dacitice constituite în mare parte din cenuși sticloase sudate, iar P. Vincent (1963) le consideră roci acide care prezintă caractere ce le opun lavelor și tufurilor clasice, printre acestea enumerându-se o mare fluiditate originală și o mare temperatură. E. F. Maléev (1962) propune ca termenul de ignimbrit să nu se limiteze la rocile acide, ci el să includă toate rocile piroclastice cimentate datorită supraîncălzirii fragmenelor.

Acumularea în ultimii 20 de ani a unor informații tot mai bogate, a condus la largirea și diversificarea sensului genetic atribuit de P. Marshall ignimbritelor. Azi, vulcanismului ignimbritic i se raportează formațiuni variate pentru care unii cercetători admit originea efuzivă iar alții originea piroplastică; G. Pantó (1964) consideră posibilă formarea acestor roci nu numai în condiții subaeriene ci și în cele subcrustale. V. I. Vodavet (1962) sintetizând numeroasele date de literatură, conclude că între lave și tufuri există două grupe de roci: tufolave și ignimbrite. Grupa tufolavelor are caracter de lavă, iar grupa ignimbritelor caracter de lavă și piroclastit. Tufolavele reprezintă piroclastite alcătuite din fragmente de rocă efuzivă ejective și apoi cimentate cu lavă. Rocile similare ignimbritelor se împart în pseudolavă sudată sau ignimbrit propriu-zis, tuf sudat și tuf copt.

În privința nomenclaturii, a faciesurilor și a însăși naturii vulcanismului ignimbritic se poartă discuții susținute ceea ce reflectă interesul crescînd pe care l-a stîrnit în rîndul vulcanologilor. Datele de care dispunem pînă în prezent, arată că în regiunea Pojoga se află un tip deosebit de roci,

care nu au fost descrise pînă în prezent în România și care prin caracterele petrografice, chimice și de zăcămînt, se raportează tufurilor sudate de natură riolitică. Ele prezintă multe asemănări nu numai petrografice, dar și de zăcămînt sau chimice cu ignimbritele. Dar, aşa cum am mai arătat, semnificația termenului de ignimbrit s-a diversificat mult în ultimii ani și rocile din regiunea cercetată corespund numai unei părți din conținutul actual al acestuia. Pe de altă parte, sunt unanim admise pentru ignimbrite, printre altele, larga dezvoltare în spațiu, separațiile prismatice, orientarea aproape paralelă a fragmentelor de sticlă. Aceste caractere nu sunt proprii rocilor descrise de noi. De aceea am considerat că termenul de tuf sudat caracterizează cel mai bine însușirile petrologice ale vulcanitelor exploziv-acide de la Pojoga.

Descrierea petrografică. Megascopic tufurile sudate apar ca roci de culoare alb-gălbui sau gălbui, rareori cenușie. În părțile inferioare ale depozitului sunt compacte, masive și străbătute de numeroase fisuri, spre părțile superioare sunt mult mai puțin compacte, devenind slab poroase. În masa rocii se observă adeseori separații lențiculare de sticlă de culoare cenușie-gălbui sau litoclaste subcentimetrice alterate.

Examenul microscopic al probelor provenite din majoritatea ivirilor arată că aceste roci sunt constituite din cristale și fragmente de cristale de cuart, feldspat și biotit, fragmente de roci aparținînd fundimentului sedimentar sau eruptiilor anterioare și fondul sticlos (vezi tabelele 1 și 2).

TABELUL 1

Tuf sudat cu microfiamme – compoziția modală și dimensiunile elementelor constitutive

Elemente constitutive	Limite %	Dimensiuni mm
Cristale și fragmente de cristale pirogenetice	Cuart, ortoză, sanidin, albă	7,47—14,37 3,825/0,99—2,115/1,35—0,54/0,1
	Biotit,	0,38—4,48 1,215/0,13—0,765/0,13
Microfiamme	4,10—11,60	9/0,9—0,45/0,13
Fragmente de rocă	Spor-2,96	4,90/3,15—1,35/1,125—0,45/0,4
Alveole	Spor- 4,20	1,125/0,54—0,45/0,09
Sticlă	70,50—82,60	—

TABELUL 2

Tuf sudat fără microfiamme — compoziția modală și dimensiunile elementelor constitutive

Elemente constitutive		Limite %	Dimensiuni mm
Cristale și fragmente de cristale pirogenetice	Cuarț, ortoză, sanidin, albit	14,10—17,30	2,475/1,35—1,125/0,45—0,15/0,12
	Biotit	0,38—0,62	0,82/0,24
Fragmente de rocă	Spor-	4,98	0,675/0,36
Alveole	Spor-	3,62	1,125/0,14—0,14/0,135
Sticlă		77,34—81,65	—

Mineralele leucocrate reprezintă între 7,47%—17,30% din compoziția modală a rocii, dar în unele secțiuni apar sporadic. Ele sunt reprezentate prin cristale și fragmente de cristale de ortoză, sanidin, albit, dar mai ales cuarț. Cristalele dispuse haotic în masa rocii sunt puternic microfisurate și prezintă variate aspecte de coroziune (pl. II, fig. 2 și 4).

Mineralele melanocrate sunt reprezentate exclusiv prin cristale prismatice de biotit (1,215/0,13—0,765/0,13 mm) parțial sau total opacizate. Ele reprezintă între 1,28%—4,48% din compoziția modală a tufurilor sudate. În unele iviri biotitul este sporadic sau lipsește.

Sub microscop se recunoaște cu ușurință natura piroclastică a masei de legătură. Aceasta prezintă structura vitroclastică și este constituită din fragmente de sticlă cu forme bizare, sudate între ele. De asemenea, în unele secțiuni sunt prezente mici corpuri lenticulare, deformate, de sticlă lipsită de structură. Aceste microfiamme deosebit de caracteristice pentru o parte din rocile identificate de noi reprezintă între 4,10%—11,6% din compoziția lor modală.

La caracterul piroclastic contribuie și prezența fragmentelor de roci sedimentare sau eruptive care reprezintă pînă la 4,98 din compoziția modală.

Masa sticloasă de culoare gălbui-negricioasă este uneori devitrificată și cuprinde numeroase alveole de forme neregulate. Acestea sunt umplute cu opal, clorit sau tridimit. Marginile cu structura fibroradiară sunt parțial limonitizate. Este probabil, ca în urma unui studiu mai deta-

liat, să se constate că o parte din aceste alveole sunt poncii gazoase sau litofize, înconjurate de o aureolă de reacție pneumatolitică. După P. Bordet et al. (1963) acestea ar constitui un tip de fiamme. P. Vincent (1963) consideră însă că fiammele nu trebuie confundate cu litofizile care sunt umplute cu minerale secundare.

Fragmentele de sticlă au culoarea gălbuiu sau neagră (opacit) și forma de spiculi, așchii biconcave, X, Y, etc. (pl. I, fig. 1—4). Ele reprezintă fragmente de zgură vulcanică pulverizată și parțial retopită care s-au acumulat în stare incandescentă, sudindu-se între ele.

Microfiammele apar ca fragmente care au fost aplatizate în timpul compactizării, întim sudate ou masa vitroasă, determinând textura eutaxitică (pl. I, fig. 1—2). Au culoarea negricioasă datorită opacitizării. În funcție de prezența acestor elemente constitutive distingem: a) tufuri sudate cu microfiamme și b) tufuri sudate fără microfiamme. Primul tip apare în colțul nord-estic al regiunii (sectorul valea Pojoga — valea Sălciva), al doilea în colțul sud-vestic (culmea Ștefan). Dimensiunile microfiammelor sunt cuprinse între 9/0,9—0,45/0,13 mm.

Majoritatea cercetătorilor printre care P. Marshall (1935), P. Gilbert (1938), H. Enlows (1955), consideră aceste incluzuni sticloase ca fragmente solide laminate. R. Martin (1959) arată că o parte pot fi considerate rezultatul unei cristalizări intense, locale, ce a avut loc în tufuri. În această accepțiune, considerăm și noi acele microfiamme cu structura microgranulară constituite din quart și feldspat, vizibile la tufurile sudate din sectorul Măgura Pojoga (pl. II, fig. 3).

Rezultă că în regiunea cercetată sunt prezente atât lentile turtite formate din lapili și zgură sticloasă, precum și lentile litofizice (R. Martin, 1959) formate în urma cristalizării „*in situ*“ în depozitul piroclastic.

Litoclastele participă în procente reduse la alcătuirea rocii (vezi tabelele 1 și 2). Ele au diametrul cuprins între 4,9/3,15—0,45/0,4 mm și forme subcolțuroase. Predomină fragmentele de gresii micacee care aparțin depozitelor cretacice din fundament (pl. II, fig. 1). Sporadic am observat fragmente de roci eruptive. Acestea sunt alterate și parțial opacitizate, astfel că nu a putut fi determinat cu precizie tipul petrografic. Cu grosimete mari se observă baghete de plagioclaz într-o masă fundamentală sticloasă. Menționăm și prezența unui fragment (\varnothing 4,90—3,15 mm) de tuf vitrocrystaloclastic (pl. II, fig. 2). Aceasta este un indiciu prețios privind existența în regiune a unor manifestări explozive anterioare.

Chimismul. Examinarea chimismului oferă cîteva informații privind caracterele acestor roci în care predomină masa sticloasă nediferențiată, pentru care studiul microscopic nu poate aduce indicații. De asemenea permite compararea cu compoziția chimică a tufurilor sudate din alte regiuni ale globului.

Au fost analizate chimic cele două aspecte pe care le prezintă rocile din regiune: tuf sudat cu microfiamme (proba 1) și tuf sudat fără micro-

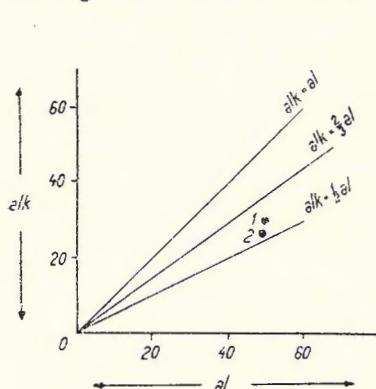


Fig. 1. — Diagrama variației : alk—al.
Diagramme de la variation : alk—al.

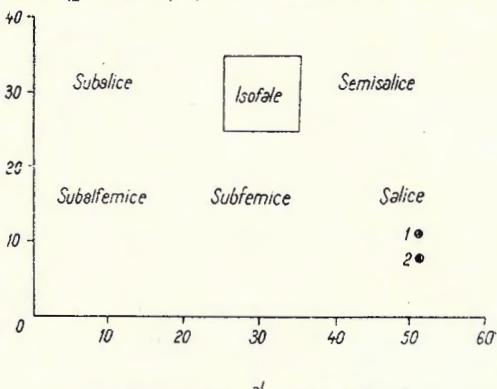


Fig. 2. — Diagrama variației : fm—al.
Diagramme de la variation : fm—al.

fiamme (proba 2). Pentru aceste roci am calculat parametri Niggli și Zavaritski precum și mineralele normative C.I.P.W. (vezi tabelul 3). Examinarea compoziției chimice în comparație cu aceea a unor tufuri sudate din R.P.U., S.U.A. și Japonia, indică asemănări remarcabile.

Tufurile sudate de la Pojoga aparțin magmei natrigranitaplitice și prezintă compoziția chimică corespunzătoare riolitelor. Observăm că în diagrama alk-al (fig. 1) ele se proiectează în cîmpul magmelor intermediare, dintre care tufurile sudate fără microfiamme, foarte aproape de linia $alk = 1/2 al$. Diagrama fm-al (fig. 2) indică un caracter salic pronunțat pentru ambele roci analizate.

Examenul valorilor Niggli și a raporturilor între acestea, ca și în cazul compoziției virtuale, oferă indicații prețioase privind alcătuirea acestor roci în care mineralele pirogenetice reprezintă cel mult 20% din compoziția modală. Astfel, valoarea ridicată pentru $qz > 100$ indică excesul de silice în raport cu compoziția cei mai saturați, prezența cuarțului ca un constituent important: acest indice este mai mare în cazul tufurilor sudate cu microfiamme. Caracterul alcalin este indicat de valoarea para-

TABELUL 3

Compoziția chimică a tufurilor sudate de la Pojoga

Analiza chimică	Parametri Niggli		Parametri Zavarilki		Minerale normative	
			1	2	1	2
	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	70,66	67,50	si	463	446	a
Al ₂ O ₃	13,40	13,35	al	51,6	51,6	c
Fe ₂ O ₃	1,51	1,17	fm	11,8	8,3	b
FeO	0,68	0,13	c	7,5	12,3	s
MgO	0,12	0,25	alk	29,1	27,8	a'
CaO	1,05	1,75	k	0,68	0,65	f'
Na ₂ O	1,43	1,51	mg	0,1	0,28	m'
K ₂ O	4,83	4,34	c/fm	0,63	1,48	n
TiO ₂	0,29	0,28	ti	1,5	1,5	φ
P ₂ O ₅	urme	urme	qz	246,6	234,8	t
MnO	urme	urme	lipsă			Q
S	urme	urme	urme			a/c
CO ₂	lipsă	lipsă				7,8
H ₂ O ⁺	5,88	9,79				0,6
H ₂ O ⁻	0,14	0,21				0,7
Sumă	99,99	100,28				4,6

1, Tuf sudat cu microfiamme pînă Turcului Pojoga, analist A.I. Dănciulescu

2, Tuf sudat fără microfiamme – pînă Turcului Pojoga, analist A.I. Dănciulescu

metrului $al = 51,6$ și de valorile parametrilor $alk \times k = 18$, respectiv 19,7, în timp ce valorile mici ale parametrilor fm (8,3 și respectiv 11,8) și mg (0,1 și respectiv 0,2), arată prezența cu totul subordonată a silicătilor feromagnezieni.

Existența termenilor mai calcici în cazul plagioclazilor este indicată de raportul molecular :

$$\frac{ab}{an} = \frac{alk(1-k)}{al - alk} = 0,4$$

Compoziția virtuală oferă de asemenea informații prețioase în legătură cu compoziția masei sticloase nediferențiate, indicând valori ridicate pentru : cuarț, ortoză, albit, corindon. Interesant este de remarcat faptul că în tuful sudat cu microfiamme se află un surplus de cuarț, ortoză, corindon și ilmenit.

Considerații vulcanologice

Tufurile sudate de la Pojoga aparțin celor mai nordice manifestări vulcanice care au avut loc în timpul Neogenului în extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi. Acestea s-au produs într-o regiune aparținând segmentului meridional-vestic al geosinclinalului Mureșului, după cutarea și exondarea formațiunilor cretacic-superioare.

Primele manifestări vizibile au caracter subvulcanic și sănătate reprezentate prin intruziunea andezitului cuarțifer cu biotit și hornblendă. Punerea în loc a acesteia a fost favorizată de zona de minimă rezistență orientată E-W care constituie o ramificație nord-vestică a fracturii identificate de C. Gheorghiu et al (1963) în culoarul Mureșului. Această orientare est-vestică este indicată de dispoziția intruziunilor de tip lacolit, dyke, apofiză în regiunea Sălciva — Pojoga — Ghiniș.

Cercetările noastre și cele gravimetrice¹⁾ nu au pus în evidență centre de erupție din care ar putea proveni tufurile sudate, fapt ce ne determină să admitem originea fisurală pentru aceste manifestări care s-au produs după punerea în loc a andezitului cuarțifer cu biotit și hornblendă.

Puternicele explozii care au determinat pulverizarea magmei viscoase, emisiunea particolelor de sticlă, a fragmentelor de cristale întratelurice și de roci aparținând fundimentului s-au produs — probabil — pe fracturi a căror formare a fost favorizată de intruziunile andezitice.

¹⁾ J. Andrei. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu din partea de vest a Munților Metaliferi și partea de est a Munților Drocea pentru localizarea intruziunilor gabbroice și banatitice. Arh. Com. Stat Geol. 1963

PLANŞA I

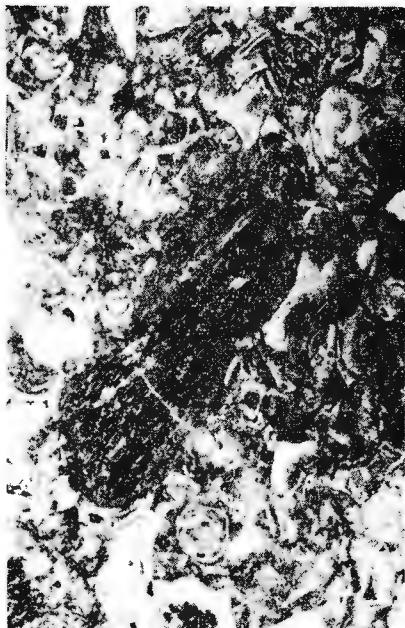
PLANŞA I

- Fig. 1. — Tuf sudat cu microfiamme (1). Culmea dintre valea Sălciva și pârâul Turcului. N || ; $\times 10$.
Tuf soudé à „microfiamme” (1). Crête entre la vallée Sălciva et le ruisseau Turcu. N || ; $\times 10$.
- Fig. 2. — Detaliu privind microtextura cimentului, forma și structura „microfiammelor” (1). Culmea dintre valea Sălciva și pârâul Turcului. N + ; $\times 10$.
Détail concernant la microtexture du ciment, la forme et structure des „microfiamme” (1). Crête entre la vallée Sălciva et le ruisseau Turcu. N + ; $\times 10$.
- Fig. 3. — Tuf sudat fără microfiamme. Se observă textura microeutaxitică determinată de fragmentele de sticlă cu forme variate. Pârâul Turcului. N + ; $\times 10$.
Tuf soudé sans „microfiamme”. A noter la texture microeutaxitique déterminée par les fragments de verre à morphologie variée. Ruisseau Turcu. N + ; $\times 10$.
- Fig. 4. — Detaliu privind microtextura cimentului și forma fragmentelor de sticlă. Pârâul Turcului. N || ; $\times 70$.
Détail concernant la microtexture du ciment et la forme des fragments de verre. Ruisseau Turcu. N || ; $\times 70$.

S. PELTZ, MARGARETA PELTZ, T. URCAN. Tufurile sudate de la Pojoga.
Pl. I.



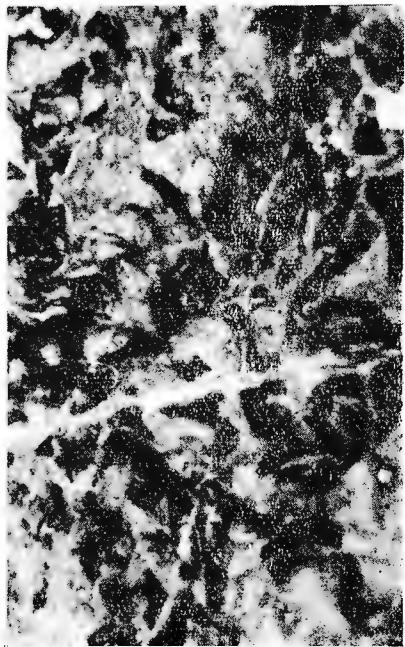
1



2



3



4

Comitetul de Stat al Geologiei. Dări de Seamă ale Sedintelor, vol. LIII/1

PLANŞA II

PLANŞA II

Fig. 1. — Tuf sudat cu microfiamme. Se observă cristale de biotit opacitizat (1) și cristale de cuarț microfisurat (2). În marginea dreaptă se remarcă limita între masa vitroclastică și microfiamme (3), care nu este netă; în centru se află un fragment de rocă (4). Pârâul Turcului. N. || ; × 10.

Tuf soudé à „microfiamme”. On remarque des cristaux de biotite opacifié (1) et des cristaux de quartz à microfissures (2). A droite, en marge, on aperçoit la limite confuse entre la masse vitroclastique et les „microfiamme” (3); au centre il y a un fragment de roche (4). Ruisseau Turcu. N || ; × 10.

Fig. 2. — Cristal corodat și microfisurat de cuart(1), cristale prismatice de biotit (2) prinse în cimentul tufului sudat; în partea stîngă se observă un fragment de tuf vitrocristalo-clastic (3). Culmea dintre valea Pojoga și pârâul Turcului. N + ; × 10.

Cristal corrode et à microfissures de quartz (1), cristaux prismatiques de biotite (2) englobés dans le ciment du tuf soudé; à gauche on observe un fragment de tuf vitro-cristalloclastique (3). Crête entre la vallée de Pojoga et le ruisseau Turcu. N + ; × 10.

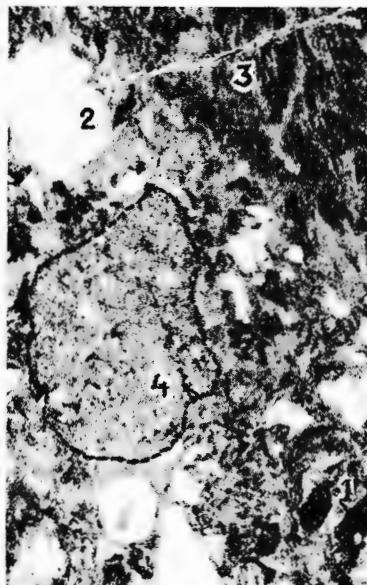
Fig. 3. — Aspecte ale recristalizării tufului sudat, care afectează masa de legătură precum și microfiammele (1). Sectorul Măgura Pojoga. N + ; × 10.

Aspects de la recristallisation du tuf soudé, qui a affecté le liant ainsi que les „microfiamme” (1). Secteur de Măgura Pojoga. N + ; × 10.

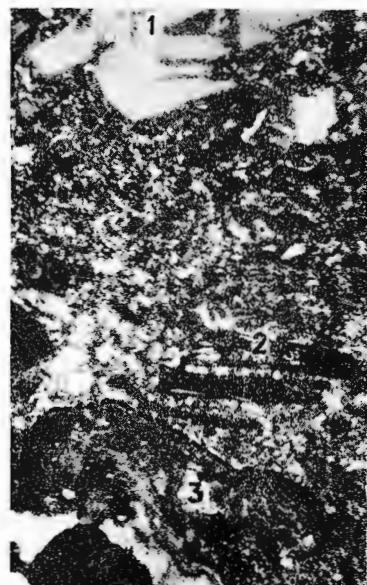
Fig. 4. — Cristale de cuarț corodate și microfisurate în cimentul tufului sudat. Culmea dintre valea Sălciva și pârâul Turcului. N + ; × 10.

Cristaux de quartz corrode et à microfissures dans le liant du tuf soudé. Crête entre la vallée de Sălciva et le ruisseau Turcu N + ; × 10.

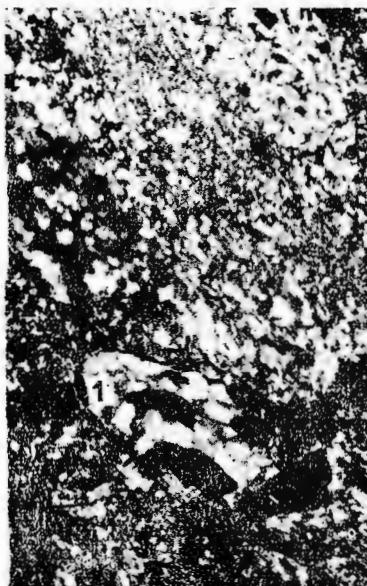
S. PELTZ, MARGARETA PELTZ, T. URCAN. Tufurile sudate de la Pojoga
Pl. II.



1



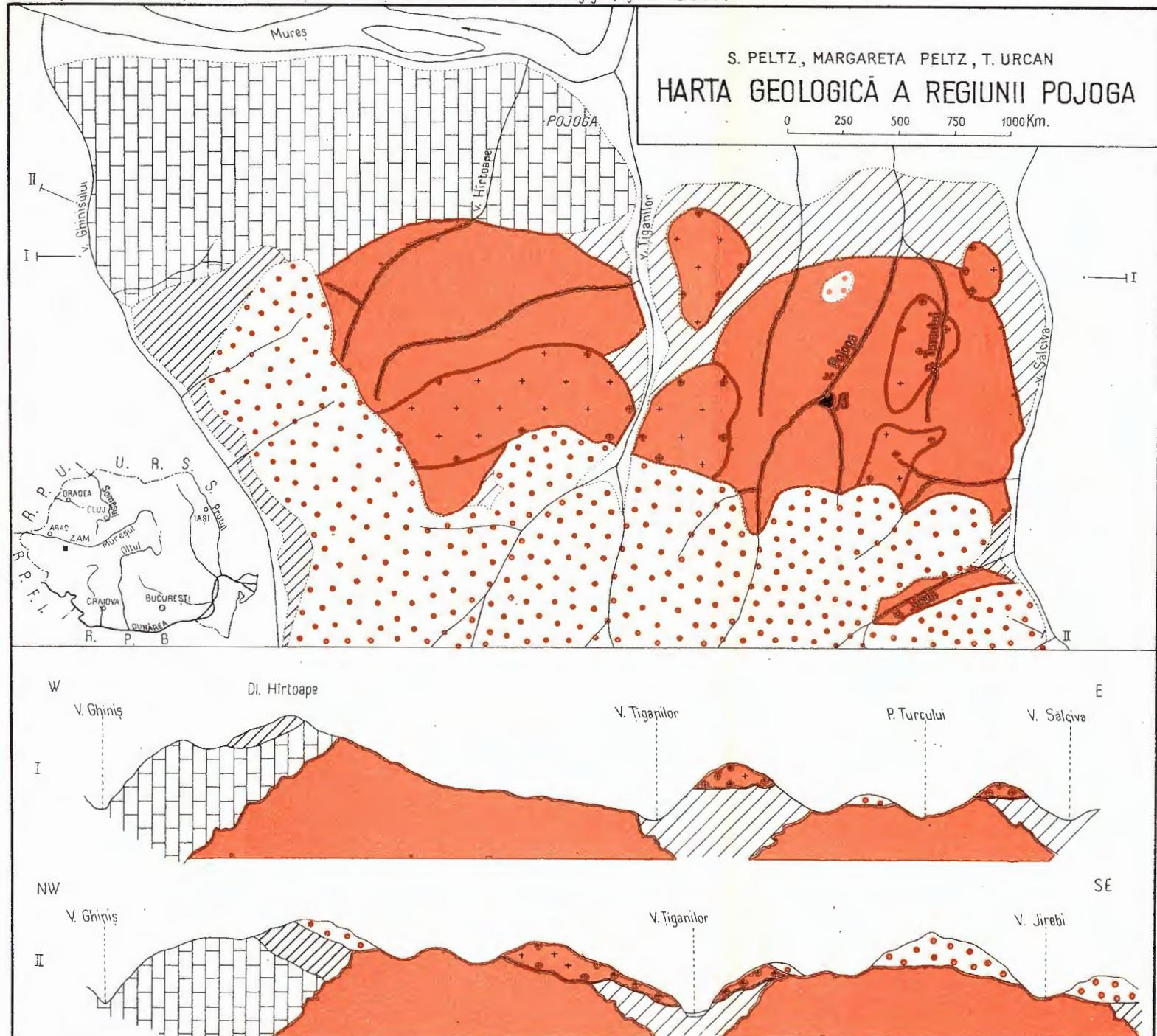
2



3



4



14960

Pentru stabilirea vîrstei vulcanitelor din regiunea cercetată, avem în vedere evoluția vulcanică a întregii extremități sud-vestice a Munților Metaliferi, relațiile între diferite structuri și asociații vulcanice, precum și raporturile acestora cu depozitele sedimentare tortoniene (Coșteiul de Sus și Fintoag) și pliocene (Groși și Lăsău).

Acestea sănt coordonate prețioase care ne permit să admitem că primele manifestări vulcanice neogene din regiunea Pojoga au avut loc ca și în regiunea Bulza-Coșteiul de Sus, în Helvetian; erupția tufurilor sudate s-a produs în Tortonian.

Încercând să paralelizăm aceste manifestări cu cele cunoscute pînă în prezent în regiuni mai apropiate, remarcăm faptul că pe teritoriul R. P. Ungarie vulcanismul exploziv acid a cunoscut o largă dezvoltare în timpul Miocenului, cu tipuri asemănătoare celor descrise de noi (G. Pantó, 1962).

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Lupu M. (1963) Date noi asupra evoluției Șanțului Metaliferilor. *Com. Științ. Asoc. Geol. Carpațo-Balc. Congr.* VI. Varșovia.
- Bordet P., Marinelli G., Mittemperger M., Tazieff H. (1963) Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la vallée des dix Mille fumées (Alaska). *Mém. Soc. Belge de géol. Ser. I.* 8, 7.
- Boyd F. R. (1961) Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, 3. In problemi paleovulkanizma 208—263.
- Enlow H., E. (1955) Welded tuffs of Chiricahua National Monument Arizona. *Bull. Geol. Soc. Am.* 66, 10. In problemi paleovulkanizma 264—306.
- Cheorghiu C., Calotă C., Zbiera A. (1963) Aspecte tectonice ale culoarului Mureșului. *Com. Științ. Asoc. Geol. Carpațo-Balcanică Congr.* V, IV, 85—103.
- Gorskov G. S. (1962) Speksiisia tuf kalderi Zavaričkogo. *Tr. lab. vulk.*, 20, 102—107.
- Healy J. (1962) Structure and volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. Crust of the Pacific Basin, *Geoph. Monogr.* 6, 151—157.
- Iacob D. (1944) Regiunea cuprinsă între Pojoga, Bulza și V. Mare (Jud. Severin). *Rev. Muz. Min.-Geol.* VIII, 1. Cluj.
- Ishikawa T., Minato M., Kuno N., Matsumoto T., Yagi K. (1957) Welded tuffs and deposits of pumice flow and Nuée ardente in Japan. In problemi paleovulkanizma 478—489.
- Kadic O. (1906) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer der Maros, in der Umgebung von Czella, Bulza und Pozsoga. *Jber. d. k. ung. A.* 1904.
- Marenina T. I. (1962) Speksiisia tuff Icinskogo vulkana v sredinnom hrebre Kamciatki. *Tr. lab. vulk.*, 20, 108—116.
- Martin R. C. (1959) Some field and petrographic features of American and New Zealand ignimbrites. *N. Zealand J. of Geol. and Geophys.* 2, nr. 2. In problemi paleovulkanizma 544—560.

- Pantó G. (1962) The role of ignimbrites in the vulcanism of Hungary. *Acta geologica*, I, VI, 3—4, 307—331.
- Pantó G. (1964) Az ignimbrit-vulkánosság újabb kérdései. *Földt. Közl.* 94, nr. 3, 313—320.
- Papiu-Corvin V. (1954) Géologie de la région Valea Mare-Căprioara-Bulzai-Pojoga. *C.R.I.G.R.* XXXVIII (1950—1951).
- Pinkert E. (1907) Adatok a Bulzai hegycsapot eruptivus. *Közeteinek ismeretéhez. Földt. Közl.* XXXVII.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.
- Ross C. S., Smith R. L. (1961) Ash-flow tuffs; their origine, geologic relations and identification. *U. S. Geol. Survey. Prof. Pap.* 366. *In problemi paleovulkanizma* 371—477.
- Smith R. L. (1960) Ash-flow. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 206. *In problemi paleovulkanizma* 308—370.
- Steiner A. (1960) Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand. A new petrogenetic concept. *N. Zealand. Geol. Surv. Bull.* 68. *In problemi paleovulkanizma* 490—532.
- Vincent P. M. (1963) Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). *Mém. B.R.G.M.* 23.
- Vlodavet V. I. (1962) Problema tufolav i ignimbritov. *Tr. lab. vulk.* 20, 108—116.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES TUFS SOUDÉS DE POJOGA

PAR

S. PELTZ, MARGARETA PELTZ, T. URCAN

(Résumé)

Dans la région de Pojoga située à l'extrême SW des Monts Métallifères on a identifié pour la première fois en Roumanie les tufs soudés à caractère rhyolitique.

Le soubassement de ces roches est constitué par des dépôts sédimentaires crétacés (Valanginien-Hauterivien et Cénomanien), par des hyalobasaltes appartenant aux éruptions mésozoïques basiques et par des roches volcaniques néogènes représentées par des intrusions laccolitiques d'andésite quartzifère à biotite et hornblende.

Entre la vallée de Sălciva et la crête de Ștefan les tufs soudés occupent une surface d'affleurement d'environ 6 km. et ont une épaisseur d'environ 100 m. Ils apparaissent de nos jours comme des lambeaux isolés

à cause de l'érosion subie par la région à partir du Sarmatien. Dans les parties inférieures du dépôt les tufs sont compacts et massifs mais vers les parties supérieures ils deviennent faiblement poreux.

L'étude microscopique indique que les tufs soudés de Pojoga sont constitués par des cristaux et des fragments de quartz, d'orthose, de sardine, d'albite, de biotite, par des lithoclastes appartenant aux roches du soubassement et par des fragments de vitre soudés entre eux. La présence des „microfiamme“ qui constituent 4,10—11,60% de la composition modale est caractéristique pour une partie des roches décrites. Cet aspect a déterminé la séparation des tufs soudés en : tufs soudés à „microfiamme“ et en tufs soudés dépourvus de „microfiamme“.

Le chimisme correspond aux rhyolites. Les roches analysées appartiennent aux magmas natrongranite-aplitiques, elles sont alcalines et supra-saturées par la silice (surtout les tufs soudés à „microfiamme“).

Les tufs soudés sont encadrés dans les manifestations volcaniques les plus septentrionales qui ont eu lieu durant le Tortonien à l'extrême SW des Monts Métallifères. Les explosions puissantes qui ont déterminé la pulvérisation du magma visqueux ont eu lieu probablement le long des fractures appartenant à une zone de faible résistance orientée E-W qui a favorisé les manifestations volcaniques néogènes dans la région de Tisa-Pojoga-Ghiniș.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région Pojoga

Quaternaire. 1, alluvions. Éruptif néogène ; 2, pyroclastites ; 3, tufs soudés ; 4, andésites quartzifères à biotite et hornblende. Crétacé supérieur-Cénomanien ; 5, grès, microconglomérats, conglomérats. Crétacé inférieur, Valanginien-Hauterivien ; 6, schistes argileux, grès, microconglomérats. Éruptif basique ; 7, basaltes. Jurassique supérieur ; 8, calcaires ; 9, direction de la coupe géologique.

ASUPRA VÎRSTEI UNOR ROCI GRANITOIDE DIN MUNTII VÎLCAN
(CARPAȚII MERIDIONALI)¹⁾

DE

GR. RĂILEANU I. BERCIU²⁾, GR. POP³⁾

Abstract

On the Age of Some Granitoid Rocks in the Vîlcân Mountains (South Carpathians). The authors describe the phenomena of thermal metamorphism and potassic metasomatism of some rocks of which the Permian age is assigned, at the contact with the Tismana granite. These phenomena do not affect the transgressively overlying Lias arcossian sandstones. As a result, the Tismana granite is more recent than the Permian deposits affected by it and older than the unaffected Lias deposits, which rework the granitic material. The potassic metasomatism showed up both in the granitoid rocks and in their contact zone by the development of phenocrysts, imbibition, arteritic injections of a potassic character. The authors consider the Tismana granite as being formed by the above mentioned processes of alkaline (potassic) metasomatism on account of Şușita granitoid in their late kinematic phase.

În domeniul danubian al Carpaților meridionali, fundamentul cristalin este alcătuit din șisturi cristaline străbătute de numeroase masive de roci granitoide. Punerea în loc a acestor masive granitoide a fost legată fie de orogeneza hercinică, fie de orogeneza caledoniană, în funcție de progresele obținute în stabilirea vîrstelor șisturilor cristaline străbătute și a depozitelor sedimentare care le acoperă.

¹⁾ Comunicare în ședință din 29 aprilie 1966.

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

³⁾ Institutul de Geologie și Geografie al Academiei Republicii Socialiste România, Str. Dr. Burghel nr. 1, București 20.

Studiile de detaliu, cu privire la natura petrografică, structura și poziția rocilor granitoide au pus în evidență existența unor masive de roci granitoide mai vechi și a altora mai noi.

În nota de față ne-am propus să discutăm vîrsta unor masive granitoide din munții Vîlcan pe baza fenomenelor de contact observate în depozite sedimentare. Aceste fenomene de contact au fost întîlnite în sectorul de sud-vest al munților Vîlcan la confluența văii Cheii cu valea Podului, la marginea de nord a localității Sohodol (la 10 km nord-est de Baia de Aramă) (fig. 1) și în localitatea Călugăreni, pe malul stâng al văii Călugărului (6 km N de Baia de Aramă) (fig. 2).

Geologia regiunii

Sectorul de sud-vest al munților Vîlcan face parte din domeniul danubian al Carpaților meridionali și este constituit din fundalul cristalin și cuvertura de depozite paleozoice și mezozoice.

Fundalul cristalin. Aceasta este constituit din sisturi cristaline și roci granitoide.

Sisturile cristaline, în regiunea la care ne referim, se întîlnesc sporadic și sunt formate dintr-un complex de roci psamitice metamorfizate, cu caracter cuarțitic-arcozian. Ele sunt cunoscute sub numele de seria de Lainici-Păiuș. Printre tipurile principale de roci ale acestei serii menționăm sisturile cuarțitice cu sericit sau biotit, cuarțite feldspatice granulare, sisturi cuarțitice clorito-sericitoase și gnaisse psamitice. Acest complex de roci este frecvent afectat de procese de feldspatizare și este străbătut de numeroase apofize granitice (G. Manolescu, 1937).

Rocile granitoide sunt reprezentate prin granite — granodiorite cu aspect porfiroid, de tip Tismana. Acestea se prezintă sub forma unor roci masive și constituie aproape în întregime fundalul regiunii (G. Manolescu, 1937; L. Pavelescu, Maria Pavelescu, 1963).

Depozitele sedimentare. Permianul? Depozitele pe care le atribuim Permianului formează pete ce izolate care apar sporadic de sub gresile arcoziene liasice (Călugăreni, Sohodol, Padina Crovurilor la nord de Topoști, la nord de Pocruiua etc.) (fig. 3, 4).

Petrografic ele sunt constituite predominant din argile grezoase hematitice, violacee, cu intercalații subordonate de gresii arcoziene cu liant

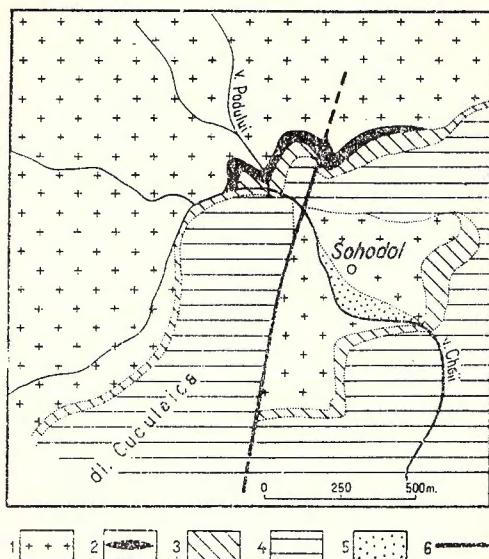


Fig. 1. — Schița răspândirii depozitelor permiene de la Sohodol.

1, granite de tip Tismana; 2, zona cu fenomene de contact; 3, gresii arcoziene (Liasic); 4, dolomite și calcare (Jurasic mediu – superior); 5, aluvioni; 6, falie.

Esquisse de la distribution des dépôts permiens de Sohodol.

1, granites de type Tismana; 2, zone à phénomènes de contact; 3, grès arkosiens (Lias); 4, dolomies et calcaires (Jurassique moyen – supérieur); 5, alluvions; 6, faille.

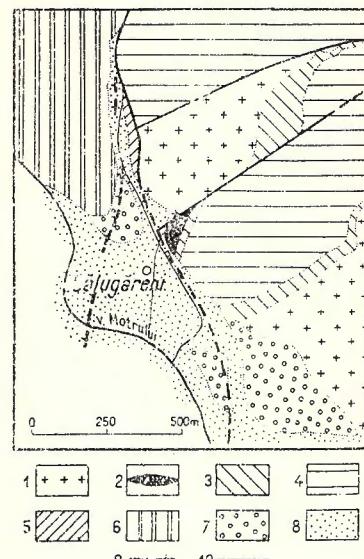


Fig. 2. — Schița răspândirii depozitelor permiene de la Călugăreni.

1, granite de tip Tismana; 2, zona cu fenomene de contact; 3, gresii arcoziene (Liasic); 4, dolomite și calcare (Jurasic mediu – superior); 5, argile și gresii argiloase sub facies de tip wildflysch (Crétacé supérieur); 6, sisturi cristaline ale domeniului igetic; 7, aluvioni vechi; 8, aluvioni recente; 9, linie de sarja; 10, falie.

Esquisse de la distribution des dépôts permiens de Călugăreni.

1, granites de type Tismana; 2, zone à phénomènes de contact; 3, grès arkosiens (Lias); 4, dolomies et calcaires (Jurassique moyen – supérieur); 5, argiles et grès argileux sous facies de type Wildflysch (Crétacé supérieur); 6, schistes cristallins du domaine gétique; 7, alluvions anciennes; 8, alluvions récentes; 9, ligne de charriage; 10, faille.

argilos, hematitic (Călugăreni, Sohodol). Fenomenele de contact care au afectat aceste depozite au fost, în multe cazuri intense, încât macroscopic se recunoaște uneori cu greu structura lor sedimentară.

Faciesul acestor depozite indică condiții de sedimentare continentale. Ele reprezintă probabil molasa mișcărilor orogenice hercinice și s-au format ca urmare a dezvoltării ariilor de uscat.

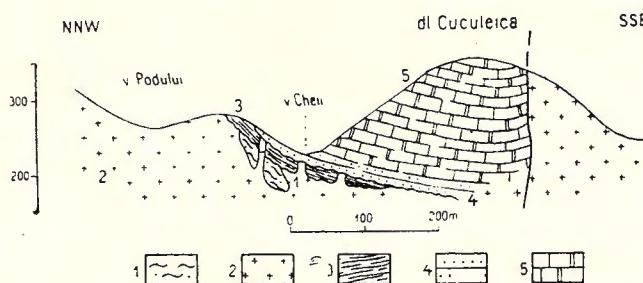


Fig. 3. — Secțiune geologică la nord-vest de Sohodol.

1, migmatite; 2, roci granitice de tip Tismana; 3, argile și gresii violacee permiene, afectate la contact; 4, gresii arcoziene (Liasic); 5, dolomite și calcară (Jurasic mediu-superior).

Coupe géologique au N-W de Sohodol.

1, migmatites; 2, roches granitiques de type Tismana; 3, argiles et grès violacés permiens, affectés au contact; 4, grès arkosiens (Lias); 5, dolomies et calcaires (Jurassique moyen-supérieur).

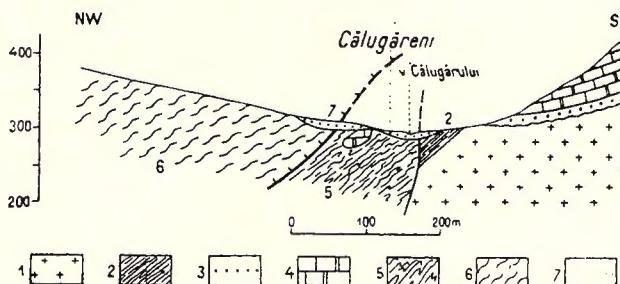


Fig. 4. — Secțiune geologică la Călugăreni.

1, roci granitice de tip Tismana; 2, argile grezioase și gresii violacee permiene, afectate la contact; 3, gresii arcoziene (Liasic); 4, dolomite și calcară (Jurasic mediu-superior); 5, argile și gresii sub facies de tip Wildflysch (Cretacic superior); 6, schisturi cristaline ale domeniului getic; 7, aluvioni.

Coupe géologique de Călugăreni.

1, roches granitiques de type Tismana; 2, argiles gréuses et grès violacés permiens, affectées au contact; 3, grès arkosiens (Lias); 4, dolomies et calcaires (Jurassique moyen-supérieur); 5, argiles et grès sous facies de type Wildflysch (Crétacé supérieur); 6, schistes cristallins du domaine gétique; 7, alluvions.

Conferirea vîrstei permiene acestor depozite se bazează numai pe faciesul lor și pe asemănarea acestuia cu depozite considerate permiene din regiunile învecinate.

A. Streckeisen (1931) menționează în regiunea Baia de Aramă, lîngă Tarnița, între granitul de Tismana proaspăt și depozitele Liasicului,

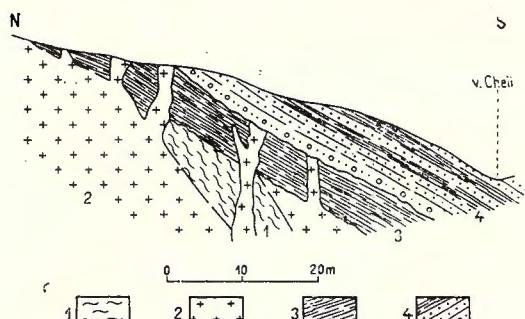
existență unor roci roșii-violacee la partea inferioară și verzi la partea superioară. Aceste roci sunt considerate de autor ca reprezentând un grus granitic format prin fenomene de alterație atmosferică preliaasică. Autorul arată că depozitele roșii-violacee seamănă la culoare cu conglomeratele și gresiile din Permianul și Triasicul inferior al Europei centrale.

Fig. 5. — Secțiune geologică la nord-vest de Sohodol (detaliu).

1, migmatite; 2, roci granitice de tip Tismana; 3, argile și gresii violacee permiene, afectate la contact; 4, gresii arcoziene (Liasic).

Coupe géologique au N-W de Sohodol (détail).

1, migmatites; 2, roches granitiques de type Tismana; 3, argiles et grés violacés permiens, affectés au contact; 4, grès arkosiens (Lias).



Mezozoicul. Transgresiv și discordant atât peste fundamentul cristalin cît și peste depozitele atribuite Permianului, se dispun gresii arcoziene cu intercalații subordonate de argile grezoase cărbunoase, liasice.

Doggerul este constituit din calcare grezoase spătice care trec lateral sau alternează cu alte tipuri de roci carbonatice (calcare organogene, calcar pseudo-oolitice, roci dolomitice și argile grezoase).

În succesiunea stratigrafică urmează o stivă groasă de roci carbonatice formată în jumătatea inferioară dintr-o alternanță de calcar și dolomite, iar în cea superioară din calcar; spre partea superioară calcarele îmbrăcată frecvent faciesul urgonian. Aceste depozite au fost atribuite Jurasicului superior și Cretacicului inferior (G. r. P. o. p., 1965).

Cretacicul superior este constituit din marno-calcare și argile grezoase vracono-cenomaniene, peste care se aşază un complex gros de depozite argiloase și grezoase cu aspecte frecvente de tip Wildflysch (G. r. P. o. p., 1965, 1966; V. Mutihac, 1964; Al. Codarcea, G. r. P. o. p., 1965).

Descrierea fenomenelor de contact și metasomatice

Atât la Călugăreni cît și pe pîrîul Podului la nord-vest de Sohodol, rocile sedimentare considerate de autori ca reprezentând depozite de vîrstă permiană, se dezvoltă la limita sudică a masivului granitic de tip Tismana.

Aceste roci reprezintă probabil depozitele considerate de A. Streckeisen (1931) în regiunea Baia de Aramă ca reprezentând un grus granitic preliaasic.

În vecinătatea granitului, rocile își modifică aspectul devenind masive și mai compacte. La o examinare mai atentă se disting în masa brun-

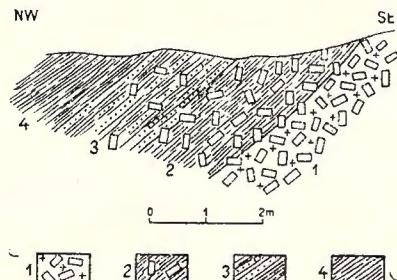


Fig. 6. — Secțiune geologică la Călugăreni (detaliu).

1. roci granitice porfiroide de tip Tismana; 2. argile grezoase afectate la contact și intens metasomatizate, cu fenoblaste dese de feldspat potasic; 3. gresii argiloase afectate la contact, slab metasomatizate; 4. argile grezoase biotitizate.

Coupe géologique de Călugăreni (détail).

1. roches granitiques porphyroïdes de type Tismana; 2. argiles gréuses affectées au contact et intensément métasomatissées, à fréquents phénoblastes de feldspath potassique; 3. grès argileux affectés au contact, faiblement métamorphisés; 4. argiles gréuses biotitisées.

roșcată a rocii, lamele fine de biotit și granule de cuarț. În apropierea contactului, biotitul apare mai larg cristalizat și se dezvoltă fenoblaste porfiroblastice de feldspat potasic. Acestea ating dimensiuni centimetrice și se distribuie uneori în zone orientate de grosimi decimetrice, discordante (cu aspect de filoane), altele fenoblastele se repartizează uniform cu tendință de concentrare spre regiunea contactului (fig. 6). Creșterea fenoblastelor de feldspat potasic peste matricea formată din cuarț și biotit, se observă și în eșantion (pl. I, fig. 1). Roca transformată la contact este străbătută local de filoane de aplite și granite aplitice (în sectorul Sohodol).

Tipul predominant reprezentat prin roca fin granulară cu biotit, apare sub microscop constituit din granule angulare și subangulare de cuarț cu extincție ondulatorie, înconjurate sau incluse într-o plasă de lamele de biotit ferifer, brun-verzui, intens pleocroic (N_g brun-închis, N_p brun-verzui deschis), foarte proaspăt. Biotitul prezintă tendință de aranjare decusată caracteristică zonelor de contact (lamele scurte dispuse neregulat în masa rocii). Se observă asocierea biotitului cu minereu sub formă de granule fine (magnetit?) (pl. I, fig. 2). Uneori se observă dezvoltarea porfiroblastică a biotitului care include cuarț din matrice. (pl. I, fig. 3). Cuarțul și biotitul proaspăt apar asociate cu minerale complei transformate în sericit, în general lipsite de inclusiuni. Acestea ar putea reprezenta pseudomorfoze mai curind după feldspat potasic. În unele cazuri, se observă transformarea completă într-un agregat verzui-brun cu aspect de pinit a unor porfiroblaste, care ar putea reprezenta cristale inițiale de cordierit

sau andaluzit. În masa fin solzoasă, se observă incluziuni de biotit de tipul celui din matrice precum și granule de minereu (pl. II; fig. 1). Nu au fost observate nici un fel de relicte sau termeni de transformare intermediari ai acestor minerale. Uneori porfiroblastul transformat include lamele mari de biotit sau cuiburi de biotit (pl. II, fig. 2). Ca minerale accesorii se disting pulberi fine de minereu de fier.

Roca descrisă mai sus s-a format prin metamorfismul termic al unei gresii cu liant argilos. Biotitul dezvoltându-se pe seama mineralelor argiloase din liant, în timp ce cuarțul și feldspatul (cu excepția transformărilor ulterioare de temperatură scăzută a feldspatului) nu au suferit modificări importante. C. E. T illey (1924) descrie în regiunea Comrie — Perthshire roci de contact formate pe seama unor gresii, în zona cu biotit, la cca 115 m de contactul cu roci dioritice. Rocile afectate la contact sănt constituite din cuarț, feldspat sericitizat, biotit și minereu de fier în care se păstrează extincția ondulatorie a cuarțului. Roca este similară și cu cea descrisă și figurată de A. H a r k e r (1950) considerată ca fiind rezultată în urma metamorfismului termic al rocilor sedimentare de tip „grit“.

În rocile bogate în biotit și mai aproape de contact, apar zone constituite din roci mai dure, fin granulare, bogate în cuarț și microclin și mai sărăce în biotit, care reprezintă probabil sedimente inițiale arenacee mai pure, complet recristalizate (pl. II, fig. 3). Adesea se observă deformarea postcristalină a biotitului care apare îndoit sau rupt (pl. I, fig. 3); de aceea nu este exlus ca, în parte, extincția ondulatorie a cuarțului să se datoreze și acestor mișcări.

Roca porfiroblastică, cu fenoblaste de feldspat potasic, apare sub microscop formată dintr-o matrice de rocă biotică identică cu cea descrisă mai sus, în care biotitul este mai larg cristalizat. Pe acest fond, se observă dezvoltarea de fenoblaste de microclin parțial sericitizat, adesea madlat, traversat de o rețea de microfisuri pe care transformarea este mai intensă. Uneori însă mineralul apare deosebit de proaspăt. Microclinul porfiroblastic include granule de cuarț angular, lamele de biotit brun-verzui, cristale de feldspat complet transformat și granule de minereu (pl. II, fig. 4 ; pl. III, fig. 1).

Este evident că microclinul este de origine metasomatică crescut într-un mediu solid. Când fenoblastele sănt abundente, roca ajunge să prezinte datorită granitizării aspectul și compoziția unui granit porfiroid (pl. I, fig. 1.).

Metasomatismul alcalin a fost posibil îndeosebi datorită gradului avansat de permeabilitate al gresiilor, din aureola granitului. F.J. Turner și J. Verhoogen (1951) menționează existența unor zone largi de metamorfism al gresiilor care ajung să se transforme în granite gnaisice (în aureola batolitului Cassia-Idaho).

În zona contactului cu granitul de Tismana au fost întâlnite numeroase blocuri de cuarțite hematitice cu un conținut de peste 50% hematit. Printre acestea se recunosc unele cu textură masivă, altele cu textură rubanată. Minereul nu a fost găsit nicăieri în loc. Sub microscop roca apare constituită exclusiv din cuarț și hematit. În tipul rubanat se observă concentrarea hematitului în benzi pînă la 1 cm grosime, alternînd cu benzi de cuarțite formate dintr-un mozaic de cristale de cuarț și granule de hematit (maximum 10%) (pl. III, fig. 2). În tipul masiv, cristalele de cuarț care păstrează conture subangulare sau rotunjite, apar înconjurate de pelicule fine de hematit. În rest, hematitul formează aglomerări și plaje cu forme neregulate, sau se concentrează în zone cu structură reticulată (pl. III, fig. 3).

Deși locul de proveniență al minereului nu a fost identificat, am considerat necesar, ținînd seama de importanța economică a conținutului în fier al rocii, să semnalăm prezența acestor blocuri în regiune.

Discuții cu privire la procesele metasomaticice și de formare a rocilor granitice

Evidențierea metasomatismului alcalin în rocile de la contactul cu granitul de Tismana, ne obligă la o analiză mai aprofundată a fenomenului în aureola granitului și mai ales în masivul granitic propriu-zis ; de aceea granitul de Tismana va fi considerat aici mai pe larg.

Acest granit a fost descris de D. Ionescu-Bujor (1911) fiind considerat ca sincron cu granitoidele de tip Șușita și Suseni. G. Manolescu (1937) arată pentru prima dată că granitul de Tismana este mai nou decît „granitul“ de tip Șușita. Se observă că, porfiroblastele de feldspat potasic identice cu cele din aureolă apar și în granitul de Tismana care se dezvoltă în regiunea cercetată de noi. În munții Parângului I. Bercia și Elvira Bercia¹⁾ au arătat pentru prima dată că granitul de Tis-

¹⁾ I. Bercia, Elvira Bercia. Prospecțiuni pentru grafit în regiunea Baia de Fier, Raport (1958). Arh. Com. Stat Geol.

I. Bercia, Elvira Bercia. Raport asupra cercetărilor geologice din Munții Parângului (1959). Arh. Com. Stat Geol.

mana s-a format prin procese de metasomatoză alcalină, potasică, tard-cinematică, pe seama granitoidului, sincinematic de tip Șușița. S-a arătat atunci că metasomatoza s-a manifestat înzestrat după laminarea granitoidului, prin dezvoltarea de metablaste de feldspat potasic și „prin injecții arteritice, uneori cu caracter nebulitic, în care un feldspat potasic cenușiu reprezintă elementul caracteristic“. S-a observat că feldspatul potasic pertitic și microclinul, cresc atât pe fondul granitoidului de tip Șușița cât și pe fondul granitoidului laminat din partea nordică a regiunii. Într-o ultimă fază, granitele porfiroide și filoanele pegmatitice cu feldspat cenușiu sănătoșe sunt traversate de aplite.

Cercetând în detaliu rocile granitoide din regiunea Tismana — Valea Bistriței, L. Pavelescu și Maria Pavelescu (1962) descriu aspecte similare de blasteză evidentă a ortozei și microclinului pe fondul granitoidului de tip Șușița, arătând că „granitul de Tismana“ a luat naștere printr-un proces de autometasomatism postmagmatic și de recristalizare a granitoidelor de tip Șușița. Autorii remarcă în evoluția procesului metasomatic, pe lângă un aport potasic și un aport sodic, ultimul producind albinațizarea plagioclazului mai bazic și pertitizarea microclinului. Feldspații potasici fumurii sănătoșe sunt descriși ca ortoze optic pozitive, cu conținut de pământuri rare. Într-un studiu modern cu privire la geneza și structura masivului granitic de Tismana, L. Pavelescu și R. Dimitrescu (1965) arată că granitul de Tismana se deosebește de granitoidul de Șușița nu numai prin caracterul său porfiroid, ci și printr-o dezvoltare mai largă a tuturor componentelor (chiar în masa fundamentală a acestuia). Fenoblastele formate metasomatic („dinti de cal“) care apar atât în granite cât și în șisturile migmatizate din aureola, sănătoșe considerate ca formate prin endoblasteză și respectiv prin exoblasteză. Din harta prezentată de autori se observă invazia granitului de Tismana în granitoidul de tip Șușița care rămâne sub formă de septă. Granitul de Tismana este considerat „ca un corp palingenic magmatic pus în loc într-o fază mai statică decât granitoidul de Șușița“.

Trebuie subliniat că în toate lucrările anterioare studiului nostru, nu se fac niciun fel de mențiuni cu privire la metamorfismul de contact și metasomatoza rocilor sedimentare din acoperișul granitic.

Procesele de formare a biotitului asociat cu minereu de fier ca și a altor minerale feromagneziene (cordierit, hornblendă etc.), urmate de metasomatoza alcalină în aureola granitelor, au fost explicate în mod diferit de

transformiști și magmatiști. În vederile transformiștilor (W e g m a n, R e y n o l d s, B a c k l u n d, R a g u i n etc.), formarea mineralelor fero-magneziene este pusă pe seama „frontului bazic“ iar formarea fenoblastelor de feldspat potasic pe seama „frontului alcalin“. Succesiunea front bazic-front alcalin este subliniată îndeosebi de D. L. R e y n o l d s (1946), care distinge pentru fiecare stadiu „o culminăție geochimică“. Transportul potasiului s-ar face cu ajutorul apei în stare supercritică. Transformiștii consideră că însăși granitele sunt rezultatul extrem al proceselor metasomaticice.

Magmatiștii au admis în cele din urmă că fenoblastele de feldspat potasic cresc pe scăale metasomatică în mediu solid, însă explică acest metasomatism pe baza lichidelor bogate în alcalii expulzate de magma granitică în timpul consolidării. F. J. T u r n e r și J. V e r h o o g e n (1951), arată că argumentul esențial al magmatiștilor îl constituie prezența zonărilor și idiomorfismului în feldspații rocilor granitice. Ei neagă în general existența fronturilor metasomaticice considerînd mineralele de contact ca formate pe seama materialului din roca gazdă. D. L. R e y n o l d s (1958) a demonstrat totuși că cel puțin pentru granofirele terțiare din regiunea Slieve Gullion (Irlanda de nord) formate prin înlocuirea metasomatică a granodioritului caledonian (de Newry) nu se poate admite transportul potasiului cu ajutorul unor lichide reziduale deoarece, consideră autorul, „soluțiile reziduale nu puteau acționa după 300 milioane de ani“.

Pentru formarea granitelor porfiroide de tip Tismana, considerăm că aplicabilă schiema propusă de I. B e r c i a și E l v i r a B e r c i a în munții Parângului, în sensul unei metasomatoze potasice, tardecinematice, legate de soluțiile reziduale care au condus la formarea de fenoblaste de feldspat potasic, de injectii arteritice, uneori pegmatite potasice, atât în granitoidul de tip Șușița, cât și în învelișul de șisturi cristaline și roci sedimentare. Autorii prezentei lucrări sunt de acord cu observația făcută de L. P a v e l e s c u și R. D i m i t r e s c u (1965), că există o reconstituire chiar în masa fundamentală a granitului de Tismana, fapt ce nu fusese menționat anterior, dar consideră că această reconstituire, ca și formarea fenoblastelor de feldspat potasic, este de asemenea metasomatică și se produce pe fondul unui granitoid de tip Șușița. După cum s-a arătat mai sus, metasomatoza alcalină poate conduce atât la formarea unor roci cu structură echigranulară, cât și a unor granite cu structură porfiroblastică.

Considerații cu privire la vîrsta rocilor granitice

În ceea ce privește vîrsta granitoidelor din domeniul danubian, A. L. Codarcea și L. Pavelescu (1963) au arătat că granitul de Tismana împreună cu alte granite potasice din Carpații meridionali reprezintă granite tardecinematice dintre cele mai noi, formate la sfîrșitul orogenezei caldeoniene. Stabilirea acestei vîrste, Paleozoic inferior, pentru rocile granitoide din autohtonul Carpaților meridionali a fost determinată, după cum au arătat L. Pavelescu și Gr. Răileanu (1963), de faptul că rocile granitoide săn remaniate în baza seriei de Tulișa (Silurian superior — Carbonifer) și nu apar remaniate în conglomeratele complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan (Cambrian? — Silurian inferior).

Admitînd formarea ulterioară a granitului de Tismana, prin metasomatoză potasică și sodică a granitoidelor de tip Șușița, metasomatoză care s-a manifestat și în rocile înconjurătoare și înind seama că în acestea din urmă fenoblastele de microclin includ biotit ferifer format prin metamorfism termic, autorii lucrării de față își pun problema dacă metamorfismul de contact dinaintea metasomatozei se datorește influenței granitoidelor de tip Șușița sau reprezintă un moment mai tardiv al fazei de formare a granitului de Tismana.

La această întrebare este greu de răspuns; ceea ce se poate afirma sigur este că metasomatoza potasică, tardecinematică de care este legată formarea granitului de Tismana, este mai nouă decât gresiile argiloase, considerate prin analogie cu alte depozite din regiune ca reprezentînd Permianul, metamorfozate la contact, injectate și metasomatizate. De asemenea, se poate preciza că formarea granitului de Tismana este anteroară depunerii gresiilor ancoziene liasice, neafectate de granit și care remaniază material granitic (pl. III, fig. 4).

Din cele expuse mai sus rezultă că cel puțin pentru granitul de Tismana, se poate adnîte că acesta este mai nou decât depozitele atribuite Permianului, pe care le afectează.

Vîrsta granitelor admisă de noi poate fi corelată într-o oarecare măsură, cu vîrsta obținută de O. Maier și C. Căulea,¹⁾ pe baza gradului de extincție ondulatorie a cuartului în unele probe de granit de tip Tis-

¹⁾ O. Maier, V. Căulea. O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor, aplicată unor granite din România. Comunicare prezentată la Sesiunea a 5-a de comunicări a Întreprinderii Geologice de Prospecțiuni. Martie 1966.

PLANSÁ I

PLANŞA I

Fig. 1. — Rocă cu structură porfiroblastică din apropierea contactului cu granitul. Se observă fenoblaste de microclin (M) care cresc metasomatic în matricea constituită din cuarț (q), biotit (bi) și minereu (negru). 1/2 din mărimea naturală.

Roche à structure porphyroblastique avoisinant le contact avec le granite. A noter les phénoblastes de microcline (M) à croissance métasomatique dans la matrice constituée par du quartz (q), de la biotite (bi) et du mineraï (en noir). 1/2 de la grandeur naturelle.

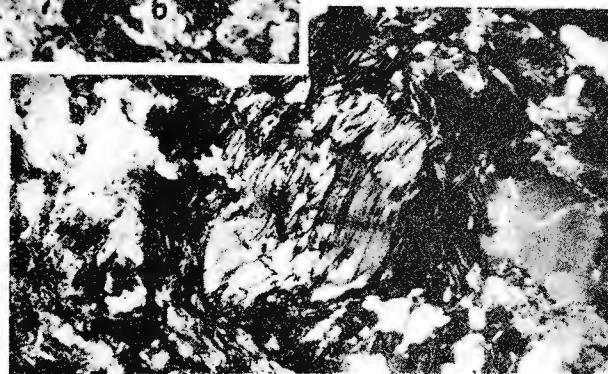
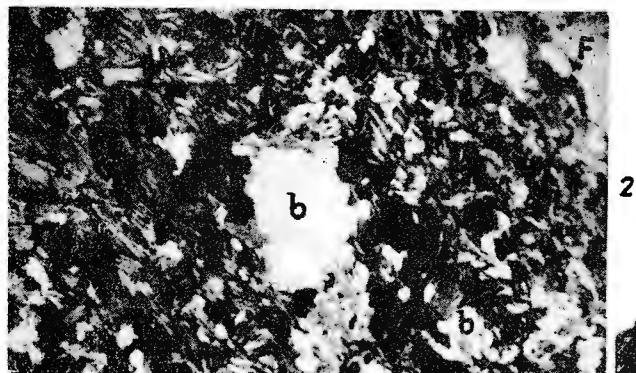
Fig. 2. — Rocă biotitică de contact, rezultată din metamorfismul termic al unei argile grezoase. Se observă structura decusată dată de dispoziția biotitului. Cuarț (q), feldspat complet sericitizat (F). N || × 17. Piriul Podului.

Roche biotitique de contact, issue d'un métamorphisme thermique d'une argile gréuse. A noter la structure décussée due à la disposition de la biotite. Quartz (q), feldspath complètement sérichtisé (F). N || × 17. Piriul Podului.

Fig. 3. — Porfiroblast de biotit cu incluziuni de cuarț și minereu, în roca din figura 2. Se observă îndoarea postcristalină a biotitului și cataclaza incipientă a cuarțului. N + . × 17. Porphyroblaste de biotite à inclusions de quartz et de mineraï, (de la roche figurée au nr. 2). A noter l'infléchissement de la biotite posterior à sa cristallisation, ainsi que la cataclase incipiente du quartz.N + . × 17.

GR. RĂILEANU, I. BERCIU, GR. POP. Granitoidele din munții Vîlcănești.

Pl. I.



PLANSĂ II

PLANŞA II

Fig. 1. — Porfiroblast complet transformat într-un agregat de lamele de sericit (inițial andaluzit?). Se observă incluziuni de lamele orientate de biotit și granule de minereu. Matricea este constituită din : cuarț(q), biotit ferifer (bi) și minereu. N || × 17. Pirul Podului.

Porphyroblaste complètement transformé en un agrégat de lamelles de séricite (andalousite?). A noter les inclusions de lamelles orientées de biotite et de grains de mineraux. La matrice est constituée par : du quartz (q), de la biotite férrifère (bi) et du mineraux. N || × 17. Pirul Podului.

Fig. 2. — Porfiroblast complet sericitizat (P), care include biotit larg cristalizat (bi) asociat cu minereu (m). Roca de tipul celei din fig. 1. N + . × 17. Călugăreni.

Porphyroblaste complètement sérichtisé (P), qui inclut de la biotite largement cristallisé (bi) associée à du mineraux (m). Même type de roche que celle de la fig. 1. N + . × 17. Călugăreni.

Fig. 3. — Gresie arcoziană metamorfozată la contact, constituită din : cuarț (Q), microclin (M), biotit (bi) și minereu de fier. N + . × 17. Călugăreni.

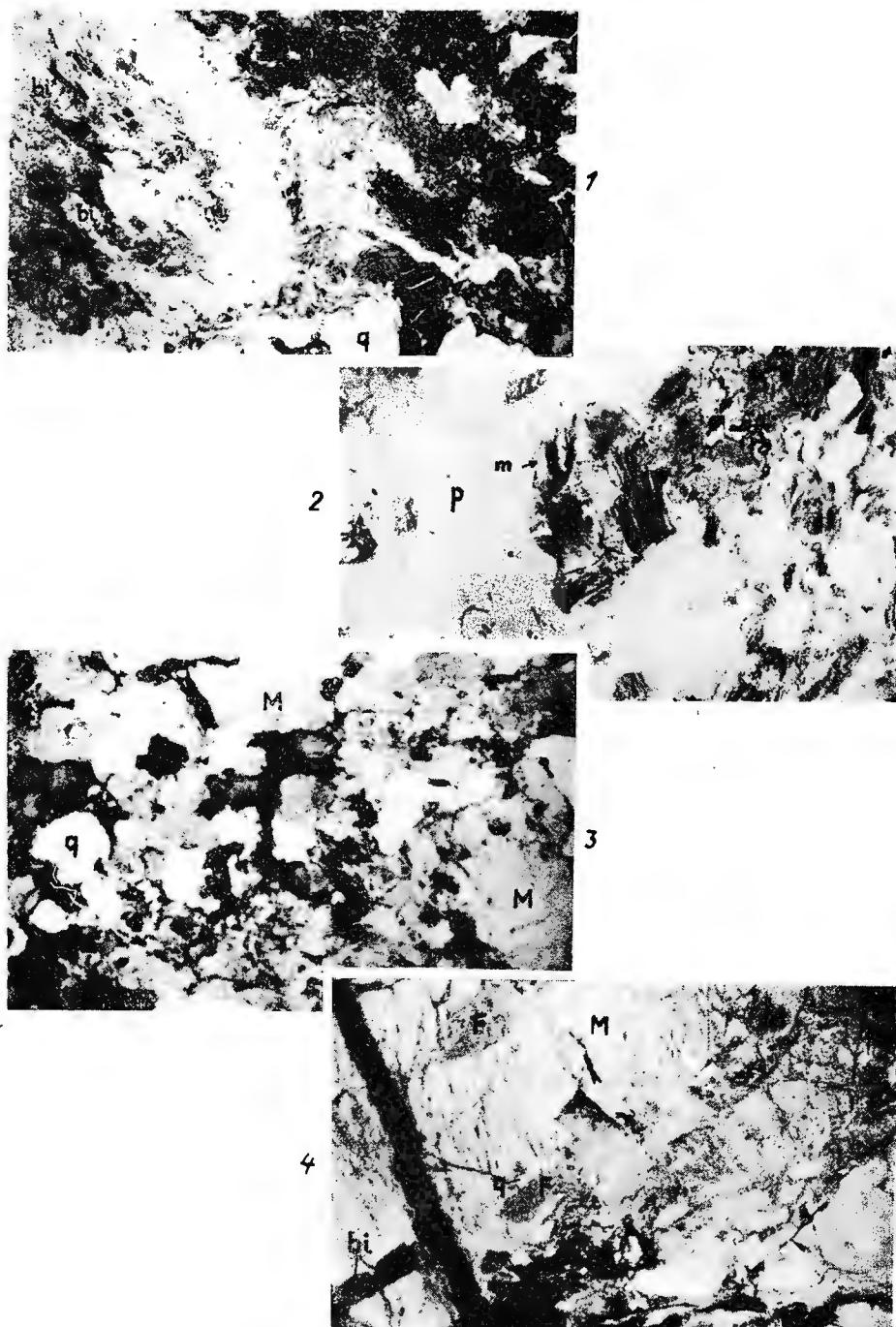
Grès arkosien métamorphisé au contact, constitué de : quartz (Q), microcline (M), biotite (bi) et mineraux de fer. N + . × 17. Călugăreni.

Fig.4. — Fenoblast de microclin (M) crescut metasomatic pe fondul rocii biotitice (din roca ilustrată în pl. I, fig. 1). Se observă incluziuni de feldpsat sericitizat (F), cuarț (q) și biotit ferifer(bi), care păstrează orientarea din matrice (reprezentată în dreapta jos). N || . × 17.

Phénoblaste de microcline (M) développé de manière métasomatique au dépens de la roche biotitique (partie de la roche figurée dans la pl. I, fig. 1). A noter les inclusions de feldspath sérichtisé (F), de quartz (q) et de biotite férrifère (bi), conservant la même orientation que la matrice (représentée à droite en bas). N || . × 17.

GR. RĂILEANU, I. BERCIU, GR. POP. Granitoidele din munții Vîlcănești.

Pl. II.



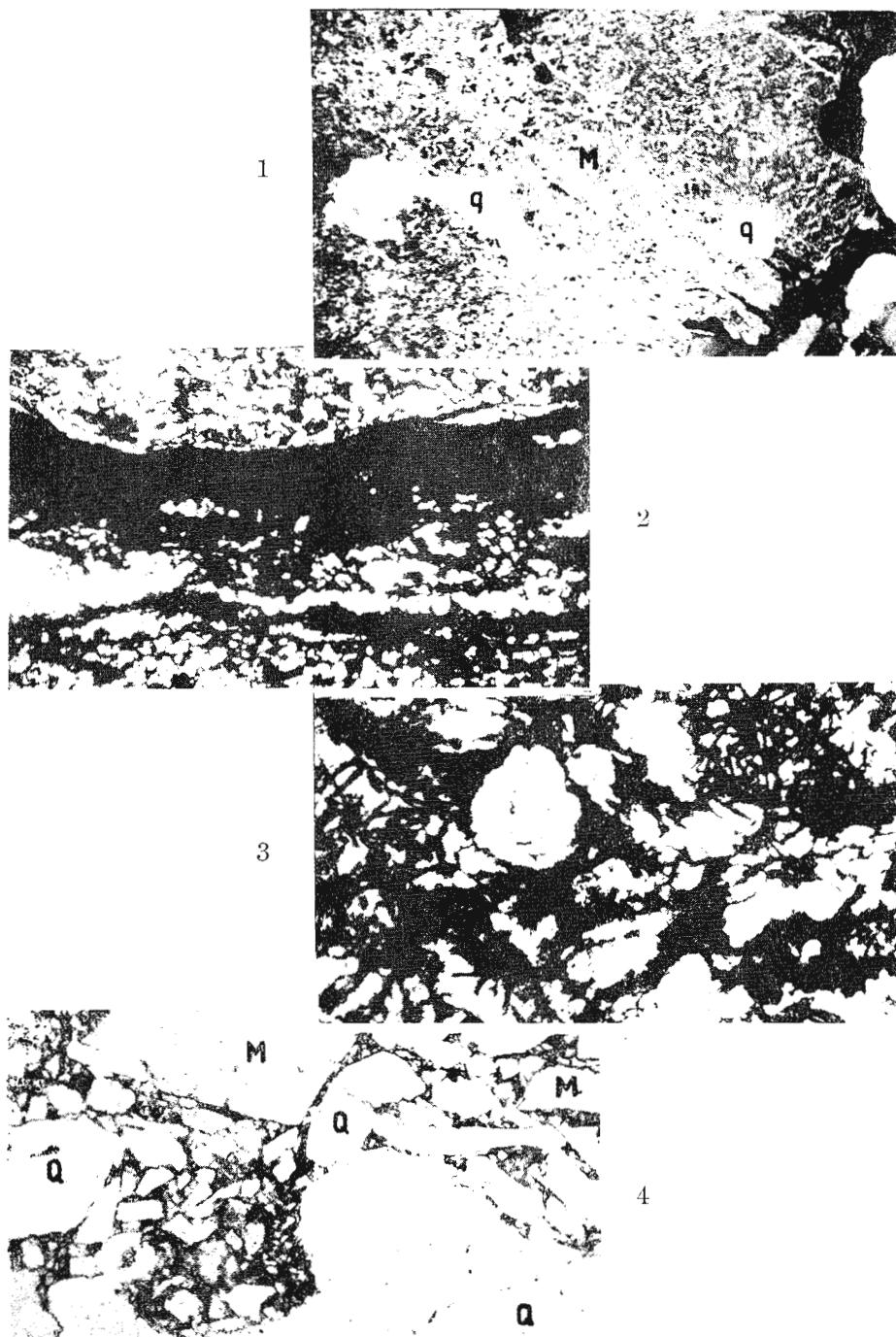
PLANSĂ III

PLANŞA III

- Fig. 1. — Fenoblast de microclin parțial sericitizat (M) cu incluziuni de cuarț (q) și minereu (în negru). N + . $\times 17$.
Phénoblaste de microcline partiellement sérichtisé (M) à inclusions de quartz (q) et mineraux (en noir). N + . $\times 17$.
- Fig. 2. — Cuarțit hematitic rubanat ; alb, cuarț ; negru, hematit. N. || $\times 17$.
Quartzite à hématite rubanée ; blanc, quartz ; noir, hématite. N. || $\times 17$.
- Fig. 3. — Cuarțit hematitic masiv ; alb, cuarț ; negru, hematit. Se distinge rețeaua de cristale de hematit și pelicule de hematit din jurul granulelor de cuarț. N. || $\times 17$.
Quartzite à hématite massif ; blanc, quartz ; noir, hématite. A noter le réseau de cristaux d'hématite et les pellicules d'hématite entourant les grains de quartz N. || $\times 17$.
- Fig. 4. — Gresie arcoziană (Liasic), constituată din elemente angulare de cuarț (Q), și microclin (M), prinse într-un ciment argilos hematitic. N. || $\times 17$.
Grès arkosien (Lias) constitué par des éléments anguleux de quartz (Q) et microcline (M) liés par un ciment argileux à hématite. N. || $\times 17$.

GR. RĂILEANU, I. BERCIU, GR. POP. Granitoidele din munții Vîlcănești.

Pl. III.



mana. Determinările prin această metodă au indicat o vîrstă de 280 milioane de ani, ceea ce ar corespunde limitei Carbonifer superior/Permian.

BIBLIOGRAFIE

- Codarcea Al., Pavelescu L. (1963) Considerations sur la genèse des roches granitoïdes de l'autochtone danubien des Carpates méridionales. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. U, II, Mineralogie-Petrografie* (1961). Bucureşti.
- Codarcea Al., Pop Gr. (1965) Cenomanianul de pe versantul sudic al Munților Vîlcan (Carpății Meridionali). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol., geof., geogr. Seria Geol.* 10, 2. Bucureşti.
- Harker A. (1950) Metamorphism. Methuen, London.
- Ionescu-Bujor D. (1911) Granitul de Şușita. Bucureşti.
- Manolescu G. (1937) Studiu geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Secț. St. Ser. III, XII, Mem.* 6, Bucureşti.
- Mutihac V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sidementarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului). *D. S. Com. Geol.* L, II. Bucureşti.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana-valea Bistriței. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960—1961). 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. U, II, Mineralogie-Petrografie* (1961). Bucureşti.
- Pavelescu L., Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genczei masivului granitic de Tismana. *D. S. Com. Geol.* LII, I (1964—1965). Bucureşti.
- Pop Gr. (1965) Prezența rocilor dolomitice în mesozoicul din regiunea Tismana și semnificația lor (Carpății Meridionali). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol., geof., geogr. Seria Geol.* 10, 1. Bucureşti.
- Pop Gr. (1966) Relații între mișcările tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ofiolitic în Cretacicul superior din Munții Vîlcan (Carpății Meridionali). *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. geol., geof., geogr. Seria Geol.* 11, 1. Bucureşti.
- Ragouin E. (1957) Géologie du granite. Masson et C-ie. Paris.
- Reynolds D. L. (1946) The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quart. Journ. Geol. Soc. London.* C II.
- Reynolds D. L. (1958) Granite: some tectonic, petrological and physico-chemical aspects. *Geol. Mag.* XCV, 5.
- Streckeisen A. (1931) Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *D. S. Inst. Geol.* XVIII, (1929—1930). Bucureşti.
- Tilley C. E. (1924) Metamorfismul de contact din regiunea Comrie. Ținul muntos Perthshire. Traducere din *Quart. Journ. of the Geol. Soc. London*, LXXX, P. I, 317.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1951) Igneous and metamorphic petrology. Mc. Graw-Hill, New-York.

SUR L'ÂGE DE CERTAINES ROCHES GRANITOÏDES DES MONTES
VÎLCAN (CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR

[GR. RÄILEANU,] I. BERCFIA, GR. POP

(Résumé)

Nous entreprenons de discuter l'âge de certaines roches granitoïdes des Monts Vilcan sur la base des phénomènes de contact, injection et métasomatose que l'on a remarqués dans les roches sédimentaires d'âge permien.

De telles relations entre les roches granitoïdes et les roches sédimentaires ont été mises en évidence dans le secteurs SW des Monts Vilcan, à savoir au N de Sohodol et à Călugăreni.

Des formations du domaine danubien représentées par le soubassement cristallin et par la couverture de dépôts paléozoïques et mésozoïques prennent part à la constitution géologique de ces régions. Le soubassement cristallin est constitué des paraschistes de la série de Lainici-Păiuș transpercés par des granitoïdes.

Les dépôts affectés par des granitoïdes que nous attribuons au Permien apparaissent sporadiquement d'au-dessous les grès arkosiens liasiques.

Les roches qui sont affectées au contact sont représentées par des argiles gréseuses-hématitiques, violacées, à intercalations subordonnées de grès arkosiens à ciment argileux-hématitique. En 1931 A. Streckeisen avait déjà décrit, dans la région Bâia de Aramă (près de Tarnița), des roches à position et aspects similaires qu'il envisageait comme le produit d'une altération fossile, préliasique, du granite.

Nous avons conféré à ces dépôts l'âge permien en nous étayant de la ressemblance évidente avec des dépôts des régions environnantes. Ces dépôts représentent probablement la molasse des produits orogéniques hercyniens et sont dûs au développement des aires continentales.

Les dépôts mésozoïques commencent, en base, par des dépôts liasiques constitués de grès arkosiens à intercalations subordonnées d'argiles charbonneuses que surmontent des dépôts appartenant au Dogger, représentés par des calcaires gréseux spathiques qui passent latéralement ou qui alternent avec d'autres types de roches carbonatées. La succession stratigraphique se poursuit par une épaisse assise de roches carbonatées dont

la base est constituée de calcaires et dolomies et la partie supérieure, de calcaires. Ces dépôts ont été attribués au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur (G r. P o p, 1965).

Le Crétacé supérieur est également présent dans la région, constitué de marnocalcaires et d'argiles gréseuses, cénonaniennes sur lesquelles se dispose un complexe épais de dépôt argileux et grès qui revêtent des aspects de Wildflysch (V. M u t i h a c, 1964 ; G r. P o p, 1965, 1966 ; A l. C o d a r c e a, G r. P o p, 1965).

Au NW de Sohodol et à Călugăreni les dépôts dont on pense qu'ils représentent le Permien sont affectés au contact avec le granite de Tismana. On remarque dans ces roches des phénomènes de contact thermique, d'injection et métasomatose.

Les phénomènes de contact thermique ont conduit à la formation de roches biotiques finement granulaires, brun roux, constituées de granules angulaires, ou sous-angulaires de quartz inclus dans un réseau de lamelles de biotite brun verdâtre, ferrifère, à structure décussée caractéristique, associées à du minerai de fer en poudre.

Dans l'W on distingue des granules de feldspath intensément séricitisés ainsi que de rares porphyrnoblastes complètement transformés en un agrégat pinitique, à inclusion de biotite, qui pourraient représenter des cristaux transformés par l'andalousite.

Dans les intercalations initiales arénacées, plus pures, la roche apparaît constituée principalement de quartz et microcline et secondairement de biotite.

Les roches décrites sont identiques à celles décrites par C. E. T i l l e y (1924) et A. H a r k e r (1950) dues au métamorphisme thermique des grès à ciment argileux.

Dans le voisinage du contact, aux dépens de la roche biotitiques se développent des phénoblastes de microcline, aux dimensions de l'ordre des centimètres, à croissance métasomatique en milieu solide. Les phénoblastes incluent des granules de quartz, feldspath altéré et biotite brun verdâtre de la matrice. Les inclusions gardent l'orientation de la matrice.

C'est le degré avancé de perméabilité des grès qui a rendu possible la métasomatose alcaline dont l'action se prolonge à des dizaines de mètres loin du contact.

Ce phénomène s'est manifesté beaucoup plus intensément aux dépens du granitoïde pour lequel les phénoblastes de feldspath potassique constituent une caractéristique.

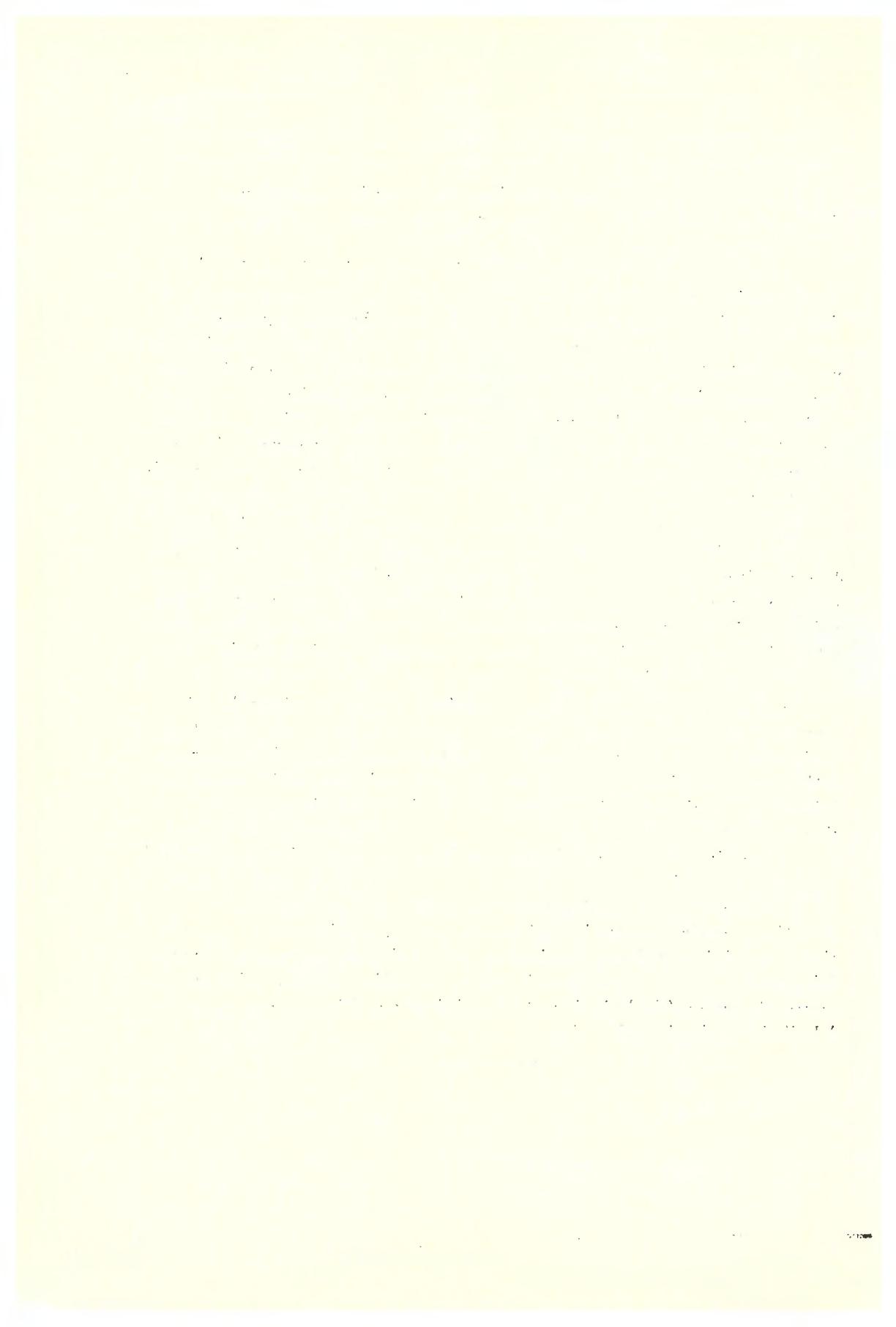
Dans les Monts de Parîng I. Bercia et Elvira Bercia (1958—1959) considèrent que les granitoïdes prophyroïdes de type Tismana sont dûs à la métasomatose alcaline des granitoïdes de type Șușita qui s'est traduite par le développement de phénoblastes de feldspath potassique et par des injections artéritiques à caractères potassiques. Des phénomènes similaires ont été décrits par L. Pavelescu et Maria Pavelescu (1962) et par L. Pavelescu et R. Dimitrescu (1965). Ces derniers considèrent cependant le granite de Tismana „tel un corps palingénétique, magmatique mis en place au cours d'une phase plus statique que le granitoïde de Șușita“.

Nous nous rallions à l'opinion de L. Pavelescu et R. Dimitrescu (1965) qui font observer qu'il s'agit d'une reconstitution dans la masse fondamentale même du granite de type Tismana, mais qui considèrent pourtant que cette reconstitution tout comme la formation des phénoblastes de feldspath potassique dans les granitoïdes et dans les roches migmatiques sont dues à des processus métasomatiques liés à l'activité post-magmatique des granitoïdes.

Les données que nous venons de présenter nous autorisent à affirmer que dans cette région la métasomatose potassique, à manifestation tardocinématique, à laquelle se rapporte la formation du granite de Tismana est ultérieure aux dépôts attribués au Permien, métamorphisés au contact, injectés et soumis à la métasomatose, et antérieure au dépôt des grès arkosiens liasiques non-affectés.

Il en résulte que le granite de type Tismana s'est probablement formé durant une phase hercynienne tardive.

L'âge que nous admettons pour le granite de type Tismana peut être corrélé, en quelque sorte, à celui obtenu par O. Maier et V. Culea si l'on considère le degré d'extinction ondulatoire du quartz dans certains échantillons de granite de type Tismana. Les déterminations obtenues au moyen de cette méthode indiquent 280 millions ans d'âge, ce qui correspond à la limite Carbonifère-Permien.



MINERALOGIE-PETROGRAFIE

ZONA ANTICLINALĂ RUSAIA-BRETILOA ; STRUCTURĂ
ȘI METAMORFISM (CRISTALINUL CARPAȚILOR ORIENTALI)¹⁾

DE

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU²⁾

Abstract

Anticline Zone Rusiaia-Bretila, its Structure and Metamorphism (the Crystalline Area of the East Carpathians). The paper refers to the crystalline schists of the Vîrful Omul-Valea Rusiaia-Vîrful Bretila area in the north part of the East Carpathians where the Bretila anticline structure develops. The area occupied by the Bretila schists was strictly delimited (mesometamorphic crystalline strongly diaphorized in its greatest part). At the basement of the covering series a sernifitic level which reworked the subjacent crystalline schists was separated. Based on this level and the regional character of the diaphoresis developed in the mesometamorphic schists which directly transgressively underlie it, the authors come to the following conclusion: the crystalline edifice of the East Carpathians was achieved during two distinct successive metamorphism phases separated by a long period of sedimentation. It is considered that due to its structure the crystalline body, plays a decisive part in the structural evolution of the Charpathian geosyncline.

Introducere. Participarea la lucrările de prospecțiune întreprinse în partea de N a Carpaților orientali în anii 1959—1960 și 1961 ne-a prilejuit unele observații asupra structurii și caracterelor metamorfismului șisturilor cristaline din zona vîrful Omul — valea Rusăia — vîrful Bretila, pe care am considerat util să le expunem în prezenta lucrare.

Regiunea la care ne referim este situată pe cursul superior al râului Bistrița Aurie și în zona de izvoare a râului Someșul Mare, cuprindând șistu-

¹⁾ Comunicare în ședința din 21 ianuarie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecții, Cal. Griviței nr. 64, București.

rile cristaline din regiunea anticinalului de Bretila ; se întinde în cea mai mare parte pe versantul drept al Bistriței între confluența cu valea Lala (la vest) și interfluviul văilor Stânișoara-Gîndacului (la est). La N de Bistrița, pe versantul ei stâng, cercetările noastre s-au extins între pîrul Jurescu și valea Tibăului, pînă la limita cristalinului cu formațiunile sedimentare, incluzînd bazinul văii Tibăoaș și muntele Bretila. Teritoriul astfel delimitat este cuprins în cea mai mare parte în bazinul Bistriței Aurii, care drenăză apele din regiune prin afluenții mai însemnați : pîrul Jurescu, pîrul Tibăoaș și valea Tibăului pe partea stîngă și valea Prelucilor, Izvorul Șes, Izvorul Zaclei, valea Rusaia, valea Măgurii și pîrul Stânișoarei pe partea dreaptă. Caracterul morfologic este exclusiv muntos, cu creste alpine ferăstruite adînc de rîul Bistrița și afluenții săi ; se realizează diferențe mari de nivel între punctele cele mai joase din valea Bistriței (900—1000 m) și cotele maxime de pe creasta principală a munților Bistriței (vîrful Cociorbii — 1715 m și vîrful Omului 1931 m), pe pante abrupte.

Istoricul cercetărilor geologice. Datorită împrejurărilor morfologice favorabile observațiilor de ordin geologic, oferite de valea Bistriței Aurii, care în zona amintită străbate transversal structura cristalinului, cît și existenței mineralizărilor de fier din valea Rusaia, zona anticinală „de Bretila“ a fost semnalată ca atare încă din primele lucrări asupra geologiei munților Bistriței. Astfel B. W a l t e r (1876) în lucrarea asupra cristalinului din regiune se ocupă de relațiile dintre mezozonă și epizonă din preajma muntelui Bretila; întocmind un profil în care figurează acest masiv în anticlinal. Aceeași poziție anticinală o menționează și M. Reinhardt și I. A t a n a s i u (1927) în studiul asupra șisturilor cristaline din Carpații orientali, ca și Th. Kräutner (1927), care identifică prelungirea structurii anticinale a șisturilor mezozonale din muntele Bretila și la S de Bistrița, în zona valea Rusaia. Ulterior M. S a v u l (1954) descrie formațiunile acoperitoare ale nucleului de șisturi „de Bretila“, urmărind structura anticinală pînă în bazinul văii Deaca (Izvorul Gîndacului). El semnalează : „în apropierea contactului masivului cu roci de Bretila apar o serie de șisturi negre cu pigment cărbunos. Aceste șisturi pot avea aspecte variate. Uneori ele se îmbogățesc în cuarț, cîteodată capătă chiar caracterul de conglomerat prin elementele de cuarț alb ce le conțin“. (pag. 254—255). Prospectivele întreprinse de Comitetul Geologic în regiune între 1959—1964 au furnizat date noi cu privire la structura șisturilor cristaline.

În 1959 C. Ionescu¹⁾ conturează anticlinalul spre S în bazinul văii Deaca, delimitând la contactul dintre șisturile seriei de Bretila și seria epimetamorfică acoperitoare un complex detritogen caracteristic, în care citează minerale proprii domeniului mezometamorfic, remaniate. Pe baza acestui complex, ce acoperă transgresiv seria mezometamorfică, el admite formarea cristalinului în două faze de metamorfism succesive, separate între ele printr-o sedimentare îndelungată. Aceiași idee o reia în 1960 și ulterior. În 1960 I. Rădulescu et al.²⁾ cercetează zona Rusaia-Bretila, identificînd în complexul detritogen, transgresiv pe șisturile de Bretila, sernifite cu elemente de șisturi mezometamorfice remaniate din substrat, confirmînd astfel ipoteza emisă de C. Ionescu. În anul următor I. Rădulescu³⁾ execută cercetări speciale în regiune și împreună cu Ludmila Rădulescu și D. Tofan extind prospectarea cristalinului spre W (izvoarele Someșului), unde stabilesc aceleași relații de transgresiune și metamorfism independent și succesiv a seriilor de șisturi cristaline.

I. Petrografia și stratonomia șisturilor cristaline

În cadrul șisturilor cristaline din munții Bistriței se deosebesc două serii distințe: una mezometamorfică și alta epimetamorfică, individualizate prin gradul de metamorfism și unitate stratonomică.

În descrierea sumară a tipurilor de șisturi care alcătuiesc fiecare serie în parte vom insista numai asupra acelor care dă cele mai multe indicii asupra structurii și evoluției geologice a regiunii, pe celelalte limitîndu-ne numai să le amintim, fără a intra în detaliu petrografice.

A) Seria șisturilor mezometamorfice. Această serie cuprinde șisturile cristaline rezultate prin transformare, sub acțiunea metamorfismului regional de intensitate ridicată, a unor complexe de roci sedimentogene în cea mai mare parte, predominant cuarțoase, cu intercalații subțiri argiloase și calcaroase. Șisturile mezometamorfice formează nucleul structurii în cauză, ocupînd o arie de formă eliptică-lenticulară orientată NW-SE,

¹⁾ C. Ionescu. Raport geologic privind rezultatele lucrărilor de prospecțuni pentru sulfuri complexe în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. 1959. Arh. Com. Stat. Geol.

²⁾ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, F. Barbu, D. Costantinof. Raport asupra prospecțiunilor pentru fier și sulfuri în reg. Cîrlibaba-Iacobeni-Șesuri-Lucina-Bahna (Carpații orientali). 1960. Arh. Com. Stat. Geol.

³⁾ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, D. Tofan. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și neferoase în reg. Izv. Someșului-Vf. Omul-Vf. Ineu și lucrări speciale în partea de N a Carpaților orientali. 1961. Arh. Com. Stat. Geol.

cu lungimea (aza mare) de cca 8 km, între obîrșia văii Măgurii (Izvorul Comenii) și vîrful Bretila ; lățimea maximă este de 3 km, atinsă în valea Bistriței, între confluența cu valea Rusaia și valea Măgurii. Cu excepția capătului de NW (vîrful Bretila), unde șisturile mezometamorfice se afundă sub formațiunile sedimentare ale Eocenului, ele sunt acoperite de jur împrejur de către rocile seriei epimetamorfice, constituind aşa numitul „masiv al șisturilor de Bretila“, citat în literatura de specialitate ca fiind alcătuit din roci mezozonale, în cea mai mare parte diaftorizate. „Șisturi de Bretila“ mai apar în afară de nucleul structurii propriu-zise pe valea Izvorul Șes și în zona vîrfului Omul, unde ocupă arii restrânse, precum și pe interfluviul văilor Tibău și Tibăoaș, unde formează o fâșie îngustă dirijată tot NW-SE.

În cadrul ariei ocupate de șisturile mezometamorfice ponderea cea mai mare o au micașisturile cuarțoase cu două mice, în cadrul cărora apar intercalații și zone lentilizate de micașisturi biotitice, micașisturi cu granati, șisturi cuarțito-biotitice, paragnaise, gnais de injectie, calcare și diverse tipuri de amfibolite.

Micașisturile cuarțoase cu două mice formează principala masă de roci în cadrul ariei ocupate de șisturile mezometamorfice ; au fost descrise de către numeroși autori sub numele comprehensiv de „șisturi de Bretila“, ca fiind roci cu compoziție mineralologică ce variază între cuarțite muscovitice și micașisturi muscovito-cloritoase. Sunt șisturi cu un conținut ridicat de cuarț (peste 50%), având parageneza cuarț + plagioclaz + muscovit + biotit (în cea mai mare parte cloritizat), cu șistozitate bună și culoare cenușie-verzuie. În zonele cu impregnații de magnetit au o culoare verde, satinată, datorită procentului mare de amfiboli cloritizați și epidotizați.

Micașisturile biotitice, reprezentând îmbogățiri locale ale tipului de bază (micașisturile cu două mice) în biotit, apar pe versantul drept al pîrîului Tibăoaș, în valea Bistriței și pe interfluviul valea Rusaia-valea Măgurii, unde formează fâșii înguste, lentilizate ; tranzitia către micașisturile cu două mice se face treptat, astfel că limitele cartografice nu se pot trasa decît arbitrar.

Micașisturile cu granati constituie intercalații în cadrul celorlalte șisturi, separate ca atare în versantul drept al văii Rusaia, pe ambii versanți ai rîului Bistrița Aurie în dreptul confluenței cu pîrîul Tiganii de Sus și în zona de obîrșie a Pîrîului Popelii (afluent drept al

văii Rusaia), precum și în apariția de șisturi mezometamorfice din Izvorul Ses. Diferă de micașisturile obișnuite printr-un conținut ridicat de granați (până la 30%), care conferă uneori șisturilor un caracter porfiroblastic, și o participare mai redusă a cuarțului la compoziția mineralologică (până la 35%). Efectele de diaftoreză sunt deosebit de pregnante, la aceste roci, manifestate în special prin transformarea granaților în mase cloritice compacte.

Șisturi cu arțito-biotitice apar frecvent pe interfluviul Tibău-Tibăoaș asociate cu calcare și amfibolite, în ambii versanți ai văii Bistriței amonte de pârâul Măgurii și aval de valea Rusaia, la W de vîrful Tiganilor pe versantul drept al văii Rusaia, precum și pe versantul sudic al vîrfului Bretila, unde formează zone larg dezvoltate, ce trec gradat la micașisturi.

Sunt roci compacte, fin șistoase, cu structură frecvent microgranoblastică, alcătuite dintr-un agregat granular de cuarț (45—75%) și pături fine de biotit (20—30%) în lamele scurte cloritizate. Parageneza caracteristică este cuarț + biotit ± granați ± plagioclaz, la care se adaugă procente mici de minerale accesoriai și secundare.

Paragnaisele biotitice și granatifere formează intercalări cu grosimi mici în micașisturi, localizate în special în versanții Bistriței între pârâul Tiganii de Sus și valea Măgurii. Sunt roci compacte până la fin șistoase, cu structură granoblastică-lepidoblastică și textură paralelă, în compoziția cărora intră plagioclaz (30—50%) cuarț (20—35%), biotit (5—20%) și pe alocuri granați (15%). Se remarcă la alcătuirea acestui tip de roci alternanța între păturile micacee (biotitice) de culoare închisă, cu zonele cuarțo-feldspatice albe-cenușii, având un aspect slab rubanat.

Gnaisele de injecție au o dezvoltare redusă, formând lentile cu dimensiuni mici intercalate între paragnaisele și micașisturile din versanții Bistriței între confluența cu pârâul Rusaia și pârâul Tiganii de Sus. Macroscopic se remarcă printr-o culoare cenușie și aspect lenticular imprimat de ochiurile mari de feldspat prinse într-o rețea de minerale micacee și granule de cuarț. Parageneza caracteristică este cuarț + plagioclaz + feldspat potasic + biotit ± muscovit, cu un adăos minor de minerale accesoriai. Ochiurile sunt constituite din microclin proaspăt și au dimensiuni variabile, ce ajung până la 15—20 mm lungime, dispuse conform orientării rocii.

Amfibolite formează mai multe fișii cu grosimi ce depășesc uneori 100 m; se urmăresc de-a lungul a 1,5—2,5 km, în special pe ver-

santul drept al văii Rusaia și zona crestei dealul Măgurii-vîrful Tiganilor (interfluviul Rusaia-valea Măgurii), fiind asociate de obicei cu micașisturi și cuarțite biotitice și mai rar cu calcare cristaline impregnate cu magnetit. Sunt în cea mai mare parte amfibolite cu epidot și uneori granați, cu impregnații difuze de magnetit, sau benzi cu grosimi milimetrice de magnetit compact (pîrul Măgurii, interfluviul Tibău-Tibăoas și vîrful Tiganilor); în zona confluenței văii Rusaia cu Bistrița Aurie, concentrațiile de magnetit au constituit obiectul unor exploatari între anii 1800—1860 (B. Walter, 1876). În versantul drept al Bistriței aval de confluența cu pîrul Tiganii de Jos, amfibolitele din fîșiile înguste asociate cu cuarțite biotitice se caracterizează printr-un procent ridicat de biotit (5—15%) brun, pleocroic, dezvoltat în lamele largi uneori concrescute cu hornblenda. Același caracter îl au amfibolitele ce apar în alternanță cu paragnaisele biotitice de pe interfluviul văilor Tibău-Tibăoas. Demn de subliniat este faptul că amfibolitele formează intercalații concordante în celealte tipuri de șisturi mezometamorfice, iar magnetita apare legată de benzile de amfibolite, cît și de calcare sau micașisturi cu amfiboli și biotit.

Calcarele cristaline apar în cuprinsul masivului de Bretila sub formă de lentile mult alungite, asociate cu intercalații de amfibolite pe interfluviul Tibău-Tibăoas, dealul Cămineț și zona de izvoare a pîrului Măgurii (Izvorul Comenzi), sau intercalate în micașisturile biotitice din versantul drept al văii Rusaia. Poziția lentilelor de calcar nu are nici o legătură cu limita dintre masivul „șisturilor de Bretila” și șisturile epizonale acoperitoare, cum eronat au fost interpretate de M. Savu (1954) : acestea sunt intercalate concordant în micașisturi atât spre exteriorul ariei ocupate de acestea, (valea Rusaia și valea Bistriței), cît și spre interior, către nucleul structurii anticlinale (pîrul Măgurii și dealul Cămineț), aparținând evident la mai multe nivele stratonomice.

B) Seria șisturilor epimetamorfice. Șisturile aparțind seriei epimetamorfice acoperă transgresiv nucleul zonei anticlinale Rusaia-Bretila, fiind reprezentate prin două complexe distințe : unul inferior predominant cuarțos, psefito-psamitic, și altul superior sericito-cloritos cu numeroase intercalații vulcanogene și calcaroase, blasto-pelitic. Ambele complexe rezultă din transformarea simultană, sub acțiunea metamorfismului regional de intensitate scăzută (în faciesul de șisturi verzi după F. J. Turner 1951), a unei serii sedimentare continui, cu intercalații frecvente de roci vulcanice.

1. *Complexul inferior cuarțos.* Se caracterizează prin participarea largă a cuarțului la alcătuirea mineralogică a șisturilor și frecvența structurilor psamitice. Succesiunea de roci care aparține acestui complex începe în bază printr-un facies blasto-psefitic, cu îndințări atât pe verticală cât și pe orizontală către șisturi blasto-psamitice care alcătuiesc cea mai mare parte a complexului. Principalele tipuri petrografice care constituie complexul inferior se repartizează la două nivele stratigrafice: unul bazal cu caracter sernifitic, peste care urmează nivelul șisturilor sericito-cuarțoase.

a) Nivelul bazal, sernifitic, corespunde petrografic „șisturilor negre pe alocuri conglomeratice“ separate de M. Savul (1954) „deasupra calcarului de la contactul masivului“. (pag. 254); același nivel este separat de C. Ionescu¹⁾ spre sud, în bazinul văii Deaca, sub denumirea de „complexul de Pârâul Omului“. Nivelul bazal, sernifitic, acoperă transgresiv „șisturile de Bretila“ aproape de jur împrejur, constituind un excelent reper în separarea acestora de seria epizonală. Formațiunile constitutive ale acestui nivel au dezvoltare maximă la obârșia văii Rusaia, unde alcătuiesc o fâșie lată de 200—300 m, ce se închide aval de confluența Rusaia-pârâul Cociorbii. O altă fâșie importantă se urmărește pe versantul drept al văii Rusaia, începînd din zona Piciorul Popelii spre NW, pînă în pârâul Arșița Rusăi. În bazinul pârâului Tibăoas, la NE de vîrful Bretila, nivelul bazal sernifitic ocupă o zonă largă ce se continuă din versantul drept al văii pînă sub vîrful Bretila, de unde este mascat de sedimentarul eocen. Aceleași șisturi mai apar pe suprafețe mici la obârșia pârâului Măgurii, flancînd terminația sudică a șisturilor mezometamorfice, precum și în versantul drept al pârâului Jneapăń, pe Izvorul Cociorbii și pe creasta principală la W de vîrful Omului.

În alcătuirea acestui nivel intră conglomerate metamorfozate și șisturi grezoase negre cu muscovit.

Conglomeratele metamorfozate apar discontinuu la partea inferioară a nivelului, în special sub vîrful Omul și la obârșia văii Rusaia, stînd transgresiv nemijlocit pe șisturi mezometamorfice. Atât lateral cât și pe verticală conglomeratele trec la șisturi negre conglomeratice, cu care se îndințează. Sînt roci de culoare cenușie-negricioasă cu textură conglomeratică, constituite din elemente cu dimensiuni variate, prinse într-un ciment cenușiu, blasto-pelitic, cu orientare evidentă. Elementele cu dimensiuni pînă la 8—10 cm diametru, sînt în cea mai mare parte din cuarț alb și

¹⁾ Opt. cit. pag. 145.

fumuriu, bine rotunjite și străbătute de fisuri umplute cu cuarț secundar; mai rar se întâlnesc între ele fragmente de paragnaise și cuarțite biotitice uneori granatifere și sporadic amfibolite, rulate mai slab. Cimentul este alcătuit din granule de cuarț (70%), lamele mari de muscovit (8%) dispuse dezordonat între elementele cu dimensiuni mari, paie de sericit (6%) marind o sistozitate slabă, fragmente și cristale rotunjite de granați (2%) intens cloritizate, feldspați (2%), lamele rupte și puternic alterate de biotit (1%), sporadic turmalină, apatit, epidot, zircon, pirită și 10% pulbere grafitică. Prezintă în ansamblu o ușoară orientare, ondulați și oglinzi de fricțiune.

Prezența, între elementele de conglomerat a fragmentelor de șisturi mezometamorfice (paragnaise, cuarțite biotitice și amfibolite) și în masa cimentului, slab metamorfozată, a mineralelor remaniate, impune admiterea că aceste conglomerate s-au depus pe un fundament mezometamorfic preexistent, pe care-l remaniază. Tot în acest sens pledează și poziția lor transgresivă pe o structură veche de șisturi cristaline.

Șisturile grezoase negre, cu muscovit, constituie în cea mai mare parte orizontul bazal. Se dispun peste conglomerate, către care se face o tranzitie gradată prin intermediul unor șisturi fine sernifitice, sau direct pe șisturi mezometamorfice, îndințîndu-se lateral cu conglomerate. Sunt roci de culoare cenușie-negricioasă datorită procentului mare de pulbere grafitică pe care îl conțin, cu structură blasto-detritică pînă la granolepidoblastică și textură șistoasă. Pe fețele de stratificație abundă lamele de muscovit, iar în masa grezoasă a rocii apar frecvent minerale remaniate (granați, turmalină, muscovit și sporadic biotit). Referitor la aceste șisturi, M. Savul (1954) conchide: „Se constată deci, că aceste roci negre, care reprezintă la originea sedimente cu un conținut de substanțe organice, constituiesc un nivel de sedimentare superior stratelor din care s-au format șisturile de Bretila“ (pag. 255).

b) Nivelul șisturilor sericito-cuarțoase constituie în cea mai mare parte complexul inferior al seriei epimetamorfice, urmînd în continuitate de sedimentare peste nivelul bazal. Se caracterizează prin numeroasele intercalații de cuarțite negre, șisturi sericito-grafitoase, și mai rar șisturi calcaroase și călcare cenușii grafitoase. În acest nivel se interpună spre SE (Ciocănești-Iacobeni) și NE (Dadu) orizontul cuarțitelor negre la care se asociază șisturile manganifere.

Şisturile sericito-cuarţoase ocupă arii mai însemnate în bazinile pîrâurilor Stînişoara, Rusaia, Zacla și Tibăoaş, stînd fie peste nivelul sernifitic, fie direct peste şisturile de Bretila și suportă pre tutindeni şisturile complexului sericito-cloritos (superior). Între cele două complexe tranziția se face gradat, vădind continuitatea de sedimentare inițială. Sînt roci de culoare cenușie-argintie, cu structură blastopsamică-granoblastică și textură şistoasă, în compoziția cărora predomină net cuarțul (70%) alături de care abundă sericitul (30—40%); în procente reduse mai conțin clorit, feldspat, apatit, epidot, zircon și sporadic granați, turmalină și biotit. În stîva şisturilor sericito-cuarţoase se întîlnesc intercalații subțiri de şisturi sericitice, sericito-cloritoase și cuarțito-cloritoase, precum și orizontul cuarțitelor negre și al şisturilor cuarțito-grafitoase. În cuarțitele negre grafitoase se remarcă o mare varietate de texturi (masive în pîrîurile Tibăoaş și Stînişoarei, brecioase pe pîrîul Zacla, şistoase pe pîrîurile Rusaia și Măgurii, etc.) și conținutul ridicat de cuarț (85%) și pulbere grafitică (10—14%).

2. *Complexul sericito-cloritos vulcanogen*. Peste complexul anterior descris urmează o stîvă cu grosime mare de şisturi sericito-cloritoase, cu numeroase intercalații de roci porfirogene, şisturi grafitoase și calcare, pe care am considerat-o ca reprezentând complexul superior (în zona la care ne referim) al seriei epimetamorfice. Această succesiune de roci sedimentogene foioase, în alternanță cu nivele vulcanogene și organice, este paralelizabilă întrutotul cu complexul median (sericito-cloritos) al seriei epimetamorfice din regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei, separat de noi¹⁾ ca atare în 1959. Se caracterizează prin: preponderența şisturilor sericito-cloritoase foioase, dezvoltarea însemnată a nivelelor vulcanogene (porfirogene) și prezența unor puternice intercalații de calcare și şisturi calcaroase.

II. Formațiuni sedimentare

În partea de NW și SW a regiunii, masivul de şisturi cristaline este limitat de dezvoltarea formațiunilor sedimentare aparținînd Eocenului, iar de-a lungul rîului Bistrița Aurie și a principaliilor afluenți este mascat în bună parte de aluvioni și terase.

¹⁾ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei-Breaza. 1959. Arh. Com. Stat Geol. București.

Eocenul acoperă transgresiv fundamentul, stând direct pe șisturi cristaline în valea Țibăului, vînful Bretila, valea Bistriței Aurii și pe creastă, la W de vîrful Omului. Este reprezentat în bază printr-un nivel de brecii heterogene grosiere, cu elemente colțuroase ce depășesc 1—2 m³ de șisturi cristaline de tipul fundamentului care le suportă, peste care urmează conglomerate slab cimentate. Uneori conglomeratele trec imediat la gresii micacee cu intercalații conglomeratice (la W de vîrful Omului), sau la gresii fine și calcare numulitice (valea Țibăului).

Cuaternarul are dezvoltare redusă, rezumîndu-se la aluviumile rîului Bistrița și ai principalilor afluenți (valea Țibău, valea Măgurii), precum și la terasele de la confluența Bistriței cu Țibăul, pe versantul stîng al văii. În aval de confluența cu valea Țibău, pe versantul drept al Bistriței se dezvoltă un lanț neîntrerupt de terase (ce ating pînă la 5—600 m lățime) pînă în aval de comuna Cîrlibaba, care în bună parte este situată pe acestea.

III. Tectonica și structura geologică

Toți cercetătorii anteriori au fost de acord cu faptul că, în zona vîrful Bretila-valea Rusaia, șisturile mezometamorfice („șisturi de Bretila”) apar în axul unei structuri anticlinale cu flancurile acoperite de șisturi epimetamorfice. Cercetările noastre au condus în general la aceeași concluzie, însă gradul mare de detaliere a observațiilor și interpretarea măsurătorilor microstructurale ne permit să facem unele precizări care dau o imagine diferită în ce privește evoluția geologică a regiunii.

Sisturile cristaline păstrează în ansamblu orientarea NW-SE caracteristică Carpaților orientali, dar se remarcă în partea de N (bazinul văii Tibăoaș-vîrful Bretila) tendința acestora de a se dirija spre WNW, structura fiind să se alinieze cu cea a cristalinului din Maramureș și munții Rodnei, cu care se racordează spre NW și W. Variația sensului căderilor și dispoziția spațială a orizonturilor reper (în benzi paralele direcționale), cumulate cu observarea cutării flancurilor de structuri deschise, ne-au determinat să interpretăm și aici structura ca reprezentînd o cutare strînsă a flancurilor unor megastructuri¹⁾.

În cadrul șisturilor mezometamorfice se distinge o mare boltire anticinală, cu axul orientat NW-SE, ce se urmărește din zona de obîrșie a

¹⁾ *Op. cit.* pag. 145.

pîrîului Măgurii pînă sub vîrful Bretila, tăiată transversal de pîrîul Bistrița Aurie între valea Rusaia și pîrîul Măgurii. Paralel cu aceasta, la SW se remarcă o structură similară dar de mai mică ampioare, marcață de aparițiile de șisturi mezometamorfice din pîrîul Izvorul Șes-Izvorul Cociorbii-vîrful Omului. În versantul stîng al pîrîului Tibăoaș se găsesc „șisturi de Bretila“ de-a lungul unei falii direcționale, încălecînd peste cuvertura lor epimetamorfică de la NE spre SW.

Anticlininalul „de Bretila“ se dovedește a fi de fapt o structură complexă cu caracter de anticlinoriu, cu flancurile cutate neregulat; cûtele secundare se evidențiază atît prin dispoziția paraleleă a benzilor de amfibolite (folosite ca nivele reper), cît și de dispoziția microcutelor aferente. Axul principal al structurii este marcat de micașisturile cu granați, care se pare că formează nivelul cel mai profund deschis prin eroziune; pe flancuri căderile variază între 50—70° spre NE și respectiv SW.

Seria șisturilor epimetamorfice „îmbracă“ structurile amintite, constituind învelișul lor imediat. Formațiunile acestei serii păstrează pretutindeni orientarea generală NW-SE, cu redresarea spre WNW în bazinul văii Tibăoaș. În cadrul lor se deosebește o zonă sinclinală, între cele două culmînății anticliniale paralele cu șisturi de Bretila în ax, dezvoltată între obîrșia văii Rusaia la SE și pîrîul Bretilei la NW. Spre NE de principala structură anticlininală (Rusaia-Bretila), cît și la SW de aliniamentul secundar amintit (vîrful Omul, Izvorul Cociorbii-Izvorul Șes), șisturile epimetamorfice alcătuiesc flancurile externe ale acestora, sub formă de cûte strînse de alunecare. Din analiza elementelor microstructurale măsurate pe ambele flancuri ale boltirii anticliniale majore rezultă că în general structura este orientată pe direcția N 54°W și prezintă o maximă ridicare axială în zona mediană (la S de rîul Bistrița Aurie, paralel cu ea). La N și S de acest bombardament, axul structurii plonjează spre NW și SE cu cca 20°; se remarcă spre NW o atenuare și fasciculare a anticlininalului principal, cu tendință de aplativare.

Dislocațiile transversale rupturale corespund planelor ac de fisură și afectează atît fundamentul cristalin, cît și formațiunile sedimentare acoperitoare (respectiv Eocenul). Ele se concentrează în special în trei zone: una în partea de NW a regiunii, la E de vîrful Bretila, alta în sud (vîrful Omul) și a treia în partea centrală, între dealul Căturiicomuna Cărlibaba. Dintre acestea, deranjamentele cele mai însemnate le produc grupurile central și sudic, între care compartimentul principal este scu-

fundat. Grupul de N produce numai decroșări locale, limitând și linia direcțională de-a lungul căreia apar șisturile de Bretila din versantul stâng al pârâului Tibăoas.

IV. Considerații generale asupra structurii și metamorfismului

Din analiza elementelor petrografice și structurale a șisturilor cristaline din regiune se desprinde ideia că acestea s-au format succesiv, în două faze de metamorfism deosebite în timp și ca intensitate. Între „șisturile de Bretila“ și seria epimetamorfică care le acoperă se interpuze un nivel detritogen de șisturi sernifitice și sernifite care remaniază fragmente de roci și minerale din șisturile mezometamorfice subjacente. Această formățiune stă, pretutindeni, nemijlocit peste șisturi diaforitice, indiferent de natura lor petrografică, și suportă în continuitate de sedimentare întreaga stivă a seriei epimetamorfice, în care nu se întâlnesc niciunde șisturi care să pară a fi suferit vreodată un metamorfism de intensitate ridicată. Cimentul conglomeratelor din nivelul inferior al seriei epimetamorfice, se dovedește a fi suferit transformări de aceiași intensitate ca și stiva de șisturi pe care o suportă concordant, deosebindu-se net în această privință de substrat.

Analiza petrografică a întregii stive de șisturi epimetamorfice, inclusiv conglomeratele bazale, arată că suntem în prezență unei serii sedimentare continuu, transformată în șisturi cristaline sub acțiunea unui metamorfism regional de intensitate scăzută. Sedimentarea a început cu formațiuni detritice grosiere (conglomerate heterogene și gresii conglomeratice), continuindu-se neîntrerupt cu sedimente pelitice și organogene între care s-au interpus nivele vulcanogene (tufuri și tufsite), eventual lave acide.

Șisturile de Bretila au luat naștere sub acțiunea unui metamorfism de intensitate mai mare, care a avut loc anterior sedimentării seriei ce începe cu conglomeratele menționate. Transformarea retromorfă a unei părți din aceste șisturi și anume a celor situate geometric imediat sub seria superioară, a avut loc concomitent cu metamorfozarea seriei sedimentare acoperitoare, sub influența acelorași factori. Acest lucru este evident și ușor de urmărit pe teren; imediat sub conglomerate transformările diaforitice sunt deosebit de intense, indiferent de natura petrografică a șisturilor, pe cind cu cât ne îndepărțăm (în zonele puternic erodate) de contactul dintre cele două serii, modificările din fundament scad în intensitate, până la dispariție.

Tinând seama de toate elementele prezentate, trebuie să admitem în evoluția geologică a masivului de șisturi cristaline din Carpații orientali (cel puțin în partea de N) următoarea succesiune de evenimente: sedimentare urmată de o primă fază de metamorfism cu intensitate ridicată, având ca rezultat formarea șisturilor mezometamorfice ale seriei de Bretila; eroziune apoi sedimentarea transgresivă a unei serii continui, predominant detritogenă, cu remainieri din fundumentul mezometamorfic.

A doua fază de metamorfism, de intensitate scăzută, în care seria sedimentară depusă pe un fundament cristalin este transformată în șisturi epimetamorfice. Concomitent partea geometric superioară a sodului preexistent s-a adoptat noilor condiții de echilibru, adaptare reflectată în dezvoltarea unei zone diaforitice cu caracter regional.

În ce privește structurile tectonice ale masivului, trebuie să admitem că în prima fază de metamorfism a avut loc și formarea unor nuclei structurali proprii numai șisturilor mezometamorfice, structuri care vor avea influență hotărâtoare în tot timpul evoluției ulterioare a regiunii. În momentul fazei a doua de orogeneză și metamorfism (mai slab ca primul), șisturile anterior formate constituiau deja un bloc rigid, cu o tectonică proprie, asupra căruia eforturile tangențiale nu au influențat prea mult. Acestea, dirijate în general pe direcții deja stabilite, provoacă doar accentuarea structurilor mai vechi (mezometamorfice), silind formațiunile mai noi (epimetamorfice) să se creeze conform cu fundumentul (lucru de altfel confirmat în toate fazele orogene ulterioare celor care au dus la formarea șisturilor cristaline).

Definitivarea edificiului tectonic al masivului de șisturi cristaline a avut loc, foarte probabil, în timpul orogenezei hercinice, sub influența structurilor mezometamorfice mai vechi. Astfel cutarea seriei epimetamorfice a respectat direcția primordială (NW-SE), dând naștere la structuri paralele cu nucleele rigide, care, s-au adaptat noilor eforturi tectonice prin boltiri largi și deformări rupturale direcționale, pe alocuri cu încălecări locale (pîrul Tibăoas). În fazele de orogeneză ulterioare formării blocului cristalin, eforturile tectonice principale (dirijate conform vechilor direcții) nu au influențat prea mult acest bloc rigid. Ele au reactivat dislocațiile direcționale, accentuînd poate vechile structuri, fără însă a putea provoca naștere ea altora noi. Eventualele eforturi tectonice discordante față de direcția primordială a formării soclului cristalin au provocat în acesta numai deformări rupturale, dislocații transversale sau oblice față de structură, precum și o ondulare axială largă a întregului masiv. Aceste considerații concordă

pe deplin cu rezultatele studiilor microstructurale, care arată pentru seria epimetamorfică o simetrie monoclinică (deci afectarea ei de o singură fază metamorfică), iar pentru seria mezometamorfică o simetrie triclinică, corespunzînd la cel puțin două faze de metamorfism, separate.

BIBLIOGRAFIE

- Athanasiu S. (1899) Geologische Beobachtungen in den nord-moldawischen Ost-Karpathen. *Verh. d. k. k. R. A.* Wien.
- Dimitrescu R. (1960) Observațiuni privind depozitele mesozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *SSNG Com. Geol.-Geogr.* București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVII. București.
- Kräutner Th. (1927) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, valea Tibăului și Cîrlibaba. *D. S. Com. Geol.* XV. București.
- Reinhardt M., Athanasiu I. (1927) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen-Schiefer der Ost-Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* XII. București.
- Savul M. (1927) Studiu asupra șisturilor cristaline și a zăcămintelor de mangan din regiunea Șarul Dornei-districtul Cîmpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* XII. București.
- Savul M. (1954) Cercetări geologice în regiunea Cîrlibaba (Bucovina). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII. București.
- Turner F. J. (1951) Evoluția metamorficeskikh parod. Moskwa (traducere din limba engleză).
- Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. d. k. k. geol. R. A.* IV. Wien.

LA ZONE ANTICLINALE DE RUSAIA-BREtila ; STRUCTURE, MÉTAMORPHISME (CRISTALLIN DES CARPATES ORIENTALES)

PAR

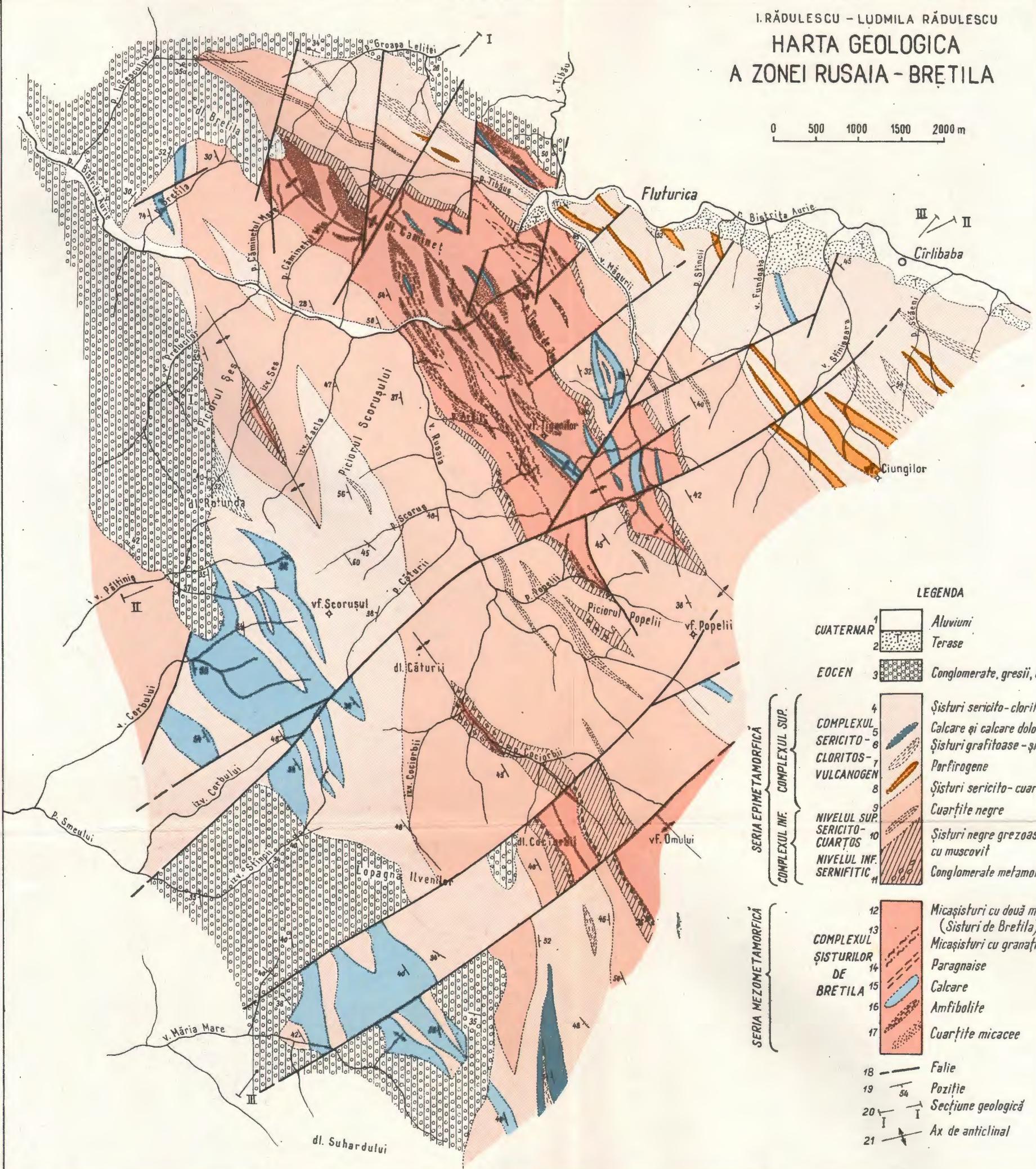
I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU

(Résumé)

L'ouvrage traite exclusivement des schistes cristallins qui apparaissent dans le cours supérieur de Bistrița Aurie, dans la zone connue depuis longtemps sous le nom d'„anticlinal de Bretila“ du secteur septentrional des Carpates Orientales. Les chercheurs précédents ont évidencier dans cette région une structure anticlinale majeure à „schistes de Bretila“ dans l'axe (schistes mésométamorphiques intensément diaphoritisés), dont les flancs sont constitués par diverses roches métamorphiques à caractère épî-

I. RĂDULESCU - LUDMILA RĂDULESCU
HARTA GEOLOGICA
A ZONEI RUSAIA - BRETILA

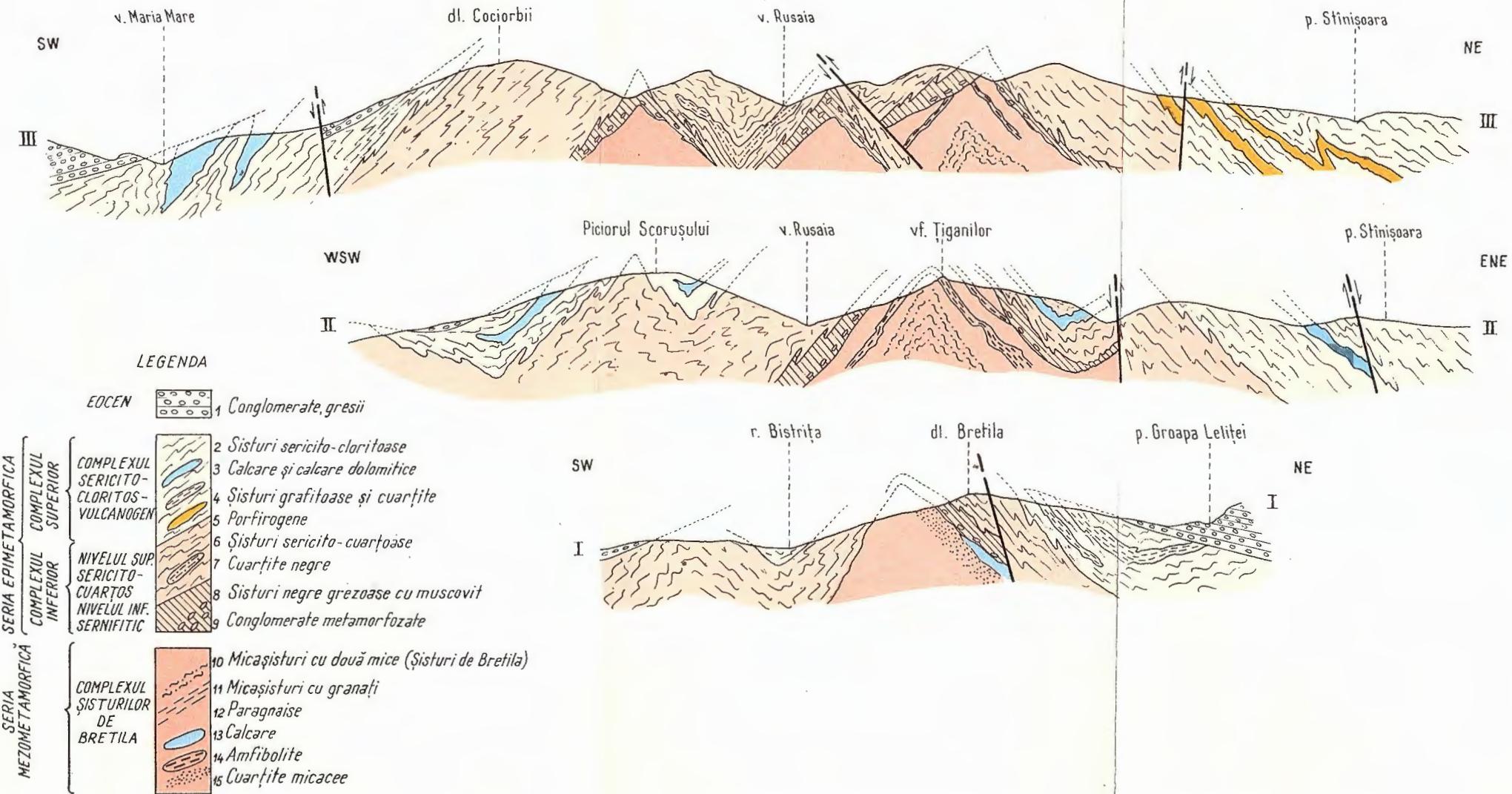
0 500 1000 1500 2000 m



I. RĂDULESCU - LUDMILA RĂDULESCU

SECTIUNI GEOLOGICE IN ZONA RUSAIA - BRETILA

0 500 1000 1500 2000



zonal. Nos observations concernent moins la composition pétrographique des schistes cristallins, étant surtout orientées vers la structure géologique et vers les relations entre les deux séries métamorphiques afin de fournir une image réelle de l'évolution du massif cristallin des Carpates Orientales.

La série des schistes mésométamorphiques qui constitue le noyau de la structure anticlinale se caractérise par des roches intensément diaphoritisées — dans les extrémités surtout. Elle comprend notamment des micaschistes quartzeux à deux micas, dans lesquels on remarque de minces intercalations de micaschistes grenatifères, de schistes quartzitiques et paragneiss à biotite, auxquels s'ajoutent des niveaux bien développés d'amphibolites et calcaires.

La série des schistes épimétamorphiques recouvre transgressivement le noyau diaphorique constituant ainsi les flancs de la structure. Elle est constituée de deux complexes stratomorphiques : l'un inférieur prédominant quartzeux-blastodétritique et l'autre supérieur, volcanogène.

1. Dans le complexe inférieur on a séparé deux niveaux stratigraphiques distincts :

a) Le niveau basal, serniphitique, comprenant des schistes gréseux noirs à muscovite lesquels, par endroits, dans la partie inférieure, passent aux conglomérats par l'intermédiaire des schistes serniphitiques. Ces conglomérats sont partout disposés au-dessus des schistes mésométamorphiques qu'ils remanient ; parmi les éléments constitués de quartz blanc et grisâtre, bien roulés, on rencontre des fragments de paragneiss, quartzites biotiques et grenatifères et plus rarement des amphibolites moins roulés.

Le ciment est, lui-aussi, quartzeux, et comprend des minéraux remaniés des schistes sous-jacents ; il présente une légère orientation, des ondulations et miroirs de friction.

b) Le niveau des schistes séricito-quartzeux constitue la majeure partie du complexe inférieur, la transition du niveau basal serniphitique vers lui étant graduelle. Il comprend surtout des schistes séricito-quartzeux à intercalations de quartzites chloriteux et graphiteux dans lesquels se détache l'horizon des quartzites noirs auxquels s'associent des minérais magnésifères.

2. Le complexe supérieur, volcanogène, surmonte en continuité de sédimentation le complexe précédent, et se caractérise par l'abondance des intercalations volcanogènes (porphyrogènes) et organiques (calcaires) dans les schistes séricito-chloriteux feuillus.

Les recherches structurales ont prouvé que nous sommes en présence d'une vaste voûte anticlinale à caractère complexe d'anticlinorium, dont les flancs se compliquent par des plis secondaires. L'orientation de la structure est NW-SE faiblement redressée vers le WNW dans le nord où les plis ont tendance à la virgation et à l'affaissement. Dans la zone médiane de la structure (parallèlement à la rivière de Bistrița Aurie dans ce secteur) on remarque un soulèvement axial accusé ; vers le NW et le SE la structure s'affaisse axialement de 20°, affaissement souligné en partie par le jeu différentiel des compartiments tectoniques déterminés par des fractures transversales (correspondant aux plans ac de fissuration).

L'analyse des éléments pétrographiques et structuraux des schistes cristallins de la région indique leur formation successive, pendant deux phases de métamorphisme différentes comme époque et comme intensité. Les formations sédimentaires qui allaient se transformer en schistes épimétamorphiques se sont déposées sur un socle de schistes mésométamorphiques, ce dont témoigne l'existence des conglomérats basals qui remanient des fragments de roches et minéraux du soubassement. D'autre part, on ne rencontre nulle part dans l'assise de la série épimétamorphique disposée transgressivement sur les schistes mésométamorphiques par l'intermédiaire du niveau serniphitique, des schistes qui semblent avoir subi naguère un métamorphisme d'intensité prononcée. C'est également un métamorphisme successif qu'indique le développement régional de la diaphorèse dont l'intensité maximum se manifeste dans les schistes mésométamorphiques qui supportent directement le niveau serniphitique, nonobstant leur nature pétrographique. En fonction de ces éléments, nous devons admettre dans l'évolution géologique du massif de schistes cristallins des Carpates Orientales la succession d'événements suivante :

- a) Sédimentation, suivie par une première phase de métamorphisme à intensité élevée qui engendre la série mésométamorphique à structure tectonique propre.
- b) Erosion et sédimentation transgressive, à remaniements dans le soubassement.
- c) Seconde phase de métamorphisme, d'intensité réduite, pendant laquelle apparaît la série épimétamorphique ; les schistes formés antérieurement, à la partie supérieure du massif, se sont adaptés aux nouvelles conditions d'équilibre minéralogique.

Dans ces conditions l'explication du parallélisme évident entre les structures plus récentes et celles antérieures n'est pas trop difficile : durant la seconde phase de métamorphisme la direction des principaux efforts est demeurée la même, et les structures qu'ils déterminent sont subordonnées aux anciens noyaux mêmement orientés. Ce parallélisme et cette subordination vis-à-vis des anciennes structures apparaissent d'ailleurs durant toute l'évolution ultérieure du géosynclinal carpatique. Notre conclusion en ce qui concerne la formation des schistes cristallins durant deux phases de métamorphisme successives, est confirmée encore par les résultats des études microstructurales qui indiquent pour la série épimétamorphique une symétrie monoclinale et pour la série mésométamorphique une symétrie triclinale, correspondant aux deux phases métamorphiques dont elle est affectée.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la zone Rusaia-Bretila.

Quaternaire : 1, alluvions ; 2, terrasses. Éocène ; 3, conglomérats, grès, calcaires Série épimétamorphique. Complexe supérieur — complexe séricito-chloriteux-volcanogène ; 4, schistes séricito-chloriteux ; 5, calcaires et calcaires dolomitiques ; 6, schistes graphiteux et quartzites ; 7, porphyrogènes. Complexe inférieur, niveau supérieur séricito-quartzzeux ; 8, schistes séricito-quartzzeux ; 9, quartzites noirs. Niveau inférieur, serniphitique ; 10, schistes noirs gréseux à muscovite ; 11, conglomérats métamorphisés. Série mésométamorphique — complexe des schistes de Bretila ; 12, micaschistes à deux micas (schistes de Bretila) ; 13, micaschistes à grenats ; 14, paragneiss ; 15, calcaires ; 16, amphibolites ; 17, quartzites micacés ; 18, faille ; 19, position ; 20, coupe géologique ; 21, axe d'anticlinal.

Planche II

Coupes géologiques dans la zone Rusaia-Bretila.

Éocène : 1, conglomérats, grès. Série épimétamorphique. Complexe supérieur — complexe séricito-chloriteux-volcanogène ; 2, schistes séricito-chloriteux ; 3, calcaire et calcaires dolomitiques ; 4, schistes graphiteux et quartzites ; 5, porphyrogènes. Complexe inférieur, niveau supérieur séricito-quartzzeux ; 6, schistes séricito-quartzzeux ; 7, quartzites noirs. Niveau inférieur serniphitique ; 8, schistes noirs gréseux à muscovite ; 9, conglomérats métamorphisés. Série mésométamorphique — complexe des schistes de Bretila ; 10, micaschistes à deux micas (schistes de Bretila) ; 11, micaschistes à grenats ; 12, paragneiss ; 13, calcaires ; 14, amphibolites ; 15, quartzites micacés.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

STRUCTURA GEOLOGICĂ ȘI STRATIGRAFIA ȘISTURILOR
CRISTALINE DIN REGIUNEA POJORÎTA-FUNDUL MOLDOVEI-
LUCINA (CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾

DE

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU, I. TEUCA²⁾

Abstract

Geological and Stratigraphic Structure of the Crystalline Schists Developed in the Region of Pojorîta-Fundul Moldovei-Lucina (East Carpathians). This paper comprises a stratigraphic and structural study of the crystalline schists to be found within the basin of the Moldova river in the northern part of the East Carpathians. Two petrographic and structural units have been separated: one of them of a mesometamorphic character is situated in the eastern part of the region, and the other one occurring in an epimetamorphic facies, is developed in the west. Tectonic overthrust relations are to be observed between these two units. The Rărău gneisses in the eastern unit appear as a result of some feldspathisations, whereas the mesometamorphic schists are due to regional metamorphism. In the epimetamorphic unit there have been separated three characteristic stratigraphic complexes, each of them being subdivided into horizons with a regional development. Finally, the tectonics and the structure of the region are analysed both on the basis of direct observations and on the basis of interpretations of the microstructural observations. The mesometamorphic unit appears in form of a strongly uplifted monocline, while the epitamorphic one indicates a synclinal zone with complicated tectonic limbs of sliding folds, tilting slightly south-westwards. Strong axial undulations of the entire structure, as well as its compartmentation by cross disturbances have also been pointed out.

Introducere. Cercetările întreprinse în anii 1959, 1961, 1963 și 1964, le-am extins asupra unui teritoriu de cca 200 km² situat în bazinul

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 ianuarie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Calea Griviței nr. 64, București.

văii Moldova, incluzând zona cristalină dela NE de interfluviul Bistrița Aurie-Moldova, între valea Putnei și pasul Mestecăniș la S și muntele Lucina la N.

Date orohidrografice. Regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei-Lucina face parte din zona de N a Carpaților orientali, cuprindând culmea Obcinei Mestecănișului din munții Bistriței. Forma de teren dominantă este culmea ce separă bazinile văilor Moldova și Bistrița, orientată NW-SE conform structurii geologice, cu înălțimi cuprinse între 1200—1500 m ; din ea se desprind spre NE culmile secundare ce constituie interfluviile afluenților de pe dreapta ai râului Moldova. Aceste culmi, situate în întregime în zona șisturilor cristaline, au un caracter domol, cu pante nu prea pronunțate, spinări rotunjite și peneplenizate ; între altitudinile de 1100—1200 m se constată existența unei platforme de eroziune. Cu totul alt caracter au înălțimile situate în partea de NE a regiunii, care din cauza constituției petrografice diferite (dolomite, conglomerate cuarțoase etc.) prezintă pereti abrupti, creste cu caracter de custură și piscuri ascuțite.

Rețeaua hidrografică este tributară în întregime râului Moldova, care străbate regiunea longitudinal pe un traseu NW-SE, formând în zonele calcaroase chei înguste, sălbatici, în contrast cu luncile și terasele largi din zonele cu șisturi cristaline sau formațiuni sedimentare mai noi. Principaliii și afluenți de la N spre S sunt văile : Lucava Mare, Lucina, Tătarca, Botoșul, Dealul Rău, Delnița, Colacul, Arseneasa și valea Putnei, văi cu profil schimbător și versanți împăduriți. Toate prezintă caractere pronunțate de îmbătrânire spre obîrșie, iar pe cursul inferior formează chei și repezișuri. Pe partea stângă, afluenții mai importanți sunt pînările : Letile, Moroșan, Timon și Pîrul Cailor.

Istoricul cercetărilor geologice miniere. Lăsând la o parte lucrările mai vechi ale lui V. Zepharowich (1854), B. Cotta (1855), B. Walter (1876), K. Paul (1876), V. Uhlig (1897) și S. Athanasiu (1899) care au abordat sub diferite aspecte structura geologică a regiunii și concentrațiile de minerale utile, subliniem importanța cercetărilor lui H. Quiring (1922) de la începutul secolului XX.

În 1929 Th. Kräutner întocmește un studiu monografic al regiunii Rarău-Pojorîta-Breaza, unde descrie găurile oculare menționate și de cercetătorii anteriori, considerîndu-le „ortorece consolidate sinorogen“ (pag. 10—11) care la contact ridică cristalinitatea șisturilor metamorfice.

În ce privește sedimentarul vechi, el consideră numai conglomeratele și gresiile ca permiene, dolomitele repartizîndu-le Triasicului, iar jaspurile Callovian-Oxfordianului.

Între 1948—1950 și 1951—1954 M. Savul¹⁾ întreprinde cercetări în partea de N a Carpaților orientali, ocupîndu-se pe lîngă geologia de ansamblu și de urmărirea și descrierea mineralizațiilor de mangan, sulfuri complexe și magnetit, asupra cărora face unele considerații genetice.

M. Ilie în 1957 publică un studiu asupra regiunii Rarău-Pîrul Cailor, în care pe lîngă o descriere sumară a Cristalinului, precizează vîrsta sedimentarului vechi ca fiind permiană (conglomerate, dolomite și jaspuri) prin analogie cu alte zone similare din țară și de peste hotare. În sprijinul acestei vîrste demonstrează existența în regiune a tuturor subdiviziunilor Triasicului, documentate paleontologic. Mai recent, subliniem cercetările amânunțite inițiate de Comitetul Geologic după 1954, în zonele manganifere și cu sulfuri din această parte a țării, continuante pînă în prezent. În acest sens cităm rapoartele geologice întocmite în regiunile învecinate (Iacobeni-Ciocănești-Cîrlibaba și Dealul Rusului-Vatra Dornei) de către: R. Dimitrescu, D. Constantinof, M. Borcoș, M. Lupu, I. Gheorghita, Al. Vasilescu și C. Ionescu între 1954—1956, precum și studiile lui M. Savul și V. Ianovici (1957), C. Ionescu (1962) și R. Dimitrescu (1960).

În zona la care ne referim s-au executat cercetări de către Elena Mirăuță și O. Mirăuță²⁾, V. Erhan³⁾ și I. Rădulescu și al.⁴⁾

¹⁾ M. Savul. Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în sinclinalul marginal al Bucovinei. 1951. Arh. Com. Stat Geol. București.

M. Savul. Raport asupra zăcămintelor de sulfuri din regiunea Fundul Moldovei-Pojorîta. Prospecțiuni geologice. 1952. Arh. Com. Stat Geol. București.

²⁾ Elena Mirăuță, O. Mirăuță. Raport asupra calcarelor dolomitice de la Pojorîta-Fundul Moldovei. 1956. Arh. Com. Stat Geol. București.

³⁾ V. Erhan. Raport asupra cercetărilor pe teren din 1956. Arh. Com. Stat Geol. București.

^{4)a)} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic asupra proiecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei-Breaza. 1959. Arh. Com. Stat Geol. București.

^{b)} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, F. Barbu, D. Constantinof. Raport asupra proiecțiunilor pentru fier și sulfuri în regiunea Cîrlibaba-Iacobeni-Şesuri-Lucina-Bahna (Carpații orientali). 1960. Arh. Com. Stat Geol. București.

între 1959—1964, aducîndu-se contribuții substanțiale la descifrarea tectonicii și stratonomiei șisturilor epimetamorfice.

I. PETROGRAFIA ȘI STRATIGRAFIA REGIUNII

La alcătuirea geologică a regiunii cercetate iau parte formațiuni metamorfice, roci eruptive și formațiuni sedimentare. Întrucât prezenta lucrare are drept scop stabilirea succesiunii stratonomice de detaliu a șisturilor cristaline și determinarea structurii geologice regionale, ne vom limita să prezentăm foarte succint principalele tipuri de roci din regiune, detaliind numai tipurile care suscătă discuții genetice, trecînd apoi la descrierea complexelor și orizonturilor stratigrafice stabilite.

A) Principalele tipuri de roci și răspîndirea lor

1. Șisturi cristaline

Șisturile cristaline acoperă marea majoritate a teritoriului cercetat și se repartizează la două serii: una mezometamorfică și alta epimetamorfică.

a) *Seria șisturilor mezometamorfice.* Rocile aparținînd seriei mezometamorfice apar numai în partea de NE a regiunii, formînd o zonă longitudinală dezvoltată paralel cu structura Carpaților orientali. Lățimea zonei este variabilă, pe alocuri fiind mascată complet de transgresiunea formațiunilor sedimentare care o flanchează spre NE, ajungînd în bazinul văii Tătarca la maximum 2,5 km. Limita de SW a zonei este marcată de o importantă dislocație tectonică direcțională, de-a lungul căreia șisturile mezometamorfice încalcă peste cele epimetamorfice.

Seria șisturilor mezometamorfice se caracterizează prin larga dezvoltare a micașisturilor și abundența feldspatizărilor de tip metablastic

c) I. Rădulescu. Lucrări speciale în partea de N a Carpaților orientali (rîul Bistrița Aurie-rîul Moldova). 1961. Arh. Com. Stat Geol. București.

d) I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Teuca. Raport asupra prospecțiunilor stratonomice-structurale în regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei-Lucina (Carpații orientali). 1963. Arh. Com. Stat Geol. București.

e) I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Teuca. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cuarțite și sideroză în sectorul Delnița (Fundul Moldovei, Carpații orientali). 1964. Arh. Com. Stat Geol. București.

(gnaise de „Rarău“), care constituie o fișie direcțională neîntreruptă, urmărită în toată aria de dezvoltare a micașisturilor. Subordonat apar micașisturi cu granați, cuarțite micacee, paragnaise și amfibolite, ca fișii înguste lentilizate, intercalate fie în micașisturi, fie între zonele feldspatizate.

Micașisturile cu două mice au dezvoltare tipică în versantul stâng al râului Moldova, distingându-se printr-o pronunțată structură granolepidoblastică datorită alternanței de pachete micacee cu benzi cuarț-feldspatice. În general se caracterizează prin raportul muscovit : biotit = 1 ; pe alocuri raportul este în favoarea biotitului, care imprimă șisturilor în aceste cazuri o colorație cenușie-negricioasă cu nuanțe verzi din cauza cloritizării avansate.

Micașisturile cu granați apar sporadic, intercalate în micașisturile cu două mice de pe pîrîul Tunsului și valea Timon, la obîrșia pîrîului Moroșan și pe versantul sudic al muntelui Lucina, sau ca zone lenticulare în fișia gnaiselor metablastice pe pîrîurile Răchitiș, Cuculec, Lucava Mare și Lucina. Diferă de micașisturile cu două mice doar prin cristaloblastele de granați (2–10 mm \varnothing) uneori cloritizați complet, ce imprimă șisturilor o structură porfiroblastică. Procentual granații ajung la 30% din rocă în cazuri exceptionale, obișnuit alcătuiesc între 15–20% din rocă.

Sisturi cuarțito-micacee, în special biotitice, se întâlnesc fie între micașisturi pe pîrîurile Moroșan și Lucina, fie între gnaisele de pe pîrîurile Răchitiș, Tătarca Mare, Lucava și Lucina. Sînt roci orientate, dure, de culori închise datorite abundenței lameelor scurte de biotit dispuse neregulat în mozaicul cuarțitic de bază. În valea Tătarca, asociat șisturilor cuarțitice apar gnaisse fine cu biotit și granat, caracterizate printr-o dezvoltare echidimensională a componentelor și un conținut ridicat de microclin (20–25%).

Paragnaisele micacee formează fișii înguste direcționale, între pîrîurile Tătarca Mare și Lucina, precum și pe valea Timonului. Sînt în general muscovitice, pe alocuri granatifere, cu structură granolepidoblastică și textură șistoasă. În alcătuirea lor mineralologică se remarcă un conținut ridicat (uneori pînă la 60%) de feldspat plagioclaz (oligoclaz acid) asociat cu cuarț și apariția accidentală a mici granule de feldspat potasic (microclin) cu albitezări incipiente. Granații apar frecvent în procente de 5–10% din rocă, localizați în special în păturile micacee (biotitice).

A m f i b o l i t e l e, uneori cu granați, apar sporadic, formind intercalații cu grosimi mici în micașisturile din versantul stîng al rîului Moldova și pe pînoul Lucava Mare. Sînt roci perfect șistoase, cu structură granonematoblastică, uneori slab porfiroblastică datorită granaților, alcătuite din hornblendă verde puternic pleocroică (40—70%) uneori crescută diablastic cu granații, plagioclaz (20—35%) de obicei sericitizat și granați (5—15%) de dimensiuni reduse (1—2 mm ϕ) ce includ frecvent cuart, plagioclaz și biotit.

G n a i s e l e o c u l a r e („d e R a r ă u“) se dezvoltă ca o fișie continuă în toată aria șisturilor mezometamorfice. Grosimea zonei feldspatizate variază de la cîțiva zeci de metri (în partea de SE) pînă la peste 1000 m în bazinul văii Lucina; în cadrul acestei fișii se remarcă o neogenititate pronunțată în ce privește intensitatea feldspatizării, incluzînd zone de micașisturi cu granați, paragnaise și cuarțite ușor sau neafectate de feldspatizare, pe lîngă gnaisele oculare tipice. Gnaisele tipice, cu aspect ocular, se caracterizează printr-un procent ridicat (pînă la 45%) de feldspați potasici dezvoltăți metablastic într-un țesut micaceu primar, formînd uneori ochiuri sau lentile cu lungime pînă la 4 cm și grosimi de 1—1,5 cm. Feldspatul potasic este reprezentat de obicei prin microclin cu frecvențe structuri pertitice, cu inclusiuni de muscovit, cuarț și biotit. Micele alcătuiesc benzi paralele, separate prin zone microgranulare cuarțo-feldspatiche; în preajma ochiurilor feldspatiche lamelele de muscovit și biotit sunt puternic curbate, contorsionate pînă la fragmentare. Uneori, ochiurile sau lentilele de culoare albă sau rozacee sunt constituite din feldspat potasic în asociere cu cuarț recristalizat, fără extincții ondulatorii pronunțate, spre deosebire de cuarțul microgranular din masa rocii, care prezintă extincții puternic ondulatorii. Prezența granaților și aspectul lor dau cele mai conclucente indicații asupra genezei acestor gnaise: nu apar niciodată cu conture cristalografice, sunt puternic fisurați și zdrobiți, fragmentele fiind cimentate cu feldspat potasic. La granulele mai mari se observă insinuarea feldspatului potasic pe fisuri, iar pe alocuri apar fragmente de granați prinse în masa feldspațiilor potasici din ochiurile gnaisului sub formă de inclusiuni. Caracterul relict al granaților, faptul că sunt puternic zdrobiți (mai mult decît cataclaza celorlalte minerale) și recimentați cu feldspat potasic, sau prezența fragmentelor de microclin, arată că zdrobirea granatului a avut loc înainte de venirea feldspațiilor potasici în rocă: feldspatizarea s-a produs ulterior formării granaților, deci este ulterioară metamorfismului regional.

În micașisturile slab feldspatizate se remarcă dispunerea feldspatului potasic în benzi discontinui, cu grosimi milimetrice, localizate între păturile micacee. Constituția benzilor feldspatice nu dă loc la îndoială; este evidentă creșterea metablastică a cristalelor de microclin.

În ansamblu se observă pe teren cum intensitatea feldspatizării scade de la centrul zonei spre periferie; acolo unde apar mai multe centre lineare puternic feldspatizate (pînă la gnaisse lenticulare) sunt separate între ele prin zone slab sau neafectate de acest proces.

Atât aspectul microscopic, cât și relațiile de teren ne conduc la concluzia că „gnaisele de Rarău” nu reprezintă „rezultatul consolidării sinorogene a unei intruziuni granitice” (T. h. Kräutner, M. Ilie, M. Savul etc.), ci efectul unei intense feldspatizări potasice postmetamorfică.

Această concluzie este în concordanță cu observațiile de ansamblu asupra zonei șisturilor mezometamorfice, din care rezultă că acestea au luat naștere în urma unui metamorfism regional și nu prin ridicarea gradului de cristalinitate al șisturilor epimetamorfice în contact cu o intruziune granitică.

b) *Seria șisturilor epimetamorfice.* Șisturile cristaline aparținând acestei serii ocupă cea mai mare parte a teritoriului cercetat și reprezintă aproape întreaga succesiune stratonomică cunoscută a masivului de șisturi epimetamorfice din Carpații orientali. Încă din primele cercetări (I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, 1959¹⁾) am separat în cristalinul epimetamorfic de aici trei complexe petrografice cu poziție bine stabilită în scara stratonomică relativă a regiunii și anume: un complex sericito-cuarțos inferior, altul sericito-cloritos cu numeroase intercalații de porfirogene-intermediar și un complex tufogen-grăfitos — superior.

C o m p l e x u l s e r i c i t o - c u a r ț o s - m a n g a n i f e r reprezentat prin șisturi sericito-cuarțitice și cuarțite sericitoase, cuarțite negre și șisturi cuarțito-grafitoase asociate cu șisturi manganifere și porfirogene riolitice este deschis în partea de SW și W a regiunii cercetate, în zona pasului Mestecăniș și obârșia pîrfurilor Delnița, Orata și Botoșel.

Șisturile sericito-cuarțitice alcătuiesc pachete cu grosime mare și se remarcă prin conținutul ridicat de cuarț în asociere cu sericitul și printr-o șistozitate bună. Pe alocuri conținutul de cuarț ajunge la 95—98%, roca

¹⁾ Opt. cit. pag. 163.

devenind slab orientată sau compactă. De menționat participarea unor minerale remaniate din fundament (granați, turmalină etc.) la alcătuirea mineralologică a șisturilor.

Cuarțitele negre grafitoase, la care se asociază lentile de șisturi mananifere la obârșia văii Delnița, formează zone direcționale cu grosime aparentă de peste 3—400 m, și lungimea de 3—5 km. Sunt roci slab șistoase, uneori rubanate, alcătuite dintr-o alternanță de zone microblastice de cuarț cu altele bogate în pulbere grafitică.

Porfiogenele riolitice provenite prin metamorfismul unor pînze de lavă interstratificate sedimentelor inițiale sunt bine dezvoltate în zona de recepție a pînărîilor Dealul Rău și Botoșel, unde formează fîșii paralele cu zona cuarțitelor negre. Macroscopic se prezintă ca o rocă albă cu orientare evidentă, în care se disting fenocristale de cuarț bipiramidal de 1—2 mmØ alături de altele, de feldspat potasic (4—5 mm lungime și 2—3 mm grosime) prinse într-o masă alb-lăptoasă. Au structură porfirică și textură orientată. Sub microscop se constată o mare dezvoltare a fenocristalelor de cuarț și feldspat (cca 30% fenocristale) prinse într-o masă microcristalină cu porțiuni criptocristaline, cu relicte de textură fluidală.

C o m p l e x u l s e r i c i t o - c l o r i t o s v u l c a n o g e n se remarcă prin abundența rocilor porfiogene interstratificate șisturilor sericito-cloritoase și grafitoase. Are dezvoltare maximă, ocupînd toată partea centrală și de NW a regiunii și este alcătuit din șisturi sericito-cloritoase și porfiogene, la care se adaugă în măsură redusă șisturi grafitoase, cuarțite negre, cuarțite albe și cenușii, calcare și șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit.

Șisturile sericito-cloritoase au cea mai mare răspîndire, formînd zone largi direcționale, separate între ele prin fîșile de porfiogene. Prezintă culori variate (verde-argintiu, verde, verde-cenușiu), șistozitate foarte bună (uneori chiar filitice) și structură tipic granolepidoblastică. Sunt alcătuite din benzi cuarțoase (30—45%) în alternanță cu pături micacee (35—50%) în care este evidentă întotdeauna preponderența cloritului în dauna sericitului. Pe alocuri, în aceste șisturi se întîlnesc zone preponderent sericitoase (pîrîul Colacul și pîrîul Cîrligăturii), asociate cu bancuri puternice de cuarțite albe și fumurii (pîrîul Delnița) sau altele cloritoase cu porfiroblaste de albit (versantul stîng al rîului Moldova și pîrîului Moroșan).

Șisturi cuarțito-grafitoase și grafitoase apar fie ca zone cu dezvoltare mai mare în partea de NW a teritoriului cercetat (văile Tătarca Mare

și Lucava), fie sub formă de intercalații subțiri în toată stiva complexului median. Se caracterizează prin lipsa mineralizațiilor manganifere asociate cuarțitelor și prin aspectul filitic al șisturilor grafitoase cu procente ridicate de minerale micacee.

Calcare cristaline uneori grafitoase, albe-cenușii, se întâlnesc pe pîrîul Botoșel asociate cu cuarțite cenușii, pe pîrîul Colacul în zona șisturilor sericitoase și în pîrîul Hău intercalate în șisturi sericito-cloritoase tipice. Între acestea se remarcă varietățile masive de pe pîrîul Colacul și valea Botoșel, cele șistoase și intens pigmentate cu pulbere grafitică din pîrîul Hău și unele silicioase de pe valea Botoșului.

Rocile porfirogene sunt reprezentate printr-o întreagă gamă de structuri, de la porfirică relictă la granolepidoblastică și texturi variate: masivă, slab orientată, rubanată, șistoasă etc. Înținând seama de caracterele structural-texturale și de compoziția mineralologică variată, se deosebesc următoarele tipuri: porfirogene albe compacte (hällefinta), porfirogene biotitice, porfirogene verzuie cloritoase și porfirogene șistoase cu sericit.

În porfirogenele albe compacte (hällefinta), cu structură microcristalin-porfirică și textură pe alocuri rubanată, se observă relicte de textură fluidală și o participare a fenoelementelor în proporție de 15—20%. Între fenoelemente predomină cuarțul (60—70%), apoi feldspat potasic (20—25%) și albit (10—15%); masa de bază, alcătuită din benzi sau lentile cuarț-feldspatică cu granulație mai mare alternând cu zone micro și criptocristaline, este formată în proporție de peste 92% din cuarț+feldspat, apoi paieți de sericit (cca 7%), clorit și minereu. Se pare că este vorba în general de vulcanite acide metamorfozate, în special cele în care apar elemente clastice de cuarț și feldspat prinse într-o masă microblastică, aproape omogenă.

Porfirogenele biotitice au răspîndire redusă, fiind identificate numai pe un affluent minor al văii Putna amonte de Pojorîta și pe văile Botoșel și Gîrba. Constituie intercalații cu grosime mică (de ordinul metrîlor) în șisturile sericito-cloritoase și se remarcă printr-o culoare slab cenușie; în cazul unei alterări puternice devin albe, pigmentate în brun datorită lamelelor de biotit bine individualizate. Sunt constituite în proporție de pînă la 40% de fenoelemente între care abundă lamelele de biotit (15—20% din masa fenoelementelor) bine dezvoltate, puternic pleocroic și cu conture nete, precum și albitul.

Porfiogenele verzi cloritoase apar sporadic, ca intercalării subțiri în șisturile sericito-cloritoase de pe culmea din stînga văii Putna. Se caracterizează printr-o structură porfirică relictă, mascată în cea mai mare parte de cataclaza pronunțată a mineralelor.

Porfiogenele șistoase cu sericit sunt răspândite în toate zonele de apariție a rocilor vulcanogene, remarcîndu-se prin șistozitatea pronunțată și alcătuirea mineralologică variată. Numai în spărtură transversală trădează prezența porfiroblastelor de cuarț și feldspat formînd zone granulare în alternanță strînsă cu păturile sericitice. După caracterele structurale și texturale, și funcție de conținutul mare de material detritic opinăm pentru proveniența lor dintr-un tufit în care materialul terigen abundă.

C o m p l e x u l t u f o g e n g r a f i t o s, considerat de noi ca provenind din métamorfozarea unei șerii predominant tufogenă (bazică) în care, la nivele diferite, se interpun roci detritice sau organogene, cuprinde îndeosebi șisturi verzi tufogene și șisturi cuarțito-grafitoase, la care se adaugă intercalării de șisturi calcaroase, cuarțite negre și filite grafitoase. Rocile acestui complex ocupă partea central-nordică a regiunii, cu dezvoltare maximă în valea Gîrba.

Șisturile verzi tufogene sunt roci caracteristice pentru acest complex. Au structură granoblastică și textură șistoasă, fiind alcătuite din bancuri subțiri, compacte, clorito-albitice cu procent mare de epidot și calcit, în care la varietățile tufitice se adaugă cantități variabile de cuarț. În cadrul lor se disting: șisturi verzi tufogene, șisturi clorito-epidotice, șisturi clorito-amfibolice și șisturi tufitogene.

Șisturile cuarțito-grafitoase formează zone largi în cadrul rocilor tufogene, distingîndu-se printr-o mare variație a texturilor și structurilor, fără însă a se întîlni cuarțite negre tipice. De obicei asociat lor apar și unele intercalării de șisturi calcaroase pigmentate cu grafit.

2. Roci eruptive

Roci eruptive neafectate de metamorfismul regional se întîlnesc sporadic, în special în zonele acoperite de formațiunile sedimentare și aparțin seriei bazice: diabaze-melafire și peridotite parțial serpentinizate.

D i a b a z e l e formează iviri mici în următoarele puncte: dealul Glodul, Poiana Făgetel, Dealul Cailor și Runcul Poștii. În Dealul Cailor lavele diabazice apar asociate în bază cu jaspuri roșii cu hematit (menționate încă de B. Walter și K. Paul în legătură cu minereul de fier

asociat acestora) și sunt acoperite de Cretacic. M. Savul consideră că „masa de diabaze și jasp constituie o singură clipă, care plutește în umplutura sinclinalului marginal”. În toate ivirile de diabaze se remarcă forme tipice de pillow-lava cu suprafețele sferice bine păstrate, cu crăpături radiare și exfolieri caracteristice. În curgerile din pîrîul Făgetel sunt frecvente fenomene de spilitizare.

Peridotite parțial serpentinizate apar numai în bazinul văii Tătarca Mică (pîrîul Răchitiș), cunoscute în literatură sub numele de „serpentinel de la Breaza” și considerate de vîrstă cretacică. În interiorul corpului roca este un peridotit propriu-zis, care marginal este parțial serpentinizat, ajungîndu-se în părțile extreme la serpentinită și stisoase. Peridotitele propriu-zise au textură masivă și sunt alcătuite în cea mai mare parte din olivină (70%) străbătută de o rețea cloritică și mai rar vinișoare de crisotil, ce împrimă o structură celulară. Din acest fond se detașează fenocristale de piroxeni (bronzit și enstatit, mai rar diopsid) adesea maclați, precum și aglomerații de minerale opace. În cantitate mică apar granule izolate sau asociate filiform de spineli cromiferi (în special cromit) între care accidental am identificat picotitul.

În ce privește vîrstă rocilor bazice, considerăm diabazele ca fiind sincrone cu jaspurile cu care apar asociate, iar peridotitele ar reprezenta o intruziune post cretacică, autometamorfozată hidrotermal în părțile periferice.

3. Formațiuni sedimentare

Astfel de formațiuni apar în special în partea de NE a regiunii, constituind flancul intern al zonei de sedimentare Rarău-Breaza, precum și în partea de S a muntelui Lucina, unde reprezintă resturile bazinelor de sedimentare cretacice și eocene din interiorul masivului cristalin. Petece izolate de sedimentar se întâlnesc și la SW de limita ariei ocupate de șisturile cristaline, reprezentînd fie mici bazine mai noi (Pliocenul) sau formațiuni recente (Cuaternar), fie resturi ale unei transgresiuni vechi neerodate. Formațiunile sedimentare se repartizează la Permo-triasic, Cretacic, Eocen, Pliocen și Cuaternar.

Permo-triasicul constituie aproape neîntrerupt limita șisturilor cristaline spre NE, fiind constituit din trei orizonturi distințe, cu dezvoltare inegală: conglomeratic-grezos, dolomitic și al jaspurilor și șisturilor argiloase roșii. Paralel cu această limită, resturi ale transgresiunii perm-

triasice, stînd normal sau încălecate de cristalin, se înșiruie de-a lungul unui aliniament orientat NW-SE, începînd din valea Putnei (Runcul Poștii și Piatra Albastră) și se continuă spre NW în pîrîurile Colacul, Cîrligăturii, Delnița (pîrîul Ursului), Dealul Rău și Botoșel pînă în valea Tătarca Mare.

Orizontul conglomeratic-grezos formează baza Permo-trasicului, fiind constituit din conglomerate cuarțoase cu elemente neseriante și gresii silicioase slab micacee. Acest orizont se aşterne transgresiv, direct pe șisturile cristaline epi sau mezometamorfice și suportă în continuitate de sedimentare, calcare dolomitice și dolomite. Grosimea orizontului psefitic uneori trece de 30 m (la S de vîrful Tîmpa), fiind în general cuprinsă între 15—20 m.

Orizontul dolomitic se evidențiază morfologic în creste ascuțite, văi cu pereți abrupti și stînci cu aspect ruiniform. Este alcătuit din dolomite cenușii-cafenii, rozacee pe alocuri și frecvent brecioase. Uneori în fisurile dolomitelor se remarcă pelicule de malachit și azurit.

Orizontul jaspurilor și șisturilor argiloase se dezvoltă la partea superioară a dolomitelor. Orizontul este format din jaspuri divers colorate, între care se evidențiază cele de culoare roșie datorită unui pigment hematitic distribuit omogen în rocă și șisturi roșii argiloase, extrem de fine, cu fețele micacee.

Din observațiile de teren, rezultă că aceste trei orizonturi nu pot fi considerate de vîrste diferite; trecerea de la unul la altul se face treptată, prin recurențe repetitive, relevînd continuitatea de sedimentare. Înînd seama de faptul că numeroșii autori care au studiat aceste formațiuni nu au căzut de acord asupra vîrstei (documentele paleontologice lipsesc), situîndu-le unii în Permian, alții în Triasic sau în ambele sisteme, noi le considerăm ca Permo-trasice nedefinite.

Cretacicul acoperă pe o porțiune mică limita cristalinului cu Permo-trasicul în zona pîrîului Letile (versantul stîng al văii Moldova), iar la obîrșia văilor Tătarca Mare și Lucava invadăază domeniul cristalin pe o arie redusă. Este reprezentat prin conglomerate albe, gresii silicioase gălbui-micacee și gresii argiloase cu fețele micacee, atribuite de Th. Kräutner Apțianului pe bază de faună.

Eoceneul apare numai la S de muntele Lucina, la obîrșia văilor Lucava și Lucina, unde acoperă transgresiv șisturile epimetamorfice. Este reprezentat aici prin breccii heterogene în bază, cu elemente mari de cris-

talini, colțuroase, peste care stau conglomerate slab cimentate, apoi gresii inicace cu intercalării microconglomeratice și calcare organogene.

Pliocenul. Am repartizat Pliocenului elementele de pietrișuri identificate pe culmea Preluca din versantul drept al Moldovei, ridicate la peste 1000 m altitudine, corespunzînd nivelului de eroziune menționat. Aceste sedimente sunt alcătuite din pietrișuri bine rulate, de proveniență variată : cuarțite, șisturi cuarțitice epimetamorfice, conglomerate cuarțitice permno-triasice și dolomite.

Cuaternarul este reprezentat prin formațiunile diluviale de pe pîrîul Delnița și Dealul Rău, conuri de dejecție, cîmpurile aluvionare ale rîului Moldova și ai principalilor săi afluenți (valea Putnei, Botoș, Timon etc.) și terase.

B) Stratonomia șisturilor epimetamorfice

Cercetările detaliate întreprinse de noi în regiune în 1959 ne-au prilejuit separarea în Cristalinul epimetamorfic a trei complexe petrografice distințe, stînd între ele în relații stratigrafice bine precizate. În regiunea pe care o prezentăm a fost posibilă orizontarea mai amănunțită a complexelor stabilită anterior, grație condițiilor geologice favorabile : caracterul omogen al structurii (foliația șisturilor coincide cu stratificarea inițială) și tectonizarea disjunctivă relativ simplă (dislocații rupturale în sensul fisurației ac).

1. Complexul cuarțitic sericitos (*manganifer*) 1200 m

Acest complex reprezintă partea cea mai profundă a șisturilor seriei epimetamorfice deschise de eroziune ; în regiunea prezentată nu apare partea bazală a complexului, identificată de noi în sectorul Cârlibaba în 1960, ca și de R. Dimitrescu și C. Ionescu în regiunile învecinate, constituită dintr-un orizont conglomeratic ce remaniază șisturi mezometamorfice din substrat. Existenza orizontului basal sernifitic în apropiere (Iacobeni), pus în evidență de R. Dimitrescu la o profunzime nu prea mare față de orizontul manganifer, ne determină să considerăm că aici lipsește numai o parte relativ redusă din succesiunea completă, astfel că grosimea stabilită de noi (cca 1200 m) pentru partea accesibilă observației din complexul cuarțitic sericitos este apropiată de grosimea totală.

Complexul cuarțitic sericitos se caracterizează prin : preponderența șisturilor colțuroase cu sericit ; apariția porfirogenelor cu caracter riolitic ;

existența orizontului de cuarțite negre la care se asociază corpuri de minereu manganifer.

Observațiile în deschideri favorabile stabilirii unei succesiuni stratigrafice și urmărirea lor pe direcție ne-au condus la stabilirea următoarelor orizonturi :

Orizontul șisturilor sericito-cuarțitice inferioare cu o grosime de 200—250 m, reprezintă cel mai profund orizont ce apare la zi din complexul cuarțitic sericitos și cuprinde șisturile de sub cuarțitele negre la care se asociază minereurile de mangan. Este deschis în special în zona de recepție a pîrîului Hău în sîmburele anticlinalului cu flancurile acoperite de cuarțite negre. Este alcătuit din alternanțe de șisturi cuarțitice sericitoase cu șisturi cuarțito-cloritoase și cuarțite albene-cenușii. Spre partea superioară a orizontului apar intercalații subțiri de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit. Caracteristic pentru nivelele de șisturi sericito-cuarțitice mai grosiere de aici este faptul că înglobează o cantitate însemnată de minerale relicte, remaniate din șisturi mezometamorfice.

Orizontul cuarțitelor negre și manganifer având grosimea de 150—200 m. Cuarțitele negre la care se asociază corpuri de minereu manganifer alcătuiesc orizontul cel mai reprezentativ al complexului inferior, și sunt bine deschise în zona de obîrșie a pîrîului Delnița în sîmburele unui anticlinal ușor deversat spre W și în pîrîul Hău pe flancurile anticlinalului amintit. Pînă de curînd se considera că orizontul manganifer reprezintă partea superioară a șisturilor cristaline din Carpații orientali ; cercetările recente ne-au confirmat poziția sa în complexul inferior al seriei epimetamorfice, aşa cum l-am considerat încă din 1959.

Orizontul șisturilor sericito-cuarțoase intermediiare cu o grosime de 150—200 m urmează peste orizontul manganifer și cuprinde șisturile situate între acestea și porfiogenele riolitice. Este alcătuit din șisturi sericito-cuarțoase cu șistozitate pronunțată, cu intercalații metrice de șisturi sericito-grafitoase și șisturi cuarțito-grafitoase.

Orizontul vulcanogen riolitic cu o grosime cuprinsă între 100—150 m constituie un al doilea orizont reper al complexului. Se suprapune șisturilor sericito-cuarțoase intermediare și cuprinde porfiogene riolitice în cea mai mare parte, roci cu structură fluidală, cu fenocristale de cuarț bipiramidal și lipsite de minerale femice.

Orizontul șisturilor sericito-cuarțitice superioare având o grosime de 300—400 m constituie partea terminală a complexului. El cuprinde șisturi sericito-cuarțoase cu tranziții pronunțate spre șisturi sericito-cloritoase, cu numeroase intercalații de șisturi sericito-clorito-grafitoase, cuarțite negre albăstrui extrem de fine și rubanate, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit și pe alocuri calcare și șisturi calcaroase sericitice.

2. *Complexul sericito-cloritos-vulcanogen, 1850 m*

Este complexul reprezentativ pentru regiunea studiată și urmează în ordine stratigrafică complexului cuarțitic sericitos. Are dezvoltare maximă (pe verticală) în zona centrală a teritoriului cercetat, unde eroziunea a crăpat șisturile complexului superior tufogen și se caracterizează prin: preponderența șisturilor sericito-cloritoase; marea dezvoltare a rocilor porfirogene; existența a numeroase nivele calcaroase; existența unui orizont cu mineralizații de sulfuri.

Grosimea maximă a întregului complex ajunge la cca 1850 m. Cercetările de amănunt au pus în evidență alcătuirea acestui complex din următoarele orizonturi:

Orizontul șisturilor sericito-cloritoase inferioare cu grosime variind între 200—400 m. Cuprinde șisturi sericito-clorito-cuarțoase și șisturi clorito-grafitoase, cu intercalații subțiri de porfirogene șistoase sericitice. Aproximativ la mijlocul orizontului se interpuze pe alocuri (pîrîul Hău și obîrșia pîrîului Colacul) un nivel intermediar (b'1) de calcare șistoase cu grafit pe fețe asociate cu cuarțite negre compacte rareori rubanate.

Orizontul vulcanogen inferior cu grosime de 50—100 m urmează stratigrafic peste cel descris anterior. Are o dezvoltare continuă în toată zona de apariție a complexului și este reprezentat prin porfirogene cu biotit, porfirogene cloritoase șistoase și porfirogene hâlfleflintice.

Orizontul șisturilor sericito-cloritoase intermediare se caracterizează prin numeroase intercalații subțiri de porfirogene șistoase sericitice, șisturi grafitoase, și în special printr-un nivel intermediar (b'2) discontinuu de cuarțite albe și calcare uneori silicificate cu grosime pînă la 300 m (în pîrîurile Delnița, Colacul, Botoșel). Grosimea întregului orizont variază între 200—500 m.

Orizontul mineralizațiilor de sulfuri situat peste șisturile intermediare și sub porfiogenele superioare are o dezvoltare redusă (grosime 0—100 m) și nu este continuu: apare bine conturat în zona Prașca-Dealul Negru-Tonigărești-Moroșan de la Fundul Moldovei, de unde se efilează pînă la dispariție înspre NW. Spre SE este prezent în zona galeriei Ana din versantul stîng al văii Putnei (Pojorîta) cu o grosime redusă. Este alcătuit din șisturi clorito-grafitice fine cu intercalații de șisturi cuarțitice și porfiogene bogat impregnate cu sulfuri metalice. Pe alocuri găzduiește corpuri lentilizate de minereu piritos cuprifer masiv.

Orizontul vulcanogen superior, cuprinzînd în special porfiogene rubanate de tip hâlleflinta, urmează imediat peste orizontul cu sulfuri și are grosimea între 50—250 m. Aceste porfiogene formează orizontul reper pentru sulfuri, avînd dezvoltare constantă (direcțional) și caractere specifice: datorită lor se poate constata inegalitatea dezvoltării în extindere a orizontului mineralizat și caracterul local al acumulărilor de minereu.

Orizontul șisturilor sericito-cloritoase superioare încheie scara stratigrafică a complexului. Are o dezvoltare inegală atingînd maximum de grosime în partea de S a regiunii unde măsoară pînă la 500 m. În zona pîrîurilor Orata-Botoșel-Gîrba, în acest orizont se interpune un nivel intermediar (b'ș) de șisturi grafitoase și cuarțito-grafitoase cu grosime maximă de 150 m. Orizontul superior se caracterizează prin finețea deosebită a șisturilor sericito-cloritoase, frecvența intercalațiilor de filite grafitice și prezența lentilelor de calcare șistoase rubanate.

3. Complexul tufogen-grafitos, 500 m

Acest complex încheie seria șisturilor epimetamorfice din partea de N a Carpaților orientali, avînd o dezvoltare limitată numai la zona centrală a regiunii cercetate, unde structura șisturilor cristaline suferă o scufundare axială. Se caracterizează prin alcătuirea aproape în exclusivitate din șisturi verzi tufogene și tufitogene, cu un nivel intermediar de șisturi grafitoase cuarțoase. În cadrul complexului tufogen se disting trei orizonturi:

Orizontul șisturilor verzi inferioare cu grosimea de 100—200 m, cuprinzînd în bază șisturi tufitogene verzui-cenușii, apoi în cea mai mare parte șisturi verzi tufogene tipice, șistoase, în bancuri milimetrice.

Orizontul șisturilor și cuarțitelor grafitoase cu grosimea de 50—200 m urmează peste orizontul descris anterior ; este alcătuit din șisturi grafitoase fine cu intercalări repetate de cuarțite grafitoase șistoase și tufitogene.

Orizontul șisturilor verzi superioare încheie scara stratigrafică a complexului tufogen și a întregii serii epimetamorfice din regiune, având o grosime redusă (100 m) și dezvoltare inegală. În alcătuirea acestui orizont intră șisturi tufitogene mai grosiere, însotite de nivale subțiri de șisturi tufogene. Mai rar șisturile tufitogene sunt asociate cu filite grafito-calcaroase în bancuri repetitive.

De remarcat este lipsa totală a porfirogenelor în complexul tufogen-grafitos, element caracteristic pentru complexul median al seriei ; se pare că odată cu sedimentarea rocilor din partea superioară a seriei epimetamorfice activitatea vulcanică cu caracter acid a încetat complet.

II. TECTONICA ȘI STRUCTURA GEOLOGICĂ

În analiza structurii și a situației tectonice din regiune am ținut seama atât de macrostructurile detectate pe cale directă, dislocații rupturale vizibile și relațiile între formațiunile sedimentare și blocul cristalin, cât și de rezultatele obținute prin prelucrarea și interpretarea elementelor microstructurale (axe b, lineații și fisuri) furnizate de șisturile cristaline.

Şisturile cristaline păstrează constant direcția NW-SE, în ambele serii metamorfice ; abaterile de la această orientare întâlnite fie de-a lungul limitei dintre cele două serii metamorfice, fie în zonele marilor dislocații transversale se datorează tectonizării postmetamorfice.

Şisturile seriei mezometamorfice prezintă o structură monoclinală puternic redresată, cu căderi constante spre NE cuprinse între 60—80°; după cât se pare, săntem în prezență unui singur flanc al unei structuri majore.

Şisturile seriei epimetamorfice prezintă căderi atât spre NE cât și spre SW, valoarea lor variind în limite foarte largi. Frecvența sensurilor de cădere este net în favoarea celor spre NE dind impresia că între structurile determinate prin observare directă șisturile stau monoclinal ; numai interpretând stratomanic această structură se remarcă alcătuirea ei dintr-o succesiune de cute strînse, ușor deversate spre SW. În ansamblu, șisturile epimetamorfice alcătuiesc un vast domeniu sinclinal, cu flancurile complicate prin cutare intensă și fracturare. Flancul de SW al megastructurii se redreseză în zona crestei Mestecănișului, unde se remarcă o boltire anti-

cîinală majoră. Axul acestei culminații este orientat conform șistozitatii (NW-SE) și este bine pus în evidență de dispoziția simetrică pe flancurile sale a orizonturilor complexului stratonomic inferior (manganifer). Axul zonei sinclinale coincide aproximativ cu traseul rîului Moldova între pîrîurile Colacul și Delnița, fiind marcat de către șisturile complexului tufogen-grafitos din partea centrală a regiunii (complexul superior), flancate de ambele părți simetric, de către orizonturile complexului median (sericito-cloritos-vulcanogen). Spre NE șisturile epimetamorfice iau contact cu seria inferioară (mezometamorfică) prin intermediul unei importante linii tectonice, paralelă cu structura, de-a lungul căreia șisturile mai intens metamorfozate și transformate, în parte, prin feldspatizare intensă în gnais oculare, încalcă peste structura amintită. Amploarea încălecării o apreciem la ordinul sutelor de metri, poate 2—3 km, cu caracter de pînză incipientă. Urmărirea structurii șisturilor epimetamorfice pe direcție și interpretarea elementelor lineare (686 lineații și axe de microcute) ne-au prilejuit observații interesante. Astfel, direcția lineațiilor și axelor cutelor de antrenare coincide cu orientarea structurilor majore ($N30^{\circ}W$), sensul și valoarea înclinării variind în limite largi. O puternică ridicare axială se evidențiază de-a lungul văii Tătarca Mare, la N de care structura plonjează spre NW cu o înclinare medie de 15° ; spre S scufundarea structurii se face cu o pantă mai mică (10°), accentuându-se mult în apropierea liniei de zero din zona pîrîurilor Preluci — Moroșan care marchează scufundarea axială maximă din regiune. La S de aceasta, structura se redresăză constant, formînd un ușor bombament axial în zona Moroșan-Tonigărești, după care se ridică continuu spre SW, cu valoarea medie a pantei de $6—8^{\circ}$. Această ondulare pe direcție a structurii este fals accentuată de către denivelările tectonice dintre mariile blocuri delimitate de dislocațiile transversale principale. Comparînd direcția acestor falii cu maximele de fisurare pe planele *ac* se constată o concordanță deplină.

Formațiuni sedimentare transgresive peste masivul de șisturi cristaline, sub influența fazelor orogene succesive care au definitivat aspectul structural de azi al regiunii, stau în relații diferite cu substratul.

Permo-triasicul de pe aliniamentul nord-estic păstrează poziția normală de transgresiune, acoperind pe alocuri complet seria șisturilor mezometamorfice și linia tectonică dintre acestea și șisturile epimetamorfice. Formațiunile de aici au direcția NW-SE de-a lungul întregii limite, valoarea înclinării spre NE crescînd continuu de la N spre S de la $35^{\circ}—40^{\circ}$ în zona

muntelui Lucina pînă aproape de verticală la Pojorîta. În petecele de conglomerate și dolomite pe de aliniamentul intern se remarcă o schimbare treptată a relațiilor cu șisturile peste care stau, cu cît avansăm de la NW spre SE. Astfel petecul din valea Tătarca Mare este cvasiorizontal, pe cînd celelalte iau spre SE o poziție înclinată din ce în ce mai pronunțat, ajungînd ca de la paralela văii Botoșel pînă în valea Putnei să fie încălcate de șisturile epimetamorfice prin intermediul unor falii inverse. Amploarea încălecărilor este destul de redusă (de ordinul zecilor pînă la sutelor de metri), avînd loc de la E și NE spre SW. Atât petecele izolate, cît și linia continuă de-a lungul căreia apare permo-triasicul de pe flancul intern al zonei de sedimentare Breaza-Rarău sînt afectate de dislocații transversale care decoșează compartimentele între ele, pe zeci pînă la sute de m. Aceste falii par a fi fost reactivate succesiv, întrucît deranjamentele pe care le provoacă au amploare diferită : pe cînd în cristalin produc scufundări pînă la sute de metri, în permo-triasic provoacă decoșări puțin importante, iar în formațiunile mai noi au efecte neglijabile.

Cretacicul de la obîrșia pîrîului Letile (versantul stîng al rîului Moldova) apare monoclinal, iar conglomeratele aptiene de pe interfluviul Bistrița-Moldova formează un sinclinal larg, încălcat dinspre S de cristalinul epizonal.

Evoluția în timp a structurii geologice, legată de principalele faze orogenice se poate stabili aproximativ.

În regiunea cercetată nu avem elemente care să ne permită stabilirea timpului în care a avut loc transformarea formațiunilor sedimentare vechi în șisturi cristaline ; ținînd însă seamă de faptul că cercetătorii regiunilor învecinate (R. Dimitrescu și C. Ionescu) ajung la concluzia, ca și noi pentru zona Rusaia-Bretila de la Cîrlibaba, că cele două serii de șisturi cristaline sînt rezultate în două faze succesive de metamorfism, considerăm șisturile mezometamorfice de aici analoge în timp cu formarea seriei de Bretila, șisturile epimetamorfice luînd naștere ulterior. Orientarea comună a structurilor din cristalin, păstrată în cea mai mare parte și în formațiunile sedimentare permomezozoice și mai noi, denotă că, în toate fazele orogenice principale care s-au succedat în evoluția geologică a Carpaților orientali, direcția de exercitare a forțelor tangențiale a rămas în linii mari aceiași. Precizarea timpului în care au avut loc cele două faze de metamorfism nu se poate face cu datele pe care le avem ; cel mult putem susține că a doua fază de metamorfism, care a generat seria epimeta-

morfică, a avut loc înaintea nașterii dislocației direcționale dintre cele două serii de șisturi cristaline, respectiv anterior paroxismului hercnic. Vîrsta hercnică a acestei linii tectonice este bazată pe faptul că în numeroase puncte dislocația este acoperită de transgresiunea formațiunilor permotriasicice.

Orogeneza kimerică s-a manifestat mai slab în Carpații orientali (după literatură). În regiunea noastră punem pe seama acestui paroxism cutarea și încălecarea petecelor de formațiuni permotriasicice de pe aliniamentul vestic de către șisturile cristaline. Amploarea mișcărilor a fost redusă în partea de N, accentuându-se treptat spre S, ajungind ca în valea Putnei încălecarea cristalinului peste permotriasic să aibă caracterul unei pînze incipiente.

Orogeneza alpină se manifestă aici în special prin dislocații transversale pe rama de NE a cristalinului și probabil prin reactivarea unor falii mai vechi care afectează atât șisturile cristaline, linia hercnică de încălecare și formațiunile permotriasicice, cât și sedimentarul Cretacicului inferior. În zona depozitelor aptiene de pe interfluviul Bistrița-Moldova are loc disloarea șisturilor cristaline și încălecarea lor peste sinclinalul de conglomerate, cu sensul de la SW spre NE, contrar încălecările mai vechi.

BIBLIOGRAFIE

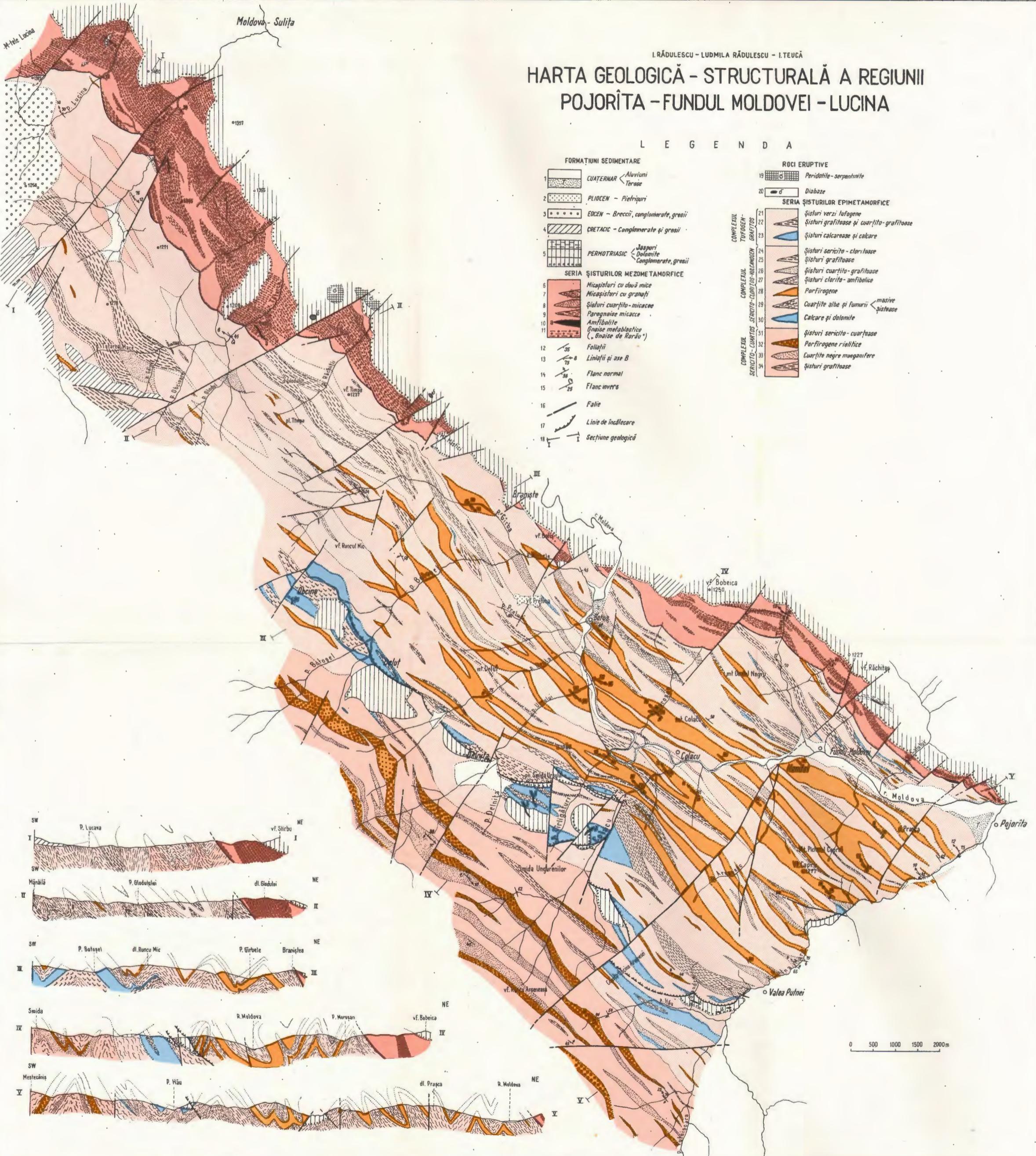
- Athanasiu S. (1899) Geologische Beobachtungen in den nord-moldavischen Ost-Karpathen. *Verh.d.k.k. R. A.* Wien.
- Cotta B. (1855) Die Erzlagerstätten der Südlichen Bukowina. *Jb.d.k.k. geol. R. A.* Wien.
- Dimitrescu R. (1960) Observațiuni privind depozitele mesozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *S.S.N.G. Com. Geol.-Geogr.* București.
- Dimitrescu R. (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților orientali. *D. S. Com. Geol.* L. București.
- Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulung Moldovenesc-P. Cailor. *An. Com. Geol.* XXX. București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVII. București.
- Kräutner Th. (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunca Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIV. București.
- Quiring H. (1922) Die Manganerzvorkommen in den Kristallinen-Schiefer der Bukowinischen Waldkarpaten. *Arh. Lagerst.* H. 30. Berlin.
- Paul K. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R. A.* Wien.

I.RĂDULESCU - LUDMILA RĂDULESCU - I.TEUCĂ

HARTA GEOLOGICĂ - STRUCTURALĂ A REGIUNII POJARITA - FUNDUL MOLDOVEI - LUCINA

L E G E N D A

FORMATIUNI SEDIMENTARE		ROCI ERUPTIVE	
1	CUATERNAR < Aluvioni Terase	19	Peridotite-serpantinite
2	PLIOCEN - Pietrișuri	20	Diabaze
3	EOCEN - Breccii, conglomerate, gresii	21	Seria ȘISTURILOR EPIMETAMORFICE
4	CRETACIC - Conglomerate și gresii	22	Șisturi verzi iafogene
5	PERMOTRIASIC < Jasperi Dolomiti Conglomerate, gresii	23	Șisturi grafitoase și cuarțito-grafitoase
		24	Șisturi calcarease și calare
		25	Șisturi sericită - clorităse
		26	Șisturi grafitoase
		27	Șisturi cuarțito-grafitoase
		28	Șisturi clorita-amfibolice
		29	Porfirogene
		30	Quarțite albe și fumaruri < massive
		31	Calcare și dolomite
		32	Șisturi sericită - cuarțase
		33	Porfirogene riolitice
		34	Cuarțite negre manganifere
			Șisturi grafitoase



- Savul M., Ianovici V. (1957) Chimismul și originea rocilor cu mangan din cratalinul Bistriței. *Bul. St. Acad. R.P.R. Secția Geol.-Geogr.* II, 1. București.
- Uhlig V. (1897) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der Goldenen Bistriz. *Sitz. d. ak. d. Wis. Natur. Kl.* 98. Wien.
- Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R. A.* IV, Wien.
- Zepharowich W. (1854) Mitteilungen über den Bergwerksdistrikt der Bukowina. *Jb. d.k.k. Geol. R. A. V.* Wien.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS DE LA RÉGION DE POJORITA-FUNDUL MOLDOVEI-LUCINA (CARPATES ORIENTALES)

PAR

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU, I. TEUCA

(Résumé)

L'étude des schistes cristallins, dans cet ouvrage, envisage la zone du bassin de la Vallée de Moldova à la confluence avec la Vallée du Putna (au S) jusqu'au Mont Lucina (au N) et embrasse toute la zone du NE de l'interfluve des rivières Moldova-Bistrița Aurie, où affleure le Cristallin. Dans les ouvrages antérieurs on a étudié cette région soit dans le cadre général de l'étude des Carpates Orientales, soit partiellement, envisageant des objectifs limités ou des aspects particuliers des zones minéralisées.

À la suite des études pétrographiques on a séparé deux séries de schistes cristallins, différencier par leur degré de métamorphisme et par leur position tectonique : une série mésométamorphique et l'autre épimétamorphique.

La série des schistes mésométamorphiques est caractérisée par le développement des micaschistes à deux micas et par l'abondance des feldspathisations du type métablastique („gneiss oeillés de Rarău“) qui constitue une bande continue en direction, qu'on peut suivre dans l'aire de développement des micaschistes. D'une manière subordonnée, cette série comprend également des micaschistes à grenats, des quartzites micacés (surtout à biotite) des paragneiss et des amphibolites, comme intercalations lentilliformes, soit dans la masse des micaschistes, soit dans les zones feldspathisées. En ce qui concerne l'intensité de la feldspathisation, „les gneiss de Rarău“ ont un caractère non homogène. Ils embrassent des zones de micaschistes à gre-

nats, des paragneiss, des quartzites légèrement feldspathisés ou même dépourvus de feldspathisation, et des gneiss oeillés typiques. Les régions intensément feldspathisées sont des zones linéaires séparées entre elles par des bandes de schistes peu ou pas affectées par ce processus. Les observations recueillies en terrain et l'étude microscopique de la zone de „gneiss de Rarău“ nous renseignent qu'ils ne représentent pas „le résultat d'une consolidation synorogène d'une intrusion granitique“ (Th. Kräutner, M. Ilie, M. Savul, etc.) mais l'effet, d'une intense feldspathisation potassique post-métamorphique. Cette conclusion concorde avec les observations d'ensemble sur la zone des schistes mésométamorphiques, d'où l'on déduit que ces schistes sont engendrés par un métamorphisme régional et non par une cristallinité élevée des schistes épimétamorphiques au contact avec des intrusions granitiques, comme les auteurs cités l'ont soutenu. La série des schistes mésométamorphiques installés au NE de la région prend contact vers le SW avec l'aire des schistes épimétamorphiques par l'intermédiaire d'une ample dislocation en direction ; la limite du NE est constituée par le sédimentaire de la zone de Breaza-Rarău, qui, ça et là, recouvre transversivement autant la zone mésométamorphique que la dislocation rappelée.

La série des schistes épimétamorphiques s'étend sur la plus grande partie du territoire envisagé et représente à peu près toute la succession stratigraphique du massif des schistes épimétamorphiques des Carpates Orientales. Elle comprend trois complexes pétrographiques à position bien établie suivant la succession stratigraphique de la région : un complexe séricito-quartzé inférieur, un complexe intermédiaire séricito-chloriteux à nombreuses intercalations de roches porphyrogènes, et un complexe tuffogène-graphiteux supérieur à développement limité. Le complexe séricito-quartzé est représenté par des schistes séricito-quartzé, des quartzites sériciteux, des schistes quartzito-graphiteux et des quartzites noirs associés aux schistes manganésifères et porphyrogènes rhyolitiques. Il affleure à la partie SW et W de la région, dans la zone du pas de Mestecăniș et à l'origine des vallées : Delnița, Orata et Botoșel. Le complexe séricito-chloriteux volcanogène (intermédiaire) se distingue par la grande quantité de roches porphyrogènes interstratifiées aux schistes séricito-chloriteux et graphiteux à intercalations de calcaires. Il est le plus développé dans la partie centrale et du NW de la région étudiée. Le complexe tuffogène graphiteux envisagé comme résultat du métamorphisme d'une série essentiellement

tuffogène-basique, comprend surtout des schistes verts tuffogènes à intercalations de schistes quartzito-graphiteux et de phyllites graphiteux. Les roches de ce complexe s'étendent dans la partie centrale-septentrionale de la région, notamment dans le bassin de la vallée de Gîrba où elles sont le plus développées.

Dans la zone occupée par des formations sédimentaires appartenant au Permotrias (conglomérats, dolomies et jaspes) et au Crétacé, on a séparé dans quelques points des roches éruptives basiques dont elles s'accompagnent. Dans le bassin de la vallée de Tătanca Mică (ruisseau de Răchitiș) affleurent des péridotites partiellement serpentinisées intrusées dans les dépôts crétacés. Des diabases étroitement liées aux jaspes à formes caractéristiques de pillow-lava affleurent à Dealul Glodului, à Poiana Făgetel, à Dealul Cailor et à Runcul Poștei.

Dans la série des schistes épimétamorphiques on s'est appliqué à établir la succession détaillée des horizons des complexes cités pour localiser d'une manière précise les horizons minéralisés (manganèse et sulfures). Les conditions géologiques favorables : caractère homogène de la structure et tectonique disjonctive relativement simple ont facilité l'interprétation des observations de microstructure et de sédimentologie et ont permis d'établir la succession stratigraphique réelle :

a) Le complexe séricito-quartzé inférieur est caractérisé dans l'ensemble par : la prépondérance des schistes quartzé à séricite ; l'apparition des roches porphyrogènes à caractère rhyolitique; la présence de l'horizon des quartzites noirs associés à des schistes manganésifères. Le complexe affleure sur une épaisseur normale d'environ 1200 m et comprend les horizons suivants par ordre stratigraphique:

1. L'horizon des schistes quartziteux inférieur (200—250 m) ça et là à faible caractère de sérnifite ;
2. L'horizon des quartzites noirs manganésifères (150—200 m) ;
3. L'horizon des schistes séricito-quartzé intermédiaire (150—200 m) ;
4. L'horizon à roches volcanogènes rhyolitiques (100—150 m) ;
5. L'horizon des schistes séricito-quartzé supérieur (300—400 m) ;

b) Le complexe séricito-chloriteux des roches volcanogènes affleure sur une épaisseur normale d'environ 1850 m et se caractérise par : la prépondérance des schistes séricito-chloriteux feuillés ; le grand développement des roches porphyrogènes ; l'existence de nombreux niveaux calcaires :

l'existence d'un horizon à minéralisation en sulfures. Ce complexe est constitué par les horizons suivants :

1. L'horizon des schistes séricito-chloriteux inférieur (200—400 m) ; à niveau intermédiaire calcaréo-graphiteux.
 2. L'horizon des roches volcanogènes inférieur (50—100 m).
 3. L'horizon des schistes séricito-chloriteux intermédiaire à un niveau intermédiaire de quartzites blancs et calcaires dolomitiques partiellement silicifiés.
 4. L'horizon des minéralisations en sulfures à caractère discontinu (0—100 m).
 5. L'horizon des roches volcanogènes supérieur (50—250 m) qui comprend spécialement des roches porphyrogènes du type hällefinta.
 6. L'horizon des schistes séricito-chloriteux supérieur (0—500 m) à niveau intermédiaire de schistes et quartzites graphiteux.
- c) Le complexe tuffogène-graphiteux, d'environ 500 m d'épaisseur, dont la prépondérance revient aux schistes tuffogènes tuffitogènes basiques comprend :
1. L'horizon des schistes verts inférieur (100—200 m) formé en majorité par les schistes verts tuffogènes typiques ;
 2. L'horizon des schistes et quartzites graphiteux (50—200 m) ;
 3. L'horizon des schistes verts supérieur (100 m) à schistes tuffogènes plus grossiers.

La tectonique et la structure géologique de la région ont été établies en tenant compte des méso- et macrostructures saisies directement ; des dislocations disjonctives visibles ; des relations entre les formations sédimentaires d'âges différents et le massif cristallin ; ainsi que des résultats de l'interprétation des observations et des mesures microstructurales effectuées pour les schistes cristallins. On constate dans l'unité mésométamorphique une structure puissamment redressée, à pendage constant vers le NE (60° — 80°) tandis que dans l'unité épimétamorphique un vaste synclinorium aux flancs compliqués par des plis secondaires, puissamment fracturé et légèrement déversé vers le SW. Le flanc du SW de la zone synclinale subit une surélévation dans la zone de l'interfluve des rivières Moldova-Bistrița, en ébauchant un anticlinorium ; celui du NE est faillé en direction et chevauillé par l'unité mésométamorphique le long d'une dislocation profonde. L'axe de la zone synclinale de l'unité épimétamorphique est accusé par l'apparition et le développement des formations du complexe moyen (séri-

cito-chloriteux volcanogène). Dans l'ensemble, la structure présente des ondulations axiales accentuées ; des lignes de surélévations axiales se mettent en évidence dans la zone des ruisseaux de Tătarca Mare (au N) et Tonigărești (au S) entre lesquels on constate une zone d'ennoyage axial maximum suivant les ruisseaux Prelucii-Moroșan. Cette surélévation et cet ennoyage axiaux sont accentués d'une fausse manière par le rejet différencié des compartiments tectoniques limités par les dislocations transversales que coïncident avec les plans des fissures a.c. Les formations sédimentaires y sont transgressives sur le socle cristallophylliien et affleurent constamment à sa limite NW, où elles constituent le flanc interne de la zone sédimentaire Breaza-Rarău.

À l'intérieur de la zone cristalline affleure une série de lambeaux épargnés par l'érosion, disposés en parallèle tant à la structure qu'à la limite NW ; à partir du ruisseau Botoșel, vers le S, le Cristallin chevauche ces lambeaux du N et du NE, le long de certains plans, en direction, à léger pendage.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Carte géologique structurale de la région de Pojorîta-Fundul Moldovei-Lucina.

Formations sédimentaires : 1, Quaternaire : alluvions, terrasses ; 2, Pliocène, graviers ; 3, Eocène : brèches, conglomérats, grès ; 4, Crétacé : conglomérats et grès ; 5, Permo-Trias : jaspes, dolomies, conglomérats, grès. Série des schistes métamorphiques ; 6, micaschistes à deux micas ; 7, mioaschistes à grenats ; 8, schistes quartzito-micacés ; 9, paragneiss micacés ; 10, amphibolites ; 11, gneiss métablastiques („gneiss de Rarău“); 12, foliations ; 13, linéations et axe B ; 14, flanc normal ; 15, flanc invers ; 16, faille ; 17, ligne de chevauchement ; 18, coupe géologique. Roches éruptives : 19, périclites-serpentinites ; 20, diabases. Série de schistes épimétamorphiques, complexe tuffogène-graphiteux ; 21, schistes vents tuffogènes ; 22, sohistes graphiteux et quartzito-graphiteux ; 23, schistes calcaires et calcaires. Complexe séricito-chloriteux volcanogène ; 24 schistes séricito-chloriteux ; 25, schistes graphiteux ; 26, schistes quartzito-graphiteux ; 27, schistes chlorito-amphiboliques ; 28, roches porphyrogènes ; 29, quartzites blancs et fumés, massifs et schisteux ; 30, calcaires et dolomies. Complexe séricito-quartzzeux ; 31 schistes séricito-quartzzeux ; 32, roches porphyrogènes rhyolitiques ; 33, quartzites noirs manganésifères ; 34, schistes graphiteux.

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

DATE NOI ASUPRA STRATIGRAFIEI
ȘI PETROLOGIEI ȘISTURILOR CRISTALINE
DIN PARTEA CENTRALĂ A MUNTILOR DROCEA¹⁾

DE

H. SAVU²⁾, M. BORCOȘ²⁾, I. HANOMOLO³⁾, ANTOANETA HANOMOLO⁴⁾
M. TRIFULESCU⁴⁾ CRISTINA IOANIDU⁴⁾.

Abstract

New Data Concerning the Stratigraphy and the Petrology of the Crystalline Schists in the Central Part of the Drocea Mountains. The Drocea crystalline is made up of two metamorphic series: the Precambrian Mădrizești series, metamorphosed in the amphibolite facies and the Paleozoic Păiușeni series metamorphosed in the greenschist facies. The Mădrizești series is formed of paragneisses. They are penetrated and migmatized by sinorogenic granitoid intrusions. The Păiușeni series is a blastodetrital one and it is made up of metapelitic, metapsammitic, metapsphytic, and metaeruptive rocks. It contains schist intercalations with a high content of Al₂O₃ in which chloritoid and kyanite assemblages are formed at a temperature lower than 500°C. The chemical and physical conditions which favoured the formation of these minerals are discussed. This series is penetrated by numerous hydrothermal veins.

Introducere. Regiunea la care se referă cercetările noastre se află în partea de est a cristalinului Drocei, fiind situată între Slatina de Mureş, Mădrizești și Păiușeni (pl. II). Șisturile cristaline alcătuiesc aici un masiv, ale cărui înălțimi cresc treptat de la margini spre centru, unde culminează cu vîrful Drocea (837 m).

¹⁾ Comunicare în ședință din 14 ianuarie 1966.

²⁾ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff Nr. 55, București.

³⁾ Comitetul de Stat al Geologiei, Cal. Griviței Nr. 64, București.

⁴⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecții, Cal. Griviței Nr. 64, București.

Geologia acestei regiuni a interesat pe diferiți geologi încă din a doua parte a secolului trecut. Astfel, în anul 1888 L. Lóczy (1890) și J. Pethö (1890) au adus primele documente geologice concrete. Mai târziu, M. Socolescu (1940) arată că șisturile cristaline din munții Drocea au suferit un metamorfism epizonal și sănătatea de granite hercinice, în jurul căror se dezvoltă un facies gnaicic.

V. Corvin Papiu (1953) constată că această regiune este alcătuță în cea mai mare parte din șisturi cristaline epizonale cu structură blastopolitică, blastopsamitică, blastopsefitică, între care apar rar calcare cristaline și roci vulcanice metamorfozate. Acest cercetător separă de asemenea în cadrul cristalinului Drocei și o serie de șisturi cristaline mezozonale —seria de Mădrizești— ale cărei formațiuni încalcă peste cele epizonale.

Recent, H. Savu (1962, 1965) a întreprins studii petrografice amănunțite privind șisturile cristaline din munții Drocea. El a arătat în anul 1956¹⁾ și în 1962, că în partea de SE a cristalinului Drocei (zona Slatina de Mureș-Mădrizești) se pot deosebi două serii cristaline, care diferă între ele atât în ce privește vîrstă depozitelor premetamorfice, cât și în privința vîrstei metamorfismului, una din serii fiind precambriană, iar cealaltă paleozoică.

Ulterior, autorii prezentei lucrări au continuat cercetarea întregii zone de șisturi cristaline prezentată în harta anexată (pl. II)²⁾, precum și a formațiunilor geologice încunjurătoare³⁾.

Considerații asupra geologiei regiunii

În regiune (pl. II) se poate deosebi un fundament cristalin peste care stau transgresiv depozite sedimentare cretacice sau neogene. Astfel, în partea de S și SE șisturile cristaline ale seriei de Mădrizești și cele ale seriei de Păiușeni sănătate de depozite sedimentare de vîrstă senoniană, alcătuite din conglomerate roșii sau albe, gresii și marne cu *Actaeonella*,

¹⁾ H. Savu. Raport asupra cercetărilor geologice din partea centrală și de nord a masivului Drocea (1956). Arh. Inst. Geol. București.

²⁾ H. Savu, M. Trifulescu. Raport asupra părții centrale și de nord a masivului Drocea (1956). Arh. Inst. Geol. București.

³⁾ H. Savu. Raport asupra lucrărilor geologice din masivul Drocea (1959). Arh. Inst. Geol. București.

între care apar uneori calcare cu Hippuriți (V. Corvin-Papiu, 1953; Denisa Lupu, M. Lupu, 1960).

La N și la NE, seria de Păiușeni suportă aglomerate și tufuri andezitice, între care apar rar și curgeri de lave de andezite piroxenice (H. Savu, G. Neacșu, 1962). Peste produsele piroclastice repauzează depozitele sarmațiene (M. Păucă, 1954). În zona Rădești-Mustești, produsele piroclastice sunt invadate de transgresiunea Pannonianului, reprezentat prin marni, mai rar conglomerate și nisipuri, în care se găsește o bogată faună de lamelibranchiate și de gasteropode¹⁾ (V. Corvin-Papiu, 1953).

Geologia celor două serii de șisturi cristaline separate de H. Savu (1962) este mai complexă. Seria de Mădrizești apare de sub seria de Păiușeni și de sub depozitele Cretacicului superior numai în zona situată între Slatina de Mureș și Mădrizești. Ea este constituită în principal din paragneise cu biotit și granați, între care se întârcează amfibolite și noci marmoreene.

Aceste formațiuni sunt străbătute de intruziuni granitoide concordante, în jurul căror se dezvoltă migmatite arteritice (J. Sederholm, 1933), lenticulare sau paralele (fig. 1). Migmatizarea afectează toate tipurile de roci menționate, dar nu depășește contactul cu seria transgresivă de Păiușeni.

Din punct de vedere structural, se constată că seria de Mădrizești formează un monoclin, care are direcția N40°—60°E și înclinări de 30°—50° spre SE. Acest monoclin reprezintă probabil flancul de NW al unei structuri anticlinale, al cărui ax este situat la NW, sub formațiunile transgresive ale seriei de Păiușeni. După cum au arătat măsurătorile microutelor de pe Valea Ungurului și valea Dupla, structura se afundă cu 20° în direcția S 30°W (fig. 2 a).

Pe baza măsurătorilor poziției axelor cuartului într-o secțiune orientată perpendicular pe linia *b* dintr-un paragnais cu biotit migmatizat, s-a construit diagrama din fig. 2 b, care prezintă o centură periferică și un minim în *b*. Ea corespunde unui tectonit B (B. Sander, 1948). În centura periferică apar mai multe maxime distribuite neregulat în singurul plan posibil. Această diagramă presupune o structură cu simetrie monoclinică (F. Turner, L. Weiss, 1963), realizată în condițiile unor mișcări tectonice cu intensitate variabilă, ce s-au manifestat în geosinclinal în timpul cutării depozitelor premetamorfice ale seriei de Mădrizești; la aceste

¹⁾ H. Savu M. Trifulescu (1956). *Op. cit.* pag. 188.

efecte s-au adăugat și cele ale proceselor de migmatizare sincinematică și efectele orogenezei mai tîrzii, care a produs cutarea seriei de Păiușeni.

Contactul dintre această serie cristalină mai veche și seria de Păiușeni este redat printr-o discordanță stratigrafică, al cărei plan a fost deranjat de numeroase falii. În lungul acestui contact, șisturile cristaline mezome-

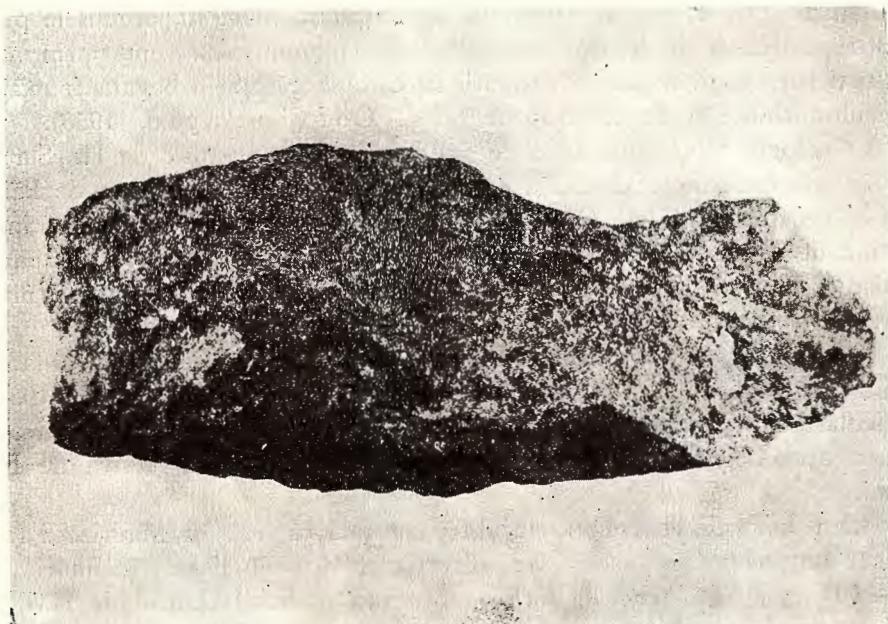


Fig. 1. — Migmatit arteritic lenticular de pe valea Cetățelii. Mărimea 1 : 3.
Migmatite artéritique lenticulaire de la vallée du Cetățelii. Dimension 1 : 3.

tamorfice ale seriei de Mădrizești, reluate în noua mișcare, au suferit fenomene de retrometamorfism pe adîncimi variabile. Că această zonă de retrometamorfism se menține sub planul de contact dintre cele două serii, rezultă clar din faptul că ivirile mai mici de șisturi cristaline din seria de Mădrizești, care apar de sub seria de Păiușeni la N de acest contact, sunt în întregime retrometamorfozate. Uneori, se dezvoltă fenomene de retrometamorfism și în lungul unor plane de laminare paralele cu direcția șisturilor cristaline mezometamorfice. Spre N, șisturile cristaline ale seriei de Mădrizești se afundă sub cele ale seriei de Păiușeni și nu mai apar decît la Tăuți și Siria (H. Savu, 1965), pe rama de NW a munților Highiș-Drocea.

Vîrsta seriei de Mădrizești este evident precambriană (H. Savu, 1962), ea fiind mai veche decît seria de Păiușeni pe care o suportă.

Seria de Păiușeni ocupă cea mai mare parte a regiunii (pl. II). Ea constă din șisturi cristaline epimetamorfice, care se pot repartiza la două complexe: un complex inferior cuarțito-conglomeratic metamorfozat și un

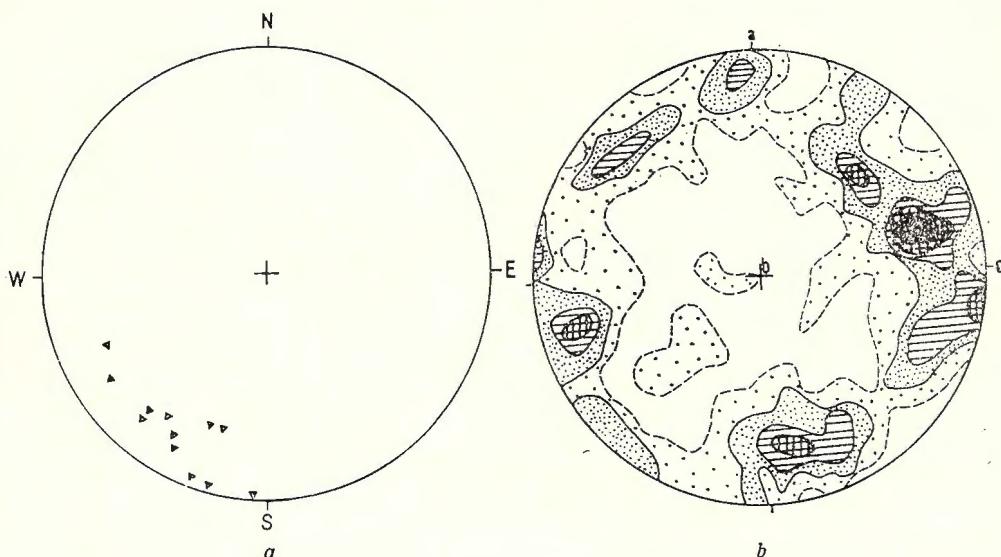


Fig. 2. — Diagramme structurale: a, diagramma lineațiilor din seria de Mădrizești; b, diagramma orientării axelor de cuarț dintr-un migmatit de pe pîrul Cetățelii. Izolinii 0,5%, 1,5%; 2,5%; 3,5%; 4,5%.

Diagrammes structuraux; a, diagramme des linéations de la série de Mădrizești; b, diagramme de l'orientation des axes du quartz dans un migmatite de la vallée du Cetățelii. Isolignes : 0,5 % ; 1,5 % ; 2,5 % ; 3,5 % ; 4,5 %.

complex superior predominant metapelitic. Datorită structurii tectonice primare a seriei de Păiușeni, complexul inferior se dezvoltă în zona centrală a cristalinului, unde apare în axul unei cute anticlinale, iar complexul superior este mai răspîndit la SE și la NW de această structură.

Complexul inferior constă dintr-o alternanță de diferite tipuri de gresii metamorfozate (metacuarțite) și de metaconglomerate cu rare intercalății de șisturi metapelitice. Din contră, complexul superior este alcătuit preponderent din filite, în care se intercalează uneori cuarțite, metaconglomerate și șisturi cu cloritoid. În ambele complexe apar mici intercalății de

roci ofiolitice metamorfozate și de șisturi verzi, provenite din tufuri bazice ; foarte rar se întâlnesc și porfiroide.

În cîteva puncte din regiune, șisturile sînt străbătute de filoane dioritice și de granofire, precum și de numeroase filoane discordante de cuarț și carbonați. Pe pîrîul Ascuștu la Secaș, în legătură cu aceste filoane hidrotermale s-a format o mineralizație mai bogată, care conține pirită, pirotină, calcopirită, bornit, calcozină, blendă, galenă și tetraedrit. Aceste filoane sînt legate de activitatea magmatică sinorogenă sau spätorogenă a geosinclinalului (H. Savu, 1965).

Direcția șisturilor seriei de Păiușeni este în general NE-SW, iar înclinarea spre NW sau spre SE se menține la unghiuri de 10° — 25° . Rezultă astfel o serie de structuri, dintre care două sînt mai importante : un anticlinal în partea de N și un sinclinal situat în partea de S, între Mustești și valea Lespezilor de la Groșii Noi (pl. II). Între aceste structuri apar cute secundare, aşa cum este și aceea în al cărui ax apar șisturile retrometamorfozate ale seriei de Mădrizești din fereastra de eroziune de pe Valea Mărască (Secaș). Aceste structuri, deși au direcția NE-SW, se curbează treptat spre SSW cu cît avansează în această direcție. Rotirea este mai evidentă în cazul sinclinalului Mustești-valea Lespezilor, care ocolește masa de șisturi cristaline ale seriei de Mădrizești, situată la N de Slatina de Mureș.

Se poate presupune astfel, că în timpul sedimentării și cutării formațiunilor seriei de Păiușeni această masă de șisturi era mai ridicată decît fundul geosinclinalului paleozoic și constituia un soclu continental, care se ridică și se eroda treptat. De aceea, ea a influențat forma, orientarea și caracterul mișcării tectonice care acționa asupra șisturilor cristaline din seria de Păiușeni.

Măsurătorile microtectonice din zona sinclinalului Mustești-valea Lespezilor au pus în evidență două liniații (H. Savu, 1965), una orientată pe direcția N 30° W și alta pe direcția N 45° E, ambele cu înclinări variabile spre N sau spre S (fig. 3 a).

Axele cuarțului măsurate într-o secțiune orientată în planul *ac* al unui cuarțit de pe valea Mustești au dat diagrama din fig. 3 b, care corespunde unui teotonit B (B. Sandier, 1948). Această structură a fost determinată în mare măsură de caracterul mișcării tectonice care a fost destul de neregulat, ea manifestîndu-se într-un geosinclinal în care apăreau riduri ale fundamentului, aşa cum este cel reprezentat de șisturile seriei de Mădrizești.

zești. La același efect a contribuit și compoziția heterogenă a depozitelor premetamorfice, constituite din strate cu competență diferită. Sub influența acestor factori, chiar dacă mișcarea a putut avea inițial o simetrie superioară, în anumite zone și în timp, ea s-a modificat devenind triclinică.

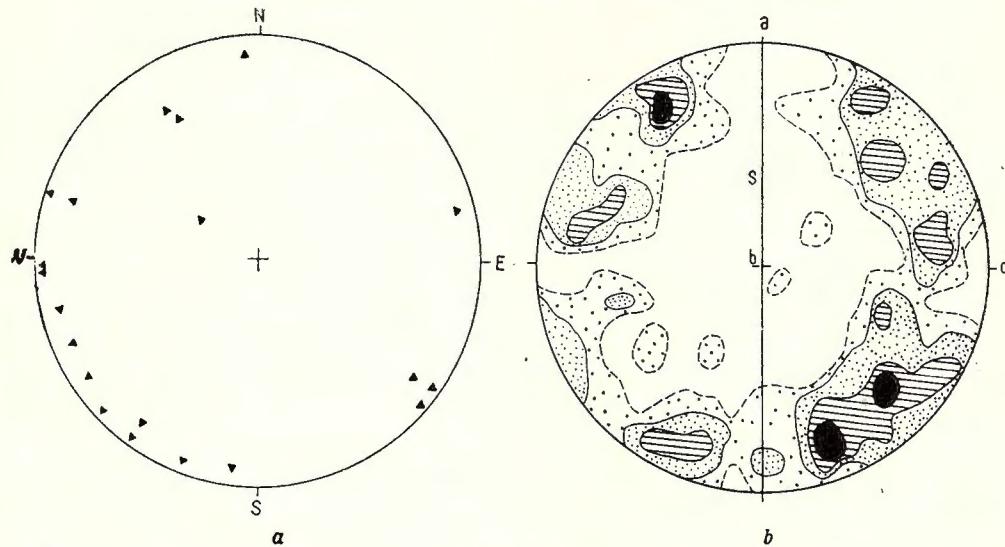


Fig. 3. — Diagramme structurale : a, diagramma lineațiilor din seria de Păiușeni ; b, diagramma orientării axelor de cuarț dintr-un metacuarțit de pe valea Mustești. Isolinii : 0,5 % ; 1,5 % ; 2,5 % ; 3,5 %.

Diagrammes structuraux : a, diagrammes des linéations de la série de Păiușeni ; b, diagramme de l'orientation des axes du quartz dans un métakaquartzite de la vallée de Mustești. Isolignes : 0,5 % ; 1,5 % ; 2,5 %, 3,5 %.

După procesul de cutare și chiar mult mai tîrziu, în șisturile cristaline ale seriei de Păiușeni s-au format fracturi orientate pe direcția NW-SE, paralel cu fisurile *ac*. Dinamica rupturală a determinat modificarea structurilor inițiale, uneori și zdrobirea șisturilor cristaline în lungul planelor de fractură.

Vîrsta seriei de Păiușeni determinată prin metoda K/Ar (M. N. Filipescu, 1963) este de cca 260 mil. ani. Această cifră indică atît momentul metamorfozării seriei de Păiușeni, cât și al retrometamorfozării seriei de Mădrizești. În ceea ce privește vîrsta depozitelor premetamorfice ale seriei de Păiușeni, H. Savu (1965) a arătat că ele aparțin Paleozoicului mediu, cuprinzînd probabil și termeni mai vechi.

Şisturile cristaline ale seriei de Mădrizeşti şi intruziunile granitoide asociate

Succesiunea stratigrafică a şisturilor seriei de Mădrizeşti începe în bază cu paragnaise şi cuarțite muscovitice, după care urmează paragnaise cu biotit şi granaţi, în care se intercalează cuarțite cu biotit, amfibolite şi roci carbonatice cu tremolit.

Paragnaisele cu muscovit din bază (feldspat 26,66%, muscovit 5—10%) indică depunerea iniţială în geosinclinalul precambrian a unor gresii feldspatice, fără compoziţii mafitici. În timpul sedimentării lor apar nivele subțiri de gresii cuarțitice cu ciment argilos, din care rezultă cuarțitele albe cu 75% cuarț şi 18% muscovit. Depozitele care se sedimentează în continuare conţin oxizi de fier şi magneziu. Prin metamorfozarea lor se formează paragnaisele biotitice cu un conţinut de 35% biotit şi 5% granat. În aceste depozite existau şi intercalări de gresii, pe seama căroră s-au format cuarțitele cu biotit (26%) şi granaţi (3—7%).

Se pare că această schimbare a compoziţiei depozitelor este legată de apariţia unor roci efuzive bazice vechi, ce se intercalau între ele. Din acestea au rezultat ortoamfibolitele cu hornblendă verde sau brună (53—65%), feldspat (22—32%), cuarț (5—8%) şi alte minerale. Analiza chimică a unui astfel de amfibolit, efectuată la Întreprinderea de Prospecţii și Laboratoare, este redată mai jos.

	%	Parametrii Niggli	
SiO ₂	— 48,32	qz	+ 11,1
Al ₂ O ₃	— 19,46	si	123,1
Fe ₂ O ₃	— 11,22	al	29,4
FeO	— 2,05	fm	41,0
MgO	— 4,02	c	26,6
CaO	— 9,73	alk	3,0
Na ₂ O	— 1,00	k	0,15
K ₂ O	— 0,27	mg	0,37
TiO ₂	— 2,00		
P ₂ O ₅	— 0,26		
MnO	— 0,62		
CO ₂	— 0,30		
H ₂ O + 105° C	— 0,82		
HO - 105° C	— 0,20		
Sumă	<u>100,27</u>		
		Valorile ACF	
		A	42,7
		C	34,3
		F	23,0

Parametrii Niggli indică o magmă leucogabbroidă, apropiată de tipul achnahaitic (C. Burr i, 1959). Astfel de magme au fost generate în condițiile manifestării magmatismului ofiolitic sau inițial al geosinclinalului precambrian, în care se sedimentau depozitele premetamorfice ale seriei de Mădrizești. Sincron au fost puse în loc și roci ultrabazice, din care au rezultat serpentinite cu talc și cu rare cristale de cromit. În același timp, între depozitele care au generat paragnaisele cu biotit s-au depus și roci carbonatice, care s-au transformat în marmore dolomitice și calcare cu tremolit.

Condițiile de metamorfism la care au fost supuse șisturile cristaline ale seriei de Mădrizești corespund faciesului amfibolitic și anume, subfaciesului cu temperatura cea mai scăzută, ele situându-se la nivelul zonei cu granat. Pe diagrama ACF (fig. 4) am proiectat amfibolitul analizat

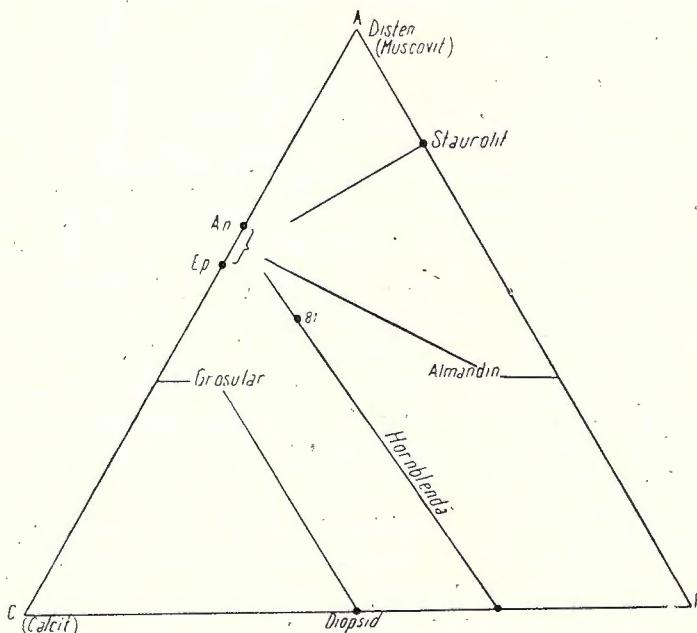


Fig. 4. — Diagramma ACF după T. Barth (1952).

Diagramme ACF d'après T. Barth (1952).

mai sus. Roca este slab retrometamorfozată, astfel că în ea s-a format puțin epidot, iar magnetitul a trecut în mare parte în hematit. Din această cauză, precum și pentru faptul că este mai aluminoasă, ea ocupă o situație intermedieră, găsindu-se în poziția rocilor care au fost metamorfozate în con-

dițiile faciesului epidot-amfibolitic (P. Eskola, 1939), spre faciesul amfibolitic în sensul lui F. Turner și J. Verhoogen (1960). Pe diagrama ACF construită pentru faciesul epidot-amfibolitic (T. Barth, 1952) roca se proiectează în zona paragenezelor stabile la temperatura cea mai ridicată a acestui facies.

În rocile seriei de Mădrizești au fost determinate următoarele parageneze de minerale :

Paragnaise și cuarțite :

- (1) Cuarț — muscovit — plagioclaz
- (2) Cuarț — almandin — biotit — plagioclaz — muscovit (— epidot)

Ortoamfibolite :

- (1) Hornblendă — plagioclaz — epidot (— cuarț)

Roci carbonatice :

- (1) Dolomit (— cuarț)
- (2) Calcit — tremolit (— flogopit)

Acste parageneze, raportate la sistemul lui F. Turner și J. Verhoogen (1960) indică faciesul amfibolitic, subfaciesul staurolit-almandin cu temperatura cea mai scăzută. Pentru o atare concluzie pledează și cercetările experimentale. Astfel, F. R. Boyd (1959) încălzind un amestec adecvat, a obținut tremolit între temperaturile de 500° și 600°C și presiunea de 1000—2000 bari H₂O. Prezența tremolitului în calcarele seriei de Mădrizești presupune condiții apropiate de temperatură și presiune. După F. Turner și J. Verhoogen (1960), între temperaturile de 500 și 600°C se realizează tocmai metamorfismul în faciesul amfibolitic, subfaciesul staurolit-almandin.

Amfibolitele din seria de Mădrizești conțin magnetit ca mineral accesoriu. În rocile retrometamorfozate magnetitul s-a martitizat. H. P. Eustler (1959), studiind sistemul Fe-O, a constatat că magnetitul este stabil între 500 și 775°C, iar hematitul sub 500°C. Aceasta arată că amfibolitele au fost metamorfozate inițial la o temperatură mai mare de 500°C, deci în condițiile fasiei amfibolitic.

Sincron cu cutarea și metamorfozarea sisturilor seriei de Mădrizești au fost puse în loc și mici intruziuni de roci granitoide concordante. După compozitia lor, rocile granitoide corespund granitelor cu muscovit și biotit și granodioritelor, ambele conținând microclin. În zonele diaforizate,

aceste roci au suferit fenomene de cataclază. Prezentăm mai jos analiza chimică a unui granit de pe Valea Ungurului, efectuată la Întreprinderea de Prospectări și Laboratoare.

	%		Parametrii Niggli
SiO ₂	73,03	qz	+ 178,4
Al ₂ O ₃	12,97	si	401
Fe ₂ O ₃	3,44	al	42,4
FeO	0,64	fm	19,8
MgO	0,38	c	7,6
CaO	1,30	alk	30,2
Na ₂ O	3,88	k	0,31
K ₂ O	2,67	mg	0,15
TiO ₂	0,30		
P ₂ O ₅	0,03		
MnO	urme		
S	urme		
CO ₂	urme		
H ₂ O +105°C	0,92		
H ₂ O -105°C	0,22		
Suma	99,77		

Parametrii Niggli încadrează roca în cîmpul magmelor leucogranitice din seria calcoalcalină.

Intruziunile din această zonă constituie probabil apofizele unui pluton situat în adîncime, sau injecțiile satelite ale unui astfel de corp ce se află actualmente, fie sub seria de Păiușeni transgresivă, fie sub depozitele mezozoice de la S. În jurul intruзиunilor se produc migmatite lenticulare, mai rar paralele (H. Savu, 1962). Roca cuprinsă între aceste injecții este modificată treptat, în ea dezvoltîndu-se cristale de feldspați și de biotit, formate pe cale metasomatică. Aceste fenomene de metasomatiză afectează atât paragneisele, cît și rocile amfibolitice. Intruзиunile granitoide și procesele de migmatizare reprezintă magmatismul sinorogen al geosinclinalului precambrian. În timpul punerii lor în loc, aceste intruзиuni au fost în „armonie“ (M. Walton, 1955) cu șisturile cristaline din jur, adaptîndu-se la condițiile fizico-chimice ale mediului în care se metamorfozau acestea din urmă.

În asociație cu rocile intruzive și cu cele migmatice se găsesc filoane de granite pegmatoide și de pegmatite feldspatice cu biotit sau cu turmalină. Feldspatul potasic din aceste roci este un microclin de culoare cenușie, mai rar roz. Uneori, ele sunt însotite și de filoane de cuarț cenușiu.

Magmatismul sinorogen precambrian nu s-a limitat numai la intruziunile granitoide descrise mai sus, ci a avut o dezvoltare mult mai largă în cuprinsul Munților Apuseni. Astfel, dacă considerăm că seria mezometamorfică a cristalinului de Gilău este un echivalent al seriei de Mădrizești (R. Dimitrescu, 1958), trebuie să admitem că plutonul granitoid din Muntele Mare a fost pus în loc în timpul același ciclu orogenic, ca și intruziunile care străbat seria de Mădrizești. Granitoidele de Codru cu tot complexul lor migmatic reprezintă produsele unui ciclu magmatic mai nou, ele străbătând și seria epimetamorfică de Biharia (M. Borceș, 1962).

Din punct de vedere petrologic, procesele de retrometamorfism la care au fost supuse șisturile seriei de Mădrizești se trădează prin înlocuirea paragenezelor caracteristice faciesului amfibolitic prin parageneze stabile la temperatură mai scăzută. Astfel, mineralele melanocrate ca biotitul, hornblendă și granatul sunt parțial sau total înlocuite cu clorit, iar feldspați suferă slabe fenomene de sericitizare; am menționat de asemenea martitizarea magnetitului. Aceste înlocuiri cu minerale în a căror moleculă OH participă în cantități mai mari, s-au realizat în prezența unui surplus de apă.

G. Schwartz și J. Todd (1941) au calculat, că pentru retrometamorfozarea unei mile cubice de roci mezometamorfice este necesară o cantitate de $4 \cdot 10^7$ tone apă, ținând seamă că pentru înlocuirea biotitului cu clorit, de exemplu, contitatea de apă crește pînă la 8,4%. În cazul nostru, surplusul de apă necesar a putut fi luat din formațiunile seriei de Păiușeni de deasupra, care se metamorfozau în acest timp în condițiile faciesului de șisturi verzi. În acest sens, este convingător faptul că transformarea șisturilor mezometamorfice se face pe o grosime variabilă de la contactul discordant al celor două serii în jos. Putem presupune astfel, că această grosime reprezintă distanța pînă la care au migrat fluidele apoase sinmetamorfice din seria de Păiușeni în șisturile seriei de Mădrizești de sub ea.

Șisturile cristaline ale seriei de Păiușeni

Depozitele din care au provenit șisturile seriei de Păiușeni s-au depus într-un geosinclinal paleozoic, în care condițiile de sedimentare au variat foarte mult. După cum am arătat mai înainte (H. Savu, 1962), depozitele au avut un caracter flișoid, începînd în bază cu un complex de roci grezoconglomeratice, cu intercalări de roci argiloase. Acest complex se dezvoltă în zona centrală a cristalinului și constă (fig. 5 a) din alternanțe dese de cuarțite și conglomerate metamorfozate, care se repetă la anumite nivele,

conform unei ritmicități constante. Masa principală a acestui complex este alcătuită din metacuarțite, provenite din metamorfozarea unor gresii cu ciment argilos sau carbonatic. Au rezultat astfel cuarțite cu structură blastopsamitică, ale căror granoblaste sunt prinse într-un ciment slab metamorfozat, sericitos, cloritos sau carbonatic, de obicei ankeritic, mai rar sideritic.

Intercalațiile de conglomerate metamorfozate sunt de obicei subțiri și apar la diferite nivele; în partea inferioară a coloanei ele se dispun la distanțe aproape egale. În general, intercalațiile de conglomerate variază atât în grosime, cât și ca lungime. Ele sunt constituite fie din galeți de cuarț alb (pl. I, fig. 1), fie din galeți de cuarț alb și cenușiu (pl. I, fig. 2); au fost menționate și metaconglomerate care conțin galeți de cuarțite negre sau galeți de pegmatite și de granite remaniate din seria de Mădrizești din fundament (H. Savu, 1962). Cimentul lor poate fi de asemenea sericitos-cloritos, cuarțos sau carbonatic.

Temperatura de formare a cuarțului din care sunt alcătuși galeții, determinată prin metoda omogenizării fazelor lichid-gaz din incluziunile primare (tabelul 1), arată că acesteia au putut fi remaniată atât din șisturi epimetamorfice, cât și mezometamorfice. Se demonstrează astfel, că continentul care se eroda era alcătuit din cel puțin două serii cristaline mai vechi decât seria de Păiușeni și anume: seria de Mădrizești și o serie epimetamorfică de tip Biharia sau Muncel.

TABELUL 1

Temperatura de formare a cuarțului remaniat în galeții metaconglomeratelor

Roca	Metaconglomerat cu galeți de cuarț alb					Metaconglomerat cu galeți de cuarț violaceu și cenușiu
Temperatura de formare °C	310	312	315	317	320	> 500
Cazuri observate	2	8	6	3	1	1

Dimensiunile elementelor remaniate din diferitele roci blastodetritice variază foarte mult, astfel că în unele cuarțite cu granulație fină se întâlnesc sporadic granule de dimensiuni mai mari (5–10 mm diametru) și invers, în unele conglomerate cu galeți mari de cuarț (0,5–10 cm diametru) cimentul este constituit dintr-un material grezos metamorfozat.

Rezultă din aceste observații, că soclul continental din care erau remaniate aceste materiale nu era la o distanță prea mare.

În general, se poate considera că depozitele premetamorfice ale complexului inferior s-au sedimentat într-o fază cînd fundul geosinclinalului se găsea la o adîncime redusă, iar sedimentarea avea loc în condițiile unor mișcări ritmice de scufundare și de ridicare. Aceste mișcări au continuat chiar și în timpul sedimentării celui de-al doilea complex. O dovadă a existenței lor o formează și remanierile intraformatiionale ale depozitelor sincrone, deoarece în unele nivele de șisturi metapelitice sau metapsamitice se întîlnesc fragmente de filite cu același grad de metamorfism, așa cum a găsit și D. S. Coombs (1960) în Noua Zeelandă. Prin faptul că aceste fragmente suferiseră un metamorfism incipient în momentul remanierii, putem presupune ca și Coombs, că metamorfismul regional nu s-a produs în același timp în toate părțile geosinclinalului, și că el a început într-o zonă mai devreme, iar în alta mai tîrziu.

Pe măsură ce se trece la complexul superior, sedimentarea se face la o adîncime mai mare; încep să predomine acum depozitele pelitice, care alternează la început de asemenea ritmic cu depozitele grosiere (fig. 5 b), ca mai tîrziu, depozitele argiloase să fie aproape singurele formațiuni depuse în geosinclinal, în ele intercalându-se roci cu un chimism special, din care au rezultat șisturile cu cloritoid.

În zona de tranziție de la un complex la altul s-au sedimentat la un moment dat roci grezoase feldspatice, de tipul arcozelor sau al grauwackelor în care s-au depus sincron și mici intercalații de oxizi de fier, sulfuri de cupru și chiar elemente radioactive, depozite ce au fost apoi metamorfozate împreună cu gresiile feldspatice. Aceste metacuarțite feldspatice apar ca

Fig. 5. — Coloane stratigrafice : a, coloană stratigrafică în zona de sedimentare a depozitelor psamo-psefitice (complexul inferior), alcătuită pe baza datelor de pe pîrful Păiușului ; b, coloană stratigrafică în zona de tranziție de la complexul inferior la complexul superior, preponderent pelitic, alcătuită pe baza datelor de pe pîrful Păcurărești.

1, filoane de quart și carbonăți cu calcopirită și bornit sau cu oligist; 2, roci porfiroide; 3, metabazalte și metadolerite; 4 a, filite; 4 b, șisturi cu oloritoid; 5 a, metacuarțite; 5 b, metacuarțite feldspatice; 6, metaconglomerate.

Colonnes stratigraphiques : a, colonne stratigraphique de la zone de sédimentation des dépôts psammo-pséphitiques (complexe inférieur) rédigée d'après les données obtenues dans la vallée du Păiușul ; b, colonne stratigraphique de la zone de transition du complexe inférieur à celui supérieur prépondérant pélitique, rédigée d'après les données obtenues dans la vallée de Păcurărești.

1, filons de quartz et carbonates à calcopyrite et bornite ou bien à oligiste ; 2, roches porphyroïdes ; 3, métabasalte métadolérites ; 4 a, phyllites ; 4 b, schistes à chloritoïde ; 5 a, métacuarzites ; 5 b, métacuarzites feldspathiques ; 6, métaconglomérates.

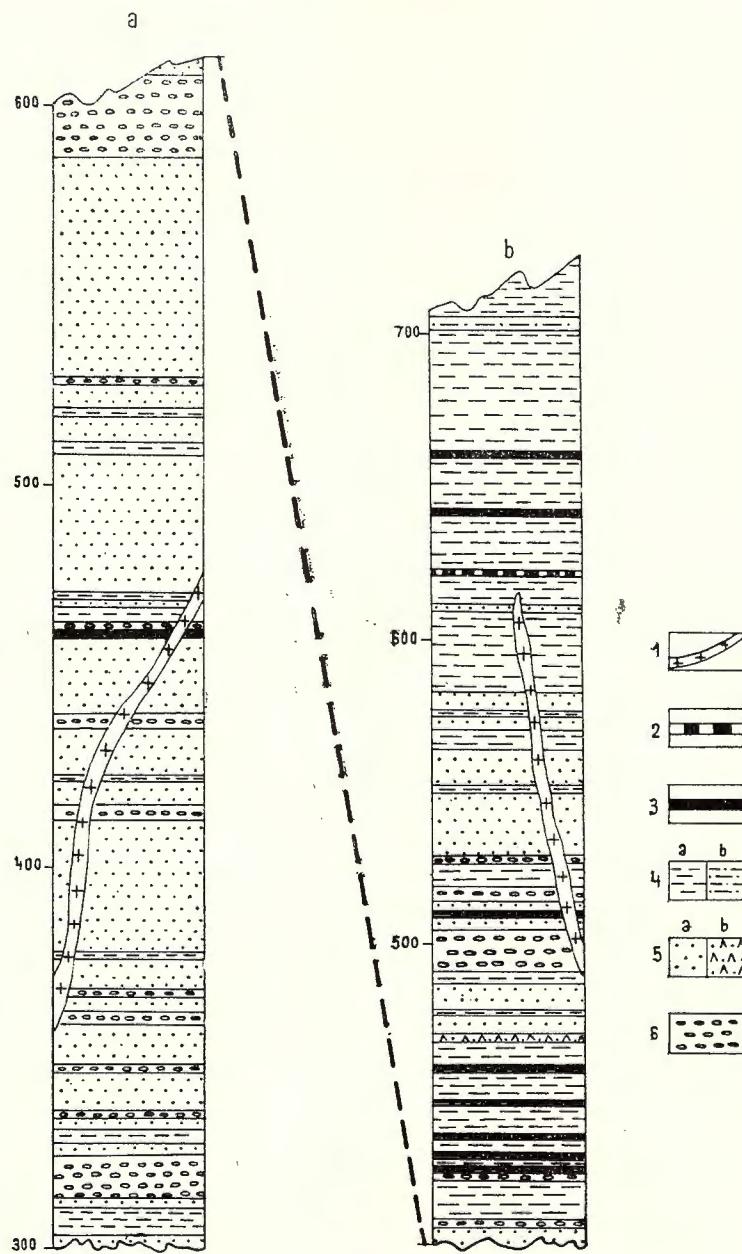


Fig. 5

un orizont reper. Astfel de roci feldspatice se presupune că se formează în condiții de climă aridă, cînd feldspații nu se alterează și sînt transportați împreună cu cuartul. Aceleăși condiții au putut favoriza și depunerile de oxizi și sulfuri menționate.

Sincron cu sedimentarea depozitelor din cele două complexe se manifestă un magmatism inițial ce a produs tufuri, curgeri de lavă și siluri de roci bazice care se întîlnesc astăzi sub formă de intercalații subțiri de șisturi verzi tufogene, metabazalte și metadolerite (metadiabaze). Acestea, deși apar în toată stiva de roci a seriei de Păiușeni, sînt mai numeroase în zona de tranziție de la complexul inferior spre cel superior (fig. 5 b), adică în zona în care s-au depus și cuarțitele feldspatice. În partea de W a cristalinului munților Drocea, acest magmatism a generat o mare masă de roci bazice ofiolitice metamorfozate ulterior, situate de asemenea în zona de tranziție de la un complex la altul (H. Savu, 1965).

Prin sedimentarea rocilor premetamorfice ale celor două complexe a rezultat o stivă de depozite flișoide, groasă de mai multe mii de metri. Aceste depozite au fost cutate și metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi. Parageneza cea mai caracteristică în șisturile metamorfice ale seriei de Păiușeni este :

(1) Cuarț — muscovit — clorit — albit.

Această parageneză indică subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit din faciesul de șisturi verzi (H. Savu, 1962). O astfel de rocă din apropierea localității Bîrzava, analizată chimic și proiectată pe diagrama ACF (fig. 6, punctul 3), se situează într-adevăr în cîmpul muscovit-clorit-epidot (H. Savu, 1965). Parageneza caracterizează gradul de metamorfism regional al întregii serii epimetamorfice, care corespunde la o serie de faciesuri metamorfice de tipul standard disten-silimanit al lui A. Miyashiro (1961).

În partea de SW a regiunii, printre aceste șisturi metamorfice apar mici intercalații de șisturi cu cloritoid (fig. 5 b), pentru care sînt caractereștiice paragenezele :

(2) Muscovit (paragonit) — cloritoid — disten — cuarț (— albit-oligist-grafit)

(3) Muscovit — cloritoid — albit — cuarț (— oligist)

(4) Muscovit — cloritoid — albit — cuarț (— magnetit)

Rocile cu cloritoid au însă o compoziție specială, fiind constituite dintr-o masă micacee uniformă, impregnată cu cristale fine și dese de oli-

gist sau cu rare cristale mai mari de magnetit. În masa micacee apar porofiroblaste de cloritoid maclat polisintetic ($N_g - N_p = 0,010$; $2V = 60^\circ$) și în unele cazuri și de disten ($\epsilon N_g = 30^\circ$; $N - N_p = 0,014$; $(-2V)$ foarte mare).

Pe cale experimentală, cloritoidul s-a sintetizat la temperaturi cuprinse între 600 și 650°C și presiunea de cca 10.000 bari. C. E. Tille y (1925) consideră însă, că cloritoidul începe să se formeze într-un stadiu foarte timpuriu al metamorfismului progresiv. Asociațiile de minerale stabilite în rocile cu cloritoid menționate mai sus, indică un metamorfism slab. De aceea, se poate considera că cloritoidul s-a format în condiții de temperatură scăzută, iar formarea lui a depins în primul rînd de compoziția chimică a rocilor și a fost favorizată de mișcarea de alunecare pe planele de foliație S, precum și de soluțiile apoase care au circulat pe aceste plane (L. B. Halfendorf, 1961). Alături redăm analizele chimice ale rocilor care conțin primele două părogeneze anterior menționate (2 și 3), executate la Întreprinderea de Prospecții și Laboratoare.

Sist cu cloritoid și disten (nr. 116 Dr.)		Sist cu cloritoid (nr. 181 Dr.)	
SiO_2	45,82	58,08	
Al_2O_3	31,29	23,86	
Fe_2O_3	11,00	7,40	
FeO	0,54	2,25	
MgO	1,11	1,26	
CaO	0,60	0,73	
Na_2O	2,36	1,31	
K_2O	2,15	1,16	
TiO_2	1,40	1,15	
P_2O_5	—	0,21	
MnO	0,16	0,20	
S	—	—	
CO_2	—	—	
$\text{H}_2\text{O} + 105^\circ\text{C}$	3,24	3,11	
$\text{H}_2\text{O} - 105^\circ\text{C}$	0,26	0,19	
Suma	99,93	100,91	
Valorile ACF		Valorile ACF	
A	88,7	77,8	
C	3,0	3,3	
F	8,3	18,9	

După cum se vede, aceste roci sunt foarte bogate în Al_2O_3 și Fe_2O_3 , dar au un conținut redus de CaO și K_2O . Proiecția lor pe diagrama ACF din fig. 6 (nr. 1 și 2) le situează în cîmpul asociației de minerale în echilibru muscovit-clorit-epidot, din faciesul de șisturi verzi care se realizează la temperaturi de 300° – 500°C și presiuni cuprinse între 3000 și 8000 bari

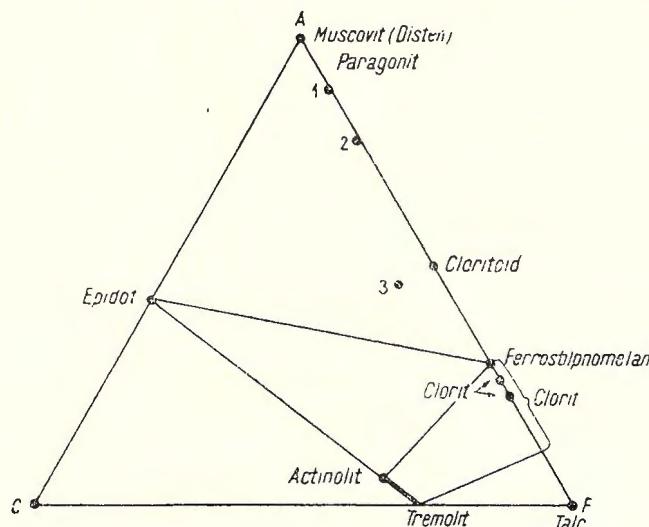


Fig. 6. — Diagramă ACF.
Diagramme ACF.

(F. Turner, J. Verhoogen, 1960). Prin compoziția lor, rocile corespund celor stabilite de L. B. Halferdahl (1961), cu privire la șisturile în care se poate forma cloritoidul. După acest cercetător, astfel de roci prezintă o variație mare a conținutului de SiO_2 , un conținut ridicat de Al_2O_3 în raport cu constituenții mafitici și un conținut scăzut de K_2O , Na_2O și CaO .

Cloritoidul s-a format de asemenea și în aureola de contact a unui filon de cuarț cu oligist discordant, fiind asociat în parageneza :

(5) Muscovit — cloritoid — turmalină — cuarț (— oligist)

Această asociație genetică demonstrează că mineralul poate cristaliza la temperatura de 330° – 337°C (tabelul 2) și în condiții lipsite de stress, aşa cum a arătat L. Halferdahl (1961). Filoanele care au determinat

formarea paragenezei (5) au luat naștere la sfîrșitul metamorfismului sau imediat după acesta.

Parageneza (2) de mai sus conține însă și disten în echilibru și se asemănă cu parageneza (3a) citată de F. Turner și J. Verhoogen (1960, pag. 540) după P. Bearth (1952). Norma acestei roci calculată după metoda C. Burri (1959) este următoarea :

Q	Ab	An	Ms	Dist	Mg-Ot	Ot	Hm	Ru	Suma
2,1	22,5	3,1	18,7	36,0	6,2	1,9	8,0	1,05	100,0
<u>Plagioclaz</u>					<u>Cloritoid</u>				
25,6					8,1				

Formarea distenului în asemenea condiții se pare că a depins de aceiași factori care au favorizat și cristalizarea cloritoidului. Pe cale experimentală, S. P. Clark et al. (1957) au stabilit curba de echilibru disten/silimanit (fig. 7) la temperaturile de 1000—1500°C și presiunile de 16—25 kilobari. S. P. Clark (1960) a arătat că extrapolarea acestei curbe ar conduce la concluzia că rocile cu disten au fost supuse la presiuni de 5—10 kilobari, ceea ce ar implica adâncimi de 20—40 km, presupunându-se că a acționat numai presiunea dito-statică. Este greu însă să admitem că până la nivelul de șisturi cu cloritoid și disten seria de Păiușeni ar fi avut în timpul metamorfismului o grosime de cca. 25 km.

În șisturile metapelitice ale acestei serii distenul se dezvoltă de obicei în apropierea filoanelor de cuarț cu oligist, filoane concordante șisturilor peraluminoase cu cloritoid bogate în oligist (11,00% Fe₂O₃). Întrucât aceste filoane cu grosimi de cîțiva centimetri s-au format singenetic cu șisturile,

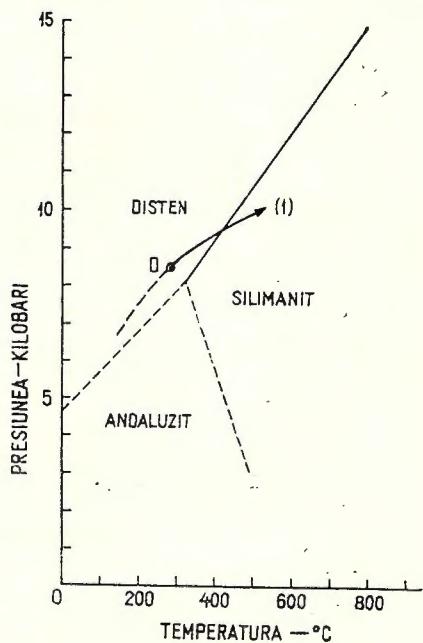


Fig. 7 — Relații de stabilitate dintre disten, sillimanit și andaluzit.

(1), curba tipică T/P pentru tipul standard al seriei de faciesuri disten-sillimanit.

Relations de stabilité entre le disthène, la sillimanite et l'andalousite.

(1) courbe typique T/P pour le type standard de la série des faciès disthène-sillimanite.

am considerat că temperaturile de omogenizare a sistemului lichid-gaz din incluziunile primare din cuarț pot să ofere unele informații suplimentare asupra condițiilor termodinamice de formare astăzi a lor, cît și a șisturilor în care sunt cuprinse. Pe baza determinărilor efectuate s-a obținut o temperatură medie aparentă de formare de cca 156°C; aceasta a fost corectată după diagrama lui G. Kennedy (1950) și variantele ei stabilite de M. Savul și V. Pomirleanu (1963) și V. Schreyer et al. (1964). Rezultă astfel că metamorfismul seriei de Păiușeni, la nivelul actual de eroziune, s-a produs la temperatura de cca 310°C, căreia i-ar corespunde o adâncime de cca 10 km și o presiune litostatică de 2,4 kilobari, presupunând că gradientul geotermic este de 30°—33° (E. Szadeczy-Kardoss, 1959). În funcție de această temperatură, roca cu disten s-ar situa în punctul (D) de pe curba tipică temperatură/presiune (1) trasată de A. Miyashiro (1961) pe diagrama din fig. 7. De aceea, ca și în cazul cloritoidului, considerăm că formarea distenului a fost favorizată de compoziția chimică a rocii aluminoase (31,29% Al_2O_3) și de soluțiile apoase fierbinți care au circulat prin aceasta în apropierea filoanelor de cuarț, sincron cu cutarea; stressul a suplinit în parte presiunea necesară creșterii mineralului. Rezultă că în astfel de condiții, distenul poate fi stabil și la temperaturi mai mici de 500°C, respectiv la presiuni mai mici de 8 kilobari. N. T. Clifford (1958) a arătat de asemenea, că în seria de Moine principalul control asupra formării distenului a fost exercitat nu atât de condițiile fizice, cît de compoziția chimică a rocilor. Aceasta determină ca mineralele index disten-silimanit-andaluzit să apară în rocile din seria peraluminoasă, succesiv, la un grad mai scăzut de temperatură decât cel la care se formează ele în seria aluminoasă-normală¹⁾. O situație asemănătoare s-a constatat și în cazul formării silicațiilor de mangan în rocile manganifere (H. Savu et al., 1964).

¹⁾ T. Barth (1952) și H. Ramberg (1952) menționează prezența distenului printre mineralele faciesului epidot-amfibolitic (250°—400°C), facies care în sistemul lui F. Turner și J. Verhoogen (1960) corespunde la subfaciesurile de temperatură ridicată ale faciesului de șisturi verzi (300°—500°C și $\text{PH}_2\text{O} = 3000$ la 800 bari), în care se încadrează și șisturile cu cloritoid și disten (310°C) din seria de Păiușeni; probabil că rocile la care se referă cercetătorii de mai sus sunt de asemenea bogate în Al_2O_3 . De aceea, este necesar ca în discutarea metamorfismului rocilor pelitice din diferitele provincii metamorfice să se țină seama și de compoziția chimică a acestora. În unele regiuni se cunoaște și coexistența distenului cu cloritoidul retromorf, format pe seama almandinului.

Asocierea magnetitului cu cloritoidului în una din intercalațiile de șisturi aluminoase (parageneza 4) arată că condițiile de presiune/temperatură au variat în timpul metamorfismului seriei de Păiușeni (H. Savu, 1962) și că acest mineral are în rocile feruginoase, așa cum a demonstrat H. S. Yoder Jr. (Year Book, 56) pe cale experimentală, un cîmp mai larg de stabilitate în metamorfismul progresiv decît cel indicat de datele experimentale ale lui H. P. Eugster (1959). În acest sens menționăm că magnetitul a mai fost întlnit în seria de Păiușeni și la contactul unui filon de cuarț cu șisturile metapelitice, în asociația clorit-magnetit.

Condiții slabe de metamorfism indică și paragenezele din alte roci prezente în seria de Păiușeni. Astfel, metacuarțitele feldspatice conțin asociația :

- (6) Cuarț—albit (— muscovit—feldspat potasic—oligist)

În rocile bazice metamorfozate este caracteristică următoarea parageneză :

- (7) Albit—epidot—clorit—sfen (— cuarț—oligist)

Paragenezele menționate mai sus sunt stabilă în rocile tip din seria standard de faciesuri metamorfice disten-silimanit a lui A. Miyashiro (1961). În afara de aceste șisturi cristaline, există însă unele cu compoziție ambiguă, între care deosebim roci metapsamitice și metapsefitice în ale căror parageneze, pe lîngă mineralele de mai sus, se adaugă un carbonat ankeritic sau sideritic. Aceasta este reprezentat prin porfiroblaste romboedrice, cum sunt cele din rocile metapelitice sau sub formă de plaje și de romboedri, cînd carbonatul formează cimentul rocilor metapsamitice sau metapsefitice. Într-un singur punct din regiune se găsește o lentilă de calcar, care prezintă pe margini intercalații de șisturi și impregnații de pirită. În ea este prezentă parageneza :

- (8) Calcit (— cuarț—pirită)

Pe lîngă filoanele concordante de cuarț menționate mai sus, în seria de Păiușeni se găsesc numeroase filoane hidrotermale de cuarț și carbonați discordante, mineralizate cu sulfuri complexe (Secaș). Pe baza numeroaselor determinări de temperatură efectuate, utilizînd metoda omogenizării fazelor lichid-gaz din incluziunile lichide primare din cristalele de cuarț (tabelul 2), s-a dedus că filoanele hidrotermale s-au format la temperaturi cuprinse între 330° și 337°C . Aceste condiții de formare corespund stadiului mezo-

termal spre hipermal, caracter susținut și de paragenezele de minerale depuse în gangă. După cum am arătat anterior, metamorfismul șisturilor cristaline ale seriei de Păiușeni aflate la nivelul actual de eroziune s-a realizat la presiunea de cca 2,4 kilobari. De aceea, valorile obținute au fost corectate după curba dată de G. C. Kennedy (1950), conform căreia, pentru fiecare din primele 6 mile adâncime se adaugă 25°C.

TABELUL 2

Temperatura de formare a filoanelor hidrotermale discordante

Nr.	Roca	Temperatura °C
1.	Filon de cuarț cu calcopirită și bornit pînă în Păcurărești	cca 330
2.	Filon de cuarț cu oligist valea Prundu	cca 337

Aceste filoane hidrotermale, fiind legate de magmatismul sinorogen sau de cel spätorogen al geosinclinalului paleozoic (H. Savu, 1965) s-au format către sfîrșitul cutării și metamorfozării seriei de Păiușeni, pe care o influențează uneori slab la contact.

Concluzii

Șisturile cristaline din munții Drocea aparțin la două serii metamorfice: seria de Mădrizești și seria de Păiușeni.

Seria de Mădrizești, precambriană, a fost metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitic — zona cu granat — și străbătută de intruziuni gra-nitoide sinorogene care au migmatizat-o. La contactul cu seria de Păiușeni, ea a suferit fenomene de retrometamorfism.

Seria de Păiușeni, paleozoică, este constituită din două komplexe de roci: unul inferior predominant metagrezos-metaconglomeratic și altul superior — metapelitic. Între formațiunile celor două komplexe apar produse metamorfozate ale magmatismului ofiolitic al geosinclinalului.

Metamorfismul acestei serii s-a produs în condițiile faciesului de șis-turi verzi — zona cu clorit — la temperatură de cca 310°C.

Șisturile cu cloritoid sau cu cloritoid și disten au luat naștere în condiții speciale de metamorfism, formarea lor fiind determinată de compoziția rocii aluminoase, de soluțiile apoase sinmetamorfice și de mișcările de transport tectonic pe planele de foliație.

Filoanele hidrotermale au fost puse în loc către sfîrșitul, sau imediat după metamorfismul șisturilor cristaline. Ele s-au format la temperaturi cuprinse între 330° și 377°C .

BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1952) *Theoretical Petrology*. J. Wiley, New York.
- Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P. (1939) *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin.
- Borcoș M., Borcoș Elena (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segagea-V. Ierii-Sat (Bazinul V. Iara, Munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.* VXLII (1959—1960) București.
- Boyd F. R. (1959) Hydrothermal Investigations of Amphiboles. *Researches in Geochemistry* (P. H. Abelson, ed.) J. Wiley, New York.
- Burri C., (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. *Birkhäuser Verl.* Basel.
- Clark S. P. Jr. (1960) Kyanite revised. *Journ. geophys. Res.* 65, p. 2482.
- Clark S. P. Jr., Robertson E. C., Birch F. (1957) Experimental determination of kyanites-sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.* 255
- Clifford N. T. (1958) A note on kyanite in the Moine Series of Southern Ross-shire, and a review of related rocks in the Northern Highlands of Scotland. *Geol. Mag.* XCV, 4.
- Coombs D. S. (1960) Lower grade mineral facies in New Zealand. *International Geological Congress. Report of the Twenty First Session Norden. Copenhagen*. Part. 13.
- Dimitrescu R. (1958) Studiu geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. Bazinul superior al Arieșului. *An. Com. Geol.* XXXI. București.
- Fugster H. P. (1959) Reduction and Oxidation in Metamorphism. *Researches in Geochemistry* (P. H. Abelson, ed.) J. Wiley, New York.
- Filipescu N. M., Vîncențiu J. (1963) O nouă metodă pentru extragerea argonului din roci, separarea și determinarea lui prin cromatografia de gaze în vedearea stabilitării vîrstei absolute a rocilor. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanice, Congr. U-lea Geolog. Econ.*, 5.
- Halferdahl L. B. (1961) Chloritoid: Its Composition, X-ray and Optical Properties, Stability and Occurrence. *Jour. Petrology*, 2, 1.
- Kennedy G. C. (1950) Pneumatolysis and the liquid inclusions method of geologic thermometry. *Econ. Geology*, 45, 6.
- Lóczy L. (1890) Das Kreidegebiet zwischen der Maros und der Fehér Körös im Arader Komitat. *Iber. k. ung. geol. R.A.f.* 1888. Budapest.
- Lupu Denisa, Lupu M. (1960) Contribuții la cunoașterea faunei de Rudisti din Senonianul Munților Apuseni. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol.* V, 4.
- Miyashiro A. (1961) Evolution of Metamorphic Belts. *Jour. Petrology*, 2, 3.

- Papiu Corvin V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. St. Acad. R.P.R.*, V, 1. București.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, XXVII. București.
- Pethö J. (1890) Ergänzungs — Aufnahme in den rechts — und linksferigen Teilen des Fehér — Köröstales, *Jber. k. ung. geol. R. A. f.* 1888.
- Ramberg H. (1952) The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago.
- Sander B. (1948) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Teile. Springer, Viena.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957). București.
- Savu H. (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea). *Mem. Com. Geol.* vol. VIII. București.
- Savu H., Neacsu Gh. (1962) Vulcanismul neogen din Bazinul Zarandului (Munții Apuseni). *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.
- Savu H., Gheorghită I., Vasilescu Al., Băloiu-Fărcașan Maria (1964). Geologia și petrografia părții de nord a Munților Semenic. *An. Com. Geol.*, XXXIV, 1.
- Savul M., Pomirleanu V. (1960) Profil paleogeotermometric în Carpații Orientali cu privire la cuarțul diferențiat din șisturile cristaline. *Anal. Șt. Univ. Iași*, VI, 2.
- Schreyer W., Kullerud G., Ramdohr P. (1964) Metamorphic conditions of Ore and Country Rock of the Bodenmais, Bavaria, Sulfide Deposit. *Neues Jb. Min.* B. 101, 1. Stuttgart.
- Schwartz G., Todd J. (1941) Comments on retrograde metamorphism. *Journ. Geol.* XLIX, 2.
- Sederholm J. (1933) On migmatites and associated pre-cambrian rocks of South-western Finland, I. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 58.
- Socolescu M. (1940) Studii geologice și miniere în Munții Metaliferi. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXVIII. București.
- Szadeczky-Kardoss E. (1959) On a P.T.C. rock system. *Geochemical conference of the Hungarian Acad. Sc. from 5 to 10 oct., 1959*. Budapest.
- Tilley C. E. (1925) Petrographical notes on some chloritoid rocks. *Geol. Mag. Lond.* 62, p. 309—319. Londra.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology. Mc. Graw-Hill, New York.
- Turner F. J., Weiss L. E. (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Mc. Graw-Hill, New York.
- Walton M. (1955) The emplacement of granite. *Am. Jour. Sci.* 253, p. 1—18.
- *** Annual report of the director of the Geophysical Laboratory 1956—1957. Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, Year Book 56. P. H. Abelson, Director.

PLANŞA I

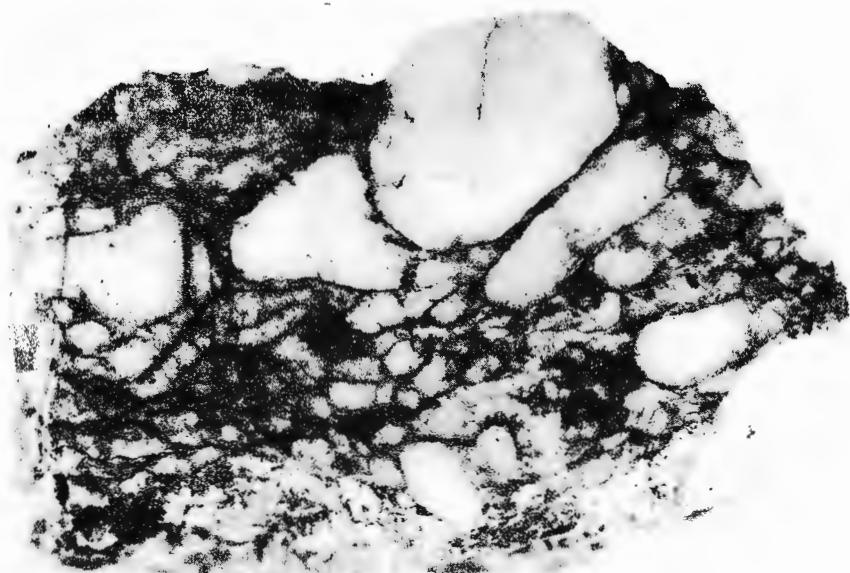
PLANŞA I

Fig. 1. — Conglomerat metamorfozat cu găleți de cuarț alb și ciment cuarțos. Pârâul Hurezului. Mărime naturală.

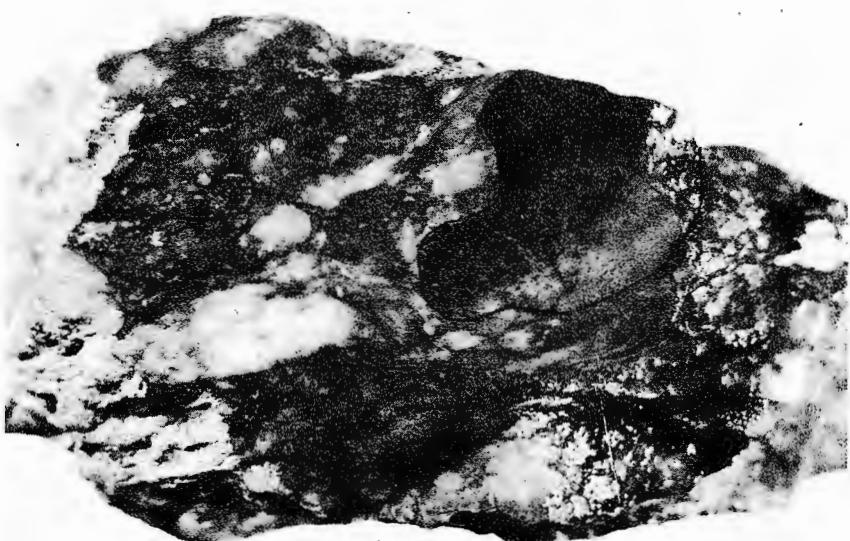
Conglomérat métamorphisé à galets de quartz blanc et ciment quartzeux. Vallée de Hurezu. Dimension naturelle.

Fig. 2. — Conglomerat metamorfozat cu găleți de cuarț cenușiu și ciment cuarțos sericitos. Pârâul Prundului. Mărime naturală.

Conglomérat métamorphisé à galets de quartz gris et ciment quartzo-sériciteux, Vallée de Prundu. Dimension naturelle.



1

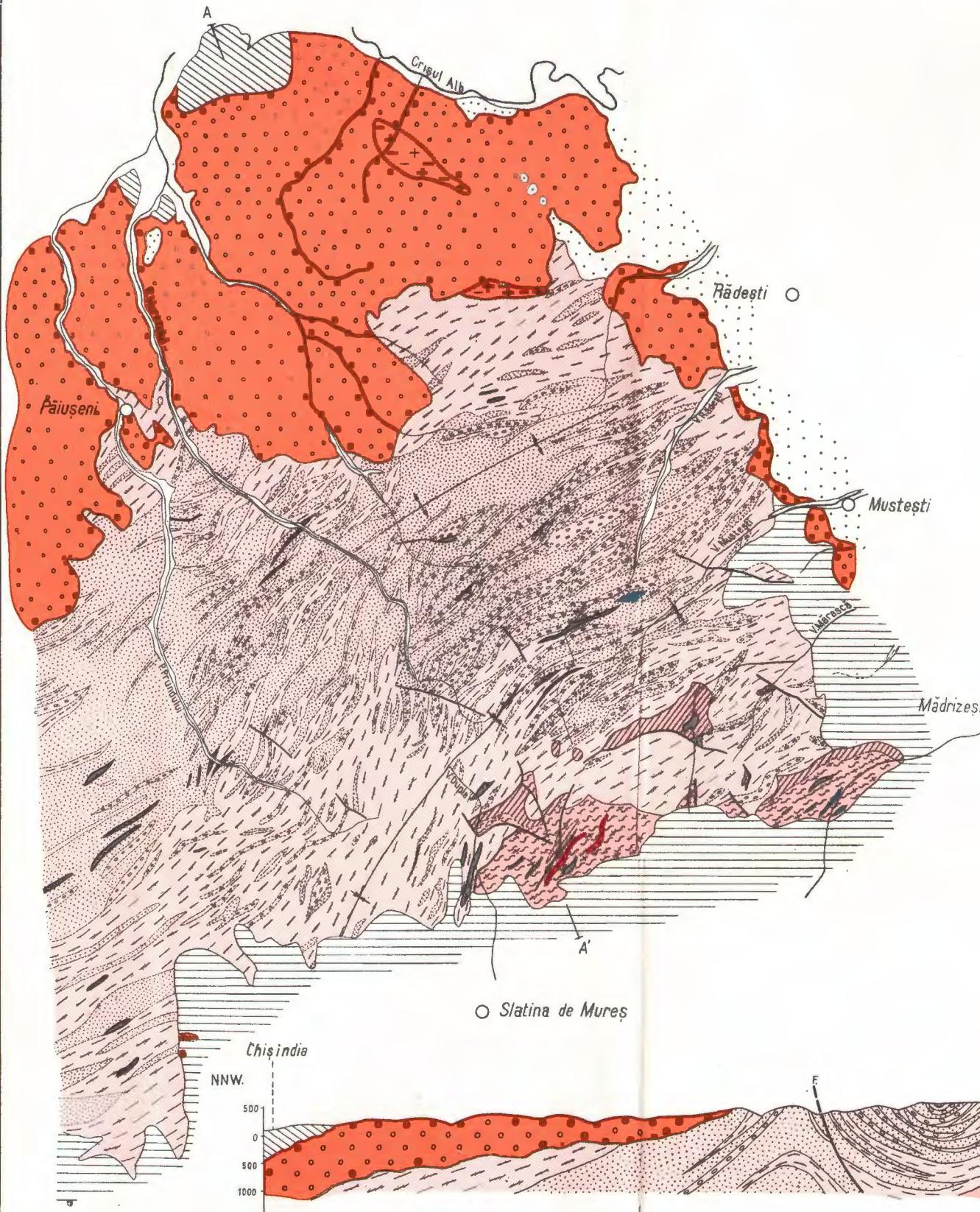


2

H.SAVU, M.BORCOȘ, I.HANOMOLO, ANTOANEȚA HANOMOLO, M.TRIFULESCU, CRISTINA IOANIDU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII PĂIUȘENI-MĂDRIZEȘTI (MUNTII DROCEA)

0 1 2 3 4 Km.



LEGENDA

1	Aluvioni
2	Pannonian
3	Sarmatian
4	a. Andezite cu piroxeni și andezite cu amfiboli b. piroclastite
5	Senonian
6	Şisturi cu cloritoid
7	Roci bazice metamorfozate
8	Roci metapelitice
9	Calcare cristaline
10	Roci metapsamitice
11	Roci metaporfirice
12	Zonă de diaforeză
13	a. Granitoide b. Migmatite
14	Calcare și dolomite cristaline
15	Amfibolite
16	Paragneise cu biotit și granat
17	Discordanță stratigrafică
18	Folie
19	Ax de anticlinal
20	Ax de sinclinal
21	Linie de profil

DONNÉES NOUVELLES SUR LA STRATIGRAPHIE
ET LA PÉTROLOGIE DES SCHISTES CRISTALLINS
DE LA PARTIE CENTRALE DES MONTS DE DROCEA.

PAR

H. SAVU, M. BORCOŞ, I. HONOMOLO, ANTOANETA HONOMOLO,
M. TRIFULESCU, CRISTINA IOANIDU

(Résumé)

Les schistes cristallins des Monts de Drocea appartiennent à deux séries métamorphiques : la série de Mădrizeşti, précambrienne, et la série de Păiuşeni, paléozoïque.

La série de Mădrizeşti, à sa partie inférieure contient des paragneiss à muscovite surmontés par des paragneiss et des quartzites à biotite et grenats. Des amphibolites et dolomies cristallines ou des calcaires à trémolites s'y intercalent. Les amphibolites et serpentinites représentent les produits métamorphisés du magmatisme initial qui s'est manifesté dans le géosynclinal précambrien. L'analyse chimique d'une pareille orthoamphibolite indique un magma leucogabbroïde.

Les schistes cristallins ont été injectés par des roches granitoïdes synorogènes autour desquelles se sont formées des migmatites artéritiques (fig. 1). Pendant leur mise en place, les intrusions étaient en „harmonie“ avec les schistes cristallins, s'adaptant à leurs conditions de pression et de température. Les manifestations du magmatisme synorogène furent suivies par des filons de pegmatite et de quartz. Les roches granitoïdes correspondent aux granites (magma leucogramitique) et aux granodiorites, dont les feldspaths potassiques sont représentés par le microcline.

La disposition monoclinaire des schistes de la série de Mădrizeşti du soubasement constitue le flanc méridional d'une structure anticlinale, recouvert par des schistes épimétamorphiques de la série de Păiuşeni. Cette structure plonge vers le SW (fig. 2 a). Elle a une symétrie monoclinaire (fig. 2 b), déterminée par le caractère des mouvements tectoniques.

Cette série cristalline a subi des conditions de métamorphisme qui correspondent à la zone à grenat du faciès amphibolitique, ainsi que l'indiquent les paragenèses des minéraux stables dans les différentes roches (pag. 194). La présence du grenat, de la trémolite et de la magnétite dans les para-

genèses mentionnées, indique une température de métamorphisme qui dépasse 500°C. Ultérieurement cette série a subi des phénomènes de rétrométabolisme pendant la métamorphose de la série de Păiușeni plus récente (fig. 4). On considère que l'eau nécessaire pour transformer les minéraux mélano-crates en chlorite, a été procurée par les solutions aqueuses, synmétamorphiques, des formations de cette dernière série. Ces solutions ont migré de la série épimétamorphique dans la série du soubasement à différentes profondeurs.

La série épimétamorphique de Păiușeni repose transgressivement sur la série de Mădrizești qui constitue le soubasement. Elle contient des termes du Paléozoïque inférieur et son métamorphisme s'achève au début de l'orogenèse hercynienne (260 millions d'années). Cette série est constituée par deux complexes (fig. 5) : un complexe inférieur et un autre supérieur.

Le complexe inférieur (fig. 5 a) est constitué par des métaquartzites séricito-chloriteux ou carbonatés, dans lesquels s'intercalent de nombreux niveau de conglomérats métamorphisés, conformément aux conditions de sédimentation rythmique du géosynclinal paléozoïque. Ces conglomérats remanient des galets de quartz blanc ou gris (Pl. 1, fig. 1 et 2). Les déterminations thermométriques à l'aide des inclusions de quartz (Tableau 1) ont témoigné que les galets remaniés appartenaient à une série épimétamorphique plus ancienne et à la série mésométamorphique du soubasement.

Le complexe supérieur a une prépondérance métapélitique (fig. 5b). Dans la zone de transition du complexe inférieur au complexe supérieur apparaissent de nombreuses alternances de métaquartzites, phyllites, roches basiques métamorphisées, métaquartzites feldspathiques et parfois des schistes à chloritoïdes. Dans toute la série de Păiușeni on rencontre les produits métamorphisés du magmatisme ophiolitique du géosynclinal paléozoïque ; ils y sont représentés par des métabasaltes et des métatufs basiques, incidemment par des roches porphyroïdes acides.

D'après ces caractéristiques, cette série correspond à une série flysch-choïde métamorphisée, sédimentée dans un géosynclinal affecté par des mouvements successifs de faible ampleur. Ces mouvements sont démontrés aussi par les fragments de schistes métapélitiques remaniés dans les formations des mêmes niveaux ou horizons. La formation du niveau à quartzites feldspathiques où se sont sédimentées de minces bandes d'oxydes de fer, de minéraux de cuivre etc., indique un climat aride pendant l'évolution de ce géosynclinal.

Au point de vue structural, la série de Păiușeni est caractérisée par des plis aux flancs à faible pendage (Pl. II) et orientés NS-SW. On a mesuré deux linéations (fig. 3a). Le diagramme structural indique un B-tectonite (fig 3b), dû au caractère du mouvement tectonique et à la composition hétérogène des formations.

Les dépôts prémétamorphiques ont été métamorphisés dans les conditions du faciès à schistes verts, — le sub-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite. On rencontre cette paragenèse dans tous les schistes pélitiques dont la paragenèse contient du chloritoïde et du disthène. Les conditions géologiques indiquent que la formation du chloritoïde dépend de la composition chimique des roches alumineuses. Ce minéral s'est formé lui aussi dans les roches affectées au contact des filons hydrothermaux de quartz.

Il est difficile de supposer que le niveau des schistes à chloritoïde et disthène était situé pendant le métamorphisme à 25 km de profondeur, comme les conditions expérimentales de S. P. Clark et collab. (1957) le démontrent. Aussi, les auteurs, considèrent-ils que la formation du disthène dans les conditions du faciès à schistes verts — la zone à chlorite — dépend de la composition chimique de la roche (31,29% Al_2O_3) et a été favorisé par des solutions aqueuses synmétamorphiques et par le stress.

Les déterminations thermométriques exécutées sur les inclusions liquides des lentilles de quartz concordantes aux schistes à chloritoïde et disthène indiquent la température d'environ 310°C. Par rapport à cette valeur, la roche à disthène est située au point D de la courbe TP préconisée par A. Miyashiro (fig. 7). Il en résulte que dans certaines conditions le disthène peut se former dans le métamorphisme progressif aussi à des températures inférieures à 500°C.

La série de Păiușeni est recoupée par des filons de quartz mésothermaux et hypothermaux, auxquels se rattachent des minéralisations de sulfures complexes. Ces filons se formèrent, après, ou vers la fin du métamorphisme, à des températures d'environ 330°—377°C (tableau 2).

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Păiușeni— Mădrizești (Monts de Drocea).

1, alluvion ; 2, Pannonien ; 3, Sarmatien ; 4a, andésite à pyroxène et andésite à amphiboles ; 4b, pyroclastites ; 5, Sénonien. Série de Păiușeni : 6, schistes à chloritoïde ; 7, roches basiques métamorphisées 8, roches métapélitiques ; 9, calcaires cristallins ; 10, roches métapsammitiques ; 11, roches métapséphitiques. Série de Mădrizești : 12, zone diaphorisée 13 a, granitoides ; 13 b, migmatites ; 14, calcaires et dolomies cristallins ; 15, amphibolites ; 16, paragneiss à biotite et grenat. 17, discordance stratigraphique ; 18, faille ; 19, axe d'anticlinal ; 20, axe de synclinal ; 21, A-A¹ position de la coupe géologique.

Dări de seamă ale Ședințelor
Vol. LIII/1 (1965—1966)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

PUNCTE DE VEDERE ASUPRA VULCANISMULUI NEOGEN
DE LA RACŞA — VAMA — CERTEZE¹⁾

DE

N. STAN, V. BIRLEA²⁾

Abstract

Some Viewpoints on the Neogene Volcanism of Racşa-Vama-Certeze. After a brief description of the rocks, the authors propose the following scheme for the Neogene volcanism evolution in the Racşa-Vama-Certeze (Baia Mare) area: during the Upper Tortonian-Sarmatian: rhyolites → andesites with hypersthene → pyroxene andesites, a short repose period, then during the Pannonian: quartziferous andesites → andesites with amphiboles → pyroxene andesites. Owing to their chemical composition the rocks approach the pacific province. The volcanism displays an inverse-recurrent character this being explained on the one hand by the existence of volcanic chambers with chemically different magmas, which have acted independently and sometimes simultaneously, and on the other hand by the fact that beginning with a primary basaltic olivine melt due to assimilation processes, syntectonic magmas were formed, which may differentiate. There are two moments of paroxysm in the volcanic activity which coincide with the pyroxene andesite eruptions.

Sectorul cercetat face parte din raionul Oaş-Negreşti, regiunea Maramureş, aparţine munţilor Oaş-Gutin şi este delimitat la nord de Valea Rea iar la sud de Valea Zugăului.

Prospecţiunile pe care le-am efectuat între anii 1960—1963 au necesitat şi cartarea foarte detaliată scara 1 : 10.000 a formaţiunilor eruptive neogene ceea ce ne-a permis o nouă interpretare a evoluţiei vulcanismului pentru acest sector.

¹⁾ Comunicare în şedinţă din 8 aprilie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Calea Griviţei, 64. Bucureşti.

Istoric. Între 1858—1944 cercetările geologice au avut un caracter foarte general ; K. Papp pentru partea sedimentară și E. Stoicovici pentru zona eruptivă au adus contribuțiile cele mai însemnate.

Din anul 1950 pînă în prezent întreaga regiune Baia Mare a făcut obiectul unor intense studii în vederea valorificării resurselor miniere.

M. Paucă și Th. Iorgulescu în anii 1950—1952 au determinat și microfauna depozitelor sedimentare de pe Valea Satului, valea Talna Mică, pîrîul Vărăria, pîrîul Puturoasa și pîrîul Bolindosu.

În 1954, I.C. Popescu și Ioana Marinescu¹⁾ cercetează eruptivul din regiunea Certeze-Remeț. Autorii descriu diverse tipuri de andezite piroxenice, tufuri și aglomerate.

R. Dimitrescu²⁾ tot în anul 1954 execută cartarea geologică între localitățile Vama și Blidari. Sînt descrise succint în raportul manuscris, formațiuni miocene, apoi andezite vechi, dacite, andezite cuartifere, andezite hiperstenice, andezite amfibolice și depozite pliocene. Autorul propune următoarea succesiune a extruziunilor, de la acid la bazic, pentru regiunea Baia Mare : riolite, dacite, andezite piroxenice, andezite bazaltice.

S. Seiceanu³⁾ efectuează în 1955 prospecțiuni geologice între localitățile Baia Mare și Seini. Cu această ocazie consideră vîrstă sedimentarului de pe dealul Tarda prin asemănare de facies, Sarmațian superior.

T. Ichim și V. Mușat⁴⁾ cercetînd depozitele sedimentare din bazinul Oaș-Negrești pun în evidență existența sinclinalului Racșa (1956).

D. Giușcă (1958) consideră trei faze eruptive în regiunea Baia Mare. Prima fază începe în Tortonian superior iar ultima se termină în Pliocen. În fază I-a Tortonian superior — Sarmațian inferior sînt grupate riolite, andezite de Seini și riolite de Mestecăniș. Faza a II-a cuprinde o variație gamă de dacite și andezite cuartifere (Sarmațian), iar faza a III-a andezite bazaltice de vîrstă pannoniană. În 1960 descoperă fenomenul de adularizare în regiunea Baia Mare și arată că acesta are caracter regional.

¹⁾ I. C. Popescu, Ioana Marinescu. Studiul geologic petrografic al eruptivului din regiunea Certeze-Remeț (Baia Mare). Manuscris. 1954. Arh. Com. Stat Geol. București.

²⁾ R. Dimitrescu. Raport asupra ridicărilor geologice din munții Oaș între Vama și Blidari. Manuscris. 1954. Arh. Com. Stat Geol.

³⁾ S. Seiceanu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi în regiunea Baia Mare — Seini. 1955. Arh. Com. Stat Geol.

⁴⁾ T. Ichim, V. Mușat. Cercetări geologice în regiunea bazinului Oașului (Baia Mare) D.G.P. 1956. Arh. Com. Stat Geol.

D. Rădulescu în perioada 1955—1957 studiază petrografia formațiunilor eruptive în sectorul Seini-Ilba-Nistru situat imediat la sud față de zona pe care o prezentăm. Autorul deosebește trei faze în evoluția vulcanismului încadrind suita efuziunilor după cum urmează: faza I andezite de Seini, riolite și dacite tip Sindileu (Tortonian superior — Sarmatian), faza II andezite cuartifere tip Piscuiatu (Sarmatian) și faza III andezite bazaltoide tip Ilba (Pliocen).

În 1964 Alexandra Sagatovici¹⁾ prezintă rezultatul cercetărilor sale întreprinse în bazinul Oaș-Negrești în perioada 1956—1958. Evoluția vulcanismului este grupată în trei faze: faza I tortoniană cuprinde tufuri verzi, dacite și perlite; faza II sarmatiană la care sunt repartizate andezite cu hipersten și andezite cu augit și hipersten și faza III pannoniană, în care sunt încadrate diverse tipuri de andezite cuartifere, microdiorite, bazalte, andezite piroxenice și dacite.

Recent, Fă. Marinescu (1964) reconsideră vîrsta unor depozite sedimentare din regiunea Baia Mare și ajunge la concluzia că sedimentele depuse pe dealul Tarda sunt pannoniene, corespunzătoare zonelor C + D din bazinul Vienei.

Întreaga activitate geologică desfășurată din 1950 și pînă în prezent a fost coordonată și îndrumată permanent de D. Giușcă și N. Gherasim.

I. Geologia regiunii

Sectoarele prospectate sunt alcătuite din roci sedimentare și eruptive. Depozitele sedimentare sunt reprezentate prin Tortonian superior, Sarmatian și Pannonian, iar formațiunile eruptive printr-o variată gamă de roci cfuzive neogene.

A) Depozitele sedimentare. Formațiunile sedimentare au caracter predominant marnos și sunt răspîndite atât la periferia zonei eruptive cât și în interiorul acesteia.

Tortonianul superior. Constituie fundamentalul regiunii dar la zi aflorează pe o suprafață restrînsă și anume în bazinul văii Puturoasa. Complexul litologic este format dintr-o alternanță de marne vinete-cenușii, marno-calcare, gresii silicioase galbene și roci piroclastice cu caracter rio-

¹⁾ Alexandra Sagatovici. Studiu geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș. Lucrare de doctorat și autoreferat Universitatea București 1964.

litic. Bancurile de piroclastite riolitice au grosimi variabile decimetrice sau metrice. Vîrsta depozitelor a fost stabilită — determinînd microfauna — de Th. Iorgulescu în 1952.

Ulterior în anul 1957, Alexandra Sagatovici cercetînd macrofauna acestor formațiuni sedimentare ajunge la concluzia că partea lor superioară trebuie repartizată Buglovianului.

Sarmațianul. Este mult mai bine dezvoltat decît Tortonianul. El a fost întîlnit la marginea zonei eruptive în partea nord-vestică a regiunii, fiind constituit din argile de culoare închisă, marne dure silicificate la care se adaugă subordonat gresii grosiere feruginoase.

În sedimentarul de la Racșa, Alexandra Sagatovici a separat cercetînd microfauna și macrofauna, patru orizonturi după cum urmează: pe pîrîul Puturoasa și pîrîul Băilor orizontul cu *Ervilia* și *Abra* (Buglovian) pe valea Lupului, valea Racșa și valea Bolindosu orizontul cu *Cardium pium* și *Cardium gleichenbergense* (Volhinian) + orizontul cu *Cardium ringeiseni* (Volhinian superior — Bessarabian inferior) iar pe valea Satului și pîrîul Săscura orizontul cu *Cardium politioanei* și *Cardium tenuicostatum* (Sarmațian mediu partea superioară).

În interiorul sectorului eruptiv depozitele sarmatiene apar ca butoniere pe valea Bradă, Talna Mare și pîrîul Mălușului cu aceleasi caractere petrografice descrise mai sus.

În probele pe care le-am colectat de pe pîrîul Mălușului, Mariana Iva a identificat formele: *Miliolina seminulum* (Linné), *Spirialis andrusowi* Kittl., *Articulina problema* Bögel., *Teinosptroma* sp., *Ostracoda* sp., etc., asociație de microfaună ce indică prezența Buglovianului.

La fel ca și depozitele tortoniene, formațiunile sedimentare sarmatice conțin deseori intercalări de piroclastite dar ele sunt aici de natură andezitică (apărîn andezitelor cu hipersten).

Pannonianul. Este constituit din marne argiloase, marne argiloase nisipoase, argile în care se află intercalate bancuri decimetrice de cărbuni, tufuri și aglomerate andezitice (cuarțifere + piroxenice). În acest facies a fost întîlnit pe pîrîul Someș, pîrîul Mălușului, pîrîul Săscura și valea Turului.

Probele din care au fost separate formele micropaleontologice, determinate de Mariana Iva, le-am colectat de pe pîrîul Someș de la contactul nemijlocit dintre sedimentar și eruptiv, eruptiv reprezentat aici prin andezite cuarțifere de Highișa. Andezitele se aşeză în poziții normale peste sedimentar. Dintre microformele identificate cităm următoarele: *Pontocypris extensa* Zal., *Paracypris balcanica* Zal., *Spanidontella intermedia* (Andrussov) etc. Ele indică prezența Pontianului.

O poziție deosebită ocupă petecul sedimentar de pe dealul Tarda. Gresiile silicioase-feruginoase cu urme de plante sunt considerate de F. I. Marinescu (1963), prin asemănare de facies cu gresiile silicioase fosiliere din dealul Tigherul, de vîrstă Pannonian mediu, corespunzător zonelor C + D din bazinul Vienei.

Cuaternarul. Este reprezentat prin grohotiș, conuri de dejecție, terase și aluviuni.

B) Formațiunile eruptive. Terenurile eruptive sunt formate din lave și piroclastite. Scurta descriere petrografică pe care o vom face va avea în vedere succesiunea erupțiilor.

Riolite, piroclastite riolitice, perlite. Am identificat un corp riolitic situat pe creasta dintre valea Mesteacănu lui și bazinul văii Puturoasa. Roca este omogenă, de culoare albă, cu ochiul liber distingându-se cristale de cuarț bipiramidal și feldspat. Riolutul este de obicei foarte alterat, coalinizat, sericitizat. Din punct de vedere mineralologic este constituit din ortoză, oligoclaz, cuarț, biotit, adular, calcit și minereu. Structura rocii este porfirică, textura masivă.

În jurul corpului riolitic menționat se dezvoltă piroclastite riolitice uneori intercalate în depozite sedimentare datele Tortonian superior — Buglovian (T. h. Iorgulescu, 1955; Alexandra Sagatovici, 1964).

Piroclastite riolitice reprezentate prin tufuri și aglomerate am mai întâlnit pe valea Berteș și valea Barș în apropiere de Viile Apa. Ele nu se află niciodată în stare proaspătă. Dimensiunile elementelor variază în jur de 0,2 — 10 cm diametru.

Perlitele aflorează sub formă de dykuri orientate nord—sud-vest pe valea Brada Mică și valea Tiganului pe lungimi ce nu depășesc 200—500 m. Culoarea lor este cenușie-maronie cu nuanțe sidefii. Structura perlitelor este sticloasă, radiară, textura fluidală. Sub microscop în afara perlelor de sticlă izotrope se observă și rare cristale de feldspat plagioclaz sericitizat, maclare polisintetic.

Andezite cu hipersten, piroclastite andezitice cu hipersten. Andezitele au dezvoltare redusă la Vama și Racșa pe valea Bolindosu, valea Birțului, valea Andriciu, valea Lupului și pîrul Tincușa. Considerăm vîrstă acestor lave Volhinian întrucît ele sunt cuprinse în depozitele sedimentare corespunzătoare.

Rocile andezitice cu hipersten au culoarea cenușie-neagră, textura masivă, structura afanitică sau vag porfirică.

Feldspatul este în general proaspăt, maclat polisintetic de regulă, mai rar după legea albit — Karlsbad. Structurile zonare sunt sporadice. Conținutul în anortit oscilează între 35—55% anortit (andezin-labrador). Hiperstenul participă în proporție de 3—4% la alcătuirea rocii; foarte rar se observă și cristale de augit. Dintre mineralele secundare amintim bastitul, hidrohematitul, cloritul și natrolitul.

Pasta este alcătuită din microlite de placioclaz, microgranule de magnetit și sticlă.

Pirolastitele andezitice cu hipersten repauzează peste lavele amintite și le-am întâlnit intercalate în sedimentarul Volhinian-Bessarabian inferior sau individualizate ca atare, formând rama nord-vestică a regiunii, ramă ce marchează limita eruptivului neogen cu sedimentarul bazinului Oaș-Negrești. Aceste pirolastite au aceeași compoziție mineralogică cu a lavelor andezitice și sunt reprezentate prin aglomerate, lapili și tufuri. Ele formează un nivel reper stratigrafic important, datorită continuității lor pe suprafețe mari precum și datorită vîrstei bine precizate. Elementele constitutive sunt în jur de 0,5—50 cm fiind cimentate fie cu lave fie cu material cineritic.

Andezite piroxenice de Seini, brecii silicificate adularizate. Andezitele piroxenice de Seini se aşează nemijlocit peste pirolastitele andezitice cu hipersten sau peste sedimentarul tortonian-sarmațian și au o dezvoltare impresionantă în sectorul Vama-Racșa-Viile Apa.

Datorită alterației seculare, andezitul de Seini a fost profund dezagregat și a căpătat un caracter poros, afinat, fapt care a ușurat mult circulația soluțiilor hidrotermale. Credem că astfel poate fi explicat caracterul regional pe care îl are alterația în adezitele piroxenice de Seini.

Roca, atunci când este proaspătă, are culoarea neagră-violacee, structura afanitică, textura masivă. Foarte frecvent însă andezitul este puternic metamorfozat hidrotermal. Propilitizarea se asociază foarte des cu fenomenele de silicifiere, caolinizare sau sericitizare. În general silicifierea este asociată cu procesul de adularizare, adularul dezvoltându-se mai ales pe seama placioclașilor, numai rareori substituie piroxenii. Cu totul excepțional am observat prezența bowlingitului născut pe seama hiperstenului. Compoziția mineralologică este următoarea: feldspat placioclaz reprezentat prin andezin-labrador, augit și hipersten. Pasta este constituită din microlite de placioclaz mai bazice decât fenocristalele, granule de piroxen, mag-

netit și sticlă. Structura masei fundamentale este intersertal-pilotaxitică, textura vag fluidală.

Breciile adularizate silicificate aparținând andezitului piroxenic de Seini sunt răspîndite în majoritatea cazurilor pe interfluvii. Culoarea lor este galben albicioasă. Elementele care constituie breciile sunt angulare sau subangulare, de dimensiuni ce nu depășesc 4—5 cm.

Sub microscop se observă fenocristale de feldspat plagioclaz, deseori complet substituit prin adular și foarte rar conture de piroxeni. Vacuolele din masa rocii sunt căptușite marginal cu limonit. Pasta este formată din microlite de adular, plagioclaz și cuarț secundar. Textura rocii este cvasifluidală, fenocristalele dar mai ales microlitele de adular și plagioclaz fiind dispuse ușor orientat. Silicificarea este așa de intensă încât uneori, fragmentele de brecie sunt complet substituite prin cuarț hidrotermal și calcedonie.

Andezite cuarțifere de Hîghișa, piroclastitele lor. Aceste andezite le-am întîlnit pe valea Talna Mare, pîrîul Someș și valea Brăda.

Macroscopic se observă fenocristale de plagioclaz și minerale melano-crăte de tipul piroxenilor și amfibolilor. Cu lupa se observă foarte rar cuarțul.

Sub microscop roca prezintă o structură porfirică și textură masivă. Compoziția mineralologică este următoarea: augit, hipersten, hornblendă deseori resorbită, cuarț și granule izometrice de minereu; cristalele de plagioclaz (andezin-labrador) conțin numeroase incluziuni de zircon, apatit și piroxen. Ca intercalații în curgerile andezitului cuarțifer de Hîghișa, am identificat și nivele de aglomerate cimentate totdeauna cu lave, care însă au o dezvoltare destul de redusă.

Andezite cuarțifere de Piscuiatu, piroclastitele lor. Cea mai mare dezvoltare o au andezitele cuarțifere pe teritoriul comunei Vama, formînd vîrfurile Arșița Mică și Dîmbul Comorii. Acestea sunt dirijate aproximativ pe un aliniament sud-nord. Pe o suprafață mai restrînsă, andezitele cuarțifere de Piscuiatu apar pe valea Țiganului în apropiere de izvorul de ape minerale Luna.

Andezitele cuarțifere de Piscuiatu se aşează peste andezitele de Hîghișa, raporturi care se observă în versantul stîng al pîrîului Someș.

În stare proaspătă roca are o culoare violacee; cînd este alterată culoarea devine albicioasă datorită caolinizării feldspaților.

Cuarțul ca fenocristale atinge dimensiuni pînă la 3 mm diametru, evidențiindu-se astfel și macroscopic spre deosebire de andezitul cuarțifer de Highișa.

Plagioclazul este andezin-labrador iar piroxenii sunt reprezentați prin augit și hipersten. Amfibolii au dimensiuni foarte reduse sub 0,2 mm lungime și sunt deseori resorbiți.

Structura rocii este hialopilitică, textura masivă.

Aglomeratele andezitului cuarțifer de Piscuiatu apar în bazinul superior al văii Bolindosu și pe valea Cornetu. Elementele au dimensiuni ce nu depășesc 15 cm, fiind prinse într-un ciment cineritic. Unele nivele sunt în alternanță cu marne argiloase pliocene.

Andezite cu amfiboli, piroclastitele lor. Aceste roci le-am întîlnit numai pe valea Tâlnă Mare unde apar sub forma unui stîlp.

Andezitele cu amfiboli se deosebesc de andezitele cuarțifere de Highișa și Piscuiatu prin larga dezvoltare a cristalelor de hornblendă (1—1,5 cm lungime), o participare mai mare a hornblendei, precum și prin lipsa cristalelor de cuarț. Altfel, mineralogia acestor roci este ca și pentru andezitele cuarțifere amintite destul de simplă: plagioclaz (andezin-labrador), hipersten, augit, hornblendă brună și granule izometrice de minereu. Pasta are structura pilotaxitică.

Aglomeratele andezitelor cu amfiboli apar sporadic pe valea Turului și dealul Gruiului stînd sub aglomeratele andezitelor bazaltoide de Ilba și respectiv peste aglomeratele andezitelor cuarțifere de tip Piscuiatu.

Andezite piroxenice de Ilba. Larga dezvoltare pe care o au aceste andezite nu poate fi comparată decît cu aceia pe care o au andezitele piroxenice de Seini. De altfel mai sunt și alte caraotere asemănătoare pentru aceste două tipuri de erupții: compoziția mineralologică și chimică, structura și textura lor.

Curgerile andezitelor de Ilba reprezintă ultimele manifestări ale vulcanismului în regiunea cercetată.

Andezitul de Ilba este constituit din feldspat plagioclaz (50—80% An), augit și hipersten. Dintre mineralele accesori încărcăm prezența magnetitului, a piritei și rareori a zirconului.

Structura rocii este porfirică sau vag fluidală iar structura intersertal-pilotaxitică.

Întrucît piroclastitele andezitului de Ilba, la Certeze — Negrești sunt intercalate uneori în sedimente ponțiene iar curgerile andezitului de Ilba

repauzează peste ele și peste andezitele cuarțifere și cu amfiboli, vîrsta lor trebuie considerată ponțiană sau postponțiană. În aceeași situație față de sedimentarul ponțian se află andezitul de Ilba și în sectorul imediat învecinat cu al nostru, la sud, în perimetru Seini — Ilba — Nistru (D. Rădulescu, 1957).

II. Chimismul rocilor

În cadrul Laboratorului de Chimie al Întreprinderii de Prospectiuni au fost efectuate, pentru șapte eșantioane, provenind din diverse tipuri de roci, analize complete de silicati. Acestea le-am adăugat două, luate din literatură. Analizele chimice a căror rezultate le prezentăm mai jos au o valoare documentară, pe de-o parte, pentru că prelucrarea lor aşa cum vom arăta, ne-a condus la concluzii deja formulate de D. Rădulescu (1958) în ceea ce privește chimismul rocilor din regiunea Baia Mare, pe de altă parte pentru că nu credem în cazul de față, în diferențierea rocilor dintr-o singură magmă, aşa cum vom arăta mai departe.

Pentru comentarea chimismului rocilor am calculat parametri Niggli și caracteristicile numerice după metoda Zavaritskii.

TABEL

Nr. crt.	Nr. probei	Denumirea rocii	Locul de colectare	Analist
1.	A	Andezit piroxenic de Ilba	Valea Soci	C. Popescu
2.	D	Andezit piroxenic de Ilba	Virful Pietrosu	F. Șoimaru
3.	150 A	Andezit cu hornblendă (Brezele ?)	Valea Talna Mare	S. Iliescu
4.	—	Andezit cuarțifer de Pis-cuiatu ¹⁾	Virful Arșița Mică	C. Pătroescu
5.	B	Andezit cuarțifer de Highișa	Valea Brada	F. Șoimaru
6.	E	Andezit cuarțifer de Highișa	Virful Highișa	C. Popescu
7.	C	Andezit piroxenic de Seini ²⁾	Valea Tâlna Mică	F. Șoimaru
8.	100	Andezit cu hipersten ²⁾	Valea Andriciu	A. Dănciulescu
9.	—	Riolit ¹⁾	Valea Căpitanului	F. Popaea

¹⁾ Analize chimice luate din lucrarea lui D. Rădulescu

²⁾ Analize chimice publicate în lucrările noastre anterioare.

Valorile

Nr. crt.	Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O
1	A	54,64	19,01	6,27	3,36	0,90	0,10	7,98	2,93
2	D	57,93	17,92	6,12	1,86	3,67	0,02	7,29	2,43
3	150 A	55,41	16,63	4,73	5,87	1,30	0,30	6,50	2,88
4	—	56,90	17,07	8,02	—	3,00	urme	9,12	2,88
5	B	58,86	16,65	2,53	4,02	2,04	0,02	6,59	2,75
6	E	58,32	17,56	7,13	1,42	1,30	0,10	7,20	3,18
7	C	55,80	18,95	6,06	2,58	3,71	0,04	7,36	2,56
8	100	58,85	20,77	1,16	5,17	1,40	0,72	5,25	1,68
9	—	73,10	13,90	0,21	1,45	0,75	0,02	0,22	3,57

Valorile Niggli

Nr. crt.	Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	Tip de magmă
1	A	170	35	28	26	10	0,14	0,15	+30	peléeitic
2	D	174	31	35	29	9	0,27	0,47	+38	peléeitic
3	150 A	183	32	35	23	9	0,04	0,18	+47	peléeitic
4	—	170	30	32	29	9	0,10	0,42	+34	peléeitic
5	B	203	33	29	24	13	0,29	0,36	+51	tonalitic
6	E	192	34	27	25	13	0,4	0,22	+40	tonalitic-
										peléeitic
7	C	160	32	36	22	9	0,25	0,44	+24	normal-dioritic
8	100	214	44	29	20	6	0,07	0,26	+90	cuarțdioritic-
9	—	406	40	14	1	45	0,52	0,46	+126	tonalitic engadinitic- aplitgranitic

Rocile provin, conform vederilor lui P. Niggli, din magme cal-coalcaline (fig. 1). Ele aparțin grupei magmelor dioritice cu excepția riolitelui care se repartizează la grupa magmelor granitice, tipul engadinitic-aplitgranitic.

Parametrul *si* are un interval de variație relativ restrâns, lăsând de o parte riolitele, ilustrat de limitele 214—160.

Aluminiiul participă la alcătuirea rocilor în cantități importante, concluzie ce se poate deduce atât din analizele chimice cât și din valorile „*al*“ cuprinse între 30—44. Aceasta, după cum menționează D. Rădulescu (1958), este un caracter esențial pentru chimismul rocilor din regiunea Baia

în oxizi

Nr. crt.	Nr. probei	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
1	A	0,78	0,52	0,17	0,12	—	2,48	0,10	99,36
2	D	1,49	0,55	0,07	0,02	—	0,63	0,56	100,56
3	150 A	0,24	0,17	0,11	0,17	3,64	—	1,56	99,51
4	—	0,52	0,78	0,25	0,16	—	1,35	0,15	100,20
5	B	1,74	0,55	0,09	0,02	2,39	1,81	0,73	100,97
6	E	1,39	0,62	0,18	0,14	—	1,10	0,08	99,72
7	C	1,35	0,68	0,12	0,03	—	0,71	0,89	100,84
8	100	0,17	0,50	0,11	0,17	—	0,14	3,38	99,47
9	—	5,85	0,32	0,09	0,02	—	0,51	0,33	100,34

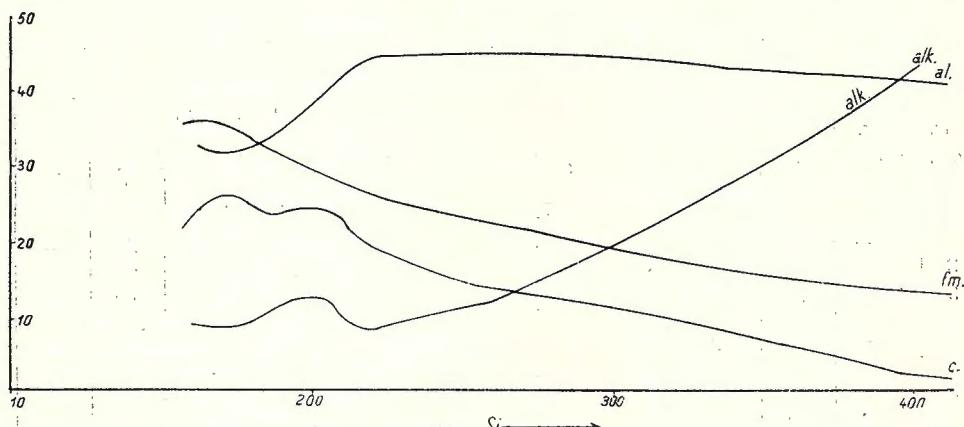


Fig. 1 — Diagrama de variație a valorilor Niggli
Diagramme de variation des valeurs Niggli

Mare. Creșterea cantității de SiO₂ nu influențează prea mult variația parametrului *al*. După o ușoară creștere la început, linia se menține aproksimativ orizontală.

Participarea continuă și constantă a mineralelor femice în toate tipurile de roci, exceptând riolitele, minerale grupate în diverse combinații cum ar fi augit + hipersten, augit + hipersten + hornblendă, ori hipersten + augit ± olivină¹⁾, este reflectată de parametrii *fm* a căror mărimi oscilează

¹⁾ R. Dumitrescu și I.C. Popescu menționează prezența olivinei în lăvete andezitului de Ilba pentru regiunea Vama-Blidari și Certeze.

lează în jurul cifrei de 30. Privind însă diagrama de variație a valorilor Niggli se constată totuși o ușoară descreștere a valorilor fm odată cu creșterea cantității de silice în intervalul 100—214. Apoi de la 214 spre 406 și linia fm capătă o alură vertiginosă descendentală.

Tot așa de incompatibil față de si ca și fm se comportă și valorile c , care determină cum se poate observa o linie paralelă cu linia fm situată totdeauna sub ea.

Un alt fapt care trebuie evidențiat și care vine să se încadreze în caracterele chimice generale ale rocilor din Baia Mare (după D. Rădulescu) este participarea oarecum redusă a alcaliilor. Singura excepție o fac și aici tot riolitele ($alk=45$).

Alte particularități chimice ale rocilor sunt evidențiate de diagrama vectorilor construită după metoda Zavaritski. În prealabil a fost necesară calcularea caracteristicilor numerice pentru fiecare tip de rocă în parte.

Nr. crt.	Nr. probei	Principali				Suplimentari					
		a	b	c	s	f'	m'	c'	n	t	γ
1	A	8,3	12	9,8	69	79	13,8	6,9	42	0,6	50
2	D	7,6	15	8,5	68	47	43	4	38	0,7	36
3	150 A	7,3	13,5	8,7	70	80	17,9	0,17	47,9	0,2	33
4	—	7,4	15,8	8,3	68	45,4	33,6	34,5	90,3	necalculat	
5	B	9,0	11,5	7,3	72	57	32	10,9	35	0,7	20
6	E	8,9	17,9	7,8	65	40	11,9	4,1	39,2	0,7	32
7	C	7,9	14,9	9,3	68	54	45	0,49	37	0,7	37
8	100	4	20,5	6,5	68	33,2	11,8	—	46,5	0,6	4,4
9	—	15,6	4,5	0,2	79,7	32,0	27,5	—	48,1	necalculat	40,5

Din această reprezentare grafică, (fig. 2), se poate deduce ușor conținutul relativ ridicat în magneziu, pentru majoritatea rocilor proiectate deoarece 6 vectori din cei 9 figurați în spațiul A S B sunt aproape verticali : 1, 2, 3, 4, 6, 7.

De asemenea se poate observa participarea mai mare a Na_2O față de K_2O la marea majoritate a rocilor analizate : 8 vectori din 9 cuprinși în suprafața C S B se abat la stânga foarte puțin de la verticală.

Riolitul și andezitul cu hipersten reprezentați prin vectorii 9 respectiv 8 sunt suprasaturați în aluminiă.

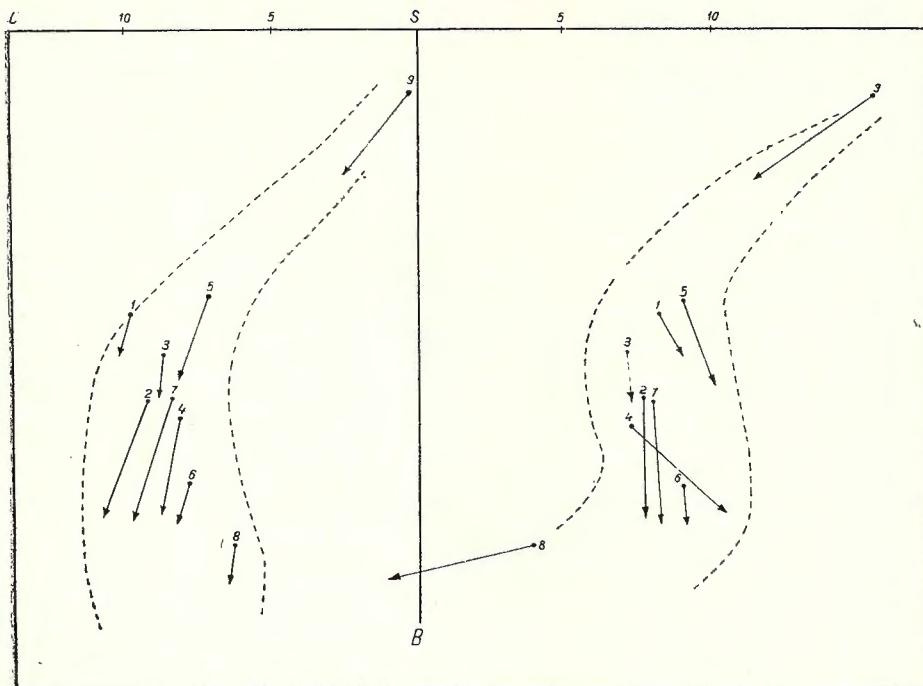


Fig. 2 — Diagramma Zavaritki
Diagramme Zavaritki

III. Tectonica și evoluția geologică a regiunii

Începuturile activității vulcanice sunt desigur în legătură cu scufundarea zonei pe care ulterior s-au instalat apele miocene. Formarea bazinului sedimentar Oaș-Negrești și începuturile manifestațiunilor efuzive neogene sunt rezultatul mișcărilor savice.

Primele efuziuni, au caracter acid, încep în Tortonian și continuă în mod cert și în Buglovian. Dovezi în acest sens sunt: prezența stâlpului riolitic de la Puturoasa și suita de tufuri și aglomerate riolitice adiacente, intercalate în depozite sedimentare tortonian-superioare — bugloviene. Trebuie să admitem că această activitate vulcanică cu caracter acid a funcționat în regiunea Baia Mare și în timpul Volhinianului dacă luăm în conside-

derație observațiile lui F. I. Marinescu (1963) care, pe valea Limpedea determină o faună caracteristică pentru acest etaj, într-un pachet de roci sedimentare, ce conține bancuri de pirolastite riolitice; dar tot în Volhinian au început să erupă la Vama și Racșa, pentru scurtă vreme, lave andezitice cu hipersten, ceea ce dovedește că în regiunea Baia Mare au activat uneori simultan, rezervorii magmatische independente, care au eliberat produse cu compoziție chimică deosebită¹⁾. După acest episod, activitatea vulcanică se produce destul de viguros, fapt mărturisit de apreciabila dezvoltare a pirolastitelor andezitice cu hipersten. Regiunea are acum aspectul unui arhipelag format din numeroase insule.

Depozitele sedimentare tortoniene și sarmătian-inferioare, împreună cu nivalele de tufuri, aglomeratele riolitice și andezitice intercalate au fost ușor cutate în bolte anticlinale și sinclinale, orientate aproximativ est-vest.

Dislocațiile disjunctive au pregătit în mod firesc terenul pentru următoarele veniri dar fracturile sunt imposibil de identificat întrucât au fost cicatrizate și mascate în timpul Sarmătianului mediu, de lavele andezitului piroxenic de Seini. Aceste andezite au caracter bazaltoid și găzduiesc acumulările de substanțe minerale utile.

Magmatismul înregistrează, în evoluția sa către sfîrșitul Sarmătianului un moment critic, atât din punct de vedere tectonic, cât și din punct de vedere al schimbării compoziției chimice; acesta este timpul când s-au născut breciile silicificate adularizate. Probabil, mecanismul desfășurării procesului a fost aici similar cu acela descris de A. Rittmann (1963) pentru regiunea vulcanică situată la est de Cairo și de Branca în Jura. A. Rittmann explică brecifierea rocilor drept rezultat al activității vulcanilor gazoși, activitate ce s-a produs fără aport însemnat de material magmatic propriu-zis (lave, pirolastite). Cităm: „Certaines éruptions initiales ne produisent rien d'autre que des gaz. Lorsque les explosions sont suffisamment violentes, des fragments des roches anciennes sont éjectés qui, retombant autour du

¹⁾ D. Rădulescu (1958) în sectorul Seini — Ilba — Nistru a intuit pentru prima dată această posibilitate și, fapt încă și mai semnificativ, pentru alte două categorii de roci. Cităm: „Considerăm că dacitele de tip Sindilit reprezintă, în restul regiunii, o formațiune sincronă rocilor trahitice din vest“ (pag. 252) apoi „Această ipoteză, a apariției sincrone a două tipuri de roci în puncte foarte apropiate, poate fi sprijinită de constatarea că în regiunea Baia Mare aparatele vulcanice sunt numeroase, și totdeauna de dimensiuni mici, situație care, foarte probabil este o urmare a existenței mai multor rezervorii magmatische; în cadrul acestora, evoluția magmelor a putut urma drumuri deosebite“ (pag. 253).

point d'éruption, forment une brèche de percement de cheminée "... ,Lorsque les explosions ont moins d'envergure, elles ne réussissent qu'à fracturer et à pulvériser plus ou moins les roches, sans provoquer d'éjection massive de matériaux fragmenté" (pag. 224).

În acest fel, placa andezitului de Seini deja consolidată a fost zdrobită sistematic în urma evoluției acestor „vulcani embrionari”, și dacă extruziunile nu au reușit deoît foarte greu și în mică măsură să se producă la suprafață ca brecii vulcanice de explozie, în schimb soluțiile hidrotermale care au urmat, găsesc posibilități de circulație pe numeroasele fracturi, ce-i drept uneori de mică anvergură, pentru a cimenta și uneori substitui complet prin silice și adular elementele constitutive¹⁾.

Sistemele de fracturi sunt două, orientate unul nord—sud-est (bazinul Puturoasa, valea Tiganului, valea Băilor Racșa), altul nord — sud-vest (bazinul Puturoasa).

Tot acum s-a produs propilitezarea pe scară regională a andezitului de Seini. Circulația soluțiilor hidrotermale a fost mult ușurată, datorită caracterului poros pe care roca l-a căpătat în prealabil prin procese de alterație seculară. S-au grefat succesiv și suprapus atfel pe seama andezitului de Seini, două feluri de alterare: o alterare exogenă materializată prin măcinarea profundă a rocii și o alterație endogenă atestată de circulația soluțiilor hidrotermale propilitezante.

După formarea breciilor, regiunea se scufundă treptat sub apele mării pannonice. Acum se depun sedimentele care azi au mai rămas ca petece pe crestele dealului Tanda și Barnici. O nouă ridicare²⁾ a masivului s-a produs la începutul sau puțin înaintea Ponțianului, în mod sigur în sectorul Viile Apa — Racșa și mai puțin sigur, în sectorul Vama — Certeze. Se pare că a existat o perioadă de acalmie în activitatea vulcanică înainte ca aceasta să-și regăsească cadența. Cert este că în Pannonian, începând din Ponțian, vulcanii își reiau activitatea și caracterul mai acid al efuziunilor revine; prezența andezitelor cuarțifere de Highișa și Piscuiatu dovedesc aceasta. Judecind după grosimea bancurilor de piroclastite (2—10 m) dis-

¹⁾ Participarea importantă a adularului în compoziția mineralologică a acestor roci, adică a potasiului se poate explica conform părerilor lui A. Rittmann, prin aceea că soluțiile hidrotermale în procesele de asimilare a rocilor carbonatate au antrenat în drumul lor ascensional ionii de Na și K. Ionii de potasiu s-au îmbogățit apoi rezidual în urma îndepărterii sodiului antrenat de gazele vulcanice.

²⁾ Mișcările repetitive, de scufundare și ridicare a eruptivului neogen, în regiunea Baia Mare, M. Paucă le numește „de basculă“.

punerea și răspîndirea lor față de lavele corespunzătoare, ajungem la concluzia că a existat în acel timp o activitate mixtă dar cu predominanță majoră a lavelor față de aglomerate.

Ulterior se conturează tendința evolutivă din nou spre bazic a magmelor : andezitul cu hornblendă este lipsit de cuarț și alături de piroxeni, hornblendă apare foarte bine individualizată și în cantitate mai mare.

Magmatismul neogen, în regiunea pe care am cercetat-o, expiră după eliberarea unor cantități impresionante de lave bazice. La început activitatea a fost intens explozivă, astfel s-a format al doilea nivel reper de aglomerate piroxenice. Unele banicuri din aceste piroclastite sunt prinse în sedimentarul ponțian. Lavele andezitului de Ilba se aşază peste ele, și în unele puncte nemijlocit peste andezitul cuarțifer de Highișa sau Piscuiatu.

Craterele vulcanice sunt foarte greu de identificat ; datorită dimensiunilor reduse, eroziunea le-a șters conturul morfologic destul de ușor. Bănuim doar, că ele au funcționat acolo unde azi sunt vîrfurile dealurilor : Comșa, Tarda, Dîmbul Comorii, Dealul Mic (Highișa), Coasta Caprei, vîrful Pietroasa.

Concluzii

Magmatismul în regiunea Racșa-Vama-Certeze, a cunoscut în evoluția sa două perioade importante de activitate — separate printr-o perioadă de liniște — cărora le corespund două serii eruptive¹⁾ :

Seria I : riolite → andezite cu hipersten → andezite piroxenice de Seini.

Seria II : andezite cuarțifere de Highișa → andezite cuarțifere de Piscuiatu → andezite cu hornblendă → andezite piroxenice de Ilba.

În ambele momente, seriile eruptive încep, după cum se observă, cu roci acide și sfîrșesc cu roci mai bazice, în amândouă situațiile trecîndu-se prin stadii intermediare.

În timpul Tortonianului superior — Sarmățianului, vulcanismul a avut o evoluție inversă, evoluție repetată după o perioadă de liniște, în Pannonian. Această evoluție se explică, pe de-o parte, prin existența mai multor camere magmatische, independente, plasate la adâncimi diferite, care au eliberat simultan sau succesiv produse deosebite din punct de vedere petrografic și chimic. În felul acesta ne explicăm și izocronismul andezitului cu

¹⁾ Folosim termenii de serie și timp, așa cum au fost preconizați de I. Atanasiu.

hipersten cu piroclastitele riolitice la un moment dat. Pe de altă parte pornind de la o topitură bazaltică cu olivină primară, prin fenomene de asimilație s-au născut magme secundare sintectice cu compozitie chimică deosebită, susceptibile de diferențiere.

Dacă în timpul Sarmațianului magmele sintectice au suferit un slab proces de diferențiere (andezite cu hipersten → andezite piroxenice de Seini), în Pannonian acest fenomen se accentuează, fapt dovedit de o mai mare variație petrografică : andezite cuartifere de Highișa → andezite cuartifere de Piscuiatu → andezite cu amfiboli → andezite bazaltoide de Ilba.

Diagrama Zavaritki și valorile parametrilor Niggli ne întăresc convingerea că inițial s-a plecat de la două tipuri de magme : una granitică, cealaltă bazaltică ; se poate observa privind diagrama Zavaritki și valorile parametrilor Niggli, poziția separată pe care o are riolitul față de restul rocilor.

Chiar dacă produsele mai vechi au fost acoperite în mare parte de venurile mai noi, privind harta ne dăm seama că cele mai mari cantități de material provin în urma emisiunilor de pirolastite, dar mai ales, de lave piroxenice, repartizate aproximativ egal, andezitului de Seini (Sarmațian mediu) și andezitului de Ilba (Pliocen). Au existat deci în regiunea Racșa-Vâma-Centeze două momente de paroxism în desfășurarea activității vulcanice, ambele manifestate înaintea perioadelor de liniște.

Piroclastitele andezitului cu hipersten cît și cele ale andezitului piroxenic de Ilba formează nivele stratigrafice reper, primele de vîrstă Volhinián — Bessarabian stînd totdeauna sub andezitul de Seini, celelalte de vîrstă Ponțian, situate constant sub placa andezitului de Ilba.

Activitatea vulcanică, pe măsura evoluției sale în timp, s-a deplasat progresiv în spațiu, de la vest la est, concluzie ce se deduce din imaginea cartografică a regiunii.

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1964) Curs de Geologie generală. Partea I : Fenomene magmatische. București.
- Giușcă D. (1958) Evoluția vulcanismului din reg. Baia Mare. *Congresul Asoc. Carpato-Balcanică* Kiev.
- Giușcă D. (1960) Adularizarea vulcanitelor din reg. Baia Mare. *Acad. R.P.R. Stud. și Cerc. geol.*, V, 3. București.
- Ianovici V., Giușcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghită I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul excursiilor (Baia Mare) *Asoc. Geologică Carpato-Balcanică*, Congresul V. București.

- Iorgulescu Th. (1955) Microfauna unor profile din Sedimentarul zonei eruptive a reg. Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX. Bucureşti.
- Marinescu Fl. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul din reg. Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* L, 2. Bucureşti.
- Faucă M. (1953) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII. Bucureşti.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Edition française par H. Tazieff. Paris VIe.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI. Buc.
- Stan N., Bîrlea V. (1964) Asupra caracterului piroxenic al andezitelor sarmațiene de la Racșa — Seini (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* L, 2. Bucureşti.
- Stoicovici E. (1987) Separări și succesiuni magmatische în masivul eruptiv din regiunea cuprinsă între „Tara Oașului“ și „Tara Chioarului“. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj* VI, 1—2.

POINTS DE VUE SUR LE VOLCANISME NÉOGÈNE
DE RACȘA-VAMA-CERTEZE

PAR

N. STAN, V. BÎRLEA

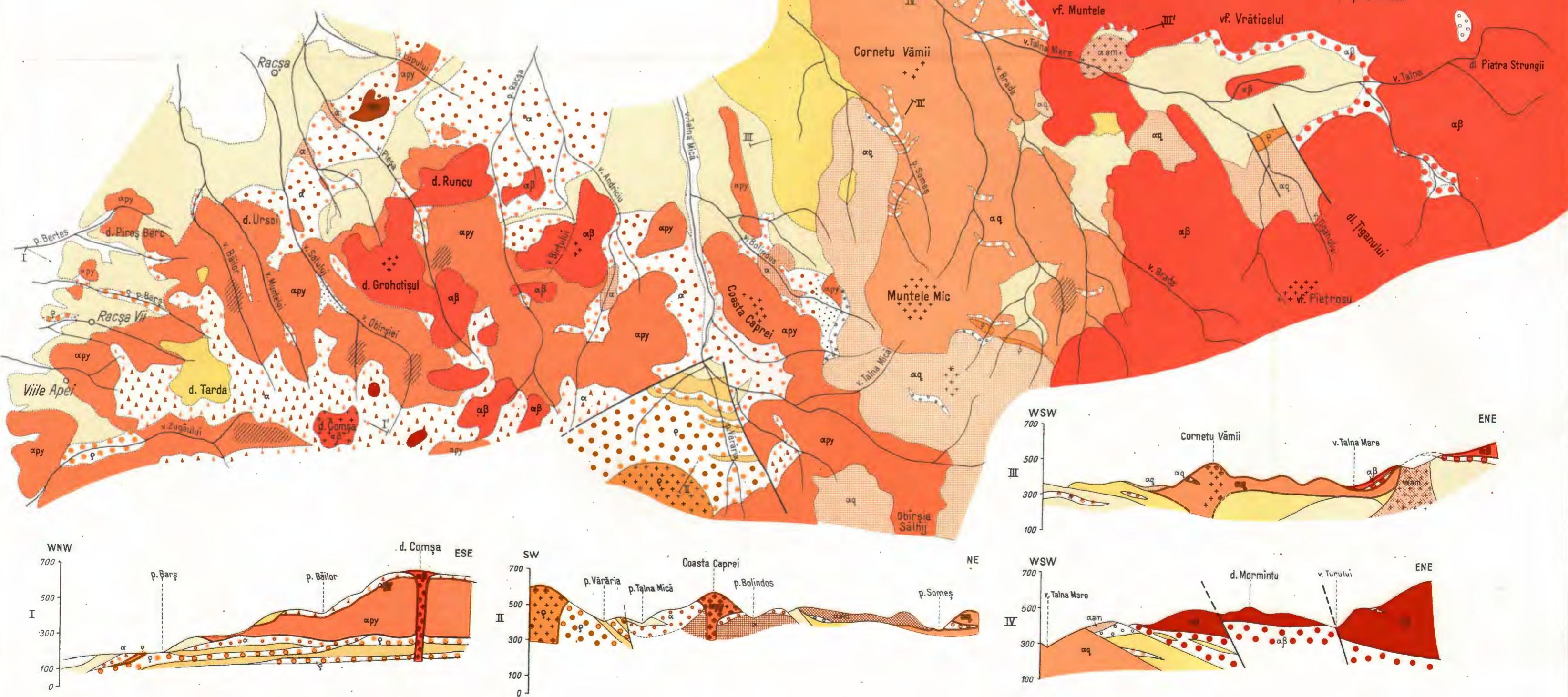
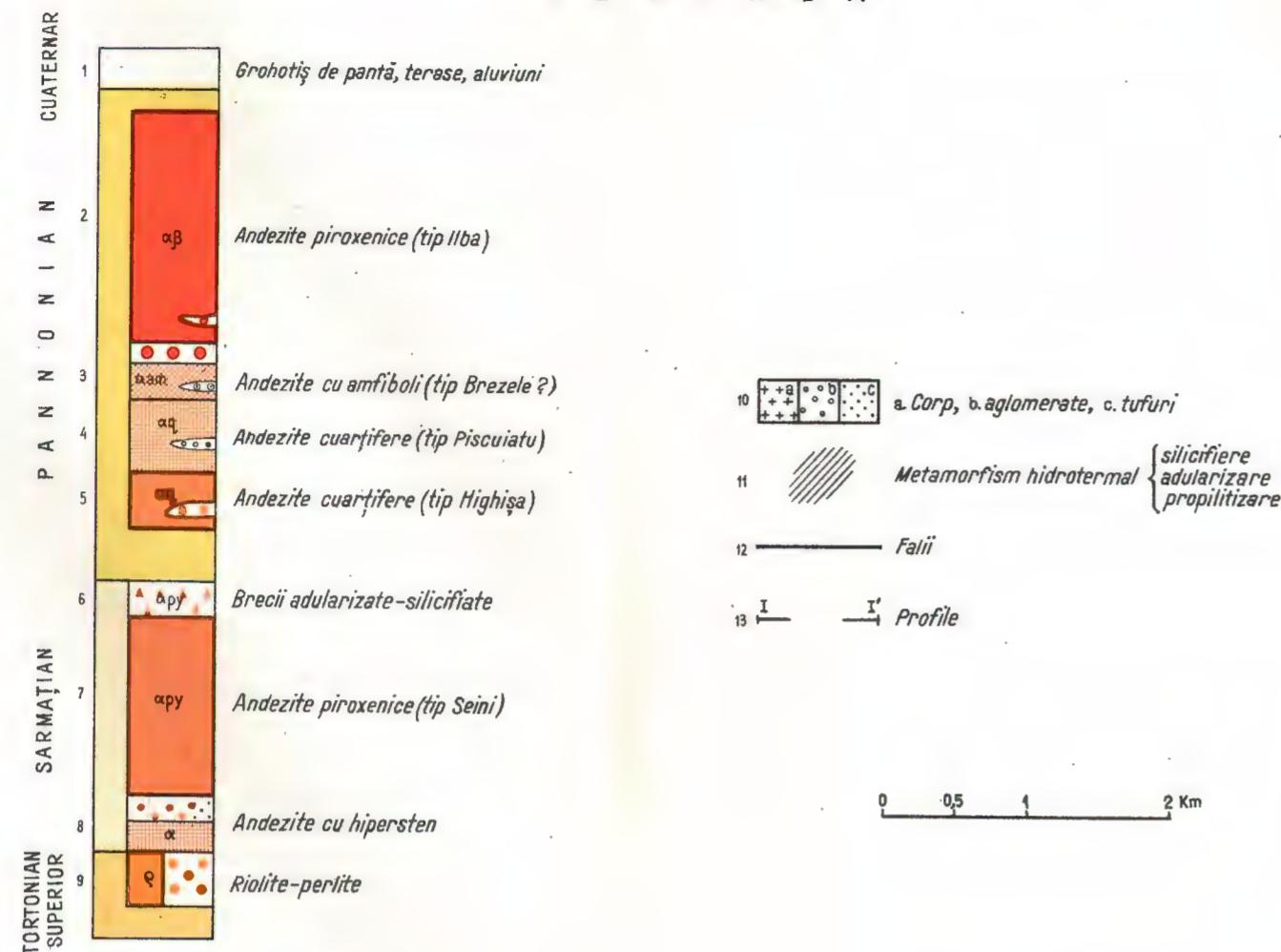
(Résumé)

Une brève description des roches effusives et sédimentaires néogènes et la présentation de leurs rapports — pour le secteur Racșa-Vama-Certeze (Baia Mare — nous font conclure que les premières éruptions se situent au Tortonien supérieur. Elles sont représentées par des rhyolites et pyroclastites rhyolitiques. Cette activité magmatique acide se poursuit au Buglowien aussi. Suivent de faibles manifestation à caractère basique au Volhynien, représentés par des laves andéstiques à hypersthène. Comme dans d'autres secteurs de la région Baia Mare, à savoir dans la Vallée de Limpedea, dans les dépôts volhyniens se trouvent intercalés des bancs de pyroclastites semblables aux pyroclastites rhyolitiques mentionnés, on suppose que des chambres magmatiques dont la composition chimique a été différente au commencement ont fonctionné simultanément et indépendamment ; le phénomène avait déjà été saisi et signalé dans la région Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare) pour deux autres types de roches (D. Rădulescu, 1958).

N. STAN - V. BIRLEA

HARTA GEOLOGICĂ RACSA-VAMA-CERTEZE (BAIA MARE)

LEGENDA



Dans le secteur Vama-Racșa-Certeze la manifestation du volcanisme a été violemment explosive durant le Vollhynien supérieur-Bessarabien. Les bancs de pyroclastites à extension appréciable, affleurant surtout au bord septentrional de la zone éruptive en sont la preuve. Au point de vue minéralogique et chimique ils sont identiques aux laves andésitiques à hypersthène.

Suit, pendant le Sarmatien moyen, la mise en place des andésites pyroxéniques (à hypersthène et augite) du type Seini. Elles sont largement répandues et parfois profondément transformées par une altération exogène séculaire et par une altération endogène hydrothermale. Il s'est ensuivi la propilitisation intensive et extensive de la roche.

Vers la fin du Sarmatien probablement sont apparues les brèches silicifiées-adularisées, par suite de l'activité des éruptions gazeuses, aux dépens de l'andésite pyroxénique de Seini. Il est possible que le mécanisme du déroulement du processus y ait été semblable à celui décrit par Rittmann pour la région volcanique située à l'E du Caire et de Branca dans le Juras.

Le Pannonien débute par une période de calme, lorsque le S de la région au moins s'affaisse dans l'anonymat de la mer néogène. Les lambeaux de Sédimentaire de la colline Tarda et Barnici en sont la preuve.

Après l'exondation de la région, l'activité magmatique retrouve sa cadence. Successivement, des laves et des pyroclastites à caractère plus acide sont mis en liberté : andésites quartzifères de Highișa, andésites quartzifères de Piscuiatu; suivent les andésites à amphiboles et, finalement, d'importantes quantités de pyroclastites, formant un niveau repère, mais surtout des laves andésitiques à pyroxène du type Ilba.

Les roches qui constituent le secteur étudié peuvent être attribuées à deux séries éruptives :

Première série : rhyolites → andésites à hypersthène → andésites pyroxéniques de Seini.

Seconde série : andésites quartzifères de Highișa → andésites quartzifères de Piscuiatu → andésites quartzifères à amphiboles → andésites pyroxéniques de Ilba.

Aux deux moments les séries commencent par des roches acides — intermédiaires et s'achèvent par des roches plus basiques.

La manifestation complexe du volcanisme pourrait s'expliquer si l'on supposait l'existence des réservoirs magmatiques sans lien entre eux.

lisés à diverses profondeurs, à composition différente de celle des magmas ou bien la formation de magmas secondaires syntectiques à partir d'un magma primaire basaltique à olivine, capables de différenciation. Les roches rhyolitiques, donc, n'ont probablement aucun rapport consanguin avec les autres roches formées par suite de la différenciation des magmas secondaires syntectiques. C'est ce que semblent d'ailleurs prouver les paramètres Niggli et le diagramme Zavaritski aussi. C'est une explication assez satisfaisante qu'on peut donner de l'isochronisme et de l'hétérochronisme des roches pour la région Baia Mare.

L'activité volcanique enregistre deux moments de paroxisme les deux ayant précédé des périodes de calme et étant simultanés aux éruptions des andésites pyroxéniques.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique Racsa-Vama-Certeze (Baia Mare).

Quaternaire : 1, éboulis de pentes, terrasses, alluvions. Pannonien : 2, andésites pyroxéniques (de type Ilba); 3, andésites à amphiboles (de type Brezelle?); 4, andésites quartzifères (de type Pisculatu); 5, andésites quartzifères (de type Highisa). Sarmatien : 6, brèches adularisées-silicifiées; 7, andésites pyroxéniques (de type Seini); 8, andésites à hypersthène. Tortonien supérieur : 9, rhyolites-perlites. 10, a -- corp ; b — agglomérats; c — tufs; 11, métamorphisme hydrothermal (silicification, adularisation, propilitation); 12, failles; 13, coupes géologiques.

CONSIDERAȚII ASUPRA CRISTALINULUI DIN PINTENUL
DE BAIA DE ARIEȘ¹⁾

DE
R. ȘTEFAN²⁾ A. ȘTEFAN³⁾ T. URCAN²⁾

Abstract

Considerations on the Crystalline of the Baia de Arieș Spur. The crystalline schists are described, and some new elements on the petrogenesis of the crystalline schists and granitic rocks of the region are given. The relationship between the metamorphism degree of the schists and the granitic intrusion is pointed out, and the genesis of the pegmatites is discussed. At the same time the presence of marmorean limestones in the region and the tectonic-structural, as well as the age relationship of limestones with crystalline schists and granites are examined.

În campaniile de teren din anii 1962, 1963, 1964 am cartat Pintenul cristalin de Baia de Arieș. Perimetru cercetat ocupă în parte teritoriile localităților Baia de Arieș, Geamăna, Vința și Mămăligani (Mogoș)⁴⁾.

Cristalinul din această zonă se dezvoltă pe direcția generală NE-SW având lățimea de peste 5 km și o lungime de cca 15 km. Cercetările noastre s-au desfășurat la SW de bazinul văii Cioara pînă la valea Șasa, care delimitizează cristalinul și formațiunile cretacice pe marginea vestică și sud-vestică și pînă în bazinul superior al văii Poenița unde cristalinul se afundă sub aceleasi formațiuni cretacice. Văile mai importante ce străbat

¹⁾ Comunicare în ședință din 25 martie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospeții, Calea Griviței nr. 64. București.

³⁾ Institutul de Geologie-Geografie al Academiei Republicii Socialiste România. Str. Dr. I. Burghela nr. 1, București.

⁴⁾ La întocmirea hărții geologice anexe, au participat de asemenea și geologii Gr. Moțoi, Alexandra Moțoi, V. Arbore, Constanța Neagu-Rifaat.

zona sănt: valea Lacului, valea Ambrului, valea Hărmăneasa și valea Poenița cu afluenții lor, toate fiind tributare râului Arieș.

Relieful este puternic diferențiat și variat datorită naturii litologice foarte variate a formațiunilor ce constituie această zonă. Prezența masivelor granitice, calcaroase și a aparatelor vulcanice neogene au condiționat nașterea unor forme de relief pozitive, variate, cu înălțimi mari (față de nivelul de bază de eroziune) și cu versanți abrupti. De la NE spre SW se evidențiază o serie de dealuri cu înălțimi treptat mai mari ca Pleșul, Baia Roșie, Colții Lazărului, Poartășul, Colții Caprei, Poenița, Măzăratul și Surligata.

Formațiunile geologice ce apar în Pintenul de Baia de Arieș sănt reprezentate prin: șisturi cristaline; roci granitice; calcare marmoreene; formațiuni cretacice; roci eruptive neogene.

În această notă ne vom referi numai la șisturile cristaline, rocile granitice și calcarele marmoreene.

Prin importanța ei minieră, regiunea Baia de Arieș a atras atenția cercetătorilor din cele mai vechi timpuri, la început efectuându-se cercetări în subteran, iar mai tîrziu și la suprafață. Pentru prima dată regiunea Baia de Arieș a fost consemnată într-o lucrare științifică, în anul 1780 de către I. E. Fichtel, lucrare intitulată „Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen“.

Cercetări științifice propriu-zise încep abia în secolul al XIX-lea. Dintre cercetătorii care s-au ocupat de această regiune menționăm că Fr. Posen în 1875 grupează eruptivul terțiar din patrulaterul aurifer în patru zone. De asemenea, în această lucrare el emite idei generale asupra structurii geologice a regiunii Baia de Arieș, admînd continuitatea între cristalinul de Baia de Arieș și cel de Trascău.

G. Cornea, în anul 1896, elaborează o lucrare intitulată „Raporturile geologice și miniere ale regiunii Baia de Arieș“, în care împarte rocile de aici după vîrstă, în patru clase: roci cristaline (șisturi și calcare), formațiuni secundare (gresia carpatică), formațiuni terțiare (rocile eruptive), aluviu și diluviu.

Alte lucrări se datorează lui M. Pálfy, P. Rozloznik, T. P. Ghîțulescu și M. Socolescu, Y. R. Cochet și M. Ilie.

Începînd cu anul 1955 și continuînd pînă în anul 1958, M. Fărăcanu prezintă rapoarte geologice însotite de hărți și profile la scara 1 : 10 000. Ceva mai tîrziu, în 1959, Olivia Romanescu și Maria

Gheorghiu prezintă un raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Baia de Arieș din zona lucrărilor miniere, însotit de o hartă la scara 1 : 2 000.

Şisturile cristaline

Şisturile cristaline ce apar în această zonă, sunt reprezentate prin : şisturi cristaline în facies epizonal de metamorfism; şisturi cristaline în facies mezozonal de metamorfism.

Şisturi cristaline în facies de metamorfism epizonal. *Şisturi cuartice sericitoase cloritoase și grafitoase.* Aceste şisturi ocupă o suprafață relativ restrânsă în partea de N și NE a perimetrului în bazinile inferioare ale văilor Hărmaneasa, Lacului și Cioara ; iviri reduse mai apar în partea de W și SW ; uneori atât de mici și neregulate încât cartografic nu este posibilă separarea lor.

Acste roci prezintă un aspect obișnuit, au culoare cenușie-argintie sau negricioasă cînd sunt grafitoase. Sunt adesea friabile și se separă în plăci. Prezintă microondulații de liniație pe fețele de separație. Benzi în general puternic redresate avînd înclinări mari și direcții, local observate, destul de variate.

Sub microscop prezintă textură pronunțat șistoasă, structură grano-lepidoblastică și o compoziție mineralogică simplă reprezentată prin cuarț, sericit, subordonat clorit, pe alocuri grafit, iar ca minerale accesorii turmalină, oxizi de fier etc. Unele dintre aceste roci mai bogate în mice hidratare, constituie intercalații de șisturi sericito-cloritoase, evidențiind mai puternic efectele de microcutare.

În masa acestor roci apar și intercalații de cuarțite negre și cenușii, vărgate (valea Hărmaneasa) cu grosimi mici și dezvoltare redusă pe direcție ; coloritul lor este dat de materialul pulverulent de grafit diseminat sau dispus în benzi în masa cuarțitelor șistoase sărace în mice. Aceste intercalații sunt mai compacte, dure, spărgîndu-se angular ; pe fisuri se observă adesea infiltrări feruginoase.

Într-o proporție mai scăzută se află intercalații de calcare cristaline și șisturi calcaroase, formate din calcit maclat polisintetic și foarte puțin sericit. Textura este slab șistoasă marcată de alungirea calcitului după o direcție preferențială.

Acste roci se dezvoltă în bazinul văii Ambru (Baia de Arieș), văii Pietrei (Geamăna) și văii Tiocului (Vința).

Sisturi cristaline în facies de metamorfism mezozonal. Aceste roci ocupă suprafața cea mai mare din cuprinsul perimetrlui cercetat. După paragenezele pe care le prezintă putem separa :

Sisturi cuarțitice cu sericit sau muscovit, biotit, granat și staurolit. Megascopic aceste roci au aspect apropiat de cele de tip epizonal, deosebindu-se prin apariția fenoblastelor de muscovit, biotit, granat și mai rar staurolit. Rocile acestea constituie formațiunea de bază a seriei cristalofiliene și ocupă bazinul superior al văilor : Macului, Mestecenilor, Ambrului, Hărmăneasa, Socilor, Caprei precum și al văilor : Șasa, Poenița etc., înconjurând în întregime ivirile de roci granitice ce ocupă partea central sud-estică a pintenului cristalin.

Sub microscop prezintă structură granolepidoblastică și textură șistoasă. Granulația rocii este medie dar pe fondul rocii se remarcă prezența fenoblastelor de biotit și granați, mai rar de staurolit.

Cuarțul se dezvoltă granular, adesea izometric, cu dimensiuni cuprinse între 0,4—1 mm. Este puțin alungit după planul de șistuozitate. Granulele de cuarț sunt în general lipsite de extincție ondulatorie, aspect care este izbitor contrastant față de cel al cuarțului din sisturile epizonale.

Biotitul este un constituent frecvent al acestor roci. Se dezvoltă în fenoblaste cu dimensiuni cuprinse între 0,3—1,8 mm, dispus cel mai adesea transversal, clivajul bazal al fenoblastelor fiind înclinat cu 20—30° față de planul de șistuozitate.

Sericitul apare de asemenea frecvent în foite care formează benzi ce alternează cu cuarțul.

Tabloul compoziției mineralogice este completat de prezența albitalui, în granule numeroase cu dimensiuni de 0,04—0,1 mm ϕ și de prezența granatului, care de obicei apare în cristale idiomorfe, uneori ușor fisurate și alungite după direcția de șistuozitate.

Staurolitul a fost întâlnit în cîteva secțiuni provenind din NW regiunii și se caracterizează prin dezvoltarea poichiloblastică. Conturele sale fiind neregulate și ușor curbate sugerează formarea sa sincinematică.

În funcție de proporția în care participă diferenți compozienți mineralogici la alcătuirea formațiunilor cristalofiliene ce alcătuiesc formațiunea de bază se pot separa mai multe varietăți de roci și anume : cuarțite cu biotit ; sisturi cuarțitice cu sericit, muscovit, biotit \pm granați ; sisturi sericitice (muscovitice) cu biotit, albă \pm granați \pm staurolit.

Prin creșterea conținutului de feldspat rocile au aspectul unor gnaisе și stoase a căror compoziție este dată de prezența cuarțului, feldspaților alcalini și biotitului.

În porțiunile din imediata apropiere a intruziunii granitice — unde influența acesteia a fost deosebit de intensă — în locul varietăților de roci amintite mai sus apar micașisturi cu două mice și granați, bine dezvoltăți (4—6 mm \varnothing) și gnaisе cu două mice și granați.

Unele roci cu caracter petrografice deosebite, ca de exemplu cuarțe biotitice, șisturi muscovitice cu granați etc., apar ca intercalații cu grosimi de ordinul metrilor astfel că o delimitare cartografică a acestora este imposibilă.

Roci amfibolice. Aceste roci apar sub formă de lentile concordante prinse în micașisturile cu granați.

Astfel de iviri se întâlnesc pe culmea Stânișoara, în bazinul văii Hărmaneasa și valea Poenița.

Acestea sunt roci de culoare închisă, neagră-cenușie-verzuie, com-paote, dure și se caracterizează printr-o șistuozitate mai puțin pronunțată.

Cu ochiul liber se pot distinge cristale mai bine dezvoltate de hornblendă sau biotit.

Sub microscop amfibolitele pun în evidență o compoziție mineralologică relativ simplă, reprezentată prin hornblendă verde, în cristale prismatice bine dezvoltate, biotit care se dispune de regulă transversal, plagioclaz (albit, oligoclaz) maclat albitic polisintetic și cuarț.

Calcare cu silicati. În masa șisturilor cristaline de la Baia de Arieș se întâlnesc numeroase intercalații concordante de calcar cristaline, dar din cauza dezvoltării reduse a acestora nu toate au fost reprezentate cartografic. Ivirile cele mai bine dezvoltate se află pe valea Ambrului (Baia de Arieș), pîrîul Chișenilor și pe pîrîul Băilor (Mogoș). Aceste calcar sunt roci de culoare albă, grăunțoase, cu o textură evident șistoasă.

Șistuozitatea este evidențiată de plane paralele pe care se dispune muscovitul.

Sub microscop calcarele cristaline prezintă o structură granolepidoblastică și o textură orientată.

Compoziția mineralologică este dată preponderent de calcit în cristale aproape echigranulare, ușor alungite. În asociație cu calcitul mai apar următoarele minerale: muscovit în cantități relativ mari, biotit, zoizit și feldspat plagioclaz de regulă un andezin maclat.

Mineralele amintite se dezvoltă în cristale cu dimensiuni mici.

Rocile complexului granitic

Rocile granitice care apar în cadrul regiunii cercetate de noi ocupă partea centrală a acesteia formând un nucleu granitoid înconjurat de sisturi cristaline. Pe alocuri peste acest nucleu se află mici petice de calcar marmoreene, sau apar mici lentele de calcare cu silicati prinse în sisturi cristaline. De asemenea masa rocilor granitice este străbătută de numeroase filoane pegmatitice a căror grosimi variază de la cîțiva centimetri pînă la 5—8 m.

Din punct de vedere petrografic atât pe teren cât și în laborator se pot distinge faciesuri diferite ale rocilor granitice ; neomogeneitatea litologică este însă de așa natură încît o reprezentare cartografică este extrem de dificilă. Se observă în special modificări în granulația rocii, remarcindu-se că faciesurile cu țesut de bază microgranular, sau de granulație mai redusă, prezintă unele plaje de cristale de cuarț sau feldspat larg dezvoltate, în timp ce rocile normal granulare, sunt în general mai puțin porfirice. Se poate constata că în rocile cu granulație măruntă cantitatea de biotit este mai mică și în general acesta are dimensiuni mici în timp ce rocile normal granulare au o cantitate de biotit mai mare și cristalele sunt mai larg dezvoltate.

Rocile granitice sunt compacte, în general cu texturi masive pînă la slab șistoase, prezintînd crăpături după direcții aproape rectangulare.

Sub microscop rocile prezintă o compoziție mineralologică simplă reprezentată prin cuarț, microclin, plagioclaz acid, biotit și muscovit. Pe baza structurii se pot distinge patru faciesuri de roci granitice. Toate aceste faciesuri sunt caracterizate printr-o structură panalotriomorfă granulară, uneori porfiroblastică, raportul dintre dimensiunile fenoblastelor și masa granulară variind în limite largi. Relațiile de concreștere a mineralelor constitutive trădează originea, net migmatică sau metasomatică a rocilor ce alcătuiesc nucleul granitic de la Baia de Angeș. Procesul de metasomatiză prezintă aici intensități variate, din care rezultă structuri și asociații mineralogice care servesc la clasificarea acestor roci migmatice în :

Granitoide migmatice șistoase ;

Granitoide migmatice porfiroblastice ;

Granitoide migmatice granulare cu biotit ;

Granitoide pegmatoide și pegmatite..

Granitoidele migmatice șistoase prezintă megascopic o culoare deschisă, sunt constituite din cuarț și feldspat, alături de care

sînt prezente muscovitul și biotitul. Textura șistoasă este marcată tocmai de dezvoltarea orientată a micelor.

Sub microscop se evidențiază o structură granoblastică, dată de asociația cuarț-microclin și cantități variabile de oligoclaz. Micele intim asociate manifestă o orientare generală după planul de șistozitate dar în parte conturele planelor bazale sînt dispuse discordant față de planul de șistozitate. Microclinul se dezvoltă adesea porfiroblastic pe un fond cuarțitic sau cuarțo-feldspatic-granoblastic.

Granitoidele porfiroblastice cu cuarț și microclin prezintă de asemenea o culoare deschisă datorită conținutului ridicat de cuarț, care constituie elementul principal, roca fiind împestriată de cristale mici de biotit. Textura este slab orientată.

Sub microscop apare un țesut de bază granoblastic format din cristale de cuarț izometrice, xenomorfe, între care sînt prinse cristale de aceleasi dimensiuni și formă, de plagioclaz acid, precum și cristale mici (0,02—0,06 mm \varnothing) de biotit. Microclinul apare în proporție relativ scăzută cu conture xenomorfe și macle caracteristice, substituind evident alte minerale; este dezvoltat porfiroblastic fără a atinge dimensiuni prea mari. În această masă se dezvoltă plaje de cuarț ce ating 1 mm și chiar mai mult. Uneori și microclinul formează porfiroblaste cu astfel de dimensiuni. Aceste plaje sînt constituite din asociații de fenoblaste de cuarț, larg dezvoltate, cu conture neregulate îndințate între ele și cu mineralele din țesutul de bază.

Granitoidele migmatice granulare sînt roci grăunoase de culoare deschisă împestriată de cristale de biotit bine dezvoltate. Textura roci este masivă sau vag orientată. Muscovitul intră de asemenea în compoziția rociîn cantități variabile.

Sub microscop roca prezintă o structură echigranulară pînă la slab porfirică; acest ultim aspect structural este determinat de dezvoltarea mai largă a feldspatului. Structura acestor roci este panalotriomorfă, cristalele de cuarț și feldspat dezvoltate izometric fiind concrescute după suprafete neregulate. Si în această rocă se întâlnesc plaje izometrice monominerale de cuarț. Feldspatul este în cea mai mare parte un albit la care se adaugă în proporții variabile microclinul. În general feldspatul prezintă tendință de dezvoltare porfiroblastică. Indivizii sînt maclăți polisintetic, iar microclinul prezintă macle caracteristice. Datorită dezvoltării porfiroblastice microclinul conține intruziuni frecvente de plagioclaz, muscovit și biotit.

Muscovitul apare în acest caz ca un produs de muscovitizare a biotitului. Biotitul și muscovitul sănt dezvoltate larg dar uneori apar în cristale zdrențuite. În general se observă o oarecare tendință de orientare a acestora după direcții preferențiale. Biotitul domină net din punct de vedere cantitativ. Ca structuri particulare ce apar în aceste roci remarcăm structurile vermiculare probabil ca urmare a bazificării unui feldspat alcalin.

Granitoidele pegmatoide și pegmatitele megascoptic sănt roci grosier granulare de culoare deschisă, datorită conținuturilor ridicate în cuarț și feldspat. Muscovitul se dezvoltă în cristale cu diametre de 2—3 cm. Se observă o intimă asociere a acestuia în special cu cuarțul. În rocile pegmatoide în spațiile intergranulare se observă prezența unor relicte minerale izometrice cu pigmentație roșie ce reprezintă fără îndoială granați de același tip cu cei din sisturile cristaline, transformați în legătură cu procesele metasomaticice. Structura acestor roci este uneori pregnant inechigranulară.

Sub microscop rocile pegmatoide prezintă următoarea compoziție mineralologică: cuarț, microclin, albă, muscovit, granat sericitizat, ± turmalină. Structura este inechigranulară datorită dezvoltării foarte largi a fenoblastelor de microclin, cuarț și muscovit. Între aceste fenoblaste se află o masă granoblastică constituită din cuarț, microclin, albă, muscovit și granat sericitizat. Această structură sugerează formarea metasomatică a rocilor pegmatoide, cuarțul constituind plaje largi monominerale, indivizii având conture îndințate și o ușoară extincție ondulatorie. Dimensiunile sănt de ordinul a 2—1/0,03 — 0,02 mm.

Microclinul în cristale cu diametrul de mai mulți milimetri pînă la 1—2 cm, prezintă conture neregulate tipice dezvoltării porfiroblastice metasomaticice. Prezintă macle caracteristice și adesea include cuarț sau muscovit în cristale mai mici. Se observă și unele fisuri formate ulterior care sănt umplute cu cuarț și muscovit. De asemenea pe pereții acestor fisuri pe seama microclinului s-a format albă în legătură cu circulația soluțiilor sodice.

Muscovitul apare în rocile pegmatoide în mod neegal dezvoltat. Aceasta este prezent atât în spațiile intergranulare cât și ca fenoblaste.

Albitul în spațiile intergranulare participă la recimentarea acestui țesut de bază, relict, microgranular.

După caracterele petrografice este evident că rocile pegmatoide au luat naștere în bună parte prin procese de metasomatoză efectuate de către

o soluție reziduală alcalină în prezența unui bogat volum de mineralizatori care au permis dezvoltarea largă a cristalelor de cuarț, feldspat și muscovit. Prezența unor cristale de cuarț și muscovit ca umplutură a fisurilor din fenoblastele de microclin, ne duc la concluzia că venirea soluțiilor hipogene a avut loc și după formarea rocilor pegmatoide inițial alcali-potasice și apoi alcali-sodice. Accesul acestora a fost favorizat de mișcări tectonice de intensitate descrescăndă.

În pereții filoanelor de pegmatite cît și în șisturile cristaline „relicte“ din zonele de metasomatism în facies pegmatitic se observă anumite influențe ale aportului de soluții. În primul rînd este specifică dispariția biotitului și formarea microclinului, crescând de asemenea granulația rocii. Lărgimea acestei zone de influență este uneori de ordinul centimetrilor sau mai mult. Pegmatitele filomiene grosier granulare se deosebesc oarecum de rocile pegmatoide prin absența aproape totală a materialului intergranular sau printr-o granulație mai grosieră a acestuia. În unele pegmatite este prezentă turmalina în proporție destul de ridicată. Acesta este cazul unor filoane din vîrful Măzărătul.

Compoziția mineralogică a pegmatitelor nu diferă de cea a rocilor pegmatoide decât prin dezvoltarea largă a albitalui maclat polisintetic care ajunge să aibă granulația microclinului din rocile pegmatoide. Adesea în acestea, albital domină cantitativ. Si în cazul acestor roci se observă fisuri atât în albital cît și în microclin, fisurile fiind umplute cu muscovit, cuarț și albital. Este interesant că aceste fisuri nu străbat masele granulare de cuarț ce separă spațiul dintre fenoblaste iar umplutura acestora mai de grabă pare să se fi format sincron cu mineralele ce ocupă spațiul dintre fenoblaste și în legătură cu venirea acelorași soluții.

Caracterele structurale amintite mai sus ne duc la concluzia că filoanele pegmatitice au luat naștere din soluții reziduale granitice în cadrul unui sistem deschis¹⁾; soluțiile de acest tip manifestând veniri în mai multe episoade, fapt favorizat de reactualizarea — de mică amploare — a crăpăturilor.

De asemenea prezența turmalinei asociată cu cuarțul, numai în unele filoane este legată probabil de un aport de soluții borifere inegal distribuite și mai tardive. În formarea rocilor pegmatoide și a unor minerale din peg-

¹⁾ Prin aceasta se înțelege că legătura între vatra magmatică și rocile pegmatitice în curs de formare a continuat și după faza principală de formare a acestora.

matite (turmalină, muscovit etc.) evident rolul dominant l-au avut procesele de metasomatoză. Prezența predominantă a microclinului în rocile pegmatoide spre deosebire de pegmatitele în care feldspatul albitic domină canticativ ne face să credem că într-un stadiu mai avansat al metasomatozei conținutul de sodiu a crescut semnificativ. În ce privește dezvoltarea muscovitului se observă de asemenea că acesta este mai larg dezvoltat în pegmatitele grosier-granulare (2–3 cm) spre deosebire de rocile pegmatoide unde rare ori și numai izolat atinge aceste dimensiuni. Acest fapt ne duce la ideea că într-un stadiu mai avansat al metasomatozei potasiul a fost regруппат în rețeaua cristalină a muscovitului.

Calcarele marmoreene

În regiunea cercetată o largă dezvoltare o au calcarele care formează masive pînă la 200–300 m grosime dispuse discordant peste șisturile cristaline epimetamorfice sau cele din învelișul de contact sau chiar peste granite. În partea de sud a regiunii calcarele sunt mai puțin dezvoltate și ca de altfel și în nord, se găsesc mai larg răspîndite pe culmi și dispar pe văi. Prin conturele cartografice care în mod invariabil se largesc pe culmi și se subțiază pe văi, uneori pînă la efilarea completă, cît și prin relațiile lor cu șisturile cristaline, calcarele ne-au pus încă de la început problema dacă sunt sau nu de aceeași vîrstă cu șisturile cristaline.

Cercetătorii anteriori fără excepție au considerat aceste roci ca fiind calcar cristaline însă nu au remarcat un cît de vag efect al metamorfismului dinamotermic. Prin cercetările noastre de teren și prin studiul de laborator, respectiv raporturile dintre aceste calcar și formațiunile mai vechi, precum și compoziția lor mineralologică, am ajuns la concluzia că ne aflăm în prezența unor recifi calcaroși ce s-au dezvoltat pe bordura nordică a geosinclinalului Mureșului. Acești recifi au fost implicați mai tîrziu în structura tectonică a cristalinului. Am considerat de acest fel calcarele din dealul Runcu, din Piatra Arsă, dealul Luponilor, Baia Roșie, Colții Caprei etc. În toate aceste puncte calcarele stau peste cristalin iar pe pîrîul Țigănilor și Heiușului cît și pe valea Hărmăneasa (pîrîul Caprei) stau peste granite.

Macroscopic calcarele sunt compacte, masive, grăunțoase, de culoare albă, uneori cu tentă roz. Se observă uneori suprafețe de separație care

dau impresia unei stratificații. De obicei sunt însă masive și în general lipsite de fisuri. Cîteodată se observă o oarecare tendință de armonizare cu cristalinul, dar de cele mai multe ori rămîn sub forma unor petece în vîrful mameloanelor, sau ca plăci ceva mai întinse care, cel puțin după conturul cartografic și după poziția în raport cu cristalinul, apar discordante.

Cu ochiul liber de cele mai multe ori și numai mai rar fiind necesară lupa, se poate observa faptul că aceste roci sunt constituite din granule izometrice de calcit.

Sub microscop roca prezintă o structură macrogranulară fiind constituită din granule izometrice de calcit. Se observă frecvent maclația polisintetică a granulelor.

Bazîndu-ne pe cercetările de teren și pe studiile microscopice, se poate spune că aceste calcar nu prezintă urmele proceselor de metamorfism regional sau termic și metasomatic de contact, ba mai mult în secțiunile microscopice se remarcă prezența unor structuri tipic sedimentare. Faptul că aceste calcar sunt recristalizate, se datorește credem noi, fenomenelor de diageneză în strînsă legătură cu faptul că au fost implicate într-o fază de cutare mezozoică; astfel că mișcările tectonice au favorizat recristalizarea diagenetică. Efectul final a fost nașterea unor roci calcaroase marmoreene analoge calcarelor cristaline.

Calcarele marmoreene au o poziție discordantă față de formațiunile cristalofiliene pe care repauzează, fapt care reiese din conturul cartografic și poziția superioară față de relieful dat de formațiunile cristalofiliene. Sunt lipsite de efecte ale unui astfel de metamorfism termic chiar acele petece de calcar ce stau direct peste granite.

Aceste elemente ne fac să le considerăm de o vîrstă posterioară rocilor cristalofiliene și granitelor. Vîrsta posterioară granitelor este atestată și de faptul că la contact cu acestea, calcarele nu suferă nici un proces de metamorfism termic sau pneumatolitic.

O oarecare armonizare tectonică a calcarelor cu cristalinul, adică implicarea acestor calcar în structura tectonică a cristalinului, este un fenomen mult mai recent probabil legat de faza laramică de cutare, cînd s-a produs desigur și deversarea spre nord-vest a cristalinului de Baia de Arieș peste formațiunile cretacice din zona Valea Lupșa.

Considerații petrogenetice, structurale și de vîrstă geologică

Problemele principale care se ridică drept urmare a caracterelor petrografice și structural-tectonice sunt :

- a) Cauzele metamorfismului șisturilor cristaline ;
- b) Procesele de formare a rocilor granitice și relația dintre gradul de metamorfism al rocilor în facies mezozonal și intruziunea granitică ;
- c) Rolul nucleului granitic în tectonica locală a șisturilor cristaline ;
- d) Vîrstă calcarelor marmoreene :

În regiunea cercetată apar șisturi cristaline ce vor fi raportate ca grad de metamorfism la faciesurile epizonale de metamorfism regional. Acestea sunt reprezentate prin șisturi sericitoase, cloritoase, grafitoase cu intercalații de cuarțite și calcare.

Apariția șisturilor cristaline de tip mezozonal în relații intime spațiale, fără o limită netă între ele, sau în raporturi de suprapunere cu rocile seriei epizonale și în relații directe cu ivirile de roci granitice pe care le înfășoară, ne duce inevitabil la ipoteza că în formarea mineralelor ca biotit, granat, staurolit, hornblendă, în șisturile cristaline în facies mezozonal de metamorfism, rolul principal l-au avut soluțiile degajate din topiturile granitice care au pătruns în șisturile cristaline la o temperatură mai ridicată generată de intruziuni.

Nu numai mineralele de temperatură mai ridicată ca cele menționate dar și structura rocilor reflectă un astfel de proces. Astfel cuarțul este lipsit de extincție ondulatorie dovedind o recristalizare în lipsa unor mișcări tectonice sincrone. Biotitul și muscovitul sau dezvoltare transversală față de șistuozitate arată de asemenea formarea acestora într-o fază posteroară metamorfismului regional al șisturilor (cu grad epizonal de metamorfism). Granatul și uneori staurolitul care apare exclusiv în parageneză cu biotitul, muscovitul și feldspatul (microclin sau albit) vin să întregească tabloul suprapunerii unei parageneze posteroare, pe fondul cristalinului epizonal.

Am relevat în cursul descrierii caracterele mineralogice-petrografice ale rocilor din complexul granitic făcând deopotrivă aprecieri asupra interpretării petrogenetice care s-a impus. Ne aflăm în situația de a aprecia că rocile granitice de tip gnaisic, șistoase, porfiroblastice granulare și pegmatoidice sunt migmatice. Ele au luat naștere prin metasomatozarea șisturilor

cristaline de către soluții de compoziție granitică de origine profundă. Rezidiile finale cu caractere chimice apropiate magmei granitice au pătruns în crăpăturile migmatitelor deja formate generând filoane de pegmatite. Aportul de elemente rare (în cazul de față bor precum și urme de staniu, niobiu și alte elemente rare) este un fenomen neuniform și probabil reprezentă stadiul final de formare a pegmatitelor, aceasta în legătură cu veniri mai tardive a unor soluții mineralizatoare sub formă de volatile puternic penetrante.

Contactul dintre rocile granitice compacte și șisturile cristaline din învelișul acestora cu metamorfism de grad mezozonal, este cel mai adesea transant. Faptul că șisturile cristaline din acest înveliș sunt aduse la un grad mai înaintat de metamorfism, tot datorită penetrației soluțiilor sau derivatelor mai îndepărtate ale soluțiilor granitice și că totuși contactul este net, se explică în parte prin mișcarea ascendentă a nucleului granitic probabil chiar în stadiul final de formare cînd prezenta o stare de plasticitate mai accentuată. Această mișcare ascendentă a granitelor a determinat și aşezarea periclinală a șisturilor respectiv dispoziția divergentă a azimuturilor înclinarilor acestor șisturi cristaline din învelișul intruziunii. Prin analogie cu intruziunile sinorogene din Munțele Mare, Carpații meridionali, Carpații orientali și Dobrogea de N, considerăm că și aceste formațiuni granitice cu învelișul lor au luat naștere în faza hercinică, probabil superioară într-un stadiu cînd mișcarea diferențială a cunoscut o încetinire sau stagnare.

În ce privește vîrsta calcarelor marmoreene nu posedăm date directe dar suntem în posesia a suficiente indicații că aceste roci sunt posterioare șisturilor cristaline și rocilor granitice peste care repauzează direct fără efecte de metamorfism termic sau metasomatic și disconcordant față de structura acestor formațiuni.

BIBLIOGRAFIE

- Cochet R. Y. (1957) Contribuționi geologice asupra zăcămintelor aurifere de la Baia de Arieș. *Rev. Minelor*. 10.
- Dimitrescu R. (1958) Studiu geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa (bazinul superior al Arieșului). *An. Com. Geol.* XXXI.
- Ghitulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Metallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. București.

Ilie M. (1938) Asupra geologiei regiunii aurifere din M. Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat.* XII.

Ştefan R., Cosma S. (1963). Studiul geologic minier asupra regiunii Roşia Montană. *D. S. Com. Geol.* XLV. (1958—1959).

CONSIDÉRATIONS SUR LE CRISTALLIN DE L'ÉPERON DE BAIA DE ARIEŞ

PAR

R. ŞTEFAN, A. ŞTEFAN, T. URCAN

(Résumé)

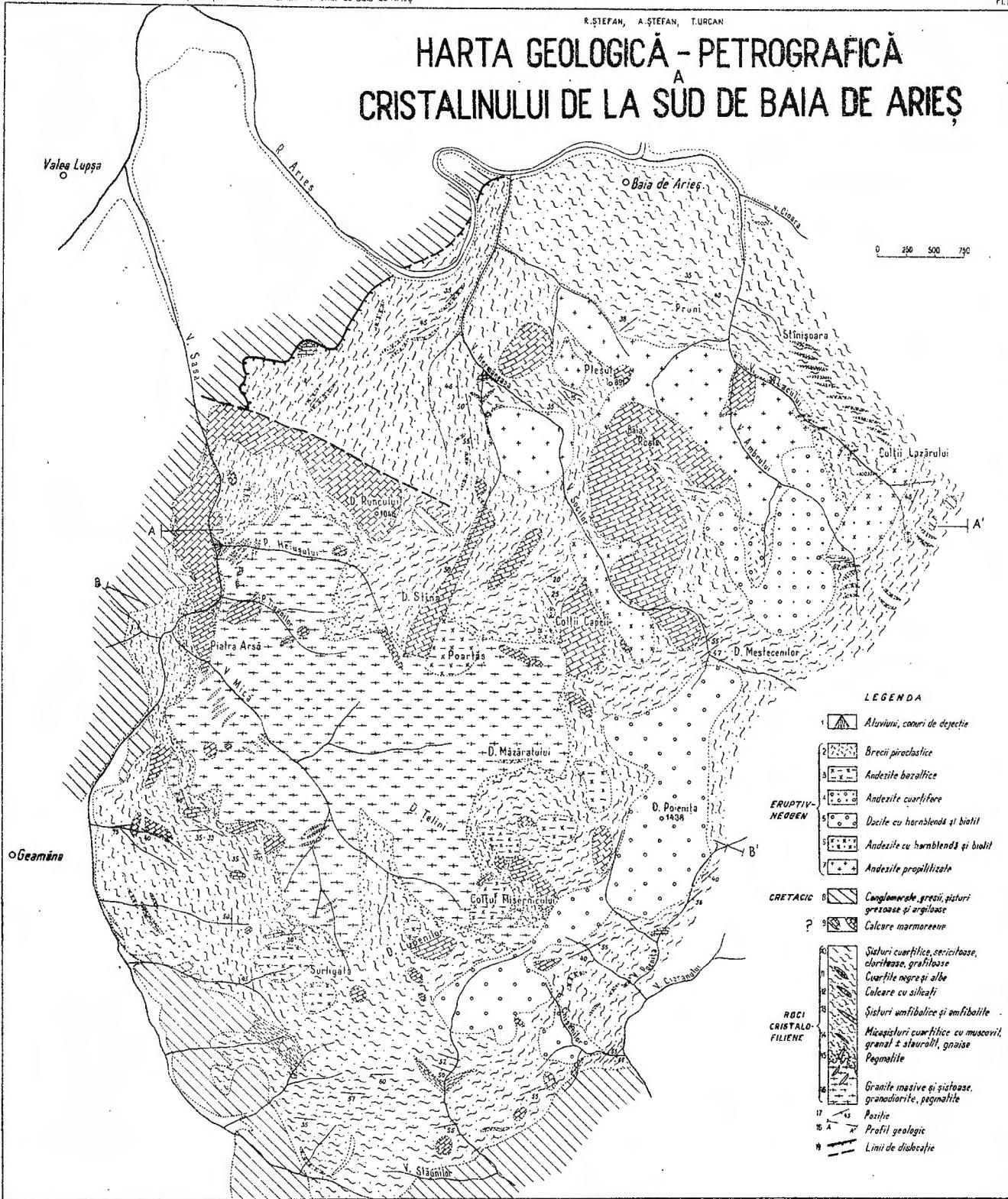
À la constitution géologique du Cristallin de l'éperon de Baia de Arieş participent des schistes cristallins sous faciès épizonal et surtout des schistes cristallins sous faciès mésozonal. Contrairement aux études antérieures, à la suite de nos recherches (terrain et laboratoire) on considère les schistes cristallins sous faciès mésozonal comme le résultat d'un métamorphisme postérieur à la phase de métamorphisme régional de la masse des schistes cristallins épizonaux, lié à l'intrusion granitique de cette région et aux solutions silico-alcalines engendrées par celle-ci et injectées dans l'auréole de contact rechauffée par intrusion.

Des roches granitiques qui occupent la partie centrale de la région envisagée présentent des faciès différents qu'on peut observer en terrain et mieux encore en lames minces. Les études microscopiques ont mis en évidence l'origine nettement migmatique ou métasomatique des roches du noyau granitique. On a séparé quatre types de granitoïdes migmatiques : granitoïdes migmatiques schisteux, granitoïdes migmatiques porphyroblastiques à quartz et microcline, granitoïdes migmatiques granulaires à biotite, granitoïdes pegmatoïdes et pegmatites.

La tectonique accuse des processus de rétromorphisme de noyau granitique de la région ainsi que la position périclinale du Cristallin environnant.

Les calcaires marmoréens qu'on trouve sur le Cristallin sont considérés plus récents que celui-ci mais ils sont impliqués dans une tectonique commune.

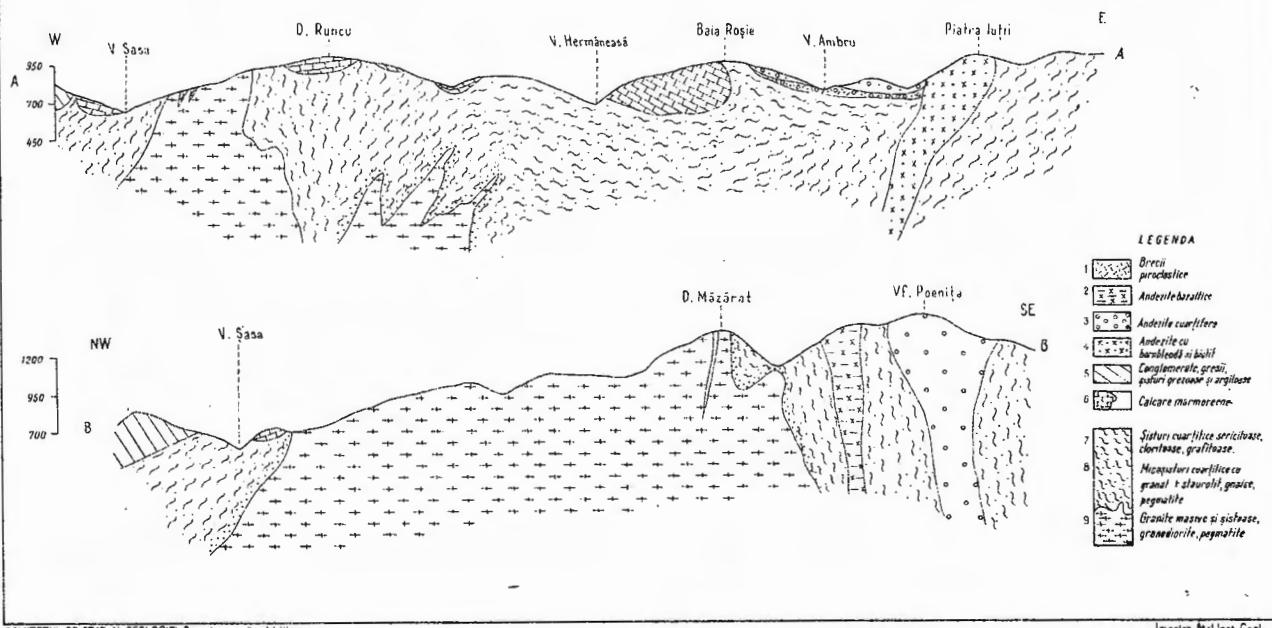
HARTA GEOLOGICĂ - PETROGRAFICĂ CRISTALINULUI DE LA SUD DE BAIA DE ARIES,



LEGENDA
Aluvium, conuri de dejetie
Brecii piatrăloase
Andesite bazaltice
Andesite cuartifore
Dacile cu hornblendă și biotit
Andesite cu hornblendă și biotit
Andesite propilizante
Conglomerate, gresii, piatră grezoase și argiloase
Calcare marmurească
Sisturi cuartifice, sericitoase, cloriteze, grafitoase
Cuarțite negre și albe
Calcare cu silicati
Sisturi umplute și emfibolite
Mica-sisturi cuartifice cu muscovit, granat și staurolit, gnaize, Pegmatite
Granite massive și gistoase, granodiorite, pegmatite
Positie
Profil geologic
Limii de dislocatie

PROFILE GEOLOGICE PRIN CRISTALINUL DE LA SUD DE BAIA DE ARIEȘ

SC. 1:25.000



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique-pétrographique du Cristallin au S de Baia de Arieș

1, alluvions, cônes de déjection. Éruptif néogène. 2, brèches pyroclastiques ; 3, andésites basaltiques ; 4, andésites quartzifères ; 5, dacites à hornblende et biotite ; 6, andésites à hornblende et biotite ; 7, andésites propilitisées. Crétacé. 8, conglomérats, grès, schistes gréseux et argileux ; 9, calcaires marmoréens. Roches cristallophylliennes. 10, schistes quartzitiques, sériciteux, chloriteux, graphiteux ; 11, quartzites noirs et blancs ; 12, calcaires à silicates ; 13, schistes amphiboliques et amphibolites ; 14, micaschistes quartzitiques à muscovite, grenat ± staurolite, gneiss ; 15, pegmatites ; 16, granites massifs et schisteux, granodiorites, pegmatites. 17, position ; 18, coupe géologique ; 19, lignes de dislocation.

Planche II

Coupes géologiques à travers le Cristallin au S de Baia de Arieș

1, brèches pyroclastiques ; 2, andésites basaltiques ; 3, andésites quartzifères ; 4, andésites à hornblende et biotite ; 5, conglomérats, grès, schistes gréseux et argileux ; 6, calcaires marmoréens ; 7, schistes quartzitiques sériciteux, chloriteux, graphiteux ; 8, micaschistes quartzitiques à grenat ± staurolite, gneiss, pegmatites ; 9, granites massifs et schisteux, granodiorites, pegmatites.

the \mathbb{R}^n space, $\mathcal{C}_0^\infty(\mathbb{R}^n)$ denotes the space of all smooth functions with compact support.

$$\mathcal{C}_0^\infty(\mathbb{R}^n) \subset C_c^\infty(\mathbb{R}^n) \subset L^p(\mathbb{R}^n)$$

Let \mathcal{D} be a domain in \mathbb{R}^n . A function u is called a weak solution of the elliptic equation $Au = f$ in \mathcal{D} , if $u \in \mathcal{C}_0^\infty(\mathcal{D})$ and

$$\int_{\mathcal{D}} u \cdot \nabla \phi = - \int_{\mathcal{D}} f \cdot \nabla \phi \quad \forall \phi \in \mathcal{C}_0^\infty(\mathcal{D}).$$

It is well known that if A is uniformly elliptic and $f \in L^p(\mathcal{D})$, then there exists a unique weak solution $u \in \mathcal{C}_0^\infty(\mathcal{D})$.

Now let Ω be a bounded domain in \mathbb{R}^n with boundary $\partial\Omega$. We consider the Dirichlet problem for the elliptic equation $Au = f$ in Ω with zero boundary conditions, i.e.,

$$\begin{cases} Au = f & \text{in } \Omega \\ u = 0 & \text{on } \partial\Omega \end{cases}$$

where $f \in L^p(\Omega)$. We want to show that there exists a unique weak solution $u \in \mathcal{C}_0^\infty(\Omega)$ to this problem.

We start by defining a bilinear form $a(u, v)$ on $\mathcal{C}_0^\infty(\Omega)$ as follows:

$$a(u, v) = \int_{\Omega} u \cdot \nabla v \quad \forall u, v \in \mathcal{C}_0^\infty(\Omega).$$

It is easy to verify that $a(\cdot, \cdot)$ is a symmetric bilinear form. We also note that $a(\cdot, \cdot)$ is continuous, i.e.,

$$|a(u, v)| \leq C \|u\|_{L^2(\Omega)} \|v\|_{L^2(\Omega)} \quad \forall u, v \in \mathcal{C}_0^\infty(\Omega),$$

for some constant C . This follows from the fact that ∇v is bounded in $L^2(\Omega)$ since $v \in \mathcal{C}_0^\infty(\Omega)$. Therefore, $a(\cdot, \cdot)$ is a continuous bilinear form on $\mathcal{C}_0^\infty(\Omega)$.

Next we show that $a(\cdot, \cdot)$ is coercive, i.e.,

$$a(u, u) \geq \alpha \|u\|_{L^2(\Omega)}^2 \quad \forall u \in \mathcal{C}_0^\infty(\Omega),$$

for some constant α . To prove this, we use the fact that A is uniformly elliptic. Let $u \in \mathcal{C}_0^\infty(\Omega)$. Then we have

$$\begin{aligned} a(u, u) &= \int_{\Omega} u \cdot \nabla u \\ &\geq \int_{\Omega} \sum_{i,j} a_{ij} \frac{\partial u}{\partial x_i} \frac{\partial u}{\partial x_j} \\ &\geq \int_{\Omega} \lambda \sum_{i,j} \frac{\partial u}{\partial x_i} \frac{\partial u}{\partial x_j} \\ &= \lambda \|u\|_{L^2(\Omega)}^2. \end{aligned}$$

Therefore, $a(\cdot, \cdot)$ is coercive. By the Lax-Milgram theorem, there exists a unique weak solution $u \in \mathcal{C}_0^\infty(\Omega)$ to the Dirichlet problem for the elliptic equation $Au = f$ in Ω with zero boundary conditions.

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA PALEOGENULUI
DIN FLIȘUL CARPATIC¹⁾

DE

V. AGHEORGHIESEI, I. BĂNCILĂ, I. COSTEA, ANDORINA ROSA²⁾

Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Paleogene in the Carpathian Flysh. Paleogene deposits occurred in median-marginal units (median, intermedian and marginal subunits) and in the outer one, in the sector between the Suceava valley and the Buzău valley. The lithological complexes in the sequence of Eocene and Oligocene deposits are characterized from the petrographic and microfaunal standpoint, their age being indicated on the basis of separate micropaleontological assemblages. Regional and extraregional correlations are made between the Eocene and Oligocene complexes of the East and North Carpathians. A map is annexed to this paper comprising the delimitation of the structural units in the East Carpathians, the correlation of the petrographic and microfaunal profiles, as well as three W — E geological cross sections through the East Carpathians.

În sectorul român al Carpaților orientali, depozitele paleogene ocupă o întindere mare în jumătatea estică și sud-estică a zonei flișului. De la interior la exterior și mai puțin de la nord la sud, aceste depozite prezintă importante variații de facies și grosime, fapt care atrage dificultăți la fixarea lor mai precisă în scara stratigrafică și la corelarea diferitelor orizonturi.

Observații de teren și un număr relativ mare de analize microfaunistice și petrografice executate în cadrul Institutului de cercetări geologice industriale pentru hidrocarburi al Ministerului Petrolului, aduc elemente noi la

¹⁾ Comunicare în ședința din 22 aprilie 1966.

²⁾ Institutul de Cercetări Geologice Industriale pentru Hidrocarburi al Ministerului Petrolului, Str. Toamnei, nr. 103, București.

lămurirea acestei probleme și totodată de comparație cu sectoarele mai nordice ale flișului carpatic din Republica Sovietică Socialistă Ucraina, Republica Populară Polonă și Republica Socialistă Cehoslovacă.

I. Distribuția generală a faciesurilor paleogene

Observațiile de teren ne-au condus la concluzia existenței în flișul carpatic a unor unități structurale majore, care, cel puțin pentru sectorul dintre valea Sucevei-valea Buzăului, se mențin cu claritate. Ele sunt: unitatea flișului vest-intern, unitatea flișului est-intern, unitatea Audia (sisturilor negre), unitatea mediomarginală (separată în subunitățile mediană, intermediaรă și marginală), unitatea externă. Flișul vest-intern este flancat spre interior de unitatea centrală, iar flișul extern este flancat la est de unitatea pericarpatică, cu care se încheie aria de răspândire a formațiunilor încadrate în orogenul carpatic. Între diferitele unități structurale s-au recunoscut relații de încălcare, care conduc la o structură de pînze-solzi, foarte caracteristică (pl. I).

Între valea Sucevei-valea Buzăului unitățile interne sunt constituite numai din depozite cretace, dar spre sud și vest, în bazinile văilor Prahova și Ialomița, ele se încarcă cu depozite paleogene și neogene, sub care dispar. Depozitele paleogene ocupă suprafete întinse în unitatea mediomarginală și unitatea externă. Pe suprafete mici și în condiții mai neclare apar la marginea de est a unității pericarpatică.

Participarea depozitelor paleogene în diferitele unități reiese din secțiunile geologice anexate (pl. III).

Faciesurile depozitelor paleogene care se repartizează diferitelor unități sunt uneori foarte caracteristice, iar alteleori prezintă întrepătrunderi, relevînd că între structură și facies — în flișul carpatic — nu este totdeauna o relație strict obligatorie. Se poate vorbi astfel de următoarele faciesuri: intern, median, intermedian, marginal și extern.

Faciesul intern se dezvoltă de la valea Teleajenului spre vest, unde urmează în continuitate de sedimentare peste depozite cretacic-superioare constituite din marne și marno-calcare roșii. Eocenul acestui facies este cunoscut sub denumirea de Sotrile.

Faciesul median se dezvoltă într-un sector, nordic, care începe de la sud de valea Moldovei și se racordează spre nord cu depresiunea Centrală și un sector sudic care începe din valea mijlocie a Bistriței și se continuă spre sud peste regiunea de curbură, în fundamentul apropiat al Depresiunii

nii getice. Se întrebunează frecvent denumirea de facies de Tarcău pentru Eocenul din regiunea dintre Valea Bistriței-valea Buzăului, și facies de Pucioasa pentru Oligocenul din regiunea de la vest de valea Buzăului.

În ansamblul său, faciesul median relevă o zonă de subsidență activă, în descreștere spre vest.

Faciesul intermediar se dezvoltă în sectorul moldovenesc (între valea Sucevei-valea Buzăului) ca o primă treaptă de variație facială spre exterior.

Faciesul marginal se dezvoltă de asemenea în sectorul moldovenesc ca o a doua treaptă de variație spre exterior. Structural cele trei faciesuri — median, intermediar și marginal — aparțin aceleiași unități mari în pînză de șariaj (medio marginală), în care se delimitizează subunități caracteristice.

Faciesul extern se dezvoltă în semiferestrele tectonice denumite Putna-Straja, Bistrița, Oituz, Putna-Vrancea, care în profunzime sunt legate între ele și constituie unitatea externă (parautohtonul pînzei medio-marginală).

În studiul de față ne ocupăm numai de sectorul dintre valea Sucevei-valea Buzăului, unde faciesul intern nu există.

II. Caracterizarea litologică și microfaunistică a faciesurilor

1. Faciesul median. a) *Eocen*. (Profilul valea Bicaz și Ața). Este un facies predominant grezos în care este inclusă gresia de Tarcău propriu-zisă. Grosimea sa normală și succesiunea apar pe coloana anexată (pl. II).

Majoritatea rocilor se încadrează în grupa gresiilor slab sortate cu ciment argilos-detritic, în care detritusul este format din șisturi cristaline de tip central-carpatic (micașisturi, gnais, metacuarțite, cloritoșisturi), feldspații potasici și plagioclazi, muscovit, subordonat granați. După componenta fragmentelor detritice se clasează între grauwackele litice, feldspatice sau polimictice. Subordonat participă gresii muscovitice, microgresii argilo-cloritice sau clorito-glaconitice, foarte rar protocuarțite și gresii calcaroase cu ciment bazal. Sporadic apar resturi de alge și briozooare.

Între grauwacke și gresii și în special în jumătatea superioară, se intercalează argile șistoase cenușii-oliv în pachete pînă la 18 metri grosime. Spre partea superioară se intercalează conglomerate cu bob subcentimetric, de la 1—20 metri grosime. În valea Bistrița-Bicaz, acestea suportă un banc de gresii cu Nummuliti de circa 1 metru grosime.

Partea superioară — de circa 150 metri grosime — cunoscută sub numele de strate de Podu Secu (= Plop), cuprinde: gresii calcaroase,

marno-calcare, gresii muscovitice în plăci și intercalații de argile šistoase verzi-oliv.

În general, participarea diferitelor tipuri de roci în Eocenul de facies median este următoarea: 83% gresii de diferite tipuri și 17% pelite.

Studiul mineralelor grele arată prezența grupului almandin + grossular + muscovit. În jumătatea inferioară (520 metri) apare o subzonă cu epidot, iar în cea superioară cu biotit. Acest mineral atinge în unele intercalații pînă la 50%. Mineralele opace—inclusiv pirita—sînt rare (tabelul 1).

TABELUL 1
Corelare pe baza asociațiilor de minerale grele

		UNITATEA MEDIO — MARGINALĂ			UNITATEA EXTERNĂ	
		Diviziuni stratigrifice	Subunitatea mediană	Subunitatea intermediară	Subunitatea marginală	Semiferestrelle Putna, Oituz, Bistrița
EOCEN	OLIGOCEN	Asociație granato-muscovitică	Subzonă cu anhidrit + pirita	Asociație zircon, turmalină, rutil		nivele cu amfiboli
			Subzonă cu staurolit	Subzonă cu staurolit		subzonă cu staurolit
			Subzonă cu francolit	Asociație granați + amfiboli + epidot	Subzonă cu francolit	subzonă cu francolit-dahlit
			Subzonă cu pirita			subzonă cu glauconit + pirita
			Subzonă cu biotit	Asociație granato-muscovitică	Asociație zircon-rutil-turmalină	
			Subzonă cu epidot	Subzonă cu glauconit + pirita		nivele cu muscovit și clorit

În orizontul bazal al gresiei de Tarcău situat peste Maestrichtian-Paleocenul în faciesul stratelor de Horgazu, a fost întîlnită următoarea asociație micropaleontologică:

Rhabdammina ex gr. *discreta* Brady, *Bathysiphon filiformis* Sars, *Saccammina placenta* (Grzybowski), *S. sphaerica* Sars, *Hyperammina elongata* Brady, *Reophax cylindrica* Brady, *R. scorpiurus* Montfort, *Hormosina globulifera* Brady, *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *G. gordialis* var. *diffundens* Cushman et Renz, *G. irregularis* (Grzybowski), *G. serpens* (Grzybowski), *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (d'Orbigny), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *Alveolophragmium subglobosum* (Sars), *Recurvoides deflexiformis* (Nöth), *Cyclammina elegans* Cushman et Jarvis, *Trochamminoides irregularis* White, *T. proteus* (Karrer), *Spirolectammina* sp., *Cystammina pauciloculata* (Brady), *Plectina conversa* (Grzybowski), *Nodosaria radicula* (Linné), *Eponides nanus* (Reuss), dinți de pești, glauconit, concrețiuni neregulate de pirită.

În orizontul propriu-zis al gresiei de Tarcău, cu excepția părții sale superioare, conținutul microfosil este foarte sărac; se întâlnesc numai rare exemplare de: *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady, *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Hyperammina elongata* Brady, *Dendrophrya robusta* Grzyb., *Hormosina globulifera* Brady, *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. irregularis* (Grzyb.), *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (d'Orb.), *Cystammina pauciloculata* (Brady).

În partea superioară a orizontului gresiei de Tarcău își face apariția asociația cu *Cyclammina amplectens* Grzyb. alcăuită din: *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady, *Bathysiphon filiformis* Sars, *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Hyperammina elongata* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Hormosina globulifera* Brady, *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Lituotuba lituiformis* (Brady), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb), *Alveolophragmium subglobosum* (Sars), *Trochamminoides elegans* (Zehák), *T. irregularis* White, *T. proteus* (Karrer), *Cyclammina amplectens* Grzyb., *Spirolectammina spectabilis* (Grzyb.), *Cystammina pauciloculata* (Brady), *Plectina cf. apicularis* (Cushman), P. cf. *conversa* (Grzyb.), *Nodosaria longiscata* d'Orb., dinți de pești (tab. 2).

Această asociație se continuă cu o alcătuire aproximativ asemănătoare și în cuprinsul stratelor de Podu Secu. Deosebirea constă în diminuarea numărului de exemplare aparținând formei *Cyclammina amplectens* și apariția următoarelor forme noi: *Reophax duplex* Grzyb., *Reophax nodulosa* Brady, *Recurvoides* sp. 2 după S. Geroch, *Trochammina*

globigeriniformis (Jones et Parker), *Lenticulina kochii* Reuss, *Chilostomelloides oviformis* (Sherborn et Chapman). La acestea se mai adaugă numeroase frustule piritizate de diatomee din grupul *Coscinodiscus*.

La partea superioară a stratelor de Podu Secu se înregistrează erupția de Globigerinide, respectiv zona cu *Globigerinoides conglobatus* stabilită în Caucazul de nord de N. N. Subbotina (1953, 1964). Între speciile caracteristice acestui interval stratigrafic trebuie menționate: *Globigerina bulloides bulloides* d'Orb., *G. inflata* d'Orb., *G. corpulenta* Subbotina, *G. apertura* Cushman, *Globigerinoides conglobatus* (Bradley), *G. rubriformis* Subbotina (tab. 2).

Asociațiile de mai sus permit următoarele corelații:

Asociația din orizontul bazal al gresiei de Tarcău se corelează cu asociația întâlnită în baza Eocenului din pîrul Hîrboca, Bîsca Mare și Bîsca Mică și pîrul Iordogatu¹⁾;

Asociația din orizontul propriu-zis al gresiei de Tarcău corespunde stratelor de Cieskowicze și stratelor cu hieroglife din flișul canipatic silezian (S. Geroch, 1960), cu Eocenul inferior-mediu din grupul de fliș Măgura și cu seriile de Maniav și Vigoda de vîrstă Eocen inferior-mediu a zonei Beskizilor (I. O. Kulcițki, 1957, 1958);

Asociația din partea superioară a gresiei de Tarcău corespunde zonei cu *Cyclammina amplectens* a cărei erupție este semnalată în literatura de specialitate în partea superioară a Eocenului mediu (Lutețian superior);

Specia *Cyclammina amplectens* își continuă evoluția și în partea inferioară a stratelor de Podu Secu, ceea ce concordă și cu constatăriile semnalate în literatură potrivit căroră *Cyclammina amplectens* e considerată caracteristică pentru intervalul Eocen mediu-superior (F. Huss, 1957; I. O. Kulcițki, 1957, 1958). În legătură cu aceasta, trebuie menționat faptul că, în depozitele cu *Cyclammina amplectens*, Maximov (I. O. Kulcițki, 1958) a determinat o faună cu *Nummulites fabianii* (Prever) și *Nummulites pulchellus* de la Harpe care atestă vîrstă priaboniană (G. Bombiță, 1963; A. Papp, 1964; V. Pokorny, 1960);

Erupția de Globigerinide caracterizează ultima parte a Eocenului superior (orizontul globigerian al lui L. Mazon, 1963). N. N. Sub-

¹⁾ N. Grigoras, S. Pauliuc, I. Costea. Noi contribuții privind depozitele paleogene dintre văile Zăbala și Oituz. Univ. București, comunicare Sesiunea științifică 1963.

botina (1953, 1964) și C. Stoica (1965) plasează zona cu *Globigerinoides conglobatus* imediat sub limita Eocen-Oligocen, iar L. Majzon (1963), în Priabonianul superior (Ludian). Stîngerea bruscă a masei de Globigerinide la partea terminală a stratelor de Podu Secu are aspectul unui prag bionomic transanț, caracterizat prin schimbarea radicală a condițiilor bionomice din cuprinsul bazinului de sedimentare respectiv.

b) *Oligocen*. De la bază spre partea superioară Oligocenul are următoarea succesiune: gresie de tip Fusaru (Fusaru bazal); marne calcaroase brune, local cu menitizări; microgresii și pseudodisodile; strate de tip Krosno alternând cu gresii de tip Fusaru (Fusaru superior).

Este, cum se vede, o formațiune principal grezoasă, având ca elemente caracteristice gresia de tip Fusaru și strate de tip Krosno.

Gresia de Fusaru (profil valea Moldovei) este calcaroasă, tip subgrauwacke, cu trecere la gresii argiloase cu calcitizări.

Detritusul cuprinde quart, feldspați potasici și plagioclazi, mice, fragmente litice (sisturi cristaline, rare marno-calcare și calcare criptocristaline). Uneori cuprinde resturi abundente de organisme calcaroase (Nummuliți, Lepidocicline (?), Rotalide, briozare, plăci de echinide, spiculi de calcispongi, alge, și altele). În aceleși nivale se remarcă frecvența glauconitului și a fosfatului de calciu. Mineralele grele sunt: granații, muscovitul și staurolitul (tab. 1).

Mineralele opace sunt reprezentate prin rari oxizi de fier și frecvent pirită, care formează mai multe nivale.

Mineralele alogene sunt în general aşchioase și slab sortate granulometric. Participarea CO_3Ca în gresia de Fusaru este în general mai mare de 10%.

Stratele de Krosno (profilul valea Moldova și pîrul Valcanul). Granulometria și reziduul de minerale grele permit separarea în acest orizont a două complexe, unul inferior cu afinități față de gresia de Fusaru (circa 140 metri grosime) și un complex superior pelitocarbonat, cu intercalări de hildolite, în care domină muscovitul, secundat de granați și pirită. Apar de asemenea nivale cu anhidrit.

Calcimetria și analiza în secțiuni subțiri (profil valea Moldovei) indică prezența calcarelor și a marno-calcarelor aleuritice, fine, cu organisme calcaroase și pirită.

Studiul micropaleontologic a arătat că după erupția de Globigerinide de la finele Eocenului, conținutul microfaunistic se schimbă. Formele calcaroase sunt diagenizate cu pirită. Radiolarii devin numeroși, iar metazoarele încep să fie mai bine reprezentate, în special prin resturile scheletice de spongieri (spiculi și microsciere) și pești și mai puțin prin valve de ostracode.

Acest nivel, la care se remarcă o modificare în alcătuirea asociației microfaunistice, ca urmare a schimbărilor geochimice ale mediului de sedimentare, este de asemenea caracteristic, putând fi urmărit din zonele cele mai vestice ale flișului carpatic (unitatea est-internă) pînă în unitățile cele mai estice (unitatea externă).

În faciesul median au fost puse în evidență de la bază spre partea superioară a Oligocenului, următoarele asociații caracteristice :

Pentru segmentul inferior (Fusaru bazal) : *Hyperammina elongata* Brady, *Haplophragmoides walteri* (Gray), *Nodosaria callomorpha* Reuss, *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globorotalia* aff. *G. crassula* CUSH. et Stewart, *G. scitula* (Brady), *Bolivina* sp., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Chilostomella ovoidea* Reuss, spiculi și microsciere de spongieri, dinti și oase de pești, fructificații de plante superioare, *Coscinodiscus* sp., concrețiuni alungite, neregulate și moruloide de pirită (tab. 2).

Pentru gresia de Fusaru propriu-zisă: *Spiroloculina tenuis* (Čžjžek), *Rotalia aculeata* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), *Elphidium* aff. *E. macellum* (Fichtel et Moll), *E. minutum* (Reuss), *Nonionella miocaenica* Cushman, *Virgulina schreibersiana* Čžjžek, *V. (Virgulina) miocaenica* CUSH. et Ponton, *Bulimina pupoides* d'Orbigny, *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *B. pygmaea* Brady, *Chilostomella ovoidea* Reuss, frustule de Diatomee, dintre care menționăm formele caracteristice de *Isthmia enervis* (Ehrenberg) și *Triceratium mucronatum* Schmidt (tab. 2).

Pentru stratele de Krosno : *Rhabdammina abyssorum* Sars, *Bathy-siphon* sp., *Hyperammina elongata* Brady, *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Haplophragmoides excavata* CUSH. et Waters, *Alveolophragmium scitulum* (Brady), *Discorbis orbicularis* (Terquem), *Eponides haidingerii* (d'Orb.), *Amphistegina lessonii* d'Orb., *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Cibicides* aff. *borislavensis* Aïs, *Nonion depressoolum* (Walker et Jacob), *Nonion pomphiloides* (Fichtel et

Moll), *Globigerina bulloides* d'Orb. *G. brevispira* Subbotina, *Globorotalia scitula* (Brady), *Elphidium crispum* (Linne), *Bulimina elongata* d'Orb., *B. inflata* Seguenza, *B. ovata* d'Orbigny, *Bolivina gracillima* (Andreae), *Cassidulina subglobosa* Brady, frustule de Diatomee aparținând genurilor *Coscinodiscus* (forme biconvexe și biconcave), *Isthmia* și *Triceratium* (tab. 2).

Asociațiile de mai sus diferă net de cele menționate pentru Eocen. Cum ele se situează deasupra pragului bionomic amintit, considerăm că în cuprinsul unității de Tarcău, limita stratigrafică Eocen-Oligocen trebuie trasată între stratele de Podu Secu și orizontul bazal al gresiei de Fusaru.

În legătură cu prima asociație oligocenă menționată, trebuie amintit că L. Ionesi (1962) atribuie orizontului bazal al gresiei de Fusaru (stratele de Ardeluța) vîrstă eocenă pe baza unor specii de Nummuliti și Discocycline. Considerăm că Nummuliti menționați de L. Ionesi aparțin părții superioare a straturilor de Podu Secu, ceea ce ar fi în concordanță și cu poziția stratigrafică a faunei de Nummuliti. Este de reținut că erupția de Globigerine apare deasupra faunei cu Nummuliti și Discocycline.

Asociația gresiei de Fusaru propriu-zisă este caracteristică flișului paleogen al unității mediane vestice. Ea poate fi urmărită cu aceleași caractere în : flișul central — Depresiunea Maramureșului, în gresiile de Scărișoara, de valea Iricului și marnele de valea Vinului ; flișul est-intern și median din sectorul sudic al Carpaților orientali, în stratele de Pucioasa ; în Depresiunea getică în faciesul straturilor de tip Pucioasa.

În ce privește vîrstă gresiei de Fusaru, considerăm că ea reprezintă Oligocenul inferior și mediu pe baza corelării cu zona sinclinală centrală a Pociuiei și Maramureșului, unde o asociație suficient de asemănătoare este însoțită de exemplare de *Nummulites intermedius* d'Archia, *N. vascus* Ley, pe baza cărora depozitele corespunzătoare sunt considerate de vîrstă oligocen-inferioară și medie.

Mentionăm că, deși litologic stratele de Krosno prezintă asemănări pronunțate cu stratele de Vinețisu (bazinele râului Buzău) (I. Costea, N. Baltes, 1962), microfaunistic cele două complexe sunt total diferite. În stratele de Vinețisu conținutul ¹⁾ este mult redus, foraminiferele aglutinante

¹⁾ Gh. Voicu. Micropaleontological memo. concerning the analyses of the Eocene-Oligocene samples collected in the Vinețisu and Buzău valleys (Buzău district) — Arhiva Ministerului Petrolului — Cîmpina, 1945.

nante sănt predominante. Radiolarii sănt numeroși și împreună cu radiolele de echinide, frustulele de Diatomee, fructificațiile de plante superioare, concrețiuni de pirită și glauconit, completează conținutul micropaleontologic al acestor strate.

2. Faciesul intermediar. a) *Eocen*. (profilele Plopou, Stejarul, Iordogatu). Eocenul se caracterizează prin reducerea grosimii la 800—600 m și prin înlocuirea treptată a gresiei de tip Tarcău, cu microgresii calcaroase, marno-calcare cu silicifieri, argile șistoase. De la bază spre partea superioară se deosebesc :

Strate de Straja (Eocen bazal). Grosimea circa 80 metri. Sunt constituite din argile marnoase, aleuritice, care trec la microgresii, între care apar concentrări de silice organică. Caracter silicolitic neregulat. Culori roșii-verzui-cenușii alternînde.

Strate de Tazlău¹⁾ (Eocen inferior și mediu). Grosimea circa 300 metri. Cuprind trei bancuri de gresie tip Tarcău de cîte 20—25 metri fiecare. În intervalele inferioare apar marnocalcare cu silicifieri (de tipul Doamna), gresii silicioase albe (de tipul Păltinoasa) și argile verzi-cenușii. În intervalele superioare apar microgresii calcaroase și argile marnoase.

Strate de Plopou (Eocen superior). Grosimea circa 200 metri. Cuprind o alternanță de microgresii argiloase cu frecvențe minerale epigenetice (pirită, glauconit), precum și resturi cărbunoase, gresii calcaroase și frecvențe resturi de organisme, gresii muscovitice în plăci centimetrice, argile șistoase verzi și roșii.

Reziduul de minerale grele situează cele trei orizonturi într-o zonă largă c.i granați și muscovit (tab. I).

Studiul microfaunistic a stabilit următoarele asociații caracteristice :

Pentru stratele de Straja : *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady, *Bathysiphon filiformis* Saras, *Saccammina placenta* (Gryb.), *Hyperammina elongata* Brady, *Reophax scorpiurus* Montfort, *Hormosina globulifera* Brady, *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *G. serpens* (Gryb.), *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (d'Orb.), *Haplophragmoides walteri* (Gryb.), *Alveolophragmium emarginatum* (Brady), *A. subglobosum* (Saras), *Cyclammina elegans* Cushman et Jarvis, *Trochamminoides irregularis* White, *Cystammina pauciloculata* (Brady), *Doro-*

¹⁾ Denumire nouă.

thia eocaenica C u s h . , *Plectina conversa* (G r z y b .) , *Nodosaria callomorpha* Reuss , *Lenticulina muensteri* (Roemer) , *Eponides nanus* (Reuss) . (tab. 2) .

Pentru stratele de Tazlău : *Rhabdammina abyssorum* Sars , *R. cylindrica* Glaessner , *Bathysiphon filiformis* Sars , *Saccammina placenta* (G r z y b .) , *Hyperammina elongata* Brady , *H. subnodosiformis* G r z y b . , *Dendrophrya excelsa* Grzybowski , *Reophax grandis* G r z y b . , *R. scorpiurus* Montfort , *Nodellum membranaceum* (Brady) , *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) var. *diffundens* Cushman et Renz , *G. irregularis* (G r z y b .) , *G. serpens* (G r z y b .) , *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orbigny) , *A. umbonatus* Grzybowski , *Lituotuba lata* (G r z y b .) , *L. lituiformis* (Brady) , *Haplophragmoides coronata* (Brady) , *H. coalingensis* Cushman et Hanna , *H. valteri* (G r z y b .) , *Recurvoides deflexiformis* (Noth) , *Alveolophragmium emaciatum* (Brady) , *A. subglobosum* (Sars) , *Trochamminoides conglobatus* (Brady) , *T. elegans* (R zehak) , *T. irregularis* White , *Textularia* sp. , *Trochammina globigeriniformis* (Jones et Parker) , *Cystammina pauciloculata* (Brady) , *C. subgaleata* Vasicek , „ *Gaudryina* “ *coniformis* (G r z y b .) , *Plectina tenuis* (G r z y b .) , *Eggerella propinquia* (Brady) , *Lenticulina gracilis* (Grzybowski) , *Dentalina monile* (Hagenow) , *Eponides kantkeni* (G r z y b .) , *Cibicides conoideus* (C ž j ž e k) , *C. refulgens* Montfort , *Globigerina postcretacea* Mjatliuk , *G. triloculinoides* Plummer , *Acarinina crassaformis* (Galloway et Morrey) , dinți de pești .

Pentru stratele de Plopă : *Rhabdammina cylindrica* Glaessner , *Saccammina placenta* (G r z y b .) , *S. sphaerica* Sars , *Hyperammina grzybowskii* Dylazanka , *Dendrophrya excelsa* Grzyb . , *D. robusta* G r z y b . , *Reophax duplex* Grzyb . , *R. splendidus* Grzyb . , *R. subnodulosa* Brady , *R. aff. trinitatis* Cushman et Renz , *Nodellum membranaceum* (Brady) , *Glomospira charoides* (Jones et Parker) , *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) var. *diffundens* Cushman et Renz , *G. irregularis* (G r z y b .) , *G. serpens* (G r z y b .) , *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orb.) , *Lituotuba lata* (G r z y b .) , *L. lituiformis* (Brady) , *Haplophragmoides coalingensis* Cushman et Hanna , *H. coronata* (Brady) , *H. eggeri* Cushman , *H. suborbicularis* (G r z y b .) , *H. walteri* (G r z y b .) , *Recurvoides deflexiformis* (Noth) , *R. walteri* (G r z y b .) , *Alveolophragmium scitulum* ((Brady) , *A. subglobosum* (Sars) , *Cyclammina amplexens* Grzyb . , *Trochamminoides conglobatus* (Brady) , *T.*

elegans (R z e h a k), *T. irregularis* W h i t e, *T. proteus* (K a r r e r), *Spiroplectammina spectabilis* (G r z y b.), *Cystammina pauciloculata* (B r a d y), *C. subgaleata* V a s i c e k, „*Quadryina*“ *coniformis* G r z y b., *Gyroidina globosa* (H a g e n o w), *Planulina wuellerstorfi* (S c h w a g e r). La partea superioară a stratelor de Plop se mai adaugă : *Globigerina bulloides bulloides* d’O r b., *G. corpulenta* S u b b o t i n a, *G. rubriformis* S u b b o t i n a, *G. conglobatus* (B r a d y), *Chilostomella ovoidea* R e u s s . (tab. 2).

Din corelarea asociațiilor micropaleontologice ale Eocenului în facies intermediar cu asociațiile descrise în Eocenul median sau în alte unități, rezultă :

Stratele de Straja, prin asociația lor micropaleontologică, reprezintă Eocenul inferior, corelându-se cu pachetul de argile roșii și verzi din baza gresiei de Tarcău. Menționăm că sub această asociație, în valea Bistriței, la Stejarul a fost recunoscut Danian-Paleocenul, respectiv asociația de aglutinante, la care se adaugă mai întâi cu frecvență mare Globigerinidele (*G. eocaenica*, *G. pseudoeocena*, *G. triloculinoides*) și apoi Globorotaliidele (*G. crassata*, *G. marginodentata* etc.) ;

Asociația orizontului grezo-calcaros constituie un echivalent mai bine caracterizat microfaunistic al orizontului gresiei de Tarcău și reprezintă Eocenul inferior-mediu, exclusiv zona cu *Cyclammina amplectens*.

Aproape toate formele existente în gresia de Tarcău din faciesul median se întâlnesc și în această asociație, permitînd astfel corelarea micropaleontologică a celor două complexe.

In asociația stratelor de Tazlău apar și multe forme noi și în special foraminifere calcaroase, care permit paraleлизarea complexului argilos din faciesul intermediar cu depozite mai externe. În acest fel, stratele de Tazlău microfaunistic reprezintă depozite de tranziție între faciesul median și cel marginal-extern.

De remarcat prezența foraminiferelor calcaroase, mult reduse ca număr față de tipurile aglutinante, totuși existente, față de faciesul median, unde lipsesc cu desăvârșire.

Stratele de Plop se pot fi definite micropaleontologic ca reprezentând intervalul de timp scurs de la erupția speciei *Cyclammina amplectens* și pînă inclusiv la extincția asociației care conturează zona cu *Globigerinoides conglobatus* din Eocenul superior (Lutetian superior — Priabonian).

Spre deosebire de asociația stratelor de Podu Secu, asociația stratelor de Plopșu caracterizează depozite cu o grosime mai mare și, în cuprinsul ei, foraminiferele calcaroase joacă un rol mai important.

b) *Oligocen*. Oligocenul se caracterizează de asemenea prin reducerea grosimii, cca 600 m, înlocuirea gresiei de Fusaru cu gresia de Kliwa, iar a stratelor de Krosno cu șisturi argiloase, disodilice. De la bază spre vîrf s-au separat :

Orizontul gresiei de Lucăcești (Oligocen bazal) are o grosime de 20—30 m. Este constituit la bază dintr-o gresie în strate groase, cu detritus silicios și ciment calcaro-silicios, cu glauconit (culoare verzuie), iar spre partea superioară din șisturi grezoase-calcaroase, cu pirită, accidente fosfatice și silicioase, alternând cu argile cenușii-verzui.

Orizontul menilitelor inferioare (Oligocen inferior) cu o grosime de cca 20 m. Este constituit din marno-calcare cu puternice menilitizări. Menilite curate sunt concentrate spre bază (6—8 m). Elementele detritice sunt rare ; frecvent glauconit și pirită. Rare intercalații de tuf vitroclastic.

Orizontul șisturilor disodilice (Oligocen inferior) are o grosime de cca 200 m. Este constituit din argile șistoase negre, bituminoase, cu eflorescențe sulfatice, cu intercalații de gresii de tipul Kliwa, în strate centimetrice-decimetrice pe alocuri cu mult material cărbunos.

Orizontul gresiei de Kliwa (Oligocen mediu-superior) are o grosime de cca 200 m. Este constituit din gresie de tip Kliwa în bancuri decimetrice sau metrice (gresie albă cu detritus silicios, sortat, cu ciment silicios sau de realipire). Intercalații argiloase, disodilice.

Reziduul de minerale grele indică pentru menilitele și marnele inferioare o zonă cu granați + amfiboli + epidot, iar pentru gresia de Kliwa o zonă de rutil + zircon și ilmenit, leucoxen și o subzonă cu staurolit. (tab. 1).

Studiul microfaunistic relevă următoarele asociații caracteristice :

Pentru orizontul gresiei de Lucăcești : *Rhabdammina* ex gr. *linearis* Brady, *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (d'Orb.), *Haplophragmoides coalingensis* Cushman et Hanna, *Cystammina pauciloculata* (Brady), *Robulus umbonata* (Reuss), *Nonion pompilioides* (Fichtel et Moll), *Nonionella miocaenica* Cush., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia crassula* (Cushman et Stain-

forth, *Bulimina* sp., *Cassidulina margareta* Karrer, *Chilostomella oolina* Schwaiger, (tab. 2).

Foraminiferele sănt însoțite și de spiculi de spongieri silicioși, de resturi scheletice de pești, fructificații de plante și numeroase concrețiuni de pirită și glauconit;

Marnele albe bituminoase nu au în asociația lor micropaleontologică decât spiculi de spongieri și oase de pești; în șisturile disodilice de deasupra apar încă plus și radiolari aparținând speciei *Spongellipsis laevis* Haackel;

Complexul gresiei de Kliwa are încă plus următoarele microfosile: *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Hyperammina subnodosiformis* Grzyb., *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) var. *diffundens* Cushman et Renz, *Glomospira irregularis* (Grzyb.).

Analiza conținutului micropaleontologic din depozitele faciesului intermediar permite următoarele constatări:

Tinând seama de poziția sa stratigrafică, deasupra pragului bionomic la nivelul căruia se înregistrează stingerea erupției de Globigerinide și apariția de tipuri oligocenice, orizontul gresiei de Lucăcești din faciesul intermediar se coreleză cu orizontul bazal al gresiei de Fusaru din Unitatea de Tarcău. El se situează astfel în baza Oligocenului;

În ceea ce privește depozitele superioare gresiei de Lucăcești, prin conținutul lor microfaunistic redus ca număr de specii și indivizi, prin prezența numeroaselor resturi scheletice de pești și prin prezența intenselor piritizări, acestea poartă amprenta unor condiții neprielnice vieții.

Faciesul marginal. a) *Eocen* (profilele Rîșcuța, Strigoiu, Vîlcele). Eocenul începe la bază cu un banc de brecie cu detritus de șisturi verzi de tip dobrogean, peste care se dispune un complex argilo-marnos de oca 250 m grosime, în care se intercalează microgresii marnoase sau calcaroase cu ciment bazal. Urmează un complex marnos-calcaros cu silicifieri și gresii albe cu detritus cuarțos (90%), subordonat fragmente de șisturi verzi. Gresiile au ciment calcaros sau argilo-silicios și împreună cu calcarele constituie orizontul stratelor de Doamna.

Reziduul de minerale grele indică o zonă cu rutil, turmalină, zircon + muscovit în marno-argile și rutil, turmalină, zircon în stratele de Doamna. Pirita și glauconitul sănt în general frecvente. (tab. 1).

Acestea încheie ceea ce se consideră Eocen inferior și mediu.

Eocenul mediu-superior este alcătuit dintr-un orizont argilo-marnos roșu-verde, de 20—30 m grosime, urmat de un complex argilos-marnos cu

microgresii în strate subțiri, în care abundă pirita și glauconitul. Acestea reprezintă prima formă a stratelor de Bisericani, groase de circa 250 metri.

Studiul micropaleontologic relevă următoarele asociații caracteristice :

Pentru complexul marnos-argilos și pentru stratele de Doamna : *Rhabdammina ex gr. linearis* Brady, *R. ex gr. discreta* Brady, *Bathysiphon filiformis* (Sars), *Saccammina placenta* (Grzyb.), *S. sphaerica* Sars, *Hyperammina elongata* Brady, *H. subnodosiformis* Grzyb., *Reophax duplex* Grzyb., *R. ovuloides* Grzyb., *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. serpens* (Grzyb.), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Ammolagena clavata* (Jones et Parker), *Anomalina clementiana* (d'Orb.), *Lituotuba lituiformis* (Brady), *Haplophragmoides excavata* Cushman et Waters, *H. walteri* (Grzyb.), *Recurvooides* sp., *Cyclammina elegans* Cushman et Jarvis, *C. gracilis* Grzyb., *Trochamminoides irregularis* White, *T. proteus* (Karrer), *Spiroplectammina eocaenica* Cush. et Barksdale, *Textularia* sp., *Trochammina globigeriniformis* (Jones et Parker), *Dorothia eocaenica* (Cush.), *Plectina cf. apicularis* (Cush.), *Nodosaria radicula* (Linné), *N. raphanistrum* (Linné), *Lagena hispida* Reuss, *Robulus limbosus* (Reuss), *R. umbonatus* (Reuss), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Gyroidina* sp., *Eponides affinis* (Grzyb.), *Cibicides coniferus* Mjatliuk, *C. rzezhaki* (Grzyb.), *Pullenia salsburyi* R. E. Stewart et K. C. Stewart, *Bolivina* sp., *Cenosphaera favosa* Haekel, spiculi și microsclere de spongieri silicioși, fragmente de ostracode, dinți de pești, frustule de Diatomée. (tab. 2).

Asociația de mai sus corelează cele două complexe cu grosimea stratigrafică totală de cca 400 m, cu pachetele corespunzătoare gresiei de Tarcău (mai puțin intervalul corespunzător zonei cu *Cyclammina amplexens*) și stratelor de Tazlău din faciesurile median și intermedie, care îngreștează grosimi mult mai mari, cît și cu stratele de Bucieșu, Cașin superioare și Doamna inferioare din faciesul extern. Prin corelare vîrsta depozitelor este eocen-inferioară pînă la eocen-medie.

Asociația superioară caracterizează orizontul marnos-argilos sărgat și stratele de Bisericani. Cuprinzînd multe din formele menționate anterior, marnele argiloase sărgate și stratele de Bisericani se deosebesc prin următoarele specii, care apar în coloana stratigrafică de la nivelul acestora : *Cyclammina amplexens* Grzyb., *Gaudryina jarvisi* Cush., *Quin-*

queloculina sp., *Nodosaria longiscata* d'Orb., *N. tetragona* Reuss, *Dentalina approximata* Reuss, *D. consobrina* d'Orb., *Eponides karrerri* (Grazb.), *E. umbonatus* (Reuss), *Globorotalia scitula* (Bradys), *G. cf. G. crassula* (Cushman et Stewart), *Chilostomelloides oviformis* (Sherborn et Chapman), *Macrocypris prima* Méhes.

Speciile din asociația marnelor argiloase vărgate și din stratele de Bisericieni, completate cu cele comune, indică intervalul cuprins între zona cu *Cyclammina amplectens* și erupția de Globigerinide, deci Eocenul mediu și superior. Pentru această poziție stratigrafică pledează și Globigerinidele: *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. corculenta Subbotina*, *G. inflata* d'Orb., forme caracteristice Eocenului celui mai de sus, care apar și aici la partea superioară a asociației. (tab. 2).

b) *Oligocen*. Oligocenul prezintă o succesiune asemănătoare aceleia din faciesul intermedian, deosebirea constând într-o participare mai mare a șisturilor disodilice. Totodată, datorită eroziunii mai puțin adânci, sunt prezente și nivelele cele mai noi reprezentate prin șisturi argilo-grezoase și marno-grezoase cenușii, „flișoide“, și disodile cu menilite superioare (pl. II).

Mineralele grele conturează o asociație dominată de zircon-rutil-turmalină și subzone cu staurolit sau francolit. (tab. 1).

Asociația microfaunistică a Oligocenului, deși mai bogată calitativ și cantitativ decât aceea a faciesului intermedian, se prezintă de asemenea monotonă, încât în întreaga succesiune oligocenă se individualizează o singură zonă microfaunistică.

Conținutul acestei zone este alcătuit în bună parte din specii comune Paleogenului. La nivelul pragului bionomic care separă Eocenul de Oligocen, apar foarte puține forme noi. Acestea sunt reprezentate în special prin testuri de Radiolari, frustule de Diatomee și fructificații de plante superioare.

În partea superioară a marnelor albe bituminoase se remarcă tipurile de ostracode: *Bayrdia* sp., *Schuleridea* sp. aff. *jonesiana* (Bosquet), *Macrocypris kovackiensis* Méhes. Ele delimită un reper microfaunistic cu o valoare stratigrafică redusă, care pînă în prezent în probele de foraje nu a putut fi identificat. (tab. 2).

Faciesul extern. a) *Eocen*. Eocenul îl vom considera separat pentru semiferestrele Putna-Vrancea—Oituz-Slănic și Bistrița.

Semiferestrele Putna-Vrancea și Oituz-Slănic (profilele Putna și Feschi).

Considerăm că în cutile mai vestice (Greșu) depozitele eocene încep cu un orizont de marno-argile verzi sau roșii intercalate cu microgresii argilo-silicioase, glauconitice de circa 25 metri grosime („stratele tisso-roide“). Urmează o alternanță de microgresii calcaroase, cu textură curbi-corticală, cu argile verzi, calcare gălbui fine, calcare detritice cu accidente silicioase și lentile de conglomerate cu elemente de șisturi verzi. Grosimea pe verticală circa 300 metri. Corespund cu stratele de Doamna din valea Bistriței.

Partea superioară a depozitelor eocene cuprinde: un orizont de argile roșii și verzi în bază, cu intercalații de microgresii în strate centimetrice, totul trece spre aspectul straterelor de Bisericani. Grosimea pe verticală 200 metri.

În cutile estice (Coza) considerăm că depozitele eocene încep la un nivel încă nedeterminat al straterelor de Cașin, care reprezintă un complex marno-calcaros, cenușiu-bituminos, cu frecvențe diaclaze de calcit și numeroase resturi de organisme. Din grosimea de cca 700 m atribuită de I. Dumitrescu, am considerat că pot trece la Eocen cca 300 m (stratele de Cașin superioare), lăsând în orice caz în Cretacicul superior orizontul în care este cuprins conglomeratul de Piatra Streiului (I. Băncilă, 1958).

Urmează un complex de marne alburii-verzui și pătate cu roșu la partea superioară (strate de Bucieșu) de cca 100 m grosime.

Eocenul superior este constituit din strate de Bisericani.

Studiul micropaleontologic întocmit a pus în evidență următoarele asociații diagnostice :

Pentru semifereastra Putna-Vrancea (profilul râului Putna) ;

O asociație caracteristică părții superioare a straterelor de Cașin și calcarelor de Doamna reprezentată prin: *Rhabdammina abyssorum* Sars, *Hyperammina elongata* Brady, *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. irregularis* (Gryb.), *Haplophragmoides walteri* (Gryb.), *Dorothia eocaenica* Cushman, *Nodosaria radicula* (Linné), *Cibicides praecaniferus* Matluk, spiculi și microsculpture de spongieri, glauconit;

O asociație pentru stratele argiloase vărgate și stratele de Bisericani : *Astrorhiza granulosa* (Brady), *Rhabdammina abyssorum* Sars, *Bathy-siphon* sp., *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Hyperammina elongata* Brady, *H. subnodosiformis* Grzyb., *Reophax duplex* Grzyb., *Hor-mosina ovulum* (Grzyb.), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. gordialis* (Jones et Parker), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Haplo-phragmoides coronatus* (Brady), *H. walteri* (Grzyb.), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Recurvoides* sp., *Cyclammina amplexens* Grzyb., *C. pusilla* Brady, *Trochamminoides irregularis* White, *T. proteus* (Karrer), *Spiroplectammina spectabilis* (Grzyb.), *Cystammina pauci-loculata* (Brady), *Dorothia bulletta* (Carsley), *Plectina cf. apicularis* (Cush.), *P. conversa* (Grzyb.), *Nodosaria callomorpha* Reuss, *N. longiscata* d'Orb., *N. radicula* (Linné), *Robulus umbonatus* (Reuss), *Gyroidina* sp., *Eponides nanus* (Reuss). (tab. 2).

Asociația părții superioare a stratelor de Cașin și a calcarelor de Doamna este mai puțin concludentă și permite corelarea cu restul depozitelor eocene într-o măsură mai mică. Vîrsta sa eocen-inferioară este dată ținând seama numai de poziția stratigrafică (cuprinsă între Senonianul superior-Paleocen, reprezentat prin stratele de Cașin inferioare și Eocen mediu și superior reprezentat prin stratele de Bisericani).

Cea de-a doua asociație, corespunzătoare argilelor vărgate și strateelor de Bisericani, merge aproape pînă la identitate cu asociația stratelor de Podu Secu din faciesul median (I. Costea, N. Baltes, 1962). Prezența unor forme calcaroase în asociația sa diagnostică, care în conținutul stratelor de Podu Secu nu existau, lasă să se întrevadă și o slabă relație între Eocenul superior din semifereastra Putna cu stratele de Plop din faciesul intermediar.

Eruptia de Globigerinide de la partea superioară a stratelor de Bisericani este reprezentată în valea Putna prin speciile : *Globigerina aper-tura* Cush., *Globigerina bulloides bulloides* d'Orb., *Globigerina cor-pulenta* Subbotina, *Globigerina inflata* d'Orb., *Globigerinoides con-globatus* (Brady), *Globigerinoides rubriformis* Subbotina.

Pentru semifereastra Oituz-Sălănic (profilul rîului Feschi).

În stratele de Bisericani, asociația cuprinde speciile : *Rhabdammina ex gr. discreta* Brady, *R. linearis* Brady, *Saccammina placenta* (Grzyb.), *S. sphaerica* Sars, *Hyperammina elongata* Brady, *H. sub-nodosiformis* Grzyb., *Reophax duplex* Grzyb., *Glomospira gordialis*

(Jones et Parker), *G. irregularis* (Grzyb.), *Ammodiscus ex gr. incertus* (d'Orb.), *Haplophragmoides coronata* (Bradby), *H. suborbicularis* Grzyb., *H. walteri* (Grzyb.), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Cyclammina amplexens* (Grzyb.), *Trochamminoides irregularis* White, *T. proteus* (Karrer), *Nodosaria affinis* Reuss, *N. longiscata* d'Orb., *N. soluta* Reuss, *Lenticulina macrodisca* (Reuss), *Lagena* sp., *Gyroidina gyrrardana* (Reuss), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Cibicides coniferus* Mjatliuk, *Globigerina bulloides* d'Orb. (erupție), *G. corpulenta* Subbotina (erupție), *Globigerinoides conglobatus* (Bradby) (erupție), *Chilostomelloides oviformis* (Sherbourn et Chapman), diverse tipuri de frustule de diatomee (tab. 2).

Spre deosebire de asociațiile eocene din semifereastra Putna-Vrancea, în semifereastra Oituz-Slănic formele calcaroase au o participare mai mare. Se recunosc tipurile care prezintă o importanță stratigrafică deosebită, care ajută la recunoașterea Eocenului mediu și superior.

Oligocen. Microfauna oligocenă, respectiv depozitele cuprinse între gresia de Lucăcești și meniilele și disodilele superioare din ambele semifereestre, se prezintă uniform alcătuită, ca urmare a unei monotonii pronunțate în ecologia bazinului de sedimentare, caracterizând cu o singură asociație întreaga succesiune stratigrafică. În genere formele din această asociație reprezintă tipuri a căror evoluție lentoare a început încă din Eocen.

Este foarte probabil ca pe baza speciilor : *Chilostomella ovoidea* Reuss, *Nonionella miocenica* Cushman, *Virgulinella miocaenica* Cushman et Ponton și *Isthmia enervis* (Ehrenberg), parte a infierioară a sisturilor disodilice superioare din semifereastra Putna-Vrancea să se coreleză cu unele orizonturi din stratele de Pucioasa sau cu gresia de Fusaru.

În acest sens microfauna depozitelor sedimentare ale semifereestrei Putna s-ar asemăna mult cu aceea a faciesului marginal, reflectând condiții bionomice similare.

Mentionăm o acumulare calitativă pe o grosime mult redusă (4 m) în Oligocenul din pîrful Feschi, la nivelul unei intercalări flișoide, considerată a fi la nivelul superior al Oligocenului (strate de Strigoiu).

Semifereastra Bistrița

a) *Eocen*. Pentru Eocen succesiunea este următoarea : orizontul argilos-grezos bazal ; gresia de Păltinoasa, respectiv gresia de Jgheabul Mare

sau gresia de Scorbura ; strate de Doamna ; orizontul argilos-marnos roșu-verde ; stratele de Bisericani.

Asociațiile micropaleontologice care au fost stabilite în semifereastra Bistrița caracterizează următoarele :

Complexul argilos-grezos bazal, gresia de Păltinoasa și stratele de Doamna, cuprind o asociație foarte redusă calitativ și cantitativ, care prezintă asemănări cu asociația părții superioare a stratelor de Cașin și a calcarelor de Doamna din semifereastra Putna-Vrancea, singura cu care poate fi corelată (tab. 2).

Ea contrastează cu bogăția de genuri, specii și indivizi a depozitelor adiacente inferioare caracterizate de zonele micropaleontologice *Dendrophrya robusta* și *Alabamina wilcoxensis* (Danian-Paleocen) din profilul Cuejd-Runcu¹⁾ ;

Orizontul de argile roșii și verzi și stratele de Bisericani. Aceste două complexe litologice prezintă în semifereastra Bistrița cea mai bogată asociație microfaunistică eocenă întâlnită în flișul Carpaților orientali și care are în alcătuirea sa cele mai numeroase foraminifere calcaroase. Dintre formele care alcătuiesc această asociație menționăm : *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Saccammina placenta* (Grzyb.), *Hyperammina subnodosiformis* Grzyb., *Reophax duplex* Grzyb., *R. ovuloides* Grzyb., *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (d'Orb.), *A. umbonatus* Grzyb., *Lituotuba lata* (Grzyb.), *L. lituiformis* (Bradby), *Haplophragmoides coronata* (Bradby), *H. suborbicularis* Grzyb., *H. walteri* (Grzyb.), *Recurvooides deflexiformis* (Noth), *Alveolophragmium emaciatum* (Bradby), *A. subglobosum* (Sars), *Cyclammina amplectens* Grzyb., *Trochamminoides irregularis* White, *Cystammina pauciloculata* (Bradby), *Gaudryina asiphonia* Cush., *Quinqueloculina* sp., *Nodosaria affinis* Reuss, *N. ewaldi* Reuss, *N. longiscata* d'Orb., *N. monile* (Hagenow), *N. tetragona* Reuss, *Lagena hispida* Reuss, *Astacolus crepidulus* (Fichtel et Mol), *Marginulina krylovae* Mjatliuk, *Dentalina consobrina* d'Orb., *Guttulina communis* d'Orb., *Discorbis* sp., *Gyroidina girardana* (Reuss),

¹⁾ I. Costea, N. Balteș, S. Rapauzu, Andorina Rosa, Gh. Măstacan. Studiu complex al Cretacicului din fliș. 1965. Arhiva Ministerului Petrolului. București.

Eponides karrerri (Graz), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Nuttalides trümpyi* (Nuttall), *Anomalina ammonoides* (Reuss), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. inflata* d'Orb., *G. corpulenta* Subbotina, *Globigerinoides conglobatus* Subbotina, *Rotalia stellata* Reuss, *Uvigerina asperula* Czjzek, *Uvigerina mexicana* Nuttall, *Bolivina* sp., *Chilostomella oolina* Schäfer, dinti de pești, *Coscinodiscus* sp.

Asociația din orizontul argilos-marnos roșu-verde corespunde intervalului în care specia *Cyclammina amplectens* înregistrează erupție. Această faună subzistă și în intervalul corespunzător stratelor de Bisericieni; limita inferioară a acestora coincide cu apariția unor foraminifere aglutinante de talie foarte mare (în special specii de *Reophax*, *Saccammina*, *Haplophragmoides*). În partea superioară a stratelor de Bisericieni se semnalează și erupția de Globigerinide.

Datele paleontologice menționate arată că pachetul echivalent orizontului argilos-marnos roșu-verde și stratelor de Bisericieni se situează ca vîrstă în partea terminală a Eocenului mediu, respectiv în Eocenul superior și se coreleză cu stratele de Plop din faciesul intermediar.

b) Oligocen. Depozitele oligocene din semifereastra Bistriței au în genere un conținut micropaleontologic și mineralologic uniform; conținutul microfaunistic este în general sărac calitativ și cantitativ.

Orizontul gresiei de Lucăcești de peste stratele de Bisericieni se caracterizează prin următorul conținut micropaleontologic: *Rhabdammina linearis* Brady, *Hyperammina elongata* Brady, *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Cibicides conoideus* (Czjzek), *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Virgulina schreibersiana* Czjzek, glauconit.

În rest, Oligocenul este foarte slab reprezentat din punct de vedere microfaunistic. În asociație apar numai fragmente de metazoare (resturi scheletice de Spongieri și pești) precum și fructificații de plante (tab. 2).

Concluzii. Ansamblul de caractere consemnate mai sus conduc la următoarele concluzii privind stratigrafia depozitelor paleogene din regiunea cuprinsă între valea Sucevei și valea Buzăului:

1. Între Cretacicul superior și Paleogen există o continuitate de sedimentare, în toate unitățile flișului Carpaților orientali. Continuitatea este dovedită microfaunistic, prin stabilirea asociațiilor caracteristice seriilor

Danian și Paleocen. O discontinuitate în sedimentare s-a petrecut, după cît se pare, în timpul Senonianului inferior și este dovedită de depozitele conglomeratice și brecioase, care conțin microfaună maestrichtiană.

2. Procentul de roci psamitice scade în avantajul rocilor pelitice argiloase-marnoase și a marno-calcarelor, de la interior spre exterior. Legată de scăderea aportului de material terigen apare creșterea numărului de foraminifere calcaroase, de la faciesul median spre cel marginal, în care majoritatea o constituie formele calcaroase. O situație similară în ce privește participarea foraminiferelor calcaroase se constată și de la sud la nord, în cadrul faciesului extern, respectiv de la semifereastra Putna-Vrancea la semifereastra Bistrița.

Faptul se poate pune în legătură, în ambele cazuri, cu prezența mai apropiată a unor reliefuri furnizoare de detritus (cordiliera șisturilor verzi și orogenul nord-dobrogean pentru domeniul flișului extern; cordiliera central-carpatică pentru domeniul flișului median).

3. Grosimile corespunzînd etajelor stratigrafice de la interior la exterior, relevă pentru faciesul median o zonă de subsidență importantă, iar pentru faciesurile marginal-externe o condiție mai stabilă. Microfaunistic se constată că reducerea de grosime spre exterior nu se face prin excluderea anumitor elemente stratigrafici, ci prin condensarea lor.

4. În subunitatea de maximă subsidență — mediană — se remarcă numai materialul carpatic, în subunitatea intermediară apar primele remanieri din Vorland (șisturi verzi), iar în unitatea externă aceste remanieri cresc foarte mult.

5. Înțînd seamă de datele stratigrafice și tectonice privind Carpații orientali în ansamblul lor, putem face următoarele corelați cu depozitele paleogene din Carpații de nord :

Depozitele din subunitatea mediană se coreleză cu depozitele din Depresiunea centrală ;

Depozitele din subunitatea intermediară și marginală, cu depozitele din zona de „skibe“ ;

Depozitele din unitatea externă cu cele din „cutele Pokuției“ sau din „cutele adânci“.

BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București.
- Băncilă I., Papiu C. V. (1960) Asupra caracterelor litologice ale stratelor de Straja de la gura văii Stejarului (Bicaz). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. V.*, 3. București.
- Bombiță G. (1963) Contribuții la corelarea eocenului epicontinental din R. P. Română. Ed. Academiei. București.
- Costea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. tehnică. București.
- Dabiaghian N. V. (1959). Foraminiferi verchneocenovich otlojenii Rahovsko. Penninski zonî Karpat. *Probl. de stratigr. litol. și paleont. din r. petrolif. din Ucraina*. Moscova.
- Dumitrescu I. și colab. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol. XXXII*. București.
- Filimon T., Damian A. (1965) Geologia regiunii Bicaz-P. Neamț. *Soc. Șt. Nat. Geogr. Comunic. geol. III*. București.
- Geroch S. (1960) Zespol mikrofauny z Kredy i Paleogenu serii Slaskiej w Beskidze Slaskiem. *Bull. Inst. Geol. 153*. Varșovia.
- Grigoraș N., Pauliuc S., Costea I. (1963) Date noi privind faciesurile depozitelor paleogene dintre văile Putna și Buzău. *Anal. Univ. București, Seria Științ. Nat. Geol. Geogr. 37*. București.
- Huss F. (1957) Stratygrafia jednostki Weglowki na podstawie mikrofauny. *Acta Geologica Polonica*, VII. Varșovia.
- Ionesi L. (1962) Geologia regiunii dintre P. Bolovaniș și P. Rădvanu (valea superioară a Tarcăului). *D. S. Com. Geol. XLIV*. București.
- Joja T., Cosma V., Dumitrescu Z. (1963) Les horizons du Flysch externe compris entre la Suceava et la Sucevița et leur contenu micropaléontologique. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congres V. 1961*, București.
- Kulcițkii J. O. (1957) Paleogenenovîe otlojenia raiona s. Iasina. *Gheologiceskii sbornik*, 4. Lwow.
- Kulcițkii J. O. (1958) Flișul cretacic și paleogen din partea de sud-est a Carpaților Orientali. *Culgeri geologice ale Asoc. geologilor din Lwow. 5—6* (traducere).
- Liszkowa J. (1959) Mikrofauna Warstw z egzotykami z Bachowic. *Inst. Geol. Bull. 131*. Varșovia.
- Majzon L. (1963) The palaeogene foraminifera horizons of Hungary. *Acta geol. Hung.*, 7, 3—4.
- Pokorný V. (1960) Microstratigraphie et biofaciès du flysch carpatique de la Moravie méridionale (Tchécoslovaquie): *Revue de l'Inst. Fr. du Pétrole*. XV. 7—8. Paris.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana, Kusko M. (1963). Structura geologică a părții de NW a munților Buzăului și a părții de SW a munților Vrancei. *D.S. Com. Geol. XLVIII* (1960—1961). București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1964) Aspecte stratigrafice și structurale ale flișului paleogen din regiunea Ghelința (Tr. Secesc). *D.S. Com. Geol. XLIX* (1961—1962). București.
- Stoica C. (1965) Considerații stratigrafice în bazinul Tazlăului și zona flișului. *Petrol și Gaze*, 16, 9. București.

- Subbotina N. N. (1963) Globigherinidî, Hautkeninidî și Globorotalidî. Leningrad
- Subbotina N. N. (1964) Foraminiferî melovîh și paleogenovîh otlojenîi zapadnoi Sibirskei nizmnenosti. Leningrad.
- Zdenek R., Mateyka Alois (1956). Geologia grupului de fliș Magura din bazinul nordic al râului Vah între Bytca și Trencin (Partea microbiostratigrafică de E. Hanzlikova), traducere. Secția documentare a I.L.-Geo, M.I.P.C.

CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DU PALÉOGÈNE DU FLYSCH CARPATIQUE

PAR

V. AGHEORGHIESEI, I. BĂNCILĂ, I. COSTEA, ANDORINA ROSA

(Résumé)

Dans le secteur roumain des Carpates Orientales les dépôts paléogènes sont amplement développés dans la moitié E et SE de la zone du Flysch. En allant de l'intérieur vers l'extérieur et, moins du N au S, ces dépôts présentent d'importantes variations de faciès et d'épaisseur.

L'absence des microfossiles rend difficile une détermination plus exacte de ces dépôts dans l'échelle stratigraphique ainsi que la corrélation des divers horizons.

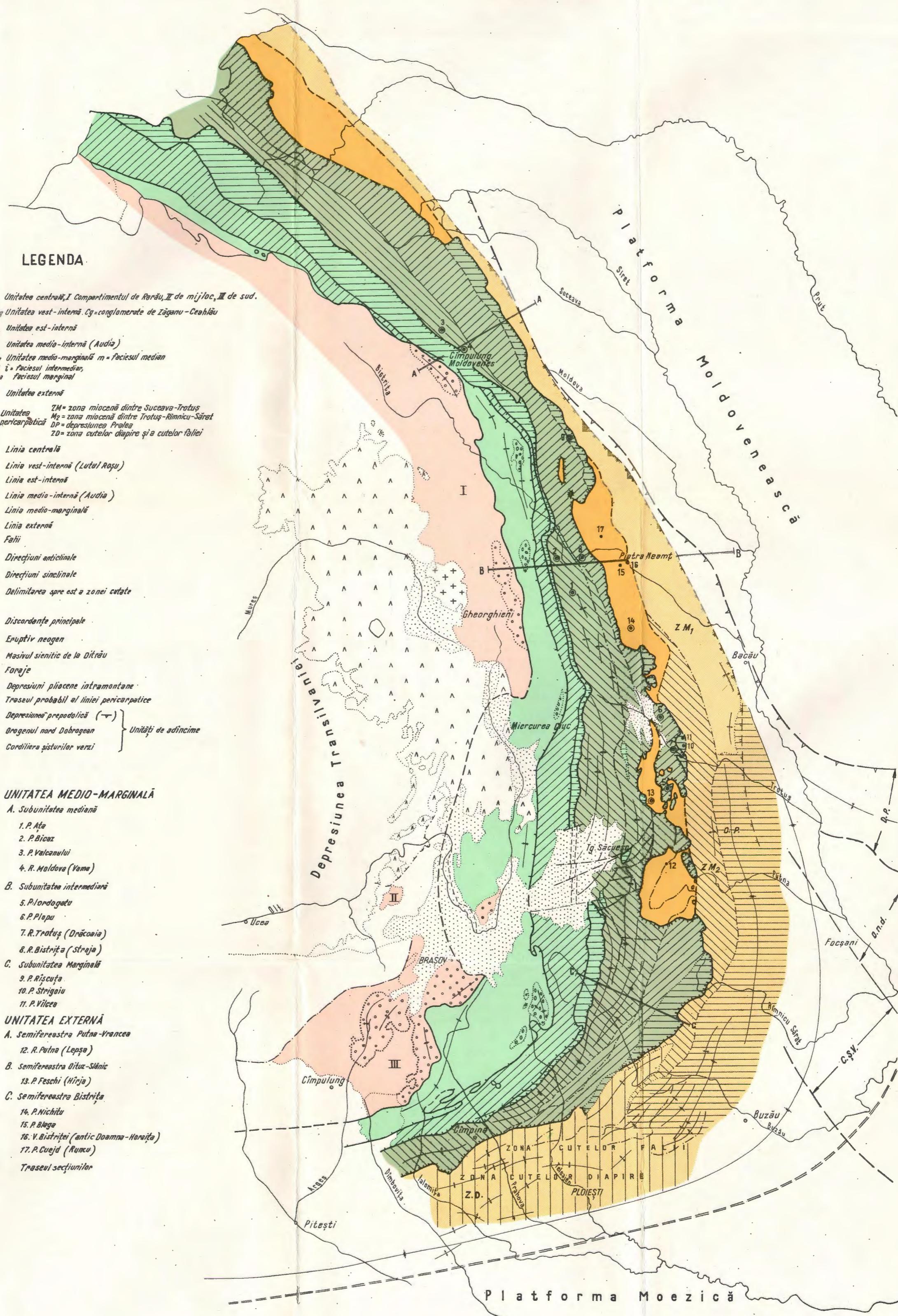
Les observations faites en terrain et des analyses relativement nombreuses, microfauniques et pétrographiques exécutées à l'Institut de Recherches et Projets Géologiques Industriels pour Hydrocarbures auprès du Ministère du Pétrole ont contribué, par l'apport de nouveaux éléments, à élucider ce problème et à établir une comparaison avec les secteurs plus septentrionaux du Flysch carpatique d'Ukraine, de Pologne et de Tchécoslovaquie.

Dans le secteur entre la Vallée de Suceava et la Vallée de Buzău les observations en terrain ont établi l'existence de cinq unités structurales majeures : l'unité du Flysch ouest-interne, l'unité du Flysch est-interne, l'unité Audia (des schistes noirs) l'unité marginale (on peut y séparer les sous-unités médiane, intermédiaire et marginale) et l'unité externe développée dans les demi-fenêtres tectoniques (Putna-Straja, Bistrița, Oituz, Putna-Vrancea) reliées l'une à l'autre en profondeur.

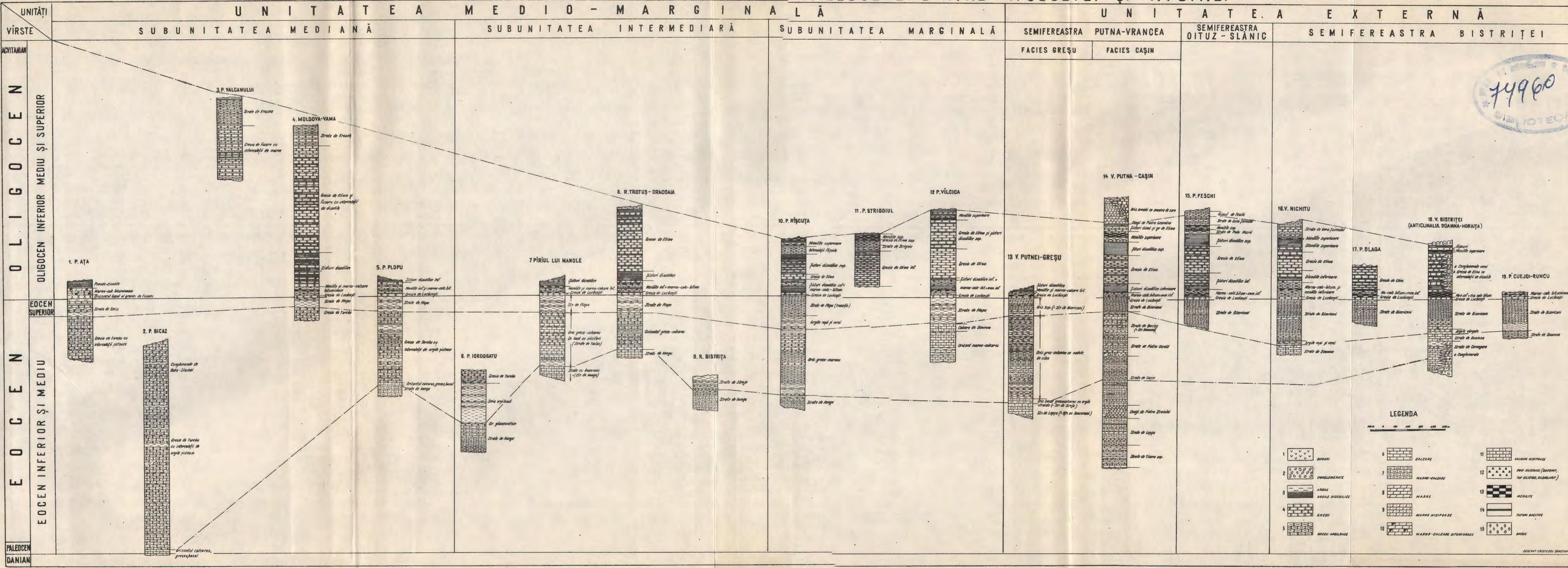
Vers l'intérieur, le Flysch ouest-interne est flanqué par l'unité centrale et vers l'extérieur le Flysch externe est flanqué par l'unité péricar-

74960
1958

SCHITĂ TECTONICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI
DINTRE VALEA TISEI ȘI VALEA DÎMBOVIȚEI (I.BÂNCILĂ 1958) CU AMPLASAREA
PROFILELOR STUDIATE MICROPALEONTOLOGIC (◎) ȘI PETROGRAFIC (◎)

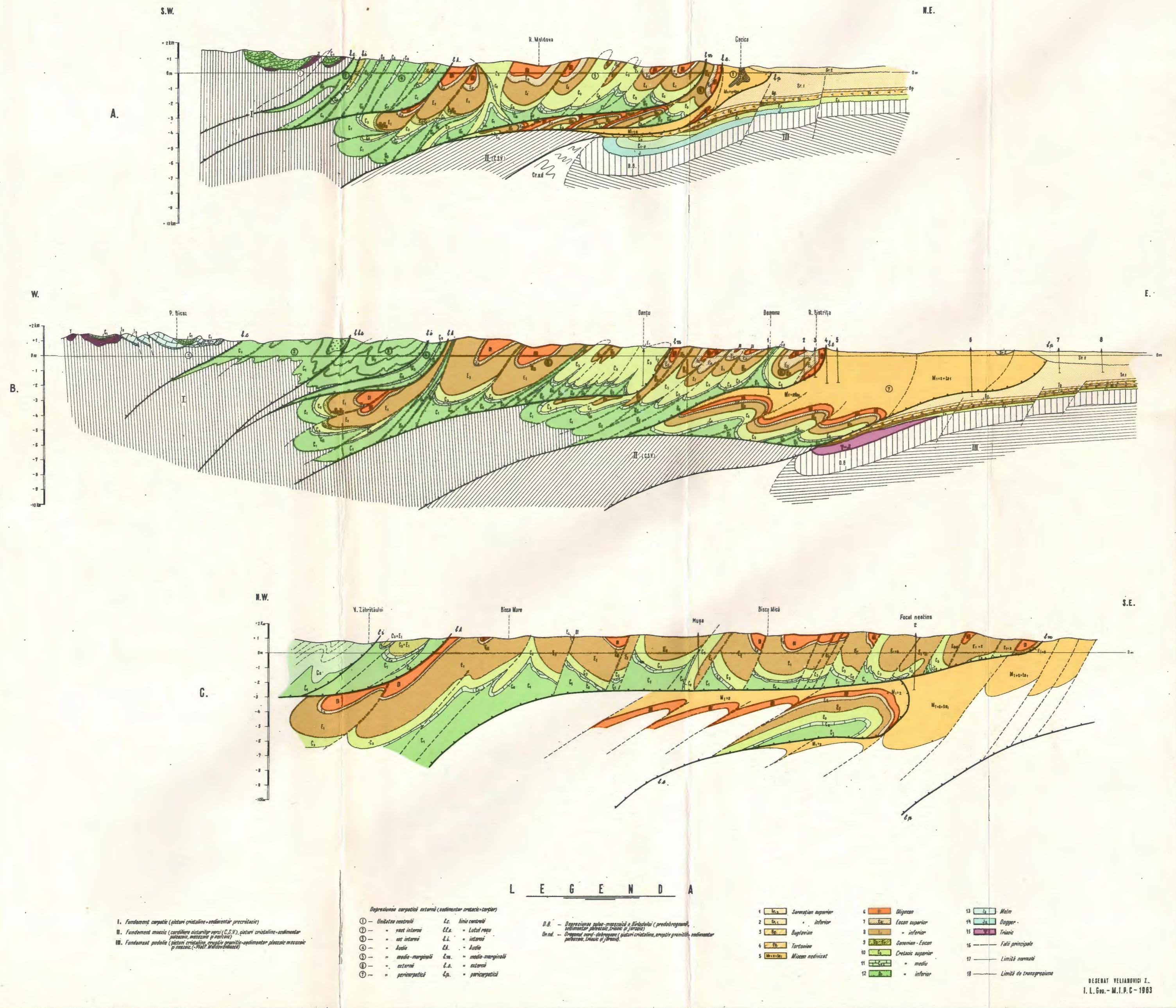


CORELAREA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR PALEOGENE DINTRE V. SUCEVEI ȘI V. PUTNEI



I. BĂNCILĂ
SECȚIUNI GEOLOGICE CARACTERISTICE PRIN
FLIȘUL CARPAȚILOR ORIENTALI

SCALES:



patique. Celui-ci achève l'aire de distribution des formations de l'orogène carpatique.

Dans le secteur entre la vallée de Suceava et la vallée de Buzău les unités internes sont constituées uniquement de dépôts crétacés.

Vers le S et vers l'W, dans les bassins des vallées de Prahova et de Ialomița, des dépôts paléogènes et néogènes s'y ajoutent.

C'est l'unité externe, abritant le développement de faciès distincts, qui revêt une importance toute spéciale pour la détermination du Paléogène entre la vallée de Suceava et la vallée de Buzău.

Nous ferons observer que dans ces unités les analyses microfauniques indiquent la continuité de sédimentation entre le Crétacé supérieur et l'Éocène.

1. *Faciès médian.* L'Éocène a un faciès prédominant gréseux à la base (grès de Tarcău) qui se range dans le groupe des grès faiblement triés, à ciment argileux-détritique dans lequel le détritus est constitué de schistes cristallins du type de ceux de l'unité centrale des Carpates.

La partie supérieure (couches de Podu Secu) comprend des grès calcaires, marnocalcaires et des intercalations d'argiles verdâtre olive. La microfaune suggère pour le grès de Tarcău l'âge éocène inférieur et moyen (y compris l'éruption de *Cyclamina amplectens*) et l'âge éocène supérieur pour les couches de Podu Secu (y compris l'éruption de Globigérinides).

Les associations micropaléontologiques permettent des corrélations avec l'Éocène du Flysch carpatique de Moravie (le Flysch de Măgura), avec le flysch carpatique silésien et avec la zone des Beskides.

L'Oligocène est lui-aussi principalement gréseux, contenant comme éléments caractéristiques le grès de Fusaru, un grès calcaire à transition vers les grès argileux. Des couches de Krosno s'y ajoutent dans lesquelles on distingue un complexe inférieur gréseux et un autre supérieur pélito-carbonaté.

Grâce au contenu micropaléontologique trouvé dans la série oligocène on peut séparer trois zones micropaléontologiques caractéristiques pour le segment basal (Fusaru basal), le grès de Fusaru et les couches de Krosno.

Les associations oligocènes peuvent être elles-aussi corrélées à des associations synchrones de la Dépression de Maramureș, au Flysch interne et médian du secteur méridional des Carpates Orientales, ainsi qu'à l'Oli-

gocène de la zone synclinale centrale de Pocuția où des exemplaires de *Nummulites* indiquent l'âge oligocène.

2. *Faciès intermédiaire*. Ce faciès est caractérisé par la réduction de l'épaisseur stratigraphique et le remplacement graduel du grès de type Tarcau par des microgrès calcaires, marnocalcaires à silicifications, par des argiles schisteuses.

Dans la succession de l'Éocène, en allant de la base vers la partie supérieure, on sépare les couches de Straja (argiles marno-aleuritiques à transition vers les microgrès), les couches de Tazlău (constituées de bancs de grès de type Tarcau et de type Păltinoasa, des marnocalcaires à silicifications de type Vrancea, des microgrès calcaires et des argiles marneuses), les couches de Plopă (alternance de microgrès argileux, grès muscovitiques et argiles schisteuses vertes et rouges).

Au point de vue de la microfaune les divisions séparées caractérisent les trois complexes mentionnés, indiquant pour les couches de Straja l'âge éocène inférieur, pour les couches de Tazlău — celui éocène inférieur-moyen et pour les couches de Plopă l'âge éocène-supérieur compris entre les couches à *Cyclammina amplexens* et l'éruption de Globigériides; il s'agit donc d'un intervalle de temps supérieur — dans la base — à celui qui correspond aux couches de Podu Secu.

L'Oligocène, dont l'épaisseur est moindre que celle de son correspondant de la sous-unité médiane, se caractérise par le remplacement du grès de Fusaru par le grès de Kliwa et par le remplacement des couches de Krosno par les schistes argileux, dysodiliques.

Dans ses horizons : le grès de Lucăcesti, les ménilites inférieurs, les schistes dysodiliques, le grès de Kliwa, distincts au point de vue de la constitution minéralogique-pétrographique ont été séparées deux associations micropaléontologiques dont l'une correspond au grès de Lucăcesti et l'autre, qui n'est pas représentative, au reste de la série.

3. *Faciès marginal*. Ce faciès est caractérisé par le remplacement plus évident des roches détritiques par des roches pélítiques. Dans sa succession en allant de la base vers le sommet, il présente un banc de brèche à détritus de schistes verts de type dobrogéen, un complexe marnocalcaire à silicifications et grès calcaires (couches de Doamna) et un horizon argilo-marneux, rouge vert, suivi par un complexe argileux marneux à microgrès en couches minces (couches de Bisericani).

Les complexes inférieurs, y compris les calcaires de Doamna indiquent, au moyen des analyses micropaléontologiques, l'âge éocène inférieur-moyen, tandis que l'horizon argileux-marneux rouge vert et les couches de Bisericani correspondent aux couches de Plopă de la sous-unité intermédiaire, c'est-à-dire à l'Éocène moyen-supérieur. Par contre, la zone à *Cyclammina amplectens* peut être séparée, en vertu de sa lithologie, de l'Éocène supérieur. Elle correspond à l'horizon argileux-marneux rouge vert.

L'Oligocène présente une succession similaire à celle du faciès intermédiaire à la différence qu'il témoigne d'une plus riche participation de schistes dysodiliques.

En plus, il présente des niveaux plus récents dûs à l'érosion moins avancée : schistes argilo-gréseux et marno-gréseux „flyschoides“ et dysodiliques à ménilites supérieurs.

Dans toute la succession oligocène une seule zone microfaunique s'individualise, constituée en grande partie d'espèces communes au Paléogène. Nous mentionnons la présence de nombreuses textures de Radiolaires et de frustules de diatomées.

4. Faciès externe. Demi-fenêtres de Putna-Urancea et d'Oituz.

La succession éocène comprend dans les zones occidentales (Greșu) de ces demi-fenêtres les couches Tissaroïdes (marno-argiles verts ou rouges, intercalées avec des microgrès argilo-siliceux, glauconieux), une alternance de microgrès calcaires avec des argiles vertes, calcaires jaunâtres fins, calcaires détritiques et lentilles de congolomérats à éléments de schistes verts (calcaires de Doamna). La partie supérieure des dépôts éocènes comprend l'horizon d'argiles rouges et vertes, suivi par les couches de Bisericani.

Dans les plis orientaux (Mont Coza) les dépôts éocènes apparaissent dans les couches de Cașin (complexe marnocalcaire, gris, bitumineux, à fréquentes diaclases de calcite) surmontées par des marnes blanchâtre verdâtre et tachetées (couches de Bucieșu). L'Éocène supérieur est constitué de couches de Bisericani.

L'étude de la microfaune a permis la séparation de trois associations caractéristiques : pour les couches de Cașin et les calcaires de Doamna, pour les couches de Bucieșu et pour les couches de Bisericani.

Les deux premières associations nous autorisent à établir l'âge éocène inférieur-moyen tandis que la dernière suggère l'Éocène moyen-supé-

rieur. Ce qui les caractérise pourtant toutes c'est la participation massive des Foraminifères calcaires.

Les dépôts oligocènes, compris entre le grès de Lucăcesti et les ménilites dysodiles supérieurs présentent une association uniformément constituée du fait que, durant la sédimentation des dépôts oligocènes, ce sont, à peu près, les mêmes conditions de milieu qui se maintiennent. Les intercalations flyschoïdes (couches de Stirigoiul ; couches de Podul Morii) au contenu beaucoup plus riche, au point de vue de la qualité comme de la quantité, s'en distinguent.

La demi-fenêtre de Bistrița. Comprend, dans l'Éocène, la succession de l'horizon argileux gréseux basal, le grès de Păltinoasa (Jghiabul mare, Scărișoara), les couches de Doamna, l'horizon argileux-marneux rouge vert et les couches de Bisericani.

L'Oligocène qui présente les mêmes caractères et la même succession que dans la sous-unité marginale, excepté les éléments de schistes verts intercalés à divers niveaux de la série, comprend une seule association micropaléontologique.

Cette présentation des dépôts paléogènes entre la vallée de Suceava et la vallée de Buzău suggère les conclusions suivantes :

Les dépôts éocènes se disposent en continuité de sédimentation sur les dépôts crétacés supérieurs ;

Le pourcentage de roches psammitiques diminue vers l'extérieur dans la même proportion dans laquelle augmente celui des roches pélitiques et celui des marnocalcaires par suite de l'éloignement par rapport aux zones de relief qui fournissent du détritus. Le rapport entre les Foraminifères agglutinants et ceux calcaires reflète fidèlement ce phénomène ;

Les épaisseurs stratigraphiques correspondantes aux étages éocène et oligocène diminuent de l'intérieur vers l'extérieur. La réduction d'épaisseur se réalise par la condensation des termes et non par leur suppression (la succession stratigraphique complète en témoigne — au moyen de la microfaune) ;

Dans la sous-unité médiane il n'y a que le matériel carpatique qui se remanie ; dans la sous-unité intermédiaire apparaissent les premiers remaniements du Vorland (schistes verts). Dans l'unité externe ces remaniements sont très accusés.

Les dépôts paléogènes entre la vallée de Suceava et la vallée de Buzău peuvent être corrélés aux dépôts synchrones des Carpates Septentrionales comme il suit :

Les dépôts de la sous-unité médiane corrélés à ceux de la „Dépression centrale“ ;

Les dépôts de la sous-unité intermédiaire et marginale à ceux de la „zone de skibes“ ;

Les dépôts de l'unité externe à ceux des „plis de Pocuția“ ou des „plis profonds“.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse tectonique des Carpates Orientales entre la vallée de Tisa et la vallée de Dimbovița (I. Băncilă, 1958) avec emplacement des profils étudiés au point de vue micropaléontologique et pétrographique.

1, unité centrale : I, compartiment de Rarău, II, de milieu, III, de sud ; 2, unité ouest-interne : Cg, conglomérats de Zăganu-Ceahlău ; 3, unité est-interne ; 4, unité médiо-interne (Audia) ; 5, unité médiо-marginale, m = faciès médiан, i = faciès intermédiaire, ma = faciès marginal ; 6, unité externe ; 7, unité péricarpatique, ZM₁ = zone miocène entre Suceava et Trotuș, ZM₂ = zone miocène entre Trotuș-Râmnicul Sărat, DP = dépression Pralea, ZD = zone des plis diapirs et des plis failles ; 8, ligne centrale ; 9, ligne ouest-interne (Lutul Roșu) ; 10, ligne est-interne ; 11, ligne médiо-interne (Audia) ; 12, ligne médiо-marginale ; 13, ligne externe ; 14, failles ; 15, directions anticlinales ; 16, directions synclinales ; 17, délimitation vers l'E de la zone plissée ; 18, principales discordances ; 19, éruptif néogène ; 20, massif syénitique de Ditrău ; 21, forages ; 22, dépressions pliocènes intramontanes ; 23, tracé probable de la ligne péricarpatique ; 24, D.P. dépression prépodolique (V-) ; 25, O.n.d. orogène nord-dobrogéen ; 26, C. §. v. cordillère des schistes verts. Unité médiо-marginal : A, sous-unité médiane : 1, ruisseau Ața ; 2, ruisseau Bicaz ; 3, ruisseau Vulcan ; 4, ruisseau Moldova (Vama) ; B, sous-unité intermédiaire : 5, ruisseau Iordogatu ; 6, ruisseau Plop ; 7, rivière Trotuș (Drăcoaia) ; 8, rivière Bistrița (Straja) ; C, sous-unité marginale : 9, ruisseau Rîșcuța ; 10, ruisseau Stirigoiu ; 11, ruisseau Vilcea. Unité externe : A, demi-fenêtre Putna-Vrancea ; 12, rivière Putna (Lepșa) ; B, demi-fenêtre Oituz-Slănic ; 13, ruisseau Feschi (Hirja) ; C, demi-fenêtre Bistrița ; 14, ruisseau Nichitu ; 15, ruisseau Blaga ; 16, vallée de Bistrița (anticlinal Doamna-Horaița) ; 17, ruisseau Guejd (Runcu) ; 27, tracé des coupes géologiques.

Planche II

Corrélation stratigraphique des dépôts paléogènes entre la vallée Suceava et la vallée Putna.

1, Gypses ; 2, Conglomérats ; 3, Argiles ; argiles dysodiliques ; 4, Grès ; 5, Grès argileux ; 6, Calcaires ; 7, Marno-calcaires ; 8, Marnes ; 9, Marnes sableuses ; 10, Marno-calcaires bitumineux ; 11, Calcaires sableux ; 12, Roches siliceuses (diatomite, tuf siliceux, radiolarite) ; 13, Ménilites ; 14, Tufts dacitiques ; 16, Brèche.

Planche III

Coupes géologiques caractéristiques à travers le flysch des Carpates Orientales.
I, soubassement carpatico (schistes cristallins + sédimentaires précrétacés); II soubassement moesian (cordillère des schistes verts (C.s.v.), schistes cristallins + sédimentaire paléozoïque, mésozoïque et néozoïque); III, soubassement podolique (schistes cristallins, éruptif granitique + sédimentaire paléozoïque, mésozoïque et néozoïque (Plateforme Moldave). Dépression carpatico externe (sédimentaire crétacé - tertiaire): ①, unité centrale; ②, unité ouest-interne; ③, unité est-interne; ④, unité Audia; ⑤, unité médio-marginale; ⑥, unité externe; ⑦, unité péricarpatico; l.c., ligne centrale: l. l. r., ligne Lutul Roșu; l. i., ligne interne; l. A., ligne Audia; l. m., ligne médio-marginale; l. e., ligne externe; l. p., ligne péricarpatico. D. B., dépression paleo-mésozoïque de Birlad (prédobrogéenne, sédimentaire paleozoïque, triasique et jurassique); Or. nd., Orogène nord-dobrogéen (schistes cristallins, éruptif granitique + sédimentaire paléozoïque, triasique et jurassique); 1, Sarmatiens supérieure; 2, Sarmatiens inférieur; 3, Bugloviens; 4, Tortonien; 5, Miocène non-divisé; 6, Oligocène; 7, Eocène supérieur; 8, Eocène inférieur; 9, Sénonien-Eocène; 10, Crétacé supérieur; 11, Crétacé moyen; 12, Crétacé inférieur; 13, Malm; 14, Dogger; 15, Trias; 16, failles principales; 17, limite normale; 18, limite de transgression.

STRATIGRAFIE

STUDII STRATIGRAFICE ȘI TECTONICE
ÎN ȚĂRANEA FENEŞ-IGHIEL-ÎNTREGALDE
(MUNȚII METALIFERI)¹⁾

DE

M. BLEAHU, M. DIMIAN²⁾

Abstract

Stratigraphic and Tectonic Study in the Feneş-Ighiel-Întregalde Region. Four sedimentary series are separated for the first time within the Cretaceous beds; the greywacke sedimentary-volcanic series (Valanginian-Hauterivian) and the subflysch-flysch series (Barremian-Lower Aptian) are described in detail. Some characteristic features of the alpine metamorphism which affected the two lower series are analyzed.

Lucrarea de față cuprinde rezultatele studiilor referitoare la depozitele mezozoice dezvoltate în partea de est a Munților Metaliferi, efectuate de autori în intervalul 1960—1965, într-o regiune cuprinsă între valea Feneșului și Valea lui Paul la vest, valea Iezer-Ighiel la nord, valea Ampoiului la sud și zona de depozite aluvionare a văii Mureșului și afluentilor acestuia la est.

Cercetări anterioare au fost întreprinse în regiune de către: J. Gherman (1936), M. Ilie (1950), T. Gițulescu și M. Socolescu (1942), M. Bleahu și M. Dimian (1961), S. Bordea (1965), Gh. Mantea (1961) și alții.

¹⁾ Comunicare în ședința din 29 aprilie 1966.

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

Stratigrafie

Jurasic superior (Kimmeridgian-Tithonic). Jurasicul este constituit din calcare de Stramberg ce se dispun transgresiv peste ofiolite de vîrstă triasic (?) — jurasică, care aparțin primei faze de manifestare a magmatismului bazic inițial. Calcarele apar sub forma unei zone continue în partea de vest a crestei Trascăului, pînă în extremitatea sa sudică reprezentată prin zona Ciumerna.

În valea Iezerului și pe platoul carstic Ciumerna apar calcare massive, fine, cenușii deschis, albicioase sau roșietice. Asociate cu acestea mai apar calcare mai puțin fine și calcirudite brecioase cu liant roșcat feruginos-calcaros. Calcarele apar frecvent parțial recristalizate și cu suturi stilolitice limonitizate. Subordonat se observă pe valea Grohotă Pragului, la partea inferioară a seriei de calcare, în vecinătatea contactului cu ofiolitele subiacente, calcare cu silexuri negricioase. În partea de sud-est a Ciumernei, către Valea Luncii Meteșului, la partea inferioară a calcarelor apar asociate cu acestea jaspuri roșii și tufuri bazice silicificate. Din calcarele organogene dezvoltate în valea ce izvorăște de la Gaura Calului am colectat *Itieria* sp. aff. *cabanetiana* d'Orb. formă caracteristică pentru Jurasicul superior. În secțiuni subțiri se remarcă și fragmente de thaluri de Solenoporacee.

Calcarele neojurasice mai apar și sub forma a numeroase klippe sedimentare (olistolite) de dimensiuni variabile, insedimentate în seriile cretaic-inferioare. Asociate cu aceste klippe se observă megabrecii, brecii și calcarenite cu dezvoltare lenticulară, constituite de asemenea din calcare jurasice. Aceste klippe, brecii și calcarenite, ce apar pe două aliniamente în cadrul seriei de subfliș-fliș fin barremian — aptian inferior, dintre valea Feneșului și valea Galdei, au fost interpretate anterior ca reprezentând resturile unei pînze de vîrstă mezocretacică. (M. Ilie, 1950 și J. Ghermăna, 1936), sau ca solzi (P. Ghîțulescu, M. Socolescu, 1942).

Klippe sedimentare de calcare jurasice superioare apar de asemenea și în formațiunea de Wildflysch aptian superior — albiană. În constituția klippelor intră calcare gălbui sau cenușii, în general fine, organogene, pseudoolitice sau brecioase, precum și calcare cu silicificeri (Măgulicea). Vîrstă lor jurasic-superioară este dovedită paleontologic. Astfel, dintr-o klippă de pe Dealul Maciului de la nord de Meteș am recoltat *Ellipsactinia* sp. Aceeași formă este citată de asemenea din klippe sedimentare de

calcar de pe Valea Mică¹⁾). De la Piatra Grohotișului s-a recoltat¹⁾ o asociație compusă din *Monnieria (Monnieria) salevensis* Favre, *Heterodiceras* sp., *Corbis* sp., *Diceras* sp., *Aptyxiella* sp., specifică Portlandianului inferior. Din Piatra Bulzului s-a recoltat¹⁾ din calcare masive brecioase formele: *Pileolus imbricatus* Favre, *Spondylopecten globosus* Quenst., *Discotecus massolongoy* Gemm., *Ditretus nodosostriatus* Peters, *D. consombrinus* Favre, *Phaneroptyxis stazsycii* Zechn., *P. simmenesis* Coster, *Itieria (Phaneroptyxis) polimorpha* Gemm., *Nerinea böckhi* Herbich, *N. cf. bidentata* Gemm., *N. binodosa* Favre, *N. cf. cincinnata* Favre, *Aecmea* sp., *Corbis* sp., asociație caracteristică Tithonicului superior. Din klippă de la Bulbuci (Ampoi) K. Papp (1917) citează o faună kimmeridgiană.

În valea Bradului (Feneș) în Wildflysch apare o klippă sedimentară constituită din calcare detritice în care am remarcat prezența a numeroase exemplare rulate de *Phaneroptyxis stazsycii* Zechn., formă tipică pentru calcarele de Stramberg, cu care se asociază numeroase lamellibranchiate cu scoică groasă (*Lamellotis* sp.?).

Din klippele sedimentare calcaroase de la sud de Poiana Ampoiului am recoltat și determinat *Valletia* sp. și *Trichites* sp., forme ce apar în Mălm.

În concluzie, klippele sedimentare calcaroase din depozitele cretacice sunt în cea mai mare parte de vîrstă kimmeridgian — tithonică. Calcarele dispuse normal, transgresiv peste ofiolite, aparțin ca vîrstă Tithonicului. E probabil ca partea lor inferioară să reprezinte și Kimmeridgianul, întrucât mai spre nord, în munții Trascău, Herbich i-a dovedit prezența în calcare cenușii pe baza formelor *Oppelia cf. compsa* Oppel, *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb., *P. polyolum* Ben. De asemenea, recent M. Lupu (1965) citează din calcare roz microfaciesul cu *Globochaete alpina* Lom. și *Saccocoma*.

Cretacic. Cretacicul din regiune este constituit din patru serii sedimentare. În cadrul primelor două serii se poate remarca existența unor modificări de ordin litofacial al căror sens spațial de variație este similar.

Stabilirea succesiunii stratigrafice exacte în cadrul Cretacicului inferior a fost mult îngreunată, în primul rînd din cauza îndințărilor și tran-

¹⁾ G. Mantea, E. Antonescu, Ștefana Balș, Josefina Bordea, S. Bordea, Camelia Tomescu. Prospecționi geologice pentru minereuri aurifere și neferoase în Mării Metaliferi. Arh. Inst. Geol. 1961.

zișilor frecvente și rapide pe laterală și verticală dintre faciesuri, neexistând deci posibilitatea utilizării unor orizonturi litologice reper. În al doilea rînd a fost dificil de stabilit această succesiune stratigrafică datorită absenței aproape totale a faunei, iar în al treilea rînd din cauza cutării și falierii puternice a stivei de depozite. Cutarea de tip incompetent a depozitelor de vîrstă cretacică se datorează pe de o parte competenței reduse a acestora față de acțiunea agentilor tectonici, iar în al doilea rînd diferenței de competență dintre fundament și depozitele de cuvertură.

1. *Seria vulcanogen-sedimentară grauwackică (Valanginian-Hauterivian)*. În cadrul acestei serii se pot distinge două litofaciesuri, unul grosier și altul fin, între care se observă tranziții gradate pe direcție. Faciesul grosier se dezvoltă mai cu seamă în nord-est, pe când cel fin apare în special spre sud-vest, în partea centrală, mai profundă, și cu subsidență maximă a domeniului eugeosinclinal al Metaliferelor.

a) Litofaciesul detritic grosier se caracterizează prin prezența de brecii mixte vulcanogen-sedimentare în strate de 3—8 m grosime, foarte dure, cu elemente ce variază de la 1—2 cm (microbrecii) pînă la valori de ordinul a 40—50 cm. Elementele sunt angulare și lipsite total de sortare sau orientare preferențială în spațiu. Sunt constituite din ofiolite (spilite faneritice sau afanitice, andezite, oligofire, diabaze) și roci sedimentare (în cea mai mare parte calcare de vîrstă jurasică). Liantul acestor brecii mixte e de natură variată: uneori e alcătuit din ofiolite (spilite), alteori e de natură cineritică, de culoare verzuie (clorit), roșietică (hematit), sau grezoasă grauwackică. Aspectul acestor roci ne permite să le încadram în categoria chorismitelor ophtalmitice și al merismitelor. (P. Niggli, 1948).¹⁾

Pe lîngă brecile mixte vulcanogen-sedimentare mai apar asociate cu ele gresii verzi foarte dure, cu unele elemente de spilite, oligofire, andezite și calcare remaniate, în strate de 5—20 m grosime. Nici aceste depozite nu prezintă în general o gradăție sau o sortare evidentă. Aceste gresii verzi sunt alcătuite din granule grosiere angulare de minerale provenite din roci eruptive (feldspați: oligoclaz și andezin, augit, hornblendă, cuarț și fragmente de lave și cinerite bazice), pe lîngă care mai apar subordonat fragmente de roci slab metamorfozate și roci sedimentare. Aceste

¹⁾ V. Papiu. Studiul litologic al formațiunii eocretacice din Munții Metaliferi. Raport Arh. Inst. Geol., 1965.

elemente sunt prinse într-o matrice mai fină detritică, constituită dintr-un agregat de cuart, feldspat, clorit, sericit, illit și carbonați. În masa gresiilor apar dispuse neregulat blocuri de ofiolite și calcare de 2—30 (uneori 100) cm diametru.

Acste roci, pe baza conținutului important în elemente labile (mai mare de 25%) și a compoziției mineralogice în general, se pot încadra în categoria grauwackelor, mai ales în cea a grauwackelor litice. Ele sunt extrem de imature din punct de vedere textural. Prezintă o sortare imperfectă, fiind compuse din granule de 2—20 mm diametru alături de galeți și blocuri ce ating 20—100 cm diametru. Conținutul important de elemente labile e o dovadă de imaturitate compozitională (instabilitate compozitională după R. H. Dott, 1964). E probabil că în formarea materialului detritic a dominat dezintegrarea mecanică față de descompunerea chimică și că transportul lui s-a efectuat pe distanțe scurte. Măsurările sedimentologice au arătat că el a fost transportat de către curenti dirijați în general nord-est — sud-vest. Aceștia au vehiculat materialul clasici eliberat de către o sursă intrageosinclinală constituită din roci eruptive bazice și calcare. Pe teren se remarcă existența unei tranziții pe direcție de la nord-est spre sud-vest, din valea Iezerului Ighiel către valea Ampoiei de la ofiolite și aglomerate ofiolitice, cu unele intercalații sedimentare, la o serie mixtă vulcanogen-sedimentară.

Intercalate în seria vulcanogen-sedimentară apar, sub formă de curgeri submarine cu structuri de pillow-lava, spilite sau cu silluri andezite și ogligofire. Cu acestea se asociază cinerite verzi cloritizate (tufuri și tufite) și nivale de jaspuri rubanate verzi și roșii cu radiolari (întâlnite pe valea Ampoiei, valea Feneșului, valea Ighielului, pîrul Cornului, pîrul Bîrsei, dealul Mărului, pîrul Corbului).

În litofaciesul detritic grosier al seriei vulcanogen-sedimentare grauwackice apar sub formă de intercalații nivale de șisturi siltitice verzi cloritoase ce alcătuiesc componentul litologic caracteristic al litofaciesului central șistos.

b) Litofaciesul șistos (strate de Feneș inferioare) apare bine deschis în valea Feneșului. Este alcătuit în mare parte din șisturi de culoare verde și violacee, vărgate, pe lîngă care apar subordonat și brecii mixte vulcanogen-sedimentare, klippe sedimentare de calcaroase jurasicice, ofiolite și jaspuri.

Şisturile siltitice argiloase și siltitice grezoase prezintă o culoare vio-lacee-verzui și un aspect vărgat datorită prezenței cloritului și a oxizilor ferici. Granulele fin detritice sunt alcătuite din cuart, cuarțit, muscovit, biotit și clorit. Matricea argiloasă e bogată în clorit. Şisturile văngate roșii-verzui constituie un depozit mixt alcătuit dintr-un amestec de material epiclastic fin cu material piroclastic, cineritic, alterat și material argilos, în parte produs al alterării rocilor efuzive bazice.

În masa șisturilor apar remanieri de blocuri cu dimensiuni variate, neregulat distribuite, constituite din calcare și ofiolite. Uneori, când blocurile sunt în cantitate mai mare, apar aspecte de brecii și conglomerate tilloide. Asociate cu acestea se remarcă prezența de klippe sedimentare, de la blocuri metrice și pînă la masive de sute de metri, constituite din calcare jurasice.

În asociatie cu șisturile vărgate verzui-roșietice apar și șisturi cenușii.

Uneori șisturile prezintă un aspect rubanat cauzat de existența unei alternanțe dese de lamine mai deschise la culoare, bogate în cuart mai grosier, cu lamine alcătuite din material detritic mai fin în care predomina miclele și cloritul.

Acest litofacies a fost descris de noi într-o lucrare anterioară sub numele de litofaciesul stromatitic (M. Bleahu, M. Dimian, 1961). Într-adevăr, ca o complectare a cortegiului corismatic din această serie inferioară, litofaciesul central șistos conține nivele, în care datorită întrepătrunderii intime dintre rocile eruptive și cele sedimentare, se dezvoltă aspecte stromatitice. Litofaciesul stromatitic se caracterizează prin asocierea intimă existentă între șisturi siltitice vărgate, roșii-verzui, spilite și calcar interstratificate, într-o alternanță deasă de ordinul milimetrelor, al centimetrilor și mai rar al metrilor.

Observațiile lui Niggli : „Die Gefügeeinheiten wechseln lagen —, schicht —, oder bandartig weiteinander ab, es ist jedoch der lagige Wechsel so inniger, dass nicht die einzelne Schicht, sondern die Gesamtheit mehrerer Lagen zur feldgeologischer Einheit zu wählen ist“ (P. Niggli, 1948, p. 108—111) referitoare la stromatite se aplică perfect. În teren s-au remarcat frecvent aspecte de stromatite nebulitice și de flebite.

Această alternanță deasă și regulată pe verticală reflectă existența unor variații periodice în condițiile ce au caracterizat bazinul respectiv. Variațiile periodice au fost impuse de intervenția de asemenea periodică a erupțiunilor bazice. Momentele corespunzătoare sau consecutive erupțiun-

nilor bazice au corespuns unei îmbogățiri a apelor în CO₂. pH-ul acid astfel creat a dus la solubilizarea carbonațiilor, în acele intervale de timp depunându-se numai silicati (șisturi argiloase). După încreșterea eruptiunilor excesul de CO₂ dispără, creându-se treptat condiții favorabile precipitării calcarelor. Calcitul eliberat prin procesele de spilitizare apare fie ca diaclaze, fie ca nodule în spilite și rocile înconjurătoare.

Un component litologic specific nivelor stromatitice îl constituie șisturile siltitice vărgate roșii și verzui. În acestea apar, pe lîngă diaclaze umplute cu cuarț alb și benzi de calcit injectate paralel cu stratificația (calcit rezultat prin procesul de spilitizare). Calcarele fine, cenușii-albicioase, de precipitație chimică sau biochimică, apar ca benzi subțiri în cadrul șisturilor, fiind în general total recristalizate.

Curgerile de roci eruptive bazice și sillurile sunt reprezentate prin spilite în primul rînd și subordonat prin diabazporfirite. Pe lîngă acestea mai apar și roci mai acide, mai larg cristalizate: andezite și oligofire, injectate probabil ceva mai tîrziu.

În cadrul seriei vulcanogen-sedimentare apar intercalate subordonat și secvențe constituite în întregime din roci epiclastice fine și grosiere, de tipul celor ce caracterizează seria de subfiliș-filiș barremian—aptian-inferioară. Pentru simplificarea expunerii descrierea lor se va face în cadrul celei de a doua serii.

Seria vulcanogen-sedimentară grauwackică trebuie echivalată spre nord cu faciesul pelagic calcaros cu Tintinnide al straturilor cu *Aptychus* (alternanță pararitmică în facies de prefilș de marnocalcare cu marne și șisturi siliciofiate) dispuse peste porfirite acide aparținând primei faze de manifestare a magmatismului bazic inițial. În masa acestor strate nu apar intercalate produse ofiolitice decât la partea lor extrem inferioară. Recent, pe bază de Tintinnide s-a dovedit vîrsta tithonic superioară — hauteriviană a acestor strate (M. Lupu, 1964). Trebuie remarcată prezența în valea Iezerului, peste ofiolite, în associație cu conglomerate și gresii, a unor marnocalcare dure, vărgate, roz, cu aspecte litologice identice celor ce apar în straturile cu *Aptychus*. De asemenea calcare fine și marnocalcare roz parțial recristalizate apar asociate cu jaspuri rubanate violacee și vineții precum și cinerite verzui pe valea Iezer la 1 km aval de confluența cu Valea Ouălor.

Seria vulcanogen-sedimentară a fost supusă unei tectonizări intense și a suferit efectele unui metamorfism incipient. Datorită intensei tecto-

nizări se remarcă o deformare accentuată prin laminare a galeților din conglomerate (în special în zonele centrale cu nivele stromatitice), o reducere a porozității prin compactare și o deformare cataclastica a gresiilor. Se poate constata de asemenea prezența de budine și cute strînse dizarmonice. Asupra rocilor acestei serii s-a manifestat un metamorfism ce a dus la formarea unor aspecte filitice (faciesul șisturilor verzi); de asemenea au avut loc mobilizări de calcit și silice, care au fost injectate concordant sau discordant în raport cu stratificația primară. Șistuozitatea metamorfică este aproape paralelă cu stratificația primară. Tot datorită metamorfismului a avut loc și recristalizarea calcarelor.

Vîrstă. Atribuim această serie Valanginian — Hauterivianului, ținând seama de prezența nivelelor de jaspuri cu radiolari ce apar larg dezvoltate la nivelul Valanginian — Hauterivianului în Drocea, în regiunea Bulbuc și valea Mureșului (strate de Curechi — Primics, 1896), de existența marnocalcarelor dezvoltate în faciesul stratelor cu *Aptychus*, ca și de dispunerea deasupra a unor depozite detritice de vîrstă barremian — aptian-inferioară.

2. *Seria de subfliș — fliș (Barremian — Aptian inferior).* În cadrul seriei de subfliș-fliș, în mod similar cu seria vulcanogen-sedimentară grauwackică, se poate distinge existența a două litofaciesuri: unul mai grosier dezvoltat în nord-est și un al doilea mai fin dezvoltat în partea centrală a domeniului eugeosininal al Metaliferilor.

a) *Litofaciesul grosier* apare bine dezvoltat pe ambele părți ale zonei ridicate Trascău-Ciumerna. Către sud-vest se remarcă o tranziție gradată către litofaciesul fin.

Este alcătuit din strate de 1—5 m de conglomerate grosiere, microconglomerate, gresii grosiere și subordonat șisturi siltitice. Aspectele stratonomice au putut fi studiate în bune condiții pe Valea Ouălor, affluent stîng al văii Iezerului și pe valea Galdei în amonte de Cheile Galdelor.

Conglomeratele din Valea Ouălor conțin elemente de 10—30 cm alcătuite din șisturi cristaline (cuartite negre grafitoase, cuartite albe, cuartite cu muscovit, șisturi clorito-sericitoase, calcare cristaline). Subordonat apar remanieri de calcare cu *Trocholina* și șisturi cretacice cenușii. În Valea Ouălor apar și conglomerate cu elemente de 1—10 cm, alcătuite din ofiolite și calcare jurasice.

În associație cu conglomeratele apar microconglomerate și gresii cuarțoase, atât în strate metrice individualizate, cât și ca matrice a con-

glomeratelor. Gresile masive și microconglomeratele constituie strate de 0,10—3 m grosime, în general negrațate și extrem de imperfect sortate. Din această cauză în gresii se remarcă galeți dispuși dezordonat și lentile de microconglomerate. Microconglomeratele sunt constituite din elemente de cuarțite, ofiolite și sisturi cenușii. În ele apar și remanieri intraformatiionale de sisturi cretacice.

Gresile prezintă o stratificație masivă. Ele sunt alcătuite din strate compuse (polistratate). Uneori se remarcă ripple-marks cu $1/a = 5$. Sunt bogate în cuarț și muscovit și corespund în general categoriei ortocuarțitelor.

În Valea Ouălor, între nivelele de conglomerate, microconglomerate și gresii grosiere în strate metrice, se intercalează și nivele cu aspecte de fliș și fliș grosier alcătuite din ritmuri compuse din gresii de 0,10—1 m grosime, laminate orizontal, oblic sau convolut și sisturi siltitice cenușii sau sisturi argiloase cenușii negricioase silicificate și metamorfozate, de 0,05—0,10 m.

La cca 1,5 km către sud-vest, în valea Iezerului, conglomeratele sunt înlocuite pe direcție prin gresii și microconglomerate. Aspectele ceva mai fine ale litofaciesului grosier se pot studia pe Valea Macrii, Valea Frasinului și pe Valea Luncii Meteșului, unde acest litofacies apare bine deschis. Aceste aspecte se caracterizează prin nivele de microconglomerate cu elemente de cuarțite, mai rar ofiolite, sisturi cretacice și caloare jurasice, alături de care apar gresii grosiere compacte în strate de 1—3 m, în alternanță cu secvențe ritmice de fliș grezos sau fliș sistos. În gresiile grosiere se remarcă uneori „wave-bedding“. Secvențele de fliș sunt alcătuite din alternanțe de ritmuri de 5—80 cm grosime de gresii mai fine, laminate paralel sau oblic și sisturi siltitice cenușii sau cenușii-negricioase. Sisturile sunt în general ușor metamorfozate putind fi denumite sisturi cuarțsiltitice sericitoase. Gresiile grosiere sunt ortocuarțite imature nesortate (quartzwacke sau cuarțarenite după Gilbert și Dott) cu ciment de atingere sau de umplere silicios sau calcaros, uneori și matrice detritică. În general gresiile sunt puternic compactate, cu porozitate redusă și cataclazate. Lamelele de mice apar cutate. Se mai remarcă migrarea pe fisuri a cuarțului și calcitului. În gresii mai apar cu totul subordonat plagioclazi, muscovit, uneori biotit mai abundant, granat, pirită, magnetit, apatit, zircon și calcar (în cantități mai importante în varietățile calcaroase).

De la Valea Măgurii către vest litofaciesul grosier este substituit prin litofaciesul fin.

La vest de zona Trascău-Ciumerna, în vecinătatea calcarelor jurasicice, apare de asemenea o fîșie de depozite groziera alcătuită din conglomerate cu elemente de 2—15 cm diametru (nar și 25 cm) constituite din șisturi cristaline (cuarțite, șisturi epizionale, pegmatite, amfibolite și calcar cristaline), gresii groziera masive în strate groase și subordonat secvențe ritmice mai fine.

Spre est și sud de zona anticinală, de-a lungul căreia apare seria vulcanogen-sedimentară grauwackică, Barremian—Aptianul este reprezentat prin secvențe de gresii și microconglomerate cuarțoase, în alternanță cu secvențe de fliș și secvențe șistoase. În Valea Fierului (afluent stâng al văii Ampoitei) se remarcă existența unui facies de fliș grezos marnocalcaros cenușiu.

În litofaciesul grosier apar pe alocuri intercalații de șisturi și gresii de culoare roșietică-violacee cu dezvoltare discontinuă (Valea Ighiel, Valea Grozei și Valea Galdei).

b) Litofaciesul șistos (strate de Fenesh superioare) este bine deschis în valea Feneșului, Valea lui Bibară, Valea Ischiei și valea Ampoitei. Componentul litologic predominant și caracteristic îl reprezintă șisturile siltitice și siltitice argiloase cenușii. Pe lângă acestea apar în cantitate mai mică gresii, siltite și microconglomerate. Șisturi siltitice grezoase apar mai frecvent în asociație cu intercalații mai groziere.

Șisturile siltitice argiloase prezintă (adeseori) un aspect rubanat fiind alcătuite dintr-o alternanță de lamele mai deschise la culoare de siltite cuarțoase cu muscovit și biotit cu lamele mai argiloase închise la culoare, bogate în mică, oxizi și substanțe organice și mai sărace în cuarț. Când siltitele ajung la grosimi centimetrice atunci apare și laminația oblică de curent. Uneori de la această microritmicitate cu aspect de varve se trece la o ritmicitate de fliș prin apariția gresiilor.

Aceste șisturi au suferit un metamorfism dinamic slab de vîrstă alpină; matricea argiloasă primară a fost transformată în sericit și clorit. Aspectul general este al unor șisturi filitice. Textura șisturilor e plan-șistoasă sau microcutată disarmonic. Prin metamorfism se formează aspecte corismatice¹⁾ (oftalmite, flebite). Culoarea șisturilor este în general cenu-

¹⁾ V. Papiu, *Op. cit.* pag. 284.

sie, iar aspectul satinat. În Valea lui Bibară și valea Ampoitei se intercalează și șisturi violacee vărgate.

Unele nivele depuse în condiții mai reducătoare sunt caracterizate printr-o colorație mai închisă și un aspect rubanat mai pregnant. Pigmenții sunt de natură organo-sulfuroasă. În general șisturile sunt lipsite de carbonați, uneori totuși apar unele intercalații marnoase.

Datorită proceselor de metamorfism există migrări de silice și calcit. Uneori migrările de calcit în șisturi se datorează procesului de spilitizare. Se constată pe alocuri prezența de depuneri de oxizi de fier în lungul stratificării.

În șisturi există și remanieri de calcare, nivelele respective având aspectul unor paraconglomerate brecioase calcaroase. Prin metamorfism acestea suferă o laminare remarcabilă a elementelor în sensul șistuozației și recristalizarea cu migrarea parțială a calcitului pe diaclaze și pe plane de stratificație.

În șisturi se mai intercalează în strate de 1—20 cm gresii ortocuarțitice și siltite cuarțitice micacee (cu 50—80% cuart), cu ciment calcaros sau silicios și microconglomerate cuarțoase în strate de 1—2 m grosime.

În regiunea văii Feneșului în cadrul litofaciesului șistos apar două mase importante de calcare recifale urgoniene, parțial recristalizate (Dimbăul și Piatra Caprei). În acestea se observă frecvențe cochilii robuste de Pachiodonte sfărâmate. Între ele se remarcă și forme întregi apartinând genului *Requienia aff. gryphaeoides* Math. Subordonat se remarcă prezența entrocelor de crinoide, corali, alge.

În asociere cu aceste calcare recifogene apar depozite detritice peri-recifale calcaroase, reprezentate prin calcirudite brecioase și calcarenite gradate sau negrade în strate de 2—4 m grosime. Liantul este calcaros, de culoare albă sau violacee, mai rar verzuie. În calcirudite și calcarenite apar remaniate subordonat ofiolite, cuarțite, pegmatite, șisturi metamorfizate cenușii. Frecvent, stratele de calcarenite se caracterizează la partea superioară printr-o laminationă paralelă.

În valea Ampoitei, în amonte de zona constituită din seria vulcanogen-sedimentară grauwackică, se dezvoltă două nivele de calcare organogene de culoare cenușie închisă, puternic diaclazate, pe alocuri mai larg cristalizate și parțial recristalizate. În ele se remarcă secțiuni și fragmente de corali, lamelibranchiate și echinoderme. Cu calcarele se asociază către bază rudite brecioase, în strate de 1—8 m grosime, cu elemente de 10 cm

la 1 și chiar 2 m de calcare și ofiolite prinse într-un liant clastic verzui, de natură mixtă. Subordonat mai apar și sisturi argiloase slab calcaroase roșii-cărămizii sau vărgate, injectate uneori pe fracturi în masa calcarelor.

La nord și vest de zona de dezvoltare a Valanginian-Hauterivianului apare, din valea Feneșului pînă la nord de valea Iezerului, o zonă caracterizată prin prezența de calcare neojurasice și cretacice, fie sub forma de klippe sedimentare, fie în constituția calciruditelor și calcarenitelor. În asociere cu blocurile de calcar apar și elemente de ofiolite. Prezența de klippe sedimentare calcaroase și ofiolitice, în asociere cu paraconglomerate și brecii tilloide, calcarenite și în special sisturi siltitice argiloase cu blocuri de calcare și ofiolite, conferă zonei respective, în care acestea apar dezvoltate, caracteristici de Wildflysch. Calcarele și ofiolitele au putut proveni dinspre ridul eugeanticinal al Trascăului sau al Drocei, însă nu trebuie exclusă posibilitatea ca o parte a lor cel puțin să provină dinspre exterior (uscătul transilvan). Aceste klippe s-au decolat probabil și au alunecat gravitațional peste un fundament jurasic ofiolitic sau valanginian-hauterivian. Datorită caracterului incompetent al sistemelor în care se află astăzi, în urma acțiunii forțelor tectonice aceste blocuri prezintă un caracter extrusiv.

În cadrul litofaciesului sistos s-au mai remarcat de către V. Papiu în valea Feneșului și de către noi în Valea Galdei prezența unor bio-și litocalcarenite, caracterizate prin prezența de cristale ideoomorfe de feldspați de neoformăriune.

În masa depozitelor litofaciesului sistos se mai intercalează diabaze, andezite și oligofire, produse ale magmatismului bazic inițial.

Măsurările sedimentologice efectuate (mecanoglife și stratificație de curent) au indicat un aport dinspre nord-vest a materialului detritic constituit din sisturi cristaline.

Conglomeratele alcătuite din sisturi cristaline, ca și cuarțarenitele și sisturile siltitice cuarțoase provin dintr-o sursă cristalină nordică, materialul detritic fiind transportat și distribuit apoi de către curenti în cadrul fosetelor eugeosinclinale. În flișul din Valea Fierului s-au efectuat măsurători care au indicat proveniența materialului clastic dinspre uscatul transilvan. Materialul detritic ofiolitic-calcaros provine în bună parte din surse intra-geosinclinale (ridurile eugeanticinale ale Trascăului și Drocei); o parte din acest material detritic a fost adus probabil și dinspre uscatul transilvan.

Substituirea pe direcția stratelor spre sud-vest și vest a conglomeratelor prin microconglomerate și gresii masive, apoi a acestora prin fliș grezos, fliș și înfine subfliș, cu șisturi siltitice argiloase, indică un transport al materialului în lungul fosei de la nord-est spre sud-vest și vest cu o sortare a materialului pe direcția de transport.

Alcătuirea petrografică similară a galețiilor conglomeratelor astăzi la est cît și la vest de zona ridului Trascăului indică poziția afundată a acestei zone în acel interval de timp.

Materialul epi- și piroclastic din ambele serii a fost transportat de către curenți denși și puternici pe distanțe destul de scurte. Această concluzie se poate trage îninind seama de caracterul grosier al formațiunilor clastice, de grosimea mare a depozitelor, de imaturitatea texturală și compozițională a sedimentelor, ca și de absența de depozite fine argiloase curate. Aceste fapte se doaresc existenței unor surse sedimentare puternice în curs de ridicare, precum și dimensiunilor reduse ale domeniului de sedimentare, nepermittîndu-se astfel un transport mai îndelungat al materialului detritic.

Imaturitatea texturală se traduce prin angularitatea particulelor detritice, lipsa totală de sortare, ca și absența aproape totală a argilei (R. Folk, 1951). Nici în acest caz compoziția mineralologică nu variază independent de maturitatea texturală, imaturitatea compozițională traducîndu-se prin conținuturi mai mari de 20% elemente labile variante (feldspați, piroxeni, amfiboli, biotit).

Vîrsta. În calcarenitele ce apar intercalate în cadrul litofaciesului șistos s-au găsit *Orbitolina lenticularis* Blum. și *O. discoidea* Gras. Din calcarele recifale de la Dîmbău am recoltat și determinat *Requienia aff. gryphaeoides* Math. Formele respective indică vîrsta barremian — aptiană.

Întrucât peste această serie urmează transgresiv o serie în facies de fliș-Wildflysch a cărei sedimentație a început în Aptianul superior, considerăm că vîrsta acestei serii este barremian — aptian-inferioară.

3. Seria de Wildflysch = strate de Meteș (Aptian superior — Albian, eventual Cenomanian). Peste depozitele aparținînd seriilor descrise anterior se dispune transgresiv seria de Wildflysch. Caracterul său transgresiv apare clar în regiunea văii Ampoitei unde depozitele ce constituie această serie se dispun discordant peste ofiolite și seria de subfliș-fliș barremian — aptian inferioară.

Obținerea unei stratigrafii de detaliu este dificilă, în primul rînd datorită modificărilor de ordin facial ce intervin pe direcția stratelor, iar în al doilea rînd din cauza cutării incompetente a depozitelor ce intră în constituția acestei serii.

În partea orientală a regiunii studiate (la est de Prisaca Ampoiului) seria apare dezvoltată în general în facies de Wildflysch. În porțiunea inferioară a Wildflysch-ului, între Valea Meteșului (Valea Corbului) și valea Ampoitei apare un orizont de fliș cenușiu fin argilos-marnos, cu gresii fine și siltite cuarțoase, precum și unele intercalații šistoase violacee. Într-un affluent pe dreapta al văii Ampoitei, la nord de Dealul Boului, în acest orizont se intercalează strate de calcirudite brecioase și calcare silicificate vineții, cu radiolari. În porțiunea bazală, transgresivă pe ofiolite, pe malul drept al Ampoitei, precum și pe malul stâng în Valea Bisericii, apar conglomerate și gresii masive.

Secvențe în facies de fliș fin argilos apar în mod frecvent intercalate în cadrul Wildflysch-ului.

În ceea ce privește Wildflysch-ul, se remarcă în primul rînd un caracter specific general și anume inomogenitatea accentuată, atât pe direcția stratelor cât și pe verticală (în spațiu și timp). Aceasta se exprimă prin variații mari de grosime, compoziție și granulometrie a diverselor componente litologice.

Componentele litologice principale ale acestor formațiuni sunt reprezentate prin argile šistoase, argile și marne siltitice, šistoase, micacee, vărgate, roșii-violacee și cenușii. Acestea apar asociate frecvent în cadrul unor secvențe cu ritmicitate fină (de ordinul milimetrelor sau al centimetrilor) cu siltite și gresii cuarțoase fin micacee cenușii sau cenușii-verzui cuarțoase cloritoase. Uneori apar și intercalații mai groase, de 1—3 m, de gresii mai grosiere, oligomictice, ortocuartitice cu clorit sau calcarenacee (Poiana Ampoiului) sau de gresii polimictice micacee (Piatra Corbului, Barața, Dealul Boului); mai rar apar și marnocalcare siltitice vărgate și marnocalcare cretoase (Valea Ampoitei, Piatra Corbului, valea Ighielului), calcare sideritice stratiforme sau discoidale (Valea lui Paul, Ighiel, Poiana Ampoiului).

În masa fundamentală predominant lutitic-siltitică, vărgată, violacee-cenușie, apar remanieri de calcare neojurasice și eocreacice sub formă de klippe sedimentare, ce pot atinge dimensiuni de sute de metri, sau ca blocuri, brecii și conglomerate tilloide (cu liant argilos, vărgat, marnos sau calcaros) calcarenite și argile cu blocuri. Este specifică lipsa de sortare a materialului

detritic, frecvența mare a remanierilor intraformaționale (argile vărgate în special), ca și caracterul oligomictic al multora dintre arenite. Mai rar apar intercalații de brecii cu calcare, ofiolite și jaspuri cenușii sau roșii (Poiana Ampoiului, Ighiel) și cu totul subordonat remanieri de porfire granodioritice (Piatra Corbului, Ampoia și Ighiel) și pegmatite (Ighiel).

Klippele sedimentare sunt constituite atât din călcare neojurasice, cât și din calcare urgoniene și ofiolite. Multe olistolite sunt întovărășite de cortegii de brecii și paraconglomerate. De altfel ele însăși se caracterizează frecvent printr-o structură heterogenă, reprezentând brecii cimentate, cu blocuri de calcar neojurasice și cretacice, remanieri de șisturi violacee și ofiolite.

La nord de valea Ighielului Wildflysch-ul trece la un facies de fliș violaceu-cenușiu cu gresii masive metrice, cu secvențe de paraconglomerate calcaroase cu jaspuri, ofiolite, intercalații frecevente de gresii polimictice micacee și klippe sedimentare de calcare și ofiolite. În gresii apar și remanieri de porfire granodioritice și dioritice roz.

În regiunea Bucerdea peste Wildflysch se dispun gresii masive micacee.

La vest de Prisaca Ampoiului, peste Wildflysch se dispune atât la nord cât și la sud de Valea Ampoiului o formațiune detritică grosieră cu aspecte molasice, constituită în primul rînd din gresii grosiere friabile cenușii, care trec ușor prin alterare la nisipuri. Ele sunt cuarțoase, puternic micacee și conțin intercalații lenticulare de microconglomerate cu elemente de roci cristaline, în special cuarțite bine rulate. În mod frecvent, către partea superioară gresiile grosiere trec la gresii fine și siltite cu laminație paralelă, mai rar ondulată sau oblică. În alternanță cu siltitele sau cu gresiile apar argile cenușii. În masa gresiilor se remarcă frecvent trovanți cu dimensiuni de ordinul decimetrilor sau al metrilor.

Mai trebuie menționată prezența în această formațiune a unor klippe de calcar neojurasice de 75—250 m cu remanieri de șisturi violacee (din Wildflysch).

Observațiile de teren tind să indice raporturi de îndințare oblică între Wildflysch și formațiunea grezoasă grosieră. La nord-vest Wildflysch-ul este înlocuit prin depozite în facies de fliș.

Imaturitatea texturală caracterizează și compoziția litologică apărând în seriei de Wildflysch. Surse sedimentare în ridicare, ca și transportul pe distanțe scurte, au condiționat aceste caracteristici. Materialul

a ajuns în domeniul geosinclinal cu ajutorul unor curenți denși, dar mai ales datorită intervenției a numeroase alunecări submarine.

Sursa sedimentară a calcarelor și ofiolitelor remaniate în această serie a fost probabil intrageosinclinală.

Vîrsta. Roth v. Tellegd a citat de la Meteș aff. *Acanthoceras* sp. și *Belemnites* aff. *conicus* Blaino la sud-est de biserică din Tăuți. M. Ilie citează din călcarenite *Orbitolina conica*.

În masa depozitelor de Wildflysch apar călcarenite cu *Orbitolina lenticularis* Blum., *O. discoidea* Gras. și *O. conoidea* Gras., forme citate în general din Barremian, Aptian și Albian. *O. lenticularis* și *O. discoidea* mai apar remaniate în gresiile masive din Valea lui Paul (ele au fost considerate anterior de M. Ilie ca numuliți).

Maria Tocorjescu (1964) a studiat o serie de probe micropaleontologice de pe creasta interfluvială Telna-Bucerdea și de la Ighiel. Conținutul de foraminifere aglutinante indică vîrsta aptian-superioară — albian-inferioară.

În 1965, A. M. Piliuță, Yvonne Babucea și F. Georgescu, printr-un studiu micropaleontologic detaliat au scos în evidență existența în Wildflysch a unei asociații foarte bogate de foraminifere aglutinante bentonice. Pe baza asociației formelor *Plectorecurvooides alternans* și *Hippocrepina depressa*, ca și a caracterului îmbogățit a microfaunei, autorii de mai sus susțin vîrsta aptian-superioară — albian-inferioară (întrucît *H. depressa* dispără în Albianul superior)¹⁾.

Marne cretoase vărgate intercalate în Wildflysch la sud de Bulbuc conțin o microfaună cu foraminifere aglutinante dintre care menționăm *Hedbergella trochoidea* Gandomi, și *H. portsdownensis* (Williams et Mitchell). Prezența Hedbergellelor în asociația, citată deja anterior, (M. Dimian, Elena Dimian, 1962) indică după Th. Neagu existența Cenomanianului inferior, probabil și a Vraconianului.

Din depozite asociate cu gresii masive, dispuse peste Wildflysch în estul regiunii, la Cricău, s-au determinat de către Maria Tocorjescu *Rotalipora monsalvenis* Monroe, *R. cf. turonica* Brotzen și *R. cf. evoluta* Sigal, ce indică vîrsta cenomanian-medie.

¹⁾ Yvonne Babucea, A. M. Piliuță, P. Georgescu. Urmărire de profile deschise în formațiuni cretace și terțare din Munții Metaliferi. Arh. Inst. Geol. 1965.

Pe baza argumentelor de ordin paleontologic enumerate se poate spune că sedimentația Wildflysch-ului a început în Aptianul superior și s-a continuat pînă în Albianul inferior iar pe alocuri pînă în Cenomanianul inferior. Gresile masive suprapuse reprezintă în est Cenomanianul mediu. În vest, unde se dispun transgresiv direct peste seria de subfliș-fliș pot reprezenta și Albianul.

4. *Seria superioară de fliș = strate de Bozes (Turonian-Seno-nian)*. Transgresiv peste Wildflysch urmează, în zona centrală a domeniului eugeosininal al Metaliferilor, un fliș cenușiu, grezos-marnos. Acesta se întindează atât la est cât și la vest cu depozite detritice grosiere în facies litoral. Aria de dezvoltare a acestei serii se află situată la sud de Valea Ampoiului, în afara regiunii al cărui studiu constituie obiectul lucrării de față. Ea a fost studiată în detaliu recent. (M. Dimian, Elena Dimian, 1962).

Oligocen. Transgresiv peste Cretacicul inferior, Cretacicul superior și Eocenul superior (care apare în afara regiunii cercetate) se dispune un complex continental de depozite roșietice vărgate, cu caractere tipice de molasă. Atât pe flancul sudic al sinclinalului Ighiel — Ampoia, cât și pe malul drept al Mureșului, de la Șard spre sud, în constituația depozitelor intră următorii componenți litologici :

Marne și argile nisipoase vărgate, roșii-violacee, cu pete și benzi cenușii-verzui și marne nisipoase cărămizii cu fragmente de oase de mamifere ; apar în strate de 3—10 m ;

Gresii polimictice friabile, grosiere, de 2—5 m grosime, nesortate, arcoziene, cu aspect pestriț și gresii medii verzui sau roșcate cu liant argilos marnos, mai rar calcaros ; prin alterare trec ușor în nisipuri ;

Conglomerate și microconglomerate polimictice, de 2—10 m grosime, cu matrice abundantă grezoasă sau marnoasă, de culoare roșcată ; clementele de 5 mm — 15 cm sunt constituite din andezite, ofiolite, cuarțite albe, cuarțite grafitoase, pegmatite, micașisturi, calcare, calcarenite și jaspuri.

Conglomeratele apar în strînsă asociație cu gresiile, ocupînd un rol tot mai important, atât pe direcție spre nord, cât și pe verticală, spre partea superioară a formațiunii (Rîpa Roșie).

Stratificația gresiilor și conglomeratelor este încrucișată torențială („criss-cross bedding“). Sunt frecvente întîlnările rapide pe direcție a

diverselor componente litologice, ca și lentilizările (variațiile bruște de grosime). De asemenea este specifică intensitatea și frecvența remanierilor și eroziunilor cu caracter intraformatiunal (wash-out) ca și a foarte numeroaselor remanieri de argile în gresii.

Caracterele granulometrice, petrografice și texturale ale acestor depozite imature indică un transport fluviatil pe distanțe reduse.

Depozitele aparținând acestor formațiuni sunt în general nefosilifere. Numai cu totul excepțional în intercalațiile de argile marnoase și stisoase, cenușii, cu urme de plante, apar Cyrenide cu valve subțiri, *Australorbis* sp. și *Galba* sp. De asemenea la Rîpa Roșie, Koch citează *Aceraterium* cf. *goldfussi*.

Existența unei zone urmărită de la dealul Bilag, spre sud, prin Ciugud, pînă la Rîpa Roșie, în care apar frecvențe remanieri de calcare eocen-superioare cu *Nummulites fabiani* și Alveoline, ne arată că această formăție s-a depus sigur după Priabonian. Pe de altă parte, la extremitatea superioară a formațiunii se dispun discordant în Valea Iovului — Bilag marne cu *Ostrea* cf. *gingensis* și *O. digitalina*, de vîrstă miocen — inferioară. Acestea la rîndul lor suportă depozite tortonian-inferioare transgresive. Ținînd seama de aceste fapte, atribuim complexul respectiv Oligocenului, paralelizîndu-l cu stratele de Tic. Ele reprezintă astfel o verigă de legătură între stratele de Tic din nord-vestul Transilvaniei și depozitele primului ciclu de sedimentare din bazinul Petroșani (făcînd parte din molasele cu Antracoterii).

Tortonian. Transgresiv peste depozitele cretacice, ofiolite sau depozitele oligocene, apare o asociație de roci constituită din calcare cu *Lithotamnium*, lamelibranchiate, și gasteropode, calcare grezoase, conglomerate, gresii, marne, tufuri și tufite, marne cu globigerine și gipsuri albe.

Cuaternar. Este reprezentat prin depozite aluvionare de terasă și luncă, conuri de dejecție, grohotișuri, alunecări de teren și depozite de travertin (valea Iezerului).

Roci eruptive. Magmatismul ofiolitic. S-a manifestat în două faze principale : una antemâlm și o a doua în Cretacicul inferior.

În prima fază triasic (?) — jurasică au avut loc în domeniul eugeosinclinal veniri importante de ofiolite. Ele sunt reprezentate prin diabaze

și diabazporfirite, verzi sau roz, la care se asociază în cantități importante riolite albe și ortofire violacee (S. B o r d e a et al., 1965). Peste ele se dispun transgresiv calcare de Stramberg.

Celei de a doua faze, mai slabe i se datorează sillurile și curgerile submarine cu structuri de pillow-lava de spilite, andezite, oligofire și cineritele bazice corespunzătoare, ce apar interstratificate cu depozitele seriei vulcanogen-sedimentare grauwackice valanginian — haueriene și ale seriei de subfliș-fliș barremian — aptian-inferioare.

În constituția zonelor ridicate dintre valea Ampoiei, Vîrful Popii și Dealul Zleamănului intră spilite, diabazporfirite, andezite, oligofire, cinerite și grauwacke.

Magmatismul subsecvent timpuriu. În seriile cretacic-inferioare și în ofiolite apar injectate pe două aliniamente orientate nord-est—sud-vest o serie de corpuri (stockuri) și filoane discordante sau concordante. Aliniamentul estic este constituit dintr-o succesiune de stockuri, ce apar la nord de valea Ampoiei în regiunea văilor Corbului, Bisericii, Varului, injectate în masele de ofiolite, aglomerate ofiolitice și depozite cretacice. Unele corpuri au doar câțiva metri dimensiune. În văile Corbului, Ampoiei, Bisericii și Varului ating dimensiuni mari (250—350 m) fiind constituite din diorite cenușii. Corpul de la Ampoia prezintă o zonă periferică porfirică mai bogată în quart. În jurul acestui corp se remarcă o aureolă de alterație hidrotermală. Pe lîngă corpurile dioritice mai apar de asemenea și filoane de andezite. În aliniamentul vestic, pe valea Iezerului și Valea Ouălor, se observă o serie de filoane de andezite cu hornblendă și biotit. Pe lîngă acestea subordonat, la sud-vest de vîrful Stînei, apar și filoane dioritice, (S. B o r d e a, et al., 1965).

Lîngă Tăuți, pe malul drept al Văii Cetății apar andezite bazaltoide, iar pe Dealul Varului se remarcă de asemenea filoane andezitice.

Tinând seama de prezența la sud de Valea Ampoiului a unor tufuri și tufite acide cu biotit, intercalate în depozitele santonian-superioare — campaniene, ca și de existența de tufuri riolitice remaniate în conglomerate santonian—campaniene, putem afirma că în regiune sănt prezente magmatite subsecvente timpurii prebanatitice ce au fost puse în loc în Senonian. Eventual sănt prezентate și banatite propriu-zise paleogene, dar delimitarea lor de primele nu este posibilă aici.

Tectonica

Regiunea cercetată se situează în porțiunea de curbură a Apusenilor de sud, în care se observă tranziția treptată de la structuri orientate nord-est—sud-vest la structuri orientate est-vest.

Se poate distinge prezența de gradul I și de structuri numeroase minore de gradul II. Structurile de gradul I sunt: anticlinalul Trascăului, anticlinalul constituit din depozite valanginian — haueriene și o importantă zonă sinclinală situată între ele.

Flancul estic al anticlinalului Trascău suferă de la nord spre sud o afundare progresivă, neapărind la zi în regiunea cercetată. El este mai întâi fracturat și antrenat într-o tectonică de solzi cu vergențe în general vestice. Către est, contactul între ofiolitele triasic (?) — jurasice ale flancului vestic al anticlinalului Trascăului și depozitele cretacice are loc după o falie aproape verticală.

Către apus, din cauza împingerii exercitate de blocul transilvan, raporturile sunt anormale, calcarele jurasice din flancul vestic al anticlinalului Trascău aparținând în poziție geometric superioară, față de conglomeratele și subflișul cu episoade de fliș cretacic inferior, cutat relativ strâns în structuri cu vergențe vestice.

Trebuie să mai menționăm că zona anticlinală valanginian—haueriene cu ofiolite se bifurcă la Prisaca, existând o ramură sudică spre Bulbuc, conturată prin metode geofizice (gravimetrice) și o ramură vestică spre Feneș. Pe latura de sus se întâlnesc transgresiv depozite turonian—senoniene, ce intră în constituția unui sinclinal larg care și rezamă flancul sudic pe masivul cristalin al Sebeșului, iar flancul nordic pe ofiolite și depozite cretacic-inferioare.

Între structurile de gradul II, se pot distinge o serie de cufe minore cu dezvoltare spațială și amplitudine redusă. Ele sunt în general asimetrice, uneori cu vergențe nordice.

Faza austrică s-a manifestat în două reprezente. Faza austrică timpuriu, care a avut loc în Aptian, a fost extrem de intensă provocând cutarea seriei vulcanogen sedimentare grauwackice și a seriei de subfliș-fliș. Manifestările magmatismului bazic inițial, canalizate în fază de distensie pe sisteme de fracturi orientate paralel cu direcțiile orogene principale, au început după desfășurarea fazei austrice timpurii. Discordanța existentă între seria de Wildflysch și seriile inferioare se datorează fazei austrice

tîrzi. Aceasta a dus la cutarea ceva mai slabă, tot incompetență, a seriei Wildflysch-ului. Aspectele de Wildflysch din seriile vulcanogen-sedimentare grauwackică, de subfliș-fliș și de Wildflysch constituie o doavadă a existenței unui regim tectonic extrem de instabil în tot intervalul Vălanginian-Albian.

Pozitia discordantă a Turonianului, ca și prezența de remanieri de depozite aptian-superioare — albiene în baza Turonianului evidențiază existența în regiune a mișcărilor anteturoniene.

Mișcările subhercinice au avut drept rezultat dispunerea transgresivă a depozitelor santoniene în facies litoral peste seria de Wildflysch (la nord) și peste cristalinul Sebeșului (la sud).

Faza laramică s-a manifestat puternic ducind la exondarea totală a fosei geosinclinale și la desăvîrșirea sistemului orogenic al Apusenidelor prin ridicarea lor în bloc.

Începînd de la sfîrșitul Santonianului și în Paleogen, pe un sistem de fracturi dirijat nord-est — sud-vest, s-au injectat în depozitele cretacice magmatite subsecvente prebanatitice și banatitice.

În zona centrală a Metaliferilor, între valea Feneșului, Valea Ampoi-lei și Valea Ampoilui se remarcă existența unei zone în care depozitele ce alcătuesc seriile inferioare au suferit un metamorfism regional slab. Seria vulcanogen sedimentară grauwackică a suferit un metamorfism mai intens, probabil datorită rolului lubrefiant jucat de produsele magmatismului bazic. În acest mod au luat naștere filite cloritoase sericitoase, roci cataclazate (brecciate), cu aspecte facoidale și marmore. Acest metamorfism dinamic este de vîrstă alpină.

Pe lîngă o serie de falii orientate paralel cu direcțiile tectonice principale ale orogenului Apusenidelor, apar în special în regiunea de curbură o serie de dislocații transversale mai noi, orientate nord-vest — sud-est. De-a lungul unora dintre aceste fracturi au urcat către suprafață producsele magmatismului subsecvent tîrziu neogen. Ele au favorizat de asemenea formarea unor bazine post tectonice (grabene) cu orientări similare, umplute cu depozite de molasă neogene.

Concluzii. În lucrare se separă în cadrul Cretacicului patru seri sedimentare indicîndu-se mai detaliat în primul rînd caracteristicile seriilor vulcanogen-sedimentare (Vălanginian-Hauterivian) și de subfliș-fliș (Barremian-Aptian inferior,) separate pentru prima dată ca atare. Se semnalează de asemenea pentru prima oară prezența jaspurilor și a grauwacke-

lor în regiune și se descriu unele aspecte caracteristice ale metamorfismului incipient alpin.

În continuare se caută a se data mai exact seria de Wildflysch, utilizându-se rezultatele studiilor micropaleontologice. Se mai subliniază caracterul transgresiv al seriei Wildflysch-ului.

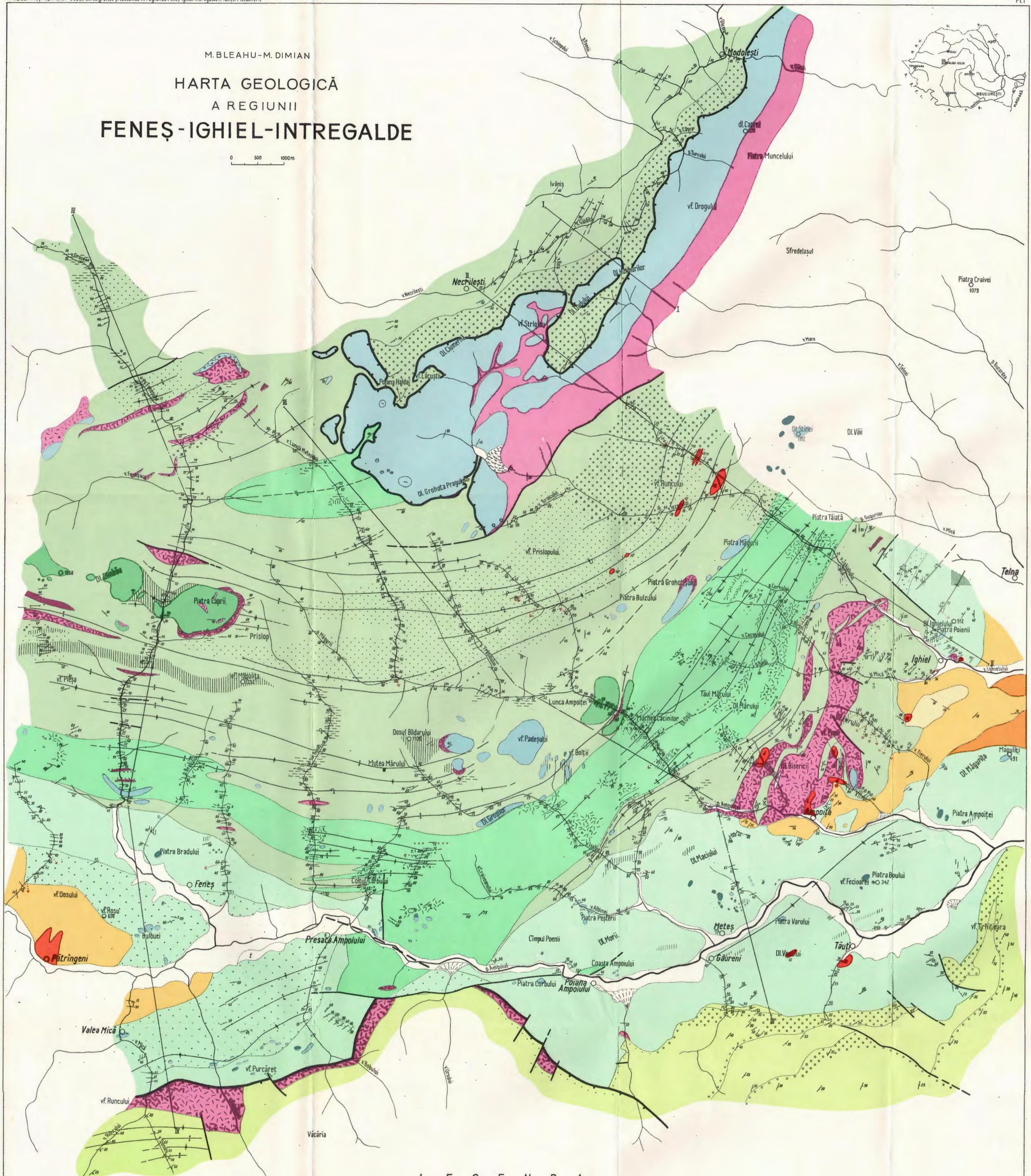
Activitatea tectonică intensă, eruptiile bazice sincrone cu sedimentația și dimensiunile reduse ale bazinului au imprimat trăsăturile sedimentației din domeniul eugeosininal al Metaliferilor în ansamblu. Valoarea redusă a energiei aplicate asupra sedimentelor în timpul și după aducerea lor în mediul de sedimentare dau în ansamblu caracterul imatur al acestora.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Dimian M. (1961) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munții Metaliferi. *Congr. V Geol. Carp. Balc. București*. III, 1. p. 81—95.
- Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. (1965) Studiu geologic al regiunii dintre Valea Iezerului și Valea Galdei. *D. S. Com. Geol.* LI, 1. p. 201—212.
- Dimian M., Dimian Elena (1962) Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre Valea Mureșului și Valea Ampoiului. *D. S. Com. Geol.* XLIX 2. p. 107—130.
- Dott R. H. Jr., (1964) Wacke, Graywacke and matrix. *Journ. Sed. Petrol* 34, 3. p. 625—632.
- Folk R. (1951) Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journ. Sed. Petrol*. 21, 3. p. 127—130.
- Gherman J. (1936) Cercetări geologice în colțul de sud-vest al depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muze. Min. Geol. Univ. Cluj*. VII. p. 1—110.
- Ghițulescu T., Socolescu M. (1942) Étude géologique et minière des monts Métallifères. *An. Inst. Geol.* XXIII.
- Ilie M. (1950) Monts Métallifères de la Roumanie. *An. Inst. Geol.* XXIII.
- Lupu M. (1964) Asupra vîrstei stratelor cu Ptychus din Munții Trascău. *D. S. Com. Geol.* L. 2. p. 247—250.
- Lupu M. (1965) Prezența microfaciesului cu Lombardia și Glóbóchaete în Masivul Trascău. *D. S. Com. Geol. București*. LI, 2. p. 23—24.
- Mc. Bride Earle (1963) A classification of common sandstones. *Journ. Sed. Petrol*. 33, 3.
- Niggli P. (1948) Gesteine und Minerallagerstätten. I. p. 108—111.
- Papp K. (1917) Die Umgebung des Dimbugebirges bei Zlatna im Komitate Alsófehér. *Jber. d. ung. k. geol. A. f.* 1915.

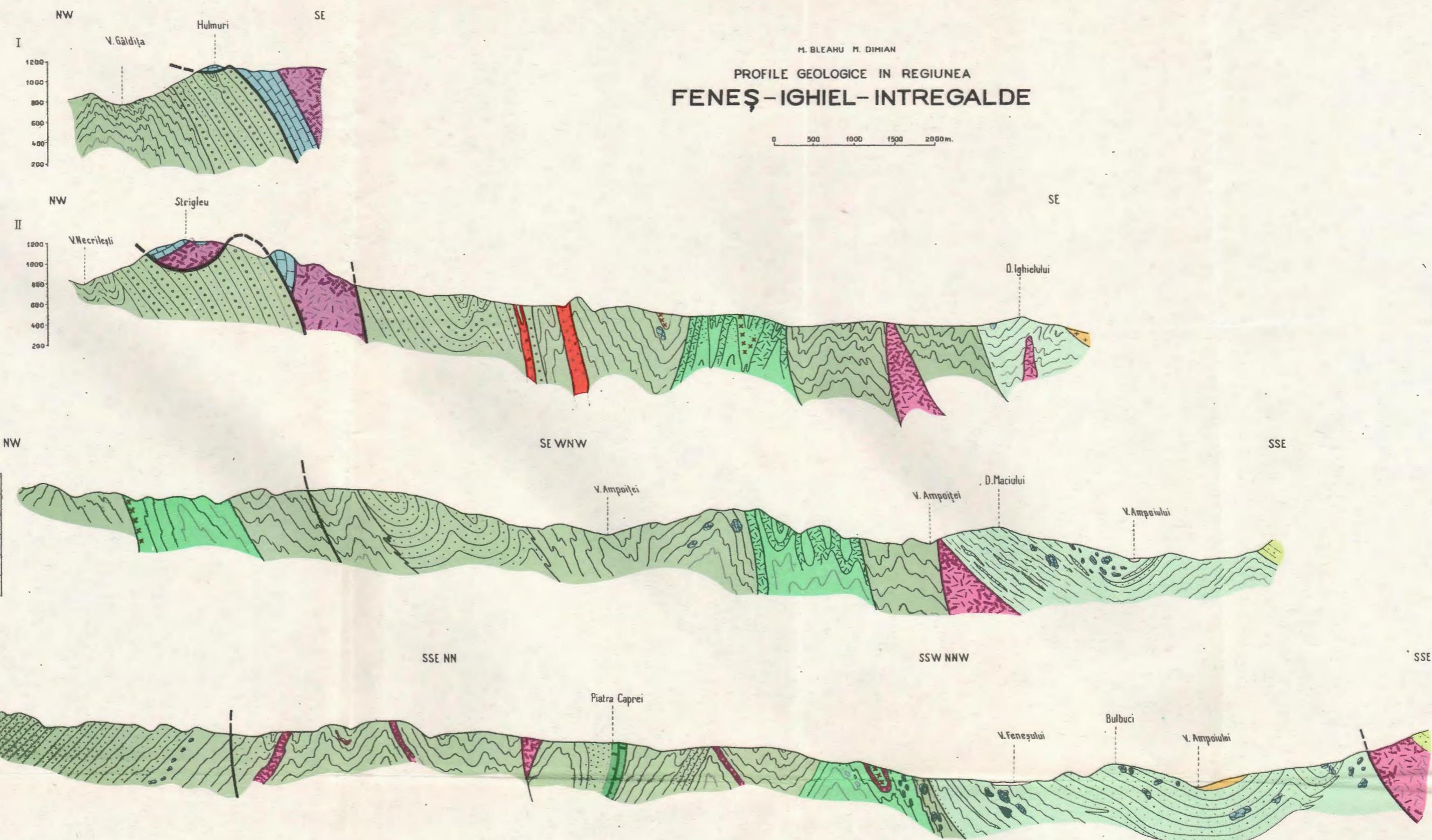
M. BLEAHU-M. DIMIAN
HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
FENEŞ-IGHIEL-INTREGALDE

0 500 1000m.



LEGENDA

CUATERNAR		1 Deposite aluvionare de teresă și luncă.
NEOGEN	Sarmatian	2 Pietrisuri, nisipuri, mărne.
	Tortonian	3 Calcare de Leitha, gipsuri, mărne, nisipuri, tufuri.
PALEOGEN	Oligocen	4 Formațiune roșie bariolată continentală (stratele de Tic)
CRETACIC	Santonian	5 Serie de flis; serie litorală detritică grosieră
	Turonian	6 Serie grezoasă;
	Cenomanian	6 Serie de wackelysch;
	Albian	a - paraconglomerate + breccii calcaroase + calcareitate, b - clipe de calcare jurașice, ofiolite
	Aptian sup.	c - gresii, conglomerate;
	Aptian inf.	b - clipe sedimentare de calcare; c - paraconglomerate + breccii cu elemente de calcare jurașice, cretacee; ofiolite; d - recife urgoniene; e - gresuri + argile roșii
	Barremian	f - gresii, conglomerate;
JURASIC	Hauterivian	g - gresii vulcanogen - sedimentare și grauwacke;
	Valanginian	a - jaspuri; b - breccii vulcanogen - sedimentare; c - clipe sedimentare de calcare jurașice, cretacee, ofiolite.
TITHONIC	Tithonic	9 Calcare masive
	Kimmeridgian?	
Magmatite subsecvențe neogene		10 Riolite
Magmatite subsecvențe timpurii banatice		11 Diorite
Magmatite bazice inițiale		12 Andezite
13 Spilite, andezite, oligofire, aglomerate, cinrite, tufuri		
14 Diabaze, diabaz-porfirite, riolite, ortofire.		
15 Ax de anticinal		
16 Ax de sinclinal		
17 Ax de anticinal deversat		
18 Felie		
19 Linie de încreștere		
20 Sensul de transport al materialului detritic		
21 Doline		
22 Iarburi		
23 Punct fosilifer		



LEGENDA

CUATERNAR

Depozite aluvionare de terasă și luncă

NEOGEN

Calcare de Leitha, gipsuri, marni, nisipuri, luturi

CRETACIC	Senonian	3	Serie de flis, serie litorală detritică grosieră
	Turonian	4	Serie grezoasă
	Cenomanian	5	Serie de waldflisch: a: clipe de calcar jurasic, afiolite; b: paraconglomerat, brecciu calcaros, calcaromitic
	Albian	6	Serie de subflis, flis
	Aptian sup.	7	a: grosii, conglomerate; b: clipe sedimentare de calcare; c: recife ugoamieni
	Aptian inf.	8	Serie vulcanogenă sedimentară grauwackică
	Barremian	9	a: jaspuri, b: brecciu vulcanogenă sedimentară
	Hauterivian	10	c: clipe sedimentare de calcar jurasic, cretacic, afiolite
	Valanginian		
	Portlandian		
	Kimmeridgian	11	Calcare de Stramberg

12	Andezite
13	Spilite, andezite, oligofire, aglomerate, cinerite, a: luturi
14	Diabaze, diabaz porfirite, rialite, ortofire

ÉTUDES STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DANS
LA RÉGION DE FENEŞ-IGHIEL-ÎNTREGALDE
(MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR
M. BLEAHU, M. DIMIAN

(Résumé)

Dans cet ouvrage les auteurs séparent dans le Crétacé quatre séries sédimentaires en indiquant d'une façon plus détaillée les caractéristiques des séries volcanogènes sédimentaires (Valanginien-Hauterivien) et du sub-flysch-flysch (Barrémien-Aptien inférieur), séparées ainsi pour la première fois. On y signale, toujours pour la première fois, la présence des jaspes et des grauwackes et on y décrit un métamorphisme d'âge alpin affectant les deux séries inférieures.

Suit une description des caractéristiques de la série du Wildflysch en utilisant les résultats de l'étude micropaléontologique et on précise l'âge de cette série comme appartenant à l'Aptien supérieur, à l'Albien et parfois même au Cénomanien inférieur.

L'activité tectonique intense, les éruptions basiques synchrones à la sédimentation ainsi que les dimensions réduites du bassin ont imprimé des caractères de la sédimentation du domaine eugéosynclinal des Monts Métallifères.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région Feneş — Ighiel — Intregalde.

Quaternaire : 1, dépôts alluviaux de terrasse (*t*) et de plaine alluviale. **Néogene**. Sarmatien : 2, cailloutis, sables, marnes ; Tortonien : 3, calcaires de Leitha, gypses, marnes, sables, tufs. **Paléogène** ; Oligocène ; 4, formation rouge bariolée continentale (couches de Tic). **Crétacé**. Sénonien-Turonien ; 5, série de Flysch (*a*) ; série littorale détritique grossière ; Cénomanien-Albien-Aptien sup. : 6, série gréseuse ; série de Wildflysch ; *a*, paraconglomérats + brèches calcaires + calcarénites. *b*, klippes de calcaires jurassiques, ophiolites ; Aptien inf. - Barrémien : 7, série de sub-flysch — flysch : *a*, grès, conglomérats ; *b*, klippes sédimentaires calcaires ; *c*, paraconglomérats + brèches à éléments calcaires jurassiques, crétacées et ophiolites ; *d*, récifs urgoniens ; *e*, schistes + argiles rouges. Hauterivien-Valanginien : 8, série volcanogène-sédimentaire des grauwackes : *a*, jaspes ; *b*, brèches volcanogènes sédimentaires ; *c*, klippes sédimentaires.

mentaires de calcaires jurassiques, crétacés, ophiolites. **Jurassique.** Tithonique-Kimmeridgien : 9, calcaires massifs. Magmatites subséquentes néogènes : 10, rhyolites. Magmatites subséquentes banaïtiques anciennes : 11, diorites ; 12, andésites. Magmatites basiques initiales ; 13, spilites, andésites, oligophyres, agglomérats, cinérites, tufs ; 14, diabases, diabase-porphyrates, rhyolites, orthophyres. 15, axe d'anticlinal ; 16, axe de synclinal ; 17, axe d'anticlinal-déversé ; 18, faille ; 19, ligne de chevauchement ; 20, direction de transport du matériel détritique ; 21, dolines ; 22, sources vauclusiennes. ; 23, point fossilière.

Planche II

Coupes géologiques dans la région Feneș-Ighiel-Intregalde.

Quaternaire : 1, dépôts alluviaux de terrasse (*t*) et de plaine alluviale. **Néogène.** Tortonien : 2, calcaires de Leitha, gypses, marnes, sables, tufs. **Crétacé.** Sénonien-Turonien ; 3, série de Flysch-série littorale détritique grossière ; Cénomanien - Albien-Aptien sup. ; 4, série gréseuse ; 5, série de Wildflysch : *a*, klippes de calcaires jurassiques, ophiolites ; *b*, paraconglomérats + brèches calcaires + calcarénites. Aptien inf. - Barrémien : 6, série de sub-flysch — flysch : 7, *a*, grès, conglomérats ; *b*, klippes sédimentaires calcaires ; *c*, récifs urgoniens. Hauerivien-Valanginien : 8, série volcanogène sédimentaire de grauwackes : 9, *a*, jaspes ; *b*, brèches volcanogènes sédimentaires ; 10, *c*, klippes sédimentaires de calcaires jurassiques, crétacés, ophiolites. **Jurassique.** Tithonique-Kimmeridgien ; 11, calcaires de Stramberg ; 12, andésites. Magmatites basiques initiales : 13, spilites, andésites, oligophyres, agglomérats, cinérites, tufs ; 14, diabases, diabase-porphyrates, rhyolites, orthophyres.

STRATIGRAFIE

MALMUL INFERIOR DIN REGIUNEA OHABA-PONOR (HATEG)
CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA CALLOVIANULUI SUPERIOR
CU KOSMOCERAS (CARPAȚII MERIDIONALI)¹⁾

DE

C. BOLDUR, AL. STILLĂ²⁾

Abstract

The Lower Malm in the Region of Ohaba Ponor (Hateg) with Special Regard to the Upper Callovian with Kosmoceras (South Carpathians). This note presents a separation of horizons of the Lower Malm in whose framework the existence of the Upper Callovian. Lower Oxfordian with *Kosmoceras duncani* and *Euaspidoceras cf. perarmatum* is specified. The new fossiliferous point with *Kosmoceras* confirms and strengthens the idea about marine connection between the Boreal and Mediterranean basins over the territory of Romania during the Upper Callovian.

Pornind de la cunoașterea succesiunii stratigrafice a Jurasicului din regiunea Reșița-Moldova Nouă, prezentată recent de Gr. Răileanu, S. Năstăseanu și C. Boldur (1964) ca tipică pentru domeniul getic, în vara anului 1965 am întreprins un studiu comparativ al succesiunii sincrone din regiunea sedimentară Ohaba-Ponor (fig. 1). Cu această ocazie am obținut noi date de ordin paleontologic și stratigrafic privind partea inferioară a Malmului, comunicarea cărora formează obiectul notei de față.

Dintre puținele lucrări geologice anterioare, referitoare la Jurasicul din regiunea Ohaba, se relevă lucrarea lui A. Mamulea (1958) ca fiind cea mai completă. Acest autor admite continuitatea de sedimentare

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni Șos. Kiseleff nr. 2. București.

între Dogger și Malm, punând în discuție pentru prima oară posibilitatea existenței Małmului inferior și considerind că peste Dogger (Bathonian), reprezentat prin gresii, urmează un pachet de gaize și spongolite pe care le atribuie Callovian-Oxfordianului.

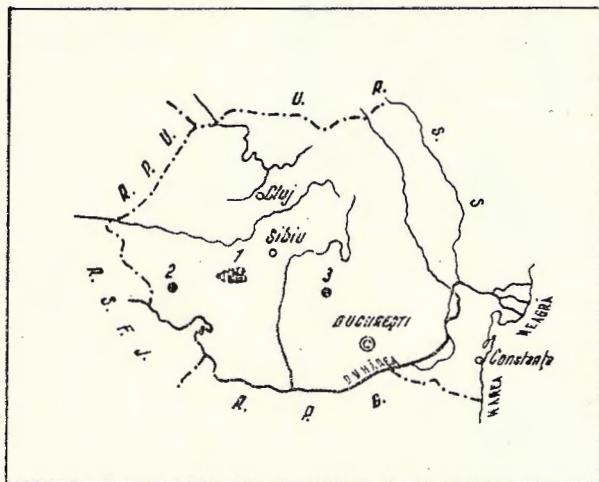


Fig. 1. — R. S. România, punctele fosilifere cu *Kosmoceras*.
1, regiunea sedimentară Obaba-Ponor și punctul Ciclovină; 2, Anina (regiunea sedimentară Reșița-Moldova Nouă); 3, Valea Lupului (regiunea sedimentară Dimbovicioara).

R. S. de Roumanie, points fossilifères à *Kosmoceras*.

1, région sédimentaire Obaba-Ponor et le point Ciclovină; 2, Anina (région sédimentaire Reșița-Moldova Nouă); 3, Valea Lupului (région sédimentaire Dimbovicioara).

În urma cercetărilor noastre, efectuate în special în sectorul Ciclovină, putem preciza că succesiunea cea mai bine deschisă pe intervalul Dogger-Malm inferior (fig. 2) se poate urmări în versantul stîng al Văii Morii (valea Ciclovină), de la NE către SW începînd la cca 200 m aval de gura peșterii Ciclovină. Aici, în talveg, apar gresii micaferă, gresii calcaroase spatică și chiar intercalări de calcare spatică, atribuite Doggerului, care conțin o bogată faună de lamelibranchiate cu specii ale genurilor : *Ceromya*, *Astarte*, *Cuculaea*, *Unicardium*, *Anatina*, *Pholadomya*, etc.

Malmul inferior

Doggerul suportă, prin tranziție gradată, un pachet (40 m) de calcare grezoase spatică, cu accidente silicioase neuniform disperse în masa

rocii, urmate de un pachet (30 m) de marnocalcare cenușii, micaferă, foioase, de marnocalcare gălbui în bancuri subdecimetrice și calcară gălbui fine. Cel de al doilea pachet, marnocalcaros, s-a dovedit a fi fosilifer conținând o faună de amoniți din care am determinat :

Kosmoceras duncani (S o w.)

Kosmoceras sp.

Euaspidoceras cf. *perarmatum* (S o w.)

Euaspidoceras sp.

Perisphinctes sp.

Oecotraustes sp.

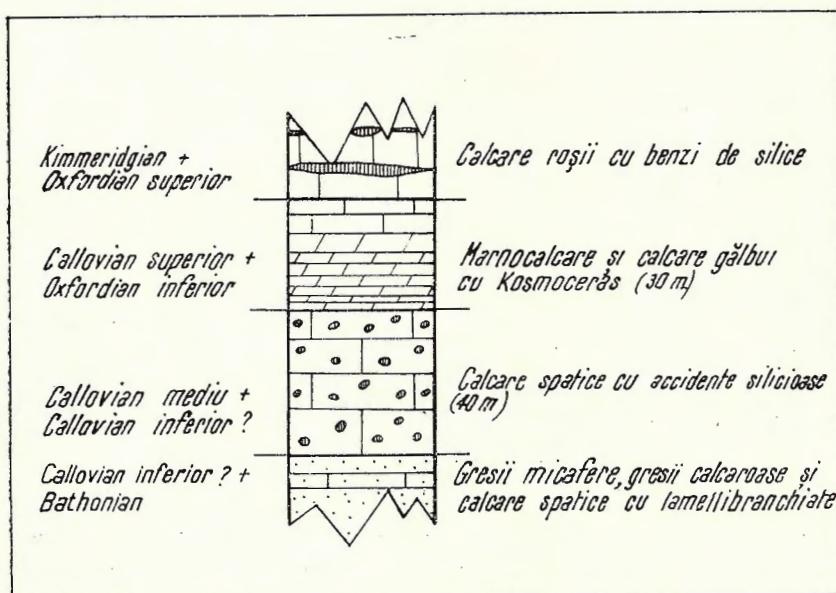


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a Malmului inferior din regiunea sedimentară Ohaba-Ponor, sectorul Ciclovina.

Colonne stratigraphique du Malm inférieur de la région sédimentaire Ohaba-Ponor, secteur Ciclovina.

Forma *Kosmoceras duncani* indică în mod cert existența Callovianului superior (Zona cu *Peltoceras athleta* și *Quenstedticas lamberti*), iar forma de *Euaspidoceras* cf. *perarmatum* pledează și pentru prezența Oxfordianului inferior. În consecință atribuim marnocalcarelor și calcarelor gălbui vîrsta callovian-superioară — oxfordian-inferioară, iar pachetului subjacent

de calcare grezoase spatice cu accidente silicioase, care stă peste Dogger, vîrstă callovian-inferioară? — callovian-medie.

În profilul pe care îl prezentăm, peste marnocalcarele și calcarele gălbui, callovian-superioare — oxfordian-inferioare, se dispun calcare roze, bine stratificate, cu benzi de silice, care formează o bună parte a abruptului ce înconjoară obârșia Văii Morii. La partea superioară a acestor calcare, în sectorul Fundătura, A. I. Stillă (1966)¹⁾ descrie intercalări de calcare noduloase, marnoase, pe care le atribuie Kimmeridgianului superior = Tithonianului inferior pe baze paleontologice.

Tinând seama de faptele amintite, considerăm că pachetul de calcare roze cu benzi de silice se poate repartiza Oxfordianului superior — Kimmeridgianului inferior.

Analiza succesiunii descrise, comparativ cu succesiunea același interval stratigrafic din regiunea Reșița — Moldova Nouă, permite o serie de constatări interesante.

Prin conținutul paleontologic și prin faciesul litologic Doggerul din regiunea Ohaba-Ponor se poate paraleliza cu Doggerul de tip marginal din regiunea Reșița, atribuit Bajocian-Bathonianului (C. Boldur, Alexandru Boldur, 1962; S. Năstăseanu, 1963).

Calcarele spatice cu accidente silicioase sunt comparabile, prin poziție și compoziție petrografică, cu „stratele de Gumpina“ din regiunea Reșița atribuite Callovianului mediu, astfel că pentru sectorul Ciclovină rămîne deschisă problema atașării Callovianului inferior la gresiile Doggerului sau la pachetul de calcare spatice cu accidente silicioase ale Callovianului mediu.

Pachetul de marnocalcare și calcare fine gălbui cu faună de *Kosmoceras* și *Euaspidoceras* se poate paraleliza cu „marnele de Tămașa“ din regiunea Reșița, repartizate Callovianului superior — Oxfordianului inferior (Aurelia Bădăluță - Năstăseanu, 1965)²⁾.

Calcarele roze cu benzi de silice, sunt comparabile cu „calcarele de Valea Aninei“ din regiunea Reșița, unde sunt considerate de vîrstă Oxfordian superior — Kimmeridgian inferior.

Fauna cu *Kosmoceras* descoperită în regiunea sedimentară Ohaba-Ponor prezintă o importanță deosebită pentru corelații stratigrafice și argu-

¹⁾ A. I. Stillă (1966). Date noi asupra Malmului superior și Cretacicului inferior din Zona Hațeg (în volumul de față).

²⁾ Aurelia Bădăluță - Năstăseanu. (1965) Geologia regiunii Anina — cu privire specială asupra Jurasicului (Zona Reșița — Banat). Lucrare de doctorat.

mentarea legăturilor ce existau între bazinile marine din timpul Callovianului superior.

Pe teritoriul României, faune cu *Kosmoceras* au fost descrise în puține puncte. I. Simionescu (1899) descrie în bazinul Dîmbovicioarei (Valea Lupului) forma *Kosmoceras mrazeci*, iar recent Aurelia Bădăluță-Năstaseanu (1965) determină de la Anina, din regiunea Reșița, pe *Kosmoceras spinosum*, *Kosmoceras duncani* și *Kosmoceras ornatum*. Alăturiind acestor puncte fosilifere și punctul descoperit de noi în regiunea Ohaba-Ponor (fig. 1), putem susține să în Carpații meridionali faunele cu *Kosmoceras* caracterizează Callovianul și că între regiunile sedimentare Reșița, Ohaba și Dîmbovicioara se evidențiază legături sigure în timpul Callovianului superior.

Pentru cercetările viitoare rămâne ca o problemă de rezolvat identificarea Callovianului cu *Kosmoceras* și în restul unităților carpatic românești.

Pe plan european, formele de *Kosmoceras* apar numai în Callovian, caracterizând asociațiile de tip boreal întâlnite în Anglia, Franța de nord, Germania, Polonia, Platforma Rusă și Caucaz (W. J. Arkell, 1956). În R. P. Bulgaria, M. K. Howarth și I. Stephanov (1965) descriu pe *Kosmoceras compresum* și *Kosmoceras spinosum*, considerîndu-le forme migrate dinspre nord.

Pînă în prezent, legătura dintre bazinile marine de tip boreal și cele de tip mediteranean în Callovian, se argumentă doar prin forma de *Kosmoceras mrazeci* din regiunea Dîmbovicioara.

Formele descrise de Aurelia Bădăluță-Năstaseanu, la Anina și cele prezентate aici, de la Ciclovina, vin să reafirme și să întărească existența acestor legături între bazinul boreal și cel mediteranean pentru timpul Callovianului superior, peste teritoriul țării noastre.

BIBLIOGRAFIE

- Arkell W. J. (1956). Jurassic geology of the World. London.
 Boldur C., Boldur Alexandra (1962). Cercetări geologice în regiunea Reșița — Doman — Secul. D. S. Com. Geol. XLVI (1958—1959), București.
 Howarth M. K., Stephanov, J. (1965). The genus Kosmoceras in Bulgaria. Acad. Bulg. de Sciences, Trav. sur la Geol. de Bulg. Ser. Pal. VII. Sofia.
 Mamulea A. M. (1958). Studii și cercetări geologice în regiunea Sînpetru — Pui (Bazinul Hațeg). An. Com. Geol. XXIV. București.

PLANŞA I

PLANŞA I

Kosmoceras duncani (S o w.).

Fig. 1. — Vedere laterală stînga (1/1).

Fig. 2. — Vedere laterală dreapta (1/1).

Fig. 3. — Vedere ventrală (1/1).



1



2



3

PLANŞA II

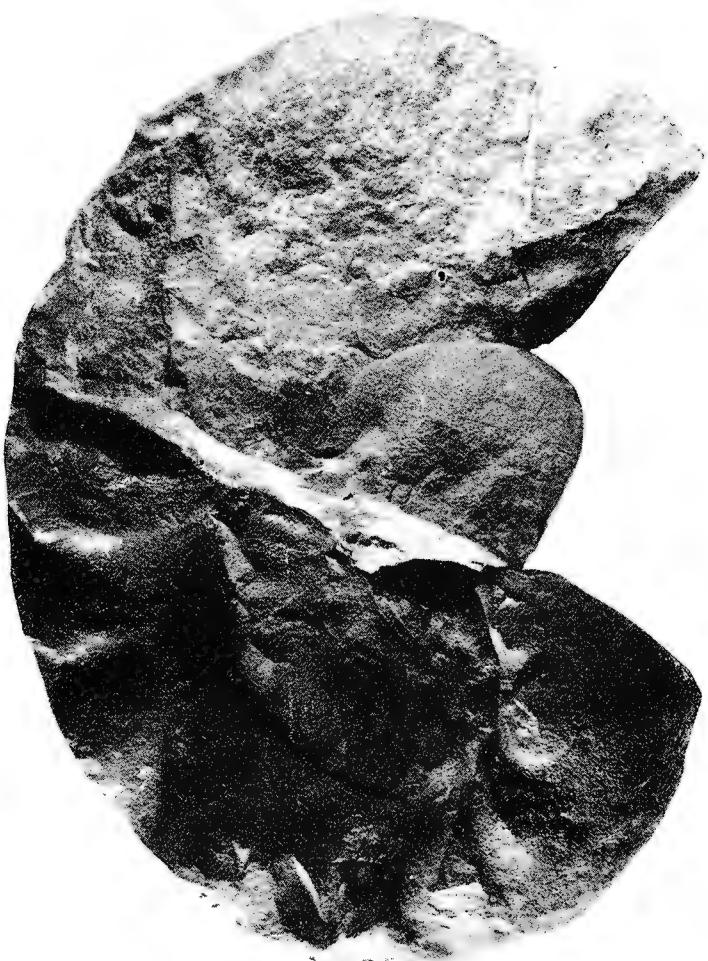
PLANŞA II

Fig. 1. — *Euaspidoceras* cf. *perarmatum* (S o w.). (1/1).

Fig. 2. — *Euaspidoceras* sp. (1/1).



1



2

PLANŞA III



PLANŞA III

Fig. 1. — *Perisphinctes* sp. (1/1).

Fig. 2. — *Oecotrausles* sp. (1/1).

C. BOLDUR, AL. STILLĂ. Malmul inferior de la Ohaba-Ponor.

Pl. III.



1



2

Comitetul de Stat al Geologiei. Dări de Seamă ale ředințelor, vol. LIII/1

- Năstăseanu S. (1963). Faciesurile Doggerului din zona Reșița — Moldova Nouă (Banatul de vest). *Asoc. Geol. Carpato — Balcanică. Congresul V 1961 III*, 2 București.
- Răileanu G., Năstăseanu S., Boldur C. (1964). Sedimentarul Paleozoic și Mezozoic al Domeniului Getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Com. Geol. XXXIV*, 2. București.
- Simionescu I. (1899). Studii geologice și paleontologice din Carpații Sudici. III. Fauna calloviană din Valea Lupului (Rucăr). *Acad. Rom. Fond. Adamachi*. III. București.

LE MALM INFÉRIEUR DE LA RÉGION SÉDIMENTAIRE
OHABA-PONOR (HATEG); APERÇU SPÉCIAL SUR LE CALLOVIEN
SUPÉRIEUR À KOSMOCERAS (CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR

C. BOLDUR, AL. STILLĂ

(Résumé)

Les auteurs présentent une détermination de la disposition des horizons du Malm inférieur de la région Ohaba-Ponor, dans le secteur Ciclovina, qu'ils ont entreprise sur la base de nouveaux éléments paléontologiques et de la corrélation avec la succession synchrone de la région Reșița-Moldova Nouă.

Ils distinguent un horizon à grès micafères, grès calcaires et calcaires spathiques, à lamellibranches qu'ils attribuent au Bajocien-Bathonien, ensuite un paquet de calcaires gréseux spathiques, à accidents siliceux, attribué au Callovien moyen. On ne se résoud pas à attacher le Callovien inférieur à l'un ou à l'autre des paquets.

Au-dessus du Callovien moyen ils décrivent un horzion marno-calcaire à *Kosmoceras duncani* (Sow) et *Euspidoceras* cf. *perarmatum* (SOW) que l'on attribue au Callovien supérieur-Oxfordien inférieur. Enfin l'horizon marno-calcaire supporte des calcaires roses, stratifiés avec des bandes de silice, attribués à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur.

Les formes de *Kosmoceras* décrites dans le Callovien supérieur de la région sédimentaire Ohaba-Ponor, typiques aux régions boréales, renforcent l'idée du lien qui se serait établi entre les bassins septentrionaux et ceux méridionaux à travers le territoire de Roumanie à l'époque.

STRATIGRAFIE

ASUPRA UNUI NIVEL CU SEPTARII DIN BAZINUL
VĂII SĂLĂUȚA¹⁾)

DE

GH. BULGARU, A. BALTRÈS²⁾)

Abstract

On a Level with Septaria in the Basin of the Sălăuța Valley. Mention is made of the stratigraphic position of some Septaria type concretions in Oligocene.

Cercetările întreprinse în depozitele cretacic-superioare — paleogene aparținând unității flișului transcarpatic din bazinul superior al văii Sălăuța, au pus în evidență prezența unor concrețiuni lenticulare de mărimi diferite, în suita oligocenă.

În succesiunea stratigrafică a Oligocenului s-a separat un complex inferior predominant argilos datat paleontologic de vîrstă latorfian-rupeiliană³⁾, și un complex superior grezos aparținând Chattian — Aquitanianului, constituit dintr-un orizont marno-grezos în bază și un orizont grezos la partea superioară.

Întrucât existența septariilor a fost remarcată la partea superioară a complexului inferior, în cele ce urmează dăm o descriere succintă a ace-

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 aprilie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecționi Șos. Kiseleff, nr. 2, București.

³⁾ G. h. Bulgaru și colab. Raport geologic. Prospecționi pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în N bazinului Transilvaniei, 1964. Arh. Inst. Geol.

tua. La constituția complexului argilos iau parte argile, gresii, marne disodiliforme, marne și argile cu concrețiuni tip *Septaria* care atât prin poziția lor cât și prin aspectul particular mega și microscopic ne-au determinat să le acordăm o deosebită atenție. În general aceste concrețiuni au dimensiuni mari de 0,50—1 m \varnothing , sunt de formă lenticulară, prinse într-o masă de marno-argile fin stratificate sau căzute la baza pantei. Este de remarcat și prezența unor concrețiuni ankeritice sau silicioase, de talie relativ mică și de forme mai puțin regulate, cu fisuri umplute cu substanțe bituminoase. Un exemplar interesant de *Septaria*, a cărui descriere o vom da mai jos, a fost întâlnit pe valea Poșușului. Este de formă lenticulară cu diametru mare de 0,45 m. Partea corticală brun-gălbui este pigmentată cu limonit, groasă de 2 mm, este traversată de o rețea poliedrică de fisuri care separă în masa concrețiunii corperi prismatice, uneori piramidale cu apexul spre centrul concrețiunii. Fiecare prismă este traversată de fisuri fine care provoacă mici deplasări în sistemul reticular major. Materialul constituent al concrețiunii este un calcar marnos, fin, cu granule de pirită limonitizată și puțin material clastic reprezentat prin cuarț colțuros.

Fisurile majore sunt tapisate cu cristale fine de magnetit cu pseudomorfoze de gips. Fisurile fine au o mineralizație mai complexă și prezintă următoarele aspecte :

Fisuri umplute în exclusivitate cu pirită ;

Fisuri umplute cu pirită și baritină larg cristalizată, baritina ocupând partea centrală a cavității sau una din jumătățile acesteia, evidențiind o depunere ulterioară ;

Fisuri umplute cu baritină și cristale de magnetit, magnetitul succedând baritinei ;

Fisuri umplute cu cristale mărunte de cuarț și magnetit, depunerea cuarțului fiind anteroară celei a magnetitului.

Pirita mai prezintă două zone de aglomerare compactă în masa concrețiunii.

Geneza mineralizației. Acumularea piritei s-a făcut probabil singură în doi centri datorită prezenței unui element reducător. Epigenetic, urmând fenomenului de desicăție chimică, are loc o circulație redusă a sulfurii de fier cât și oxidarea lentoare a acesteia, rezultând acid sulfuric și de aici soluții sulfatare, slab acide, ce au luat în circulație fierul bivalent. Săruri

rile solubile de bariu, din apele de infiltrație au reacționat cu SO_4^{2-} al soluțiilor amintite, determinând depunerea baritinei. Caracterul pH-ului nepuțindu-se menține mult timp, depunerea sulfatului e întreruptă, oxidarea soluției permite circulația silicei și determină formarea magnetitului.

Se pare că depunerea succesivă a mineralizațiilor este legată și de contracții ale masei concrețiunii ce a determinat largirea fisurilor.

Considerații stratigrafice. Prin poziția pe care o ocupă nivelul cu concrețiuni tip *Septaria* în cadrul complexului inferior, argilos, a căruia vîrstă a fost stabilită pe argumente paleontologice ca Lattorfian-Rupelian, fiind situat în partea superioară a complexului, ar corespunde stratigrafic acestui interval.

În restul Europei, respectiv Belgia, Danemarca, bazinul Rinului, Saxonia și Germania de NE, după M. Vanossi (1964) concrețiunile tip *Septaria* din Oligocen, ocupă o poziție stratigrafică precisă la nivelul Rupelianului. Acest fapt ne conduce la ideea că nivelul cu *Septaria* din bazinul superior al văii Sălăuța poate fi paraleлизat cu regiunile amintite ținând seama de raporturile geometrice pe care le prezintă în cadrul complexului argilos, dându-ne posibilitatea să-l considerăm de vîrstă rupeliană.

Prezența concrețiunilor tip *Septaria* din abundență, la anumite nivele, pentru vestul Europei, se pare că are o semnificație paleogeografică precisă. Ele situindu-se totdeauna în apropierea discordanțelor stratigrafice, sub sau deasupra lor. În cazul bazinului Sălăuța precizuni asupra unei discordanțe de care s-ar lega prezența nivelului cu concrețiuni tip *Septaria* sunt dificile. În tot cazul disponerea complexului superior (Chattian — Aquitanian) direct pe cristalin, depășind toate formațiunile subjacente, ar sugera poate și o discordanță între acesta și complexul inferior Lattorfian-Rupelian.

BIBLIOGRAFIE

- Mutihac V. (1955) Cercetări geologice între Cristalinul Rodnei și masivul Eruptiv al Tibleșului. *D. S. Com. Geol.* XXXIX București.
 Vanossi M. (1964) Il problema delle septarie. *Atti dell'Instituto geologico della Università di Pavia.* XV. Pavia.

SUR UN NIVEAU À SEPTARIES DU BASSIN
DE LA VALLÉE DE SĂLAUȚA

PAR

GH. BULGARU, A. BALTRÈŞ

(Résumé)

On signale l'existence d'un niveau marno-argileux à concrétions du type Septaria dans l'Oligocène du bassin supérieur de la vallée Sălăuța.

On y décrit également un exemplaire intéressant d'une telle concréction tant méga- que microscopique et l'on apporte des précisions d'ordre stratigraphique sur la position de ce niveau que l'on corrèle aux régions de l'W de l'Europe.

STRATIGRAFIE

ASUPRA VÎRSTEI UNOR ERUPTIUNI DIN BAZINUL MINIER
BAIA MARE¹⁾

DE

V. CHITIMUŞ, MARIA CHIVU, VALENTINA DRAGU,
O. EDELSTEIN, I. KALMAR, EUGENIA MĂRGĂRIT²⁾

Abstract

On the Age of Some Eruptions in the Baia Mare Ore Basin. The determinations carried out on the fauna of the area between Ilba and Capnic allow to establish precisely the age of some flank eruptions in the southern part of the Oaş-Gutii eruptive range. The emplacement of acidic pyroclastics begins with the Lower Tortonian up to the end of the Upper Tortonian; the dacites of Limpedea occurred subsequently to the Upper Volhynian-Lower Bessarabian; the emplacement of the Ulmoasa-Dăneşti dacites and the quartziferous andesites of Piscuiatu-Berăria took place during the Pannonian s.str., while the Jereapăn pyroxene-andesite with sporadic amphiboles is of post-Pannonian age.

Cunoașterea căt mai aprofundată a eruptivului nou din regiunea Baia Mare constituie o premiză importantă în identificarea de noi mineralizații auro-argentifere și de metale neferoase în regiune. În acest scop s-au întreprins cercetări complexe, acordîndu-se o atenție deosebită raporturilor dintre eruptiv și sedimentar.

În cele ce urmează, expunem rezultatele obținute în zona dintre Ilba și Capnic, privind această problemă.

Această regiune a constituit încă de mult obiectul de cercetare al mulțor geologi: G. Szellermi (1894), Gesell (1894), A. Koch (1898), M. Pálly (1914—1918), Fr. Szentes (1943), T. Szalai (1947), J. Mezősi (1948), S. Jaskó (1950). În 1938, I. Atanasiu studiază

¹⁾ Comunicare în ședință din 25 martie 1966.

²⁾ Trustul de Prospecționi și Explorări Miniere, Secția Geologică, Bul. N. Titulescu nr. 85—87, București.

eruptivul publicînd numai o serie de observații în „Cursul de geologie generală”.¹⁾

În ultimii ani au apărut lucrările lui V. Manilici și N. Lupeni (1954), R. Dimitrescu (1954), L. Pavelescu (1954), M. Paucă (1955), T. Iorgulescu (1955), G. Cioflica (1956), D. Rădulescu (1958), Gabriela Polonic și P. Polonic (1962), R. Dimitrescu și I. Gheorghita (1962), V. Manilici (1962); sinteza acestor cercetări aparține lui D. Giușcă (1958). Alți cercetători au consemnat rezultatele cercetărilor lor în rapoarte.

Autorii vechi, G. Szellemei și Gesell semnalează prezența în regiune a Oligocenului și a Pontianului, iar din lucrările geologilor Fr. Szentes, T. Szalai și S. Jaskó reiese în special larga dezvoltare a Pontianului. J. Mezősi consideră toate eruptionsurile din împrejurimile Băii Mari ca fiind de vîrstă pannonian-medie, avînd în vedere relațiile cu sedimentarul pannonian.

După M. Paucă (1955), în regiunea Baia Mare activitatea vulcanică începe în Tortonian și se continuă pînă la limita Meotian/Pontian, iar T. Iorgulescu, menținînd prezența intercalațiilor de tufuri în sedimentarul stabilit pe considerente micropaleontologice ca fiind de vîrstă pliocenă, pune în evidență faptul că eruptionsurile au continuat cel puțin și în partea inferioară a Pliocenului.

Pe baza determinării macrofaunei din mai multe aflorimente și a corelării cu datele micropaleontologice, autorii aduc cîteva precizări asupra vîrstei unor efuziuni.

Piroclastitele acide (riodacitice). Acestea reprezintă primele produse ale activității eruptive neogene din regiune și după D. Rădulescu, care le numește „piroclastitele vechi”, ele ar fi în relație cu fundamentalul mediteranean. D. Giușcă (1950)²⁾ presupune că punerea în loc a acestor roci a avut loc la sfîrșitul Tortonianului, iar T. Iorgulescu, semnalînd prezența unor intercalații marnoase cu microfaună reprezentînd Tortonianul superior, le atribuie aceeași vîrstă. În 1955, S. Seiceanu³⁾ ajunge la aceeași concluzie.

¹⁾ I. Atanasiu. Curs de geologie generală. Partea I-a, „Fenomene magmatische”, București, 1946

²⁾ D. Giușcă. Raport geologic preliminar asupra regiunii miniere Baia Mare 1950. Arh. Com. Stat Geol.

³⁾ S. Seiceanu. Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Baia Mare — Seini 1955. Arh. Com. Stat Geol. București.

Într-un profil pe valea Trestia, affluent stîng al văii Galbena — Băița, peste conglomeratul poligen în care se recunosc frecvent elemente de șisturi cristaline, autorii au întîlnit marne cenușii, compacte și marne ușor grezoase cu intercalații de grosimi milimetrice de material cu caracter cineritic, care pun și mai bine în evidență stratificația fină. Spre partea superioară a pachetului, care în deschidere nu depășește 25 m grosime, nivelele de material vulcanic predomină și se trec la o rocă efuzivă de culoare albă cu caracter piroclastic, cu numeroase cristale de cuarț magmatic.

Din sedimentar s-a recoltat o asociație microfaunistică reprezentată prin¹⁾:

- Globigerina bulloides* d'Orbigny
Globigerina triloba Reuss

Dezvoltarea exclusivă a Globigerinelor de talie mare, într-un număr redus de specii dar cu o mare frecvență este caracteristica tufurilor și marnelor cu Globigerine din unitatea pericarpatică și din Platforma moesică, precum și tufului de Dej (I. Costea, N. Balteș, 1962). Bazați pe acest fapt, am atribuit depozitelor întâlnite pe valea Trestia vîrsta tortonian-inferioară. Alte două probe, recoltate pe un affluent drept al văii Lăpușna Mare — Băița, din marne care se intercalează în pirolastitele acide, au următorul conținut microfaunistic:

- Globigerina bulloides* d'Orbigny
Globigerina triloba Reuss
Globigerina triloculinoides Reuss
Eponides umbonatus (Reuss)
Cibicides conoideus (Czechek)

Pe valea Căpitanu Mic, primul affluent stîng al văii Băița, aval de confluență cu valea Ulmoasa, în gresii piroclastice, ușor piritizate, aflate peste pirolastitele acide, abundă valve de *Pecten* sp. și *Ostrea* sp. Lateral, gresiile suportă depozite sarmatiene.

În acest fel, se poate preciza că exploziile care au pus în loc producsele acide s-au manifestat începînd din Tortonianul inferior și pînă la sfîrșitul Tortonianului superior.

¹⁾ Analizele micropaleontologice au fost efectuate la „Întreprinderea de Laboratoare Geologice“ de Victoria Teodorescu, și I. Costea

Amintim că un complex similar de roci acide, separat în bazinul Oașului sub denumirea de „complexul tufului verde“ este considerat de Alexandra Sagatovici¹⁾ de vîrstă tortoniană.

De asemenea, în zona transcarpatică din Ucraina, după O. S. Vialov și colaboratori (1961), complexul tufurilor dacitice de Novoselița, Danilovo, Clobuc și Nancovo, cu un chimism apropiat de cel al piroclastitelor acide din regiunea noastră, se intercalează atît în Tortonianul inferior, caracterizat prin larga dezvoltare a speciei *Candorbolina universa* d'Orbigny, în asociatie cu numeroase Globigerine cît și în Tortonianul superior în care au fost identificate forme de *Spirialis*.

Pînă în prezent, nu s-au întîlnit relații clare între andezitul piroxenic de Seini și un sedimentar fosilifer.

Dacitele de Limpedea. Pe afluentul stîng al văii Limpedea — Băița, complexul sedimentar constituie din marne calcaroase, ușor verzui, foarte compacte, cu aspect masiv, gresii tufacee, cenușii-albicioase, cu diaclaze de calcit, marne vineții, corneificate, cu muscovit, marne negre, fine, ce se desfac în plăci suportă dacitul de Limpedea. Din marnele negre s-a recoltat o faună din care s-au putut determina următoarele specii :

Cardium (Cerastoderma) lithopodolicum Dubois

Cardium gleichenbergense Papp

Ervilia dissita dissita Eichwald

Ervilia podolica Eichwald

Aceste forme au fost descrise în Sarmațianul inferior din bazinul Oașului (Alexandra Sagatovici, 1964)¹⁾ și din zona Ucrainei subcarpatice (O. S. Vialov și colaboratori, 1961) ca și în alte zone. Asociația caracterizează Volhinianul.

În marnele din același punct s-a găsit următoarea asociație de foraminifere :

Sphaeridia papillata Heron Allen

Streblus beccarii (Linné)

Triloculina oblonga (Montagu)

Elphidium sp.

cărora li se asociază formele *Spaniodontella intermedia* (Andrusow)

¹⁾ Alexandra Sagatovici (1964) Studiul geologic al părții de Vest și centrale a bazinului Oaș. Lucrare de doctorat. Manuscris.

și *Leptocythere* sp. Prezența formei *Sphaeridia papillata*, caracteristică orizontului cu *Cryptomactra pes anseris* atestă că în acest complex este reprezentat atât Volhinianul inferior cît și Volhinian superior-Bessarabianul inferior.

Marnele suportă dacitul de Limpedea a cărui vîrstă se precizează în acest fel a fi postvolhiniană.

Într-o comunicare susținută în anul 1963 la Comitetul Geologic, F. Marinescu (1964), pe baza faunei determinate, ajunge la concluzia că acest pachet reprezintă Volhinianul, probabil și zona cu *Cryptomactra*. De altfel, M. Paucă citează încă din 1952 specia *Cardium irregularare* Eichwald.

Dacitele cu piroxeni, hornblendă și biotit de Ulmoasa — Dănești. În împrejurimile orașului Baia Sprie apar, cu răspândire redusă, vulcanite cu caracter puternic acid, cărora le este caracteristică prezența biotitului pseudohexagonal, denumite dacite de Dănești. Atât din punct de vedere petrografic cît și chimic prezintă o asemănare ce merge pînă la identitate cu dacitele de Ulmoasa.

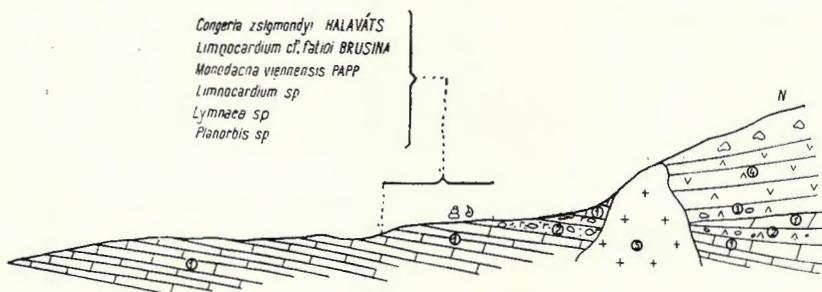


Fig. 1. — Secțiune geologică pe valea Sasca (Sisești).

1, marne cenușii, vînetești, cu faună pannoniană; 2, tufitele și aglomeratele dacitelor de Dănești; 3, lava cu blocuri a andezitelor piroxenice, cu amfiboli sporadici de Jereapă; 4, cinerite și tufuri andezitice; 5, andezit piroxenic de Ciurca (Igniș).

Coupe géologique dans la Vallée Sasca (Sisești).

1, marnes grises, sombres, à faune pannonienne; 2, tuffites et agglomérats des dacites de Dănești; 3, lave à blocs des andésites pyroxéniques, à amphiboles sporadiques de Jereapă; 4, cinérites et tufs andésitiques; 5, andésite pyroxénique de Ciurca (Igniș).

V. Manilici și N. Lupoi (1954), atribuie pe considerente litologice, marnelor în care se intercalează tufurile de Dănești, vîrsta sarmatiiană. În profilul din valea aflată în extremitatea sud-estică a orașului Baia Sprie, spre Sisești (fig. 1), la circa 500 m nord de șosea, am găsit

tufurile dacitice de Dănești, intercalate în marne nisipoase din care s-au recoltat formele.

Congeria zsigmondyi Halaváts
Limnocardium cf. *fatioi* Brusina
Monodacna viennensis Papp
Limnocardium sp.
Lymnaea sp.
Planorbis sp.

și o asociație microfaunistică constituită din¹⁾:

Leptocythere scita Triebel
Candona (Lineocypris) trapezoidea Zalányi
Pontocypris balcanica Zalányi
Candona (Camptocypris) balcanica Zalányi
Paracypris sp.

În bazinul Vienei, macrofauna citată caracterizează zonele C, D și E ale Pannonianului (vezi tabelul).

Mentionăm că nici în bazinul Silvaniei nu s-au putut separa zonele C, D și E, ele fiind cartate de Victoria Zotta-Lubenescu și colaboratorii²⁾ ca un complex comprehensiv care se individualizează atât litologic cît și paleontologic.

Aceleași tufuri apar în Valea Borcăului — Baia Sprie cuprinse în marne din care s-au identificat:

Cypris papillata Reuss
Candona candida O. F. Müller
Candona (Camptocypris) cf. C. lobata Zalányi
Candona extensa Zalányi
Cytheroides sp.
Paracypris sp.

¹⁾ Probele au fost analizate de M. Peñes de la laboratorul de paleontologie al Trustului de Prospecțuni și Explorări Miniere.

²⁾ Victoria Zotta-Lubenescu, Gloria Grahmaliuc, Magdalena Radu. Observații asupra stratigrafiei și faunei depozitelor pannoniene din bazinul Silvaniei. Comunicare Comitetul Geologic, 1965.

care indică vîrstă pannoniană. La sud de vîrful Iricău, aceleași tufuri apar sub andezitele cuartifere de Piscuiatu — Berăria, peste marnele cu :

- Pontocypris* cf. *P. balcanica* Zalányi
Paracypris cf. *P. alta* Zalányi
Cytherideis pannonica Méhes

Andezitele cuartifere de Piscuiatu — Berăria. Vîrsta lor a fost controversată mult timp. D. Rădulescu (1958) le consideră puse în loc la sfîrșitul Sarmatianului, de aceiași vîrstă le consideră și autorii „Ghidului excursiilor Baia Mare“ (1961).

P. Vîlceanu și colab. (1961)¹⁾ le atribuie vîrstă pannoniană.

F. Marinescu (1963), pe baza unei faune bogate în Melanopsida și Congerii conchide că andezitul cuartifer s-a pus în loc în Pannonianul inferior — mediu, corespunzător zonelor C și D din bazinul Vienei.

Din marnele, care în Valea lui Taloș — Cicîrlău suportă aglomeratul andezitului cuartifer, am colectat :

- Congeria ramphophora* Brusina
Lymnaea sp.

iar de la Capnic („Sub Cimitir“), în marnele străbătute de andezitul cuartifer de Șuior, echivalentul andezitului cuartifer de Piscuiatu — Berăria am identificat formele *Congeria partschi partschi* Čžžek și *Limnocardium* cf. *L. schedelianum* Partsch.

Din Valea Poiana Ilba (fig. 2), din marnele care repauzează peste andezitele cuartifere s-au determinat :

- Congeria ramphophora* Brusina
Congeria zsigmondyi Halaváts
Limnocardium conjungens Partsch
Melanopsis vindobonensis Fuchs
Melanopsis bouéi affinis Handmann
Melanopsis sp.
Congeria sp.
Limnocardium sp.
Lymnaea sp.

Fauna caracterizează zonele C, D și E ale Pannonianului care corespund Meotianului din bazinul dacic.

¹⁾ P. Vîlceanu și colab. Raport asupra rezultatelor lucrărilor de prospecție geologică executate în anul 1961 în perimetru Ilba — Cicîrlău — Nistru (Baia Mare). Arh. T.P.E.M.

Pozitia Pannonianului fosilifer din regiunea Baia Mare, în funcție de

BEL

cele mai recente împărătiri ale Pannonianului din regiunile apropiate

V. Chitimus, O. Edelstein, I. Kálmár

P A N N O N I C				B A Z I N U L D A C I C	
U C R A I N A T R A N S C A R P . (O.S. Vialov și colab. 1961)		U N G A R I A Zona Dunării mijloc.(F.Bartha, 1958)		J U G O S L A V I A S E R B I A D E W E S T (Stefanović), 1957)	
Levantin	Seria de Gutin Seria de Ilna				Levantin-Dacian
Pannonia superior	Seria de Koseleva cu <i>Congeria balatonica</i> și <i>C. ungula-caprae</i>	Facies fluvial Facies lacustru Facies continental	Pontian	<i>Prosodacna</i> <i>C. rhomboidea</i>	Pontian
		Oriz. cu <i>C. balatonica</i> oriz. cu <i>C. ungula-capraea</i>	inferior	<i>Congeria zahalkai</i>	
Pannonian inferior	Seria de Iza cu <i>Congeria partschi</i>	<i>Congeria zsigmondyi</i> <i>Congeria partschi</i> <i>Congeria ornithopsis</i>	Pannonian	<i>Congeria czjzeki</i>	Meotian
		<i>Orygoceras</i>	med	<i>C. partschi</i>	
	<i>Congeria ornithopsis</i>		inferior	<i>C. partschi</i> <i>Melanopsis vindobonensis</i> <i>Congeria ornithopsis</i>	Kersonian

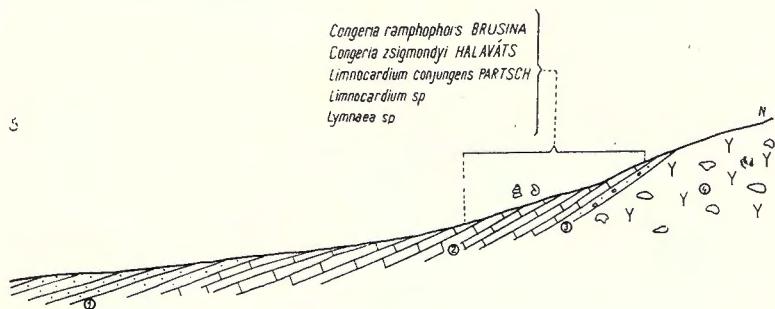


Fig. 2. — Secțiune geologică pe valea Poiana (Ilba).

1. nisipuri slab grezoase cenușii-gălbuli cu urme frecvente de plante; 2. marne cenușii, negricioase cu faună pannoniană; 3. tufite andezitice; 4. lavă cu blocuri a andezitelor cuartifere.

Coupe géologique dans la Vallée Poiana (Ilba).

1, sables faiblement gréseux gris-jaunâtre à fréquentes traces de plantes; 2, marnes grisâtres, noirâtres à faune pannonienne; 3, tuffites andésitiques; 4, lave à blocs des andésites quartzifères.

În acest fel, episodul acid al erupțiilor pannoniene se plasează în Pannonianul *sensu stricto*.

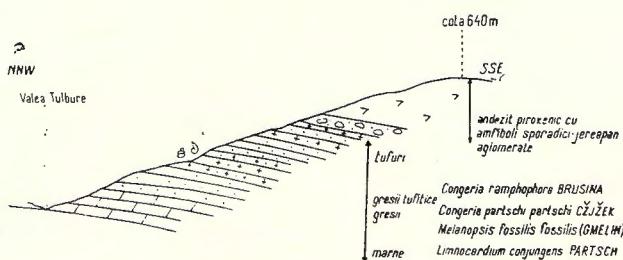


Fig. 3. — Secțiune geologică în versantul sudic al văii Tulburea.
Coupe géologique dans le versant méridional de la Vallée Tulburea.

De remarcat că, o rocă similară andezitului de Piscuiatu, separată în bazinul Oașului sub denumirea de „dacit de Vama“, are aceeași poziție stratigrafică (Alexandra Sagatovici, 1958)¹⁾.

Andezitul de Jereapă. În Valea Tulbure — Chiuzbaia, (fig. 3) peste marnele tufitice, grosiere, cu bancuri de gresii, se găsește andezitul

¹⁾ Alexandra Sagatovici. Raport geologic asupra Bazinului Oaș — com. Vama, 1958 Arh. Com. Stat. Geol.

piroxenic cu amfiboli sporadici de tip Jereapă. Din intercalăriile tufitice de sub andezit s-au determinat formele :

Congeria ramphophora ramphophora Brusina

Congeria partschi partschi Cžjžek

Melanopsis fossilis fossilis (Gmelin)

Limnocardium conjungens Partsch

La Izvorul lui Pintea, din marne de sub același andezit, E. Schill (1960)¹⁾ a recoltat : *Congeria zsigmondyi* Halaváts, *C. partschi partschi* Cžjžek, *C. aff. doderleini* Brusina, *Limnocardium* sp., *Monodacna* sp., *Pisidium* sp., *Planorbis* sp.

Rezultă că andezitul piroxenic cu amfiboli sporadici este mai nou decât zona E (vezi tabelul).

Asupra celorlalte erupțiuni din ultima fază, din bazinele miniere Baia Mare nu se pot face precizări de vîrstă pe bază de faună întrucât, în petrocele de sedimentar cu care sănătă relație, nu s-a găsit faună.

În concluzie, în lucrare se aduc următoarele precizări :

Vulcanismul neogen începe în regiunea Baia Mare în Tortonianul inferior, prin erupții acide care se continuă în tot Tortonianul ;

După o perioadă de sedimentare corespunzătoare Volhinianului și probabil Bessarabianului inferior, erupe dacitul de Limpedea ;

Un nou episod acid reprezentat prin dacitele de Ulmoasa — Dănești și andezitele cuarțifere de Piscuiatu — Berăria are loc în Pannonianul sensu stricto (zonele C, D și E, după Papp) ;

Erupțiile de andezit piroxenic cu amfiboli sporadici sănătă ulterioare Pannonianului, probabil pontiene.

BIBLIOGRAFIE

Bartha F. (1959) Feinstratigraphisch Untersuchungen am Oberpannon der Balatonregion. *A Magy. Föld. Int. Évk.* XLVIII, 1.

Giofla G. r. (1956). Studiu geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *Anal. Univ. „C. I. Parhon“*, Ser. Șt. nat. 11. București.

¹⁾ E. Schill și colab. (1960). Raport Baia Sprie — Șuior. T.P.E.M.

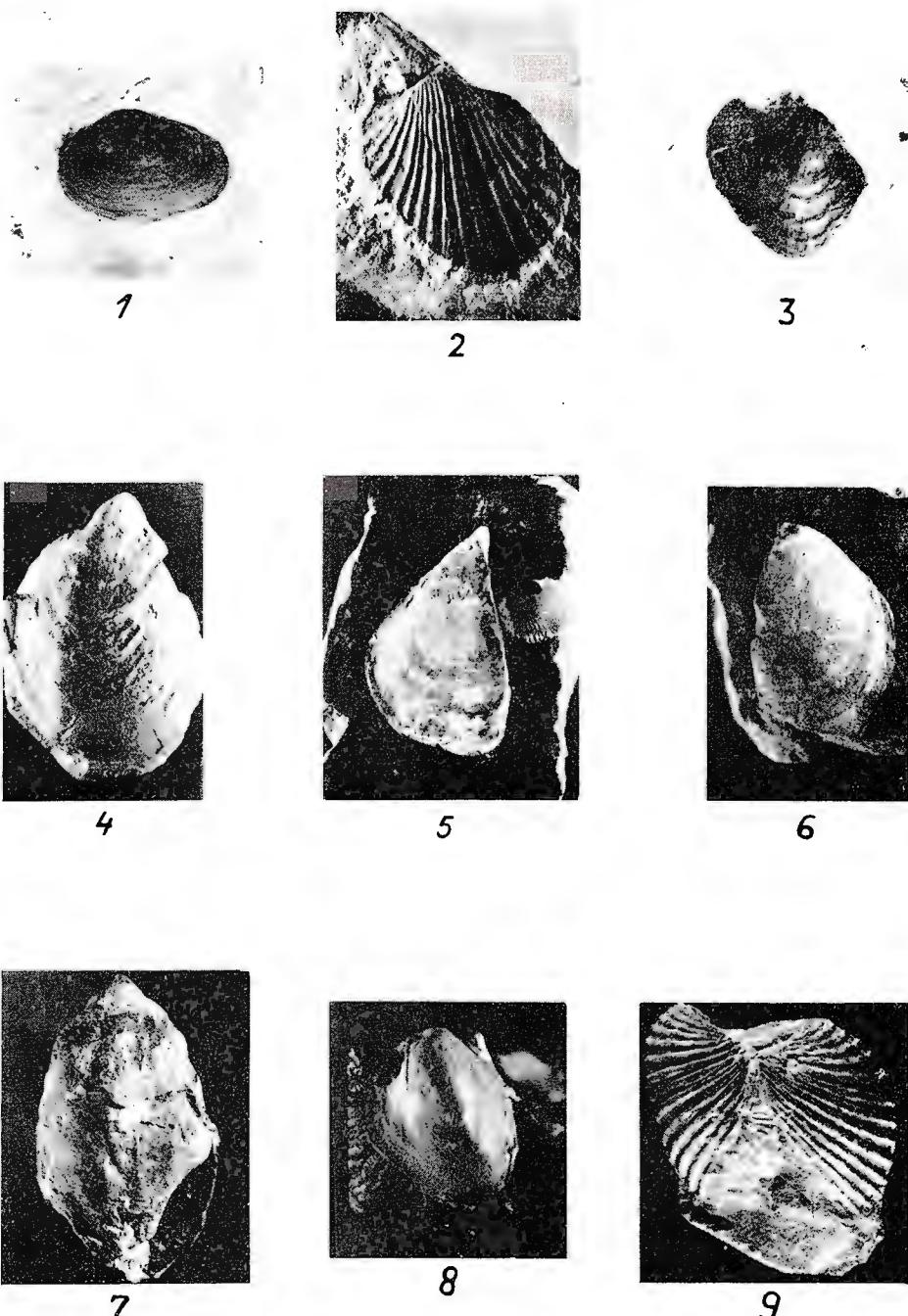
- Gostea I., Balteş N. (1962) Corelări stratigrafice pe bază microfolosilelor. Ed. Tehnică, Bucureşti.
- Danilovici L. G. (1963) Caracteristica geologo-petrografică a complexului vulcanic din lanțul Oaș. Ed. Acad. de Șt. R.S.S. Ucraina. Kiev.
- Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapă (Baia Mare). *D. S. Com. Geol. XXXVIII* (1950—1951). Bucureşti.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol. XXXIX* (1951—1952). Bucureşti.
- Dimitrescu R., Gheorghită I. (1962). Studiu geologic al minei Văratic (Baia Mare). *D. S. Com. Geol. XLV* (1957—1958). Bucureşti.
- Giușcă Dan (1958) Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. *Congr. Asoc. Carpato-Balcanică*, Kiev.
- Ianovici V. et al. (1961) Ghidul Excursiilor A. Baia Mare. *Asoc. Carpato-Balcanică*. Bucureşti.
- Jorgulescu T. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol. XXXIX* (1951—1952). Bucureşti.
- Manilici V., Lupei N. (1954) Studiul geologic al sectorului Baia Sprie-Capnic (Regiunea Baia Mare). *D. S. Com. Geol. XXXVIII* (1950—1951). Bucureşti.
- Manilici V. (1962) Contribuții la studiul rocilor efuzive din zona Baia Sprie — Dănești — Trestia — Bloaja (regiunea Baia Mare). *D. S. Com. Geol. XLVI* (1958—1959). Bucureşti.
- Marinescu F. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul sensu stricto din regiunea Baia Mare. *D. S. Com. Geol. L*, 2 (1962—1963). Bucureşti.
- Merlici V. V., Spitkovska S. M. (1958) Schema de evoluție a vulcanismului terțiar în Carpații Sovietici. *Probl. Geol.* 9. Lwow. (traducere).
- Papp A. (1951) Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. Geol. Ges., Wien.* 44.
- Paucă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. S. Com. Geol. XXXIX* (1951—1952). Bucureşti.
- Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic. *D. S. Com. Geol. XXXVIII* (1950—1951). Bucureşti.
- Polonic Gabriela, Polonic P. (1962) Contribuții la studiul geologic al regiunii Chiuzbaia (Baia Mare). *D. S. Com. Geol. XLVII* (1959—1960). Bucureşti.
- Rădulescu D. (1955) Cercetări petrografice în partea de vest a regiunii Baia Mare (între V. Băiței și Seini). *D.S. Com. Geol. XXXIX* (1951—1952). Bucureşti.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistră (Băia Mare). *An. Com. Geol. XXXI*. Bucureşti.
- Stevanović P. M. (1957) Znacaj proucavanja panona i ponto Severne Bosne za objasnjanje pojna facije i utordivanje broja horizonata u kongeriskim naslagama Panonskog Basena. Serajevo.
- Szellemi G. (1894) Mineritul în împrejurimile Băii Mari.

EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — *Ervilia dissita dissita* (Eichwald). Volhinian. Valea Limpedea — Băița. 2:1
- Fig. 2. — *Cardium (Cerastoderma) lithopodolicum* Dubois. Volhinian. Valea Limpedea — Băița.
- Fig. 3. — *Cardium gleichenbergense* Papp. Volhinian. Valea Limpedea — Băița.
- Fig. 4. — *Congeria partschi partschi* Cžjžek. Pannonian s. str. Zonele C, D și E. Capnic.
- Fig. 5. — *Congeria ramphophora ramphophora* Brusina. Pannonian s. str — Zonele C, D și E. Valea Poiana — Ilba.
- Fig. 5. — *Congeria ramphophora ramphophora* Brusina. Pannonian s. str — Zonele C, D și E. Valea Sasca — Sisești.
- Fig. 7. — *Melanopsis fossilis fossilis* (Gmelin). Pannonian s. str. Zonele C, D și E. Valea Tulbure
- Fig. 8. — *Congeria zsigmondyi* Halaváts. Pannonian s. str. zonele C, D și E. Valea Sasca Sisești. 2:1.
- Fig. 9. — *Limnocardium cf. L. schedelianum* Partsch. Pannonian s. str — zonele C, D și E. Capnic.

V. CHIȚIMUȘ, MARIA CHIVU, etc. Vîrstă unor eruptiuni de la Baia Mare.



- Vialov O. S., Gluško V. V., Griškievici G. N., Petrashevici M. I., Pişvanov L. S. (1962) Stratigrafia Neogenului din depresiunile Precarpatică și Transcarpatică. *Materialele Congr. U-lea Asoc. Geol. Carp.-Balc. Ed. Ac. St. RSSU*. Kiew. (traducere).
- Vlădăveşti V. I. (1964) Despre termenul „ignimbrit” în *An. Ac. St. U.R.S.S.*, Ser. Geol. 6. Moscova. (traducere).

CONSIDERATIONS SUR L'ÂGE DE CERTAINES ÉRUPTIONS DU BASSIN MINIER DE BAIA MARE

PAR

V. CHIȚIMUŞ, MARIA CHIVU, VALENTINA DRAGU,
O. EDELSTEIN, I. KALMÁR, EUGENIA MÄRGÄRIT.

(Résumé)

Le problème de la succession et de l'âge des éruptions appartenant à la chaîne de Oaş-Gutin a suscité de nombreuses controverses. Vu l'importance de la solution d'un tel problème pour orienter correctement les travaux géologiques, on a accordé ces derniers temps, une attention spéciale aux relations existant entre les roches éruptives et celles sédimentaires.

La faune prélevée dans les affleurements compris entre Ilba et Capnic et ensuite identifiée, permit aux auteurs de faire quelques précisions concernant l'âge de certaines éruptions de la région de Baia-Mare. On en conclut : la mise en place des pyroclastites acides débute au Tortonien inférieur pour continuer jusqu'à la fin du Tortonien ; les dacites de Limpedea sont ultérieures aux Volhynien supérieur-Bessarabien-inférieur; l'épisode acide des éruptions représenté par les dacites de Ulmoasa-Dăneşti et par les andésites quartzifères de Piscuiatu-Beraria a eu lieu durant le Pannonien s.s. (les zones C, D, et E); l'andésite pyroxénique à amphiboles sporadiques de Jereapăn est postpannonienne.

STRATIGRAFIE

ASPECTE MICROFAUNISTICE ȘI CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE CU PRIVIRE LA TORTONIANUL DIN ÎMPREJURIMILE SIBIULUI (BAZINUL TRANSILVANIEI)¹⁾

DE

MIHAELA GHEORGHIAN, M. GHEORGHIAN, MARIANA IVA²⁾

Abstract

Microfaunal Aspects and Paleogeographic Considerations Regarding the Tortonian in the Surroundings of Sibiu (Transylvania Basin). Within the marl deposits developed on the southern border of the Transylvania Basin, W of Sibiu, four microfauna biozones belonging to the Tortonian, and one Lower Sarmatian biozone identified.

În lucrarea de față expunem rezultatele preliminare la care am ajuns în urma cercetărilor întreprinse asupra probelor colectate în lungul cîtorva văi din bazinul Cibinului. Aici s-au depus, la intervale diferite în timpul Tortonianului, depozite pelitice a căror microfaună s-a conservat în condiții optime.

Regiunea respectivă a fost studiată de Fr. Hauer și G. Stache (1863), care citează profilul de pe valea Argintului de la Cisnădioara, de F. Schrödt (1893) și A. Koch (1900) care dau liste de microfaună miocenă de pe același profil, iar mai de curînd de către M. Ilie (1954, 1955, 1958), și A. Vanea (1960).

În 1964 au mai efectuat ridicări geologice în regiune în afară de doi dintre autorii prezentei note³⁾, o echipă condusă de M. Dumitriu⁴⁾.

¹⁾ Comunicare în ședința din 21 ianuarie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecționi. Cal. Griviței nr. 64. București.

³⁾ M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian. Raport micropaleontologic. 1964 — Arh. Com. Stat. Geol.

⁴⁾ M. Dumitriu și colaboratorii. Raport geologic. 1965. Arh. Com. Stat. Geol.

Schiță geologică alăturată, care se referă la regiunea studiată, sugerează ideea existenței de-a lungul timpului, a unui țarm crestat, cu golfuri, care au funcționat ca mici bazine de sedimentare (pl. I).

Cuvertura de depozite de vîrstă pliocenă, (în spate Pontian) a acoperit în mare parte depozitele mai vechi, fapt care îngreuează corelarea formațiunilor sincrone pe profile mai îndepărțate, mai ales că este vorba de depozite litologic foarte asemănătoare și aproape lipsite de repere stratigrafice.

Prin analiza și interpretarea datelor oferite de micropaleontologie, am căutat să identificăm existența unor nivele biostratigrafice cu valoare regională, cel puțin acelea recunoscute ca repere pe teritoriul țării noastre.

Probele au fost recoltate în lungul văilor: Riușorul Cisnădioarei (probele 21—52); Șteaza (probele 138—597); Buda (probele 1781—1882); Mărăjdia (probele 1327—1341); Cacova (probele 1426—1551); precum și din preajma masivului de sare de la Ocna Sibiу (probele 1707—1780).

Nu expunem aici decât datele privind probele recoltate din depozite de vîrstă tortoniană sau din cele care fac trecerea la Miocenul superior (Sarmațian).

În coloana stratigrafică sintetică a depozitelor tortoniene din bazinul Transilvaniei, depozitele miocene cele mai vechi din sectorul studiat se plasează la partea superioară a tufului de Dej din Transilvania, adică mai sus de baza Tortonianului (pl. II).

În aceste depozite constituie litologic din marne cenușii sau verzui cu aspect tufaceu, care se întâlnesc pe valea Cacova și Mărăjdia, am identificat existența unei asociații microfaunistice constituită din: *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Dentalina badenensis* d'Orb., *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Orbulina universa* d'Orb., *Globorotalia scitula* (Bradys), *Globogaudrina altispira altispira* (Cush. et Jarvis), *Globigerinoides triloba immatura* Le Roy, *Pulvinulinella mexicana* Cole, *Cibicides boueanus* (d'Orb.). Dintre acestea *Orbulina universa* d'Orb și *Globorotalia scitula* (Bradys) sunt în explozie, celealte forme apărând continuu, însă în număr redus. În virtutea acestui fapt suntem îndreptățiti să considerăm că depozitele în chestiune reprezintă în regiune „biozona cu *Orbulina universa*“ (pl. III).

Această biozonă, după cum am amintit mai sus, corespunde părții superioare a tufului de Dej în accepțiunea dată de G. Murgeanu și colaboratorii (1960) și de N. Suraru (1961), fiind vorba de un nivel

superior celui identificat de G. h. Popescu (1964) în partea de NW a Transilvaniei. La exteriorul arcului carpatic, în Muntenia de est, Th. Iorgulescu (1953) stabilește existența unei zone pe care o numește HT și care cuprinde o asociație microfaunistică asemănătoare.

Trebuie de asemenea să menționăm că S. Alexandrowicz (1963) prezintă o asociație asemănătoare de foraminifere în baza părții superioare a Tortonianului inferior respectiv în partea care în coloana stratigrafică pe care o prezintă, poartă indicativul „zona II A“ din bazinul Sileziei.

Înepărțindu-ne și mai mult, geografic, de domeniul bazinului Transilvaniei, observăm că în depozitele de aceeași vîrstă din Italia, A. Di Napoli (1943), C. Socin (1958) și L. Donati (1963) întâlnesc asociații cu totul asemănătoare, C. Socin propunând chiar ca definiția Tortonianului ca etaj să se facă pe baza apariției genului *Orbulina*. De altfel genul *Orbulina* și valoarea lui stratigrafică au fost discutate în mai multe lucrări, dintre care cele mai bine documentate se datorează lui Bölli, Loeblich și Tappan (1957) și lui M. Wade (1964).

Aceeași biozonă a fost identificată în ultimul timp și în Miocenul mediu din Noua Zeelandă de N. de B. Hornbrook (1964) în cadrul formațiunii de Park Bluff Sandstone.

O asociație microfaunistică cu totul deosebită de precedenta și care se plasează deasupra acesteia, în coloana stratigrafică, a fost identificată în unele probe colectate în valea Cacova și în Rîușorul Cisnădioarei.

Dacă în depozitele corespunzătoare biozonei cu *Orbulina universa*, speciile de foraminifere bentonice aveau doar un rol secundar prin frecvența lor cu totul redusă, în această biozonă, fie că este vorba de foraminifere aglutinante fie de foraminifere calcaroase bentonice acestea joacă un rol preponderent față de foraminiferele planctonice, în ansamblul microfaunei.

Dintre speciile de foraminifere care caracterizează această biozonă, cea mai frecventă este *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.). În consecință ne vom referi la „biozona cu *Spiroplectammina carinata*“. În această biozonă pe lîngă foraminiferul citat mai menționăm prezența în număr mare a Buliminidelor și Uvigerinidelor. Asociația în ansamblu cuprinde speciile: *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Bulimina elongata elongata* d'Orb., *B. ovata* d'Orb., *B. pyrula* d'Orb., *B. pupoides* d'Orb., *Uvigerina hispida* Reuss (în explozie în unele probe), *Globigerinoides conglobatus*

(Brad y), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), asociere pe care am întîlnit-o în valea Cacovei (probele 1444—1473) și în depozitele din apropierea contactului cu Cretacicul pe valea Riușorul Cisnădioarei (probele 21—52). Aici biozona cu *Spiroplectammina carinata* este cantonată în depozite cu o litologie monotonă — marne de culoare cenușie — fără nici un caracter distinctiv pentru a putea fi recunoscute de la prima vedere și în alte deschideri din regiune în lipsa analizei micropaleontologice.

Zorela Dumitrescu și colaboratorii¹⁾ citează din partea de Să Munților Metaliferi, o asociere de foraminifere aglutinante ce conține printre altele și specia *Spiroplectammina carinata*, dar într-o proporție procentuală diferită, asociere plasată la același nivel stratigrafic.

În Muntenia de est, Th. Iorgulescu (1953) recunoaște peste zona HT o zonă T₁ a Tortonianului. În asocierea de microfaună inventarizată, semnalează prezența unor foraminifere aglutinante alături de altele calcareoase. Pe baza superpoziției stratelor și în mai mică măsură a asemănării microfaunei, noi paralelezăm biozona cu *Spiroplectammina carinata*, cu această zonă T₁.

În Polonia T. Smigielska (1957), în Gliwice Stare, E. Luczkowska (1957) în argilele Tortonianului inferior de la Benczyn și de la Konary lângă Wadowice și, în fine S. Aleksandrowicz în bazinul Sileziei, citează asocieri de foraminifere în care aglutinantele din specia *Spiroplectammina carinata* au un rol însemnat.

În Jugoslavia, Z. Velković împreună cu R. Tomić Đžodžo (1953), în profilul de la Denin Majdan lângă Belgrad, și R. Đžodžo Tomić (1959) în profilele de lângă Negotin (Serbia de E) citează uneori în cap de listă specia *Spiroplectammina carinata*.

În două lucrări cu caracter de note informative R. Sieper dă liste de microfaună din depozitele tortoniene de la Mattersburg, Forchtenau și Steinabrunn. Si în aceste note este citată forma *Spiroplectammina carinata* alături de alte peste 100 foraminifere printre care relativ numeroase aglutinante.

De asemenea menționăm nota autoarei italiene M. A. Ruscelli (1952) care citează *Spiroplectammina carinata* ca frecventă în depozitele

¹⁾ Zorela Dumitrescu, Yvonne Babucea, C. Corobeia, A. M. Dumitrescu. Raport geologic. Urmărire și colectarea de probe în profile micropaleontologice normale în succesiunea stratigrafică a Cretacicului și Miocenului din Munții Metaliferi. 1962. Arh. Com. Stat Geol.

tortoniene de la Marentino (Torino) și lucrarea lui P. Ascoli (1957) care se referă la depozitele de aceeași vîrstă din Mombisaggio (Tortona). În fine, în anul 1963 Fr. Barbieri și F. Petrucci citează și ei într-o asociație de foraminifere aglutinante, identificată în depozitele tortoniene de la Casatico (Parma) aceeași specie (considerînd-o însă ca aparținînd genului *Bolivinopsis*).

De altfel nu trebuie să uităm că însăși autorul speciei, d'Orbigny (1846) o citează din depozitele tortoniene din bazinul Vienei. Cea mai importantă lucrare rămîne cea a lui R. Grill (1943) care divizînd pe bază de microfaună Tortonianul din bazinul Vienei, recunoaște 5 orizonturi dintre care al treilea începînd din bază este denumit „orizontul cu *Spiroplectammina carinata* și Lagenide mici“.

În împrejurimile Sibiului, peste depozitele în care a fost stabilită prezența celor două biozone menționate, stă un pachet de depozite marnoase, de culoare vineție-maronie, sistoase, cu eflorescențe de sulfati și gips. Acest complex litologic este steril din punct de vedere micropaleontologic și marchează în timp depunerea formațiunii cu sare din regiune; probele recoltate de pe valea Șteaza (138—237), valea Cacova (1440—1443), ca și toate probele de la Ocna Sibiului, nu conțin decît cristale de gips.

Biozona cu radiolari de tip *Spongodiscus* este reprezentată micropaleontologic prin exemplare rare de foraminifere și radiolari, care marchează prin prezența lor unele nivele din complexul marnelor cenușii și sistoase, nu prea deosebite de cele subiacente atribuite complexului cu sare din regiune. Pe profilul de pe valea Șteaza la Rășinari, (probele 238—537), radiolarii se întîlnesc ca apariții izolate devenind mai frecvenți spre sfîrșitul intervalului, respectiv la partea superioară a complexului.

În stadiul actual al cunoștințelor noastre, interpretăm acest complex de marne cu radiolari ca echivalent cu depozitele denumite de Th. Iorgulescu (1953) „zona T₂R₂“, răspîndită în general la exteriorul Carpațiilor și în special în estul Munteniei. Ne sprijinim în afirmațiile noastre pe observațiile de pe teren. Pentru a fi mai expliciti semnalăm că între depozitele cu radiolari de pe valea Șteaza (T₂R₂) și cele cu *Valvulineria saulcii* (T₂b) care stau deasupra este o continuitate de sedimentare evidentă.

Trecînd acum la segmentul de coloană stratigrafică ce reprezintă Tortonianul superior, menționăm de la bun început că în regiunea studiată de noi lipsește orizontul marnelor cu *Spirialis*.

În probele recoltate din depozitele ce acoperă marnele sistoase cu radiolari pe profilul văii Șteaza, precum și în alte probe de pe profilele văilor: Buda, Mărăjdia, Cacova, semnalăm prezența unei noi asociații microfaunistice foarte bogată în genuri și specii, cu indivizi bine dezvoltăți și fosiliizați în condiții optime.

Componentul microfaunistic cel mai frecvent în această suită de marne vinete-cenușii, fără vreo altă particularitate litologică, este specia *Valvulineria saulcii*. Exemplarele ei sunt prezente în toate probele din acest nivel stratigrafic, avînd pentru cercetător valoarea unui adevarat jalon. Din acest motiv ne permitem să extindem pentru întreaga asociație microfaunistică ce se dezvoltă în timpul unei părți a Tortonianului superior, denumirea de „biozona cu *Valvulineria saulcii*“.

Din asociația microfaunistică foarte bogată a acestei biozone cităm: *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Sigmoilina tenuis* (Cžjžek), *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *S. variabilis* d'Orb., *Bulimina aculeata* d'Orb., *B. elongata subbulata* Cushman et Park, *Elphidium macellum* (Fichtel et Molll), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman), *Allomorphina macrostoma* Karre, *Nonion pomphiloides* (Fichtel et Molll) și *Epistomina elegans* d'Orb.

Pentru a preciza, semnalăm că această asociație atestînd prezența Tortonianului superior a fost identificată pe valea Șteaza (probele 538—597), pe valea Buda (probele 1781—1822), valea Mărăjdia (probele 1327—1341) precum și pe valea Cacova (probele 1426—1439).

Asociația citată, ne îndreptățește să paralelezăm depozitele în care am identificat biozona cu *Valvulineria saulcii*, cu cele pe care Th. Iorgulescu (1953) le-a încadrat în zona Tb, răspîndită în subcarpații Munteniei.

Microfauna anumitor nivele ale marnelor de la Lăpușiu de Sus (Hunedoara) și de la Coștei (Banat) ca și cea a Tortonianului superior din bazinul Vienei, prezintă o asemănare izbitoare (exceptînd Miliolidele) cu microfauna biozonei cu *Valvulineria saulcii* din împrejurimile Sibiului.

În regiunea studiată trecerea la termenii mai înalți ai Miocenului este ilustrată prin înlocuirea totală a elementelor microfaunistice foarte variate

ale planctonului și bentosului din Tortonian cu o asociație mult mai săracă în genuri și specii în Sarmatian.

În depozitele de pe văile: Șteaza (probele 598—750), Buda (proba 1823), Orlățel (probele 1824—1943), Cacova (probele 1435—1439) și Râușorul Cisnădioarei (probele 1661—1706), a fost separată o asociație microfaunistică ce se caracterizează prin predominanța numerică de specii și indivizi a genului *Elphidium* și care stratigrafic aparține Sarmatianului inferior.

Acestei biozone denumită de noi „biozona cu *Elphidium milletti*“ și cuprinzând în asociație: *Elphidium milletti* Allen et Earland, *E. antoninum* (d'Orb.), *E. incertum clavatum* (d'Orb.), *Planoelphidium laminatum* (Terq.), *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jak.), *C. pokuticus* Aisenstat îi corespunde un pachet de depozite bine individualizate litologic, constituit din marne cenușii cu intercalații subțiri de tuf, care împrumută rocilor un aspect rubanat caracteristic și ușor observabil.

Pentru a reconstituи extinderea mării tortoniene în Transilvania este necesar de a considera câteva etape caracterizate fiecare printr-o anumită asociație microfaunistică, reprezentând deci o perioadă de stabilitate relativă a unor factori bionomici.

Astfel în Tortonianul inferior (biozona cu *Orbulina universa*), cînd în restul bazinului Transilvaniei se depuneau ultimele nivele de cinerite aparținând tufului de Dej, iar în Subcarpați complexul marno-tufaceu (zona HT), în împrejurimile Sibiului are loc o scurtă ingresiune în bazinele actualelor văi: Mărăjdia, Cacova precum și în bazinul văii Râușorul Cisnădioarei.

Sedimentarea Tortonianului inferior se încheie cu depozitele corespunzătoare biozonei cu *Spiroplectammina carinata* și a unor depozite sterile din punct de vedere micropaleontologic.

Din ecologia asociațiilor actuale, similară celei din biozona cu *Orbulina universa*, rezultă că marea transilvană la începutul Tortonianului inferior a avut o temperatură medie de 12°—16°C și o adîncime de cel puțin 170 m (M. A. Chierici, M. T. Buzi, M. B. Cita, 1962).

Schimbarea anumitor factori bionomici a dus în etapa următoare la înlocuirea microfaunei pelagice cu alta bentonică constituită din *Spiroplectammina carinata* și Buliminide (biozona cu *Spiroplectammina carinata*).

Prin analogie cu datele de ecologie actuală după J. Anderson (1963) și Hada, în această etapă adîncimea mediului de viață și deci a bazinului marin nu depășea în regiune pe cea a platformei continentale. Mai precis, el corespunde cu „zona șelfului central” cu adîncimi pînă la 60 m și cu aport de material terigen, zonă propice dezvoltării foraminiferelor aglutinante „cu particole de granulație mijlocie, la mare”, aşa cum este cazul pentru foraminiferele din biozona cu *Spiroplectammina carinata*.

Referindu-ne acum la temperatură, remarcăm că și ea a avut de suferit o reducere apreciabilă ajungînd pînă la valoarea medie de 4°C.

Din aceste date putem trage concluzia că bazinul marin care scăldă țărmurile insulei Cibinului în timpul Tortonianului inferior, a evoluat de la o mare aerată, caldă, destul de adîncă și cu aport normal de apă oceanică, la o mare care și-a pierdut treptat legătura cu oceanul devenind tot mai puțin adîncă, mai concentrată în săruri, lipsită de aportul de apă dulce de pe continent, ceea ce a condus în final la depunerea sărurilor halogene.

Reluarea sedimentării în sectorul unde își are astăzi fâgașul valea Șteaza, are loc la nivelul Tortonianului superior, cu depozite ce corespund în Subcarpați celor atribuite „celei de a doua zone cu radiolari”. Apoi Tortonianul continuă și se încheie cu un complex marnos ce are un conținut bogat în foraminifere. Varietatea mare în genuri și specii de foraminifere bentonice în amestec cu un număr redus de exemplare de foraminifere planctonice, ne sugerează ideea unui regim de sedimentare de tipul platformei continentale cu adîncimi pînă la 180 m și un regim de salinitate normală, cuprinsă între valorile extreme de 34—37% dar mai obișnuit de 35,5—36%. Situații asemănătoare au existat și în regiunile învecinate (Lăpușiu de Sus, Coștei) în același interval.

Faptul că lipsesc din regiune depozitele marnelor cu *Spirialis* (cu excepția, după F. Schrödt 1893, a sectorului Cișnădioara) ne duce la concluzia că Sarmațianul inferior înaintînd spre masivul Făgărașului și Cibinului a depășit formațiunile respective ajungînd să stea direct peste depozitele tortoniene în care a fost identificată biozona cu *Valvularia saulci*.

Deși este vorba de sectoare foarte apropiate, lipsa unor părți a depozitelor tortoniene de pe unele profile și prezența lor pe altele, ne sugerează ideea că modificările repetitive ale aspectului paleogeografic al

regiunii, au fost o consecință a mișcărilor pe verticală ale soclului cristalin și a fragmentării lui în blocuri; aceste mișcări sunt ecoul în regiune a celor care se înscriu în faza sterică nouă.

Prezența printre microfosile a unor forme care preferă apa salmastră ca: *Elphidium macellum*, *E. crispum*, *Planoelphidium laminatum*, ne duce la concluzia că în regiunile în care s-au instalat bazinele de sedimentare, se făcea simțit, uneori, aportul de apă dulce.

În urma studiului microfaunei tortoniene de pe rama de sud a bazinului Transilvaniei, între Cisnădioara și Cacova, am ajuns la următoarele concluzii:

Depozitele tortoniene din această regiune, pot fi paraleлизate cu cele din restul bazinului Transilvaniei, din Subcarpați și uneori și cu cele din regiunile clasice de dezvoltare ale Tortonianului;

În cadrul depozitelor Tortoniene au fost identificate patru biozone microfaunistice — biozona cu *Orbulina universa*, biozona cu *Spiroplectammina carinata*, biozona cu radiolari de tip *Spongodiscus* și biozona cu *Valvularineria saulcii* — iar în depozitele Sarmatiene, la limita lor inferioară, biozona cu *Elphidium milletti*;

Pe baza distribuției geografice a biozonelor am putut trage concluzii cu privire la data relativă a sedimentării în diferite sectoare și la configurația țărmului în diferite etape ale Tortonianului;

Am ajuns la concluzia că în timpul Tortonianului, soclul cristalin a suferit mișcări pe verticală, mișcări ce se înscriu în faza sterică nouă.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrowicz S. W. (1963) Stratigraphy of the Miocene Deposits in the Upper Silesian Basin. *Inst. Geol. Prace*, XXXIX, 147 p. 23.
- Anderson G. J. (1963) Distribution patterns of Recent foraminifera of the Bering. *Micropaleontology*, 9, 3, p. 305—317.
- Ascoli P. (1957) Microfaune del Tortoniano di Mombisaggio e della serie pliocenica di Volpeglino. *Riv. Ital. Paleont. Strat.* LXIII, 1.
- Bandy O. L. (1964) Cenozoic planctic foraminiferal zonation. *Micropaleontology* 10, 1, p. 1—17.
- Barbieri Fr., Petrucci F. (1963) I Foraminiferi del Tortoniano di Casatico (Parma). *Boll. Soc. Geol. Ital.* LXXXII, 3, p. 1—64.
- Blow W. H. (1959) Age, Correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón formations, Eastern Falcón, Venezuela. *Bull. Am. Paleont.* XXXIX, 178, p. 67—251.

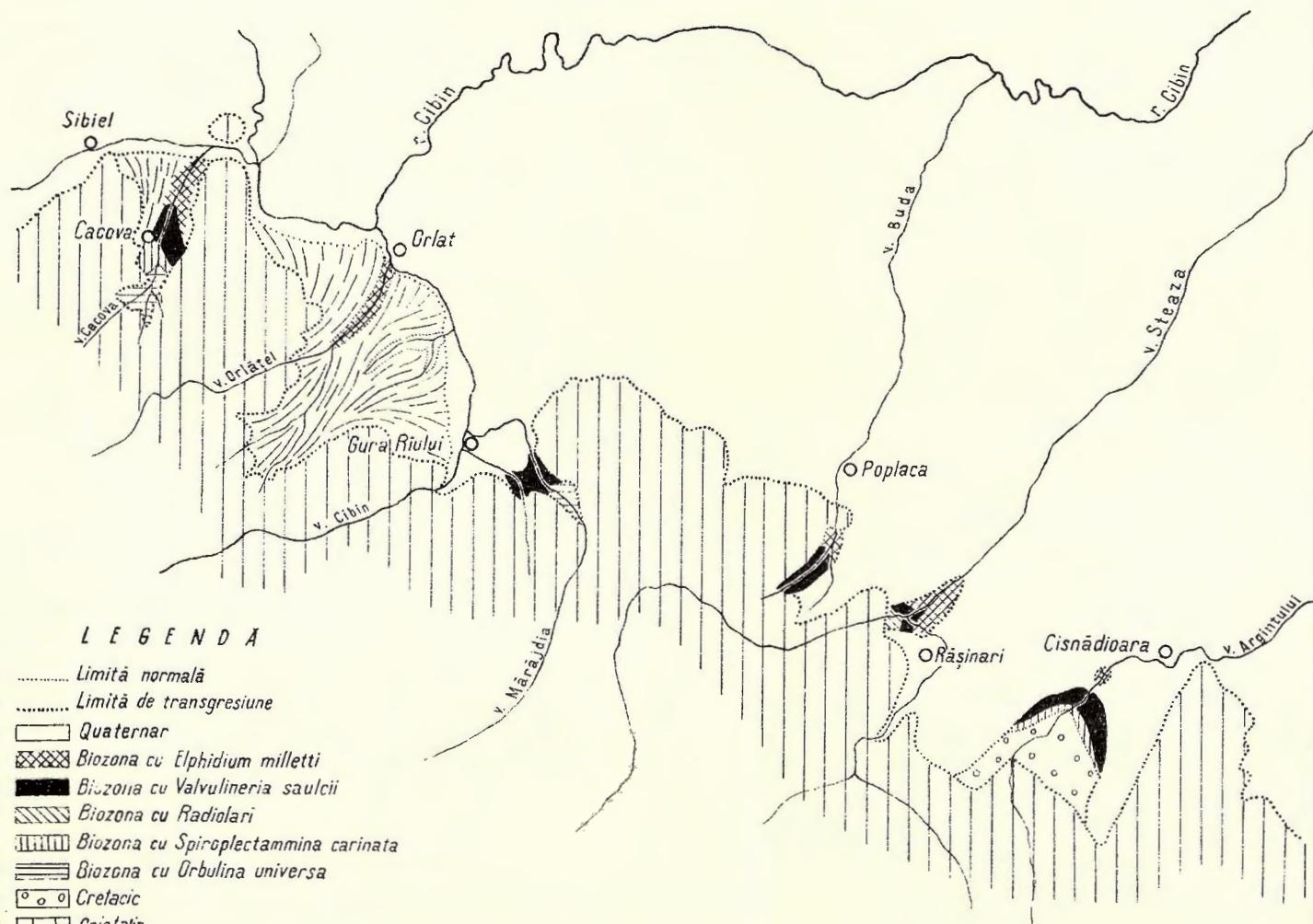
- Bolli H. M. (1957) Planctonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. *Bull. U. S. Nat. Mus.*, 215, p. 95—123.
- Chierici M. A., Buzzi M. T., Cita M.B. (1962) Contribution à une étude écologique des Foraminifères dans la Mer Adriatique. *Rev. Micropal.* 5, 2, p. 123—142.
- Di Napolé Aliata E. (1943) Esame paleontologico di alcuni campioni della formazione marnoso-arenacea umbro-romagnola. *Boll. Soc. Geol. Ital.* LXII, p. XLIV—XLVI.
- Dondi L. (1963) Nota paleontologico-stratigrafica sul Pede — appenino Padano. *Boll. Soc. Geol. Ital.* LXXXI, 4, p. 113—245.
- Džodžo Tomić R. (1959) Tortonske foraminifere iz sile okoline Negotina (Šarkamen, Štubik i Bracevac). *Bull. Geol. Inst. Geol. Montenegro* III, p. 87—97.
- Džodžo Tomić R., Veljković K. Z. (1953) Die tortonischen Microfaunen des Denin — Majdan Profils (Umgebung von Beograd). *Trav. Inst. Geol. Acad. Sci. Serbe.* XXXIV, 6, p. 159—175.
- Grill R. (1943) Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. *Mitt. des. R. für Bod.* Wien.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. p. 636. Wien.
- Hornibrook N. de B. (1964) The Orbolina Bioseries in the Clifden Section, New Zealand. *Coloiviu Neogenului Mediteranian.* Berna.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. II Teil, Neogene. *Mitt. Jb. k. ung. geol. A.* p. 366.
- Ilie M. D. (1954) Cercetări geologice în regiunea Sebeş-Sibiu-Avrig. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, p. 161—196. Bucureşti.
- Ilie M. D. (1958) Podişul Transilvaniei. Ed. Științifică, p. 260. Bucureşti.
- Sibiu — Făgăraş — Rupea. *An. Com. Geol.* XXVIII, p. 251—366. Bucureşti.
- Ilie M. D. (1958) Dodişul Transilvaniei. Ed. Științifică, p. 260. Bucureşti.
- Iorgulescu Th. (1953) Contribuţii la studiul micropalentologic al Miocenului superior din Muntenia de E (Prahova şi Buzău) *An. Com. Geol.* XXVI, p. 5—222. Bucureşti.
- Luczkowska E. (1957) Stratygrafia iow dolno tortońskich z Benck Wadowic na podstawie mikrofauny. *Rocznik Polsk. Tow. Geol.* XXV, 3, p. 305—336.
- Murgeanu G., Saullea E., Popescu Gr., Motas I. C. (1960) Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terțiului în R.P.R. *Stud. cerc. geol.* V, 2, p. 219—251.
- D'Orbigny A. (1846) Foraminifères fossiles du Bassin tertiaire de Vienne. Paris.
- Popescu Gh. (1964) Zona cu Orbolina în Miocenul din nord-vestul bazinului Transilvaniei. *Stud. cerc. geol.* 9, 1, p. 213—216. Bucureşti.
- Ruscelli M. A. (1952) I Foraminiferi del deposito Tortoniano di Marentino (Torino). *Riv. It. Pal. Strat.* LVIII, 2, p. 20.
- Schrodt F. (1893) Die Foraminiferenfauna des Miocänen Molassensandsteine von Michelsberg (Cisnădioara) unweit Hermannstadt (Sibiu). *Ber. Senckenb. naturf. Ges.* p. 155.
- Smigielska T. (1957) Otwornice mioceńskie z Gliwic Starych. *Rocznik Polsk. Tow. Geol.* XXV, 3, p. 245—304.

MUŞAT GHEORGHIAN, MIHAELA GHEORGHIAN, MARIANA IVA

SCHIȚA AMPLASĂRII BIOZONELELOR TORTONIENE DIN ÎMPREJURIMILE SIBIULUI CU GEOLOGIA DUPĂ M. DUMITRIU ȘI COLABORATORII

0 1 2 Km

1965



MUŞAT GHEORGHIAN - MIHAELA GHEORGHIAN - MARIANA IVA
COLOANE LITOSTRATIGRAFICE SINTETICE ÎN MIOCENUL SUPERIOR DIN TRANSILVANIA DE SUD

Scara 1: 1000

Anul 1965

Zone micropaleontologice după
Iorgulescu (1953) și A. Vancea (1960)

V. Argintului

V. Steaza

V. Buda

V. Mărăjdia

V. Orășel

V. Cacova

S_2

S_1

T_2S_1

T_2b

T_2R_2

T_2a

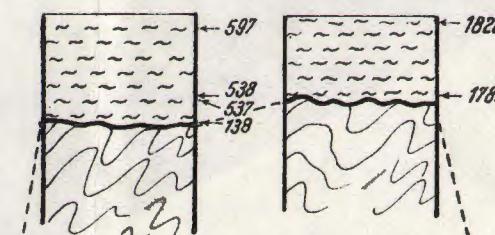
T_1R_1

T_1

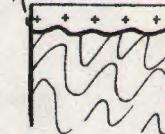
HT



1823

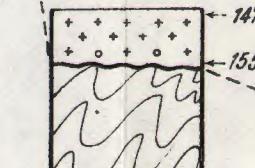
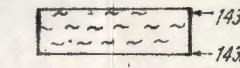
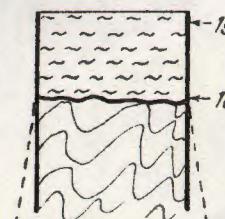


1347
1341



LEGENDĂ

- 1 — Lacună stratigrăfică
- 2 — Limitele stratelor analizate
- 3 → Loc de colectare a probelor
- 4 — Complex din care au fost rezultate probe micropaleontologice



Biozone în miocenul superior de pe
rama de Sud a Transilvaniei

Biozona cu
Articulina și
Nodobaculariella

Biozona cu
Elphidium milleti

Biozona cu
Valvulinaria saulcii

Biozona cu
Radiolarii

Biozona cu
Spiroplectammina carinata

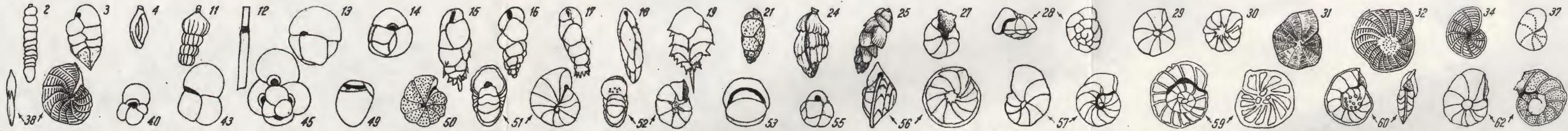
Biozona cu
Orbulina universa

SARMATIAN

TORTONIAN

CRETACIC
SUPERIOR

MUŞAT GHEORGHIAN - MARIANA IVA - MIHAELA GHEORGHIAN
TABEL DE DISTRIBUȚIE A MICROFAUNEI DIN MIOCENUL SUPERIOR DIN TRANSILVANIA DE SUD



Numărul curent

1. SPIROPLECTAMMINA CARINATA (d'Orb.)	2. MARTINETIELLA COMMUNIS (d'Orb.)	3. KARBERIELLA CHILOSTOMA (Czizek)	4. SIGMOILINA TENUIS (Czizek)	5. QUINQUELOCULINA SEMIVULVUM L.	6. QUINQUELOCULINA CIRCULARIS (Born.)	7. NOBOSARIA BADENESIS d'Orb.	8. ROBULUS CLERICI Nob.	9. ROBULUS CLERICI Nob.	10. ROBULUS VORTEX (Fichet et Mall.)	11. ROBULUS LAEVIS (Reuss)	12. ROBULUS LONGICATA d'Orb.	13. Sphaerooidina BULLOIDES (Reuss)	14. Sphaerooidina SUBSULCATA d'Orb.	15. BULIMINA ACULEATA d'Orb.	16. BULIMINA ELONGATA d'Orb.	17. BULIMINA SCHREIBERSIANA Czizek et Park.	18. BULIMINA SUBSULCATA d'Orb.	19. BULIMINA ELONGATA d'Orb.	20. UVIGERINA ASPERULA Czizek	21. UVIGERINA RUTILLA Czizek	22. UVIGERINA GUARDIANA (Reuss)	23. UVIGERINA BEGARII (L.)	24. ANGULOBERINA URNULA d'Orb.	25. HOPPINSSINA BONDIENSIS (Wall.)	26. VALVULINERA SAULII (Fornasini)	27. GYRODINA DANVILLIENSIS (Haworth)	28. GYRODINA ANTONINUM (d'Orb.)	29. GYRODINA GUARDIANA (Reuss)	30. AMMORIA BEGARII (L.)	31. GYRODINA MAGELLUM (d'Orb.)	32. GYRODINA SUBEQUATORIUM (Terg.)	33. GYRODINA CONGLOBATUM (Brady)	34. GYRODINA SCITULA (Brady)	35. GYRODINA VENEZUELANA (Le Roy)	36. GYRODINA TOLLOBUS (Matous)	37. GYRODINA SACULIFER (Brady)	38. GYRODINA ALTISPIRA (Czizek et Jarvis)	39. GYRODINA BULLOIDES (Fichtel et Moll.)	40. GYRODINA UNIVERSA d'Orb.	41. GLOBIGERINA BULLOIDES (Karrer)	42. GLOBIGERINOIDES TRILOBUS (d'Orb.)	43. GLOBIGERINOIDES CONGLOBATUM (d'Orb.)	44. GLOBIGERINOIDES TOLLOBUS (d'Orb.)	45. GLOBIGERINOIDES ALTISSIMA (d'Orb.)	46. GLOBIGERINOIDES SUBGLOBOSEA (d'Orb.)	47. GLOBIGERINOIDES TUBERCULATUM (d'Orb.)	48. BIORBULINA ALLEGATA (d'Orb.)	49. BIORBULINA BULGULUS (d'Orb.)	50. NONION POMPILOIDES (d'Orb.)	51. NONION SOLDANI (d'Orb.)	52. NONION TUBERCULATUM (d'Orb.)	53. PULLENIA BULGULUS (d'Orb.)	54. PULLENIA LAEVIGATA (d'Orb.)	55. CASSIDULINA SUBGLOBOSEA (d'Orb.)	56. PULLENIA CASSIDULINELLA (d'Orb.)	57. CASSIDULINA LIBATULUS (d'Orb.)	58. CIBICIDES BOUEANUS (d'Orb.)	59. CIBICIDES CONIDIUS (d'Orb.)	60. CIBICIDES FLORIDANUS (d'Orb.)	61. CIBICIDES LIBATULUS (d'Orb.)	62. CIBICIDES PSEUDOUNGERIANUS (d'Orb.)	63. PLANULINA WUELLERSTREFI (d'Orb.)	64. HOGLUNDINA ELEGANS (Schwager)	65. RADIULARIA SPINOGODISCUS (d'Orb.)
176	30	38	371	40	5	22	42	43	44	41	45	35	370	46	47	48	49	50	51	372	52	53	15	34	54	55	376	37	56	57	58	59	13	60	18	12	16	67	377	62	63	64	65	68	67	68	69	70	71	375	378	72	73	74	374	75	76	55	373	78	79	80	81	82

Numărul din colecția autorilor

- Socin S. C. (1958) Una proposta per il limite cronologico Elveziano — Tortoniano. *Boll. Soc. geol. Ital.* 77, 1.
- Stone S. W. (1956) Some ecologic data relating to pelagic foraminifera. *Micropaleontology* 2, 4, p. 361—370.
- Suraru N. (1961) Contribuțiuni la cunoașterea microfaunei unor depozite miocene din imediata apropiere a orașului Cluj. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai* II, 1. Cluj.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. p. 262, București.
- Wade M. (1964) Application of the lineage concept to biostratigraphic zoning based planktonic foraminifera. *Micropaleontology*. 10, 3, p. 273—290.

ASPECTS MICROFAUNIQUES ET CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES CONCERNANT LE TORTONIEN DES ENVIRONS DE SIBIU (BASSIN DE TRANSYLVANIE)

PAR

MIHAELA GHEORGHIAN, M. GHEORGHIAN, MARIANA IVA

(Résumé)

Les auteurs font une brève présentation des conclusions biostratigraphiques de l'étude miorfaunistique des dépôts marneux du Tortonien et du Sarmatiens, développés dans le bassin de Transylvanie au SW de Sibiu.

Les tableaux de distribution de la microfaune ont servi à identifier cinq biozones à associations caractéristiques de foraminifères. Les quatre premières, nommément la biozone à *Orbulina universa*, la biozone à *Spirorlectammina carinata*, la biozone à Radiolaires de type *Spongodiscus* et la biozone à *Valvularia saulcii* appartiennent au Tortonien, la cinquième — la biozone à *Elphidium milletti* met en évidence la présence du Sarmatiens inférieur.

Il en résulte que les dépôts tortoniens de la région Sibiu peuvent être corrélés à ceux du reste du basin de Transylvanie et à ceux des Subcarpates.

Le développement des biozones mentionnées en différents secteurs suggère que la configuration du rivage de la mer miocène a subi, à maintes reprises, des modifications qui se situent au cours du Tortonien et atteignent le Sarmatiens inférieur.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Esquisse de l'emplacement des biozones micropaléontologiques tortoniennes des environs de Sibiu ; la géologie selon M. Dumitriu et collaborateurs.

1, limite normale ; 2, limite de transgression ; 3, Quaternaire ; 4, biozone à *Elphidium milletti* ; 5, biozone à *Valvularia saulcii* ; 6, biozone à Radiolaires ; 7, biozone à *Spiroplectamina carinata* ; 8, biozone à *Orbulina universa* ; 9, Crétacé ; 10, Cristallin.

Planche II

Colonnes lithostratigraphiques synthétiques dans le Miocène supérieur de Transylvanie méridionale.

1, lacune stratigraphique ; 2, limites des couches analysées ; 3, point de prélevement des échantillons ; 4, complexe dont ont été collectés les échantillons micropaléontologiques.

Planche III

Tableau de distribution de la microfaune du Miocène supérieur de Transylvanie méridionale.

STRATIGRAFIE

GEOLOGIA BAZINULUI BOZOVICI¹⁾

DE

O ILIESCU, A. RADU, MARIA LICA

Abstract

Geology of the Bozovici Basin. In this paper the separation of horizons of the sedimentary deposits in the Bozovici basin is presented. On basis of lithological and paleontological criteria four horizons were determined from the lower to the upper part as follows: 1) the basal horizon; 2) the lower gravel and sand horizon (Dalboșet Beds); 3) the marl and banded clay horizon (Șopot Beds); 4) the gravel and sand upper horizon. The basal horizon consists of alternations of gravels and sands with thin intercalations of gray sandy clays in the base and marlyclays with coals in the upper part. The Dalboșet Beds are built of conglomerates, gravels and sands. The Șopota Beds are characterized by gray banded marls and ash-tuffs and the upper gravel and sand horizon represents the final filling-up phase of the basin. From the tectonic standpoint, the Bozovici-Prigor-Pîrvova syncline, the Nera anticline, the Gâbruț-Dumbrava syncline, the Bănia anticline and the Rudăria-Gîrbovăț-Șopot syncline were identified from north to south.

Bazinul Bozovici este o depresiune intramontană, cuprinsă între munți Almașului la sud și munți Semenicului la nord.

Orientarea generală a depresiunii este NE-SW, având o lungime de aproximativ 40 km (Lăpușnicel-Șopotul Nou) și o lățime medie de 7—8 km. Lățimea maximă a bazinului este de peste 13 km între localitățile Bozo-

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1966.

²⁾ Comitetul de Stat al Geologiei, Calea Griviței nr. 64, București

³⁾ Întreprinderea de Prospecționi și Laboratoare, Șos. Kiseleff, nr. 2, București.

⁴⁾ Școala Medie Tehnică de Geologie, Str. Justiției, nr. 55, București.

vici, și Rudăria, îngustîndu-se treptat către cele două extremități, unde nu depășește 1 km.

Morfologic, bazinul Bozovici se prezintă ca o unitate bine individualizată. Culmile sunt în general scurte, cu înălțimi mici și cu tendințe de peneplenizare.

Rețeaua hidrografică prezintă în majoritatea cazurilor, văi largi, însă puțin adânci. Principalul curs de apă este valea Nera care străbate, de la nord către sud și apoi de la est către vest, întregul bazin. Valea Nera are un curs lent, formând multe meandre. Ea antrenează mult material aluvionar și formează o serie întreagă de terase, situate de-a lungul întregului curs al văii. Valea Nera primește numeroși afluenți, printre care văile: Boina, Dalboșet, Șopotului, Gîrbovăț, Bănia, Rudăria (pe stânga) și Moceriș, Lăpușnicului, Lighidia, Bozovici, Minișului și Brezovița (pe dreapta).

În porțiunea de est a bazinului, din dealul Cocoșului, rețeaua hidrografică este dirijată către est, fiind tributară văii Osvina și pîrîului Lăpușnicel.

Studii geologice amănușite asupra bazinului Bozovici apar relativ tîrziu. Cercetările efectuate într-o primă fază erau legate în majoritatea cazurilor de prezența cărbunilor. În funcție de prezența cărbunilor, a fost făcută și descrierea formațiunilor geologice înfîlnite.

Lucrările lui V. Schloenbach (1869), I. Hálavats (1880) și Max Hanken (1902) aduc primele date privind geologia regiunii.

Studii amănușite se datorează lui Z. Schretter (1909), care face și primele separații litologice, fără însă să le reprezinte pe o hartă. Autorul stabilește următoarea succesiune, începînd de la partea inferioară: *a)* formațiunea cu pietrișuri și nisipuri; *b)* formațiunea cu cărbuni; *c)* formațiunea marnoasă; *d)* formațiunea cu nisipuri gălbui în care se găsesc localizate și tufuri dacitice.

Aceste separații corespund în parte cu rezultatele ultimelor cercetări, cu excepția ultimelor două nivele litologice și a poziției tufurilor vulcanice.

În anul 1910, G. Bene într-un raport informativ asupra cărbunilor de la Bozovici-Dalboșet, atribuie vîrstă miocenă formațiunii cu cărbuni, dînd totodată indicații speciale asupra grosimii stratelor de cărbuni, bazat în general pe datele obținute din lucrările de foraje executate și pe rapoartele geologice anterioare.

Studii geologice detaliate și în special legate tot de existența cărbunilor, sănt efectuate de K. Papp¹⁾ care consideră bazinul Bozovici ca bazin de subsidență, în care s-au acumulat sedimente de apă dulce.

Materialul ce a dat naștere la cărbuni este interpretat ca fiind adus de torenți. Întregului bazin îi atribuie vîrsta mediteranean-superioară.

După 1920, date referitoare la bazinul Bozovici se întâlnesc în diferite rapoarte ale fostei societăți U.D.R., care se bazează în special pe lucrările și publicațiile mai vechi.

Mult mai tîrziu, informații prețioase, legate în special de formațiunile care constituie rama bazinului Bozovici de șisturile cristaline și de terenurile paleozoic superioare și mezozoice, se întâlnesc în lucrările lui A. Codarcă (1935). Referitor la depozitele care formează umplutura bazinului, A. Codarcă le atribuie Miocenului, fără a face separații stratigrafice.

În 1951, C. Gheorghiu aduce date noi referitoare la formațiunile din rama bazinului Bozovici, ocupîndu-se totodată pe larg de formațiunile miocene, pe care le atribuie Tortonianului și Sarmățianului. El descrie în special formațiunile tortoniene, în care menționează prezența calcarelor de Leytha.

Autorul menționează și prezența depozitelor liasice situate între fundația cristalin și depozitele miocene.

E. Pop (1959)¹⁾ atribuie formațiunile sedimentare din bazinul Bozovici, Tortonianului, arătînd prezența nisipurilor, pietrișurilor, tufurilor dacitice, marno-argilelor și calcarelor de Leytha. Efectuează de asemenea o primă încercare de orizontare a depozitelor bazinului Bozovici.

Geologia regiunii

Formațiunile geologice întîlnite aparțin șisturilor cristaline, Liasicului și Terțiarului.

Cristalin. Cristalinul constituie fundația bazinului Bozovici. Faciesurile deosebite ale șisturilor cristaline de pe rama bazinului Bozovici au permis separarea pînzei getice în partea de vest și nord-vest și a autohtonului danubian în portiunea de est și sud-est.

¹⁾ K. Papp. Stratele de cărbuni din valea Almașului. Raport. 1908. Arh. Comb Siderurgic Reșița.

¹⁾ E. Pop. Tortonianul din bazinul Bozovici. Rap. Arh. Com. Geol. 1957.

Şisturile cristaline aparținând pînzei getice se întîlnesc la sud de localitatea Bănia, continuîndu-se către vest pînă la Şopotul Nou, apoi, pe rama de nord a bazinului, începînd de la Pătaş, pînă la Pîrvova.

Separatiile din cadrul pînzei getice au fost efectuate de Al. Codarcea, care atribuie aceste şisturi cristaline seriei de Lotru și seriei de Miniș, fiecare cu diverse tipuri de roci.

La nord de Pătaş, pe valea Nerei, legate de Cristalinul getic apar erupțiuni banatitice, reprezentate în general prin granodiorite.

Autohtonul din fundamentul bazinului Bozovici apare în împrejurimile localităților Prigor și Lăpușnicel și este reprezentat prin seria de Tortoniană. În această serie se întîlnesc gnaise granitice, cuarțite și micașisturi de diferite tipuri. În gnaisele granitice se întîlnesc injecțiuni de aplite și pegmatite.

Liasic. Problema existenței unor formațiuni sedimentare mai vechi sub depozitele miocene din bazinul Bozovici a fost pusă de C. Gheorghiu (1954). În urma cercetărilor efectuate, precum și pe baza interpretării datelor de foraj, ajunge la concluzia că în fundamentul bazinului Bozovici, peste șisturile cristaline și sub depozitele terțiare, se găsesc fie formațiuni atribuite Permianului fie depozite liasice. În acest sens aduce ca argument faptul că un foraj situat la sud de Bozovici, iar altul amplasat între localitățile Bozovici-Prigor-Dalboșet, au întîlnit gresii cenușii-ruginii, comparabile cu cele ale Liasicului cunoscut din Banat. El citează de asemenea gresiile cenușii de pe valea Slătinicului, precum și gresiile și șisturile negricioase de sub Vîrful Socoloț.

Urmărind dezvoltarea depozitelor menționate, am constatat că aflorimente de depozite mai vechi decît Tortonianul, apar numai sub Vîrful Socoloț, unde formează o lentilă de gresii negricioase, fin micaferă, puternic diaclazate asociate cu șisturi argiloase-marnoase, cărbunoase, cu oglinzi de fricțiune.

Prin aspectul general, și în special prin faciesul cărbunos, se aseamănă mult cu depozitele liasice de la Svinecea Mare, Berzasca, Mehadia din care cauză li se atribuie aceeași vîrstă.

Această apariție de depozite liasice are o poziție tectonică, situîndu-se direct pe șisturile cristaline și fiind încălcate la est de același cristalin al pînzei getice.

Neogen. Lunga perioadă de exondare care a avut loc la sfîrșitul Mezozoicului duce, datorită eroziunii, la formarea unui relief în general accidentat, ce creează condițiile variate pentru dezvoltarea viitoarelor depozite. Aceste condiții au determinat diverse lito-și biofaciesuri în întreg bazinul. Corelările diferitelor profile sunt astfel mult îngreunate, datorită frecvențelor variații de facies.

Separării de orizonturi în depozitele neogene ale bazinului Bozovici au fost efectuate pînă acum de Z. Schretter, K. Papp și E. Pop. Majoritatea acestor cercetări s-au axat însă pe menționarea și descrierea formațiunilor întîlnite, fără a urmări dezvoltarea acestora în întreg bazinul.

În cele ce urmează vom prezenta o nouă încercare de subdivizare a depozitelor tortoniene din bazinul Bozovici, depozite care în ansamblu depășesc uneori 500—600 m grosime.

Pe baza observațiunilor de suprafață și a datelor de foraj am stabilit patru orizonturi și anume (fig. 1) : 1. orizontul bazal ; 2. orizontul inferior de pietrișuri și nisipuri (strate de Dalboșet) ; 3. orizontul marnelor și argilelor rubanate (strate de Șopot) ; 4. orizontul superior de pietrișuri și nisipuri.

Datorită faptului că fosilele sunt rare, aceste orizonturi au fost stabilite mai mult pe criterii litologice și mai puțin pe baze paleontologice.

1. *Orizontul bazal.* Depozitele atribuite orizontului bazal se întâlnesc de obicei pe marginile bazinului, sub forma unei benzi discontinui.

Dezvoltarea cea mai completă o are pe rama de nord a bazinului în împrejurimile localităților Bozovici și Lăpușnicul Mare, continuându-se către vest pînă la Șopotul Nou.

Pe rama de sud a bazinului, la Dalboșet și Bănia, orizontul bazal este mai puțin dezvoltat. Numai la Prigor și Rudăria are o dezvoltare mai mare. În continuare către est, între Prigor și Lăpușnicel, depozitele atribuite orizontului bazal apar numai ca petece izolate.

În cadrul orizontului bazal au putut fi separate litologic și paleontologic, două suborizonturi : la partea inferioară un suborizont nisipos-argilos, cu intercalații de pietrișuri și conglomerate, iar la partea superioară suborizontul marnos-argilos cu cărbuni.

Limita stratigrafică dintre aceste două suborizonturi este marcată de un pachet argilos-negricios cu *Unio wetzleri* D u n k. (*Unio flabellatus* G o l d f.), care se întâlnește constant în baza stratelor cu cărbuni.

a) Suborizontul nisipos cu pietrișuri și conglomerate are în general gosimi mici, care nu depășesc 100 m. Din această cauză, precum și datorită faptului că există o trecere gradată către nivelele cu *Unio wetzleri* Dunker, nu a fost separat cartografic.

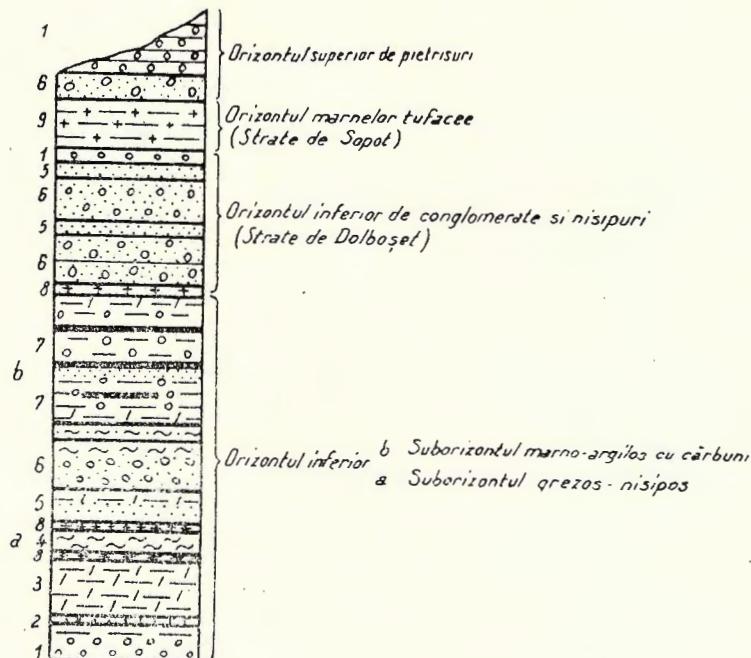


Fig. 1. — Coloană stratigrafică în depozitele tortoniene din bazinul Bozovici.
1, conglomerate; 2, gresii calcaroase; 3, marne; 4, argile; 5, nisipuri; 6, pietrișuri; 7, marne si argile nisipoase cu cărbuni; 8, tufuri; 9, mărne tufacee.

Colonne stratigraphique dans les dépôts tortoniens du bassin Bozovici.
1, conglomérats; 2, grès calcaires; 3, marnes; 4, argiles; 5, sables; 6, graviers; 7, marnes argiles sableuses à charbons; 8, tufs; 9, marnes tufacées.

Dezvoltarea maximă o are între Bozovici și Prilipeț, iar apoi pe rama de sud a bazinului Bozovici, la Rudăria și Șopot.

Acest suborizont este constituit din conglomerate și din alternanțe de marne cenușii-nisipoase, puternic micaferate cu nisipuri gălbui în general grosiere, cu lentile de pietrișuri. În portiunea inferioară a pachetului sunt frecvente intercalații de conglomerate poligene, mai mult sau mai puțin cimentate, în bancuri care uneori ating 1—3 m.

Elementele constitutive ale conglomeratelor nu depășesc decât accidental 10—12 cm; ele provin în majoritatea cazurilor din sisturi cristaline, fragmente de calcare mezozoice și blocuri de conglomerate de tip Verrucano. Galeți de gresii liasice și în general materialul provenit din depozite mezozoice este rar.

În continuare, nivelele de conglomerate devin din ce în ce mai rare, fiind înlocuite treptat mai întâi prin nisipuri grosiere micaferă, iar apoi prin argile verzui, cu stratificație neclară.

În aceste nivele de argile și nisipuri verzui, pe valea Hernegului, se întâlnesc fosile, greu de determinat. Dintre acestea menționăm exemplare de *Helix cf. homolospira* Reuss și *Helix (Hemicycla) robusta* Reuss, menționate anterior K. Papp.

La partea superioară a acestui suborizont se dezvoltă sisturi argiloase și argile cenușii-verzui, alternând cu nisipuri gălbui grosiere, cu pungi lentizoulare de pietrișuri mărunte.

Pe valea Hernegului, la nord de localitatea Prilipeț și la est de culmea cu același nume, în treimea medie a suborizontului, se întâlnește un pachet de marne gălbui-șocolatii, fine, cu treceri la marno-calcare vineții-gălbui, care lateral sunt înlocuite prin marne și argile cu alterație manganiferă.

Pe valea Slătinicului, argilele marnoase și nisipurile de la partea superioară a suborizontului nisipos trec lateral la argile cenușii verzui, roșcate, nisipoase, micaferă, nestratificate, care au 2—3 nivele de nisipuri verzui fine, uneori cu pungi de pietrișuri cuartitice mărunte.

Grosimea nivelelor de nisipuri verzui nu depășește 20—30 cm, iar grosimea întregului pachet de marne și argile roșcate atinge 7—8 m.

Urmărit către vest, acest pachet roșcat mai apare în valea Lighidia, valea Agrișului și în împrejurimile Prigorului unde păstrează aceleași caractere.

În continuare către sud-vest, suborizontul argilos nisipos se reîntâlnește în împrejurimile Mocerișului, unde este reprezentat printr-un facies în general nisipos, cu slabe intercalări de pietrișuri, acoperit transgresiv de formațiuni mai noi.

Pe valea Boina, iar apoi între Dalboșet și Șopotul Vechi, conglomerate și pietrișurile de sub orizonturile cu cărbuni au dezvoltări mai mari, atingând uneori 30 m. Această dezvoltare mare se face însă în detrimentul nivelor argilo-marnoase nisipoase, care sunt cu totul subordonate.

Pe valea Rudăria, situația acestui nivel este puțin diferită. Faciesul grosier conglomeratic este înlocuit printr-un facies mai fin, reprezentat prin nisipuri gălbui-cenușii micaferică, cu intercalări de marne cenușii, nisipoase cu stratificație oblică, după care se trece la marne negricioase cu cărbuni, în care apare și *Unio wetzleri* D u n k e r.

b) Suborizontul argilos-marnos cu cărbuni. Al doilea suborizont, separat în cadrul orizontului bazal, se caracterizează prin prezența numeroaselor nivele de marne argiloase de diverse tipuri, asociate cu tufuri dacitice și în general cu cărbuni sau argile cărbunoase și cu exemplare de *Unio wetzleri* D u n k.

Suborizontul argilos cu cărbuni ocupă suprafețe întinse, dezvoltându-se mai mult în partea de nord a bazinului, între Lăpușnicul Mare și Bozovici.

Acest suborizont este alcătuit dintr-o mare varietate de roci detritice. Se întâlnesc marno-calcare, marne calcaroase, marne și argile cenușii nisipoase, rareori calcare, nisipuri și pietrișuri, tufuri vulcanice. La partea inferioară a acestui pachet sunt localizate stratele cu cărbuni.

Neuniformitatea faciesurilor într-un bazin care în curînd își va pierde legătura cu marea, provoacă și o sărăcire a faunei.

Prezența totuși a unei faune sărăce în orizontul bazal și în porțiunea inferioară a straterelor de Dalboșet (orizontul imediat superior) și apoi disparația, aproape completă în orizonturile superioare (macrofauna nu a fost întâlnită pînă acum, iar analizele micropaleontologice nu au dat nici un conținut micropaleontologic), ne face să credem că legătura dintre bazinul Bozovici și bazinul Mehadia-Caransebeș, s-a produs după depunerea treimii inferioare și mediei a straterelor de Dalboșet. În orice caz, odată cu stratele de Șopot, legătura dintre cele două bazine era întreruptă. Această izolare a bazinului Bozovici de celelalte bazine învecinate a jucat un rol important și are o strînsă legătură și cu sărăcirea și apoi cu disparația macro și microfaunei.

Fauna veche nu s-a putut adapta, nu a putut supraviețui noilor condiții create, iar fauna care urma să se dezvolte nu a mai avut timpul necesar pînă la completa colmatare a bazinului.

Succesiunea aproape completă a suborizontului cu cărbuni se întâlnește pe valea Slătinicului. Aici, peste ultimele nisipuri cu pungi de pietrișuri, ce aparțin încă suborizontului inferior, se situează un complex argilos nisipos în care chiar în bază apar exemplare rare de *Unio wetzleri* D u n k e r.

Pe valea Slătinicului primele nivale sunt reprezentate prin argile cenușii sau cenușii-gălbui, nisipoase, cu intercalații de nisipuri și pietrișuri, care conțin resturi de *Unio wetzleri* Dunker, *Melania escheri* Merian, *Neritina* sp.

Către vest, pe valea Lighidia, pachetul de argile se continuă aproksimativ cu aceeași caracter, numai că seria argiloasă este mult mai șistoasă și conține numeroase concrețiuni de pirită.

Aceste concrețiuni piritoase se mențin pe toată rama de nord a bazinului, începînd de la Bozovici către vest, pînă la Moceriș, și se reîntîlnesc pe rama de sud a bazinului.

Prezența concrețiunilor piritoase este interesantă, avînd în vedere că a fost întîlnită și în bazinul Caransebeș-Mehadia, în zona Teregova-Armeniș-Sadova, unde ocupă aceeași poziție stratigrafică, dar asociate și cu o bogăță macro și microfaună. Vîrsta tortoniană a acestui pachet fiind stabilită în bazinul Mehadia pe baza faunei întîlnite, se poate atribui și în bazinul Bozovici acestui orizont, aceeași vîrstă. Se pune deci problema dacă nivalele cu concrețiuni pot fi socotite ca orizonturi reper și în ce măsură ajută în orizontările amănunțite ale formațiunilor în care sunt cantonate.

Acest fapt este posibil avînd în vedere că cele două bazine comunicau cu bazinul Mehadia-Caransebeș prin culoarul Mehadia — Lăpușnicel.

Peste seria argiloasă cu concrețiuni urmează un pachet subțire de argile nisipoase, cu fețe curbicorticale și nisipuri gălbui grosiere, precum și pietrișuri mărunte, cuartitice.

La partea superioară a acestui pachet se individualizează o puternică serie de marne cenușii, bine stratificate, în bancuri subdecimetrice, în care se întîlnesc fragmente, alteori lentile, de cărbuni.

Complexul de marne cu cărbuni este suportat de un banc de tuf dacitic, gros pe valea Slătinicului de peste 3 m. În jumătatea inferioară a acestui tuf se poate separa un nivel de 1—1,3 m de tuf puternic bentonitizat.

Profilul de pe valea Slătinicului se încheie cu nisipuri-gălbui-cenușii, pietrișuri și chiar conglomerate poligene, ce fac trecerea către stratele de Dalboșet.

Între Bozovici și Lăpușnicul Mare, pe valea Lighidia (fig. 2) și valea Agrișului, suborizontul argilos-marnos cu cărbuni prezintă oarecare diferențieri litologice. Mai întîi, nivelul de argile cu concrețiuni piritoase se situează direct peste marnele și argilele cenușii-verzui și peste argilele rosii. Apare,

apoi un nivel de marno-calcare cenușii-gălbui, întâlnit și pe dealul Agrișului și dealul Lighidiei, dar în care se observă exemplare de *Corbula* sp., *Terebralia bidentata* D e f e r. Tot în acest complex cărbunos apar numeroase trunchiuri de arbori silicificate, de mărimi diferite.

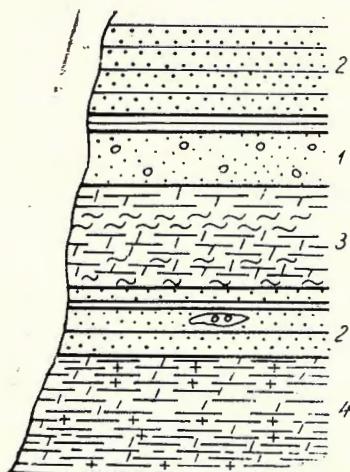


Fig. 2. — Partea superioară a nivelului argilos-marnos pe valea Lighidia.
1, pietrișuri; 2, nisipuri; 3, marne și argile;
4, marne tufacee.

Partie supérieure du niveau argileux-marneux dans la vallée Lighidia.
1, graviers; 2, sables; 3, marnes et argiles;
4, marnes tufacées.

se sub marnele cu *Ervilia*, de la Tortonianul superior.

Pe de altă parte, în complexul inferior cu cărbuni (Teregova, Iabla-nița) din bazinul Mehadia-Caransebeș se întâlnesc bancuri de calcar și calcar-grezoase cu o grosime de 1—3 m, situate deasupra stratelor cu cărbuni, care stau mult sub primele nivele de calcar de tip Leytha.

Acstea nivele calcaroase pot fi paralelizate cu calcarele organogene din bazinul Mehadii și Caransebeșului și anume cu nivelele situate în imediata apropiere a complexului cu cărbuni din Tortonianul inferior și nu cu orizontul calcaros de tip Leytha de la partea terminală a Tortonianului superior.

Către vest, pe valea Lăpușnicului, în seria depozitelor atribuite complexului cărbunos, apar noi diferențieri litologice, conținutul paleontologic fiind însă constant. Nu se mai întâlnesc strate cu cărbuni, ci numai marne cărbuoase, care au la partea superioară un banc masiv de 1—3 m de nisip gălbui micafer, în care apar blocuri de calcar grezoase gălbui dure, cu *Terebralia bidentata* D e f e r. Interesant este faptul că la partea superioară se întâlnesc marno-calcare și chiar calcar albicioase-gălbui, care trece la marno-calcare cafeniișocolatii.

În cercetările anterioare aceste calcarare au fost echivalate cu calcarele de Leytha din bazinele învecinate. Paraleлизarea este oarecum hazardată și noi nu putem fi de acord cu acest punct de vedere.

Mai întâi, calcarele de tip Leytha ocupă în bazinile Mehadia, Caransebeș, Oravița, o poziție stratigrafică clară, situându-se sub marnele cu *Ervilia*, de la Tortonianul superior, fiind atribuite

Între Agriș și Moceriș, la partea cea mai superioară a suborizontului cu cărbuni, apar marne tufacee cu aspect rubanat, care nu pot fi echivalente stratigrafic cu tufurile dacitice întâlnite pe valea Slătinicului și valea Lighidia.

Pe terminația sud-vestică a cuvelei Bozovici nu mai întâlnim marno-calcare șocolatii decât cu totul sporadic, iar șisturile cărămizii care însoțeau aceste marno-calcare dispar complet.

Pe rama de sud a bazinului Bozovici, suborizontul marnos-argilos cu cărbuni este în general mai uniform litologic.

În bazinul văii Boina, peste șisturile cristaline se întâlnesc direct orizontul cu cărbuni, reprezentat prin marne și argile cărbunoase, în care se conturează și un orizont cu cărbuni de 0,40 m. În continuare apar nisipuri micacee, grozioare, marne cenușii fosilifere și șisturi argiloase, foioase.

În complexul cărbunos au fost întâlnite formele *Unio wetzleri* Dunker, *Melania escheri* Merian și *Bythinia gracilis* Sandb.

Între valea Bîrzului și valea Reșiței situația este asemănătoare. Si aici peste șisturile cristaline se întâlnesc o serie nisipoasă cu pietrișuri și cu intercalații argilo-marnoase în bază, urmată de un pachet argilos, cenușiu, șistos, cu fragmente de cărbuni și intercalații de gresii cenușii-verzui cu *Helix homalospira* Reuss, *Helix robusta* Reuss, *Unio wetzleri* Dunker și *Neritina fluviatilis* Linnaé. Nivelele mai superioare nu se mai pot observa, fiind acoperite de formațiuni mai noi, transgresive

Bine dezvoltat este orizontul argilos între valea Dalboșet și valea Șopotul Vechi (fig. 3), unde peste un nivel de pietrișuri și nisipuri ce aparțin deja suborizontului inferior, apar marne cenușii fin stratificate, sau marne vineții negrioase, cu intercalații de gresii verzui-albăstrui, micaferică

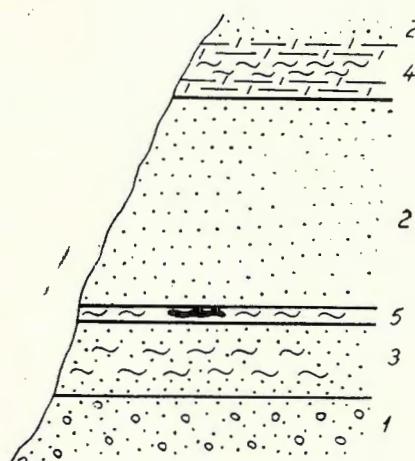


Fig. 3. — Partea inferioară a nivelului argilos-marnos în valea Dolboșet.

1. pietrișuri; 2. nisipuri; 3. nisipuri cu intercalări subțiri de argile; 4. marne și argile; 5. marne cu cărbuni.

Partie inférieure du niveau argileux-marneux dans la vallée Dolboșet.

1. graviers; 2. sables; 3. sables avec mince intercalations d'argiles; 4. marnes et argiles; 5. marnes à charbons.

și nisipuri gălbui-cenușii, fine sau grosiere. În intercalațiile argiloase, încă din baza complexului, apare *Unio wetzleri* Dunker, asociat cu *Corbicula* sp., *Melania escheri* Merian, *Neritina* sp., *Helix homalospira* Reuss, *Helix (Hemicycla) robusta* Reuss, *Cerithium* sp., precum și o serie de forme cunoscute mai dinainte și citate de K. Papp și de C. Gheorghiu: *Melania escheri* Merian var. *bicincta* Sandb., *M. escheri* Merian var. *laurae* Math., *M. escheri* Merian var. *aquitonica* Nollet., *Bythinia gracilis* Sand., *Neritina fluviatilis* Linne.

Întregul pachet este parțial deranjat, din cauza faliei axiale Șopot-Rudăria.

O dezvoltare oarecum asemănătoare o prezintă suborizontul marnos-argilos în împrejurimile Rudăriei, iar de aici către est, până la Prigor. Se remarcă în plus prezența unui strat cu cărbuni gros de 0,40—0,50 m, întâlnit în lucrările miniere de sub vîrful Socolot și reîntâlnit apoi în dealul Vinderul.

De menționat faptul că nivelele cu cărbuni lipsesc pe o bună porțiune, începînd din valea Boina și până în valea Rudăriei. Faciesul cărbunos se menține însă, fiind reprezentat prin marne negricioase cărbunoase, dar fără cărbuni.

Pe valea Ramnița, la sud-est de Prigor, marnele și argilele bine stratificate sănt înlocuite cu argile nisipoase nestratificate și nisipuri verzui. Persistă însă conținutul faunistic, precum și nivelele cărbunoase, a căror grosime nu depășește 0,10—0,15 m.

Către est, în zona culoarului dintre bazinile Bozovici și Mehadia, apar de sub stratele de Dalboșet, marne și argile cenușii cu *Unio wetzleri* Dunker, de grosimi cu totul reduse (2—3 m).

În zona centrală a bazinului Bozovici, suborizontul marno-argilos cu cărbuni apare pe valea Minișului, la aproximativ 150 m amonte de confluența cu valea Nera.

Din cele observate se poate constata că pe toată rama de sud a bazinului Bozovici nu mai apare nivelul de tuf dacitic întâlnit la Bozovici. Mai mult, chiar pe rama de nord a bazinului, nivelul de tuf dacitic își pierde importanța de la est către vest. Întîi își reduce grosimea, apoi trece la mărme tufacce, iar apoi dispără complet.

Nu se cunoaște care este situația tufurilor vulcanice din centrul bazinului. În lucrările de foraj executate nu se menționează nici pe structurile mai ridicate (anticlinalul Bănia, anticlinalul Nera), prezența nivelelor de

tufuri dacitice și nici corespondentul lor lateral, marnele tufogene. Probabil că aceste nivele de tufuri sau marne tufogene nu se mai întâlnesc către centrul bazinului, sau că pe rama bazinului sunt acoperite de formațiuni mai noi transgresive (stratele de Dalboșet).

2. Orizontul de pietrișuri și nisipuri. Stratele de Dalboșet. Am denumit aceste depozite „strate de Dalboșet“ datorită faptului că dezvoltarea maximă o au în împrejurimile acestei localități.

Acest orizont ocupă suprafețe întinse, formând aproape în întregime umplutura sinclinalului Bozovici-Prigor-Pîrvova. El reapare apoi ca o bandă continuă de-a lungul anticlinalului Bănia, precum și pe flancurile de nord și de sud ale sinclinalului Găbruț-Dumbrava. Pe marginea sudică a bazinului Bozovici apare numai între Rudăria și Sopotul Vechi, dispărind apoi către vest, de-a lungul faliei axiale Rudăria-Șopot.

Caracteristic pentru acest orizont este faptul că nivelele pelitice (marne, argile etc.) sunt cu totul subordonate masei mari de nisipuri, pietrișuri și conglomerate.

Fauna nu a fost întâlnită și nici nu se citează de cercetătorii anteriori.

Succesiunea completă a stratelor de Dalboșet se întâlnește chiar pe valea Dalboșet (fig. 4), pe flancul de sud al anticlinalului Bănia. Aici peste seria argiloasă-șistoasă a orizontului bazal, se situează un puternic pașchet de pietrișuri, uneori cimentate, trecând la conglomerate, cu rare intercalării de nisipuri micaferică, grosiere, cu lentile din material remaniat din formațiuni mai vechi (marne cenușii, marne verzuie și chiar marno-argile cărbunoase).

Conglomeratele se prezintă în bancuri de 0,5—3 m, în general puternic cimentate. Elementele componente nu depășesc 0,40—0,50 cm diametru și provin în majoritatea cazurilor din sisturi cristaline. Mult mai rar apar și

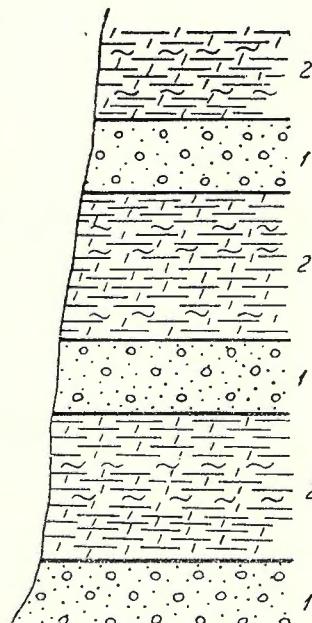


Fig. 4. — Strate de Dolboșet.
Valea Rudăria.

1. pietrișuri; 2. marne și argile.
Couches de Dolboșet. Vallée Ru-
dăria.
1. graviers; 2. marnes et argiles.

blocuri de gresii liasice sau conglomerate de Verrucano. Pietrișurile au în general aceleași caractere, numai că sunt friabile.

Această alternanță de roci compacte, cimentate, dure (conglomerate) cu formațiuni mai friabile (pietrișuri-nisipuri) au dat martori de eroziune la est de localitatea Dalboșet. Grosimea acestui nivel nu depășește 100—120 m.

Urmările pe direcție, atât către est cît și către vest, se constată că se trece la un facies mai fin. Încep să apară numeroase intercalații de nisipuri cenușii, atingând grosimi de 1—3 m, la care se asociază frecvente intercalații de argile marnoase, micacee, nisipoase. Către partea superioară a stratelor de Dalboșet, conglomeratele și pietrișurile poligene sunt înlocuite complet de nisipuri cu intercalații argilo-marnoase.

În terminația sud-vestică a bazinului Bozovici orizontul inferior de pietrișuri și nisipuri se dezvoltă pe valea Bîrzu lui și valea Boinei, unde în elementele constitutive ale conglomeratelor apar în plus blocuri mai mari sau mai mici de banatite (granodiorite, diorite), precum și fragmente de calcare jurasică, provenite probabil din masivele calcaroase situate în amonte de văile Boina și Bîrzu.

Stratele de Dalboșet, situate uneori direct peste șisturile cristaline, sau peste orizontul bazal, se întâlnesc și pe rama de sud a bazinului Bozovici, între Rudăria și Șopotul Vechi. Dezvoltarea maximă o au la est de Rudăria, unde depășesc 100 m grosime, pentru ca treptat, către vest, în special de la valea Gîrbovățului să-și reducă grosimea, datorită faliei Șopot-Rudăria. Între valea Gîrbovăț și valea Boina acest orizont nu depășește 30—40 m, venind în contact tectonic de-a lungul unei falii axiale cu orizonturi superioare.

De remarcat aici lipsa aproape totală a conglomeratelor și înlocuirea lor cu pietrișuri slab cimentate, cu intercalații de nisipuri.

De fapt această lipsă a bancurilor de conglomerate este generală pe toată rama de sud a bazinului Bozovici și în special pe flancul sudic al sinclinalului Șopot-Gîrbovăț-Rudăria.

În axul anticlinalului Bănia reapar stratele de Dalboșet, însotite de puternice bancuri de nisipuri gălbui, sau gălbui roșcate, întâlnite apoi pe valea Rusnicului (vale ce confluă pe partea stângă a Nerei, la aproximativ 500 m aval de localitatea Prilipeț).

În toată această zonă, în axul cutiei anticlinale Nera și apoi în periclinul estic al sinclinalului Găbruț-Dumbrava, se poate observa dezvoltarea completă a stratelor de Dalboșet. Succesiunea conglomerate-pietrișuri-

nisipuri-nisipuri cu intercalații argiloase-marnoase, se repetă de 2—3 ori pe valea Rusnicului și apare mai puțin evident pe valea Iliei.

În cuveta principală Bozovici-Prigor-Pîrvova pe o lungime de peste 20 km, pînă la Lăpușnicel, stratele de Dalboșet sunt constituite în bază din pietrișuri friabile sau slab cimentate, iar către partea superioară din bancuri de nisipuri cu pungi de pietrișuri mărunte, în care apar sporadic și intercalații argiloase nisipoase.

De remarcat că de la Borlovenii Vechi către nord-est, stratele de Dalboșet nu au o grosime aparentă mai mare de 50—60 m, vizibilă fiind numai jumătatea lor inferioară.

Din această cauză nu mai apar intercalațiile argiloase — marnoase, iar atunci când există, sunt de ordinul centimetrilor.

Cu totul izolat stratele de Dalboșet mai apar într-un mic sinclinal, flancat de formațiunile atribuite orizontului bazal, la sud de Lăpușnicul Mare, în cuveta Bozovici-Lăpușnicul Mare, unde au o constituție litologică asemănătoare cu cele din sinclinalul Prigor-Pîrvova.

În general stratele de Dalboșet se caracterizează printr-o uniformitate ușor de observat în tot bazinul, cu mici variații de facies, către extremitățile bazinului. Lipsa de faună, stratificația oblică sau de curent, sunt de asemenea caracteristice acestui orizont.

3. *Orizontul argilelor și manelor argiloase rubanate. Strate de Șopot.* Odată cu depunerea ultimelor nivele de nisipuri și pietrișuri aparținând straterelor de Dalboșet, legătura dintre bazinul Bozovici și bazinul Mehadia-Caransebeș a fost întreruptă, primul funcționând pînă la completa colmatare ca bazin separat.

De acum înainte în bazinul Bozovici se trece de la o sedimentare cu depozite în general grosiere (conglomerate, pietrișuri și nisipuri), la o sedimentare de depozite fine, într-un mediu mai liniștit. Stratele de Șopot prezintă un caracter ușor regresiv.

Am denumit aceste depozite „strate de Șopot“, avînd în vedere că dezvoltarea cea mai completă o au în sinclinalul Șopot-Rudăria, iar profilul cel mai complet este deschis pe valea Șopotului.

Pe valea Șopotului, peste ultimele bancuri de nisipuri și pietrișuri ale straterelor de Dalboșet, repauzează primele nivele de șisturi argiloase-marnoase, cenușii-gălbui, foioase, cu aspecte disodilice și cu numeroase urme de plante. Pe fețele de stratificație, atunci când sunt alterate, prezintă culori albicioase.

Între stratele de argile albicioase se întâlnesc argile gălbui-cafenii sau şocolatii, precum și nisipuri fine, micaferi, ce conțin uneori pungi de argile, remaniate fie din orizontul cu cărbuni, fie chiar din argilele roșcate-verzui din partea inferioară a orizontului bazal. Caracterul regresiv al acestui orizont este pus în evidență, în afară de aceste remanieri și de faptul că începînd chiar cu nivelele inferioare ale stratelor de Șopot, se constată o localizare a depozitelor către centrul bazinului.

Aceste remanieri din orizonturile inferioare, nu se mai întâlnesc în jumătatea superioară a pachetului.

Un caracter deosebit de important al acestui orizont, care ușurează separarea de celelalte formațiuni, este faptul că aproape întreg orizontul de argile cenușii-albicioase este „pătat”, alterațiile albicioase sănăt distribuite discontinuu pe fețele de strat. Faptul că se întâlnesc alternanțe fine de argile cenușii albicioase și argile cenușii cafenii, imprimă rocii, un aspect rubanat, caracter care se menține pînă la partea superioară a stratelor de Șopot.

În continuare urmează marne cenușii în pachete cu grosimi ce variază între 1,5 și 3—4 cm și nisipuri gălbui fine, cu o intercalărie de 1—2 m de cinerite albicioase. Nivelul de cinerite apare bine deschis pe valea Șopotului.

Peste acest banc de tufuri vulcanice, care se întâlnește de obicei în zona mediană a stratelor de Șopot, se observă intercalării dese de gresii cenușii albicioase, fin micaferi, care se desfac în plăci. Bancurile de gresii nu depășesc 0,30 m.

Dezvoltarea acestor gresii în plăci se face aproape întotdeauna în detrimentul marnelor rubanate, care își pierd din importanță și își reduc grosimea, odată cu apariția gresiilor.

Către partea superioară se constată o alternanță constantă de gresii cenușii și marne rubanate și apoi o recurență de marne tufacee pe o grosime de 12—15 m.

Porțiunea terminală a stratelor de Șopot este alcătuită din nisipuri fin albicioase, slab cimentate, în care încep să apară și pietrișuri mărunte și în care mai persistă încă intercalării subțiri de marne rubanate. Odată cu dispariția marnelor rubanate și apariția pietrișurilor grosiere se trece deja la orizontul cel mai de sus al depozitelor din bazinul Bozovici.

Urmărîte către vest, stratele de Șopot aflorează pe valea Dalboșei și valea Reșița, dispărînd apoi de-a lungul faliei axiale Gîrbovăț-Rudăria.

Către est orizontul marnelor rubanate capătă o dezvoltare din ce în ce mai completă între Gîrbovăț și Bănia. Din punct de vedere litologic se constată prezența lentilelor de pietrișuri mai puternice în baza complexului. De asemenea apar și se dezvoltă apoi către est, argile și marne cenușii, fin satinate, alternând cu nisipuri gălbui-roșcate.

Pe flancul sudic al sinclinalului Șopot-Gîrbovăț-Rudăria, orizontul marnelor rubanate se dezvoltă între valea Găbruțului și Valea Mare, dispărind apoi la vest de Gîrbovăț.

Procesul de înlocuire a marnelor pătate cu gresii fine albicioase, sau chiar cu nisipuri în bancuri de grosimi pînă la 0,30 m, este mai accentuat în special în valea Bănia, unde marnele albicioase sunt subordonate, formînd trecerea către orizontul superior de pietrișuri și nisipuri.

Orizontul de cinerite întîlnit la Șopot se menține constant. Faptul că nu a fost întîlnit în periclinul estic al sinclinalului Rudăria nu poate fi pus decît pe seamă lipsei de aflorimente.

O altă zonă de apariție, de dimensiuni mult mai reduse, a marnelor și argilelor rubanate, este pe valea Găbruțului, de o parte și de alta a axului sinclinalului Găbruț-Dumbrava. Caracterele litologice sunt asemănătoare, deosebirea constînd în lipsa tufului vulcanic.

Grosimea stratelor de Șopot în zona de dezvoltare maximă a lor este de 100—150 m, în timp ce în sinclinalul Găbruț-Dumbrava ele nu depășesc 40—60 m.

4. *Orizontul superior de pietrișuri și nisipuri.* Acest orizont reprezintă faza finală de colmatare din bazinul Bozovici, avînd în același timp, datorită caracterului regresiv, o dezvoltare mai mult locală. Se întîlnește numai în flancul nordic al sinclinalului Rudăria, precum și în umplutura sinclinalului Găbruț-Dumbrava. În sinclinalul Rudăria apare pe valea Vinderului și Valea Mare. Aici nu se poate observa o dezvoltare completă a acestui orizont, datorită faliei axiale care le reduce tectonic.

Pe valea Vinderului, apoi în dealul Vinderul Mare și Vinderul Mic, peste orizontul marnelor și argilelor rubanate ale stratelor de Șopot, se situează un puternic pachet de nisipuri cenușii-gălbui sau vineții negricioase, cu intercalări de gresii în bancuri, cenușii — vineții, grosiere, puternic micaferă groase de 0,10—0,25 m și pietrișuri poligene, alcătuite din elemente ce ating uneori 60—70 cm și care provin din șisturi cristaline sau din formațiuni paleozoice și mezozoice (în special blocuri de gresii liasice).

Către partea bazală a orizontului se întâlnesc și intercalații de marne cenușii negricioase, grosiere, nisipoase, nestratificate, cu multe resturi cărbunoase.

Treptat marnele și argilele dispar, locul lor fiind luat de nisipuri și pietrișuri din ce în ce mai grosiere.

Pe valea Vindrelul Mic, în nivelele argiloase marnoase se recunoscă și un banc de marno-calcare, cenușiu-negricios, cu dezvoltare lenticulară. Pe suprafața de stratificație, din cauza alterației, bancul marnos-calcaros prezintă culori albicioase.

Partea terminală este constituită din pietrișuri și bolovanișuri, cu intercalații subțiri nisipoase.

Pe valea Găbruțului, în axul sinclinalului Găbruț-Dumbrava, se reîntâlnește orizontul superior de pietrișuri și nisipuri, situat tot peste stratele de Șopot. Grosimea lui nu depășește 25 m și este constituit din depozite asemănătoare cu cele din sinclinalul Rudăria-Șopot.

În legătură cu vîrsta depozitelor miocene ale bazinei Bozovici se pun probleme importante. K. Pap și alți cercetători le atribuie Mediteraneanului superior, fără alte precizii.

În ultimele lucrări C. Gheorghiu atribuie, după unele discuții, vîrsta Tortonian-Sarmațian, depozitelor noi din bazinele Bozovici, bazat pe formele fosile întâlnite în orizontul bazal. Nu se discută însă limita dintre Tortonian și Sarmațian.

În urma cercetărilor efectuate, am ajuns la concluzia că vîrsta depozitelor terțiare nu se poate stabili decât pe baza corelării și paraleлизării cu formațiuni asemănătoare din bazinele învecinate, acolo unde există o faună bogată și unde se pot trage concluzii mai precise.

În ceea ce privește bazinele Bozovici, o parte din formațiunile geologice pot fi paraleлизate cu formațiuni asemănătoare din bazinele Mehadii. De altfel, cele două bazine comunicau prin culoarul Mehadia-Pîrvova, cel puțin pînă după depunerea stratele de Dalboșet, fapt care a condus la unele repere comune în cele două bazine, cum ar fi: nivelul cu concrețiuni de pirită în baza stratele cu cărbuni; nivelul cu concrețiuni grezoase din conglomeratele de Calva, întâlnit și în suborizontul inferior al orizontului bazal din bazinele Bozovici; nivelele de tufuri și stratele cu cărbuni.

Nivelul cu concrețiuni pirotoase se întâlneste constant în bazinele Bozovici, în baza formațiunii cu cărbuni. Între Mehadia și Sadova acest nivel se întâlneste de asemenea discontinuu, dar totdeauna la același nivel stra-

tigrafic. În porțiunea de sud a bazinului Mehadia, orizonturile inferioare și superioare depozitelor cu concrețiuni de pirită, sunt bogate în fosile, ceea ce a permis stabilirea vîrstei tortonian-inferioară a acestui pachet.

Nivelul cu concrețiuni grezoase de la partea superioară a conglomeratelor de Calva este bogat fosilifer, conținând printre altele o bogată faună de echinide și gasteropode, care indică deasemenea vîrsta tortonian-inferioară a acestor depozite.

Nivelele cu cărbuni și tufuri pot fi de asemenea paralelizate cu cele din bazinul Bozovici; în ambele bazine tufurile bazale fiind incluse în orizonturile cu cărbuni.

Deosebirea constă în aceea că în bazinul Bozovici în orizontul marnelor și argilelor rubanate (strate de Șopot) mai apare un nivel de tuf, care în bazinul Mehadiei își are probabil corespondentul în intercalațiile tufacee din calcarele de Leytha.

Din cele relatate rezultă că orizontul basal din bazinul Bozovici poate fi paralelizat, fără nici o rezervă, cu depozitele tortonian-inferioare din bazinul Mehadiei. Mai mult, în ambele bazine au putut fi separate două suborizonturi. Unul inferior grezos — conglomeratic și altul superior, marnos-argilos cu cărbuni.

Orizontul inferior de pietrișuri și nisipuri (stratele de Dalboșet) sunt sincrone, având aceeași constituție litologică (pînă la identitate chiar), cu conglomeratele de pe valea Bolvașnița-ogașul Dimitreni din bazinul Mehadiei.

Orizontul argilelor rubanate (stratele de Șopot), situîndu-se peste orizontul inferior de pietrișuri și nisipuri (stratele de Dalboșet) și în continuitate de sedimentare, ar reprezenta echivalentul calcarelor de Leytha și ai nisipurilor de Bella Reca din bazinul Mehadiei. Numai caracterul regresiv al stratelor de Șopot și cel transgresiv al calcarelor de Leytha, le-ar deosebi oarecum. Dar, având în vedere că în continuare fiecare bazin funcționa separat, nu este greu de admis această deosebire. Pe cîtă vreme în bazinul Bozovici cantitatea de material era probabil în continuă scădere și peste puțin timp a fost complet colmatat, zona Mehadia-Caransebeș funcționa activ, legătura cu bazinul Panonic ce alimenta bazinul nefiind întreruptă.

Formele fosile întîlnite în bazinul Bozovici nu aduc precizuni stratigrafice, fiind în majoritatea cazurilor fosile de facies, aşa că numai pe baza paralelizărilor cu depozitele din bazinul Mehadiei, vom putea aduce precizări în ceea ce privește vîrsta acestor formațiuni.

Orizontului bazal i se poate atribui vîrsta tortonian-inferioară. Strattele de Dalboșet și stratele de Șopot ar reprezenta Tortonianul superior. Orizontul superior de pietrișuri și nisipuri, care reprezintă stadiul de completă colmatare a bazinului, datorită grosimii reduse, poate fi inclus ca termenul final al Tortonianului superior, eventual Sarmațianul bazal, respectiv Buglovian inferior.

Tectonica

Bazinul Bozovici este o depresiune post tectonică cu o direcție generală nord est-sud vest, situată de-a lungul râului Nera, pe o lungime de aproximativ 40 km.

Referitor la șisturile cristaline, menționăm încălecarea pînzei getice peste autohton. În porțiunea de sud a bazinului Bozovici, de la Rudăria către est, încălecarea este mascată parțial de formațiuni mai noi, tortoniene.

Relativ la lama de depozite liasice, arătăm că formațiunile paleozoice superioare-mezozoice nu se întâlnesc sub depozitele tortoniene, decît sub forma unor cute pensate.

Cuarțitele de pe valea Slătinicului, întâlnite la contactul șisturilor cristaline cu formațiunile sedimentare și socotite de cercetătorii anteriori ca depozite liasice metamorfozate hidrotermal le atribuim Cristalinului.

Studiul detaliat al tectonicii depozitelor tortoniene, ne-a condus la soluții noi față de nivelul cunoștințelor anterioare.

Bazinul Bozovici era socotit ca un simplu sinclinal afectat de diferite accidente tectonice, în special falii și care erau trasate pe vechile hărți ca având o direcție nord-sud.

Acolo unde aveau loc variații de facies, se apela în majoritatea cazurilor la accidente tectonice. Cercetările de detaliu au arătat că structura tectonică a bazinului Bozovici nu este atât de simplă, iar o parte din complicații se datorează și vechiului relief preexistent.

O dată cu umplerea completă, bazinul Bozovici a fost antrenat de mișcările post tortoniene, care i-au imprimat alura tectonică acuală, reflectată printr-o serie de cute cu flancurile slab înclinate (15° — 25°) și în general paralele cu direcția bazinului.

O parte din aceste cute au fost pentru prima oară puse în evidență de K. Papp, în anul 1911. De fapt K. Papp le reprezintă numai în secțiunile geologice efectuate pe baza datelor de foraj. Cercetările ulterioare (E. Pop, 1959) mai menționează două sinclinale, unul paralel cu valea

Nera, în centrul bazinului, iar celălalt în partea de sud, în apropierea ramei de șisturi cristaline.

Forajele amplasate de-a lungul râului Nera au detectat o creastă de șisturi cristaline, acoperite de depozite mai recente.

Această creastă de șisturi cristaline corespunde în general cu axul anticlinalului Nera.

Din această cauză considerăm aceste cute ca rezultat atât al mișcărilor tectonice, cât și al vechiului relief al bazinului.

Succesiunea cutelor de la nord, către sud, este următoarea :

Sinclinalul Bozovici-Prigor-Pîrvova continuat către vest cu sinclinalul Bozovici-Lăpușnic ; anticlinalul Nera ; sinclinalul Găbruț-Dumbrava ; anticlinalul Bănia ; sinclinalul Rudăria-Gîrbovăț-Şopot.

a) *Sinclinalul Bozovici-Prigor-Pîrvova.* Acest sinclinal se situează în partea de nord a bazinului Bozovici, fiind cuprins între rama de șisturi cristaline la nord și anticlinalul Nera la sud. El reprezintă o structură majoră a bazinului Bozovici, reprezentând totodată și zona de legătură cu bazinul Mehadia-Caransebeș.

Direcția generală a acestei cuvete este est-vest, iar începând de la Pătaș-Prigor, capătă direcția sud-vest—nord-est, făcând apoi legătura cu bazinul Mehadii, prin culoarul Lăpușnicel-Mehadia (ultima localitate în afara regiunii prezentate). Important este faptul că de la Prigor către est întreg bazinul Bozovici se reduce numai la această cuvetă, care pe unele porțiuni nu depășește ca lărgime 6—700 m. Între Pîrvova și Lăpușnicel, pe o mică porțiune, lățimea cuvetei are 350 m.

La alcătuirea geologică a sinclinalului Bozovici-Prigor-Pîrvova iau parte orizontul bazal (prin suborizontul nisipos cu pietrișuri și suborizontul marnos-argilos cu cărbuni) și orizontul inferior de nisipuri și pietrișuri (stratele de Dalboșet).

La nord de localitatea Prilipeț apar pe flancul de nord al cutiei două insule de șisturi cristaline, mărginite de formațiuni sedimentare. Unul din aceste petece de șisturi cristaline se întâlnește la est de dealul Hernegului, iar celălalt la est de valea Prilipeți. Aceste insule de șisturi cristaline, în plină zonă de depozite tortoniene, poate fi un argument în plus pentru ipoteza că, în această zonă, sub depozitele miocene nu se întâlnesc formațiuni paleomezozoice (Permian sau Liasic).

Pe valea Slătinicului, flancul de nord al acestei cufe este afectat de un accident tectonic de importanță secundară, de-a lungul căruia nivelul de cinerite dispare la limita cu stratele de Dalboșet.

Eroziunea activă a văii Nera și văii Minișului a separat la vest de Bozovici, un mic sinclinal, Lăpușnic-Bozovici, care reprezintă continuarea sinclinalului Bozovici-Pîrvova.

Acest mic sinclinal, care nu depășește 4—5 km lungime, este constituit din orizontul bazal, în special stratele cu cărbuni, având în umplutură și o fâșie din stratele de Dalboșet.

Sinclinalul Lăpușnic-Bozovici care se dezvoltă între Bozovici și Moceřiš, este afectat, între valea Lighidia și valea Lăpușnicului, de numeroase accidente tectonice de mai mică importanță.

Totuși, una dintre aceste falii, întâlnită și în lucrările miniere, a fost urmărită pe o distanță de peste 3 km. Este vorba de falia ce pleacă din dealul Sorbu cu direcția nord-est—sud-vest și se continuă pînă la valea Lăpușnic. Această falie afectează și stratele de cărbuni de la Lighidia, din care cauză una din galerii, plecînd de pe stratul de cărbune, a intrat în șisturile cristaline, flancul de nord-vest fiind mai ridicat.

b) *Anticlinialul Nera.* Acest anticlinal este una dintre structurile importante din bazinul Bozovici, având direcția est-vest, continuându-se pe o lungime de mai bine de 15 km.

Anticlinialul Nera oferă o frumoasă inversiune de relief, axul cufei anticliniale urmărind în general zona depresionară a Nerei, fiind flancat la nord de sinclinalul Bozovici-Prigor-Pîrvova, iar la sud de sinclinalul Găbruț-Dumbrava.

În axul acestei structuri la zi nu se întâlnește decît porțiunea superioară a orizontului bazal și anume suborizontul marnos-argilos cu cărbuni. Forajele executate însă au pus în evidență și nivele mai inferioare, iar între 150—220 m au intrat în șisturi cristaline.

Această creastă îngropată de șisturi cristaline se ridică treptat către est, forajele intrînd în cristalin după 80—90 m. Către vest se afundă, treptat, forajele executate nu au mai întîlnit șisturile cristaline.

Flancul nordic al anticlinialului Nera este constituit din orizontul bazal și orizontul stratelor de Dalboșet. Pe flancul de sud, în afară de acestea, mai apar și stratele de Șopot și orizontul superior de pietrișuri și nisipuri, de pe clina nordică a sinclinalului Găbruț-Dumbrava.

Alte accidente tectonice nu se pot observa. Este posibil ca diverse falii să afecteze și aceste structuri. Ne referim în special la zona de la vest de Bozovici, unde un foraj executat de Comitetul Geologic, amplasat pe flancul de nord al șutiei, a avansat 190 m, fără să iasă din formațiunea cu cărbuni.

c) *Sinclinalul Găbruț-Dumbrava*. Este o cută de dimensiuni mai reduse, având direcția est-vest și se dezvoltă între anticlinalul Nera și anticlinalul Bănia.

A fost urmărită pe o lungime de 6—7 km, închizîndu-se periclin către est, la aproximativ 3 km sud de Prigor.

d) *Anticlinalul Bănia*. Anticlinalul Bănia este una din structurile importante din regiune, fiind flancat la nord de sinclinalul Găbruț-Dumbrava, iar la sud de sinclinalul Rudăria-Șopot.

Prezența acestui bombardament menționat încă din anul 1908 de către K. Papp, are direcția est-vest și probabil că spre vest se unește cu anticlinalul Nera.

În axul acestei structuri aflorează orizontul inferior de nisipuri și pietrișuri, care suportă pe cele două flancuri stratele de Șopot și orizontul superior de nisipuri și pietrișuri.

e) *Sinclinalul Șopot-Gîrbovăț-Rudăria*. Reprezintă structura cea mai sudică din bazinul Bozovici. Se poate urmări de la Șopotul Nou (la vest) cu direcția est-vest, până dincolo de valea Rudăria, pe o distanță de peste 18 km.

O importanță deosebită prezintă alura acestui sinclinal, datorită faptului că începînd din valea Bîrzului, până în valea Băniei, este faliat axial.

Flancul sudic își reduce grosimea de-a lungul acestei falii, la mai puțin de 100 m, pe cînd flancul nordic are peste 350 m.

Această importantă reducere de grosime a depozitelor a făcut pe antecercetători să considere accidentul tectonic nu în axul sinclinalului, ci la contactul cu șisturile cristaline.

Situația aceasta nu poate fi acceptată, datorită faptului că orizontul bazal se urmărește ca o bandă continuă de-a lungul ramei cristaline, pe cînd orizontul superior de pietrișuri și stratele de Șopot dispar complet, iar stratele de Dalboșet își reduc grosimea.

Pe flancul de nord orizonturile superioare se laminează treptat de la est către vest. Astfel, orizontul superior de pietrișuri și nisipuri nu se mai

înfilnește la vest de valea Șopotului, iar nivelul marnelor și argilelor rubanate, se laminează complet între valea Reșița și pîrîul Beleuț. Orizontul stratelor de Dalboșet, în schimb are o dezvoltare completă, fiind afectat în parte de această falie.

Flancul sudic, aşa cum am arătat, este aproape complet laminat orizonturile superioare ale Tortonianului, respectiv pietrișurile și stratele de Șopot neînținindu-se decât în extremitatea estică a sinclinalului; chiar stratele de Dalboșet, începînd de la Valea Mare către vest sunt reduse mult ca grosime.

În vest de valea Bîrzului această falie axială capătă direcția sud, pierzîndu-se în șisturile cristaline, astfel că periclinul sinclinalului se urmărește pînă la Șopotul Nou.

În extremitatea estică, axul sinclinalului este decroșat către sud de o falie transversală, cu o direcție aproximativ nord-est—sud-vest. Compartimentul de est al acestei falii se ridică, astfel că suborizontul cu cărbuni vine în contact cu partea superioară a stratelor de Dalboșet. După această decroșare, sinclinalul își reia alura generală, ridicîndu-se către dealul Voretin.

În general, bazinul Bozovici este slab cutat, ca rezultat al mișcărilor de ansamblu regionale, și vechiului relief al bazinului.

Acest efect tectonic este concretizat printr-o serie de sinclinate și anticlinale. Faliile de mai mică importanță care duc la compartimentarea bazinului în anumite porțiuni, sunt în general greu de observat, datorită numărului redus de aflorimente, din cauza Cuaternarului, care acoperă o bună parte din regiune.

Totuși trebuie menționate cele două fali importante și anume falia axială Șopot-Gîrbovăț-Rudăria și falia din porțiunea de est a sinclinalului Bozovici-Lăpușnicul Mare.

Celelalte accidente sunt de ordin local, neinfluențînd tectonica de ansamblu a bazinului.

BIBLIOGRAFIE

- Böckh J. (1877) Aufnahmsarbeiten im Komitate Szörény, Bozovićs, Bania und das süd- und süd-östliche Gegend-Waldgebirge, *Mitt. geol. k. h. ung. geol. Anst.* über ihre Aufnahmenarbeiten im Jahre 1877.
- Codarcea A.I. (1935) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.* XX. București.

D. ILIESCU, MARIA LICA, A. RADU

HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI BOZOVICI

0 1500 3000 m.



- Gheorghiu C. (1954) Geologia munților Almajului (Reg. Bozovici-Rudăria). *D. S. Comit. Geol.* XXXVIII.
- Halávats I. (1880) Zur geol. Kenntnis des Szörényer-Komitates. *Föld. Közl.* Budapest.
- Hantken M. (1902) Die Kohlenbildung. des Almas Thales. *Montanzeitung.* Graz.
- Mateescu F., Iordan I. (1959) Depresiunea Almajului. Considerații geomorfologice. *Natura.* XI. 6.
- Pop E. (1959) Studiul geologic al Bazinului Bozovici. *Bul Inst. Mine Petroșani.* II.
- Schafarzik Fr. (1911) Über die Reambulation in der Umgebung von Berzaska und im Almasbecken im Sommer 1911. *Iahrb. d. k. geol. ung. Anst. f. 1911.*
- Schloembach V. (1869) Die Umgebung von Petnik, Mehadia, Pattasch und Prigor in rum. Banater Grenzregiment. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*
- Schréter Z. (1909) Berich über geol. Untersuchungen auf dem Gebiete der Krassó-Szörényer Neogenbunten. *Iahr d. k. ung. geol. A.*
- Roth-Telegd L. (1884) Das Gebirge nördlich von Pattas, Bozović, im Szörényer Komitat. *Föld. Közl.* XIV. Budapest.

LA GÉOLOGIE DU BASSIN DE BOZOVICI

PAR

O. ILIESCU, A. RADU, MARIA LICA

(Résumé)

L'ouvrage présent s'occupe de la séparation des horizons des dépôts sédimentaires du bassin de Bozovici.

Vu les caractères lithologiques et paléontologiques on a établi quatre horizons qui sont (de la partie inférieure vers la partie supérieure) :

1. Horizon basal.
2. Horizon inférieur à graviers et sables (couches de Dalboșet).
3. Horizon des marnes et des argiles rubanées (couches de Șopot).
4. Horizon supérieur des graviers et des sables.

L'horizon basal est constitué par des alternances de graviers et de sables, à minces intercalations d'argiles cendrées, sableuses, en base, et marno-argileuses à charbons, à la partie supérieure.

Les couches de Dalboșet sont constituées par des : conglomérats, des graviers et des sables.

Les couches de Șopot sont constituées par des tufs cinéritiques. L'horizon supérieur des graviers et des sables représente la phase terminale du comblement du bassin.

Au point de vue tectonique, à partir du N vers le S, on a identifié le synclinal de Bozovici-Prigor-Pîrvova, l'anticlinal de Nera, le synclinal de Găbrunț-Dumbrava, l'anticlinal de Bănia et le synclinal de Rudăria-Gîrbovăț-Șopot.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du bassin Bozovici.

1, alluvions ; 2, éboulis ; 3, terrasses inférieures ; 4, terrasses supérieures ; 5, horizon supérieur de graviers et sables ; 6, couches de Șopot ; 7, couches de Dalboșet ; 8, horizon basal ; 9, Lias ; 10, schistes cristallins ; 11, tufs dacitiques ; 12, lignes de fracture ; 13, axe d'anticlinal ; 14, axe du synclinal ; 15, direction et pendage des couches ; 16, coupe géologique.

STRATIGRAFIE

CONSIDERAȚII ASUPRA PALEOZOICULUI INFERIOR DIN FORA-
JUL DE LA MANGALIA PE BAZA STUDIULUI TRILOBIȚILOR
ȘI TENTACULITILOR (PLATFORMA MOESICĂ)¹⁾

DE
MAGDALENA IORDAN²⁾

Abstract

Study of the Lower Palaeozoic Moesian Platform (Mangalia Region) Based on the Trilobites and Tentaculites Found in the Drilling-Cores. The presence of the Frasnian, Givetian, Eifelian, Coblenzian, Gedinnian, as well as of the passage beds were indentified on the basis of a Tentaculite and Trilobite fauna. These passage beds were considered as equivalent to the "Schistes de Méricourt", "Schistes de Mondrepuits" and "Passage Beds". The Trilobites and Tentaculites described and illustrated in this paper were not mentioned till now in Romania.

Considerații generale

În țara noastră Devonianul a fost semnalat încă din anul 1908 de către I. Simionescu și D. Cădere. Acești autori, pe baza macrofaunei, au pus în evidență prezența Devonianului inferior în Dobrogea de nord, la Bujoarele. În lucrările mai recente (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1965) a fost indicată, pe considerente micropaleontologice și prezența Devonianului mediu, în colinele Mahmudiei.

În sectorul valah al Platformei moesice forajele de la Călărași au furnizat material care analizat din punct de vedere palinologic, a dus la concluzia existenței Devonianului, probabil Devonian superior (B. S. Venkatachala, D. Beju, 1961).

¹⁾ Comunicare în ședință din 4 martie 1966.

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

Recent Gr. Răileanu și colaboratorii (1965, 1966), menționează prezența Devonianului și în sectorul dobrogean al Platformei moesice (Dobrogea de sud). Materialul studiat de acești autori provine dintr-un foraj (5082) executat la Mangalia de Comitetul de Stat al Geologiei. Sonda a fost amplasată pe formațiuni miocene. Cu acest foraj s-a traversat depozite sarmatiene, cretacic-superioare, jurasic-superioare, iar de la 593 m pînă la 1 203,80 m (talpa sondei) au fost străbătute depozite devoniene.

Analiza petrografică și biostratigrafică a materialului obținut prin carotaj continuu a condus, încă din lucrările anterioare (Gr. Răileanu et al., 1965, 1966), la elaborarea unei scheme stratigrafice destul de detaлиate stabilindu-se cu această ocazie prezența Frasnianului inferior, Givetianului, Eifelianului, Coblențianului și Gedinnianului, fără a fi exclusă și prezența părții superioare a Silurianului.

Materialul paleontologic furnizat de acest foraj este extrem de bogat. Au fost identificate pînă în prezent aproximativ 40 specii de brachiopode, 30 specii de lamelibranchiate, 10 specii de gasteropode, 10 specii de tentaculiți, 7 specii de trilobiți, cephalopode, crinoizi, corali, conodonte, ostracode, chitinozoare, hystricosphaeridae, spori, psilophytale. Această bogată faună necesită un studiu amplu și minuțios, de aceea am considerat că este oportun, ca după lucrările de ansamblu făcute pînă în prezent, să trecem la un studiu sistematic pe clase de fosile. Începem cu trilobiții și tentaculiții deoarece aceste clase au furnizat exemplare bine conservate care reprezintă specii cu o valoare stratigrafică importantă și care ne-au ajutat la stabilirea vîrstei depozitelor paleozoice, străbătute prin acest foraj.

Considerații stratigrafice

Resturile de trilobiți ce apar în Devonianul de la Mangalia sunt reprezentate numai prin glabele și pigidii. Acestea sunt conservate în argilite negre începînd de la 951 m pînă la adîncimea de 1 144 m și reprezintă șapte specii aparținînd la trei genuri: *Asteropyge*, *Homalonotus*, *Proetus*. Toate aceste specii sunt caracteristice pentru Devonianul inferior (Coblențian). Argilitele negre cuprinse în intervalul menționat mai sus conțin o bogată faună care indică în ansamblu vîrsta devonian-inferioară a acestor depozite.

Tentaculiții găsiți la Mangalia sunt reprezentați prin patru genuri și anume: *Tentaculites*, *Homoctenus*, *Multiconus*, *Nowakia*. Speciile acestor genuri determinate în diversele orizonturi stabilite încă din lucrările

anterioare (Gr. Răileanu et al., 1965, 1966), reprezintă forme caracteristice pentru Frasnian, Givețian, Eifelian, Gedinnian și Silurian superior (vezi coloana stratigrafică).

În marno-calcarele din intervalul 602—652 m apar primele specii de tentaculiți :

Homocatenus krestovnikovii Ljashenko

Tentaculites biannulatus Penneau

care sănt asociați cu brachiopode (*Chonetes rowei* Schuchert, *Eleuterokoma ledoucensis* Krikmay și ostracode (*Haploprimitia holladayi* Willison) de vîrstă devonian-superioară (Frasnian). După cum arată N. P. Linnoiu și V. V. Drușciț (1958), *T. krestovnikovi* este o specie caracteristică pentru Frasnian și este întâlnită în Platformă rusă, Tîman, Ural, Europa și America de N. *Tentaculites biannulatus* este o formă ce apare în Devonianul superior din Franța (Masivul armorican). Deci asociația faunistică menționată mai sus atestă vîrsta frasniană a acestui orizont.

În orizontul de marno-calcare cu intercalății lumașelice cuprins în intervalul 652—747 m, alături de numeroase exemplare de brachiopode (*Atrypa reticularis kuzbassica* Rööns., *Punctatrypa nalivkinii* Havl., *Mucrospirifer mucronatus* (Conrad)) și entroce de crinoizi, apar și numeroase exemplare de tentaculiți dintre care foarte mulți de dimensiuni microscopice. Tentaculiții aparțin speciilor :

Tentaculites bellulus var. *potomacensis* Prosser

Tentaculites conicus Roemer

Homocatenus sp.

Tentaculites bellulus var. *potomacensis*, în America de N — provinciile Maryland și New York (Ch. Schuchert et al., 1913) — și *T. conicus* în Germania — regiunea Harz (A. Roemer, 1854) — indică partea superioară a Devonianului mediu, respectiv Givețianul. Speciile de brachiopode cu care sănt asociate aceste forme la Mangalia indică de asemenea această subdiviziune a Devonianului.

În orizontul de argilite negre cuprins între 747 m și 800 m alături de numeroase concrețiuni cărbunoase și pirotoase apar și cîteva exemplare de tentaculiți ce aparțin speciilor :

Nowakia maureri Zagona

Homocatenus kanusi (Bouche et Prantl)

În Thuringia, K. Z a g o r a (1964) descrie aceste specii de asemenea din partea superioară a Devonianului mediu, însă la un nivel inferior celui precedent.

În acest orizont, deoarece macrofosilele sunt rare și indeterminabile specific (*Bellerophon* sp., *Cyrtospirifer* sp., etc.), iar microfosilele reprezentate prin ostracode, hystricosphaeridae și spori indică o vîrstă devonian-medie, în general, tentaculiții sunt cei care vin să precizeze vîrsta depozitelor din acest orizont și anume o vîrstă eifelian-superioară.

Orizontul de cuarțite din intervalul 800—920 m, cu intercalații de argilite negre cu plante (*Pseudosporochnus krejci* P o t. et B e r n., *Aneurophyton germanicum* Kräuse l et W e y l a n d, *Calamophyton primae-vium* Kräuse l et W e y l a n d, *Hyenia* sp.) și resturi de lamelibranchiate și gasteropode, este lipsit de tentaculiții.

În orizontul de marno-calcare din intervalul 920—951 m cu intercalații lumașelice de *Schellwienella umbraculum* Schł., *Mucrospirifer thedfordensis* Schim er et Gr a b a u, *Grammysia* sp., ostracode, conodontă, hystricosphaeridae, spori, apar cîteva exemplare de tentaculiți care aparțin speciilor :

Tentaculites scalariformis Hall

Tentaculites bellulus Hall

În America de N regiunile New York, Maryland, etc., și în Bolivia și Thuringia, aceste specii au o vîrstă devonian-medie. La Mangalia datează faptului că sunt asociate cu brachiopode și ostracode eifeliene, putem conchide că și ele au aceiași vîrstă.

În depozitele aparținând Devonianului inferior, tentaculiții apar în intervalele 1 092—1 094 m și 1 118—1 120 m, în schimb se întâlnesc și sunt destul de frecvenți trilobiții.

În orizontul de argilite negre din intervalul 951—1 092 m este de remarcat prezența trilobiților coblenzieni și predominanța lamelibranchiatelor față de brachiopode.

Glabelele și pigidiile ce apar în aceste argilite le-am atribuit speciilor :

Asteropyge (Rhenops) asiatica (V e r n e u i l)

Asteropyge (Rhenops) hammerschmidtii R o e m e r

Asteropyge (Rhenops) pectinata (R o e m e r)

Asteropyge (Metacanthus) prostellans R. et E. Richter
Proetus aff. bohemicus Corda
Homalonotus vanuxemi Hall

Speciile aparținând genului *Asteropyge* au fost identificate de R. Richter și Emma Richter (1939) în depozitele coblențiene din regiunea Bosforului; *Homalonotus vanuxemi* apare în Coblențianul din America de N (regiunea Maryland), iar *Proetus bohemicus* în Devonianul inferior din Boemia. Având în vedere aceste fapte putem afirma cu certitudine că și la Mangalia aceste specii de trilobiți indică tot Coblențianul.

Lamelibranchiatele (*Grammysia aff. inaequalis* Beu sh., *Palaeosolen costatus* Sandb., *Ctenodonta nassoviensis* Dahm er, *Macroodus mandelensis* Dahm er, *Limoptera orbicularis* (Oehl.), *Leioptera drevermanni* Sprn.), brachiopodele (*Chonetes unkelensis* Dahm er, *Lingulella paliiformis* Hall, *Lingula hunsrückiana* Fuchs), conodontele (*Icriodus cymbiformis* Branson et Mehl., *Polygnatus permarginata* Branson), chitinozoarele, sporii, hystricosphaeridaele, determinate în acest orizont, aduc o preciziune în plus în stabilirea vîrstei coblențiene a argilitelor negre din intervalul 951—1 092 m. În privința acestui orizont mai putem afirma că trilobiții precum și caracterele litologice conduc la ideea afinității cu Coblențianul din regiunea Bosfor. Aceiași afinitate cu regiunea Bosfor a fost remarcată și de I. Simionescu (1924) pentru depozitele Devonianului inferior din Dobrogea de N, la Bujoarele.

Orizontul următor cuprins între 1 092 m și 1 203 m este alcătuit tot din argilite negre care din punct de vedere paleontologic prezintă un amestec de forme coblențiene, gedinniene și silurian-superioare. Se remarcă faptul că fauna este mai bogată în partea superioară a acestui orizont între 1 092 m și 1 144 m, iar de aci pînă la talpa sondei, fauna este mai rară și foarte rău conservată încît determinările nu s-au putut face decît generic.

La adîncimea 1 092—1 094 m au fost identificate două exemplare de *Tentaculites gyracanthus* (Eaton) — formă ce apare în Silurianul superior, dar care se menține și în Devonianul inferior — câteva fragmente de *Homoctenus* sp., apoi brachiopode (*Stropheodonta aff. virgata* Dr ev., *Strophonella headleyana* (Hall), *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus* (K onink)) și entroce și pedunculi de crinoizi, care indică vîrste destul de diferite, de la Silurian superior la Coblențian.

Pe aceeași carotă din intervalul 1 118—1 120 m au fost identificate următoarele specii de tentaculiți :

Tentaculites ornatus S o w.

Tentaculites gyracanthus (E a t o n)

Multiconus sp.

Nowakia aff. acuaria R i c h t e r,

lamelibranchiate (*Ctenodonta maureri varicosa* B e u s h., *Nuculites* sp.) și brachiopode (*Spirifer (Delthyris) infans* D a h m e r, *Camarotoechia daleidensis* R o e m e r).

Pe o altă carotă tot la această adâncime am identificat o glabelă de *Asteropyge (Kayserops) kochi* (K a y s e r).

La 1 142—1 144 m am determinat formele : *Asteropyge (Metacanthus) prostellans* R. et E m m a R i c h t e r, *A. (Rhenops) pectinata* (R o e m e r), *Camarotoechia* sp., *Stropheodonta* sp., *Paracyclas* sp., *Loxonema* sp., numeroase entroce și pedunculi de crinoizi.

La adâncimile 1 180—1 181 m și 1 201—1 203 m nu am identificat decât *Paracyclas* sp., *Ctenodonta* sp., *Camarotoechia* sp., *Cymostrophia* sp., *Bellerophon* sp., entroce și pedunculi de crinoizi.

Aruncînd o privire generală asupra faunei acestui orizont constatăm următoarele :

Tentaculiții care apar la adâncimile 1 092 m și 1 118 m reprezintă specii de vîrstă silurian-superioară — devonian-inferioară ;

Trilobiții sunt reprezentați prin specii coblențiene ;

Branchiopodele și lamelibranchiatele sunt prezente cu specii comune pentru Gedinnian și Coblențian ; numai *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus* (de K o n i n k) are o vîrstă silurian-superioară — gedinniană ;

Sporii și chitinozoarele indică Silurianul ;

În ceea ce privește ostracodele, acestea își fac apariția prin specii siluriene încă din baza Coblențianului în intervalul 1 004—1 053 m.

Din cele expuse reiese că dacă am lua în considerație numai fauna de tentaculiți atunci limita Silurian-Devonian ar fi la 1 092 m, pe cînd dacă luăm în considerație fauna de trilobiți atunci această limită ar fi mai jos la 1 144 m. Dar avînd în vedere întreaga asociație faunistică a acestui orizont și faptul că suntem în prezența unei serii uniforme și conținute de argilite negre, putem spune că întreg acest orizont reprezintă un orizont de trecere de la Silurian la Devonian. Deci la Mangalia o limită

cartografică și paleontologică între Silurian și Devonian nu poate fi trasată.

Orizontul de trecere de la Silurian la Devonian ce apare în baza formațiunilor străbătute de forajul de la Mangalia, poate fi paralelizat cu aşa numitele „couches de passage“. Aceste strate au fost semnalate în Masivul armorican, Masivul Boemiei, în Vosgi (Zona Bretonă-Boemă) ; în regiunea axială a Pirineilor, Montagne Noire, Alpii Carnici (Zona mediteraneană) ; în regiunea Bosfor, în Ural, în America de nord — regiunile New York, Maryland, etc., deci în toate regiunile unde a existat continuitate de sedimentare între Silurianul și Devonianul în facies marin.

În Franța stratele de trecere („couches de passage“) denumite astfel de Ch. Barrois, P. Pruvost, G. Dubois (1920) apar în masivul Lievin din Artois și sunt reprezentate prin „șisturile de Méricourt cu tentaculi“. Acești autori consideră că „șisturile de Méricourt“ sunt sincrone cu „șisturile de Mondrepuits“ (Gedinnian inferior) din Ardeni și cu „Passage Beds“ (Downtonian) din Anglia și că toate acestea aparțin Gedinnianului inferior. De asemenea ei paralelizează „șisturile de Méricourt“ cu „șisturile marnoase și calcaroase bituminoase“ din partea superioară a etajului F1 din Boemia : cu „șisturile și cuartitele de Plougastel“ din Bretania ; cu „Lower Helderberg“ din America de nord.

Șisturile de Mondrepuits și șisturile de Méricourt sunt depozite marine care conțin un amestec de forme siluriene, devoniene și forme proprii. Fauna de Mondrepuits conține : 16% specii siluriene, 21% specii devoniene, 8% specii comune Silurianului și Devonianului și mai mult de 50% specii proprii. Fauna șisturilor de Méricourt conține : 39% specii siluriene, 9% specii comune Silurianului și Devonianului, 32% specii devoniene sau cu afinități devoniene, restul fiind compus din forme proprii acestui nivel. Ca forme siluriene se citează : *Acaste downingiae*, *Orthoceras imbricatum*, *O. richteri*, *Orbiculoides rugosa*, *Schizocrania striata*. Ca forme devoniene se citează : *Spirifer mercuri*, *Lingula lewisii*, *Retzia bouchardi*, *Plethorhynchus dunensis*, *Grammysia cingulata*, *Tentaculites irregularis*, *Cryphaeus michelini* etc.

Passage Beds sunt alcătuite din depozite în facies lagunar în care fauna prezintă același caracter de amestec, cu *Lingula minima*, *Pycnodiscus helicites*, *Modiolopsis complanata*, *Cytaspis banski*, *Pacytheca sphaerica*.

Ulterior N. Arabu (1941) merge cu paraleлизarea și mai departe ajungând în regiunea Bosfor, pe malul Nistrului și în Birmania. El con-

sideră că pe malul Nistrului și surile de Onut care conțin specii cu afinități devoniene ca *Cucullella cultrata*, *Pterinea ventricosa*, *Lingula lewisii*, *Spirifer inchoans*, *Orthis praecursor*, *Dalmanella canaliculata*, *Tentaculites annulatus* și care trec lateral la gresiile de Babin cu *Pteraspis rostratus*, reprezintă primele depozite devoniene din regiune.

În concluzie credeam că și orizontul de trecere de la Mangalia, a cărui limită inferioară nu a fost atinsă însă cu acest foraj și care se prezintă în facies marin, poate fi considerat sincron cu surile de Mondrepuits, și surile de Méricourt și Passage beds însă nu putem spune că ar reprezenta strict Gedinnianul inferior.

Afirmăm aceasta deoarece Gedinnianul fiind o subdiviziune bine stabilită a Devonianului și care conține o faună net devoniană, nu poate îngloba în partea lui inferioară depozite care conțin un amestec de forme siluriene, devoniene și de tranziție. Deci considerăm că aceste „couches de passage“ reprezintă depozite ce nu pot fi alipite nici părții superioare a Silurianului nici părții inferioare a Devonianului ci ele au o poziție de sine stătătoare între aceste etaje constituind o perioadă de tranziție între Silurian și Devonian, perioadă în care dispare fauna caracteristică Silurianului și în care apar primele forme cu afinități devoniene și chiar devoniene.

Concluzii generale

În încheiere din cele expuse mai sus se desprind următoarele concluzii :

Speciile de tentaculi și trilobiți determinate sunt forme noi pentru teritoriul României și vin să confirme alături de associația faunistică indicată, vîrsta devonian-inferioară, medie și superioară a depozitelor străbătute de forajul de la Mangalia ;

Atât associația faunistică cât și aspectul petrografic al depozitelor devoniene, în special coblenziene, de la Mangalia conduc la ideea afinității acestora cu Devonianul din regiunea Bosfor ;

Prin forajul de la Mangalia a fost descoperit un punct de legătură între Devonianul din Dobrogea de nord și cel din regiunea Bosfor ca un argument în plus la cele afirmate de I. Simionescu (1924).

În afara Frasnianului, Givețianului, Eifelianului, Coblenziului și Gedinnianului este semnalată în baza seriei de depozite traversate de forajul de la Mangalia, prezența orizontului de trecere de la Silurian la

Devonian, aşa numitele „couches de passage“ sau „Passage beds“ ale autorilor întâlnite în toate regiunile cu sedimentare continuă de la Silurian la Devonian.

PALEONTOLOGIE

Încrengătura : **ARTHROPODA**

Clasa : **T R I L O B I T A**

Ordin : ***Polymera***

Superfamilia : **Phacopoidae Salter 1864**

Familia : **Dalmanitidae Delo 1935**

Subfamilia : **Asteropyginiae Delo 1953**

Gen : **Asteropyge Hawley et Colard 1847**

Subgen : **Rhenops R. et E. Richter 1938**

Asteropyge (Rhenops) asiatica (Verneuil)

(Pl. I, fig. 1 a—b)

Asteropyge (Rhenops) asiatica (Verneuil) — R. Richter et Emma Richter (1939), pag. 10, pl. 16, fig. 1—7 (cu sinonimie și descriere)

În argilitele negre din intervalul 972—1 048 m au fost identificate glabele și pigidii ale acestei specii.

Glabela determinată la adâncimea de 1 045—1 048 m este cea mai bine conservată. Privită frontal sau lateral ea este turtită prezentând o ușoară ridicare a inelului intermediar care are mai mult de o jumătate din lățimea segmentului lateral mijlociu.

La adâncimile 993—1 000 m și 1 007⁶⁰—1 010²⁰ m au fost întâlnite 2 pigidii foarte bine conservate însă de dimensiuni diferite. Ele au conturul în formă de arc. Rachisul este îngust, bombat și prevăzut cu 11 inele puternice care nu au noduri centrale. El este mărginit pe flancuri de 6 coaste oblice, bifurcate în cîte 2 ramuri printr-un șanț sutural îngust care se lățește și se aplatizează către partea exterioară. Coastele sunt separate printr-un șanț adânc mai lat decît șanțul sutural dar nu mai lat decît o ramură care se oprește brusc în șanțul marginal. Pe coasta 5-a se mai poate observa șanțul — care este foarte slab conturat, pe cînd coasta a 6-a nu mai are șanț, ea fiind foarte îngustă și foarte puțin proeminentă, de altfel putind să și lipsească.

Coastele se prelungesc cu 5 spini laterali în formă de seceră care sunt turtiți, sau ușor bombați și aproape tot atât de lungi cît și lați. Ei sunt

separați prin spații înguste care se lătesc către exterior. Spinul terminal (telsonul) are forma unui triunghi lung și ascuțit despărțit de spinul al cincilea printr-un spațiu ceva mai mare decât celelalte spații. El este mai lung sau cel puțin tot atât de lung ca și spinii laterali învecinați și puțin mai lat.

Asteropyge (Rhenops) asiatica este o specie de vîrstă coblențiană care a fost întâlnită în Asia Mică, regiunea Bosfor și în Germania — regiunea Harz.

Asteropyge (Rhenops) hammerschmidtii R. et Emma Richter
(Pl. I, fig. 2)

Asteropyge (Metacanthus) prostellans n. sp. — R. et Emma Richter (1939), pag. 15, pl. 16, fig. 8—9 (cu sinonimie și descriere).

În argilitul negru grezos de la adâncimea de 1 054—1 058 m apare un pigidiu incomplet dar care întrunește caracterele speciei descrise de R. și Emma Richter. Pigidiul are conturul triunghiular cu laturi drepte ceea ce îi dă un aspect mai înalt decât la specia *asiatica*. Rachisul este înalt și îngust cu inele rotunjite. Coastele încep înguste și se lătesc puternic spre exterior; sunt bifurcate și divergente. Spinii laterali sunt foarte lunghi și lați, în formă de seceră și sunt aproape paraleli. Spinul terminal (telsonul) este triunghiular, mai lat și mai lung decât spinii învecinați.

Această specie întâlnită în regiunea Bosfor indică un nivel inferior al Coblențianului.

Asteropyge (Rhenops) aff. pectinata (Roemer)
(Pl. II, fig. 2a—b)

Phacops pectinatus n. sp. — A. Roemer (1854) pag. 62, pl. IX, fig. 27.

Cryphaeus pectinatus — E. de Verneuil in P. Tchihatcheff (1869) pag. 453.

Asteropyge (Rhenops) pectinata (Roemer) — R. et Emma Richter (1939) pag. 16, pl. 16, fig. 10 (cu descriere).

A fost întâlnit un fragment de pigidiu într-o intercalatie grezoasă-calcaroasă la adâncimea de 1 007—1 013 m, și 2 mulaje negative ale unui pigidiu în argilitele negre de la 1 142—1 144 m.

Cu toate că formele găsite nu sunt prea bine conservate totuși se vede clar că ele prezintă caractere diferite de *A. (R.) asiatica*, *A. (R.) hammerschmidtii* și *A. (M.) prostellans*. Rachisul este înalt; coastele sunt înguste și oblice, iar spinii laterali sunt alungiti și foarte apropiati întotdeauna ca la forma figurată de R. și Emma Richter (1939).

Subgen : *Metacanthus* Hawle et Corda 1847

Asteropyge (Metacanthus) prostellans R. et Emma Richter

(Pl. II, fig. 1 a—b)

Asteropyge (Metacanthus) prostellans n. sp. — R. et Emma Richter (1930), pag. 17, pl. 17, fig. 14—15 (cu sinonimie și descriere).

La Mangalia această specie are o mai mare răspândire pe verticală (951—1 144 m) și un număr mai mare de indivizi (7 glabele și 2 pigidii), în comparație cu celelalte specii determinate.

Glabela prezintă un lob frontal bombat, arcuit anterior, cu suprafața poroasă și prezentând o mică fosetă circulară mediană. Segmentul anterior se întăreste către partea anteroară în formă de pană; segmentul lateral median este mai îngust și mai mic însă este umflat în formă de pernă; inelul intermediar este și mai îngust decât segmentele laterale mediane. Pe o impresiune alături de glabelă apare și un obraz pe care se poate distinge prezența ochiului în formă unui arc proeminent.

Pigidiul are formă triunghiulară, cu laturile drepte. Lungimea sa este egală cu suma dintre lărgimea axei și lungimea unei coaste la nivelul coastei 1—2. Este înconjurat de un limb lat de cca 1 mm din care pornesc spinii. Rachisul este bombat și este compus din 11 inele drepte în afara inelelor 1 și 2 care sunt arcuite. Flancurile sunt turtite și coastele în număr de șase, sunt bifurcate și puțin divergente. Șanțul sutural dintre cele 2 ramuri ale coastei este îngust și fin și se termină în șanțul marginal printr-o fosetă. Șanțul care desparte coastele este adânc și se oprește brusc în șanțul marginal.

Cei 5 spini laterali, care fac un unghi evident cu coastele, sunt lungi, înguști, paraleli între ei și puternic orientați spre partea posterioară. Marginea posterioară a fiecărui spin este dreaptă iar cea anteroară este foarte puțin curbată. Spațiile dintre spini sunt înguste și rotunjite în partea interioară. Telsonul are aceeași întărire cu spinii învecinați iar spațiul care îl desparte de aceștia e egal cu celelalte spații.

Vîrsta acestei specii în cadrul Devonianului inferior sau mediu nu a fost precizată de R. și Emma Richter. În forajul de la Mangalia ea indică cu certitudine Devonianul inferior. În orizontul de argilite negre din intervalul 951—1 092 m fiind asociată cu celelalte specii de trilobiți coblențieni considerăm că și ea indică Coblențianul. Datorită faptului

că această specie își face apariția încă din orizontul inferior de argilite la adâncimea de 1 144 m, în care fauna are un caracter de amestec de forme coblentziene și gedinniene credem că această specie își face apariția mai de timpuriu adică din Gedinnian.

Subgen : *Kayserops* De lo 1935

Asteropyge (Kayserops) kochi (K a y s e r)

(Pl. II, fig. 3a—b)

Cryphaeus kochi — R. Richter (1916/I) pag. 250, pl. 25, fig. 9, pl. 26, fig. 1—6.

Asteropyge (Kayserops) kochi — R. et Emma Richter (1943) pag. 180, pl. 8, fig. 5.

Kayscrops kochi — P. Huppé (1955) pag. 255, fig. 222/4.

Glabela ce apare în argilitele negre de la adâncimea de 1 118—1 120 m este foarte convexă; cele două segmente sunt egal de late și de bombate ca o pernă, inelul intermediar fiind de asemenea foarte bombat. Această specie a fost întâlnită în depozitele coblentziene din Germania și Maroc.

Superfamilia : *Calymenoide* Swinnerton 1915

Familia : *Homalonotidae* Chapman 1890

Subfamilia : *Homalonotinae* Huppé 1953

Gen : *Homalonotus* König 1825 (= *Koenigia* Sautter 1865)

Homalonotus vanuxemi Hall

(Pl. I, fig. 3)

Homalonotus vanuxemi Hall — Ch. Schuchert et al. (1913) Lower Devonian, pag. 496, pl. 86, fig. 13—15; pl. 90, fig. 3 (cu sinonimie și desoriere).

Pigidiu care apare în argilitele negre de la 1 045—1 048 m este mai mare decât cel figurat de Ch. Schuchert (1913) însă întrunește toate caracterele descrise de el. El prezintă un contur subtriangular; inelele axului în număr de 10—14 sunt orizontale; coastele laterale sunt mai lungi; prezintă o largă arcuire și sunt oblice pe ax. Suprafața testului este punctată. Întregul exemplar este turtit datorită presiunii.

Această specie este de vîrstă coblențiană și a fost întâlnită în America de N — regiunea Maryland, în Franța și Boemia.

Superfamilia : Proetoidae

Familia : **Proetidae** Hawle et Corda 1847

Subfamilia : *Proetinae* Hawle et Corda 1874

Gen : *Proetus* (Steiniger 1831) Richter 1913

Proetus aff. bohemicus Corda

(Pl. I, fig. 4)

Proetus bohemicus Corda — H. K. Erben (1951) pl. II, fig. 2; P. Hupé (1953, 1955), pag. 14, fig. 192, pag. 202, fig. 177/1.

Cephalonul găsit în argilitele negre de la 972—976 m prezintă caractere asemănătoare cu formele figurate de Hupé. Are însă ochii mai sus iar spinii mai arcuiți; probabil din cauza presiunii prezintă aceste deformări. Este o specie de vîrstă devonian-inferioară întîlnită în Boemia.

? PTEROPODE

Glasa : CONICONCHIA

Ordin : **Tentaculitida** Ljaschenko 1955

Familia : **Tentaculitidae** Walcott 1886

Gen : *Tentaculites* Schlotheim 1820

Tentaculites biannulatus Penneau

(Pl. III, fig. 1; Pl. V, fig. 1)

În marno-calcarele de la 648 m adâncime apare un exemplar al acestei specii care prezintă inele mari grupate câte 2 și între ele inele sau striații numeroase.

După cum arată J. Penneau (fide K. Zagora; 1964, pag. 1248) această specie apare în Devonianul superior din Franța.

Tentaculites bellulus var. *potomacensis* Prosser

(Pl. III, fig. 2, 4a; Pl. V, fig. 2a)

Tentaculites bellulus var. *potomacensis* n. var. — Ch. Schuchert et al. (1913) Middle Devonian, pag. 303, pl. XXXVIII, fig. 1—3.

Într-un nivel de calcare spătice lumașelice de la adâncimea de 672 m, au fost identificate prin studiul secțiunilor subțiri numeroase exemplare ale acestei specii. Cochilia este groasă, inelele robuste și ascuțite; iar spațile dintre inele sunt prevăzute cu striuri transversale. Această specie apare în America de N în formațiunea de Romney (Romney Formation, Hamilton member) ceea ce corespunde Givețianului.

Tentaculites conicus Roemer

(Pl. III, fig. 4a, 5; Pl. V, fig. 2b)

Tentaculites conicus n. sp. — A. Roemer (1854) pag. 80, pl. XII, fig. 20.

Această specie identificată tot prin studiul secțiunilor subțiri făcute în calcarul spatic lumașelic de la 672 m adâncime, are forma unui con larg. Inelele sunt numeroase, ascuțite și egal proeminente iar spațiile dintre inele sunt concave și ceva mai late decât inelele. A. Roemer a descris această specie din șisturile de Wissenbach din Festenburg — regiunea Harz.

*Tentaculites scalariformis Hall**Tentaculites scalariformis* Hall — R. C. Moore et al. (1952) pag. 460, 461, pl. 11—3; fig. 14 a, b.

În calcarul lumașelic de la adâncimea de 945 m apar cîteva exemplare de tentaculiți ce aparțin acestei specii. Cochilia are forma unui cilindru cu vîrful rotunjit. Inelele sunt dispuse în mod regulat iar interspațiile sunt mai late decât inelele. Această specie apare în Devonianul mediu din America de nord.

Tentaculites gyracanthus (Eaton)

(Pl. III, fig. 3; Pl. IV, fig. 5a; Pl. V, fig. 5)

Tentaculites gyracanthus (Eaton) — Gh. Schuchert et al. (1913) Lower Devonian, pag. 486, pl. LXXXVII, fig. 11 (cu sinonimie și descriere); R. C. Moore et al. (1952) pag. 460, 461, pl. 11—3, fig. 18; L. S. Davitashvili (1956), pag. 291, fig. 317.

Exemplare bine conservate ale acestei specii apar în argilitele negre din intervalele 1 092—1 094 m și 1 118—1 120 m. Cochilia în formă de con înalt are dimensiuni mari, 10—20 mm și este acoperită cu 2 feluri de inele. Spre vîrf apar numeroase inele de dimensiuni mici, iar spre partea orală între inelele mici la intervale mai mult sau mai puțin regulate apare și cîte un inel de dimensiuni mari.

Această specie apare din Silurianul superior și este întîlnită și în partea inferioară a Devonianului inferior.

Tentaculites ornatus Sowerby

(Pl. V, fig. 3)

Tentaculites ornatus Sowerby — Th. Văscăuțanu (1930) pl. IX, fig. 2; N. P. Linnov, V. V. Drușciț (1958), pag. 182, pl. I fig. 3—6; G. Gürich (1908) pag. 61, pl. 28, fig. 2.

Această specie prezintă o cochlile de dimensiuni medii, acoperită cu inele relativ mari și rare în jumătatea superioară a cochliei. Spațiile dintre inele sunt acoperite cu numeroase striuri transversale.

Apare în Silurianul superior și se menține și în Devonianul inferior — în Anglia, Bohemia, U.R.S.S., America de N.

Familia : **Homoctenidae** Ljaschenko 1955

Subfamilia : *Homocteninae* Ljaschenko 1955

Gen : *Homoctenus* Ljaschenko 1955

Homoctenus krestovnikovi Ljaschenko

(Pl. IV, fig. 3; Pl. V, fig. 6)

Homoctenus krestovnikovi Ljaschenko — N. P. Linnov, V. V. Drușciț (1958) pag. 183, pl. II, fig. 2.

Intr-un nivel de călcare negre spătice de la adâncimea de 624 m apar 2 exemplare de tentaculiți piritizați, la fel ca și ostracodele și brachiopodile cu care apar asociați. Dintre cele 2 exemplare numai unul este bine conservat și deci determinabil, totuși putem spune că și celălalt exemplar, cu toate că este deformat aparține aceleiași specii. Cechilia conică este acoperită cu inele relativ egale, subțiri și ascuțite. Spațiile dintre inele sunt mai late spre partea orală și egale cu inelele spre vîrf. Ceea ce deosebește însă exemplarul nostru de specia descrisă de G. Ljaschenko este faptul că cochlilia exemplarului nostru este curbată spre vîrf și cu inelele oblice. Nu credem că reprezintă o specie nouă ci considerăm că presunția este aceea care a deformat cochlilia.

Această specie caracteristică pentru Frasnian a fost întâlnită în Platforma rusă, Timan, Ural, Europa și America de N.

Subfamilia : *Uniconinae* Ljaschenko 1955

Genus : *Multiconus* Ljaschenko 1955

Multiconus sp.

(Pl. IV, fig. 5b; Pl. V, fig. 4)

Alături de celelalte specii de tentaculiți citate în argilitele negre de la 1118—1120 m apare și un exemplar pe care îl atribuim genului

LAZARINI

Con el fin de facilitar la ejecución práctica de los trabajos
de campo, se han elaborado los siguientes **PLANSATI**, que
constan de una serie de planos que representan la extensión
de los terrenos que se han dividido en cuadras y se han
determinado los límites de las mismas.

PLANŞA I

- Fig. 1a-b. — *Asteropyge (Rhenops) asiatica* (Vernueil), a, pigidium; b, glabellum.
Fig. 2. — *Asteropyge (Rhenops) hammerschmidti* R. et Emma Richter.
Fig. 3. — *Homalonotus vanuxemi* Hall.
Fig. 4. — *Proetus aff. bohemicus* Corda.

MAGDALENA IORDAN. Trilobiții și tentaculiții devonieni de la Mangalia.
Pl. I.



PLANSĂ II

PLANŞA II

Fig. 1a — b. — *Asteropyge (Metacanthus) prostellaps* R. et Emma Richter.

Fig. 2a — b. — *Asteropyge (Rhenops) eff. pectinata* (Röemer).

Fig. 3a — b. — *Asteropyge (Kayserops) kochi* (Kayser).

MAGDALENA IORDAN. Trilobiții și tentaculiții devonieni de la Mangalia.

Pl. II.



1a



1b



2a



2b



3a



3b

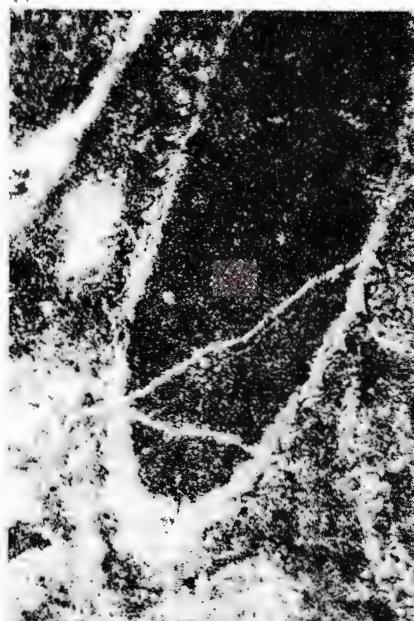
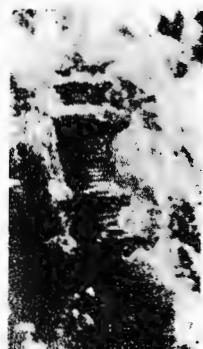
PLANSA III

(Continuare)

PLANŞA III

- Fig. 1. — *Tentaculites biannulatus* Peneau, $\times 5$.
Fig. 2. — *Tentaculites bellulus* var. *potomacensis* Prosser $\times 9$.
Fig. 3. — *Tentaculites gyracanthus* (Eaton) $\times 3$.
Fig. 4a. — *Tentaculites bellulus* var *potomacensis* Prosser $\times 20$.
Fig. 4b. 5. — *Tentaculites conicus* Roemer $\times 20$.

MAGDALENA IORDAN. Trilobiții și tentaculiții devonieni de la Mangalia.
Pl. III.



17.12.1931

PLANSĂ IV

PLANŞA IV

Fig. 1. — *Homoclenus* sp. $\times 50$.

Fig. 2. — *Homoclenus* sp. $\times 11$.

Fig. 3. — *Homoclenus krestovnikovi* Ljaschenko $\times 20$.

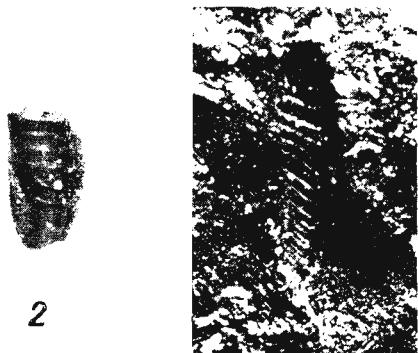
Fig. 4. — *Nowakia maureri* Zagora $\times 15$.

Fig. 5a — c. a, *Tentaculites gyracanthus* (Eaton); b, *Multiconus* sp.; c, *Camaroloechia daleidensis* Roeemer.

MAGDALENA IORDAN. Trilobiții și tentaculiții devonieni de la Mangalia.
Pl. IV.



1



2



4



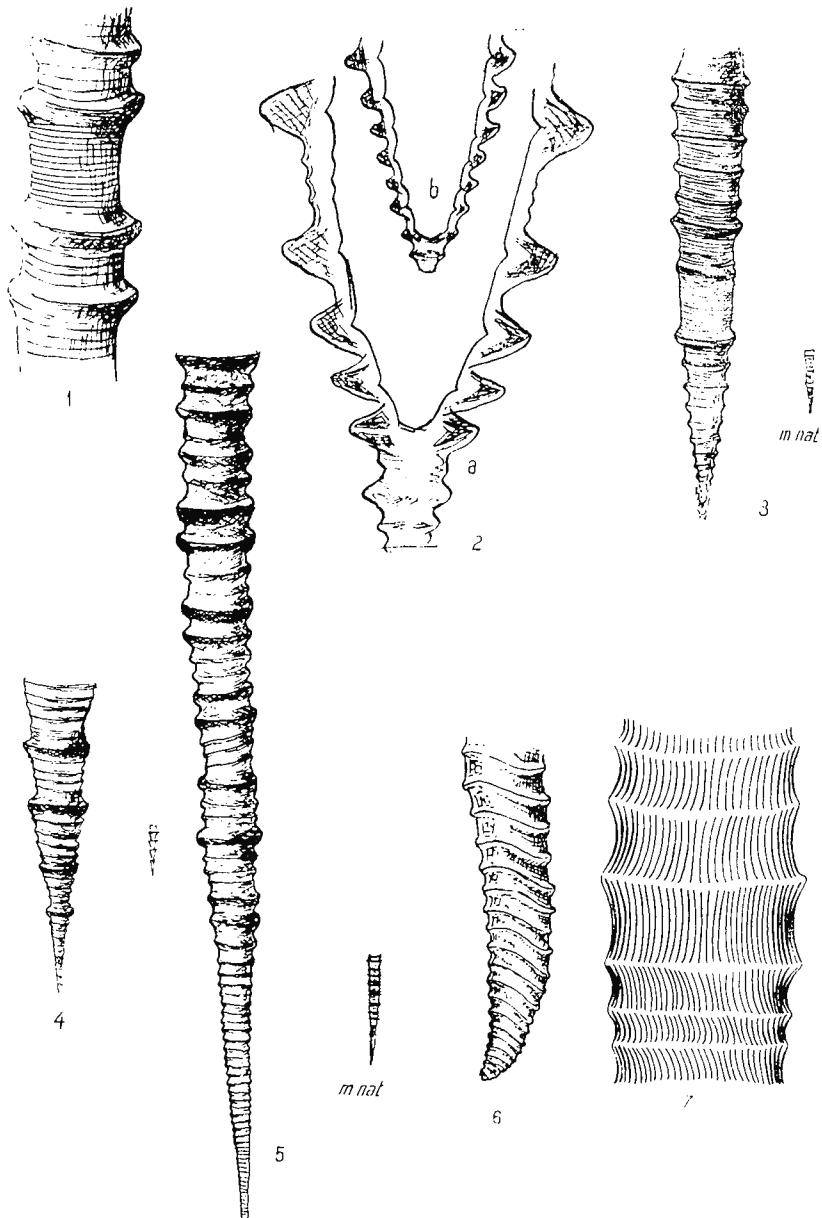
5

PLANSĂ V

PLANŞA V

- Fig. 1. — *Tentaculites biannulatus* P e n e a u .
Fig. 2. a — *Tentaculites bellulus* var. *polomaceensis* P r o s s e r .
Fig. 2b — *Tentaculites conicus* R ö e m e r .
Fig. 3. — *Tentaculites ornatus* S o w .
Fig. 4. — *Multiconus* sp.
Fig. 5. — *Tentaculites gyracanthus* (E a t o n).
Fig. 6. — *Homoclenus krestovnikovi* L j a s c h e n k o .
Fig. 7. — *Nowakia* aff. *acuaria* (R i c h t e r).

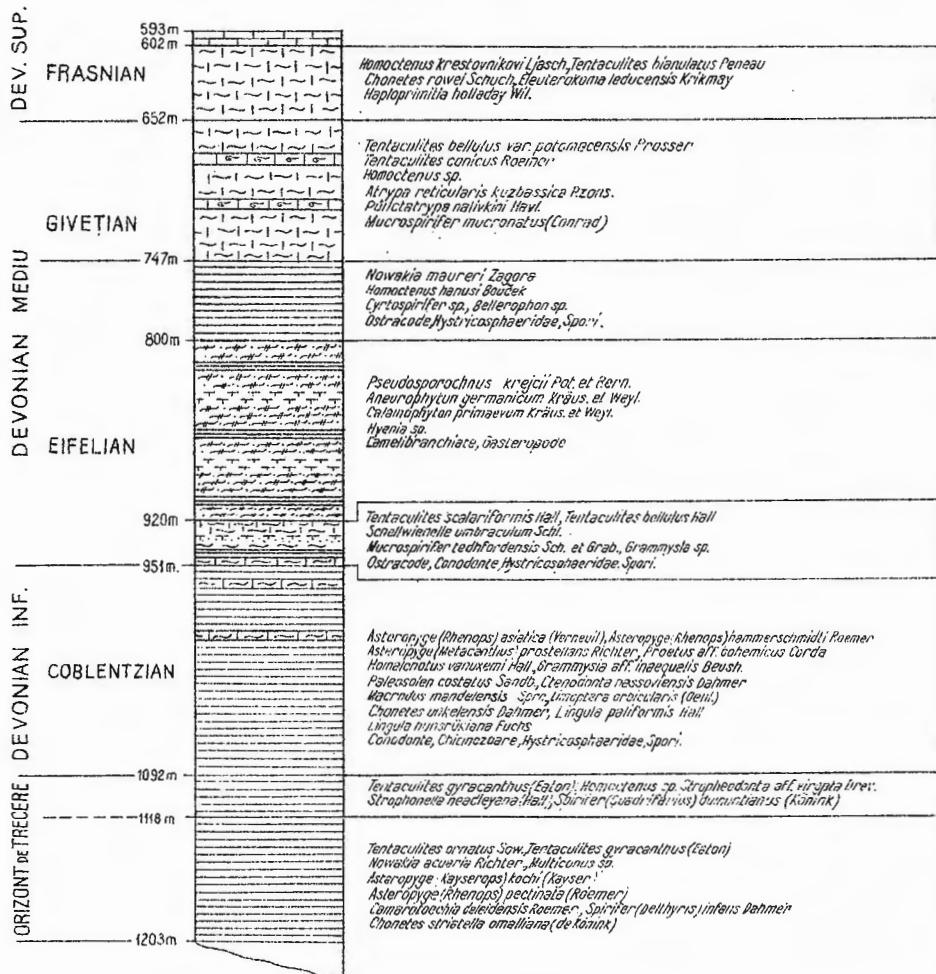
MAGDALENA IORDAN. Trilobiții și tentaculiții devonieni de la Mangalia.
Pl. V.



REPARTIȚIA TRILOBITILOR ȘI TENTACULITILOR ÎN COLOANA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR DEVONIENE DIN FORAJUL DELA MANGALIA

0 5 10 Km

MAGDALENA IORDAN: Considerații asupra Paleozoicului inferior din Forajul de la Mangalia pe baza studiului trilobitilor și tentaculitilor (Platforma moesică).



Calcaroneous bitumines



25 Marno calcar



3 Argillite nerry 4 Quar



5 *Gresie cuartilitică*

Multiconus. Cochilia de dimensiuni medii cu o formă generală conică, datorită caracterului specific al inelelor pare a fi constituită din mai multe conuri îmbucate unul în altul. Suprafața fiecărui con este acoperită cu numeroase inele mici separate prin spații egale și rotunjite iar spre partea superioară apar cîteva inele mari.

Ordin: *Nowakiida*

Familia: *Nowakiidae* Bouček et Prantl 1960

Subfamilia: *Nowakiinae* Ljashenko 1955

Gen: *Nowakia* Gürich 1896

Nowakia maureri Zagora

(Pl. IV, fig. 4)

Tentaculites acuaricus Richter. — O. Novák (1882), pl. XII, (I), fig. 5—9.

Nowakia maureri n. sp. — K. Zagora (1964), p. 1240, pl. III, fig. 4—5; pl. IX, fig. 4 (cu sinonimie și descriere).

În argilitete negre de la adâncimea de 773—775 m alături de numeroasele concrețiuni cărbunoase separate prin probele de micro, apar și cîteva exemplare de tentaculiti din care unele aparțin acestei specii. K. Zagora (1964) arată că *N. maureri* apare în partea inferioară a sîsturilor negre din Thuringia, adică reprezintă Eifelianul superior.

Nowakia aff. acuaria (Richter)

(Pl. V, fig. 7)

Tentaculites acuarius Richter. — O. Novák (1882) pag. 53—56, Pl. XII (I), fig. 11—25.

Nowakia acuaria (Richter). — B. Bouček, F. Prantl (1959) pag. 5; K. A. Tröger (1959), pag. 751, fig. 2; pag. 752, fig. 3—7; K. Zagora (1964), pag. 1236, pl. I, fig. 1—10; pl. II, fig. 1—2; pl. IX, fig. 3 (cu sinonimie și descriere); Janáček, J., Zikmundová, V. Holub (1965), pl. I, fig. 2, pl. II, fig. 2.

În argilitete negre din intervalul 1118—1120 m apare un fragment de *N. aff. acuaria*. Cochilia conică este ornată cu inele transversale relativ ascuțite și dispuse în mod regulat și cu striuri longitudinale, care brăzdează atât inelele cît și spațiile dintre ele.

Această specie este întîlnită în Silurianul superior și Devonianul inferior în Bohemia, Thuringia, Sardinia, etc.

BIBLIOGRAFIE

- Arabu M. N. (1931). Sur le Dévonien de la région du Bosphore (Turquie). *C. R., Somm. Séance Soc. Géol. France.* Paris.
- Arabu M. N. (1941). Observations sur la limite siluro-dévonienne. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVI (1937—1938). București.
- Barrois Ch., Pruvost P., Dubois G. (1920). Description de la faune Siluro-Dévonienne de Liévin. *Mém. Soc. Géol. du Nord* VI (II). 2. Lille.
- Gürich G. (1908). Leitfossilium. I. Kambrium und Silur. Berlin.
- Hupé P. (1933, 1955). Classification des Trilobites. *Ann. Pal.*, XXXIX. XLI. Paris.
- Innov N. P., Drușciț V. V. (1958) Osnoví Paleontologhia. *Moluskii-Golovanogchie.* II. Moscova.
- Maître Dorothée (1934). Études sur la faune de Calcaires Dévoiens du Bassin d'Ancenis. *Mém. Soc. Géol. du Nord.* XII. Lille.
- Moore R. C., Lalicker C. G., Fischer A. G. (1952) Invertebrate fossils. New York-Toronto-London.
- Novák O. (1882). Über böhmische thüringische Greifensteiner und Harzer Tentakuliten. *Beitr. Paläont. Österr.-Ung. u.d. Orients,* II, 1—2. Wien.
- Răileanu Gr., Semaka Al., Iordan Magdalena, Ali Mehmed-Dăneț Nurhan (1965). Le Dévonien de la Dobrogea Méridionale. *Asoc. Carpato-Balcanică. Congres VII. I/II.* Sofia.
- Răileanu Gr., Iordan Magdalena, Ali Mehmed-Dăneț Nurhan, Beju D. (1966). Studiul Devonianului din forajul de la Mangalia. *D. S. Com. Geol.* LII, 1, (1965). București.
- Richter R. (1916). Die Entstehung der abgerollten „Daleider Versteinerungen und das Alter ihrer Mutter-schichten“. *Jal. Preuss. Geol. R.A.I.* Berlin.
- Richter R., Richter Emma (1939). Trilobiten aus dem Bosporus-Gebiet. *Abh. Preus. Geol. Land. N. F.* 190. Berlin.
- Richter R., Richter Emma (1943). Trilobiten aus dem Devon von Marokko. *Senckenbergiana.* 26, 1/3. Frankfurt a.M.
- Roemer F. A. (1854) Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. *Paleontographica.* III. Cassel.
- Simionescu I., Cădere D. (1908) Notă preliminară asupra straturilor devonice din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* I.
- Simionescu I. (1924) Fauna Devonica din Dobrogea. *Mem. Sect. St. Acad. Rom. Seria III.* II. Mem. 1 București.
- Schuchert Ch., Swartz C. K., Prosser Ch., Rowe B., Kindle M. (1913) Maryland Geological Survey. Devonian. Baltimore.
- Tröger K. A. (1959) Zur Gliederung des Zeitraumes Silur-Mitteldevon im Vogtland und Osthüringen nach Tentaculiten. *Geologie.* 8, 7. 1959. Berlin.
- Văscăuțanu Th. (1930) Formațiunile siluriene din malul românesc al Nistrului, *An. Inst. Geol. Rom.* XV. București.
- Venkatachala B. S., Beju D. (1961) Asupra prezenței Devonianului în fundamental zonei Călărași. *Petrol și Gaze,* 12, 11. București.
- Verneuil E., in P. de Tchihatcheff (1869) Asie Mineure. Paris.

Zagora K. (1962) Zur biostratigraphischen Bedeutung der Tentaculiten im thüringischen Unter- und Mitteldevon. *Geologie*. 11, 5. Berlin.

Zagora K. (1964) Tentaculiten aus dem thüringischen Devon. *Geologie*. 13/10. Berlin.

Zikmundova Jana, Holub V. (1965) Valouny silurských a devonských vápenců v permokarbovu na Mladoboleslavsku. *Vestnik U. U. Geol.* XL. 3. Praha.

CONSIDÉRATIONS SUR LES DÉPÔTS PALÉOZOIQUES INFÉRIEURS DU FORAGE DE MANGALIA BASÉES SUR L'ÉTUDE DES TRILOBITES ET TENTACULITES

PAR
MAGDALENA IORDAN

(Résumé)

Dans la R. S. de Roumanie le Dévonien n'affleure qu'au N de la Dobrogea. On a signalé le Dévonien inférieur à Bujorele (I. Simionescu, D. Cădere, 1908) et le Dévonien moyen dans les collines de Mahmudia (O. Mirăuță, Elena Mirăuță, 1958).

Par des forages plus récents on a identifié le Dévonien supérieur dans le secteur valaque de la Plateforme moesienne, à Călărași (B. S. Venkatachala, D. Beju, 1961) et le Dévonien inférieur, moyen et supérieur dans le secteur dobrogéen de la Plateforme moesienne, à Mangalia (Gr. Răileanu et collab., 1965, 1966).

À Mangalia la sonde a été placée sur des formations miocènes ; elle a percé des dépôts sarmatiens, crétacé-supérieurs, jurassique-supérieurs et dévoniens (593—1 208,80 m).

L'analyse pétrographique et biostratigraphique faite antérieurement et complétée par l'ouvrage présent, met en évidence la présence du Frasnien inférieur, du Givétien, de l'Eifélien, du Coblenzien, du Gédinnien et de l'horizon qui fait transition du Silurien au Dévonien (couches de passage).

La colonne stratigraphique présentée met en évidence l'association des trilobites avec les tentaculites et avec les autres classes des invertébrés ainsi que leur importance pour la corrélation des dépôts traversés par le forage de Mangalia.

Dans les marno-calcaires de l'intervalle 602—652 m apparaissent les premières espèces de tentaculites : *Homocatenus krestovnikovi* Jas-

chenko, *Tentaculites biannulatus* Peneau, qui sont des formes caractéristiques pour le Frasnien. Elles sont associées aux brachiopodes (*Chonetes rowei* Schuchert, *Eleuterokoma ledoucenii* Krikmay et aux ostracodes (*Haploprimitia holladay* Wilson) également d'âge frasnien.

Dans les marno-calcaires de l'intervalle 652—747 m à intercalations lumachelliennes avec des brachiopodes (*Atrypa reticularis kuzbassica* Ržons., *Punctatrypa nalivkinii* Havl., *Mucrospirifer mucronatus* Conrad) et des entroques de crinoïdes on trouve de nombreux exemplaires de tentaculites. On a identifié les espèces: *Tentaculites bellulus* var. *potomacensis* Prosser, *T. conicus* Roemer, *Homocatenus* sp., qui indiquent le Givétien.

Les argilites noires de l'intervalle 747—800 m à nombreuses concrétions charbonneuses et pyriteuses contiennent quelques exemplaires de *Nowakia maureri* Zagora et *Homocatenus hanusi* (Bouček et Prantl) d'âge eifélien supérieur.

Les quartzites noirs et blancs de l'intervalle 800—920 m, à intercalations de grès et d'argilites avec des plantes (Psilophytale) et des restes indéterminables de lamellibranches et de gastéropodes, ne contiennent pas de tentaculites.

Les marno-calcaires de l'intervalle 920—951 m, à intercalations lumachelliennes avec des *Schellwienella umbraculum* Schil., *Mucrospirifer thefordensis* Schimper et Grabau, *Grammysia* sp., contiennent aussi des tentaculites tels *Tentaculites scalariformis* Hall. et *T. bellulus* Hall. L'association mentionnée indique l'âge eifélien de ce horizon.

Dans les argilites noires de l'intervalle 951—1 092 m on ne trouve plus de tentaculites, mais on remarque la présence des trilobites coblentziens et la prépondérance des lamellibranches par rapport aux brachiopodes.

Les glabelles et les pygidia identifiés appartiennent aux espèces: *Asteropyge (Rhenops) asiatica* (Verneuil), *A. (R.) hammerschmidti* Roemer, *A. (R.) pectinata* (Roemer), *A. (Metacanthus) prostellans* Richter, *A. (Kayserops) kochi* (Kaysner), *Homalonotus vanuxemi* Hall, *Proetus aff. bohemicus* Corda, qui sont d'âge coblenzien.

Les espèces de lamellibranches (*Grammysia* aff. *inaequalis* Beush., *Palaeosolen costatus* Sandb., *Ctenodonta nassoviensis* Dahmer, *Macroodus mandelensis* Dahmer, *Leioptera drevermanii* Sprn., *Limoptera orbicularis* Oehl.), de brachiopodes (*Chonetes unkelensis* Dahmer, *Lingula hunsrückiana* Fuchs, *Lingulella paliformis* Hall) et de conodontes (*Icriodus cymbiformis* Branson et Mehl, *Polygnathus permarginatus*

nata Branson) sont également d'âge coblentzien. Les caractères lithologiques ainsi que l'association faunique, en particulier les trilobites nous conduisent à l'idée que cet horizon a des affinités serrées avec le Coblenzien de la région du Bosphore.

Les argilites noires de l'intervalle 1 092—1 203,80 m de l'horizon subjacent contiennent un mélange de formes du Coblenzien, du Gédinnien et du Silurien supérieur.

Les tentaculites sont représentés par quelques formes du Silurien supérieur-Dévonien inférieur : *Tentaculites gyracanthus* (Eaton), *T. ornatus* Sow., *Nowakia aff. acuaria* Richter.

Les trilobites, ont encore été trouvés jusqu'à 1 144 m de profondeur. Il s'agit notamment de : *Asteropyge (Metacanthus) prostellans*, *A. (Rhenops) pectinata* (Roemer), *A. (Kayserops) kochi* (Kaysen).

Les brachiopodes (*Stropheodonta aff. virgata* Drev., *Strophonella headleyana* (Hall), *Spirifer (Quadrifarius) dumontianus* (Könink), *Spirifer (Delthyrs) infans* Dahmér, *Camarotoechia daleidensis* Roemer) et les lamellibranches (*Ctenodonta maureri varicosa* Beush., *Sphaenotus compactus* Dahmér, *Sanquinolaria compressa* Goldf.) indiquent des âges différents à partir du Silurien supérieur jusqu'au Coblenzien.

Les ostracodes, les hystricosphaerides et les spores indiquent le Silurien.

Cette association faunique de même que la continuité lithologique et l'uniformité des argilites noires nous mènent à l'idée que cet horizon dans l'ensemble représente un horizon de transition du Silurien au Dévonien.

Cet horizon de transition a été parallélisé avec les soi-disant „couche de passage“ signalées dans toutes les régions où il y a eu continuité de sédimentation entre le Silurien et le Dévonien (Massif Armoricain, Montagne Noire, Massif de Bohémie, Alpes Carniennes, région axiale des Pyrénées, région de Bosphore, Oural, Amérique du N.).

Nous considérons que l'horizon de passage de Mangalia, dont la limite inférieure n'a pas encore été atteinte et qui se présente sous faciès marin, est synchrone des „schistes de Méricourt“, des „schistes de Mondrepuits“ et des „Passage beds“. Nous croyons pourtant que ces „couches de passage“ ne représentent pas strictement le Gédinnien (le premier étage du Dévonien) mais un horizon bien individualisé par rapport au Gédinnien et qui fait le passage du Silurien au Dévonien.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Répartition des trilobites et des tentaculites dans la colonne stratigraphique des dépôts dévoniens du forage de Mangalia.

1, calcaires noirs, bitumineux ; 2, marno-calcaires ; 3, argilites noires ; 4, quartzites ; 5, grès quartzitique.

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LIII/1 (1965—1966)

STRATIGRAFIE

NOTĂ ASUPRA FORMAȚIUNILOR MEZOZOICE
DIN CURSUL SUPERIOR AL VAII CÎRLIBABA
(CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾

DE

I. MARINESCU, D. CRISTODULO, L. MICȘA²⁾

Abstract

The Mesozoic Formations in the Upper Basin of the Cîrlibaba Valley (East-Carpathians). The thick formation of sandstones and conglomerates covering the crystalline schists in the Măgura-Lucina syncline (East-Carpathians) previously considered to belong to the Cenomanian, and more recently to the Upper Cretaceous including the Turonian, is reported on paleontological grounds to the Aptian and Lower Albian.

În luna octombrie 1966 am efectuat o deplasare de cîteva zile în Bucovina, pentru a cerceta contactul dintre unitatea centrală și zona flișului intern din Carpații orientali. S-a căutat totodată să se întocmească un profil geologic pe valea Cîrlibaba și eventual pe valea Tibăului, în sectoarele în care acestea străbat sedimentarul mezozoic de pe unitatea centrală.

Lucrările de recunoaștere geologică a terenului au fost necesare, deoarece există o serie de nepotriviri între hărțile recente pe de o parte și cele ale cercetătorilor care au studiat regiunea văilor Bistrița Aurie, Tibău și Cîrlibaba cu 40 de ani în urmă, pe de altă parte.

La acestea s-ar adăuga și opinile unor autori sovietici, care ridică o nouă serie de probleme stratigrafice.

¹⁾ Comunicare în ședință din 22 aprilie 1966.

²⁾ Institutul de Cercetări și Proiectări Geologice — Ministerul Petrolului, Str. Toamnei, nr. 103, București.

Datele de teren au servit la actualizarea hărții geologice scara 1 : 100.000, foaia Moldova Sulița, care se află sub tipar.

Istoric. Informații interesante cunoscute din literatura geologică asupra regiunii văilor Cîrlibaba și Tibău apar încă din secolul trecut și se dătoresc lui A. Alth, care a găsit amoniți cenomanieni (*Mantelliceras mantelli*, *Puzosia planulata*, etc) și exemplare de *Exogyra columba*, în apropiere de muntele Iedu (Mic) faună care a fost descrisă de L. Szajnoch (1890).

Primele studii geologice mai sistematice au fost întocmite de C. M. Paul (1876), care cuprinde și o parte din regiunea recunoscută de noi. La Na lăurat H. Zapalovics (1886), care a cercetat o mare parte din Maramureș. Un studiu sistematic al Bucovinei a fost întocmit de V. Uhlig (1889), care a întreprins cîteva excursii și în regiunea Tibău-Cîrlibaba.

O hartă detaliată cuprinzînd marginea de NW a cuvetei externe din Bucovina a fost publicată de H. Vetter (1905) elevul lui Uhlig. Dar lucrarea de bază asupra regiunii dintre Bistrița Aurie și văile Tibău și Cîrlibaba, este aceea a lui Th. Kräutner (1930) care ne-a servit și nouă la întocmirea notei de față. Această lucrare a stat la baza hărții geologice a Republicii Socialiste România, scara 1 : 500.000, editată de Academia Republicii Socialiste România și Comitetul de Stat al Geologiei, precum și la întocmirea hărții geologice, scara 1 : 100.000 editată de I.L. Geo-M.I.P.C.

Dintre lucrările moderne, trebuie menționat studiul lui V. Mutihac¹⁾ asupra regiunii de la SE de Lucina și lucrarea lui I. Rădulescu²⁾, care a studiat mai ales șisturile cristaline din regiune, atingînd și sedimentarul.

Formațiunile din cursul superior al văii Cîrlibaba și mai ales zona flișului intern a făcut obiectul studiului lui E. German, care s-a întins pînă la granița de Națării³⁾.

¹⁾ V. Mutihac. Raport geologic asupra zonei Breaza-Lucina 1962. Arh. Inst. Geol.

²⁾ I. Rădulescu. Raport geologic asupra sectorului Lucina-Bahna (Carpații orientali). 1962. Arh. Com. Stat. Geol.

³⁾ E. German. Raport geologic pe anul 1957. Arh. Min. Petrolului.

Sedimentarul din cursul superior al văii Cîrlibaba a fost menționat într-un articol de către N. I. Mașlacova și V. Cernov (1965), care semnalează prezența Turonianului pe această vale.

Lucrările de sinteză asupra geologiei Carpaților orientali ale lui I. Băncilă (1958, 1965), cuprind și regiunea cercetată de noi.

Geologia regiunii

Stratigrafia. Cristalin. Șisturile cristaline din regiunea Bistrița Aurie-Cîrlibaba-Țibău, formează de fapt o zonă întinsă, care reprezintă totodată și substratul depozitelor sedimentare din bazinile Țibău și Măgura Lucina. În afară de șisturile sericito-cloritoase, filite și micașisturi care abundă, seria rocilor cristalofiliene mai cuprinde cuarțite negre și calcare cristaline, care apar și pe văile Cîrlibaba (vezi fig.) și Țibău (Th. Kräutner, 1930).

Triasic. Depozitele triasice apar în bazinul văii Cîrlibaba, având aceeași coloană stratigrafică ca și pe flancul extern al sinclinalului Rărău (Th. Kräutner, 1930).

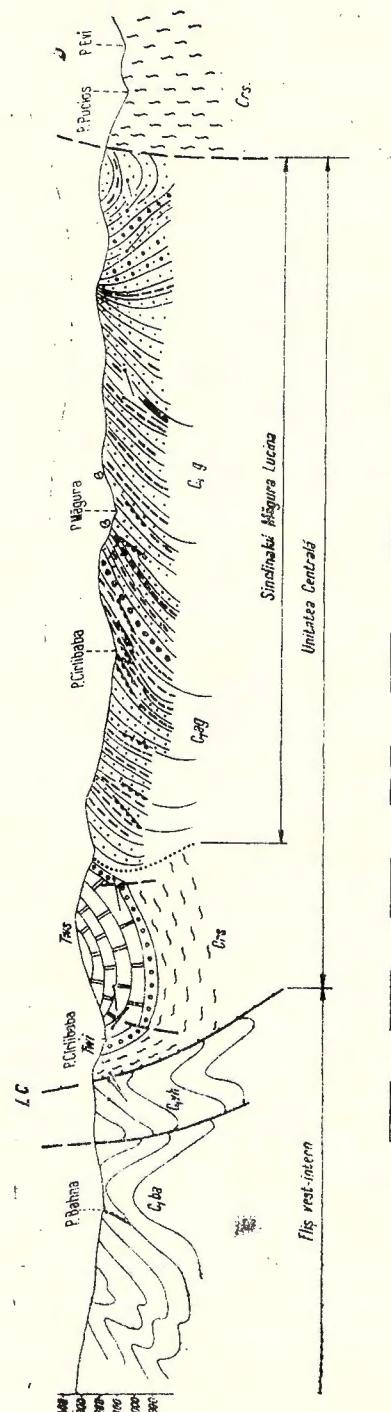
Werfenian inferior. În baza Triasicului apare un pachet de conglomerate cu elemente de cuarțite albe, șisturi cristaline etc., având un ciment roșiatic, identice cu cele descrise în Rărău (Th. Kräutner, 1930), Tulgheș (I. Atanasiu, 1927) și Hăghimaș-Ciuc (I. Băncilă, 1941, 1958).

Iviri de conglomerate tip Verrucano se situează în aval de lama de cristalin de pe valea Buhăescu (obârșia Cîrlibabei) și pe pîrîul Cernovodata, sătind discordant pe șisturi cristaline (pl. II).

Werfenian superior—Anisian. Peste conglomerate stau dolomite cenușii-albicioase, prin care valea Buhăescu (obârșia Cîrlibabei) tăie un adevarat defileu. Vîrstă lor a fost stabilită de I. Atanasiu (1927).

Ladinian. Succesiunea Triasicului se încheie cu calcare roșii caracteristice, care stau pe dolomite și apar în versantul drept al văii Buhăescu, amont de barajul de plute (din amont).

Jurasic. Unele conglomerate cu elemente rulate de ouarț și calcar (Ø = 1 cm), legate cu ciment grezos gălbui ar putea să aparțină Dogerului. Acestea apar pe valea Buhăescu la E de lama de șisturi cristaline și în vecinătatea barajului de plute (din amont).



Profil geologic pe valea Cârilibaba. Cursul superior. Unitatea centrală.

Cretacic; C₁ag, Aptien – Albian, marnă, gresiu, conglomerat, siderite; Trias: Tws, Werfian superior – Anisian, dolomite și calcare dolomitice; Twi, Werfian inferior, conglomerat tip verucano; Crs, sisturi cristaline. Unitatea vest – internă: C₁ba, filii marnos – grezozi; C₁v1, strata de Sinaia.

Profil geologic dans la vallée Cârilibaba. Cours supérieur. Unité centrale.

Crétacé: C₁ ag, Aptien – Albian, marnes, grès, conglomerats, sidérites ; Trias: Tws, Werfien supérieur – Anisien, dolomies et calcaires dolomitiques ; Twi, Werfien inférieur, conglomerats type verucano ; Crs, schistes cristallins. Unité ouest – interne : C₁ba, flysch marneux – gréseux ; C₁v1, couches de Sinaia.

Cretacic. Depozitele cretacice se repartizează la două unități, astfel că cele mai externe aparțin zonei flișului (unitatea vest-internă), iar cele situate pe Cristalin și Triasic, țin de zona cristalino-mezozoică (unitatea centrală).

a) *Zona Flișului. Valanginian-Hauterivian.* La E de unitatea centrală (cristalino-mezozoică) se dezvoltă zona flișului, tăiată de valea Cîrlibaba la obîrșie, în care apar depozite neocomiene reprezentate prin strate de Sinaia. Acestea sunt alcătuite din calcar sublitografice gri-albicioase cu diaclaze de calcit, marnocalcare negricioase, cu calcit pe diaclaze și grezocalcare gri-negricioase dure, intercalate cu șisturi argiloase, intunecate. Cu acest aspect, stratele de Sinaia apar pe valea Buhăescu, fiind deschise de la confluența Bahnei cu pîrîul Bobeica, pînă în dreptul lamei externe de șisturi cristaline. De la stăvilarul de plute (de sus) spre aval, pînă mai jos de confluența văii Cîrlibaba cu pîrîul Cernovodata, stratele de Sinaia lipsesc. În acest sector se dezvoltă Apțianul, aşa cum apare pe harta lui Th. Kräutner (1930) și nu cum este figurat pe harta lui E. German¹⁾.

Aparițiile de strate de Sinaia de pe valea Cîrlibaba, la gura pîrîului Puciosu de la limita de W a Cristalinului cu sedimentarul, ca și cele de pe valea Tibăului, pe pîrîul Ursului amont de gura pîrîului Printre Stînci, figurate pe harta lui Th. Kräutner (1930), aparțin de fapt Apțianului. Rezultă deci că stratele de Sinaia nu apar în sinclinalul Măgura-Lucina de pe unitatea centrală, ci numai la E de aceasta, în zona flișului.

Barremian-Aptian. S-a atribuit Barremian-Apțianului o serie de fliș, care urmează peste stratele de Sinaia, fiind alcătuită dintr-o alternanță deasă de gresii fine micacee cenușii, cu rare diaclaze cu calcită, intercalate cu argile șistoase-foioase. Acestea apar în cotul pîrîului Bahna, amont de confluența cu pîrîul Bobeica.

b) *Zona centrală. Aptian-Albian inferior.* Discordant și transgresiv peste șisturile cristaline și peste depozitele triasice stă o serie sedimentară, caracterizată prin prezența în bază a unui nivel de conglomerate verzui-oliv, care suportă gresii cenușii dure, verzui cu bob fin,

¹⁾ E. German. *Op. cit.* pag. 390

cu impresiuni de plante. Acestea trec în sus la gresii micacee, moi, groase sub 10 cm, gălbui-ruginii, cu sedimentație ritmică și hieroglife.

În apropierea confluenței văii Cîrlibaba cu pîrîul Cernovodata, între gresii apar intercalate marnocalcare brune sideritice. Acestea împreună cu gresiile ruginii cu stratificație ritmică, trec în sus la gresii grosiere și chiar la microconglomerate cu elemente verzui. Gresiile trec la marne grezoase în plăci paralele cu stratificația, de culoare cenușie-oliv, intercalate cu marne.

Pe valea Cîrlibaba, la confluența pîrîului Șomoniag, lîngă stăvilarul de plute din aval, apar conglomerate cu elemente de șisturi cristaline, intercalate cu gresii grosiere, amintind stratele de Ceahlău-Zăganu.

În aval de gura pîrîului Șomoniag, în albia pîrîului Cîrlibaba stau gresii fin micacee în plăci, marne grezoase și microgresii cu resturi de plante bine conservate. Pe aceste gresii și microgresii micacee, am găsit impresiunea unui rest de amonit, care pare să aparțină genului Puzosia (pl. I, fig. 2).

La cîteva zeci de metri în aval am colectat de pe o microgresie plăcoasă, impresiunea unui amonit, care a fost determinat ca *Acanthohoplites cf. aschiltensis* Antl., caracteristic pentru Aptianul superior (pl. I, fig. 1 a—b).

La gura pîrîului Zuravnei se dezvoltă gresii dure micacee și microconglomerate, dispuse în bancuri decimetrice, pe care le considerăm că aparțin Albianului inferior.

În aval de microconglomerate, apar iarăși gresii mai fin micacee, marne grezoase și microgresii. Pe măsură ce ne apropiem de limita cu șisturile cristaline, acestea conțin numeroase concrețiuni reniforme de pîrită și marcasită, care se oxidează în ruginiu. Între marne reapar strate de microconglomerate cu grosimi sub 10 cm.

Din examinarea fosilelor și a succesiunii stratigrafice rezultă că întreg complexul de pe valea Cîrlibaba aparține Aptianului și cel mult Albianului inferior, aşa cum a arătat Th. Kräutner (1930) și nu Cenomanianului (H. V. Zapadowicz, 1886). Întrucît impresiunile de amoniți, găsite în partea mijlocie a complexului fixeză vîrstă acestuia la Aptian superior — Albian inferior, considerăm că vîrsta turoniană, atribuită de N. I. Maslakova și G. V. Cernov, (1965) apare eronată. De asemenea facem rezerva cuvenită asupra prezenței Eo-

cenului în profilul văii Cîrlibaba, aşa cum apare pe harta lui C. Ionescu (1961)¹⁾.

Cretacic superior. Turonian-Senonian. Pe valea Cîrlibaba, Turonian-Senonianul în faciesul pelagic al marnelor de Puchow, n-a fost întâlnit. La NW, pe valea Tibăului am recunoscut aparițiuni frecvente, în aval de gura pîrului Leliștii. În această zonă, Cretacicul superior este alcătuit din marne și marne grezoase roșii-vișinii, cu diaclaze pline cu calcit și oglinzi de fricțiune.

Alte aparițiuni de marne roșii au fost întâlnite pe valea Ursului amont de gura pîrului Printre Stînci, la marginea Cristalinului, precum și pe acest din urmă pîrîu, aproape de limita Cristalin-Cretacic.

Tectonica. Valea Cîrlibaba străbate două unități structurale principale din Carpații orientali, adică unitatea centrală și flișul vest-intern. Raportul între aceste două unități este de încălecare (I. Băncilă, 1958, 1965), astfel că unitatea centrală apare șariată peste flișul cretacic inferior, de-a lungul liniei centrale. Datorită unei tectonici subhercinice, linia centrală prezintă în unele sectoare o serie de decoroșări, efectul unor fălii transversale. Una din aceste fălii apare și la obîrșia văii Cîrlibaba, pe valea Buhăescu, și o denumim falia Cîrlibaba. Din cauza acestei fălii, lama de Cristalin din aval de confluența Bahnei cu pîrul Bobeica reapare în pîrul Cernovodata.

În tot lungul liniei centrale în fața acesteia apar strate de Sinaia cu calcare sublitografice (pl. II).

În interiorul unității centrale se observă clar sinclinalul marginal Măgura-Lucina. Pe aripa exterñă apare Triasicul, care la rîndul său stă pe șisturi cristaline. Acestea sunt încălcate peste stratele de Sinaia din zona flișului.

În valea Cîrlibaba, flancul de NE al sinclinalului Măgura-Lucina, pare lipsit de o falie longitudinală față de substratul precretacic, dar depozitele Aptian-Albianului sunt răsturnate. Înclinările constante către E ale straturilor și hieroglifele superioare sugerează o împingere „à rebours“ către W și SW. Mai mult chiar, în valea Cîrlibaba, gresiile și conglomeratele de la gura pîrului Zuravna apar redresate la verticală, ceea ce sugerează prezența unor fălii locale, în interiorul sedimentarului.

¹⁾ C. Ionescu. Raport geologic 1961. Arh. Com. Stat Geol.

Contactul Cretacic-Cristalin, din aval de gura pîrului Puciosu, adică pe flancul intern de SW al sinclinalului, este tectonic, datorită unei falii cvasilongitudinale. Către N, la obîrșia Tibăului pe pîrul Printre Stînci, între șisturile cristaline și gresiile apțian-albiene par să existe raporturi normale.

În orice caz, numai o cercetare sistematică a întregului sinclinal între Lucina și valea Ursului (granița de N) ne poate oferi o imagine structurală mai completă a sedimentarului de pe unitatea centrală.

Concluzii. Din cele arătate, asupra profilului geologic al văii Cîrlibaba, rezultă următoarele :

Umplutura sinclinalului Măgura-Lucina este formată din depozite care aparțin după faună Apțianului superior, cu caracter flișoid, a căror vîrstă a fost dovedită paleontologic. Nu am putut identifica în valea Cîrlibaba formațiuni cretacic-superioare sau eocene, care să aparțină sinclinalului sus menționat ;

La E și NE de sinclinalul Lucina-Măgura, se dezvoltă zona flișului cu strate de Sinaia și depozite barremian-apțiene în facies de fliș, care nu apar pe unitatea centrală. În stratele de Sinaia apar erupții de diabaze, din care rezultă fragmente ce se întâlnesc pe valea Buhăescu ;

Cretacicul superior de pe unitatea centrală este dezvoltat în faciesul marnelor roșii de tip Puchow, care nu apar pe valea Cîrlibaba, ci numai în bazinul Tibăului ;

În comparație cu sinclinalul Rărău, sinclinalul Măgura-Lucina are o poziție mai internă, deoarece flancul său de SW, nu se sprijină pe depozite triasice ca în Rărău, ci direct pe cristalin. Depozitele triasice care se continuă din Rărău se întâlnesc numai pe flancul de NE al sinclinalului. Umplutura cretacică a acestuia este sinordonă cu cea din Rărău și din Hăghimaș-Ciuc. Erupțiile de diabaze din zona flișului care s-au manifestat în timpul depunerii stratelor de Sinaia au continuat și în Apțian, deoarece apar în versantul stîng al văii Cîrlibaba ;

Din punct de vedere structural, sinclinalul Măgura-Lucina aparține unității Centrale, care încalcă spre E peste flișul vest-intern. În interiorul sinclinalului, care este răsturnat „à rebours“ deci către SW, apar o serie de falii secundare locale, iar altele chiar pe flancul de SW al sinclinalului, la contactul cu șisturile cristaline.

PLANŞA I

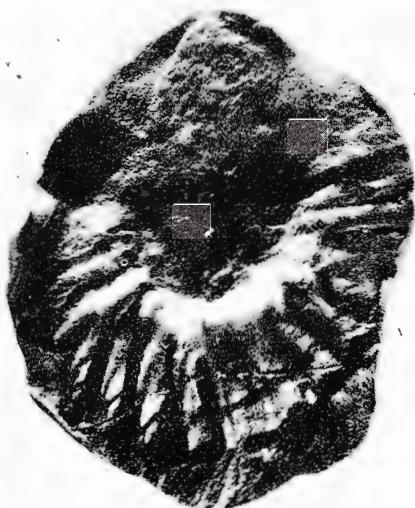
PLANŞA I

- Fig. 1. — *Acanthohoplites cf. aschillaensis* A n t h , a, impresiuni ; b, mulaj.
Acanthohoplites cf. aschillaensis A n t h , a, impressions ; b, moule.
- Fig. 2. -- Impresiune de *Puzosia* sp.
Impression de *Puzosia* sp.

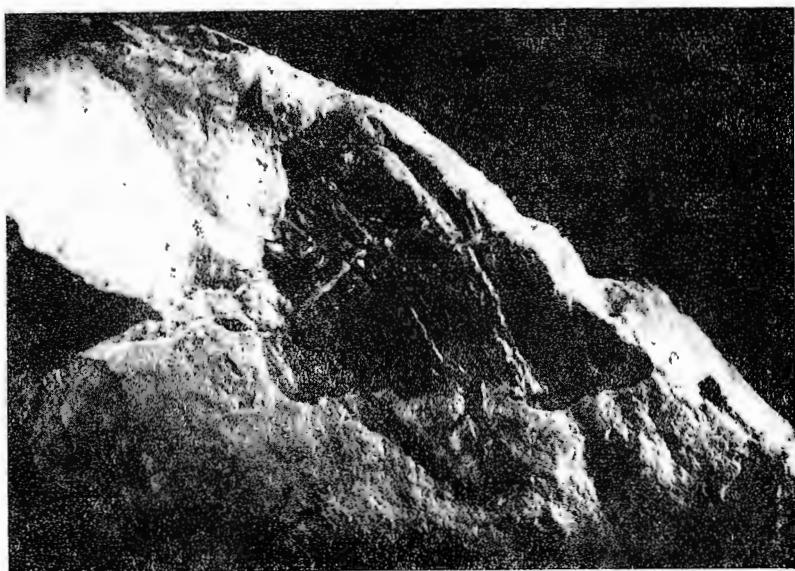
I. MARINESCU, D. CRISTODULO, L. MICŞA. Mezozoicul din valea Cîrlibaba.
Pl. I.



1a



1b



2

Comitetul de Stat al Geologiei. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIII/1

I. Marinescu, D. Cristodulo și L. Micsă

SCHITA GEOLOGICĂ A VĂII CÎRLIBABA (CURSUL SUPERIOR)

0 - 500 1000 1500

1965

Creasta Stara Vipcina

m. Obcina Bâtrină

25

p. Băvălieșca

p. Tibău

m. Măgura

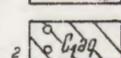
p. Măgura Mare

LEGENDA

UNITATEA CENTRALĂ

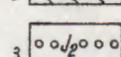
GENOMANIAN

Marne roșii tip Puchow



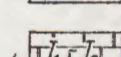
APTIAN-ALBIAN INFERIOR

Mărme (± siderite), gresii, conglomerate



DOGBER (?)

Conglomerate



TRIAS INFERIOR-MEDIU

Dolomite și calcare dolomitice
(Werfenian superior - Antisan)

TRIAS INFERIOR

Conglomerate tip Verrucano (Werfenian)

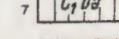


Sisturi cristaline



BARREMIAN-APTIAN

Flis marno-grezos



VALANGINIAN-HAUTERIVIAN

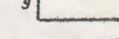
Strate de Sinaia

FLISUL VEST-INTERN

CUATERNAR



Aluvioni, eluvii



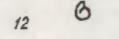
Fissure



Linie de scarpă (linia centrală)



Punct fosilifer



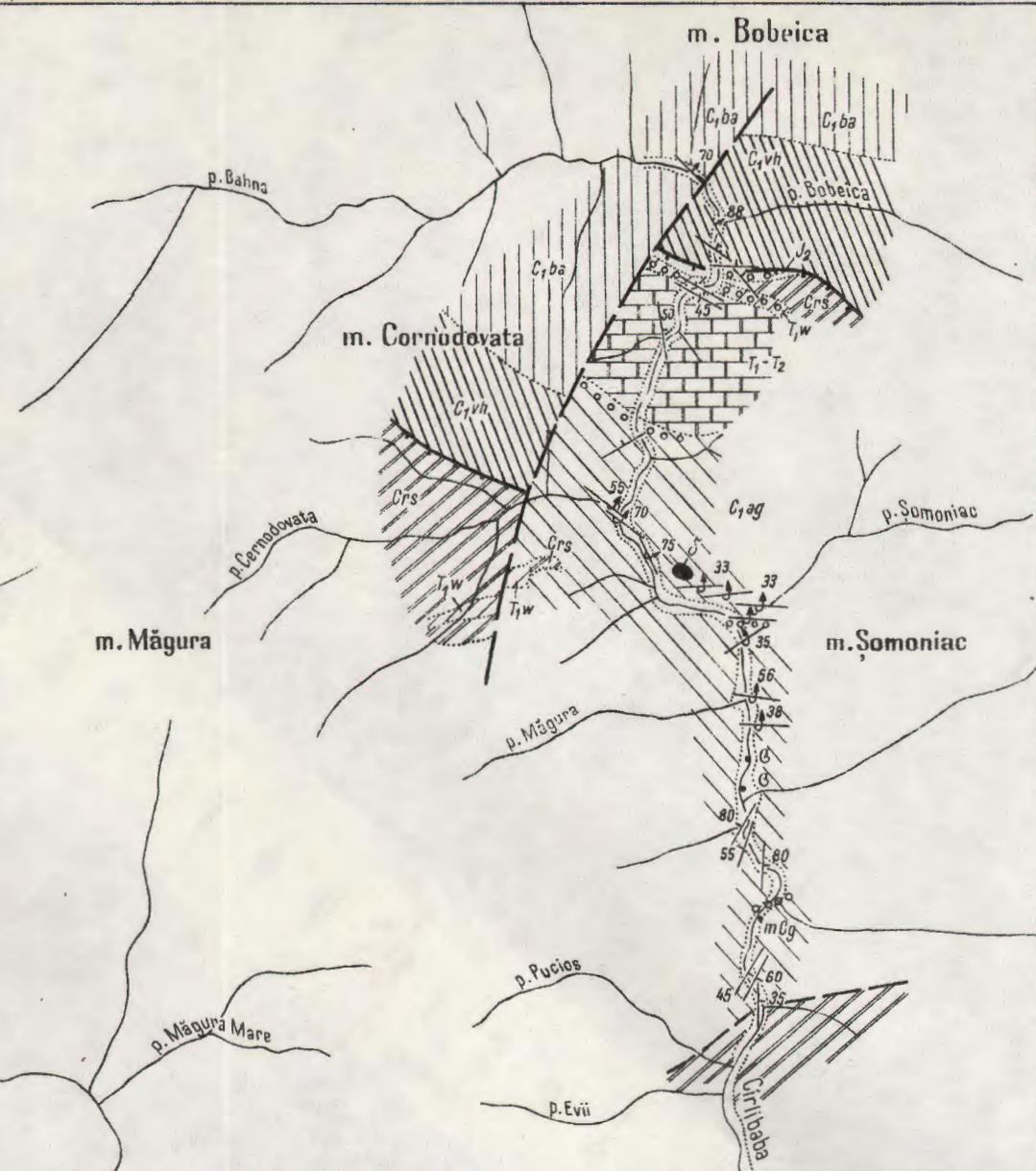
ERUPTIV BAZIC



Diabaze, spilite

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Dări de seamă vol. LIII/1

Imprim. Atel. Inst. Geol.



BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1927) Étude géologique dans les environs de Tulgheş (Neamă). *An. Inst. Géol. Roum.* XIII. Bucureşti.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghmaş-Ciuc. *An. Inst. Géol. Roum.*, XXI. Bucureşti.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Edit. Știinţifică. Bucureşti.
- Băncilă I. (1965) Sur la tectonique des Carpates Orientales. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. VII Congres. Sept. 1965.* Rep. Part. I. Sofia.
- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriţei Aurii, văii Tibăului și Cîrlibabei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV (1926—1927). Bucureşti.
- Maslakova N. I., Cernov G. V. (1965) *Gheologhia i razvedka*, nr. 1. Kiev (Trad. N.G.G., I.L. Geo-M.I.P.C., Bucureşti).
- Paul C. M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jber. d. k. k. geol. R. A.* Wien.
- Szajnocha L. (1890) Über eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina. *Uehr. d. geol. R. A.* Wien.
- Uhlig V. (1889) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. *Sitzungsb. d. k. Akad. d. W. Natw. Kl.* Wien.
- Vetters H. (1905) Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina. II. Das NW Ende der bukowinischen Randmulde. *Jber. d. k. k. geol. R. A.* Wien.
- Zapalowicz V. H. (1886) Geologische Skizze des östlichen Theiles des Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpaten. *Jber. d. k. k. geol. R. A.* Wien.

NOTE SUR LES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES SITUÉES SUR LE COURS SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DE CÎRLIBABA (CARPATES ORIENTALES).

PAR

I. MARINESCU, D. CRISTODULO, L. MICSA

(Résumé)

La vallée de Cîrlibaba offre une admirable coupe géologique dont les dépôts sédimentaires appartiennent au Trias, au Jurassique (?) et au Crétacé.

Le Trias repose d'une manière discordante et transgressive sur le soubassement cristallin. Il comprend à la base un horizon de conglomérats du type Verrucano à éléments de quartz et à ciment gréseux violacé attribué au Werfénien inférieur (couches de Seiss), ceux-ci passent graduellement, par l'intermédiaire de grès quartzeux, aux dolomies massives d'âge

werfénien supérieur-anisien ; la vallée du Buhăescu (origine de Cîrlibaba) y entaille un canyon de dimensions réduites. Suivent des calcaires rouges caractéristiques attribués au Ladinien.

Le Jurassique y est représenté par un horizon de conglomérats à éléments de quartz, de calcaires, de schistes cristallins, à ciment gréseux jaunâtre, qui appartient probablement au Dogger. Pourtant la présence de celui-ci dans la région n'est que probable.

Le Crétacé de la vallée de Cîrlibaba appartient à deux unités, notamment : la zone du flysch interne située à l'E et au NE (vers l'origine de la vallée) et la zone centrale (cristallino-mésozoïque) située à l'W et au SW (cours supérieur et moyen).

Dans la zone du flysch interne affleurent les couches de Sinaia-Rahov d'âge valanginien-hauterivien à calcaires sublithographiques, des schistes et des grés-calcaires (ruisseau Bobeica) qui supportent un flysch marno-gréseux barrémien-aptien (ruisseau Bahna).

Le Crétacé de la zone centrale est formé par des conglomérats de base verdâtre-olive, qui supportent une série flyschoïde avec des grès cendré verdâtre à empreintes de plantes. Ces derniers passent aux grès mica-cés tendres jaune rouille, dont les épaisseurs sont inférieures à 10 cm, à intercalations de sidérites brunes et à sédimentation rythmique. Ceux-ci alternent avec des marnes gréseuses cendrées en plaquettes à microgrès à impressions de plantes admirablement conservées. Parfois apparaissent également des conglomérats et des bancs de grès grossiers qui rappellent les couches de Ceahlău.

Vers la partie moyenne de la série crétacée, les microgrès en plaquettes, offrent deux impressions d'ammonites, dont l'une appartient au genre *Puzosia*, et l'autre à l'espèce *Acanthohoplites cf. aschiltensis* Ant., espèce de l'Aptien supérieur.

On a attribué à l'Albien inférieur les conglomérats et les grès qui suivent, situés en aval. La présence des ammonites mentionnées infirme l'âge turonien attribué par les auteurs soviétiques à cette série flyschoïde, ainsi que l'âge éocène attribué par quelques géologues roumains.

Le Crétacé supérieur n'apparaît, dans la région, que sous faciès de marnes rouges du type Puchow, identifiées dans la Valea Tibăului, au N de la vallée de Cîrlibaba.

Au point de vue tectonique, la Vallée de Cîrlibaba traverse deux unités principales des Carpates Orientales, notamment : l'unité centrale

(cristallino-mésozoïque) et l'unité du flysch interne. Ces deux unités se trouvent en rapports de chevauchement : l'unité centrale chevauche le flysch interne à couches de Sinaia-Rahov, leur contact étant représenté par la ligne centrale.

Le Crétacé de l'unité centrale forme le synclinal de Măgura-Lucina, au flanc NE (externe) déversé „à rebours“ vers le SW où une faille locale sépare les formations sédimentaires du soubassement cristallin.

Au point de vue structural, le synclinal de Măgura-Lucina a une position plus interne (occidentale) par rapport au synclinal de Rărău.

Les couches de Sinaia n'affleurent pas dans l'unité centrale, car elles ne caractérisent que l'unité du flysch ouest interne.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la vallée Cîrlibaba (cours supérieur).

Unité centrale. 1, Cénomanien, marnes rouges de type Puchow ; 2, Aptien-Albien inférieur, marnes (\pm sidérites), grès, conglomérats ; 3, Dogger (?), conglomérats ; 4, Trias inférieur-moyen, dolomies et calcaires dolomitiques (Werfénien supérieur-Anisien) ; 5, Trias inférieur, conglomérats de type Verrucano (Werfénien) ; 6, schistes cristallins. Flysch ouest-interne ; 7, Barrémien-Aptien, flysch marno-gréseux ; 8, Valanginien-Hauterivien, couches de Sinaia. Quaternaire ; 9, alluvions, éluvions. 10, failles ; 11, ligne de charriage (ligne centrale) ; 12, point fossilifère. Éruptif basique ; 13, diabases, spilites.

STRATIGRAFIE

CRETACICUL SUPERIOR DIN VALEA CERNEI
ȘI DATE NOI PRIVIND TECTONICA MUNTILOR CERNEI
(BANAT)¹⁾

DE
S. NĂSTĂSEANU²⁾

Abstract

The Upper Cretaceous of the Cerna Valley Basin (Banat). The stratigraphic separation of the Upper Cretaceous in the Cerna Valley Basin, and the various evolution stages of the East Carpathians geosyncline is presented. Thus are pointed out: the Vraconian and Cenomanian transgressions as a result of the Austrian phase; the eugeosyncline character of the Turronian sedimentation, associated with the basic igneous rocks (effect of the Subhercynian phase) and the Paleogene (?) transgression as a result of the Laramian phase. Connected with the palaeogeographic evolution in the inner part of the Danubian Realm, a new hypothesis is suggested regarding the place of formation of the Severin Nappe deposits, respectively in the outer part of this realm.

În bazinul văii Cerna s-a atribuit Cretacicului superior o serie de depozite grezo-conglomeratice, denumite „Flisul de Arjana“ (Al. Codarcea, 1940). Într-o lucrare recentă, s-a adus o completare la cunoașterea Cretacicului superior din această regiune (Al. Codarcea și colaboratori, 1965).

Cercetările întreprinse în anul 1965, au adus o serie de date noi în legătură cu succesiunea stratigrafică a Cretacicului superior. Importanța rezultatelor obținute constă în faptul că oferă o bază stratigrafică documentată în vederea rezolvării problemelor tectonice în special și a evoluției paleogeografice în general.

¹⁾ Comunicare în ședință din 1 aprilie 1966.

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

În cele ce urmează autorul va prezenta numai două profile geologice reprezentative prin Cretacicul superior și va trage concluziile ce se desprind, rămînînd ca în cadrul unei lucrări mai ample să se extindă regional noua concepție rezultată.

Cretacicul superior

Caracterele stratonomice și petrografice ale depozitelor cretacic-superioare permit stabilirea a trei faze de evoluție: faza de prefliș, faza de Wildflysch și faza de fliș.

Prefliș. Transgresiv pe depozitele Cretacicului inferior sau pe formațiuni mai vechi se dispune, în valea Cernei (fig. 1), o serie predominant marno-calcaroasă de culoare cenușie-negricioasă, groasă de 100—150 m (b). Seria aceasta are un aspect litologic uniform aproape pe toată grosimea, numai în partea sa bazală pe o grosime de 5—50 m se observă calcare

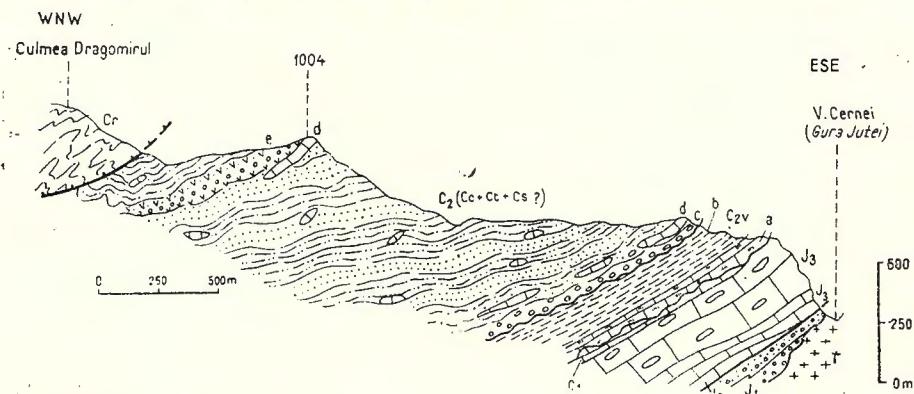


Fig. 1. — Profil geologic pe malul drept al văii Juta.

Y. granit de Cerna; J₁. Lias; J₂. Dogger; J₃. Malm; C₁. Cretacic inferior; C₂v. prefliș (Vraconian); a. calcare cu accidente silicioase; b. marnocalcare cu Inocerami; C₂ (Cc + Ct + Cs?); Wildflysch (Cenomanian-Turonian-Senonian (?)); c. conglomerat basal; d. olistolite; e. serie ophiolitică; Cr. Cristallin gâtic.

Profil géologique sur la rive droite de la Vallée Juta.

Y. granite de Cerna; J₁. Lias; J₂. Dogger; J₃. Malm; C₁. Crétacé inférieur; C₂v. préflysch (Vraconien); a. calcaires à accidents siliceux; b. marnocalcaires à Inocérames; C₂ (Cc + Ct + Cs?). Wildflysch (Cénomanien-Turonien-Sénonien (?)); c. conglomerat basal; d. olistolithes; e. série ophiolitique; Cr. Cristallin gâtique.

negre în plăci, centimetrice cu accidente silicioase (a). În partea mijlocie a seriei s-au întîlnit frecvente mulaje de Inocerami, care n-au putut fi încă determinate specific. Prin comparație cu partea bazală a stratelor de Nadanova cărora li s-au atribuit vîrstă albiană (A.I. Codarcea, D.

Mercuș, 1959) și această serie din valea Cernei a fost repartizată Albianului (A.I. Codarcea et al., 1965). Cunoscând faptul că vîrsta a fost atribuită pe baza prezenței speciei *Neohibolites minimus* Lister semnalat la Nadanova în calcarele cu accidente silicioase, (A.I. Codarcea, D. Mercuș, 1959) este foarte probabil ca seria bazală a stratelor de Nadanova cît și seria marno calcaroasă cu Inocerami din valea Cernei să aparțină Vraconianului. Înțînd seama de faptul că Vraconianul poate fi considerat fie ca termen final al Albianului fie ca început al Cenomanianului, l-am încadrat Cretacicului superior, cu atât mai mult cu cît în regiunea văii Cerna urmează după o lacună stratigrafică, ce se semnalează la finele Neocomianului (*sensu stricto*).

Wildflysch. Transgresiv pe marno-calcarele vraconiene din valea Cernei și valea Jutei (fig. 1), și discordant pe depozite mai vechi în valea Bedina și în toată regiunea de la vest de Vîrful Arjana (fig. 2), urmează un complex de depozite cu caracter de Wildflysch groase de 1000—1500 m.

În valea Juta (fig. 1) în baza seriei de Wildflysch se remarcă prezența unui banc de conglomerat, gros de 3—5 m, cu multe elemente de cuarț bine rulat, de calcare jurasic și cretacic-inferioare, precum și de marno-calcare vraconiene (c). Peste acestea urmează șisturi argiloase grezoase negre și olistolite mari din seria jurasică a zonei Presacina (d). Apoi urmează o serie foarte groasă de depozite predominant argiloase șistoase de culoare cenușie sau neagră cu intercalări de gresii cenușii uneori șistoase, alteori compacte sau chiar foarte dure. Toată seria aceasta are un tectofacies deosebit față de marno-calcarele inferioare, prin aceea că stratele sunt ondulate, rocile prezintă frecvente oglinzi de fricțiune și din loc în loc apar blocuri mai mici sau mai mari de calcare care s-au în sedimentat haotic în seria argilo-grezoasă.

Aspectul frâmînat al seriei și frecvența olistolitelor nu este numai efectul alunecărilor gravitaționale ci și al mișcărilor tectonice care afectau geosinclinalul din ce în ce mai puternic, chiar în timpul sedimentării acestor depozite. Către partea superioară a profilului (cota 1004 m) se întâlnește un olistolit masiv de calcare jurasic (d), peste care urmează o serie ofiolitică (diabaze, nivale de aglomerate și tufuri (e), care suportă în continuare aceeași serie marno-grezoasă neagră C₂ (Cc+Ct+Cs?). Aceasta se prezintă mult mai strîns cutată și devine un adevărat milonit la contactul cu pînza cristalinului getic din petecul de Godeanu, pe care îl suportă.

Un profil mult mai concluzionant și cu numeroase detalii în ceea ce privește succesiunea depozitelor de Wildflysch îl oferă malul drept al văii Bedina începând de la cota 897 m, continuându-se peste vîrful Biliana și vîrful Arjana pînă în culmea Scămmel (fig. 2). În această regiune depozitele de Wildflysch se dispun transgresiv pe diverse termeni ai Jurasicului.

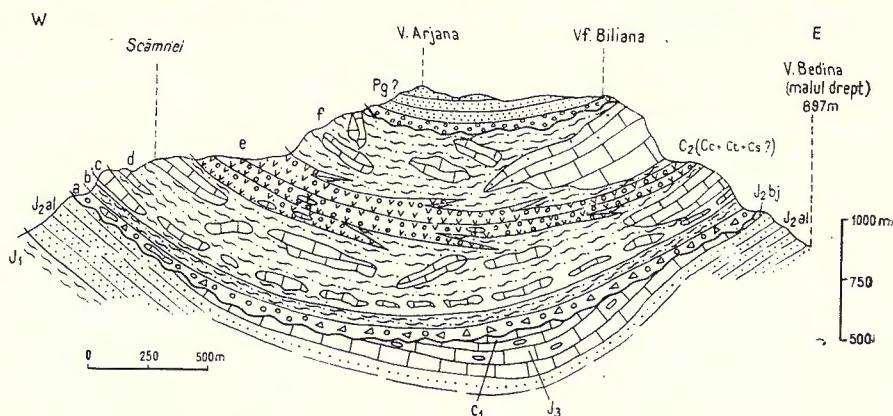


Fig. 2. — Profil geologic între valea Bedina și culmea Scămmel.

J₁. Liasic; **J₂ al.**, Alenian; **J₂ bj.**, Bajocien; **J₃.**, Malm; **C₁.**, Cretacic inferior; **C₂ (Cc + Ct + Cs ?)**, Wildflysch (Cenomanian-Turonian-Senonian ?); **a.**, conglomerat brechos bazal; **b.**, gresii feldspatici negre; **c.**, nivel de brecie calcaroasă; **d.**, serie cu frecvențe blocuri de calcare din fațesul zonei Presacina; **e.**, serie ophiolitică; **f.**, serie cu blocuri de calcare din fațesul de Svinia; **Pg (?)**, flysch (Paleogen (?)).

Profil géologique entre la vallée de Bedina et la Haute Scămmel.

J₁. Lias; **J₂ al.**, Alénien; **J₂ bj.**, Bajocien; **J₃.**, Malm; **C₁.**, Crétacé Inférieur; **C₂ (Cc + Ct + Cs ?)**, Wildflysch (Cénomanien-Turonien-Sénonien ?); **a.**, congolérat brécheux basal; **b.**, grès feldspathiques noirs; **c.**, niveau de brèche calcaire; **d.**, série à fréquents blocs de calcaires du faciès de la zone Presacina; **e.**, série ophiolitique; **f.**, série à blocs de calcaires du faciès de Svinia; **Pg (?)** flysch (Paléogène (?)).

lui și Cretacicului inferior. În bază se disting pe o grosime de 10—25 m, nivale de conglomerate și brecii cu elemente de calcare jurasicice și cretacice (*a*). Liantul acestor elemente este grezo-argilos de culoare galben-verzuie sau uneori tufitic cenușiu-albicioas. Acest nivel bazal constituie un reper constant în regiunea la care ne referim, el dispunându-se în valea Bedina peste calcarele spătice bajociene, iar în culmea Scămmel peste gresile cuarțitice aleniene. Peste acest nivel urmează sisturi argiloase grezoase cenușii sau negre, foarte frecvent tufitice care se mențin pe o grosime de 20—50 m (*b*). Peste ele urmează un nivel de brecie formată exclusiv din calcar jurasic-superioare — cretacic-inferioare, cu liant argilos și stros de culoare verzuie (*c*). Această brecie formează un orizont continuu, gros de 10—40 m, care înconjoară masivul Biliana-Arjana formând un semicerc

din valea Bedina pînă în valea Ciumîrna (Bogîltin). Deasupra urmează sisturi argilo-grezoase micacee sau tufite negre foarte frămîntate, cu numeroase blocuri mici și mari de calcare jurasic și cretacic-inferioare (tip zona Presacina) în sedimentate haotic la diverse nivale, pe o grosime de 150—200 m (d). În continuare succesiunea cuprinde o serie ofiolitică (aglomerate, tufuri, tufite și curgeri de lave bazice), în care, la diverse nivale, se găsesc în sedimentate sau sub formă de enclave, blocuri de calcare cenușii fine cu *Calpionella elliptica* Cadisch, *C. alpina* Lorenz și *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), asociație care pledează pentru vîrstă post-neocomiană a erupțiunilor (e). Seria ofiolitică prezintă grosimi mai mari (100—150 m) în vest, și mai mici 50—60 m) în est (valea Bedina) unde a fost înlocuită treptat prin faciesul argilo-grezoas. În zona Scăminel, seria ofiolitică comportă și intercalății subțiri de argile grezoase negre.

În zona Topla-Camena se dezvoltă sisturi argiloase negre (Liasic mediu-superior) străbătute de numeroase nek-uri, care trădează căile de ascensiune ale seriei ofiolitice. Această regiune a fost unul din centrele puternice ale vulcanismului cretacic. Așa se explică de altfel și faptul că și la vest de această zonă (vîrful Cozia, valea Idegului, Rîul Lung, Rîul Alb și regiunea de sub muntele Tarcu) seria ofiolitică are o dezvoltare foarte mare, așezîndu-se direct peste Jurasicul inferior sau pe depozite mai vechi.

Seria vulcanogenă suportă depozite de Wildflysch, groase de 150—200 m, în care predomină blocurile de calcare spătice cenușii sau roșcate (din Dogger), calcare noduloase roșii și verzi cu accidente silicioase (din Malm) și rar calcare albe recifale (din Cretacic inferior). Majoritatea acestor blocuri aparțin faciesului de Svinîța, spre deosebire de blocurile în sedimentate în Wildflysch-ul subjacent seriei ofiolitice care am văzut că aparțin faciesului de Presacina-Cerna. În Wildflysch-ul de peste ofiolite, olistolitele ating uneori dimensiuni impresionante (2—3 km lungime și 150—200 m grosime) așa cum se întîlnește în Biliana-Arjana, în valea Idegului, sau în valea Deavoia (Feneș). Adesea se întîlnesc și blocuri de gresii roșii din (Permian), iar în partea bazală material ofiolitic remaniat (Biliana, Arjana, Cozia, valea Idegului, Rîul Alb).

Fliș. Profilul văii Bedina-Scănnel se încheie cu o succesiune de depozite grezo-conglomeratice care prezintă ritmicitatea caracteristică depozitelor de fliș. Astfel în vîrful Arjana se întâlnesc conglomerate mărunte cu mult cuart alb bine rulat care trec progresiv la gresii grosiere, apoi la gresii fine micacee curbicorticale și argile grezoase cenușii, alternanța acestor ritmuri menținându-se pe o grosime de 100 m. Asemenea depozite au mai fost întâlnite pe malul drept al văii Cerna numai pe vîrful unor inameloane mai înalte ca cel de la Certejul și pe culmea Inelețului. Peste tot ele stau pe depozitele Wildflysch-ului inferior seriei ofiolitice sau pe aceea care substituie seria ofiolitică spre NE. Datorită acestui fapt am considerat depozitele flișului ca fiind transgresive și în regiunea Arjana.

Depozitele de Wildflysch și de fliș (fig. 2) au fost considerate de A. I. Codarcea (1940) ca reprezentând succesiunea unei zone de sedimentare independentă numită „zona Arjana“. Aceasta a fost concepută ca o prelungire nordică a sinclinalului Cozla-Cîrșia Jelovei, care a fost detașată din locul ei inițial și apoi antrenată de avansarea pînzei getice pînă în regiunea Arjana-valea Cernei, unde constituie o duplicatură a autohtonului danubian, repauzînd peste sedimentarul zonei Presacina. În această concepție A. I. Codarcea a atribuit Liasicului, toată succesiunea de șisturi argiloase-grezoase negre și seria ofiolitică; Doggerului, blocurile de calcară cenușii sau roșii cu brachiopode; Malmului, calcarele noduloase roșii și verzi (din vîrful Biliana); Neocomianului, unele calcară și Cretacicului superior, flișul de Arjana. La fliș includea de fapt și o parte din Wildflysch-ul descris mai sus, deoarece menționează blocurile de calcară mezozoice și argilele roșii din Custura Zoinii — Topla (A. I. Codarcea, 1940, pag. 37—38).

Cercetările mai recente au pus în evidență continuitatea de sedimentare în cuprinsul zonei Presacina, subliniind faptul că peste calcarele Cretacicului inferior urmează o serie de șisturi argilo-grezoase negre cu feldspat și cu blocuri de calcară însedimentate care suportă un nivel de brecie calcaroasă peste care urmează seria ofiolitică (S. Năstăseanu¹⁾, 1958). Pentru aceste motive autorul atrage atenția asupra faptului că depozitele duplicaturei de Arjana (Liasic-Dogger, după A. I. Codarcea), ar putea reprezenta continuarea Cretacicului zonei de Presacina. De altfel un an mai tîrziu, au fost repartizate Cenomanianul (?) toate depozitele care

¹⁾ S. Năstăseanu. Raport geologic. Sectorul Arjana. 1958. Arh. Ins. Geol. București.

repaauzau peste Cretacicul inferior în facies de Presacina, iar regiunea Arjana a fost interpretată ca un sinclinal, „sinclinalul Arjana”, acoperit parțial de pînza getică (S. Năstăseanu¹⁾, 1959, pag. 8 și 13). Ca urmare a acestor prime observațiuni stratigrafice și încercări de a da o nouă interpretare tectonică, în Ghidul Excursiilor (1961), s-a considerat seria ofiolitică din Arjana ca aparținând Liasicului și Cretacicului inferior (Barremian), dar din punct de vedere tectonic s-a rămas la interpretarea dată de A.I. Codarcea (1940).

O imagine mai reală asupra Cretacicului superior din Carpații meridionali a fost prezentată cu ocazia Congresului Asociației Carpato-Balcaneice de la Sofia (A.I. Codarcea et al., 1965). Însă nici în acea lucrare nu s-au clarificat problemele legate de regiunea Arjana și vestul acesteia, respectiv pînă în Tarcu.

Noile observații făcute în vara anului 1965 figurate (fig. 1—2) și concretizate în această lucrare ne permit să afirmăm că : Wildflysch-ul bazal aparține Cenomanianului deoarece se dispune peste depozitele vraconiene din valea Cernei; seria ofiolitică și Wildflysch-ul de deasupra ei pot aparține Turonianului dacă nu chiar Cretacicului terminal (Senonian ?); flișul din Arjana este foarte greu de încadrat stratigrafic. După A.I. Codarcea (1940) el poate aparține Cretacicului superior (*s.l.*) și chiar Paleogenului. Acum cînd se cunoaște ce aparține Cenomanian-Turonianului și eventual Senonianului, nu mai este indicat a-l atribui Cretacicului superior în sens larg. Înînd seama de acest fapt, dar mai ales de poziția transgresivă a flișului de Arjana (fig. 2) precum și de semnalarea unui Numulit în depozite asemănătoare din Mehedinți (G.h. Murgoci, 1907, pag. 33) aş opina pentru vîrsta paleogenă. Bineînțeles că această opinie este numai o ipoteză de lucru care trebuie verificată și documentată în viitor.

Considerații de ordin tectonic și paleogeografic

În lumina noilor date stratigrafice, se pot face considerații de ordin tectonic și paleogeografic cu aplicație mai largă în cuprinsul Carpaților meridionali.

¹⁾ S. Năstăseanu. Raport geologic asupra sectorului valea Cernei-Presacina. 1959. Arh. Inst. Geol. București.

Referindu-mă numai la evoluția în timpul Cretacicului superior trebuie să subliniez faptul că mișcările orogenice ale fazei austrice au avut o influență deosebită asupra evoluției geosinclinalului carpatic mezozoic. Datorită acestei faze depozitele ante-vraconiene au fost cutate și parțial exondate (toată partea de vest a zonei Presacina și partea de nord a zonei Svinia pînă sub muntele Tarcu). Așa se explică lacuna de sedimentare dintre Neocomian (s.s.) și Vraconian în zona Presacina. Partea de nord a zonei Svinia a fost afectată de o mișcare pozitivă mai accentuată și a avut o perioadă de exondare mai îndelungată. Din aceste motive, în regiunea de la vest de Topla pînă sub Tarcu seria vulcanogen sedimentară (ofiolitică) se dispune direct peste șisturile argiloase negre ale Liasicului mediu-superior și suportă Wildflysch-ul.

În zona Presacina au existat probabil în Eocretacic două cordiliere în ridicare, una în lungul văii Cerna și alta mai vestică pe aliniamentul Vîrful Fîrțanului-Ogașul Piatra Încălecată — Vîrful Ștevuței. Din falezele abrupte occidentale ale acestora s-au desprins în timpul Cenomanianului blocuri imense de calcare jurasice și cretacic-inferioare care s-au înședimentat în Wildflysch-ul din sinclinalul de pe dreapta văii Cerna și în sinclinalul Arjana.

Seria ofiolitică cu erupțuni bazice își are centrul de erupție pe o linie de slabă rezistență din zona Topla care a fost reactivată probabil în Turonian. Ofiolitele marchează un moment important în evoluția geo-sinclinalului, arătînd totodată caracterul lui eugeosininal. O serie erupтивă asemănătoare este cunoscută în R.S.F. Jugoslavia, în Serbia orientală pe prelungirea sudică a zonei Svinia. Acolo ea a fost atribuită Turonianului pe baze paleontologice (I. Antoniević¹⁾, 1965). Wildflysch-ul superior seriei ofiolitice din regiunea Arjana cît și cel de la vest de aceasta (Cozia, valea Idegului, Feneș, Tarcu) a fost generat în mod sigur de o serie de faleze (asemănătoare celor amintite în zona Presacina). Acestea aparțineau însă în majoritatea cazurilor prelungirii nordice a zonei Svinia, deoarece majoritatea blocurilor înședimentate sunt caracteristice Jurasicului în facies de Svinia. În consecință magmatismul inițial bazic precum și o parte a Wildflyschului sunt produsul nemijlocit al fazei subhercinice.

Referitor la flișul din Arjana se poate presupune că el este rezultatul fazei laramice. Această fază a provocat într-un moment de culminatie, avansarea pînzei getice.

¹⁾ I. Antoniević. Informații verbale, 1965.

Imaginea completă a evoluției în Cretacicul superior a regiunii valea Cernei-Țarcul contribuie și la elucidarea problemelor ridicate de pînza de Severin. Depozitele pînzei de Severin nu s-au putut forma într-o zonă internă a Carpaților meridionali deoarece acolo se manifestă, la sfîrșitul Jurasicului, o mișcare pozitivă ca efect a fazei chimerice noi. Pornind de la logica impusă de evoluția paleogeografică, rezultată din studiul sedimentarului dintre valea Cernei și Țarcul, trebuie să admitem că depozitele pînzei de Severin aparțin unei fose externe, situată între platforma moesică și arcul carpatic. De altfel numai aşa s-ar putea corela în mod judicios aceste depozite în facies de fliș cu depozitele asemănătoare din Carpații orientali și cu seria asemănătoare de la sud de Dunăre. Această concepție poate fi folosită cu eficacitate ca ipoteză de lucru în vederea unei lucrări de ansamblu asupra Carpaților meridionali.

Concluzii. Datele de observație concretizate pe cele două profile geologice (fig. 1 și 2) aduc următoarele elemente noi în geologia Carpaților meridionali :

Se stabilește în mod clar succesiunea stratigrafică a depozitelor Cretacicului superior din bazinul văii Cerna, separându-se :

- a) Depozite de prefliș în bază (Vraconian).
- b) Depozite de Wildflysch (Cenomanian-Turonian-Senonian ?)
- c) Depozite de fliș la partea superioară (Paleogen ?) ;

Încadrarea la diferitele etaje este făcută numai pe baze stratigrafice argumentele paleontologice fiind rare și încă nevalorificate ;

Se aduc primele argumente paleontologice și stratigrafice pentru stabilirea vîrstei cretacic-superioare a seriei vulcanogen-sedimentare (ofiolitice), din regiunea cuprinsă între valea Cernei și muntele Țarcul ;

Se dă o nouă interpretare tectonică regiunii Arjana, aceea a unui sinclinal a cărui zonă axială e constituită din depozite ale Cretacicului superior-Paleogen ? ;

Se precizează fazele orogene (chimmerică nouă, austrică, subhercnică și laramică) care au desăvîrșit evoluția geosinclinalului din partea internă a domeniului danubian în timpul Cretacicului superior ;

Legat de evoluția paleogeografică a părții interne a domeniului danubian se emite o nouă ipoteză în legătură cu locul de formare al depozitelor pînzei de Severin, respectiv în partea externă a acestui domeniu.

BIBLIOGRAFIE

- Codarcea A.l. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX.
- Codarcea A.l., Mercuș D. (1959) Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Comunic. Acad. R.P.R.*, IX, 8.
- Codarcea A.l. et al. (1961) Ghidul excursiilor. (C). Carpații Meridionali. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V.* București.
- Codarcea A.l., Răileanu Gr., Năstaseanu S., Boldur C., Pop Gr. (1965) Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autochtone des Carpates méridionales. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congress Sofia*, Part. II, 1.
- Murgoci G.h. (1907) Terțiul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* I, 1.

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DE LA CERNA ET NOUVELLES OBSERVATIONS TECTONIQUES CONCERNANT LES MONTS CERNA (BANAT)

PAR
S. NĂSTASEANU

(Résumé)

Dans l'évolution de la sédimentation du Crétacé supérieur du bassin de la vallée de Cerna, on a établi trois phases distinctes :

Une phase de préflysch représentée par des marno-calcaires à Inoceramus et à intercalations de calcaires en base. Le préflysch indique le commencement de la sédimentation du Crétacé supérieur parce que ses dépôts appartiennent au Vraconien et reposent transgressivement sur un relief engendré par les mouvements de la phase autrichienne.

Suit une phase de Wildflysch, qui à sa partie moyenne comprend une série ophiolitique (coulées de laves basiques), agglomérats et tufs ; à la partie inférieure et supérieure elle comporte de nombreux olistolithes provenus des falaises de certaines cordillères en surrection. Le Wildflysch a été attribué au Cénomanien-Turonien et au Sénonien (?) indiquant une nouvelle transgression. Les éruptions basiques ainsi que le Wildflysch supérieur sont une conséquence des mouvements de la phase subhercynienne.

Comme un effet de la phase laramienne, à la partie supérieure se superpose transgressivement le flysch de la région d'Arjana, qui appar-

tient probablement au Paléogène (?). Au point de vue structural, dans la région d'Arjana on peut distinguer un synclinal symétrique dont le comblement axial est constitué par les dépôts du Crétacé supérieur.

L'établissement de l'évolution paléogéographique du géosynclinal mésozoïque de la région comprise entre la vallée de la Cerna et le mont de Tarcu, met en discussion la zone initiale des accumulations des dépôts de la nappe de Severin, à savoir : ceux-ci ont comblé une avant-fosse située à l'extérieur des Carpates Méridionales (l'extrémité orientale) c'est-à-dire tout près de la Plateforme moésienne.

从1990年到1995年，中国GDP增长了约10%，而同期美国GDP增长了约15%。

STRATIGRAFIE

DATE NOI PRIVIND GEOLOGIA RAMEI MUNTILOR CIBIN INTRE
RĂŞINARI ŞI SĂLIŞTE¹⁾

DE

M. PAUCA²⁾, SILVIA DINESCU³⁾

Abstract

New Data Concerning the Geology of the Cibin Mountain Border between Răsinari and Săliște. The authors have identified three small Tortonian spots (outcrops), a Lower Sarmatian spot and a Pontian one whose presence was not mentioned till now. Their ages were determined on basis of macro- and microfauna.

Cu ocazia executării unor lucrări de prospecție geologică în campania anului 1964⁴⁾, au fost puse în evidență pe marginea masivului cristalin al Cibinului, între comunele Răsinari și Săliște cinci mici apariții de Tortonian, Sarmatian și Pliocen necunoscute pînă acum.

Cercetările geologice asupra regiunii de care ne ocupăm sănt puține, majoritatea lucrărilor referindu-se fie numai la depozitele din interiorul bazinului Transilvaniei, fie la zonele de cristalin învecinate. Dintre primele menționăm lucrările recente ale lui M. Ilie (1953, 1954, 1955),

¹⁾ Comunicare în ședința din 11 februarie 1966.

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

³⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecționi, Șos. Kiseleff nr. 2, București.

⁴⁾ M. Dumitriu și colab. Raport de prospecție geologică pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în sud-vestul bazinului Transilvaniei între Noul Român și valea Mureșului. Probl. I/5—1964. Comitetul de Stat al Geologiei.

A. V a n c e a (1960) și observațiile de ordin științific și economic înregistrat în rapoartele lui D. Ciupagăea¹⁾ și T. I chim²⁾.

Datele geologice cele mai noi asupra regiunii cercetate au fost semnate pe harta geologică la scara 1:100.000 (foaia Sibiu, 1958). Acestea nu menționează însă aparițiile de care ne ocupăm, ci pe suprafețele respective ele indică prezența Cuaternarului.

Zonele de apariție noi, la care ne referim sunt pentru Tortonian: valea Mărăjdiei, valea Cacovei și Săliște; pentru Sarmățian: valea Stezii (Răsinari) și pentru Pliocen împrejurimile localităților Sibiel și Vale.

Tortonian. Pe valea Mărăjdiei (afluent drept al văii Cibinului) Tortonianul ocupă o suprafață numai de aproape o jumătate de km p. (fig. 1).

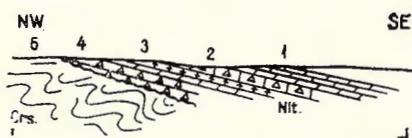


Fig. 1. — Profil geologic pe valea Mărăjdiei.
1, marnă; 2, microbreccie calcaroasă; 3, marnă tufacee;
4, breccie; 5, Cristalin.

Profil géologique dans la vallée Mărăjdia.
1, marne; 2, microbrèche calcaire; 3, marne tufacé; 4, brèche; 5, Cristallin.

La contactul cu Cristalinul, pe o grosime de 20 m întâlnim o brecie sedimentară cu elemente de șisturi cristaline cu dimensiuni de 0,05—0,10 m, cu ciment gresos feruginos. Urmează marne tufacee și tufuri cu o grosime de 8—10 m și o microbreccie calcaroasă cu fragmente de *Lithothamnum*. La partea superioară apar marne cenușii, nisipoase. Cîteva probe micro-paleontologice informative, analizate de M. Gheorghian și Mihaila Gheorghian, confirmă vîrsta tortoniană a acestor marne.

Pe valea Cacovei Tortonianul se întinde pe o suprafață de 1,5 km p. El este reprezentat în bază prin marne tufacee de aproximativ 80 m grosime, cu Globigerine și exemplare de *Ostrea cochlear Poli*, urmate de marne și argile cenușii cu o intercalatie de gips de doi metri grosime (fig. 2).

Din marno-argile cenușii s-au recoltat macrofosile, din care au fost determinate: *Corbula gibba Olivii*, *Nucula nucleus Linn.*, *Natica (Euspira) catena* var. *helicina Broc.*, *Venus* sp., *Pectunculus* sp., *Turritella* sp.

¹⁾ D. Ciupagăea și colab. Perspective de țărei și gaze ale depresiunii Transilvaniei. Studiu geologic complex 1962.

²⁾ T. I chim. Cercetări geologice în reg. Ocna Sibiului-Sebeș-Alba Iulia. 1959. Întreprinderea de Prospecționi Geologice și Geofizice. Ministerul Industriei Petrolului.

Pe teritoriul comunei Săliște apar pe o suprafață de cîțiva metri, marne cenușii, nisipoase, fără stratificație evidentă. O probă micropaleontologică, recoltată din acest punct și analizată de aceiași geologi, indică tot vîrstă tortoniană.

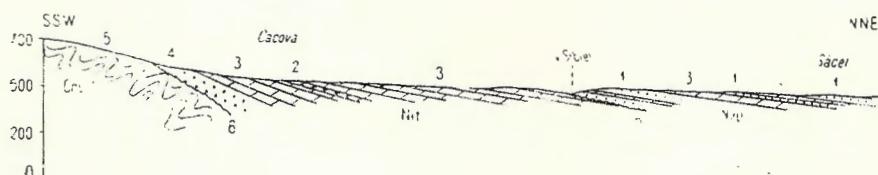


Fig. 2. — Profil geologic în regiunea Cacova — Săcel.

1, nisip; 2, gips; 3, marnă; 4, marnă tufacee; 5, Cristalin; 6, discordanță.

Profil géologique dans la région Cacova — Săcel.

1, sable; 2, gypse; 3, marne; 4, marne tufacé; 5, Cristallin; 6, discordance.

Sarmațian. Pe valea Stezii-Răsinari, cu o suprafață de 0,5 km p. Sarmațianul apare ca un petec cuprins între depozite de vîrstă tortoniană și pliocenă. Pe harta 1:100.000 a Ministerului Industriei Petrolului, în regiunea aceasta este reprezentat numai Pliocenul.

Sarmațianul de aici este alcătuit din marne cenușii, rubanate, puternic micaferă pe fețele de stratificație, cu intercalări rare de gresii centimetrice, cenușii, gălbui, dure, fin granulare. Marnele sunt puternic strivite și cu frecvențe oglinzi de fricțiune.

Din acest punct au fost recolțate și determinate exemplare de *Ervilia pussila* Phil. și *Ervilia podolica* Eichw. caracteristice Sarmațianului inferior.

Pliocen. Depozitele pliocene în regiunea de ramă a bazinului Transilvaniei acoperă transgresiv și discordant Sarmațianul și ajunge pînă la Cristalin (fig. 2). Ele sunt constituite din două complexe: complexul marno-argilos caracteristic părții bazale și complexul nisipos cu pietrișuri, situat la partea superioară.

Complexul marno-argilos a fost identificat pe valea Cârcelului (înălță comuna Sibiel), pe un affluent drept al văii Sibiel și pe valea de la vest de satul Vale. Vîrstă acestora se bazează pe exemplare de *Congeria* cu scoica subțire și foarte friabilă, indeterminabile specific. Cîteva probe micropaleontologice recolțate din complexul marno-argilos și analizate de geologii M. Gheorghian și Mihaela Gheorghian, conțin ostră-

code de vîrstă ponțiană. Alte probe din același complex conțin ostracode de talie mare, care aparțin primei părți a Pliocenului superior.

Complexul nisipos cu pietrișuri apare bine dezvoltat pe valea ce trece prin satul Vale și în toată zona cuprinsă între valea Săliște și rama mun-

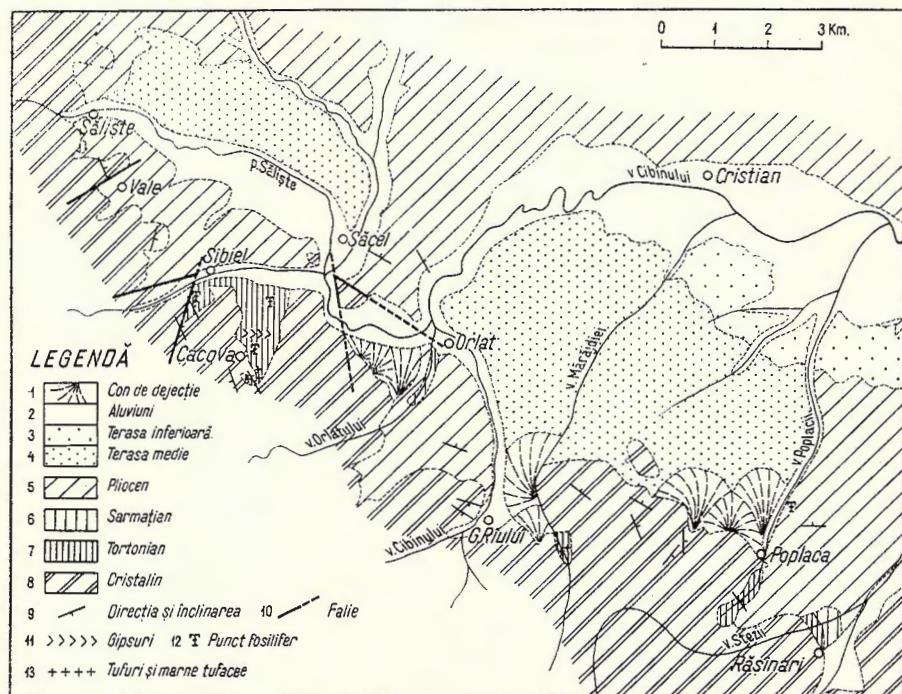


Fig. 3. — Schiță geologică între Răsinari și Săliște.

Esquisse géologique entre Răsinari et Săliște.

1, cône de déjection; 2, alluvions; 3, terrasse inférieure; 4, terrasse moyenne; 5, Pliocène; 6, Sarmatiens; 7, Tortonien; 8, Cristallin; 9, position des couches; 10, faille; 11, gypse; 12, point fossilifère; 13, tuf et marne tufacées.

ților Cibin. Este constituit din nisipuri gălbui-roșcate, grosier granulare, micaferă, cu lentile de pietrișuri și galeți de marne cu învelișuri limonitice, intercalării subțiri de marne cenușii etc. Acestui complex îi este caracteristică o depunere torențială de piemont.

Ca vîrstă complexul nisipos cu pietrișuri se situează deasupra Ponțianului.

Pe hărți, anterior era figurat și aici Cuaternarul.

Cele cinci apariții noi de vîrstă neogenă prezentate astăzi, se înșira pe limita dintre masivul cristalin al Cibinului și bazinul Transilvaniei, urmărind o linie cu direcția NW—SE, care reprezintă o denivelare foarte importantă de relief. Această linie constă în realitate dintr-o zonă de fRACTURI de-a lungul cărora s-a produs, pe de o parte ridicarea în trepte a Cristalinului din masivul Cibinului, iar pe de altă parte scufundarea continuă a fundamentului regiunii învecinate din bazinul Transilvaniei.

Miocenul apare aici pe o treaptă de scufundare intermedieră situată între blocul cristalin foarte ridicat al masivului Cibinului și blocul foarte scufundat care a dat naștere bazinului Transilvaniei.

Este posibil ca în interiorul Cristalinului muntelilor Cibin, Miocenul și în special Tortonianul, să mai existe sub formă de mici pete ce scăpate de eroziune de felul aceluia descoperit de M. Ilie (1965) la Obîrșia Lotrului la o altitudine de cca 1300 m. Asemenea pete ce fiind acoperite de sedimente cuaternare, pot fi descoperite numai cu ocazia unor lucrări speciale.

Datorită scufundării acestuia din urmă și a poziției apropiată de orizontală a depozitelor pliocene, acestea acopăr aproape complet depozitele miocene, care nu mai apar pînă departe în interiorul bazinului, datorită unor puternice deranjamente tectonice.

Fractura, care separă în această regiune bazinul Transilvaniei de Cristalinul Cibinului, a fost recunoscută pentru prima oară de L. Mrazec și E. Jekelius (1927) în schița lor de hartă asupra structurii geologice a bazinului Transilvaniei, pe care ei figurează o falie cu direcția NW—SE.

Ulterior însă, nici unul dintre geologii care au lucrat în această regiune nu mai amintește această falie. Ca vîrstă fractura Cibinului datează începînd din Cretacicul mediu și și-a menținut activitatea pînă în Cuaternar.

În încheiere, este cazul să constatăm că între Tortonian și Sarmațian, precum și între acesta din urmă și Ponțian se constată lacune de sedimentare și discordanțe. Pe acestea noi le atribuim unor faze de mișcări verticale ale celor două mari blocuri: Cristalinul Carpaților meridionali și fundamental preneozoic al bazinului Transilvaniei, care vin în contact în lungul fracturii Cibinului. Aceste faze corespund mișcărilor stirice tîrzii și celor atice.

BIBLIOGRAFIE

- Ilie M. (1952) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (Reg. Aiud-Teiuș-Alba Iulia-Ocna Sibiului). *D. S. Com. Geol.* XXXVII. București.
- Ilie M. (1954) Cercetări în regiunea Sebeș-Sibiu-Avrig. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII. București.
- Ilie M. (1955) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (Reg. Alba Iulia-Sibiu-Făgăraș-Rupea). *An. Com. Geol.* XXVIII. București.
- Ilie M., Rotaru Ștefania (1965) Un nou bazin miocen intramontan descoperit prin lucrările I.S.P.H. în munții Lotrului. Programul desfășurării lucrărilor și rezultatele comunicărilor prezentate la Sesiunea tehnico-științifică I.S.P.H. București.
- Mrazec L., Jekelius E. (1927) Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur les gisements de gaz. *Guide des excursions ; Assoc. Avanc. Géol. Carpates.* București.
- Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Edit. Acad. R.P.R. București.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE DE LA BORDURE DES MONTS CIBIN ENTRE RĂŞINARI ET SĂLIŞTE

PAR

M. PAUCĂ, SILVIA DINESCU

(Résumé)

Sur la ligne de contact entre le bassin de Transylvanie et le Cristallin des Monts Cibin apparaissent, entre autres, cinq lambeaux de Néogène jusqu'ici inconnus. Le Tortonien apparaît sous la forme de trois lambeaux : sur les vallées de Mărăjdia et de Cacova et sur le territoire de la commune de Săliște. Les dépôts de ces étages sont constitués de marnes, marnes tuffacées, gypse et grès à fragments de *Lithothamnium*. Le Sarmatien apparaît dans la vallée de Steaza à Răşinari sous la forme de marnes grisâtres à feuillets de mica sur les surfaces de stratification et à minces intercalations de grès aux grains menus. Le Pliocène apparaît dans la vallée de Cîrcel à Sibiel sous la forme de marnes. Leur âge a été déterminé sur la base des macro- et microfossiles.

Les dépôts de ces âges apparaissent dans une zone de fractures dirigées NW—SE qui sépare deux grandes unités tectoniques dès le Crétacé moyen déjà. Dès lors cette zone n'a cessé d'être active. En 1927 Mrazec et Jekelius avaient déjà reconnu l'existence de cette zone de fractures.

STRATIGRAFIE

CONSIDERAȚII ASUPRA PALEOZOICULUI INFERIOR DIN ZONA
CĂLĂRAȘI¹⁾

DE

[GR. RĂILEANU²⁾, MAGDALENA IORDAN²⁾, EUGENIA SĂNDULESCU³⁾]

Abstract

Considerations on the Lower Palaeozoic of the Călărași Zone. The biostratigraphic analysis of the material supplied by the drilling of Călărași made obvious in this part of the Moesian Platform the presence both of the Lower, Middle and Upper Devonian and of a "transition horizon", as well as of the Lower and Upper Ludlowian and probably of the Ordovician. The angular unconformity between the Lower and Upper Ludlowian proves the existence of the Ardene phase of the Caledonian orogeny.

Considerații generale. În regiunea Călărași a fost executat în anul 1961 de către Ministerul Petrolului un foraj. Studiile palinologice execute de către B. S. Venkatachala și D. Beju (1961) asupra materialului furnizat de acest foraj, au dus la concluzia existenței în această zonă a Devonianului (probabil Devonian superior).

Ulterior Comitetul de Stat al Geologiei a executat într-o regiune învecinată un foraj structural (2 881), însă de mare adâncime care să aducă date informative asupra structurii și stratigrafiei părții inferioare a cuverturii sedimentare a Platformei moesice și chiar asupra fundamentului.

Acest foraj amplasat pe depozite cuaternare, a traversat depozite pliocene, cretacice, jurasice, triasiche, carbonifere, devoniene și siluriene,

¹⁾ Comunicare în ședința din 29 aprilie 1966.

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

³⁾ I.G.E.X. B-dul Republicii, nr. 26, București.

talpa sondei fiind la 5 090 m, (vezi coloana stratigrafică). Un interes deosebit îl prezintă formațiunile paleozoice iar dintre acestea ne-am ocupat în mod special de cele devoniene și siluriene și de relațiile dintre ele.

Considerații stratigrafice

Devonian. De la adâncimea de 2 900 m pînă la 4 500 m, respectiv pe 1 600 m grosime, forajul a străbătut depozite devoniene superioare, medii și inferioare.

Devonianul superior este cuprins între adâncimile 2 900 m și 3 760 m (860 m grosime). Litologic el este alcătuit dintr-o alternanță de calcare brune compacte, marno-calcare cu anhidrit, anhidrite, dolomite brune, calcare cu anhidrit și gresii. Deoarece aceste depozite nu conțin macrofosile, analizele palinologice au fost cele care au indicat vîrstă lor și anume Devonian superior (fide I.G.E.X.).

Devonianul mediu este cuprins între 3 760 m și 4 220 m, avînd deci o grosime de 460 m. Din punct de vedere litologic se pot diferenția două orizonturi: unul calcaros la partea superioară cuprins în intervalul 3 760—3 850 m și altul detritic la partea inferioară cuprins între 3 850—4 220 m.

Orizontul calcaros este alcătuit din calcare negre cu diaclaze și intercalări de anhidrit și din calcare negre diagenizate și fin diaclazate care conțin rare entroce de crinoizi și brachiopode dintre care am determinat:

Spirifer laevicosta Valenç.

Leptaena rhomboidalis (Wilkens)

Camarotoechia sp.

Orizontul detritic este alcătuit dintr-o alternanță de cuarțite, gresii, argilite cu intercalări lumașelice și argilite cu plante. Intercalațiile lumașelice conțin numeroase entroce și pedunculi de crinoizi pe care i-am atribuit speciilor:

Cupressocrinus cf. *crassus* Goldf.

Hexacrinus cf. *elongatus* Goldf.

Ripidocrinus cf. *crenatus* Goldf.

precum și numeroase fragmente și exemplare întregi de brachiopode aparținând speciilor:

Rhipidomella penelope (Hall)

Rhipidomella leucosia Hall

- Leptostrophia rotunda* Bubl.
Megastrophia concava (Hall)
Stropheodonta sp.
Mucrospirifer mucronatus (Conrad)

Argilitele negre fin micacee (siltite argiloase) din baza orizontului inferior conțin fragmente de impresiuni de plante (Psylophitale) ce aparțin probabil genului *Hyenia* și două valve ale aceleiași specii de lamelibranchiat și anume *Nuculites modulatus* Kindle.

Fauna pe care o conține depozitele acestor două orizonturi atestă vîrsta lor devonian-medie respectiv Givețianul și probabil Eifelianul.

Devonianul inferior este cuprins între adâncimile 4 220 m și 4 500 m (280 m grosime) fiind alcătuit din argilite negre micacee (siltite argiloase) cu intercalații lumașelice cu brachiopode. Din aceste depozite am determinat următoarele specii de brachiopode, lamelibranchiate, trilobiti, tentaculiți, orthoceratide, crinoizi, ostracode :

- Costispirifer arenosus* (Conrad)
Eatonia aff. *sinuata* (Hall)
Eodevonaria arcuata (Hall)
Ortostrophia strophomenoides (Hall)
Schizophoria multicostata (Hall)
Schuchertella woolworthana (Hall)
Orthonota triplicata Fuchs
Megambonia aff. *headleyana* (Hall)
Palaeoneilo sp.
Sphaenotus sp.
Cypricardinia sp.
Tentaculites sp.
Orthoceras sp.
Asteropyge (Rhenops) asiatica (Verneuil)
 Corali
 Entroce de crinoizi
 Ostracode

Speciile identificate atât în lumașele cît și în argilite atestă vîrsta coblențiană și gedinniană a depozitelor cuprinse în intervalul menționat.

Silurian. Downtonian (orizont de trecere). Între 4 500 m și 4 750 m (250 m grosime) au fost străbătute argilite negre micacee (siltite argiloase) care se găsesc în continuitate de sedimentare sub depozitele Devonianului inferior. Din punct de vedere paleontologic însă, fauna de cheliceratide pe care o conțin ne arată că vîrstă lor este diferită de cea a depozitelor de deasupra. Fragmentele de telson de *Eurypterus* și *Ceratiocaris* sunt singurii reprezentanți ai faunei acestui orizont. Aceste genuri sunt întâlnite în Silurian și anume în Ludlovianul superior. Având în vedere că ele reprezintă forme ce trăiesc în condiții lagunare cît și după poziția stratigrafică acest orizont ar putea reprezenta Downtonianul.

Ludlovianul este cuprins între 4 750 m și 5 080 (330 m grosime). Din punct de vedere petrografic se disting două orizonturi: un orizont superior argilitic cuprins între 4 750 m și 4 970 m și altul inferior marno-calcaros între 4 970 m și 5 080 m.

Orizontul superior alcătuit din argilite negre care trec spre bază la marno-calcare conține ca forme fosile lamelibranchiate, trilobiți, eurypteride și ostracode. Dintre acestea am determinat:

Cardiola interrupta S o w.

Buchiola sp.

Dalmania ? sp.

Orthoceras sp.

Eurypterus sp.

Prezența speciei *Cardiola interrupta* ne indică Ludlovianul superior.

Orizontul inferior este alcătuit din marno-calcare negre. El are înclinații de cca 30° SE și conține o faună de graptoliți. Din numeroasele exemple ce abundă în acest orizont am determinat specile:

Prisitograptus (Pristiograptus) bohemicus bohemicus (B a r r.)

Prisitograptus (Colonograptus) colonus colonus (B a r r.)

Prisitograptus (Pristiograptus) meneghinii meneghinii G o r d.

Prisitograptus sp.

care atestă vîrstă ludlovian-inferioară a depozitelor acestui orizont.

? Ordovician. La adâncimea de 5 080 m s-a intrat în cuarțite negre ce prezintă diaclaze de calcit și de cuarț precum și ochiuri de calcit și sisturi negre. Forajul a fost oprit la 5 090 m. Nu avem nici o indicație asupra vîrstei acestui cuarțit, totuși prin paraleлизarea cu cuarțitele din baza Silurianului din forajul de la Iași s-ar putea ca ele să aparțină Ordovicianului.

Considerații tectonice

Forajul de la Călărași ne-a oferit posibilitatea să facem unele aprecieri asupra mișcărilor caledoniene și hercinice și deci asupra evoluției Platformei moesice.

Pînă la adîncimea de 4 970 m depozitele devoniene și silurian-superioare au o poziție orizontală. De la această adîncime formațiunile marno-calcaroase cu graptoliți (Ludlovian inferior) prezintă în mod constant înclinații de cca 30° pînă la talpa sondelor (cuarțite ordoviciene?).

De remarcat că o situație asemănătoare s-a constatat și în forajul de la Mangalia unde depozitele devoniene au poziție orizontală iar cele siluriene (cu graptoliți) au înclinații pînă la 38° .

Aceste raporturi de discordanță între depozitele devoniene și siluriene impune unele reconsiderări în ceea ce privește conținutul și vîrsta Platformei moesice pe teritoriul țării noastre. Pînă în prezent această platformă este considerată ca fiind epihercinică.

Situația constatătă de noi în forajele de la Călărași și Mangalia ne obligă să admitem consolidarea ei în mișcările caledoniene și anume după Ludlovianul inferior în faza Ardenică precoce. Deci suntem obligați să considerăm că cel puțin o parte a sectorului Valah al Platformei moesice, Dobrogea de Sud și Dobrogea Centrală ar constitui o platformă epicalledoniană.

Concluzii. Studiile biostratigrafice efectuate asupra materialului carbonat de forajul de la Călărași (2 881) au condus la precizarea vîrstei paleozoice inferioare a depozitelor din baza cuverturii sedimentare.

Prin lucrarea de față se pune în evidență în zona Călărași :

Prezența tuturor termenilor Devonianului, prezența Downtonianului și Ludlovianului superior considerate ca orizont de trecere și prezența Ludlovianului inferior și probabil a Ordovicianului ;

Poziția orizontală a Devonianului, Downtonianului și a Ludlovianului superior și poziția înclinată a Ludlovianului inferior și Ordovicianului (?) de unde rezultă și raporturile de discordanță între Ludlovian superior și Ludlovian inferior.

BIBLIOGRAFIE

- Grigoraș N. (1956) Asupra prezenței Silurianului în Dobrogea. *Bul. șt. Secț. Geol.-Geogr.* 1, 3—4. București.

Grigoraș N., Pătruț I., Popescu N. (1963) Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice, pe teritoriul R.P.R. *Asoc. Geol. Carpațo-Balcanică, Congres V. Com. științ., III. Tectonică*. București

Venkatachala B. S., Beju D. (1961) Asupra prezenței Devonianului în funda-
mentul zonei Călărași. *Petrol și Gaze*. 12, 11. București.

CONSIDÉRATIONS SUR LE PALÉOZOIQUE INFÉRIEUR DE LA ZONE DE CĂLĂRAȘI

PAR

GR. RAILEANU, MAGDALENA IORDAN, EUGENIA SANDULESCU

(Résumé)

B. S. Venkatachala et D. Beju en 1961 par des études palynologiques ont mis en évidence la présence du Dévonien dans la zone de Călărași.

A présent le forage exécuté par le Comité d'Etat pour la Géologie a fourni des données importantes qui contribuent à déchiffrer la structure et la stratigraphie de ce secteur de la Plateforme moesienne.

Le forage placé sur des dépôts quaternaires a traversé des dépôts pliocènes, crétacés, jurassiques, triasiques, carbonifères, dévoniens et siluriens. Il n'y a que les dépôts siluriens et dévoniens qui constituent l'objet de ces considérations.

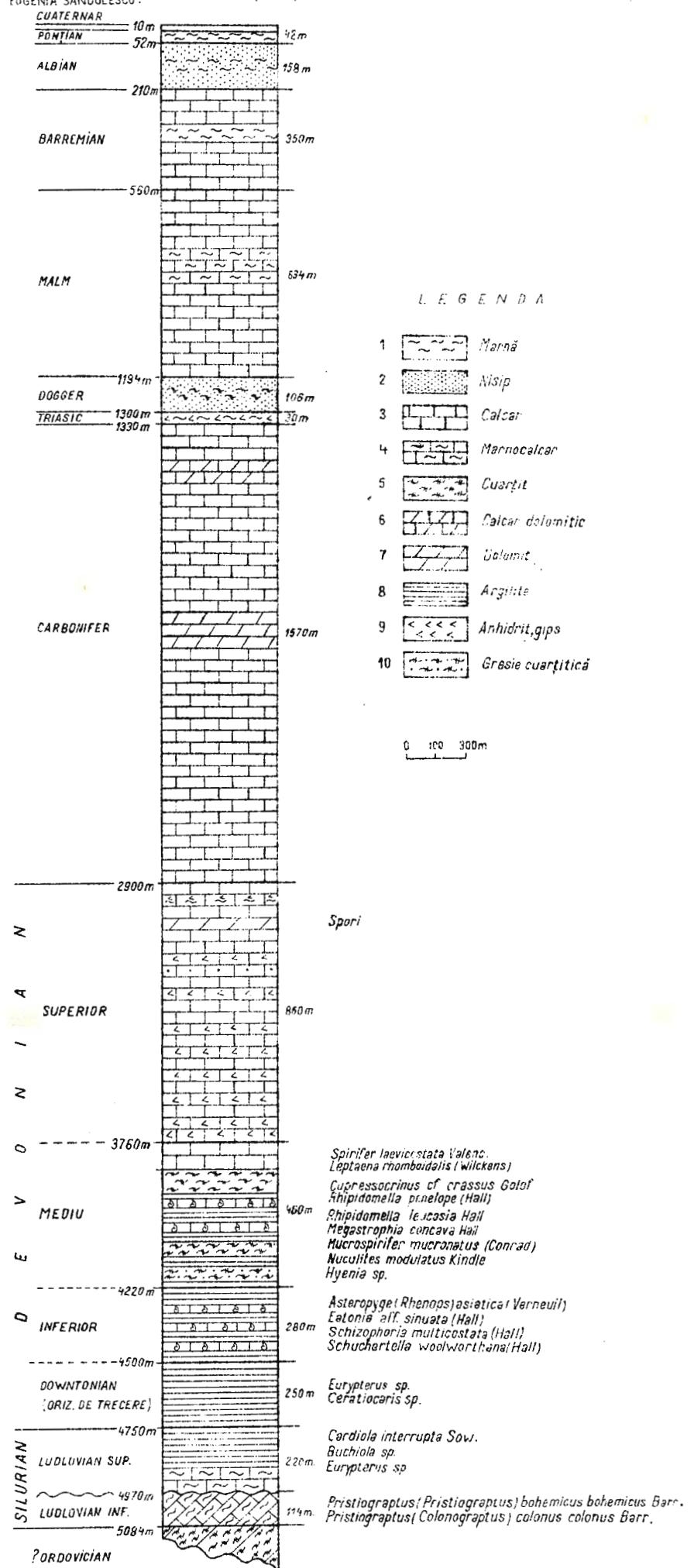
Dévonien. Sur une épaisseur de 1 600 m notamment à partir de 2 900 m jusqu'à 4 500 m de profondeur on a traversé des dépôts dévoniens supérieurs, moyens et inférieurs.

Le Dévonien supérieur est compris dans l'intervalle de 2 900 à 3 760 m ; il y est constitué par une alternance de calcaires bruns compacts, de marno-calcaires à anhydrite, de dolomies brunes, de calcaires à anhydrite et grès. Faute de macrofaune, on a indiqué l'âge de cet intervalle grâce aux études de palynologie.

Le Dévonien moyen est compris dans l'intervalle de 3 760 à 4 220 m ; il y est constitué par deux horizons. Un horizon supérieur constitué par des calcaires noirs à diaclases et à intercalations d'anhydrite et par des calcaires noirs diagénisés et finement diaclasés à brachiopodes (*Spirifer laevicosta* Valenc., *Leptaena rhomboidalis* (Wielckens), *Camarotoechia* sp.) et à entroques de crinoïdes. Un horizon inférieur détri-

COLOANA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR TRAVERSATE DE FORAJUL DE LA CĂLĂRASI

GR. RĂILEANU, MAGDALENA IORDAN, Considerații asupra Paleozoiului inferior din zona Călărași
EUGENIA SĂNDULESCU:



tique constitué par une alternance de quartzites, grès, argilites à plantes et argilites à intercalations lumachelliennes de brachiopodes (*Rhipidomella penelope* (Hall), *Rh. leucosia* Hall, *Leptostrophia rotunda* Bubl., *Megastrophia concava* (Hall), *Mucrospirifer mucronatus* (Conrad)) et des pedoncules de crinoïdes (*Cupressocrinus* cf. *crassus* Goldf., *Hexacrinus* cf. *elongatus* Goldf., *Ripidocrinus* cf. *crenatus* Goldf.). La faune indique l'âge dévonien moyen respectivement le Givétien et probablement l'Eifélien.

Le Dévonien inférieur est compris dans l'intervalle 4 220—4 500 m, il y est représenté par des argilites noires micacées à intercalations lumachelliennes de brachiopodes, lamellibranches, trilobites, orthocératides, crinoïdes, ostracodes. On a identifié les espèces : *Costispirifer arenosus* (Conrad), *Eatonia* aff. *sinuata* (Hall), *Eodevonaria arcuata* (Hall), *Ortostrophia strophomenoides* (Hall), *Schizophoria multicostata* (Hall), *Schuchertella woolworthana* (Hall), *Orthonota triplicata* Fuchs, *Megambonia* aff. *headleyana* (Hall), *Asteropyge (Rhenops) asiatica* (Verneuil) qui indiquent le Coblenzien et le Gédinnien.

Silurien. L'horizon de passage (Downtonien) est compris dans l'intervalle de 4 500 à 4 750 m, il est constitué aussi par des argilites noires micacées. La faune est représentée par des fragments de telson d'*Eurypterus* et de *Ceratiocaris*. Ces genres sont mentionnés à partir du Ludlovien supérieur, mais étant des formes qui vivent dans des conditions lagunaires cet horizon pourrait représenter le Downtonien.

Le Ludlovien est compris dans l'intervalle de 4 750 à 5 080 m, il peut être séparé en deux horizons du point de vue faunique, aussi bien que cartographique. L'intervalle de 4 750 à 4 970 m comprend l'horizon supérieur ; il est constitué par des argilites noires qui contiennent des lamellibranches, des trilobites, des éuriptérides, des ostracodes. On a identifié : *Buchiola* sp., *Orthoceras* sp., *Dalamania* ? sp., *Eurypterus* sp. et *Cardiola interrupta* Sow. qui indiquent le Ludlovien supérieur. L'intervalle de 4 970 à 5 080 m comprend l'horizon inférieur ; il est constitué par des marno-calcaires noirs inclinés à peu près de 30° SE à graptollites. Les espèces *Pristiograptus (Pristiograptus) bohemicus* (Barr.) *P. (P.) meneghinii meneghinii* Gord., *P. (Colonograptus) colonus colonus* (Barr.) indiquent le Ludlovien inférieur.

? Ordovicien. A partir de 5 080 m jusqu'à 5 090 m où le forage a été arrêté on a percé des quartzites noirs à diaclases de calcite et de

quartz. Faisant un parallèle avec les quartzites qui apparaissent à la base du Silurien dans le forage de Jassy, probablement ceux-ci appartiennent de même à l'Ordovicien.

Si l'on fait l'analyse, du point de vue tectonique, du matériel fourni par le forage de Călărași quelques remarques sont à faire sur les mouvements calédoniens et hercyniens, notamment sur l'évolution de la Plate-forme moesienne.

Tout le paquet de dépôts jusqu'à 4 970 m de profondeur présente une position horizontale. A partir de ce point et jusqu'au fond du sondage, dès que les marno-calcaires à graptolites apparaissent, les dépôts présentent un pendage d'environ 30° vers le SE. Cette discordance qui apparaît entre le Ludlovien inférieur et le Ludlovien supérieur nous indique la phase ardenne de l'orogenèse calédonienne. Dans le forage de Mangalia on a constaté une situation similaire, aussi peut-on supposer qu'une partie du secteur valaque de la Plateforme moesienne, la Dobrogea du S et la Dobrogea centrale pourraient constituer une Plateforme épicalédonienne.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonne stratigraphique des dépôts traversés par le forage de Călărași.

1, marne ; 2, sable ; 3, calcaire ; 4, marnocalcaire ; 5, quartzite ; 6, calcaire dolomitique ; 7, dolomie ; 8, argilite ; 9, anhydrite, gypse ; 10, grès quartztique.

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LIII/1 (1965—1966)

STRATIGRAFIE

STUDIU GEOLOGIC AL REGIUNII MOIGRAD (NORD-VESTUL
BAZINULUI TRANSILVANIEI)¹⁾

DE
A. RUSU²⁾

Abstract

Geological Study of the Moigrad Region (Northwestern part of the Transylvania Basin). Crystalline, sedimentary and eruptive rocks are met in this region. This sedimentary formations are assigned to the Eocene, Oligocene and Miocene. In the conglomerates of the lower variagated clay series (Eocene) the presence of banatitic eruptive elements is recorded. The "Upper Gypsum" belongs to the Turbuța Beds. The Hoia Beds represent a well individualized horizon, with which the Oligocene begins. The Lower Miocene deposits are subdivided into two horizons: the blackish marly sandstone horizon (Lower Burdigalian) and the marly conglomeratic horizon (Upper Burdigalian-Helvetician). The igneous rocks are represented by dacites of the Banatitic series and by Sarmatian andesitic bodies. The overthrust along the Meseș line is of intra-Burdigalian age.

Introducere. Regiunea care face obiectul acestei lucrări se situează în extremitatea nordică a munților Meseș, la distanță egală de localitățile Zălau și Jibou. Din punct de vedere paleogeografic depozitele terțiare studiate aparțin bazinului Transilvaniei.

Cercetările începute de noi în anul 1962 au fost completate în 1965 cu o cartare geologică detaliată la sc. 1:10.000, impusă de complicațiile tectonice și de particularitățile faciale ale unor orizonturi stratigrafice din regiune.

Primele date geologice cu importanță științifică privind regiunea de care ne ocupăm, le găsim în lucrarea lui F. R. Ha u e r și G. St a c h e (1863).

¹⁾ Comunicare în ședința din 29 aprilie 1966.

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

Urmează o serie de lucrări ale geologului K. Hoffmann publicate în anii 1879, 1881, 1887, care duc la descifrarea stratigrafiei și tectonicii unei porțiuni întinse din bazinul Transilvaniei. Rezultatele cercetărilor lui, caracterizate printr-o mare precizie, sunt exprimate și în hărțile geologice la sc. 1:75.000 pe care ni le-a lăsat. Lui K. Hoffmann îi revine meritul de a fi stabilit corect succesiunea stratigrafică a terțiarului din această parte a bazinului Transilvaniei, ușurînd astfel apariția unei lucrări cu caracter monografic privind întregul bazin. Este vorba de lucrarea lui A. Koch, în două părți (1894, 1900), care folosește pentru regiunea din jurul Jiboului, în cea mai mare parte, datele lui K. Hoffmann.

Regiunea Moigradului a mai fost cercetată de S. Mateescu, care s-a ocupat atât de stratigrafia regiunii (1927) cât și de tectonica ei (1938). În aceeași perioadă apare și lucrarea de generalizare a lui E. Szádeczky-Kardoss (1930), cu considerații tectonice și paleogeografice privind regiunea.

Mentionăm o serie de lucrări semnate de T. Joja (1956), M. Paucă (1954, 1964a, 1964b) Gr. Răileanu și Emilia Saulaea (1956), I. Z. Barbu (1961, 1962) și de N. Mészáros, Chr. Prischak, K. Jakab (1963), care cuprind studii stratigrafice și paleontologice în regiuni adiacente. Lucrări recente se referă la tectonica acestei regiuni (Gr. Răileanu, A. Rusu, V. Moisescu, 1964) sau discută vîrstă eruptivului de la est de cristalinul Meseșului (O. Iliescu, 1965). În cuprinsul lucrării vor fi citate, la locul potrivit, o serie de studii privind regiuni mai îndepărtate din bazinul Transilvaniei.

Prezintă interes, prin observațiile consemnate în ele, rapoartele geologilor I. Z. Barbu¹⁾, V. Mutihac²⁾, O. Iliescu și echipa³⁾, M. Paucă și echipa⁴⁾ și A. Rusu⁵⁾.

¹⁾ I. Z. Barbu. Raport asupra regiunii Ortelec-Moigrad-Brebi. 1952. *Arh. Com. Stat. Geol.*

²⁾ V. Mutihac. Raport asupra cercetărilor geologice în reg. Moigrad-Hida. 1952. *Arh. Com. Stat. Geol.*

³⁾ O. Iliescu, Aura Naghel, Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit, M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian, A. Naghel. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în regiunea Moigrad-Jibou-Stejerea-Ileanda-Răzoare. 1962. *Arh. Com. Stat. Geol.*

⁴⁾ M. Paucă, D. Socoleanu, A. Clemens, Gloria Crahmaliuc, Magdalena Radu, Al. Coste, Tamara Odobescu, Silvia Tiutiucă, Il. Dumitriu (1962). Raport geologic. Prospecțiuni geologice pentru sare și săruri de potasiu în Munții Apuseni, între v. Someșului și munții Rezului. *Arh. Com. Stat. Geol.*

STRATIGRAFIA REGIUNII

Formațiuni cristaline

Termenul cel mai vechi cuprins în hartă îl reprezintă șisturile cristaline, care împreună cu eruptivul banatitic formează fundamentul regiunii. Cristalinul Meseșului a fost studiat de E. Szádeczky-Kardoss (1930) și de Th. Kräutner (1938). Nu vom descrie șisturile cristaline din regiune, ele nefăcând obiectul cercetărilor noastre. Menționăm doar că unitatea șisturilor cristaline ia contact tectonic spre est cu sedimentarul paleogen al bazinei Transilvaniei și suportă normal pe rama vestică depozite neogene.

Formațiuni sedimentare

Cu privire la stratigrafia depozitelor sedimentare, precizăm că nu vom însista decât asupra orizonturilor care apar bine deschise în regiune, prin al căror studiu se aduc precizuni stratigrafice. Depozitele sedimentare separate pe hartă aparțin ca vîrstă Eocenului, Oligocenului, Miocenului și Cuaternarului (pl. I).

Eocen. *Seria argilelor vărgate inferioare.* Depozitele aparținând acestei „serii“ ocupă o suprafață restrânsă, între valea Blidăroaia și valea Răpaos și sunt bine deschise în Coasta Roșie. Aici apar conglomerate și pietrișuri nesortate, cu elemente decimetrice, subangulare de șisturi cristaline, roci eruptive reprezentate prin riolite și pirolastite silicificate și de roci sedimentare de vîrstă mezozoică. Matricea foarte abundantă, care formează masa fundamentală a rocii este reprezentată printr-o argilă nisipoasă roșie-violacee cu rare pete verzi. Uneori argila formează nivele lipsite de material psefitic, ca pe valea ce coboară din Peringarul. Stratificația foarte vagă a pietrișurilor și conglomeratelor, precum și caracterul lor polimictic indică un aport masiv de material și o sedimentație haotică, reprezentând probabil depozite torențiale depuse subacuatic. Nu am putut aprecia grosimea seriei argilelor vărgate inferioare deoarece nu se observă nici baza acestor strate, care în nord repauzează pe șisturile cristaline, și nici limita superioară a lor, contactul cu orizonturile care urmează fiind de natură tectonică. Partea superioară a „seriei“ a fost observată de noi

⁵⁾ A. Rusu. Raport geologic asupra Oligocenului dintre localitățile Moigrad-Vargilgău-Jac. (1962). *Arh. I. G. G.*

pe affluentul cel mai mare al văii Racova (afară din hartă), unde apar niște argile nisipoase roșii cărămizii pătate sau vărgate cu verde, stratificate, în care se intercalează gresii calcaroase gălbui în bancuri de 0,5 m. Puțin mai sus, după o mică porțiune acoperită apar gipsurile inferioare. În regiunea cercetată lipsesc stratele de Rona, cunoscute spre NE (K. Hoffmann, 1879; A. Koch, 1894; T. Joja, 1956; Gr. Răileanu, Emilia Saulea, 1956), care reprezintă un facies calcaros cu dezvoltare lenticulară în partea superioară a argilelor vărgate inferioare. În felul acesta e greu de precizat cărei părți corespund depozitele de la Coasta Roșie; după faciesul grosier ele ar reprezenta echivalentul părții inferioare al „seriei”; apariția unui banc de gips în malul drept al văii Blidăroaia, considerat de noi Eocen, ar pleda însă pentru echivalarea cu partea superioară a argilelor vărgate. Trebuie să arătăm că, dacă originea continentală a acestor depozite este unanim acceptată, în legătură cu vîrsta lor sătem încă în domeniul ipotezelor, ele fiind considerate fie danian-paleocene, fie paleocene sau eocene, fără suficiente dovezi paleontologice.

Stratele de Racoți (seria marină inferioară). Apar în perimetrul reprezentat pe hartă în trei sectoare după cum urmează: pe valea Racovei unde se prinde doar partea superioară a acestor strate, pe valea Ortelecului la Strîmtură și în regiunea văii Răpaos. Am arătat că nu avem deschideri în care să se vadă limita dintre seria argilelor vărgate inferioare și stratele de Racoți. Din regiuni învecinate se cunoaște că trecerea de la o serie la alta este gradată, fapt confirmat și de surtele recurențe ale faciesului de argile roșii peste gipsurile inferioare, observate pe affluentul de care am mai vorbit al văii Racovei. În suita straterilor de Racoți am recunoscut și separat mai multe orizonturi:

Orizontul gipsului inferior, este bine dezvoltat la Strîmtură, unde acest orizont are o grosime de cca 40 m și este constituit din 2 pachete de gipsuri adesea marno-argiloase, separate printr-un pachet de marne gălbui-verzui în care bancurile de gips apar accidental. De remarcat că sub orizontul gipsurilor se citează, din diferite puncte ale bazinului Transilvaniei strate cu faună marină (K. Hoffmann, 1879; A. Koch, 1894; Gr. Răileanu, Emilia Saulea, 1956; Nița Vlaicu-Tătarim, 1963). Oricum pentru noi „gipsul inferior” rămîne un orizont de trecere între faciesul continental-lacustru al seriei argilelor vărgate inferioare și faciesul marin tipic care urmează.

Atribuim acestui orizont atât blocurile de gips care apar pe o rîpă affluentă de dreapta a văii Răpaos, scoase în lungul liniei tectonice care trece pe aici, cît și petecul cu gipsuri de pe versantul drept al văii Blidăroaia. Pe rîpă amintită aflorează niște marne și marnocalcare gălbui, nefosilifere, groase de 6 m, puternic diaclazate care trebuie incluse după aspectul lor tot orizontului „gipsului inferior“.

Orizontul cu *Gryphaea esterhazyi* apare pe versantul sudic al dealului Rîpoasa, unde este bine deschis, și la Strîmtură, în parte acoperit. În dealul Rîpoasa se observă următoarea succesiune (fig. 1) : peste marnele și marnocalcarele nefosilifere atribuite orizontului anterior urmează un banc de 10—30 cm de gresie cuarțitică calcaroasă albicioasă, de același tip cu „gresia de Racoți“ de la partea superioară a seriei marine. Urmează un pachet de 8—10 m de marne cenușii gălbui, uneori grezoase glauconitice, cu numeroase exemplare de *Gryphaea (Fatina) esterhazyi* Pávay și *G. (Cryphaea) brongniarti* Brønn. Cu acest orizont faciesul marin s-a instalat în bazinul Transilvaniei pentru o perioadă mai lungă.

Orizontul cu *Nummulites perforatus* este bine dezvoltat și deschis în întregime, tot în coasta dealului Rîpoasa. Aici peste marnele cu Ostrei (fig. 1) urmează un prim banc de 1 m grosime de marne grezoase sau calcare grezoase, cu numuli mari și mici, formând un adevărat lumașel ; este primul banc cu *Nummulites perforatus* (Montf.). Se trage la marne cenușii verzui dezvoltate pe 5 m grosime, în care se intercalează spre

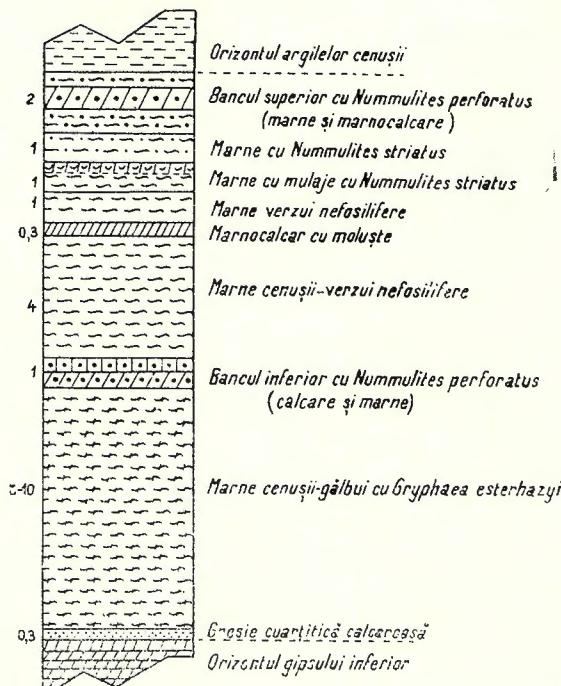


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a orizontului cu *Nummulites perforatus* de pe valea Răpoasă.
Colonne stratigraphique de l'horizon à *Nummulites perforatus* dans la vallée Răpoasă.

partea superioară un banc de 30 cm de marnocalcar grosier cu mulaje de lamelibranchiate și gasteropode. Urmează 2 m de marne gălbui cu rari numuliți mici de tipul lui *N. striatus* (Brug) și cu mulaje de moluște dezvoltate la un anumit nivel, apoi un alt doilea banc cu *N. perforatus* de 2 m grosime, constituie din marnă grezoasă și calcar, care încheie orizontul. Întregul orizont cuprinzând bancurile cu *N. perforatus* are aici peste 10 m grosime și a fost pus în evidență atât la Strâmtură, cât și pe valea Racovei, prin numeroșii numuliți împrăștiati din rocă. La Strâmtură unde orizontul cu *N. perforatus* suportă „gipsul inferior“ — seria fiind deversată, i s-a apreciat de către I. Z. Barbu¹⁾ o grosime de 7 m.

Datorită studiilor recente ale geologilor G. h. Bombiță (1963) și Nița Vlaicu-Tătarim (1963) se cunosc din acest orizont numeroase forme de numuliți, fosile conduceatoare cu o deosebită valoare cronostratigrafică.

Orizontul argilelor cenușii urmează în continuitate de sedimentare dezvoltat pe cca 40—50 m grosime. Orizontul este bine deschis pe valea Răpaos și constă din: marne cenușii-verzui, uneori gălbui și marne albicioase, în care se intercalează la diferite nivele bancuri de 0,4—2 m de calcare grezoase fosilifere, sau gresii cuarțitice tip gresia de Racoți; din argile fin nisipoase, cenușiu-vineții care se dezvoltă spre partea superioară și prezintă slabe intercalații marnoase mai deschise la culoare. Acest orizont mai apare sub vîrful Puguiorul și în talvegul văii Ortelec, la estul localității cu același nume.

Din orizontul argilelor cenușii se cunoaște o bogată faună de moluște și sporadic numuliți (A. Kock, 1894; N. Mészáros, 1957; N. Mészáros et al., 1963; Nița Vlaicu-Tătarim, 1963); forme care pe valea Racovei se găsesc pînă sub orizontul gresiei de Racoți.

Gresia de Racoți apare ca un orizont foarte bine individualizat la partea superioară a stratelor de Racoți. Orizontul gresiei de Racoți are o grosime de 20—25 m și a fost întîlnit de noi pe valea Racova, sub vîrful Puguiorul și în regiunea văii Răpaos (fig. 2), între valea Blidăroaia și culmea Meseșului, unde poate fi urmărită continuu pe cca 2 km.

Roca este o gresie cuarțitică, uneori grosieră, cu ciment calcaros, trećind pe alocuri la calcarenit, dezvoltată în bancuri de 0,5 m cu intercalații marnoase cenușii. Nu am întîlnit în regiune forme fosile.

¹⁾ Op. cit. pag. 428.

Semnalăm existența unui mic petec necunoscut pînă acum de gresie tip Racoți, pe versantul vestic al munților Meseș, spre obîrșia văii Rodinei, în plină zonă de șisturi cristaline. La W de cristalinul Meseșului se cunoșteau încă de la K. H o f m a n n (1879) depozite apartinînd Eocenului și acest fapt trebuie subliniat atât pentru implicațiile sale paleogeografice cât și tectonice. Reiese că țărmul vestic al mării eocene din bazinul Transil-

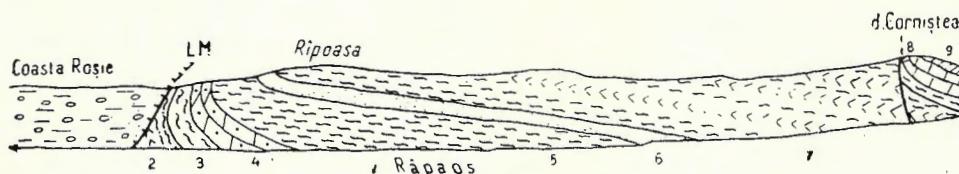


Fig. 2. — Profil geologic în versantul drept al văii Răpaos între dealul Corniștea și Coasta Roșie.

1, serie argilelor vărgate inferioare; 2, orizontul gipsului inferior; 3, orizontul cu *Gryphaea esterhazyi*; 4, orizontul cu *Nummulites perforatus*; 5, orizontul argilelor cenușii; 6, gresia de Racoți; 7, stratele de Turbuță; 8, stratele de Cluj; 9, orizontul cu *Nummulites fabianii*. LM — linia Meseșului.

Profil géologique dans le versant droit de la vallée Răpaos entre la Colline Corniștea et Coasta Roșie.

1, série des argiles bariolées inférieures; 2, horizon du gypse inférieur; 3, horizon à *Gryphaea esterhazyi*; 4, horizon à *Nummulites perforatus*; 5, horizon des argiles grisâtres; 6, grès de Racoți; 7, couches de Turbuță; 8, couches de Cluj; 9, horizon à *Nummulites fabianii*. LM — ligne du Meseș.

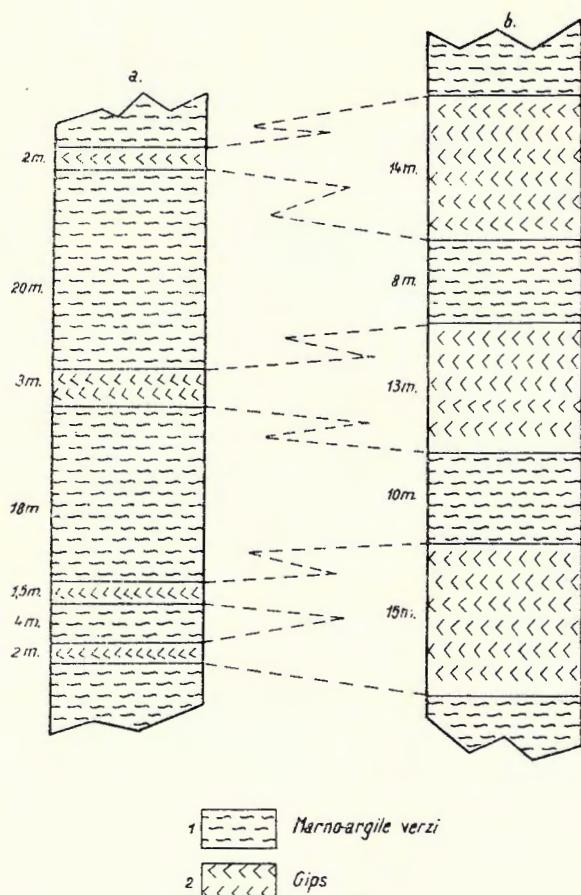
vaniei era undeva la vest de creasta actuală a Meseșului și că acest cristalin nu începuse să se ridice.

Cu excepția „gipsului inferior“ care apare ca un orizont de trecere, stratele de Racoți reprezintă o serie unitară, caracterizată printr-un facies predominant carbonatic, prin intercalații de gresii tip Racoți dezvoltate la diferite nivele și printr-o faună de numuliți specifică.

Stratele de Turbuță. Acestea apar în aceleași sectoare ca și stratele descrise pînă acum, precum și în versantul sud-estic al Meseșului pe un affluent al pîrului Druj (iese din hartă).

Stratele de Turbuță cu o grosime de cca 120 m sunt constituite din argile fine, compacte, verzi, cu intercalații de 0,5 m de marne albicioase, dure, cu spărtură prismatică, iar spre partea superioară cu bancuri de gips, care pot deveni predominante (pl. II).

Gipsurile formează un pachet relativ omogen, cu slabe intercalații argiloase sub vîrful Puguiorul, unde totalizează 60 m grosime, sau apar ca bancuri dezvoltate la diferite nivele ca în dealul Corniștea (fig. 3).



cartăm echivalentul acestora, unde gipsul nu Turbuța, deoarece nu avem criterii de nici o natură pentru separarea lor.

Cu toate că începînd de la lucrarea lui A. Koch (1894), majoritatea geologilor au considerat gipsul superior aparținînd seriei de strate suprajacente, noi includem aceste gipsuri la stratele de Turbuța, raliindu-ne concepþiei lui K. Hoffmann (1879) ca și geologii I. Z. Barbulescu¹⁾ și V. Mutihac¹⁾ care au lucrat în regiune.

Trecînd peste faptul că am schimba înþelesul iniþial dat de K. Hoffmann stratelor de Turbuța, separarea gipsurilor de restul stratelor, cel puþin pentru regiunea noastră, ar fi artificială și ar da naþtere la situaþii care nu-þi găsesc rezolvare în cartare. De menþionat că argilele intercalate între bancurile de gipsuri sînt identice cu cele de sub gipsuri, întreaga serie avînd caracterul unei formaþiuni de precipitaþie chimică formată într-un facies lagunar. Dezvoltarea lenticulară a gipsului, duce în cazul în care le-am trece la stratele de Cluj, să se dezvoltă, la stratele de

¹⁾ Op. cit. pag. 428.

Deci aceiași unitate timp roca ar fi trecută cînd la un orizont, cînd la altul. Deoarece în regiunea Clujului sub „gipsul superior“ se cunoaște un nivel mare (A. Koch, 1894; Gr. Răileanu, Emilia Saulaea, 1956), ne întrebăm dacă gipsurile din cele două regiuni sunt sincrone sau se dezvoltă la nivele diferite.

În stratele de Turbuța K. Hoffmann (1879) citează gasteropode de apă dulce (*Lymnaeus*, *Planorbis*), găsite în regiunea văii Răpaos, forme care prezintă doar interes paleoecologic.

Stratele de Cluj. În regiune nu am găsit un afloriment în care să se observe trecerea de la orizontul subjacent. Totuși, în diferite puncte se poate observa un banc de marne albicioase cu numeroase *Ostrea cyathula* Lamk., care ar putea să reprezinte chiar un nivel în baza stratelor de Cluj. Noi am întîlnit marnele cu Ostrei în vîrful Puguiorul, într-un afloriment artificial, unde apar pe cca 4 m grosime, șiind anormal peste calcarul grosier (stratele sunt răsturnate). Spre S apar în dealul Corniștea, la obîrșia văilor Blidăroaia și Răpaos, și pe pîrîul Drui, unde pe lîngă Ostrei mai apar și rari numuliți mici. În alte locuri ca pe valea Racova, stratele de Cluj par a începe cu niște gresii calcareoase albicioase în care apar la diferite nivele elemente de conglomerate.

Urmează calcarul grosier (superior), care însumează 25—30 m grosime și este constituit din bancuri de 0,5—2 m de calcare organogene, uneori grezoase, cenușii-albicioase proaspete și gălbui alterate, cu slabe intercalări marnoase. Calcarul grosier are o răspîndire mai mare în regiune fiind întîlnit pe valea Racova, pe văile Ortelecului și Strîmtura, spre obîrșia văii Tiganiștei și într-o fîșie continuă pe versantul vestic al Meseșului între dealul Corniștea și pîrîul Drui.

În regiune am recunoscut cele 2 nivele puse în evidență de Gr. Răileanu și Emilia Saulaea (1956) și citate și de alți autori (N. Mészáros et al., 1963; Nița Vlaicu-Tătărîm, 1963); nivelul cu *Uvella* și nivelul cu *Campanile giganteum* (Lamk.). Calcarul grosier conține o bogată faună de lamelibranchiate, gasteropode, echinoderme și foraminifere, cunoscută din lucrările lui K. Hoffmann (1879); A. Koch (1894), N. Mészáros (1957), Nița Vlaicu-Tătărîm (1963) etc. În vîrful dealului Corniștea, în aceste calcare am descoperit un cuib fosilifer cu forme de crustacei decapozi, din care am determinat specia *Paleocarpilius macrochelius* (Desmarest).

Orizontul cu Nummulites fabianii. Limita superioară a calcarului grosier este greu de precizat, cel puțin litologic, datorită trecerii gradate spre marnele de Brebi. Pachetul de trecere între cele două unități litologice se caracterizează prin abundența numulișilor mici (specific fiind *N. fabianii* (P e r e r)) care formează lumașele fie în calcare, fie în marne sau mai adesea în ambele (pl. II).

Deci „marnele cu *N. fabianii*“ nu formează o entitate litologică, dar reprezintă un bun reper cartografic și sunt cu certitudine izocrone pe toată întinderea lor.

Am putut urmări și separa acest orizont între valea Pomățului și versantul nordic al dealului Corniștea, în rest dezvoltându-se discontinuu.

Din marnele și calcarele acestui orizont am determinat o serie de forme; cele mai frecvente după numulișii sunt:

- Chlamys biarritzensis* (d'A r c h.)
- Pholadomya puschi* G o l d f.
- Pleurotomaria sismondai* (G o l d f.)
- Delphinula (Delphinula) goniophora* Bellardi
- Leiopedina samusi* P á v a y
- Laganum transilvanicum* P á v a y

Numărul speciilor de numulișii a fost îmbogățit prin lucrările de date recentă ale lui Gh. Bombiță (1963) și Nița Vlaicu-Tătarim (1963).

Marnele de Brebi. Acestea reprezintă orizontul Eocen cu cea mai largă dezvoltare în perimetru cuprins pe hartă. În constituția lui litologică intră marne și marnocalcare, cu trecere la calcare, de culoare cenușiu-vineție proaspete și gălbui-albicioase alterate, cînd devin șistoase și mai friabile. Grosimea acestui orizont variază în regiune între 40 m și 60 m. Marnele de Brebi apar între valea Racova și localitatea Brebi, pe valea Ortelecului la gura văilor Grădinii și Ursoaiei, sub vîrful Puguiorul, pe versantul estic al Măgurii Moigrad unde marnele devin negricioase prin coacere, și într-o fîșie continuă între Moigrad și pîrful Drui.

Din marnele de Brebi se cunoaște o bogată microfaună (I. Z. Barbu, 1961), macrofauna fiind mai rară și adesea păstrată doar ca mulaje. Formele cel mai frecvent întîlnite în aceste strate sunt: *Gryphaea (Gigantostrea) rarilamella* (Mellev), *Chlamys biarritzensis* (d'A r c h.), *Spondylus buchi* Philipp. La E de Măgura Moigrad unde marnele au suferit un meta-

morfism caustic s-au păstrat o serie de lamelibranchiate mari, cu chochilia subțire care în condiții normale s-ar fi dizolvat.

Oligocen. *Stratele de Hoia.* Acest orizont a constituit în ultimul timp subiectul de discuții, fiind considerat de unii autori ca un facies local al stratelor de Mera, trecut fie la Eocen fie la Oligocen.

Efectuînd cercetări într-o regiune în care stratele de Hoia se individualizează clar, am revenit pentru prima dată după anul 1956 (G. r. Răileanu, Emilia Saulaea), la concepția lui A. Koch și K. Hoffmann privind aceste strate, punct de vedere exprimat în raportul geologic pe anul 1962¹⁾). Cercetările din anii următori nu au făcut decît să confirme existența stratelor de Hoia, ca un orizont bine individualizat, cu extindere regională, la nivelul căruia are loc o importantă schimbare în faună de moluște. Noi am urmărit continuu aceste strate, cu fauna lor caracteristică, pe oca 50 km lungime între Treznea (raionul Zălau) și Bizușa (raionul Dej), recunoscîndu-le cu ocazia ridicării unor profile geologice și în regiunea localităților Cluj, Mera, Hodis și Poiana Blenchii. Subliniem faptul că la est de Jibou stratele de Hoia iau parte la alcătuirea seriei calcaroase, reprezentînd partea ei terminală.

Stratele de Hoia, numite astfel de A. Koch în 1880, au fost separate anterior de K. Hoffmann (1879) în reg. Jiboului sub numele de „sedimente marine inferioare bogate în moluște“, autor care a stabilit pentru prima dată corect poziția lor stratigrafică. Orizontul acesta apare în puncte izolate la N de valea Ortelecului, urmărindu-se continuu la S de această vale, începînd din capătul nordic al satului Moigrad, pînă la sudul perimetruului, pe valea Jurteana.

Stratele de Hoia sunt constituite din bancuri de calcare cu intercalări marnoase și se diferențiază net de stratele din culcuș și acoperiș. O deschidere clară, dar nu și expresivă pentru aceste strate, se întîlnește pe valea Jurteana, la cca 500 m amont de confluența cu pîrîul Drui, în versantul stîng. Aici de la marnele și marnocalcarele albicioase, apartinînd marnelor de Brebi, se trece la un banc calcaros de 0,5 m, cu aspectul calcarului grosier superior, cu Ostrei mici, *Chlamys biarritzensis* (d'Arcy), corali apartinînd genului *Rhabdophyllia* și cu numuliți mici. Urmează 1—2 m marne: partea lor inferioară constă dintr-o marnă cu detritus organogen foarte dezvoltat format din cochiliî de foraminifere marine, care

¹⁾ A. Rusu (1962). *Op. cit.* pag. 429.

apar ca granule albe într-o masă gălbuiie cenușie; în jumătatea superioară marna cenușie-gălbuiie este fină, mai compactă și conține aproximativ aceeași microfaună, dar cu exemplare mult mai puține. Un alt 2-lea banc calcaros cochlifer de 0,5 m încheie orizontul, calcarul având un aspect diferit de ceea ce se cunoaște mai jos (lipsesc aici și numuliți). Peste aceasta urmează argilele și marnele cu intercalații cărbunoase și cu faună salmastră, aparținând stratelor de Curtuiuș.

Din punct de vedere litologic constatăm existența unui pachet de 2–3 m grosime, care se poate separa reprezentând stratele de Hoia. Bancul calcaros inferior are însă o faună care îl apropiște mai mult de stratele subiacente. Schimbarea biostratigrafică intervine odată cu cel de al doilea banc. Trebuie subliniat însă că în regiuni apropiate, de exemplu în dealul Fundătura, la E de Brebi, același banc de calcare cuprinde atât forme de *Scutella*, *Natica*, *Tympanotonos* etc., care reprezintă fauna înoină, cât și numuliți (necunoscuți mai sus). Este posibil ca bancul calcaros inferior de pe valea Jurteana să reprezinte un facies calcaros al stratelor de Brebi, facies prin a cărui dezvoltare se exagerează grosimea stratelor de Hoia. Un caz similar ar exista în versantul estic al dealului Cocina, deasupra Moigradului, unde într-o rîpă se observă bancuri de calcare albe, slab cochlifere, cu rare numuliți, între care se întârcalează marne. Peste acestea urmează calcare cochlifere cu caracter oligocene, care apar aici doar ca blocuri. Întregul orizont calcaros a fost apreciat aici la 6 m grosime.

Stratele de Hoia conțin o bogată faună cunoscută încă de la K. Hoffmann și A. Koch. Cele mai caracteristice și frecvente forme, culese de noi dintr-o regiune mai întinsă sunt:

- Pitar (Callista) heberti* (Desh.)
- Pitar (Callista) villanovaæ* (Desh.)
- Lucina globulosa* Desh.
- Cardium transilvanicum* Hoffm.
- Panope (Panope) heberti* Bosq.
- Divaricella ermenonvillensis* (d'Orb.)
- Tympanotonos (Tympanotonos) labyrinthum* (Nyst.)
- Cerithium (Thericium) filiferum* Desh.
- Megatylotus (Megatylotus) crassatinus* (Lamk.)
- Trochus trochlearis* Sando
- Scutella subtrigona* Koch

- Rhabdophyllia tenuis* Reuss
Nummulites aff. fabianii (P e v e r)
Nummulites aff. intermedius (d'A r c h.)
Lithophyllum sp.

Asociația faunistică are afinități mai mari cu stratele de Ciocmani și Mera, decât cu stratele subiacente. Specificul biostratigrafic îl dă numulitii, formele nefiind tipice speciei după G h. B o m b i ț ă (1963) și lipsind mai sus în coloana stratigrafică.

Stratele de Curtuiuș. Peste ultimul banc calcaros al stratelor de Hoia, urmează concordant un pachet de marne și argile cu intercalații de marnocalcare, gresii și cărbuni. Orizontul acesta predominant pelitic este slab deschis în regiune, urmărindu-se pe teren, mai ales după Ceriții detașați din rocă, după fragmentele de cărbuni etc. Stratele aflorează în următoarele puncte :

Pe pîriul Grădinii, unde se observă niște argile cenușii-vineții, grase, în care se intercalează un banc de 1,20 m de gresie cuarțitică calcaroasă, albicioasă, cu stratificație încrucișată. De sub argile localnicii au extras un cărbune șistos, care nu întrece în regiune 40 cm grosime ;

Pe valea Tigăniștei, unde între argilele cenușiu-brune se intercalează un banc calcaros cu numeroase forme de *Tympanotonos* și *Cyrena* :

Pe valea Ursoaiei marnoargilele devin dure, de culoare negricioasă, datorită apropierei de corpurile eruptive, dar conțin aceiași faună, caracteristică pentru stratele de Curtuiuș ;

Spre obîrșia văii Pomătului, marnoargilele acestea sunt deschise pe cca 6 m grosime fără a reprezenta întregul orizont ;

La obîrșia văii Jurteana, unde în marnele și argilele, cenușiu-verzui cu o microfaună săracă, salmastră și cu intercalații de cărbuni, apar bancuri subțiri de 10—15 cm de marnocalcare sideritice, fine, de culoare brun-verzuie, cu numeroase *Natica* sp., *Tympanotonos labyrinthum* (N y s t) și *T. vivarium alpinum* (T o u r n.).

Stratele de Curtuiuș însumează în regiune 6—10 m, grosime mai mare decât la NE de perimetru nostru. Ele reprezintă o secvență de facies salmastru în baza strateelor de Mera s. str. din regiunea Clujului.

Stratele de Ciocmani. În regiune acestea prezintă un facies cu totul diferit de cel caracteristic acestui orizont în localitatea tip, sau de faciesul strateelor de Mera, al căror echivalent îl reprezintă în parte.

Peste stratele de Curtuiuș, urmează un complex de argile roșii-violaceea cu pete verzi, sau argile verzi, cu intercalații de gresii sau nisipuri albicioase-verzui, uneori conglomerate, care pe anumite porțiuni devin predominante. Toate sunt nefosilifere. În partea superioară, sub limita cu stratele de Ileanda Mare, se urmărește un banc de gresie sau microconglomerat cu ciment calcaros, în care apar Cardiacee. Am considerat în 1962¹⁾ acest nivel ca fiind echivalent stratelor de Buzușa, dezvoltate în est.

În pachetul de roci care, după cum am văzut, îmbracă faciesul stratelor de Tic, nu se pot urmări nivele, nisipurile fiind dezvoltate lenticular. Complexul în ansamblu relevă instabilitatea regiunii din timpul depunerii sedimentelor predominant grosiere, care însumează peste 100 m grosime. Orizontul acesta are o răspândire mare în regiune, ocupînd suprafețele cele mai întinse din hartă. Rocile lui pot fi confundate cu cele ale stratelor de Valea Almașului cu care seamănă ca facies.

Stratele de Ileanda Mare. Sînt acestea își pierd faciesul tipic cu care sunt cunoscute spre NE. Ele apar doar la S de valea Ortelecului formînd o bandă aproape continuă din versantul drept al acestei văi pînă la S de valea Pomătului Petece reduse mai apar la nord de Măgura Moigradului și în dealul Comoarei, datorită unor falii.

Stratele de Ileanda Mare, sunt constituite din argile fin nisipoase, šistoase, cenușiu-brunii, pe alocuri cu intercalații de šisturi disodilice, foioase, bituminoase, negre-brunii, cu împresiuni de solzi de pești, intercalații care amintesc aspectul tipic al acestor strate. Grosimea lor se reduce în regiunea noastră la 25—30 m. Trecerea gradată de la stratele de Ciocmani, printr-o gresie fină, argiloasă și spre stratele din acoperiș, printr-un nivel asemănător face ca limitele stratelor de Ileanda să fie arbitrar. Separarea acestui orizont însă, poate fi făcută și se impune. Astfel, urmărit atent el ne dă posibilitatea să separăm stratele de Ciocmani de stratele de Valea Almașului, acolo unde pe alte hărți a fost trecut totul ca stratele de Ciocmani.

Stratele de Valea Almașului. Acestea ocupă colțul sud-estic al sectorului cartat și sunt reprezentate doar prin partea lor inferioară care ar corespunde Oligocenului superior.

Aceste strate au următoarea constituție litologică: gresii sau nisipuri cuarțitice albicioase, cu treceri la microconglomerate, argile roșii pătate

¹⁾ A. Rusu (1962). *Op. cit.* pag. 429.

și strate de cărbuni. De la stratele de Ileanda se trece la un pachet de maximum 100 m de gresii cu intercalații de strate cărbunoase, care au format obiectul unor exploatari, urmat de lentile de argile roșii intercalate la diferite nivele, neputind fi separate aici ca un orizont de sine stătător în cadrul stratelor de Valea Almașului. Nu am găsit în regiune resturi fosile. Stratele de Valea Almașului reprezintă cel mai nou orizont care vine în contact cu corpurile eruptive diorit-andezitice; metamorfoza lor ne permite să tragem concluzia că eruptivul este sigur mai nou decât Oligocenul.

Miocen. Pe o porțiune redusă, față de suprafața unui bazin, apar în regiune o serie de depozite miocene considerate aparținând bazinului Silvaniei, necunoscute în alt sector al acestui bazin și care îmbracă faciesuri diferite de cele cunoscute în bazinul Transilvaniei, la același nivel.

Primul care semnalează existența lor și le studiază este K. Hoffmann (1879), atribuindu-le pe bază paleontologică „etajului Mediteranean vechi”. S. t. Mateescu confirmă în 1927 prezența Burdigalianului în aceste depozite și consideră că o parte din seria de strate străbătute de forajul de la Tigani (Crișeni) ar reprezenta echivalentul lor. De la S. t. Mateescu nici o lucrare nu se ocupă mai îndeaproape de depozitele miocene de aici. În 1954 M. Paucă remarcănd că prezența Burdigalianului de aici rămâne o problemă care trebuie urmărită, arată că în cazul confirmării lui regiunea aceasta ar ține în timpul Burdigalianului încă de bazinul Transilvaniei. Într-o lucrare recentă (1964 b) acest autor repartizează depozitele Miocenului inferior de pe rama vestică a Meseșului, altor subdiviziuni cronostratigrafice. Cercetările de detaliu efectuate de noi în regiune se concretizează printr-o serie de contribuții privind cunoașterea stratigrafiei acestor depozite. Am separat două orizonturi stratigrafice: orizontul marno-grezos negrios și orizontul conglomeratic marnos.

Orizontul marno-grezos negrios. Acest orizont este constituit din marnoargile micacee cenușii, negricioase, uneori șistoase, cu trecere la gresii marnoase fine, în general dure, mai avansat diagenezate, pe alocuri cu numeroase diaclaze cu calcit. Acest orizont apare pe suprafețe reduse, de sub depozitele transgresive ale orizontului superior, fapt pentru care nu au fost separate pe hartă. Le-am întîlnit în următoarele puncte: pe affluentul drept al văii Rogoazelor în patul văii (fig. 4), ca efect al ero-

ziunii, într-un afloriment de 20 m lungime, 10 m înălțime în culmea de la est de vîrful Puguiorul și apar probabil în alte două locuri: pe valea ce coboară de sub Frumușelul, affluent al pîrîului Ortelec, și pe valea Lupului.

Grosimea orizontului nu o putem aprecia deoarece nu cunoaștem culoarea lui, în tot cazul el are peste 6 m, grosime pe care este deschis la S

⇒ vf. Puguiorul

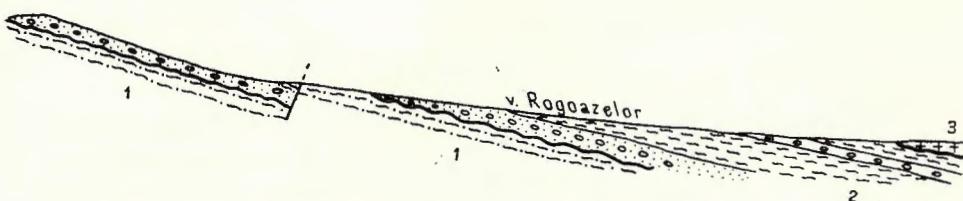


Fig. 4. — Profil geologic pe valea Rogoazelor.

1. orizontul marno-grezos negricios; 2. orizontul conglomeratice marnos; 3. orizontul tufului dacitic.

Profil géologique dans la vallée Rogoazelor.

1, horizon marno-gréseux noirâtre ; 2, horizon conglomeratique-marneux 3, horizon des tufs dacitiques.

de vîrful Puguiorul. Marnele și gresiile fine conțin impresiuni de plante, uneori chiar foarte numeroase, materialul cărbunos formînd pigmentul rocilor, iar pe valea Rogoazelor și numeroase moluște, dintre care am reușit să determinăm specific doar forma *Cardium (Acanthocardia) saucatense* Mayer. Trebuie remarcat că în afară de faptul că majoritatea formelor s-au păstrat doar ca mulaje ele sănt ades puternic deformate datorită tectonizării rocii. Vîrsta orizontului marno-grezos negricios poate fi dedusă după faciesul pe care-l îmbracă și poziția geometrică. În raportul echipei condusă de M. P a u c ă¹⁾, depozitele cu resturi de plante care apar lîngă vîrful Puguiorul au fost atribuite stratelor de Curtuiuș. Ori aceste strate apar în imediata apropiere, în faciesul lor tipic, cu faună caracteristică, complet diferită de a orizontului marno-grezos. Prezența lui *Cardium saucatense*, formă miocenă (Burdigalian) și poziția geometrică, sigur peste stratele de Ciocmani și sub corespondentul stratelor de Coruș, precum și faciesul cărbunos, ne determină să echivalăm acest orizont cu partea superioară cu cărbuni a stratelor de Valea Almașului, parte ce ar reprezenta un Miocen inferior (A. R u s u , G h. P o p e s c u , 1965).

¹⁾ Op. cit. pag. 428.

Din felul în care acest orizont apare în regiune reiese că el a fost în cea mai mare parte erodat, fapt pentru care nu se poate urmări continuu în baza orizontului conglomeratic marnos.

Orizontul conglomeratic marnos. Peste o suprafață de eroziune se aşterne, transgresiv și în unele porțiuni (vîrful Puguiorul, valea Țiganiștei, valea Blidăroaia), discordant, un complex sedimentar care ajunge să repauzeze chiar pe cristalin.

Orizontul este constituit din conglomerate poligene cenușiu-verzui, cu ciment calcaros, conglomerate și gresii afinat, brun-gălbui, argile nisipoase roșii, argile și marne verzui și marne fine micacee cenușiu-vineții, dezvoltate mai ales spre partea superioară. Cu constituția arătată, acest orizont se poate urmări din regiunea văilor Racovei și Grădinii, limitat la est de fația Benesat-Cuceu-Moigrad, spre vest prin dealul Pleșu, vîrful Puguiorul, până în Dealul Pietros, la N de valea Ortelecului, apoi dezvoltându-se pe o suprafață mare în dealul Măguricea, se continuă printr-o bandă îngustă pe marginea vestică a cristalinului din Meseș, până la limita sudică a perimetrlui cartat.

Pe valea Rogoazelor (fig. 4) peste depozitele orizontului marno-gresios negricios retezate de o suprafață de eroziune, urmează un nivel de 1—1,5 m cu blocuri mari (diametru de cca 1 m) de roci eruptive, de la care se trece la un microconglomerat sau gresie afinată cu grosime totală de cca 10 m. Urmează marne cenușii și marne verzui cu intercalații de conglomerate și microconglomerate, cu ciment calcaros, dezvoltate subordonat. Pachetul marnos însumează aici aproximativ 100 m, dar se reduce spre SW în detrimentul rocilor psefitice, fapt pentru care nu l-am separat ca orizont de sine stătător. Blocurile de eruptiv din bază sunt reprezentate prin riolite silicificate, cenușii, dure — probabil ignimbrite. Ceea ce trebuie subliniat este faptul semnalat de K. Hoffmann (1879) și confirmat de cercetările noastre, că dacitele remaniate în aceste conglomerate sunt aceleași cu rocile eruptive din Măguricea. Blocuri de același tip și dimensiuni se întâlnesc la obârșiiile văilor Racovei, Brebilor, pe valea Lupului și pe valea Sărmașului. Profilul văii Sărmaș este interesant deoarece aici conglomeratul cu blocuri mari de eruptiv și cristalin, cvasiorizontal, repauzează direct pe șisturile cristaline, scoase de eroziunea văii pe cca 100 m. Urmează gresii sau microconglomerate calcaroase, feruginoase, care prin alterare se dezagregă ușor.

În dealul Măguricea, conglomeratele și gresiile se continuă pînă la partea superioară a orizontului și conțin intercalări de argile roșii, în special pe versantul sudic, remaniate din seria vărgată inferioară.

Din orizontul conglomeratic marnos se cunosc forme fosile. K. Hofmann (1879) indică în aceste depozite două puncte fosilifere — la est de Zălau și pe drumul Brebi-Mirșid — din care a colectat următoarele forme: *Pyrula condita* Brongt., *Pecten holgeri* Gein., *P. cf. besseri* Andr., *P. malvinae* Dub., *Cytherea pedemontana* Ag., *Pholadomya alpina* Math., la care Șt. Mateescu adaugă specia *Pecten solarium* Lamk. găsit pe valea Ortelecului la Strîmtură. Pentru a trage o concluzie de ordin stratigrafic trebuie analizată critic fauna citată și pusă de acord cu taxonomia actuală. Astfel, specia *Pecten malvinae* Dub., este de fapt *Chlamys macrotis* (Sowerby) din care noi am găsit numeroase exemplare. K. Hofmann a determinat bine această formă după M. Höernes (1870), dar *Pecten malvinae* Höernes non Dubois a fost trecut în sinonimia lui *Aequipecten opercularis miotransversa* Schaf. de F. Schaffer (1910), Pectinid care la rîndul lui este considerat de J. Röger (1939) ca formă burdigaliană a speciei *Chlamys macrotis* (Sow.). O situație analogă o avem în cazul formei *Pecten cf. besseri* determinat tot din tratatul lui M. Höernes și căzut în sinonimia lui *Flabellipecten solarium* (Lamk). Faptul este confirmat de prezența acestei forme citată de Șt. Mateescu. În sfîrșit specia *Cytherea pedemontana* din M. Höernes este trecută de F. Schaffer în sinonimia speciei *Callista chione* Linné.

Din microconglomeratele bazale care apar în talvegul văii afluentă a pîrîului Ortelec, îngă șoseaua Moigrad-Mirșid și din microconglomerate afînate de pe valea Blidăroaia am recoltat următoarele forme: *Pecten pseudobeudanti rotundata* Schaffer, *Chlamys macrotis* (Sowerby), *Pitaria (Paradione) beyrichi pistera* Hözl, *Angulus (Perodinia) planatus* (Linne), *A. (P.) aff. nysti* (Desh.) *Ostrea* sp., *Xenophora cumulans* (Brongt.), *Strombus aff. coronatus* Defrance, un echinid și un corallier. Trecînd fauna acestor depozite într-un tabel sinoptic observăm că, cu excepția unei singure forme, speciile cunoscute sănăt caracteristice sau prezente în depozitele burdigaliene din Europa, majoritatea trecînd în Helvetian, mai puține fiind prezente în Aquitanian (vezi tabelul).

Față de celelalte depozite cunoscute în bazinul Transilvaniei fauna de aici are afinități cu fauna stratelor de Coruș, 8 forme comune din 13 determinate și doar 4 cu stratele de Hida. Formele comune cu a stratelor de

Hida le-am găsit doar în lucrarea lui N. Suraru (1958) ; sînt citate în ea unele forme tipice pentru stratele de Coruș sau cunoscute în general ca Burdigaliene încît ne punem problema dacă acestea nu sînt remaniate, sau dacă situația geologică din regiune este suficient de clară. Trebuie să menționăm că A. Koch (1900), fără să dea vreo explicație, citează fauna lui K. Hofmann din această regiune, în lista de fosile a strateelor de Hida. Se remarcă faptul că nicio formă din regiunea Zălau-Mîrșid nu este comună cu a straterilor de Hida tipice, din care A. Koch citează peste 60 de specii.

TABEL
de distribuția faunei din orizontul conglomeratic marnos

S p e c i a	Distribuția stratigrafică generală			Distribuția în baz. Transilvaniei	
	A	B	H	Strate de Coruș	Strate de Hida
<i>Pecten pseudobeudanti rotundata</i> Schaffer					
<i>Chlamys holgeri</i> (G e i n i t z)	—	—	—	+	
<i>Chlamys macrotis</i> (S o w e r b y)	—	—	—	+	+
<i>Flabellipecten solarium</i> (L a m a r c k)	—	—	—	+	
<i>Pitaria (Paradione) beyrichi postera</i> H ö l z l	—	—	—	+	
<i>Pitaria (Macrocallista) chione</i> (L i n n é)	—	—	—		+
<i>Thracia (Cyathodonta) pubescens</i> (P u l t e n e y)	—	—	—		
<i>Angulus (Perodinia) planatus</i> (L i n n é)	—	—	—	+	
<i>Angulus (Perodinia) aff. nysti</i> (D e s h.)	—	—	—	+	+
<i>Pholadomya alpina</i> M a t h.	—	—	—		
<i>Ficus (Ficus) conditus</i> (B r o n g t.)	—	—	—	+	+
<i>Xenophora cumulans</i> (B r o n g t.)	—	—	—	+	
<i>Strombus</i> aff. <i>coronatus</i> D e f r a n c e			—		

Din cele discutate mai sus, reiese că depozitele care conțin fauna inclusă în tabel aparțin Burdigalianului și că se plasează la același nivel stratigrafic ca și stratele de Coruș.

Stratele care urmează peste microconglomeratele fosilifere, reprezentate prin marne și argile verzui sau cenușii, cu lentile de conglomerate, de pe valea Rogoazelor ar reprezenta un echivalent al stratelor de Chechiș-Hida. G. h. Popescu¹⁾ consideră că aici avem cu siguranță echivalentul stratelor de Chechiș, după microfauna citată de I. Z. Barbu²⁾.

Depozitele miocene ale celor două orizonturi aparțin, cum bine remarcă M. Paucă (1954), bazinului Transilvaniei, îmbrăcind un facies diferit datorită condițiilor tectonice locale.

Ca vîrstă orizontul marno-grezos negricios ar reprezenta un Aquitanian(?) - Burdigalian inferior iar orizontul conglomeratic marnos corespunde Burdigalianului superior și Helvetianului (pro parte).

Orizontul tufului dacitic. Nefăcind obiectul cercetărilor noastre, acest orizont a fost studiat cu totul tangențial și doar la limita cu depozitele mai vechi. În regiune l-am urmărit începînd din valea Racovei, unde vine în contact, pe linia de falie Benesat-Cuceu-Moigrad, cu depozite eocene, prin Dealul Mare, apoi pe la confluența brațelor văii Rogoazelor, prin Dealul Pietros și pe la vest de dealul Măguricea, pînă la valea Răpaos.

Cu toate că depozitele orizontului cu tufuri stau pretutindeni concordant peste orizontul conglomeratic-marnos, considerăm că între ele trebuie să existe o lacună de sedimentare. Orizontul tufului dacitic este constituit predominant din marne cenușiu-verzui sau gălbui, tufuri dacitice verzui-albicioase și subordonat din gresii și conglomerate. Nivelul bazal al acestui orizont aflorează în malul stîng al văii Ortelecului, sub cota 382,1 unde se observă următoarea situație: peste marnele cenușii micacee ale orizontului subjacent se aşterne un conglomerat poligen cu matrice grezoasă, brunie, dezvoltat pe 2 m grosime, care ar reprezenta un conglomerat de transgresiune; se trece apoi la marne verzui în care, la 5 m grosime stratigrafică, încep intercalațiile de tufuri. Mai sus tufurile și tufitele fine sau grosiere, uneori chiar aglomerate, sănt foarte dezvoltate, fiind exploataate de localnici în cariere. Se consideră că tufurile dacitice de aici reprezintă echivalentul tufului de Dej din bazinul Transilvaniei, în consecință ele sănt de vîrstă tontoniană.

¹⁾ Relatare verbală.

²⁾ Op. cit. pag. 428.

Cuaternar. Cuaternarul este reprezentat în regiune prin aluviunile rîurilor, depozitele coluviale de pe pantele munților Meseș și prin alunecările de teren. Acolo unde suprafața ocupată de aceste depozite a permis, ele au fost separate pe hartă.

Roci eruptive

Nu am efectuat un studiu petrografic asupra rocilor eruptive care apar în regiunea cercetată; vom lua în discuție doar vîrstă lor disponind de unele date noi cu privire la aceasta.

Corpurile eruptive din împrejurimile Moigradului au fost cercetate și descrise pentru prima dată de K. Hoffmann (1879), care a descifrat geologia întregii regiuni. El constată *in situ* două tipuri de roci eruptive: trahitele cu ortoclaz considerate a fi luat naștere cel puțin în timpul Oligocenului mediu și andezitele cu augit de vîrstă sarmătiană (prin analogie cu eruptivul nou).

Recent au apărut două lucrări în care se fac considerații asupra vîrstei eruptivului din zona Moigrad. Într-o lucrare mai generală privind tectonica munților Meseș, Gr. Răileanu, A. Rusu și V. Moisescu (1964) pun apariția dacitului din Măguricea în legătură cu linia Meseșului, deci de vîrstă helvețian-tortoniană și se raliază aprecierii lui K. Hoffmann, în ceea ce privește vîrstă corpuriilor andezitice. O. Iliescu (1965) care se ocupă în special cu stabilirea vîrstei eruptiunilor, separă în regiune trei tipuri de roci eruptive, puse în loc în trei perioade diferite: riolitele și porfirele cuartifere (Lutețian superior), dacitele (Chatian-Aquitanian) și andezitele și dioritele (Oligocen superior-Burdigalian superior). Cercetările noastre efectuate în ultimul an sănt de natură să modifice schema expusă de autorul citat.

În regiune se găsesc, cu certitudine în loc, două tipuri petrografice: dacitele care formează cupola dealului Măguricea și diorit-andezitele răspândite în numeroase corpuri, la sud-est de Moigrad.

Un al treilea tip reprezentat prin riolite sau tufuri riolitice sudate apare în vîrful Puguiorul, unde se conturează după fragmente două mici iviri, cunoscute încă de la K. Hoffmann. Felul și locul în care apar aceste roci face să ne întrebăm dacă nu săntem în prezență unor olistolite. Cercetările minuțioase făcute de noi pentru descoperirea riolitelor interstratificate în seria cenușie a Eocenului, semnalate de O. Iliescu (1965) la obârșia văii Racova, au rămas fără rezultat. Am găsit aici aceleași

blocuri de eruptiv cu cele insedimentate în depozitele orizontului conglomeratic-marnos, depozite care s-au păstrat probabil într-un bot de deal la est de falia Benesat-Cuceu-Moigrad. Credeam că acestea au fost considerate de autor drept eruptiv interstratificat, bazându-se pe faptul că în jur nu există decât depozite sedimentare de vîrstă eocenă.

Studiul în secțiuni subțiri a confirmat mențiunea lui K. Hoffmann (1879), după care depozitele burdigaliene din regiune remaniază dacite de Măguricea. Autorul arată că aceleași tipuri de roci se întâlnesc remaniate încă în stratele de Ciocmani. Mareea asemănare a dacitelor de aici cu cele din masivul Vlădeasa ne face să considerăm aceste roci aparținând magmatismului banatitic (erupțiuni laramice). De altfel, riolitele și ignimbritele de același tip cu cele care formează ivirile din vîrful Puguiorul și care se găsesc remaniate în seria vărgată inferioară trebuie să facă parte din aceiași suiată de banatite. Sintem convingi că un studiu atent al elementelor de eruptiv din seria vărgată inferioară va duce la descooperirea materialului dacitic de tip Măguricea.

Apariția eruptivului de la Măguricea s-ar explica prin ridicarea fundamentalului cu dacite în lungul liniei Meseșului în timpul mișcărilor intraburdigaliene, formându-se un relief, încăt ulterior de depozitele orizontului conglomeratic. În concepția noastră suita banatitică din regiune ar fi reprezentată prin : dacite, riolite și roci ignimbritice. Abundența materialului banatitic în unele orizonturi stratigrafice ca : seria argilelor vărgate inferioare, stratele de Ciocmani, stratele de Valea Almașului, stratele de Coruș și stratele de Hida, conduce la concluzia că masa banatitică de aici a avut o dezvoltare considerabilă, din care dacitul din Măguricea s-a păstrat ca un martor.

Corpurile andezitice din regiune, dintre care cele mai dezvoltate pot avea faciesuri holocristaline spre interior — în Măgura Moigradului se cunosc diorite — sunt răspândite între valea Ortelecului și valea Pomătului la est de localitatea Moigrad. Cele mai importante apariții sunt în Măgura Moigradului, în botul de deal dintre afluenții văii Ursoaiei, în vîrfurile Pomăt și Citera. O. Iliescu (1965) considerând greșit corpurile din Pomăt și Citera ca fiind dacitice, trage concluzia că dacitele din regiune sunt mai noi ca stratele de Valea Almașului pe care le metamorfozează termic. Într-adevăr corpurile andezitice și numai acestea dau slabe fenomene de contact, uneori chiar destul de întinse, ca în dealul Pomăt, dar andezitele sunt mult mai noi. Principalul corp andezitic din regiune care

formează Măgura s-a insinuat în lungul faliei Benesat-Cuceu-Moigrad. Această falie afectează în nord depozitele Tortonianului, având o activitate maximă probabil în Sarmatian cînd considerăm că s-au pus în loc și corporile subvulcanice din regiunea Moigradului.

TECTONICA REGIUNII

Descifrarea structurii perimetru lui K. Hoffmann (1879), care a sesizat, în mare, principalele linii tectonice ale regiunii. Cunoașterea tectonicii acestui sector a fost întregită prin lucrările geologilor E. Szádeczky-Kardoss (1930), Șt. Mateescu (1938) și recent ale lui M. Paucă (1964 a, 1964 b) și Gr. Răileanu, A. Rusu, V. Moisescu (1964).

Bazinul Transilvaniei cunoscut în ansamblu cu o tectonică simplă, prezintă în acest sector o serie de complicații care se datorează unei convergențe de factori. Sîntem la extremitatea nordică a cristalinului din munții Meseșului, unde acesta se scufundă brusc datorită fracturilor transversale cunoscute sub numele de zona de faliere a Moigradului (Gr. Răileanu et al., 1964). „Falia Moigradului“ este accidentul tectonic cel mai important și totodată cel mai vechi care se pune în evidență în regiune. Funcționând de la sfîrșitul Cretacicului acest accident a facilitat apariția erupțiunilor banatitice în regiune și a controlat sedimentația în timpul Paleogenului și Miocenului, evidențiindu-se ca zonă cu labilitate accentuată. Din acest sistem de fali, cu orientare WNW-ESE, fac parte decroșările tardive care se manifestă prin deplasarea unor pachete de strate, ca cea de la Strîmtură (deplasare orizontală de 200 m) sau de pe valea Tigăniștei.

Al doilea accident tectonic ca importanță și următorul ca vîrstă ar fi „linia Meseșului“ (Gr. Răileanu et al., 1964), urmărită de noi pe versantul estic al munților Meseș, pînă la valea Blidăroaia. Spre nord această linie este mascată de depozitele Burdigalianului superior, manifestîndu-se doar prin scoaterea la zi a fundamentului cu dacite în dealul Măguricea și prin deversarea stratelor eocene sub vîrful Puguiorul. Precizăm cu această ocazie că încălecarea cristalinului peste (fig. 5) depozitele paleogene în lungul liniei Meseșului trebuie să fie intraburdigaliană și în nici un caz mai nouă cum am considerat în 1964.

Falia Benesat-Cuceu-Moigrad este accidentul tectonic major cel mai nou din regiune. Am adăugat la numele ei inițial, dat de K. Hoffmann (1879), cea de a treia localitate pentru a marca mai exact întinderea ei.

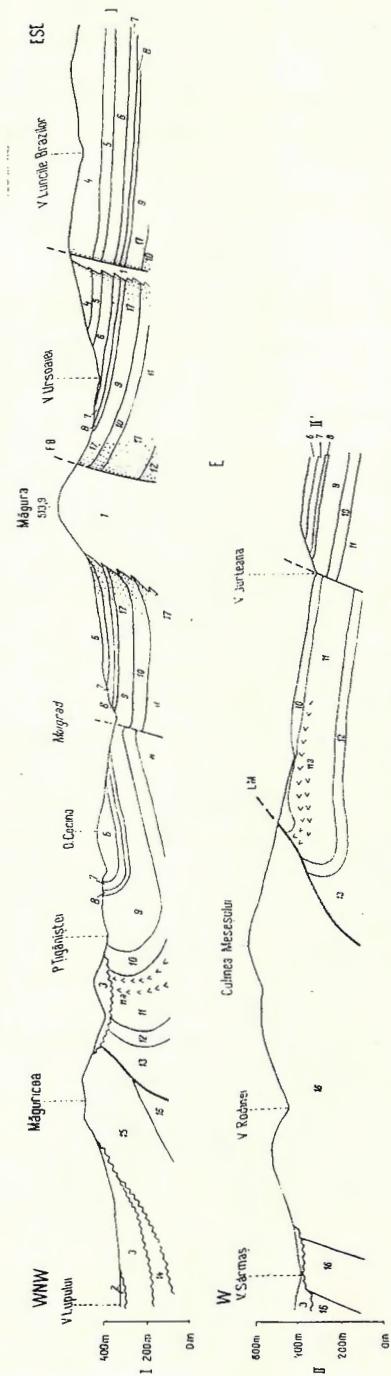


Fig. 5. — Secțiuni geologice în regiunea Moigrad.

Mioen : 1, andezit-diorite; 2, horizon tufic dacitic; 3, orizontul conglomeratic-marmos; Oligocen : 4, stratele de Valea Almașului (partea inferioară); 5, stratele de Illeanda Mare; 6, stratele de Ciocmani ; 7, stratele de Curtuius ; 8, stratele de Hoia; Eocen : 9, marmel de Hoia; 10, stratele de Cluj; 11, stratele de Turbina; 12, gresia de Racotii; 13, stratele de Racotii; 14, seria argilelor vargate inferioare; Paleogen : 15, dacte; 16, sisturi cristaline; 17, zonă de contact termic; LM, linia Mesognit; FB, fața Baneșat-Cuceau-Moigrad.

Coupe geologiques dans la region Moigrad.

Mioène : 1, andésite-diorites; 2, horizon du tuf dacitique; 3, horizon conglomeratique-marmois; Oligocène : 4, couches de Valea Almașului (partie inférieure); 5, couches de Illeanda Mare; 6, strates de Ciocmani; 7, couches de Curtuius; 8, couches de Hoia; Éocène : 9, marnes de Hoia; 10, couches de Cluj; 11, strates de Turbina; 12, gresia de Racotii; 13, couches de Racotii; 14, série des argiles vargées inférieures; Paléogène : 15, dacties; 16, systèmes cristallins; 17, zone de contact thermique; LM, ligne de Mesen; FB, faille Baneșat-Cuceau-Moigrad.

Falia aceasta se cunoaștea pînă la pîrîul Mirșid ; noi am urmărit-o continuu pe încă 8 km pînă la sudul Moigradului. La întretăierea faliei Beneșat-Cuceu-Moigrad cu zona de faliere a Moigradului s-a pus în loc principal corp andezitic din regiune. Urmărirea îndeaproape a faliei pe care au avut loc venirile de magmă, prezintă interes pentru concluziile la care se ajunge privind vîrstă eruptivului. Se cunoaște că ultimele depozite afectate de falie sănt de vîrstă tortoniană, deci falia ar putea fi de vîrstă sarmătiană.

În regiune au mai fost puse în evidență o serie de falii de importanță mai mică, dintre care unele nu erau semnalate pînă acum.

Mentionăm că fractura Parameseș (M. P a u c ă, 1964) nu se mărează în regiunea cercetată ca un accident care să limiteze depozitele sedimentare miocene de cristalin, faliile care coboară fundamental cristalin în trepte spre vest fiind acoperite de depozite sedimentare.

Tectonica plicativă este reprezentată în regiune printr-o serie de ondulați de rezvoltare în cadrul sinclinalului larg amplasat pe zona de faliere a Moigradului. Stratele eocene care apar sub vîrful Puguiorul ridică în cap depozitele transgresive de vîrstă miocenă, ducînd la o ușoară boltire a lor, fără să le fractureze. În șîrșit în dealul Cocina se desenează un sinclinal longitudinal asimetric, iar în regiunea corporilor andezitice se remarcă ușoare boltiri produse de intruziunea acestor corpori.

BIBLIOGRAFIE

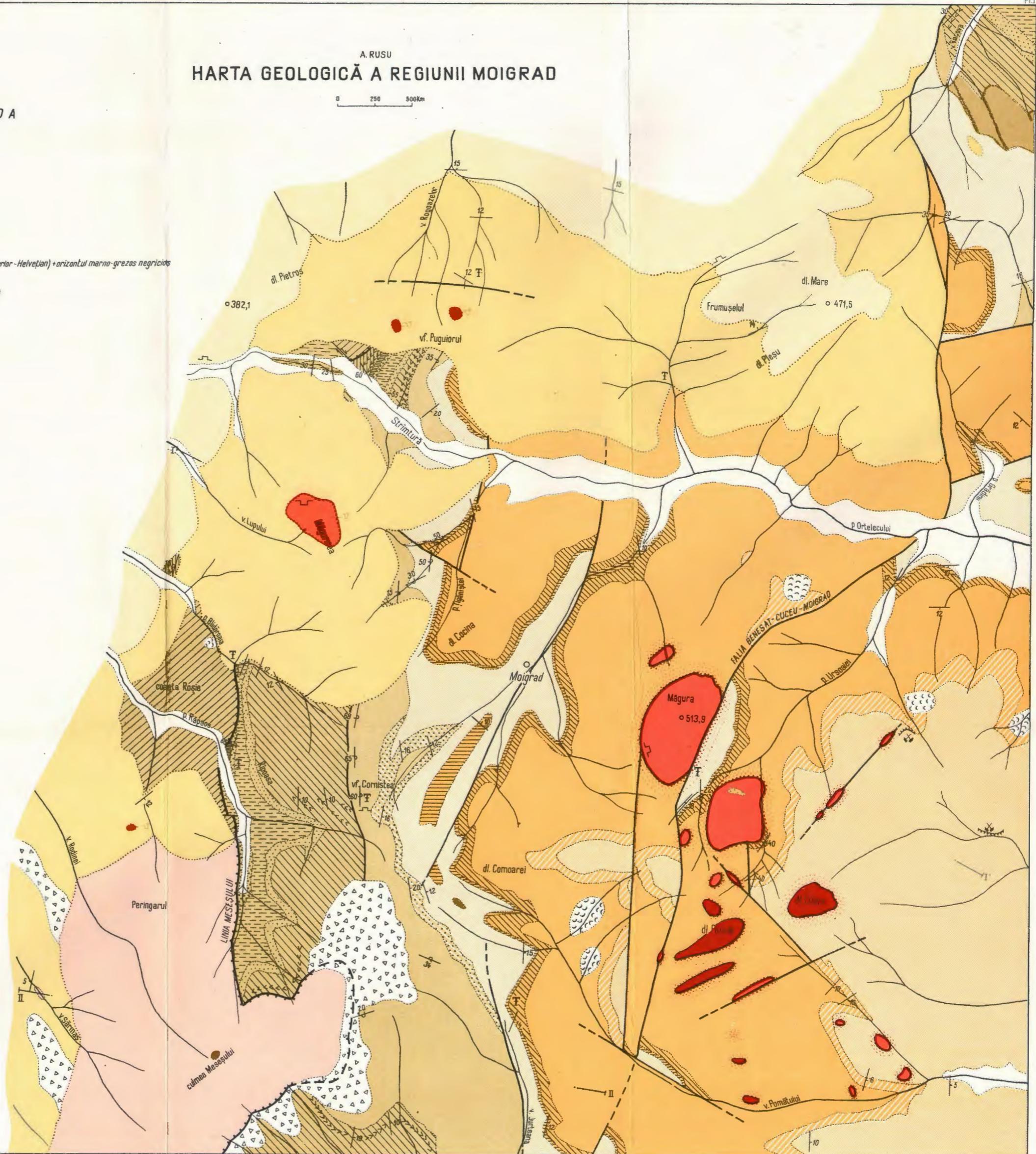
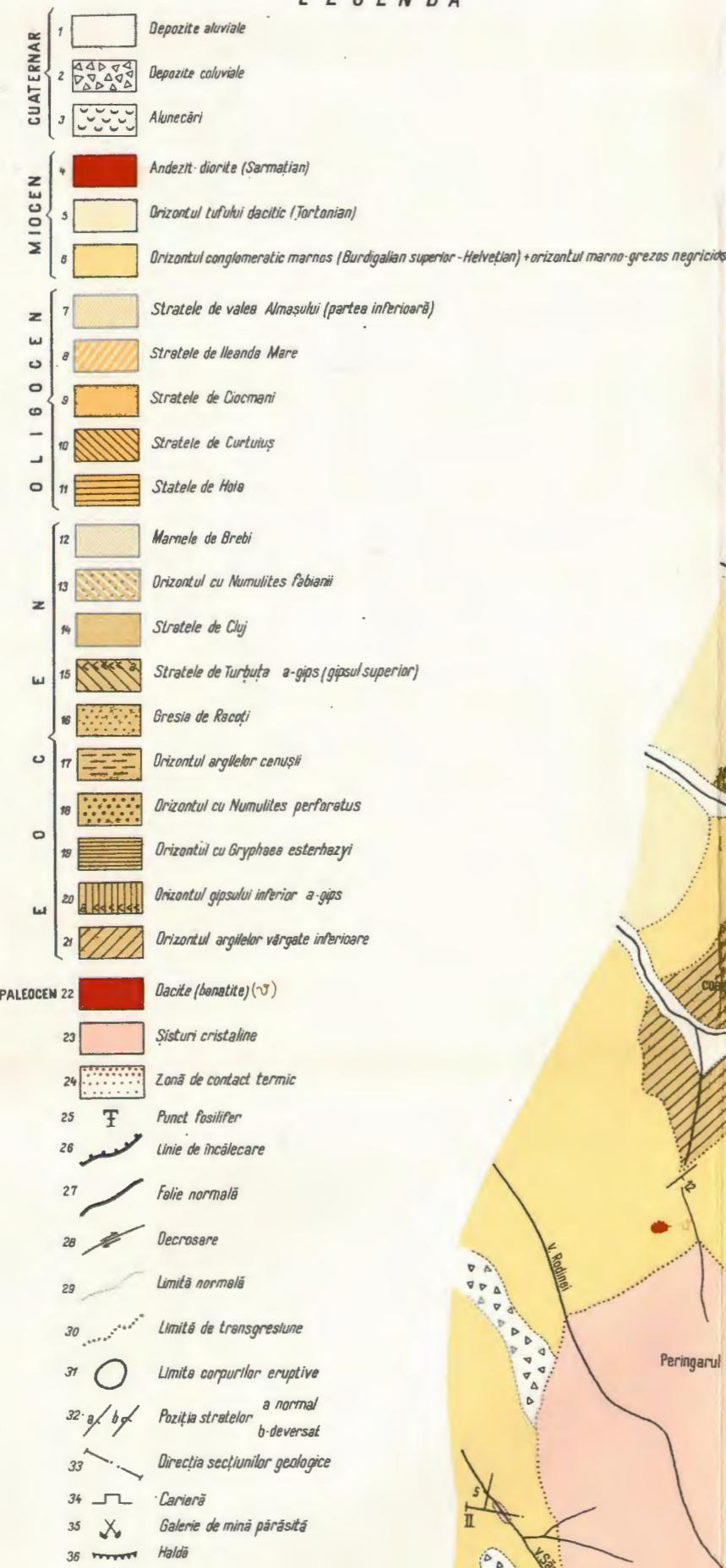
- Barbu I. Z. (1961) Microfauna seriei marine superioare din împrejurimile Jiboului. *An. Univ. C. I. Parhon. Ser. Șt. nat., geol.-geogr.* 27. București.
- Barbu I. Z. (1962) Microfauna oligocenului din partea de NW a bazinului Transilvania, între Jibou și Ileanda. *An. Univ. București, ser. Șt. nat., geol.-geogr.* 32. București.
- Bombiță G. h. (1963) Contribuții la corelarea eocenului epicontinental din R.P. Română. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Cossmann M., Peyrot M. (1909) Conchiologie néogène de l'Aquitaine. I. *Actes Soc. Linn. Bordeaux.*
- Csepreghy - Meznerics I. (1960) Pectinidés du Néogène de la Hongrie et leur importance biostratigraphique. *Mém. Soc. géol. France N. s.* XXXIX, 92. Paris.
- Delpéret Ch., Roman F. (1902) Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mém. Soc. géol. France, Pal.* X, 1, 26. Paris.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării cretacicului superior și paleogenului din bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. de Petrol și Gaze,* III. București.

- Dușa A. (1961) Date geologice și paleontologice asupra burdigalianului din regiunea Surduc, la sud de Someșul Mare. *Studia. Univ. Babeș-Bolyai. Ser. II, I. Geol.-geogr.* Cluj.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) *Geologie Siebenbürgens.* Wien.
- Hofmann K. (1879) Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitatus während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* IX, 5—6. Budapest.
- Hofmann K. (1881) Bericht über die im nordwestsiebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* XI, 1—12. Budapest.
- Hofmann K. (1887) Geologische Notizen über die krystallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahr. d. k. ung. geol. A. für 1885.* Budapest.
- Hölzl O. (1958). Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. *Geologica Bavariae* 38. München.
- Hörnes M. (1956, 1870) Din fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, I. Univalven, II Bivalven. Wien.
- Ilieșcu O. (1965) Date preliminare asupra vîrstei erupțiunilor de la E de cristalinul Mezeșului (NW-ul Transilvaniei). *D. S. Com. Geol.*, LI/1 (1963—1964). București.
- Joja T. (1956) Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. *An. Com. Geol.* XXIX. București.
- Koch A. (1894, 1900) Din Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. I. Paläogene Abtheilung, II. Neogene Abtheilung. Budapest.
- Kräutner Th. (1938) Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transylvanie (Ticău, Meseș, Rez, Măgura de Șimleul Silvaniei). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII (1933—1934). București.
- Mateescu St. (1927) Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zălăului. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, II, 1.
- Mateescu St. (1938) La faille de Moigrad et les variations de faciès qu'elle introduit dans l'Éocène et l'Oligocène au Nord et au Sud de la faille. *C. R. Acad. Sc. Roum.* II, 6. București.
- Mészáros N. (1957) Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Mészáros N., Prischak Chr., Jakab K. (1963). Die Stratigraphie und Fauna des Eozäns des Meseş-Gebirges. *Geologie* XII, 5. Berlin.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII. București.
- Paucă M. (1964a) Contribuții la tectonica regiunii de la nord de Jibou. *D. S. Com. Geol.* L, II (1962—1963). București.
- Paucă M. (1964b) Bazinul neogen al Silvaniei. *An. Com. Geol.* XXXIV, I, București.
- Popa E. (1960) Asupra prezenței unor gresii glauconitice cu pecteni în stratele de Cor-nu din valea Mare (NE de Schiulești). *Stud. Cercet. geol.* V, 2. București.

A. RUSU

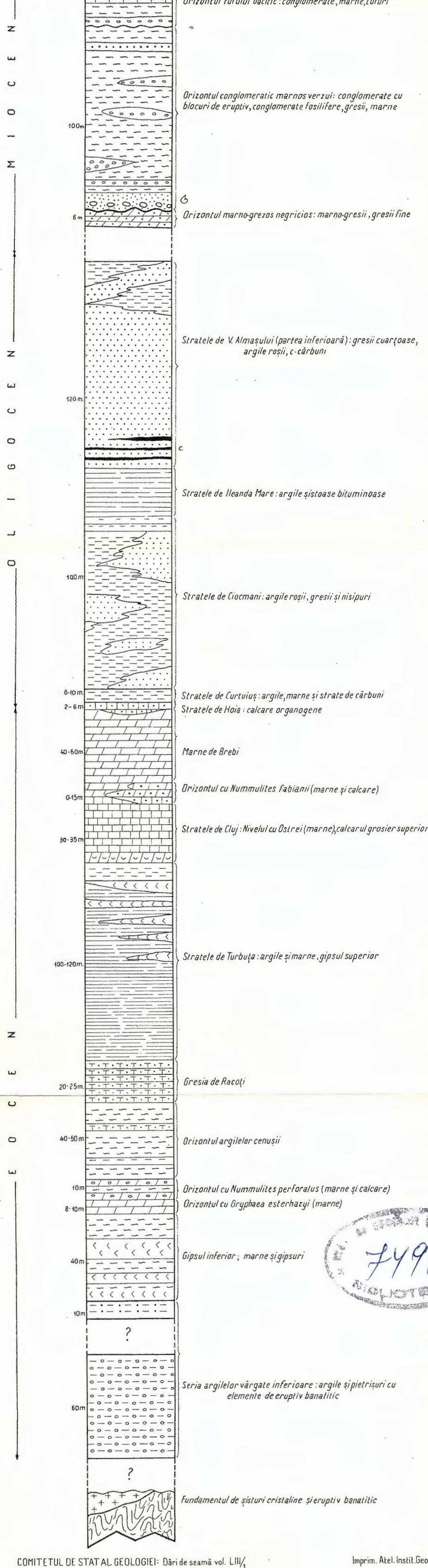
0 250 500 Km

LEGENDA



A. RUSU
**COLOANA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR
 TERCIARE DIN REGIUNEA MOIGRADULUI**

Sc. 1:2000



- Răileanu Gr. (1955) Cercetări geologice în reg. Cluj-Apahida-Sic. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). Bucureşti.
- Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou. *An. Com. Geol.* vol. XXIX. Bucureşti.
- Răileanu Gr., Negulescu Victoria, (1964) Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei și bazinul Petroșeni. *An. Com. Geol.* XXXIX, I. Bucureşti.
- Răileanu Gr., Rusu A., Moisescu V. (1964) Relațiile tectonice ale cristalinului munților Meseș-Țicău cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei. *Stud. Cerc. geol. geofiz. geogr. Seria Geol.* 9, 2. Bucureşti.
- Reich L. (1950) Evoluția geologică a Ardealului de nord și poziția lui tectonică în cadrul sistemului bazinului Carpathic. *Jahr. d. ung. geol. Anst. über d.J.* 1941—1942, II, 2. Budapest.
- Roger J. (1939). Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. *Mém. Soc. géol. France.* N. s. XVII 2—4, 40. Paris.
- Rusu A., Popescu Gh. (1965) Contribuții la stratigrafia miocenului inferior din nord-vestul bazinului Transilvaniei. *Stud. Cerc. geol. geofiz. geogr. Seria Geol.* 10, 2. Bucureşti.
- Schaffner F. X. (1910 1912). Das Miocän von Eggenburg. *Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt,* Bd. XXII, h 1, h 2, Wien.
- Seneš J. (1958) Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. *Geol. Práce-Monografická séria* 1, Bratislava.
- Suraru N. (1958) Contribuții la cunoașterea macrofaunei stratelor de Hida. *Studia Univ. Babeș-Bolyai.* III, 5, ser. II, fasc. I Geologie-Geogr. Cluj.
- Szádeczky-Kardoss E. (1930) Contribuții la geologia Ardealului de NW. *D. S. Inst. Geol.* XIV (1925—1926) Bucureşti.
- Veiga Ferreira O. da (1961) Pectinídeos do Miocénico da Bacia de Tejo. *Com. Serv. Geol. de Portugal* XLV. Lisboa.
- Vlaicu-Tătărîm Nița (1963) Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION MOIGRAD
(NW DU BASSIN DE TRANSYLVANIE)

PAR

A. RUSU

(Résumé)

Bien qu'intégré au bassin tertiaire de Transylvanie, par toute une série de particularités, le secteur étudié diffère des autres secteurs du bassin. La zone de Moigrad, zone de fractures profondes, dont l'activité tec-

tonique remonte au Crétacé supérieur, a entraîné la mise en place — dans diverses périodes de l'éruptif de la région — et s'est manifesté dans la sémentation par les changements de faciès et d'épaisseurs dans des horizons d'âge éocène, oligocène et miocène.

Parmi les éléments de la série bariolée inférieure de la région on constate la présence des rhyolites et des ignimbrites semblables à celles du massif de Vlădeasa, lesquelles, vu leurs dimensions, n'auraient pu être amenées de loin.

L'horizon à *Nummulites perforatus* est représenté par deux bancs à grandes Nummulites, celles-ci se retrouvant sporadiquement dans presque toute la série marine inférieure. La présence des bancs de grès de type Racoți et celle des grandes Nummulites dans la plupart des couches de Racoți met en évidence le caractère unitaire de cette série.

En ce qui concerne la localisation des gypses supérieurs, nous reprendons l'opinion de K. Hofmann pour les inclure aux couches de Turbuța.

Les couches de Hoia forment dans notre périmètre et dans les régions adjacentes un horizon indépendant, bien individualisé, à faune spécifique, dont nous avons déterminé nombre de formes fossiles.

Les couches de Ciocmani et de Ileanda Mare revêtent dans la région des faciès différents de ceux typiques que l'on connaît vers l'E. L'ouvrage apporte des contributions concernant la stratigraphie des dépôts du Miocène inférieur, développés sous un faciès différent de celui du reste du bassin de Transylvanie, ce qui faisait qu'on les attribuât, jusqu'ici, au bassin de Sylvanie. On y a séparé deux horizons stratigraphiques : l'horizon marno-gréseux noirâtre, équivalent de la partie supérieure des couches de Valea Almașului (Aquitainien supérieur (?) — Burdigalien inférieur) et l'horizon conglomeratique marneux équivalent des couches de Coruș et des couches de Chechiș-Hida *pro parte*. Dans l'horizon conglomeratique nous avons déterminé une série de mollusques et nous avons analysé la faune que d'autres auteurs avait citée en concluant que le niveau basal de cet horizon représente le Burdigalien supérieur, le reste étant Hélvétien. On remarque la transgressivité de l'horizon conglomeratique marneux et dans celui-ci, la présence des éléments remaniés de dacites de Măguricea.

En ce qui concerne l'apparition d'éruptif dans la zone de Moigrad, notre ouvrage montre, le premier, que les dacites de Moigrad représentent

un reste, épargné par l'érosion, d'une masse banatitique développée à laquelle appartenaient également les rhyolites et les pyroclastites silicifiées remaniées dans les dépôts de la région. Pour les corps andésitiques nous confirmons l'âge sarmatiens de la mise en place.

C'est la zone de faille de Moigrad qui est l'élément tectonique majeur dans la région. Deux autres importantes lignes tectoniques qui l'intersectent sont la ligne du Meseş, à caractère de chevauchement, d'âge intrabundigalien et la faille Benesat-Cuceu-Moigrad, plus récente (Sarmatiens), le long de laquelle ont été mis en place les corps andésitiques de la zone de Moigrad.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Moigrad.

1, dépôts alluviaux ; 2, dépôts colluviaux ; 3, glissements de terrain ; 4, andésites-diorites (Sarmatiens) ; 5, l'horizon du tuf dacitique (Tortoniens) ; 6, l'horizon conglomératique marneux (Burdigalien supérieur — Helvétien) + l'horizon marneux-gréseux noirâtre ; 7, couches de Valea Almaşului (partie inférieure) ; 8, couches d'Ileanda Mare ; 9, couches de Ciocmani ; 10, couches de Curtuiuş ; 11, couches de Hoia ; 12, marnes de Brebi ; 13, l'horizon à *Nummulites fabianii* ; 14, couches de Cluj (12, 13, 14, série marine supérieure) ; 15, couches de Turbuța : a, gypse (gypse supérieur) ; 16, grès de Racoți ; 17, l'horizon des argiles grises ; 18, l'horizon à *Nummulites perforatus* ; 19, l'horizon à *Gryphaea esterhazyi* ; 20, l'horizon du gypse inférieur : a, gypse (16, 17, 18, 19, couches de Racoți = série marine inférieure) ; 21, série des argiles bariolées inférieures ; 22, dacites (banatites) ; 23, schistes cristallins ; 24, zone de contact thermique ; 25, point fossilifère ; 26, ligne de chevauchement ; 27, faille normale ; 28, décrochement ; 29, limite normale ; 30, limite de transgression ; 31, limite des corps éruptifs ; 32, position des couches ; a, normales ; b, renversées ; 33, direction des coupes géologiques ; 34, carrière ; 35, galerie de mine abandonnée ; 36, halde.

Planche II

Colonne stratigraphique des dépôts tertiaires de la région de Moigrad.

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA LIASICULUI
ȘI AALENIANULUI DIN MATERIALUL EXOTIC ASOCIAȚ
DEPOZITELOR DE TIP WILDFLYSCH DIN SINCLINALUL RARĂU
(CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾

DE

I. STĀNOIU²⁾

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Lias and Aalenian of the Exotic Masses Associated with Deposits of Wildflysch Type in the Rarău Syncline. The presence of the Lias (probably Domerian) in a facies which approaches to the Gresten type, of the Upper Toarcian (zone with *Thouarsense*) and of the Lower Aalenian (zone with *Opalinum* s.l.) is recorded within the blocks and exotic klippes associated with the formations of Wildflysch type in the Rarău syncline.

În cadrul sinclinalului Rarău, Liasicul era cunoscut numai în două puncte: în dealul Prașca (V. Uhlig, 1900; Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964) — reprezentat prin blocuri și klippe de calcare roșii de tip Adneth (Sinemurian superior) incorporate formațiunii de Wildflysch și în sectorul dealul Glodu — valea Tătarca — valea Lucava (I. Stănoiu, 1966), reprezentat prin calcare grezoase, roșii, oolitice, feruginoase de tip Celto-Suab care sănt cantonate peste depozitele triasice și sub jaspurile jurasice din flancul intern.

Asupra existenței Aalenianului în sinclinalul Rarău, singura indicație o constituia prezența formei de *Rhopalobelus exilis* în blocuri de șisturi marnoase (Gr. Popescu, D. Patrulius, 1964).

¹⁾ Comunicare în ședința din 4 februarie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecționi, Sos. Kiseleff nr. 2, București.

În urma investigațiilor efectuate în vara anului 1965 am recoltat din blocurile și klippele exotice asociate depozitelor de tip Wildflysch din sinclinalul Rarău, câteva resturi organice care trădează prezența Liasicului (probabil Liasicul mediu), Toarcianului superior și Aalenianului inferior.

Liasic (probabil Liasic mediu). După cum am mai arătat, acest etaj era cunoscut în sinclinalul Rarău numai prin depozite atribuite Liasicului inferior de tip Adneth (calcare roșii) și de tip Celto-Suab (calcare grezoase, roșii, oolitice, feruginoase).

În urma observațiilor pe care le-am efectuat în vara anului 1965 am pus în evidență pe versantul sudic al dealului Măgura Pojorîtei, o serie de blocuri prinse într-un pachet marnos, care ca poziție este superior stratelor cu *Aptichus* și suportă complexul barremian-apțian din umplutura sinclinalului. Litologic, aceste blocuri sunt constituuite din calcare grezoase, cenușii-negricioase și sisturi grezo-marnoase, micaferă. În secțiuni subțiri se observă urme cărbunoase. Faunistic sunt caracterizate printr-o asociere de Pectinide (*Entolium*) și numeroase brachiopode de talie mică printre care :

Zeilleria sp. aff. *Z. indentata* S o w.¹⁾

Piarorynchia sp. aff. *P. juvenis* (Q u e n s t e d t)¹⁾

De menționat că în timp ce forma de *Zeilleria indentata* S o w. este foarte frecventă, nu s-au recoltat decât două exemplare conferite speciei *Piarorynchia juvenis* (Q u e n s t e d t). *Zeilleria indentata* caracterizează Liasicul mediu (Pliensbachianul) pe cind *Piarorynchia juvenis* nu se citează decât în Liasioul inferior (Anglia și Germania). În acest caz am considerat nimerit să ne ghidăm în atribuirea vîrstei după indicațiile date de *Zeilleria indentata* S o w., formă foarte frecventă în depozitele menționate. Astfel, calcarele grezoase și sisturile marnoase cu Pectinide și brachiopode ar putea apartine Pliensbachianului (probabil Domerianului). Aceasta ar fi în concordanță și cu ceea ce se cunoaște în restul Carpațiilor orientali (sud de regiunea cercetată), unde peste depozite de tip Celto-Suab (Liasic inferior) se dispune Domerianul într-un facies asemănător celui din Rarău.

Liasic superior (Toarcian). Depozite aparținând acestui subetaj nu erau semnalate în sinclinalul Rarău.

¹⁾ Determinate de D. Patruliș.

În cadrul Carpaților orientali, Toarcianul era cunoscut la Codlea (P. Vîlceanu, 1960), Cristian (E. Jekelius, 1915 etc.), Perșani (H. Wachner, 1918; D. Patrulius, Elena Popa-Dimian, Ileana Popescu, 1963)¹⁾ și în sinclinalul Hăghmaș — Ciuc (Aurelia Năstăseanu, M. Solcanu, 1963).

Cu ocazia unui profil efectuat pe valea Lucava (segmentul nordic al sinclinalului Rărău) am observat în mijlocul seriei argiloase negre a Barremian-Aptianului, o succesiune (cca 10 m grosime) de gresii și calcar grezoase, cenușii-negricioase, micaferă, stratificate în bancuri decimetrice, reprezentând o klippă insedimentată. Pe planele de stratificație se individualizează episoade mai pelitice, cu grosimi centimetrice. În secțiuni subțiri se observă numeroase granule de cuarț detritic, subangulare sau colțuroase, paie de muscovit și biotit, precum și fragmente cărbunoase.

Din această klippă s-au recoltat resturi de lamelibranchiate, belemniti și numeroase exemplare de amoniți aparținând genurilor *Grammoceras* și *Pseudogrammoceras*, printre care :

Grammoceras thouarsense (d'Orbigny)

Pseudogrammoceras sp. cf. *P. subfallaciosum* Buckmann

Pseudogrammoceras quadratum (Haug)

forme ce indică prezența Toarcianului superior (zona cu *thouarsense*).

Situația descrisă a fost observată într-un afloriment bine deschis, în malul drept al văii Lucava, la circa 700 m amonte de confluența cu valea Moldova.

Litologic, Toarcianul din Rărău este asemănător cu cel descris de Aurelia Năstăseanu și M. Solcanu (1963) în sinclinalul Hăghmaș-Ciuc.

Asupra raporturilor Toarcianului superior cu termenii mai vechi, respectiv asupra indicațiilor de manifestare a unor mișcări corespunzătoare fazei «Doneț» în sinclinalul Rărău, nu se pot face afirmații sigure datorită modului de apariție (klippe insedimentate) a acestor depozite. Nu excludem însă posibilitatea existenței și în sinclinalul Rărău, a unei discontinuități corespunzătoare fazei Doneț, care este recunoscută atât la sud (segmentul sudic al Carpaților orientali — D. Patrulius, 1960), cât și

¹⁾ D. Patrulius, Elena Popa-Dimian, Ileana Popescu. Terenurile mezozoice din Perșanii de vest. (Imprejurimile Comanei). Raport. Arh. Inst. Geol., 1963.

la nord (Perecin — zona Klippelor Pienine din Ucraina Transcarpatică — I. V. Slavini¹⁾) de regiunea cercetată.

Faptul că depozitele Toarcianului superior descrise în sinclinalul Rarău au aspect grezos, cu granule angulare de cuarț detritic, ar putea constitui un argument în favoarea caracterului transgresiv al acestui termen.

Aalenian. Singura indicație asupra prezenței Aalenianului în sinclinalul Rarău o constituiau blocurile exotice de șisturi marnoase cu *Rhopalobelus exillis* (Gr. Popescu, D. Patruliș, 1964).

Cu ocazia unui profil efectuat pe valea Moldova, între Pojorîta și Cîmpulung Moldovenesc, am observat în flancul estic al anticinalului de la Sadova (lîngă calea ferată), blocuri de calcare fine, cenușii-pătate și șisturi grezo-marnoase, cenușii, micaferite. În secțiuni subțiri se observă granule de cuarț detritic, paie de mică, concrețiuni de pirită și urme cărbunoase. Aceste blocuri sunt prinse într-un pachet marnos, situat la partea superioară a stratelor cu *Aptichus*. Dintr-un asemenea bloc s-a recoltat un exemplar de *Leioceras* sp. aff. *L. comptum* Buckman, formă ce indică prezența Aalenianului inferior (zona cu *Opalinum s. l.*). În cadrul cuverturii mezozoice a Carpaților orientali, forma de *Leioceras comptum* mai este citată (D. Patruliș, Elena Dimian, Illeana Popescu²⁾) în Aalenianul din împrejurimile Comanei (munții Perșani), în asociație cu *Tmetoceras scisum* (Benecke).

În concluzie, în cadrul blocurilor și klippelor exotice asociate formațiunii de tip Wildflysch din sinclinalul Rarău, s-a semnalat prezența Liasicului (probabil Domerian), într-un facies care-l apropie de tipul Gresten, a Toarcianului superior (zona cu *thouarsense*) și a Aalenianului inferior (zona cu *Opalinum s. l.*).

DESCRIERE PALEONTOLOGICĂ

Familia : **Hildoceratidae** Hyatt 1876

Subfamilia : **Grammoceratidae** Buckman 1904

Gen : **Grammoceras** Hyatt 1867

Grammoceras thouarsense (d'Orbigny)

(Pl. I, fig. 1—2)

Cochilie discoidală, larg ombilicată. Ornamentația constă din coaste puternice și distanțate. Spațiile intercostale depășesc lățimea coastelor.

¹⁾ Fide D. Patruliș, 1960.

²⁾ Op. cit. pag. 459.

Marginea ventrală prezintă o carenă dezvoltată, mărginită de 2 șanțuri.

Proveniență : klippa de pe valea Luçava. Toarcian superior.

Pseudogrammoceras sp. cf. *P. subfallaciosum* Buckman

(Pl. I, fig. 3)

Posedăm un fragment dintr-un tur de spiră pe care se observă ornamentația constituită din coaste relativ dese (spațiile intercostale depășesc lățimea coastelor) și falciforme, ceea ce-l apropie de *P. fallaciosum*. Faptul că acest fragment pare să fi făcut parte dintr-o formă mai strâns ombilicată, ne-a determinat să-l conferim speciei *P. subfallaciosum* Buckman.

Proveniență : klippa de pe valea Lucava. Toarcian superior.

Pseudogrammoceras quadratum (Quenstedt)

(Pl. II, fig. 1—2)

Cochilie larg ombilicată, cu secțiunea turei de spiră aproape pătratică. Ornamentația constă din coaste puternice, ascuțite și înalte. Spațiile intercostale nu depășesc lățimea coastelor. Pe partea ventrală, cochilia prezintă o carenă mărginită de două șanțuri adânci.

Proveniență : klippa de pe valea Lucava. Toarcian superior.

Familia : **Graphoceratidae** Buckman 1905

Gen. : *Leioceras* Hyatt 1867

Leioceras sp. aff. *L. comptum* Buckman

(Pl. II, fig. 3—4)

Posedăm un exemplar de amonit a căror caractere îl apropie de *L. opalinum*. Coastele mai fasciculate, cît și ombilicul mai larg în comparație cu *L. opalinum*, ne-au determinat să-l conferim speciei de *L. comptum* Buckman.

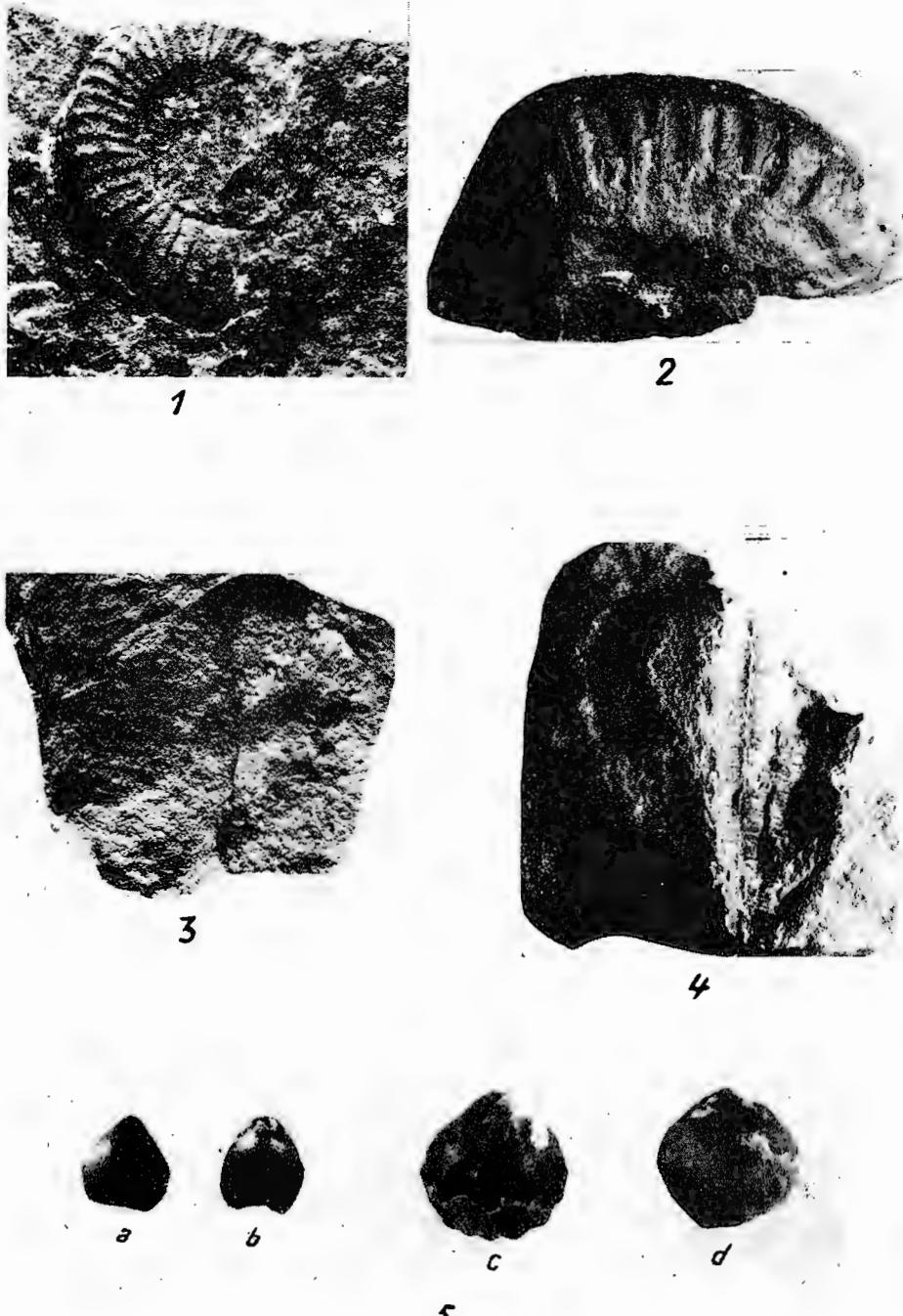
Proveniență : blocurile recoltate din malul drept al văii Moldova (între Câmpulung Moldovenesc și Pojorîta). Aalenian inferior (zona cu *Ophalinum s. l.*)

PLANSĂ I

PLANŞA I

- Fig. 1, 2. — *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny). 1/1.
Fig. 3. — *Pseudogrammoceras* sp. cf. *P. subfallaciosum* Buckmann. 1/1.
Fig. 4. — Rostrum de belemnit in calcar grezos toarcian (1/1).
Fig. 5 a — b. — *Zeilleria* sp. aff. *Z. indentata* Sow. 2,5/1.
Fig. 5 c — d. — *Piarorynchia* sp. aff. *P. juvenis* (Quenstedt). 2,5/1.

I. STĂNOIU. Liasicul și Aalenianul din Wildflyschul sinclinalului Rarău.
Pl. I.



PLANSA II

PLANŞA II

Fig. 1. — *Pseudogrammoceras quadratum* (Haug), văzut lateral dreapta. 1/1.
Pseudogrammoceras quadratum (Haug), vue latérale de droite. 1/1.

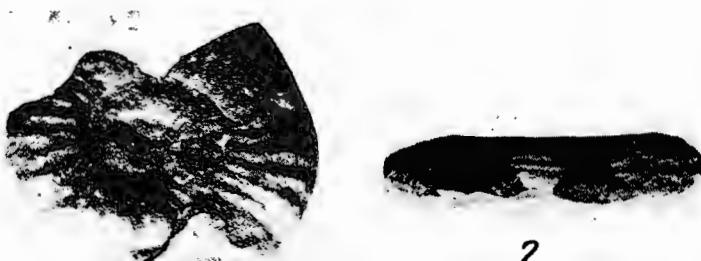
Fig. 2. — *Pseudogrammoceras quadratum* (Haug), văzut ventral. 1/1.
Pseudogrammoceras quadratum (Haug), vue aborale. 1/1.

Fig. 3. — *Leioceras* sp. aff. *L. comptum Buckmann*, văzut lateral dreapta. 1/1.
Leioceras sp. aff. *L. comptum Buckmann*, vue latérale de droite. 1/1.

Fig. 4. — *Leioceras* sp. aff. *L. comptum Buckmann*, văzut lateral stanga. 1/1.
Leioceras sp. aff. *L. comptum Buckmann*, vue latérale de gauche. 1/1.

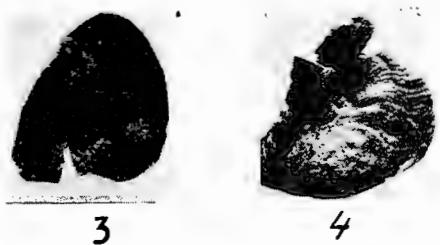
Fig. 5. — Calcar grezos cu granule de cuarț detritic, Toarcian superior. Secțiune subțire N + 15/1. Se observă granule de cuarț detritic angulare și subangulare (alb) prinse într-o matrice formată din cristale de calcit.
Calcaire gréseux à granules de quartz détritique, Toarcien supérieur. Section mince N + . 15/1. On observe des granules de quartz détritique angulaires et subangulaires (blanc) inclus dans une matrice formée de cristaux de calcite.

I. STĂNOIU. Liasicul și Aalenianul din Wildflyschul sinclinalului Rarău.
Pl. II.



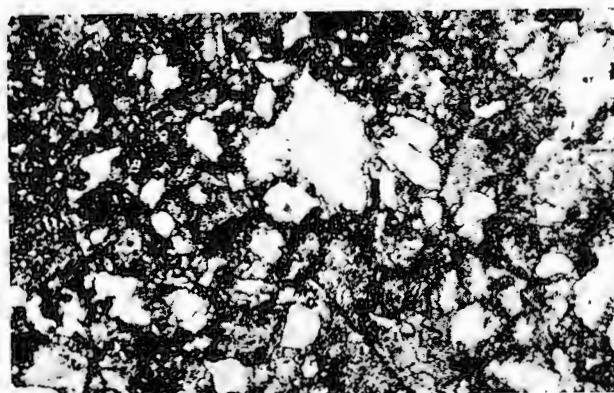
1

2



3

4



5

BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I., Răileanu Gr. (1950) Contribuții la cunoașterea Liasicului din munții Hăgħimash. *Bul. Șt. Acad. R.P.R. Ser. Geol.-Geograf.*, II, 5. București.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., (1960) Le Mesozoïque des Carpates Méridionales. *An. Inst.-Geol. Hongarie*, XLIX, 1. Budapest.
- Jekelius E. (1915) Die mesozoische Fauna der Berge von Brașov, I Liasfauna von Keresztfalva (Cristian). *Mitt. a. d. Jahrb d.k. ung. geol. A.* XXIII, 2. Budapest.
- Năstăseanu Aurelia, Solcanu M. (1963) Asupra prezenței zonei cu Hildoceras bifrons în sinclinalul Hăgħimash-Ciuc, *Com. Acad. R.P.R.* XIII, 12. București.
- Patrulius D. (1960) La couverture mesozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *An. Inst. Geol. Hongarie* XLIX, 1. Budapest.
- Patrulius D., Popescu Gr. (1960) Fația dihogo Flișa i Kippeni asadocinogo proishođdenia v Bukovine i Maramureșa. *Materiali Carpatho-Balkanskoi Assoċiažii. Acad. Ukrain SSR.* 1. Kiev.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rărău. (Carpați Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2. București.
- Preda D., Răileanu Gr. (1953) Contribuții la cunoașterea Liasicului din Perșani. *An. Com. Geol.* XXVI. București.
- Stănoiu I. (1966) Asupra prezenței unor calcară liasice în succesiunea depozitelor mezozoice din flancul vestic al sinclinalului Rărău. *D. S. Com. Geol.* (1964—1965). LII, 1. București.
- Uhlig V. (1900) Über eine unterliasische Fauna aus der Bukowina, Praga.
- Wachner H. (1918) Bericht über die im Sommer 1916 im Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen. *Jber. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1918, Budapest.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU LIAS ET DE L'AALÉNIEN GRÂCE AU MATÉRIEL EXOTIQUE ASSOCIÉ AUX DÉPÔTS DE TYPE WILDFLYSCH DU SYNCLINAL DE RARĂU (CARPATES ORIENTALES)

PAR

I. STĀNOIU

(Résumé)

Dans les blocs et klippes exotiques associés aux dépôts de Wildflysch du synclinal de Rărău on a signalé la présence du Lias moyen (Pliensbachien — probablement Domérien) — représenté par des calcaires gréseux, gris noirâtre et par des schistes gréso-marneux, micafères à Pecti-

nides et nombreux Brachiopodes, dont: *Zeilleria* sp. aff. *Z. indentata* Sow. et *Piarorynchia* sp. aff. *P. juvenis* (Quenstedt).

On a mis encore en évidence, dans une klippe de la Vallée Lucava, la présence du Toancien supérieur (zone à *thouarsense*) représenté par des grès et calcaires gréseux, gris noirâtre, micafères à *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny), *Pseudogrammoceras* sp. cf. *P. subfallaciosum* Buckman et *P. quadratum* (Haug).

En ce qui concerne l'Aalénien, on a établi la présence de sa partie inférieure (la zone à *Opalinum* s.l.) dans le matériel exotique du synclinal de Rarău.

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LIII/1 (1965—1966)

STRATIGRAFIE

NOI DATE STRATIGRAFICE ASUPRA JURASICULUI
DIN REGIUNEA VALEA TĂTARCA — VALEA LUCAVA
(PARTEA DE NORD A SINCLINALULUI RARĂU ;
CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾

DE

I. STĀNOIU²⁾

Abstract

New Stratigraphic Data on the Jurassic in the Valea Tătarca-Valea Lucava Region (Northern part of the Rarău Syncline; East Carpathians). Palaeontologic arguments are brought according to which the reddish oölitic spathic sandy limestones of the region belong to the Upper Bathonian — Lower Callovian, and the jasper to the Jurassic (Middle Callovian — Oxfordian). The transgressive position of these two members is also shown.

Singura ivire de Jurasic (Dogger) cunoscută (E. German, D. Demetrescu, 1956)³⁾ în această regiune, era reprezentată printr-o fișie de depozite cărătate la partea superioară a jaspurilor „triasice“.

Probabil că la aceleasi depozite se referă și V. Mutihac (1963)⁴⁾ cînd semnalează pe valea Tătarca, calcare nisipoase cu *Pecten discides* Schlotheim intercalate la partea superioară a dolomitelor triasice.

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1966.

²⁾ Întreprinderea de Prospecțiuni și Laboratoare, Șos. Kiseleff, nr. 2, București.

³⁾ E. German, D. Demetrescu. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Moldovița-Lucina. 1956. Arh. Min. Petrol.

⁴⁾ V. Mutihac. Cercetări geologice în sinclinalul Rarăului. Raport 1963. Arh. Inst. Geol.

În 1965, reconsiderînd fauna cu *Pecten discites* Schlotheim, I. Stănoiu (1966) arată că, de fapt, calcarele respective, care aparțin Jurasicului (Liasic), stau transgresiv peste calcarele cornoase cu *Diplopora* (Ladinian — Triasic superior?). În același an, V. Mutihac (1965) revine asupra afirmațiilor anterioare, repartizînd calcarele nisipoase Jurasicului (Dogger), însă de această dată autorul înglobează la același pachet și calcarele cornoase cu *Diplopora* (triasice).

În urma cercetărilor întreprinse în anul 1965 am intrat în posesia cîtorva date de observație interesante și a unor resturi organice edificatoare asupra vîrstei, pe care le prezentăm în cele ce urmează.

Doggerul. În regiunea valea Tătarca — valea Lucava, pe flancul intern (vestic) al sinclinalului Rarău, peste calcarele cenușii masive, uneori stratificate, cornoase, cu resturi de alge din familia Dasycladaceae (*Diplopora*), se dispun transgresiv calcare roșcate, grezoase, spatic, oolitice în care apar brachiopode, lamelibranchiate (Pectinide) și amoniți. Din aceste calcară am recoltat pe valea Tătarca un eșantion pe care se observă două exemplare de amoniți aparținând genurilor *Phylloceras* și *Bullatimorphites* (pl., fig. 1). Prezența formei de *Bullatimorphites* sp. încadrează nivelul respectiv în intervalul Bathonian superior — Callovian inferior.

Este de remarcat faptul că în regiunea de care ne ocupăm, la limita dintre calcarele cornoase triasice și calcarele grezoase jurasice se observă o brecie, adesea pe cîțiva metri grosime, în care elemente de calcar sub-jacente sănt cimentate cu calcar roșu, grezos, spatic, oolitic de tip jurasic. De asemenea, calcarele grezoase jurasice pătrund adînc pe fisuri, ca niște apofize, în calcarele cornoase triasice din culcuș (fig. 1). Prezența acestor apofize se explică probabil prin faptul că domeniul marin, în timpul transgresiunii corespunzătoare fazei Doneț, a colmatat un relief carstic pre-existent, pe calcarele triasice, unde eroziunea generase lapiezuri, fisuri și grohotișuri.

Am insistat asupra fenomenului de colmatare a unui relief carstic, deoarece el a dus la unele confuzii de ordin stratigrafic. Astfel, V. Mutihac (1963)¹⁾ a considerat calcarele grezoase, roșii ca intercalate la partea superioară a dolomitelor triasice. În 1965, același autor revine asupra vîrstei werfeniene a calcarelor, atribuindu-le Doggerului, însă de această dată,

¹⁾ Op. cit. pag. 465.

înglobează la același etaj și o parte a calcarelor cornoase cu *Diplopora* (triasice).

Autorul menționat s-a bazat pe observațiile făcute în malul drept al văii Tătarca, unde într-o carieră apare un „banc“ de calcare fosilifere

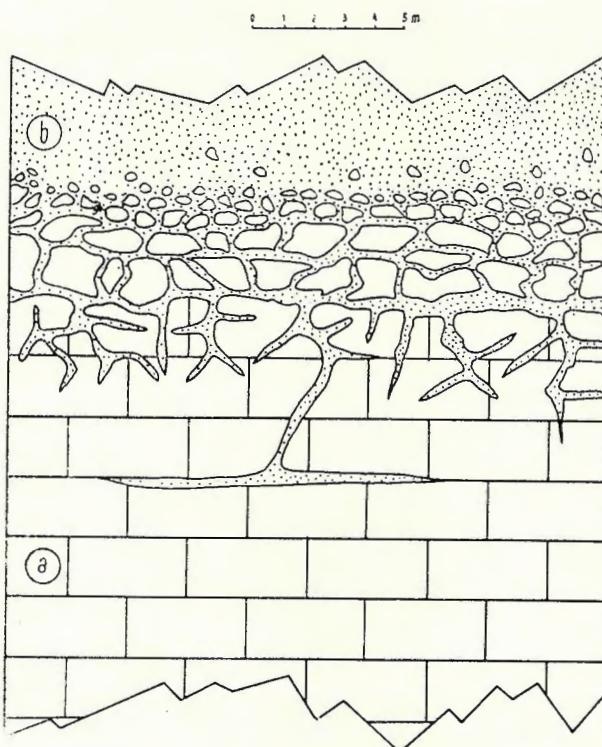


Fig. 1. — Contactul dintre Bathonian superior-Callovian inferior și Triasic.

a, calcare cornoase cenușii (Ladinian-Triasic superior); b, calcare grezoase, roșii, oolitice, feruginoase (Bathonian superior-Callovian inferior).

Contact entre le Bathonien supérieur-Callovien inférieur et le Trias.

a, calcaires cornés grisâtres (Ladinien-Trias supérieur); b, calcaires gréseux, rouges, oolithiques, ferrugineux (Bathonien supérieur-Callovien inférieur).

jurasice, care la prima vedere pare o intercalatie în calcarele cenușii, cornoase ale Triasicului.

Privind însă mai atent se pot observa fragmente de calcare cenușii triasice prinse în calcarele grezoase roșii (Dogger).

În realitate, această „intercalăție“ nu reprezintă altceva decât o apofiză a calcarelor grezoase jurasice transgresive, ce pătrunde adînc pe o fisură, în calcarele triasice.

Malmul. Peste calcarele roșcate, grezoase, oolitice ale Bathonianului superior — Callovianului inferior, se dispun, sub forma unei fîșii aproape continue, jaspuri roșii și verzi cu intercalății detritice.

În ceea ce privește vîrsta, pe bază de superpoziție, resturi organice (fragmente de belemniti), cît și prin analogie cu regiuni similare din Carpații orientali, nu aparțin Triasicului, aşa cum se consideră ci, ele aparțin Jurasicului (Callovian mediu — Oxfordian).

Prin observațiile ulterioare am pus în evidență pe valea Lucava, într-o intercalăție calcaroasă din acest pachet, forme de *Posidonomya alpina* Grass = ? *P. buchi* Roemer (pl., fig. 2) care sunt cotate numai în Jurasic (Aalenian — Oxfordian).

Astfel, în momentul de față, dacă adăugăm la corelările cu situații similare din restul Carpaților orientali, faptul că jaspurile conțin intercalății cu *P. alpina* Grass și că sunt suportate de calcare grezoase fosilișere (în mod sigur Bathonian superior — Callovian inferior) apare destul de clară, pentru acest pachet, vîrsta jurasică (Callovian mediu — Oxfordian).

În ceea ce privește raporturile cu formațiunile mai vechi, pe baza caracterului detritic cît și a poziției, s-a arătat (I. Stănoiu, 1966) că acest nivel reprezintă un termen transgresiv.

Tinem să adăugăm un fapt de observație obținut prin cercetările ulterioare și anume, în malul stâng al văii Lucava, peste calcarele cenușii, cornoase triasice se dispun direct jaspuri roșii care mulează, pătrunzînd pe fisuri, un relief preexistent (fig. 2).

Astfel, s-a obținut certitudinea asupra afirmației după care jaspurile jurasice (Callovian mediu — Oxfordian) din sinclinalul Rarău reprezintă un termen transgresiv, ca efect al unor mișcări corespunzătoare fazei Yaila (A g a s s i z).

Poziția transgresivă a jaspurilor jurasice (Callovian mediu — Oxfordian) sugerează presupunerea că o parte din depozitele corespunzătoare

EXPLICATIA PLANSEI

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Calcar roșu, grezos, spatic, oolitic cu *Phylloceras* sp. și *Bullatimorphites* sp. (Bathonian superior-Callovian inferior). Valea Tătarca.

Calcaire rouge gréseaux, spathique, oolitique à *Phylloceras* sp. et *Bullatimorphites* sp. (Bathonien supérieur-Callovien inférieur). Valea Tătarca.

Fig. 2. — Intercalație calcaroasă în nivelul jaspurilor roșii și verzi pe care se observă forme de *Posidonomya alpina* Grass = ? *P. buchi* Röemer. (Jurasic; Callovian mediu-Oxfordian). Valea Lucava.

Intercalation calcaire au niveau des jaspes rouges et verts dans lesquels on observe des impressions de *Posidonomya alpina* Grass = ? *P. buchi* Röemer. (Jurassique; Callovien moyen-Oxfordien). Valea Lucava.

I. STĂNOIU. Jurasicul din reg. valea Tătareca—valea Lucava.



1



2

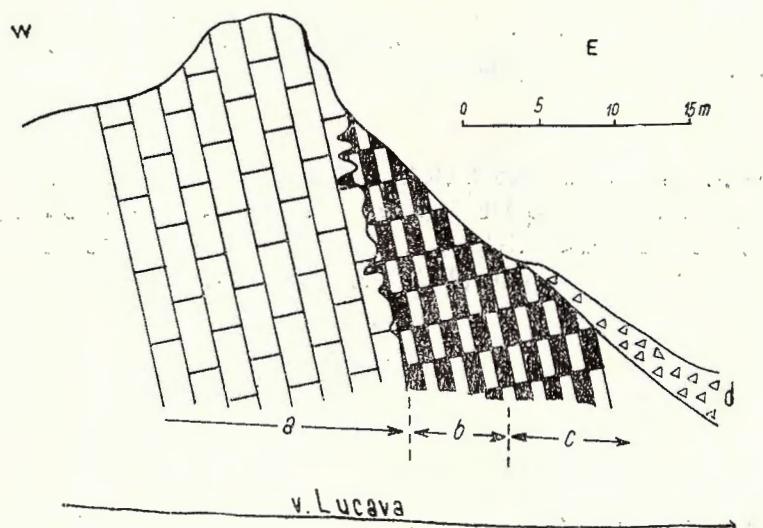


Fig. 2. — Contactul dintre jaspurile jurasice și calcarile triasice în malul stîng al văii Lucava.

a, calcare cenușii cornioase; b, jaspuri roșii; c, jaspuri verzi; d, grohotiș.

Contact entre les jaspes jurassiques et les calcaires triasiques dans la rive gauche de la vallée Lucava.

a, calcaires grisâtres cornés; b, jaspes rouges; c, jaspes verts; d, éboulis.

intervalului Bathonian superior — Callovian inferior ar putea să lipsească, acestea nu s-au depus sau au fost îndepărtate prin eroziune în timpul exondării corespunzătoare fazei Yaila. (A g a s s i z).

BIBLIOGRAFIE

- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, văii Tișăului și Cîrlibabei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV (1926—1927). București.
- Mutihac V. (1965) Considerații asupra Doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. Geograf. Geofiz. Seria Geol.*, X. București.
- Patrulius D. (1957) Corelarea Doggerului superior și a Malmului din Carpații Orientali. *Bul. St. Acad. R.P.R.* II, 2. București.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Contribuții la stratigrafia Cretacicului și a klippelor din Rarău. *An. Com. Geol.* XXXIV, 2. București.

Stănoiu I. (1966) Asupra prezenței unor calcare liasice în succesiunea depozitelor mezozoice din flancul estic al sinclinalului Rarău (Carpații orientali). *D. S. Com. Geol.* LII, 1. (1964—1965). București.

NOUVELLES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES SUR LE JURASSIQUE DE LA RÉGION DE VALEA TĂTARCA — VALEA LUCAVA
(PARTIE SEPTENTRIONALE DU SYNCLINAL DE RARĂU ;
CARPATES ORIENTALES)

PAR

I. STĀNOIU

(Résumé)

Dans la région de Valea Tătarca-Valea Lucava, sur les calcaires à l'aspect de cornéennes qui renferment des *Diplopora* (Trias) reposent d'une manière transgressive des calcaires rougeâtres, gréseux, spathiques, oolithiques où l'on a identifié des exemplaires de *Phylloceras* sp. et *Bullatimorphites* sp. (Bathonien supérieur-Callovien inférieur). Les formations considérées auparavant comme intercalations dans les dépôts triasiques ne sont que les apophyses des calcaires jurassiques transgressifs, ayant pénétré profondément dans les fissures des formations du mur.

Dans la succession suivent des jaspes rouges et verts, eux-aussi transgressifs, appartenant au Callovien moyen-Oxfordien. Ce niveau nous a fourni des exemplaires de *Posidonia* *alpina* Grass = ? *P. buchi* Röem or.

STRATIGRAFIE

DATE NOI ASUPRA MALMULUI SUPERIOR
ȘI CRETACICULUI INFERIOR DIN ZONA HAȚEG¹⁾

DE
AL. STILLĂ²⁾

Abstract

New Data on Upper Malm and Lower Cretaceous in the Region of Hațeg. A complex of fine rosy limestone has been separated in the region of Hațeg; it presents concretions of silica with intercalations of nodular limestone to which the age of Upper Malm is granted on basis of a macro- and micro-paleontological association. A complex of reef limestone, belonging to the Lower Cretaceous in the Urgonian facies, follows transgressively above the limestone with silica. After the sedimentation of Barremian-Aptian reef limestone there follows a phase of continental sedimentation, a detrital-residual complex with red sandstone and bauxites assigned to the Albian s. l., overlying the post-Aptian relief.

Caracteristica părții de NE a zonei sedimentare Hațeg, o constituie masele de calcare ce se dezvoltă între Valea Streiului la S și E și paralela peșterii Ciclovina în nord.

Aceste calcare au un evident caracter recifal, în masa lor observîndu-se nenumărați corali, mai mult sau mai puțin diagenizați, resturi de lamelibranchiate, gasteropode etc.

Cercetătorii anteriori au plasat calcarele recifale, în coloanele stratigrafice pe care le-au alcătuit pentru sedimentarul bazinului Hațeg, fie peste gresiile liasice (F. Laufer, 1924), fie peste calcarele roz, fine, considerate de A. Mamulea (1958), pe criterii geometrice, kimmeridiene.

¹⁾ Comunicare în ședința din 8 aprilie 1966.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Sos. Kiseleff, nr. 2, București.

Atribuite Tithonic — Neocomianului de către F. Laufer (1924), aceste calcare au fost socotite de J. Gherman (1934), ca reprezentând faciesul recifal al Malmului superior (Stramberg) pe baza unor determinări de coralieri colectați de deasupra peșterii Ciclovina, faună ce cuprindea pe: *Heliastrea cf. lifolensis* Mich., *Aplosmilia nuda* Kobay, *Aplosmilia thurmani* Kobay, *Cladophylia ramea* Kobay.

În 1958, A. Mamulea preluând determinările făcute de J. Gherman consideră de asemenea calcarele recifale ca produs al sedimentării tithoniene dar, găsind în unele din acestea resturi de Caprotine, socotește că o parte din calcar revin Cretacicului inferior în facies Urgonian. În coloana stratigrafică a depozitelor din bazinul Hațeg, A. Mamulea (1958), interpune între calcar recifale de tip Stramberg și cele de tip Urgonian un complex detrito — rezidual cu bauxite și gresii violacee, format într-o perioadă de exondare echivalentă intervalului Valangianian — Houterivian.

Studiind succesiunea depozitelor din bazinul Hațeg, D. Patruliș¹⁾ ajunge la concluzia că bauxitele reprezintă acumulări secundare de vîrstă antevraco-cenomaniană.

În 1963, I. Drăghindă și Paula Mihalache²⁾ socotesc întreaga masă calcaroasă din sectorul Strei — Ciclovina ca reprezentând Cretacicul inferior în facies Urgonian.

Investigațiile geologice întreprinse în 1965, ne-au permis să stabilim că masele de calcar recifale reprezintă Cretacicul inferior, în facies Urgonian, care se dispune transgresiv pe termeni sedimentari inferiori, dintre care cel mai nou este Malmul superior sau, uneori, direct pe Cristalinul getic.

Malmul superior. Partea terminală a succesiunii jurasice din zona Hațeg este reprezentată printr-o serie calcaroasă, groasă de cel mult 100—125 m, caracterizată de prezența unor concrețiuni de silice care se dispun uneori ca benzi conforme stratificației.

Aceste calcare, care se prezintă în bancuri bine stratificate, sunt fine, roze, compacțe și conțin forme de belemniti indeterminabili.

¹⁾ Informație verbală.

²⁾ I. Drăghindă, Paula Mihalache. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în bazinul Hațeg-Petroșani. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

Spre partea superioară a calcarelor cu silice apar intercalații metrice de calcare noduloase, ușor marnoase, roșcat-cenușii-verzui, stratificate în șespezi decimetrice, semănând litofacial, pînă la identitate, cu depozitele kimmeridgian-superioare (= tithonian-inferioare) cunoscute sub numele de „calcare de Brădet” din zona Reșița — Banat, (A.I. Codărcea, Gr. Răileanu și colab., 1961; Gr. Răileanu, S. Năstăseanu, C. Boldur, 1964; Aurelia Bădăluță - Năstăseanu, 1965).

Aceste intercalații de calcare conțin o faună de moluște cephalopode, rau conservată, care a permis totuși determinarea următoarelor forme :

Perisphinctes sp.

Lamellapthycus cf. *L. zitteli* (Greg.)

Lamellapthycus sp. ex gr. *L. beyrichi* (Opp.)

Lamellapthycus sp.

Bellelnites sp.

asociație care indică Malmul superior.

Studiul secțiunilor subțiri a arătat că în microfaciesul calcarelor noduloase sunt destul de frecvent asociate resturi de *Saccocoma* sp. cu forme de *Globochaete alpina* Lombard¹⁾, situație ce pledează pentru plasarea acestor calcare în Kimmeridgianul superior (= Tithonianul inferior).

Constatarea aceasta permite să echivalăm și din punct de vedere microfacial intercalațiile noduloase din calcarele cu silice cu „calcarele de Brădet” din zona Reșița (Aurelia Bădăluță - Năstăseanu, S. Năstăseanu, 1964).

Faptul că în unele secțiuni subțiri din eșantioane colectate dinspre partea superioară a seriei calcaroase cu silice, se observă rare forme de Tintinnidae fosile ridică problema posibilității prezenței și cel puțin a părții bazale a Tithonianului superior. În orice caz trebuie să semnalăm că între calcarile kimmeridgiene și cele ale Cretacicului inferior pot exista și alți termeni ai Jurasicului superior neidentificați paleontologic.

Cretacicul inferior. Peste complexul calcarelor cu silice (Malm superior) urmează transgresiv un pachet de calcare recifale.

Din acestea, care se prezintă masive, albe, zaharoide, am colectat numeroase forme de Caprotine aparținând grupului *Requienia ammonia*

¹⁾ Determinări confirmate de S. Năstăseanu.

G o l d f u s s, caracteristice faciesului Urgonian, ceea ce ne permite să le repartizăm Cretacicului inferior (Barremian — Aptian inferior).

Este de semnalat faptul că din aceste calcare recifale am colectat forme de *Ellipsactinia* sp., forme care, în general socotite ca reprezentând Malmul superior, se dovedesc astfel că persistă și în Cretacicul inferior, situație care a fost de altfel evidențiată de K. Petković (1950) și pentru calcarele cretacic-inferioare din Serbia Orientală (Suha Planina).

Constatarea aceasta impune o atenție deosebită în folosirea genului *Ellipsactinia* ca fosil caracteristic calcarelor recifale ale Jurasicului superior, pentru aceasta fiind necesare, după cum recomandă K. Petković (1950), riguroase determinări specifice.

Sub microscop calcarele urgoniene dezvăluie un microfacies caracterizat prin abundența foraminiferelor (*Coskinolina* cf. *C. alpillensis* Foury, *Textularia* sp., *Biloculina* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Rotalia* sp., etc.), resturilor de bryozoare, alge, îmbrăcînd uneori aspecte oolitice tipice.

Odată cu Aptianul, faza de sedimentare marină a Cretacicului inferior se încheie, regiunea se exondează și, pe relieful rezultat prin acțiunea agenților externi asupra calcarelor, se acumulează formațiuni detrito — reziduale, formate din roci bauxitice și gresii violacee micafere.

Argumentând drept superior calcarelor urgoniene complexul detrito — rezidual cu bauxite și gresii violacee, întocmai ca I. Drăghindă și Paula Mihalache¹⁾, considerăm că acesta a avut un interval de formare postaptian — antecenomanian, Albian s.l.

Concluzii. Observațiile consemnate anterior permit să stabilim pentru Malmul superior și Cretacicul inferior din zona Hațeg, următoarea succesiune litologo-stratigrafică :

Malmul superior este reprezentat prin calcare fine, stratificate, compacte, rozii cu intercalații de calcare noduloase care, conținînd moluște cephalopode (amoniți, belemniti, aptychi) sunt caracterizate microfacial de prezența formelor *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard și rare *Tintinnidae* fosile.

Cretacicul inferior dezvoltat în bază printr-un facies recifal, reprezentat prin calcare masive, albe, zaharoide, cu corali, lamelibranchiate aberante și foraminifere (Barremian — Aptian) se continuă cu un facies

¹⁾ Op. cit. pag. 472.

continental (complex detrito — rezidual cu bauxite și gresii violacee) echivalentul sedimentar al unei perioade de exondare postapțiene — antecenomaniene (albiene s.l.).

BIBLIOGRAFIE

- Bădăluță - Năstăseanu Aurelia, Năstăseanu S. (1964) Contribuții la cunoașterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice și a limitei dintre Jurasic și Cretacic în zona Reșița (Banat). *An. Com. Geol.*, XXXIV, 2. București.
- Codarcea Al., Răileanu Gr. și colab. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Congr. V al Asoc. Geol. Carpato-Balc. Ghidul excursiilor*. București.
- Gherman J. (1934) Contribuții la cunoașterea regiunii carstice de la nord-est de Pui. *Rev. Muz. Geol.-Miner. al Univ. Cluj*. Cluj.
- Laufer E. (1924) Studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.* X (1921—1924). București.
- Mamulea A. M. (1958) Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Bazinul Hațeg). *An. Com. Geol.*, XXV. București.
- Petković K. (1950) Le Tithon — Valanginien dans la Serbie Orientale. II. Importance de la découverte d'Ellipsactinia dans les calcaires récifs de Suha Planina (Serbie Orientale) et dans les formations similaires équivalents. *Ann. Géol. de la Pén. Balkanique.*, XVIII. Beograd.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldur C. (1964) Sedimentarul Paleozoic și Mezozoic al Domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXIV, 2. București.

NOUVELLES DONNÉES SUR LE MALM SUPÉRIEUR ET SUR LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE LA ZONE HAȚEG

PAR

AL. STILLĂ

(Résumé)

Dans un paquet de calcaires à concrétions de silice et intercalations de calcaires noduleux, qui supporte transgressivement les masses de calcaires récifaux de la zone Hațeg nous avons collecté les céphalopodes : *Perisphinctes* sp., *Lamellaptychus* cf. *L. zitteli* (Greg.), *Lamellaptychus* sp. ex gr. *L. beryrichi* (Opp.), *Lamellaptychus* sp., *Bellemnites* sp.

Jointe à l'association microfaciale caractérisée par la présence des formes *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard et par de rares Tintinnides fossiles, la macrofaune collectée nous permet d'affirmer que le paquet de calcaires à silice représente le Malm supérieur (y compris la partie basale du Tithonique supérieur au moins).

Les calcaires récifaux blancs, massifs saccharoïdes qui succèdent transgressivement au Malm supérieur sont censés avoir un âge barrémien-aptien inférieur. Ils contiennent des coraux (dont des formes d'*Ellipsactinia* sp. aussi), des lamellibranches abérants (du groupe *Requienia ammonia* Goldfuß), des gastéropodes et se caractérisent, du point de vue microfacial, par l'abondance des foraminifères.

Durant la période d'exondation qui succède à l'Aptien et qui se poursuit jusqu'au Cénomanien se place la formation d'un complexe détrito-résiduel à roches bauxitiques et grès rouges, appartenant à l'Albien s.l.

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA BRECIILOR DIN OLIGOCENUL
VĂII SIRIULUI (MUNTII BUZĂU) ¹⁾

DE
I. BUCUR ²⁾

Abstract

Contributions to the Knowledge of Oligocene Breccia in the Siriul Valley (Buzău Mountains). Deposits of Paleogene age belonging to a large and important tectonic unit — the median marginal Unit — occur in the basin of the Siriul brooklet. Deposits of Eocene age, developed in the Tarcău sandstone facies, and Oligocene deposits developed in the Fusaru-Pucioasa facies take part of the stratigraphical structure. Slon-Găinești Beds are separated in the upper part of the Oligocene on the basis of faunal content. A more recent age is not out of question for these brecciated deposits whose facies shows that during their sedimentation, the geosyncline of the Paleogene flysch had begun the filling-up phase.

Cercetând în 1964 perimetrul Siriul-Chiojd-Valea Rea-Nehoiu, am constatat prezența în valea Siriului, mai exact în zona sa de confluență cu pârâul Roșia, a unor depozite cu caractere litologice particulare dispuse deasupra Oligocenului în facies de Fusaru-Pucioasa. Ele se identifică atât ca componență litologică cât și faunistică cu „stratele de Slon-Găinești” (I. Bucur, I. Costea, 1964), separate la nord de Tg. Secuesc în lungul văii Casonului, la contactul tectonic dintre șisturile negre și Paleogen.

Presupunerile noastre că în valea Siriului sîntem în prezență acelorași depozite, au fost confirmate de determinările făcute de I. Costea (mi-

¹⁾ Comunicare în ședință din 23 aprilie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice. Min. Petrolului Str. Coraliilor, nr. 20, București.

crofaună), G. Bombiță (macroforaminifere) și M. Paucă (impreșuni de pești fosili) pe probe și eșantioane colectate de noi.

Geologia văii Siriului se găsește menționată în lucrările de mare întindere executate anterior de: G. Murgeanu și M. Filipescu (1937), M. Filipescu (1935, 1937), N. Oncescu (1939—1940), G. Murgeanu și N. Oncescu (1947), I. Băncișă (1958) și Gr. Popescu (1960—1961).

Primele informații asupra breciilor intercalate între depozite de vîrstă oligocenă sunt menționate de F. Olteanu în zona Ursei-Cîmpina și de Gr. Popescu în valea Slonului în anii 1948—1949.

Ulterior T. Joga (1952) menționează existența breciilor în sectorul nordic al flișului Carpaților orientali, pe care le denumește „strate de Găinești“.

Cu ocazia întocmirii hărții geologice a României scara 1:100.000 (foaia Cheia) Gr. Popescu (1958) consemnează că faciesul de Slon este de vîrstă Oligocen-Aquitaniană. Același autor (1961) înglobează breciile de la Poienile Siriului în stratele de Vinețigu-Podu Morii. Revenind mai tîrziu asupra aflorimentelor de la gura pîrului Roșia Gr. Popescu (1963) consideră că acestea aparțin faciesului Eocen de Șotrile.

Între reperele menționate, valea Siriului străbate depozite de vîrstă eocenă și oligocenă.

Eocenul este reprezentat prin faciesul gresiei de Tarcău și al strateelor de Podu Secu-Plopș.

Oligocenul este reprezentat prin faciesul de Fusaru-Pucioasa. Se remarcă aci caracterul comprehensiv al termenilor inferiori ai Oligocenului, ca și variațiile faciale transversal și longitudinal pe structuri, fenomen evidențiat pentru prima dată de N. Grigoras (1955) între Buzău și Putna.

Suitele litologice care alcătuiesc aceste depozite se plasează la partea superioară a Oligocenului în facies de Fusaru-Pucioasa, în partea cea mai internă a pînzei gresiei de Tarcău (vezi coloana stratigrafică, pl. II).

Faptul că aceste depozite se întîlnesc în regiunile Slon și Siri, în bazinul Casonului, la N de valea Uzului, în sectorul Găinești și că astfel de depozite sănătătoare și din sectorul Ursei-Cîmpina, că probabil se mai pot întîlni și în alte puncte, avînd totdeauna aceeași poziție stratigrafică și aspecte litologice particulare constante, am considerat utilă denumirea lor de „strate de Slon-Găinești“ pentru o mai usoară urmărire a lor. Am

utilizat această denumire ținând seamă de faptul că Gr. Popescu¹⁾ vorbește de existența „faciesului de Slon“ între valea Siriului și Slon și de concluziile lui T. J o j a (1952) cu privire la sectorul Găinești.

Considerăm că înlocuirea termenului de strate de Slon-Găinești cu cel de facies de Slon-Găinești va fi necesară în momentul în care se va reuși să se găsească argumente în sprijinul ideii că aceste depozite înglobăază și Miocenul. Unul din argumente în sprijinul caracterului diacronic al acestor depozite, este dat de existența sărăturilor și al eflorescențelor sulfatice în zona breciilor din valea Siriului (versantul stâng al văii, lîngă stația C.F.F. Molidul).

Breciile oligocene apar bine dezvoltate pe malul drept al văii Siriului începînd de la 120 m aval de confluența sa cu pîrîul Roșia Mare. Se mai pot de asemenea întîlni pe pîrîul Roșia Mare în cîteva aflorimente și pe malul stâng al văii Siriului în dreptul sediului brigăzii sectorului de exploatare a lemnului și al stației C.F.F. Molidu.

La Molidu, într-o pornitură, apare material argilos verde-roșu-cenușiu în amestec cu sărături.

Pe malul drept al văii Siriului începînd dinspre pîrîul Stearpa către pîrîul Roșia Mare, se urmărește o alternanță de argile, cenușii-verzui și roșii cu intercalații de disodile și argile negre cu oglinzi de fricțiune.

La confluența pîrîului Roșia Mare cu Siriul a fost observată următoarea succesiune : în bază 2 m de marno-calcar dur cenușiu-verzui, albicios pe fețele de alterație, care suportă 1,20 m argile în plăci și marno-calcare mărunt stratificate în care se individualizează o lentilă de gresie cenușie micaferă cu bobul mediu grosier și cu numeroase resturi organice.

Analiza macro-foraminiferelor existente în această lentilă de gresie, semnalează prezența următoarelor forme : *Asterocydina taramelli* (Schlumberger), *A. stella* (Gümbel), *A. sp. cf. stellaris* (Brunner), *A. sp.*, *A. sp. aff. taramelli*, *Operculina sp. aff. seminvoluta* Nemkov et Barchatowa, *O. cf. parva* Douville, *Nummulites nitidus* De la Harpe, *Nummulites* sp.

În continuitate succesiunea cuprinde următorii termeni : 1 m argile și marne mărunt stratificate ; 1 m disodile și marno-calcare cu intercalații

¹⁾ Gr. Popescu. Raport geologic pentru prospectarea de zăcăminte de hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în zona paleogenă a Pînzei de Tarcău din Munții Buzăului. 1961. Arh. Com. Stat. Geol. București.

subțiri de gresii cenușii de tip Fusaru ; 1 m argilă verde ; 60 cm amestec de marno-calcar de tip Oligocen cu disodile ; 4 m argile roșii și verzi în alternanță și cu lentele intercalate de marno-calcare ; 8 m alternanțe de argile verzi cu gresii fine cenușii-verzui în plăci de grosimea centimentrului.

Din disodilele aflorimentului citat a fost colectat un exemplar de *Scopelus mrazecii* Paucă.

Privită sub microscop gresia cu conținutul de foraminifere se prezintă ca o rocă calcaroasă organogenă în care masa de bază este constituită din calcit cripto și microcristalin, în care se observă foarte frecvente cochiliile de organisme calcaroase (echinide, briozoare, etc.). Roca este bine impregnată cu material argilos, pirită și oxizi de fier și prezintă o structură psamitică și textură masivă.

Marno-calcarele intercalate în disodilele amintite se prezintă sub microscop ca un calcar organogen, masa fundamentală a probei fiind constituită din calcit în care se observă fragmente de organisme calcaroase. Roca prezintă o structură microcristalină aleuritică și textură compactă.

Determinările de microfaună efectuate pe probe colectate din breciile care aflorează pe malul drept al Sirului, au arătat următoarea asociatie : *Gyroidina soldanii* d'Orb. var. *octocamerata* CUSH. et HANNA (6 ex.), *Rotalia calcar* (d'Orb.) (4 ex.), *Cibicides* sp. (8 ex.), *Asterigerina carinata* (d'Orb.) (4 ex.), *Quinqueloculina subrotunda* (Montagu) (2 ex.), *Glo-mospira charoides* (Park. et Jones) var. *corona* CUSH. et JARVIS (4 ex.), *G. gordialis* (Parker et Jones), *Bathysiphon filiformis* SARS (8 ex.), *Trochaminoides proteus* KARRER (2 ex.), *T. draco* (Grzyb.) (6 ex.), *Rhabdammina abyssorum* SARS (10 ex.), *R. discreta* Brady, *Uvigerina mexicana* Nuttall (2 ex.), *Haplophragmoides emaciatus* (Brady) (6 ex.), *H. subglobosus* (G. O. Sars), *H. walteri* (Grzyb.), *H. coalingensis* CUSH. et HANNA, *Chilostomelloides oviformis* (Herbordne et Chapt.) (13 ex.), *Hyperammina elongata* Brady (3 ex.), *H. grzybowski* Dylazanca (4 ex.), *Globotruncana linneana* (d'Orb.) (4 ex.), *Ammodiscus* sp. (2 ex.), *Globigerina triloculinoides* PLUMMER (15 ex.), *Globigerinoides* sp. (10 ex.), *Globorotalites micheliniana* (d'Orb.) (3 ex.), *Dorothia principiensis* CUSH. et Bermudez, *Gaudryina rudita* Sandridge, *Lituotuba lituiformis* Brady, *Bulimina pupoides* d'Orb., frustule de diatomee și concrețiuni de pirită.

Din analiza materialului paleontologic ca și din studiul rocilor (breciile organogene au enclave de argile verzi și acumulări de material organogen), care alcătuiesc sedimentele menționate, reiese că în valea Siriului sîntem în prezență unor depozite remaniate din teritoriile învecinate într-o fază de colmatare a geosinclinalului flișului paleogen.

Macroforaminiferele cuprind reprezentanți ai familiei *Nummulitidae* (*Nummulites*, *Operculina*) și ai familiei *Orbitoididae* (*Asterocyclus*).

Dintre aceștia *Nummuliti*ii sînt forme din Eocenul inferior, iar *Asterocycline*le au o mai largă variație pe verticală, dar se limitează la Eocen.

Faptul că *Nummuliti*ii sînt reprezentați prin forme megasferice, și că *Asterocycline*le prezintă o stare rea de conservare, sînt indicii a remanierii lor. Această remaniere a avut loc în post-Lutețian, în Oligocen sau chiar în Miocen.

Elementele componente ale microfaunei pledează de asemenea pentru resedimentarea depozitelor.

Astfel, alături de forme ca *Hyperammina*, *Ammodiscus*, *Trochaminoidea*, *Bathysiphon*, *Rabdamina*, etc. cu largă distribuție pe verticală, începînd din Houterivianul superior sau Albianul inferior și pînă în Oligocen, se întîlnesc forme de *Haplophragmoides walteri* care începe ascensiunea în scara stratigrafică din Albian și urcă pînă în Oligocen.

De asemenea, alături de forme ca *Lituotuba* și *Dorothia* cu distribuția pe intervalul stratigrafic Cenomanian-Oligocen se întîlnesc forme de *Ammodiscus*, *Rabdamina*, *Dendrophrya* cu distribuția pe intervalul stratigrafic Senonian-Oligocen.

Cităm de asemenea prezența unor forme de *Globotruncana* (Senonian) alături de *Glomospira charoides* (Danian-Paleocen).

Adăugînd listei de mai sus erupția de Globigerine și precizînd că microfauna nu este uniform distribuită, ci reprezintă un amestec de forme care se repetă la intervale stratigrafice scurte, putem conchide că sîntenii îm' posessa unui argument în plus în sprijinul remanierii depozitelor și atribuirii vîrstei oligocene a ceea ce considerăm strate de Slon-Găinești.

Prin lucrarea de față se aduc precizări legate de poziția stratigrafică a breciilor de la gura pîrului Roșia, poziție susținută de argumente de faună nemenționate pînă acum.

Precizările noastre implică reconsiderații de ordin tectonic în legătură cu traseul liniei Audia în bazinul pîrului Roșia.

BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică. București.
- Bucur I., Costea I. (1964) Asupra breciilor din Oligocenul bazinului Cason (Tg. Secuiesc). *Petrol și Gaze* 5. București.
- Filipescu M. G. (1940) Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen-Slănic-Bîsca Mare. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXIII. București.
- Filipescu M. G. (1937) Étude géologique de la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Gen. Univ. București*. București.
- Giigoraș N. (1955) Faciesurile paleogenului între Putna și Buzău. *An. Com. Geol.* XXVIII. București.
- Ioja T. (1952) Structura geologică a flișului marginal din regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXVI. București.
- Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpathes Orientales. Guide des excursions.
- Onicescu N. (1944) Le flysch paléogène entre Bîsca Chiojdului et Bîsca Mică (Dép. de Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVIII (1939—1940). București.
- Olteanu F. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina. *D. S. Com. Geol.* XXXVI. București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES BRÈCHES DE L'OLIGOCÈNE DE LA VALLÉE DE SIRIUL (MONTS DE BUZĂU)

PAR

I. BUCUR

(Résumé)

Dans la bassin du ruisseau Siriul ont été rencontrés des dépôts d'âge paléogène appartenant à une grande unité tectonique importante — l'unité médiо-marginaile (I. Băncilă, 1958).

La constitution stratigraphique compte des dépôts d'âge éocène développés sous le faciès du grès de Tarcău et oligocène développés sous le faciès de Fusaru-Pucioasa.

C'est pour la première fois que le contenu faunique a servi à séparer, à la partie supérieure de l'Oligocène, les Couches de Slon-Găinești.

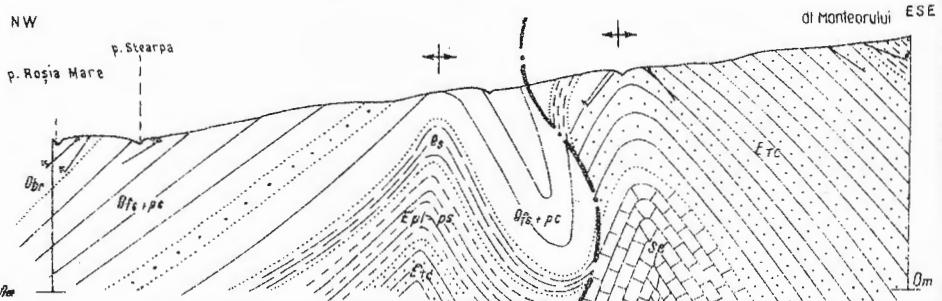
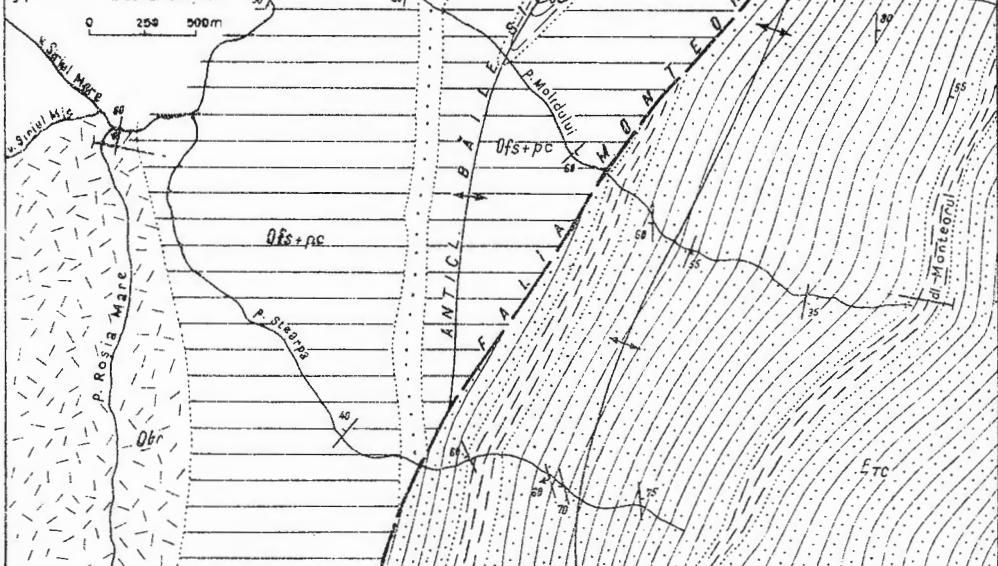
I.BUCUR : Contribuții la cunoașterea breciilor din Oligocenul văii Sărăului (Mii Buzăului)

PL.I

I.BUCUR
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
ROŞIA MARE - MONTEORU
(BAZINUL P. SĂRĂUL)

LEGENDĂ

- 1 Oligocenul breccior - Str. de Slan-Găinești
- 2 Oligocenul stratelor de Fusaru - Pucioasa
- 3 Miocene
- 4 Eocene
- 5 Senonian
- 6 argile
- 7 gresii
- 8 Traseul secțiunii



COLOANĂ STRATIGRAFICĂ A STRATELOR DE SLON - GÄINESTI (breccii)
DIN REGIUNEA: P. ROSIA MARE (BAZ. P. SIRIU) Sc. 1:500

I.BUCUR: Contribuții la cunoașterea breciilor din Oligocenul văii Siriușui (Mjii. Buzăului)

Sc. 1: 500

P11

Nous n'excluons pourtant pas un âge plus récent pour ces dépôts brécheux dont le faciès démontre que durant leur sédimentation, le géosynclinal du flysch paléogène avait abordé la phase de colmatage.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

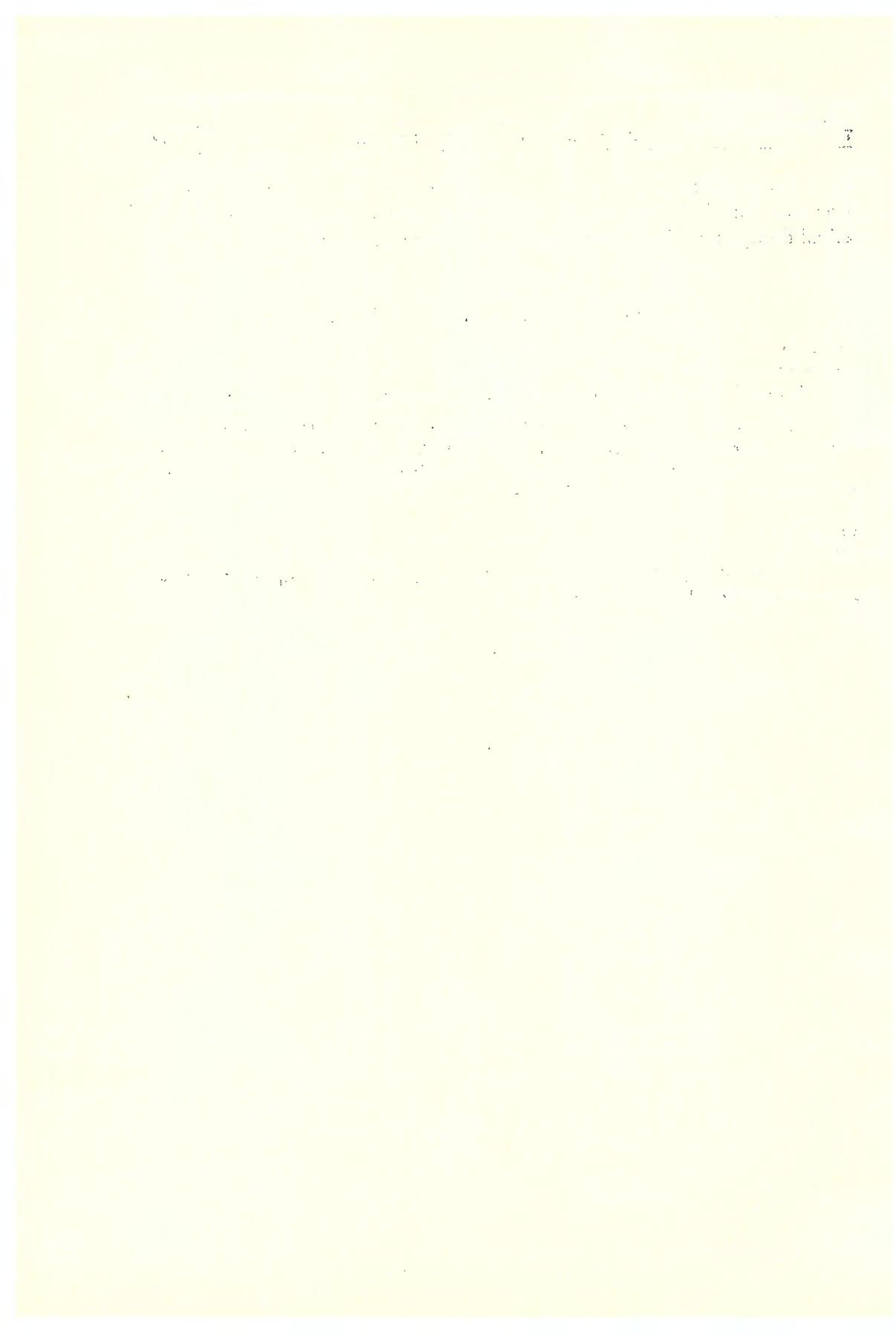
Planche I

Carte géologique de la région Roșia Mare-Munteoru (bassin du ruisseau Siriu).

Oligocène: 1, Obr. horizon des brèches — couches de Slon-Găinești ; 2, ofs+pc horizon des couches de Fusaru-Pucioasa ; 3, Os horizon schisteux. Éocène ; 4, Epl-ps horizon des couches de Plopș-Podu Secu ; 5, Et_c horizon du grès de Tarcau ; 6, Sénonien ; 7, argiles ; 8, grès ; 9, tracé de la coupe.

Planche II

Colonne stratigraphique des couches de Slon-Găinești (brèches) de la région ruisseau Roșia Mare (bassin du ruisseau Siriu).



STRATIGRAFIE

DATE PRIVIND GEOLOGIA ZONEI SCHELA-VIEZUROI¹⁾

DE

C. DRĂGHICI²⁾, I. HUICĂ³⁾, MARIA ISAC⁴⁾, M. BILOIU⁴⁾

Abstract

Data Regarding the Geology of the Schela-Viezuroi Zone, The development of crystalline schists in the Lainici-Păiuș series, as well as that of Șușița type granites was observed in the crystalline basement of the Danubian autochthonous in the Schela-Viezuroi zone on the S border of the South Carpathians. On these follows the Clastic Series represented preponderently by psammitic gneisses and then the transgressive Schela Formation which develops into several stripes closely connected with the formations of the basement. This latter is made up of a basal conglomerate horizon of a discontinuous character, as well as of an upper clayey horizon with sandstone intercalations. These deposits underwent a process of dynamic metamorphism and were transformed into argillaceous and serniphitic phyllites. The age assigned to the Schela Formation may be considered Carboniferous based on closed relations with the formations in the basement, as well as on the degree of metamorphism. From the tectonic standpoint, the basement formation at Schela suffered a folding and overturn process from the NW towards the SE so that, at present, the granites and crystalline schists in the basement are in their tectonic position on the Schela Formation.

Introducere. Formațiunile geologice de la Schela-Gorj, situate între valea Șușiței la W și valea Porcului la E, au făcut obiectul a numeroase cercetări și discuții începînd cu primii cercetători ai Carpaților meridionali : Gr. Ștefănescu (1890), M. Drăghiceanu (1890), L. Mrazec

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 aprilie 1965.

²⁾ Comitetul de Stat al Geologiei, D.G.P.E.G., Calea Griviței, nr. 64, București.

³⁾ Întreprinderea Geologică de Prospectingiuni, Calea Griviței, nr. 64, București.

⁴⁾ Întreprinderea de Stat pentru Explorări Miniere, Bul. N. Bălcescu, nr. 26, București.

(1895, 1898, 1912), G. Murgoci (1912) A. Streckeisen (1929), G. Manolescu (1937 a, 1937 b) și încheind cu A. Semaka (1963) și V. Mutihac (1964).

Istoricul discuțiilor purtate pînă în 1932 este redat de G. Manolescu (1932, 1937 b). Majoritatea acestora s-au purtat în legătură cu vîrstă formațiunii de Schela. Prin determinarea celor două forme de plante fosile de vîrstă liasică din formațiunea de Schela, G. Manolescu (1932) a închis aceste discuții și a creiat un curent în geologia Carpaților meridionali, în sensul că toate formațiunile geologice asemănătoare din punct de vedere litologic cu formațiunea de Schela au fost considerate Liasice, iar cele situate sub aceasta au fost considerate mai vechi; Triasice și Permiene, cum este cazul celor din munții Lotrului (Şt. Ghika-Budești 1936, 1940) și celor din munții Parâng (G. Paliuț, 1937) și a celor de pe rama sudică a bazinului Petroșani în munții Vulcan (G. Manolescu, 1937 b).

În 1952—1953 Comitetul Geologic a executat 6 foraje în extinderea exploatarii miniere de antracit de la Schela. Acestea au scos în relief existența unor roci mai vechi (sisturi cristaline și granite) stînd în poziție tectonică peste formațiunea de Schela, situație menționată în trecut în puncte izolate de L. Mrazec (1898, pag. 13) și G. Manolescu (1937 b, pag. 147/67) și mai recent de N. Gherasi¹⁾, I. Mateescu²⁾, Eleodor Ghenoiu³⁾ și A. Semaka⁴⁾, pe baza datelor din foraje. Forajele executate de I.S.G.⁵⁾ la Viezuroi au confirmat o situație similară cu cea de la Schela. De asemenea o schită geologică întocmită de P. Vîlceanu în 1960⁶⁾ și harta geologică întocmită de I. Serbanescu

¹⁾ N. Gherasi (1952) Raport asupra regiunii Schela Gorj privind forajele de explorare pentru antracit. Arh. Com. Stat. Geol.

²⁾ I. Mateescu (1952) Raport definitiv. Studiu petrografic al zăcămîntului de cărbuni de la Schela. Arh. Com. Stat. Geol.

³⁾ Eleodor Ghenoiu (1953) Raport sumar asupra lucrărilor de foraje executate la Schela Gorj în 1952—1953. Arh. Com. Geol.

⁴⁾ A. Semaka (1953) Raport asupra cercetărilor geologice preliminare la Schela Gorj. Arh. Com. Stat. Geol.

⁵⁾ I. Cioloș (1958) Studiu geologic privind rezervele de argilă refractară de la Viezuroi și Schela. Arh. Com. Stat. Geol.

⁶⁾ I. Cioloș (1959) Studiu geologic privind rezervele de argilă refractară din zona Viezuroi. Arh. Com. Stat. Geol.

⁷⁾ P. Vîlceanu (1960) Proiectul lucrărilor geologice din sectorul Viezuroi. Arh. Com. Stat. Geol.

și V. Bărbulescu în 1960—1961¹⁾ între valea Schela și valea Viezuroi scoate în relief poziția anormală a rocilor cristaline și magmatice peste formațiunea de Schela. L. Mrazec (1898) a pus această situație pe seama unei falii cu caracter local, iar restul cercetătorilor pun această situație anormală, pe seama mișcărilor alpine din mezocretacic.

A. Semaka (1963), a redeschis problema vîrstei formațiunii de Schela prin determinarea unor forme de plante fosile de la Merișorii, Schela și Viezuroi și a considerat că aceasta ar reprezenta o formațiune comprehensivă carbonifer-liasică. V. Mutihac (1964), a pus în discuție din nou vîrsta formațiunii de Schela presupunând că Liasicul în sensul lui A. Semaka (1963) trebuie să fie transgresiv peste Carbonifer.

În anul 1963 s-a ridicat problema clarificării perspectivelor economice legate de formațiunea de Schela, problemă care a necesitat executarea unui program complex de lucrări geologice care au constat din : prospecțiuni foarte detaliate de suprafață pentru stabilirea extinderii și poziției formațiunii de Schela²⁾ și profile sistematice transversale pentru stabilirea relațiilor dintre formațiunea de Schela și rocile cristaline și magmatice din fundament³⁾. În paralel, s-au executat o serie de foraje de prospecțiune și referință care au stabilit succesiunea litologică și superpoziția geometrică a formațiunilor din zona cercetată⁴⁾.

Considerații geologice

Zona cercetată se extinde între valea Șușița la W și valea Porcului la E (fig. 1) și aparține fundamentalului autohton de pe rama de S a munților Vulcan, fiind constituită din formațiuni cristaline, (seria de Lainici-Păiuș) roci magmatice (granite de Șușița) depozite sedimentare paleozoice slab metamorfozate, (seria clastică și formațiunea de Schela) și depozite sedimentare mezozoice și neozoice. Pentru a avea o imagine cât mai clară asupra evoluției geologice a acestei regiuni vom prezenta în continuare datele noastre asupra formațiunilor geologice în ordinea vechimii lor.

¹⁾ V. Bărbulescu (1961) Raport geologic minier cu situația rezervelor de antracit de la Sectorul Schela. Arh. Com. Stat. Geol.

²⁾ I. Huică (1963) Raport geologic de proiecție pentru argilă refractară în zona Viezuroi-Schela Gorj (Versantul sudic al munților Vulcan). Arh. Com. Stat. Geol.

³⁾ Lucrările au fost efectuate de C. Drăghici, în ultima perioadă împreună cu M. Biloiu.

⁴⁾ Forajele au fost urmărite și documentate de A. Aleman și M. Biloiu, iar interpretarea datelor a fost făcută de către autori.

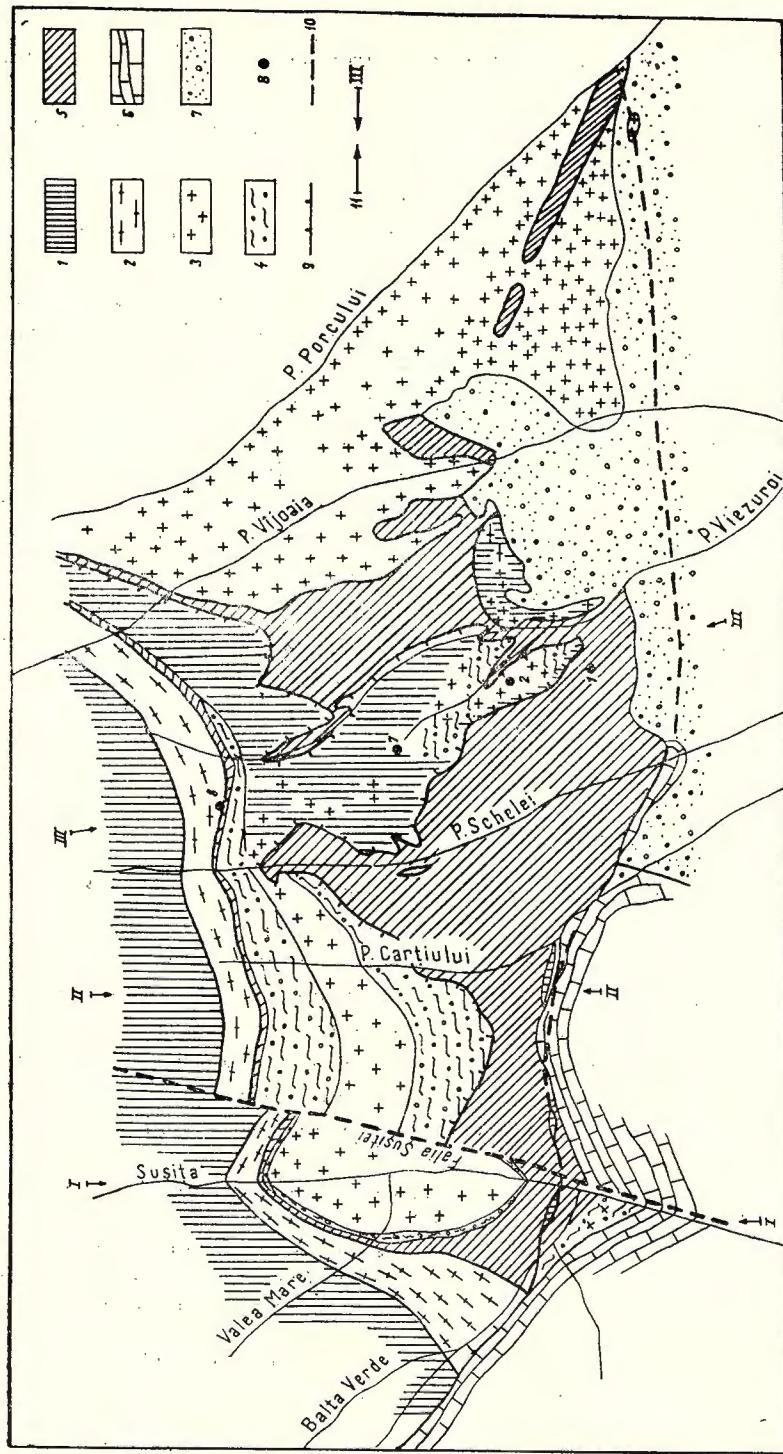


Fig. 1. — Schiță geologică a zonei valea Șușitei — valea Porcului.
 1, serie sisturilor cristaline de Lainici-Păhus ; 2, granit grozăre (Susita) ; 3, granit grozăre (Susita) ; 4, serie clastică (gneiss psammitice) ; 5, formație ne Schela ;
 6, calcare mezozoică ; 7, pietrișuri neogene ; 8, forje ; 9, linie de incărcare ; 10, linie de falie ; 11, direcția de profil.

Esquisse géologique de la zone vallée de Șușita — vallée Porcului.
 : série de schistes cristallins de Lainici-Păhus ; 2, granites grossiers (Susita) ; 3, granites grossiers (Susita) ; 4, série clastique (gneiss psammitiques) ; 5, formation de Schela ; 6, calcaires mésozoïques ; 7, pierrières néogénées ; 8, failles ; 9, ligne de charge ; 10, direction de faille ; 11, direction de coupe.

A) Seria de Lainici-Păiuș. Zona cea mai largă de sisturi cristaline din seria de Lainici-Păiuș se situează la limita nordică a perimetrelui cercetat fiind constituită din cuarțite, gnaise psamitice, sisturi cuarțoase, cloritoase, sericitoase sau grafitoase și aparține grupului II al lui L. Mrazec (1897) din Carpații meridionali. Aceste roci prezintă procese de migmatizare în apropierea maselor granitice sau a injectiilor feldspatic legate de faza de punere în loc a granitelor.

În afara acestei zone largi cunoscută din lucrările anterioare, au mai fost întâlnite roci din seria de Lainici-Păiuș împreună cu roci granitice (Zona II-a) între valea Schelei și valea Porcului stând în poziție tectonică peste formațiunea de Schela, fiind reprezentate prin aceleași tipuri de roci. A treia zonă apare sub forma cîtorva butoniere situate pe o linie orientată aproximativ E—W, zonă care ar corespunde unei fracturi din fundalment. Astfel de butoniere apar la W de valea Şușitei în malul nordic al pîriului Balta Verde și în bazinul văii Cartiului, unde se remarcă un proces accentuat de zdrobire în masa lor.

B) Rocile granitice. Rocile granitice se prezintă cu diverse aspecte mineralogice și petrografice, aspecte asupra cărora nu ne vom opri. Vom analiza granitele numai sub aspectul răspîndirii și al relațiilor cu celelalte formațiuni. Granitele din regiune au fost separate în granite grosiere corespunzînd granitului de tip Şușita și granite laminate, în sensul lui G. Manolescu (1937 b). Granitul de Şușita apare în două poziții distincte în structura regională: un granit în poziție normală, cum este cazul celui din valea Şușita și a celui din valea Vîjoaia-valea Porcului și un granit deversat cum este cazul celui care se dezvoltă din valea Potmoale către E.

Granitul din valea Şușita apare sub forma unei butoniere alungite pe direcția N—S (fig. 2, profilul I) fiind acoperit periclinal de roci din seria clastică și formațiunea de Schela.

Granitul din valea Vîjoaia-valea Porcului formează terminația sud-vestică a masei de granite ce se dezvoltă pe valea Jiului între Sadu și Rafaila, fiind acoperit periclinal de seria clastică și formațiunea de Schela. Pe rama de sud a acestui masiv se găsesc cîteva petece de roci clastice și de formațiune de Schela rămase de la eroziune.

Granitul de Şușita deversat, se dezvoltă sub forma unei spinări anticlinale, inclinată către NW și înrădăcinată în fundalment, (fig. 2, profilul II) avînd o grosime maximă de 250 m pe culmea Potmoale și reduceri simțitoare către NE, unde apare împreună cu sisturile cristaline

ale seriei de Lainici-Păiuș în poziție de pînză de acoperire (fig. 2, profilul III).

Granitele laminate se dezvoltă cu grosimi reduse stînd tectonic peste fișia nordică a formațiunii de Schela și fiind acoperite de șis-

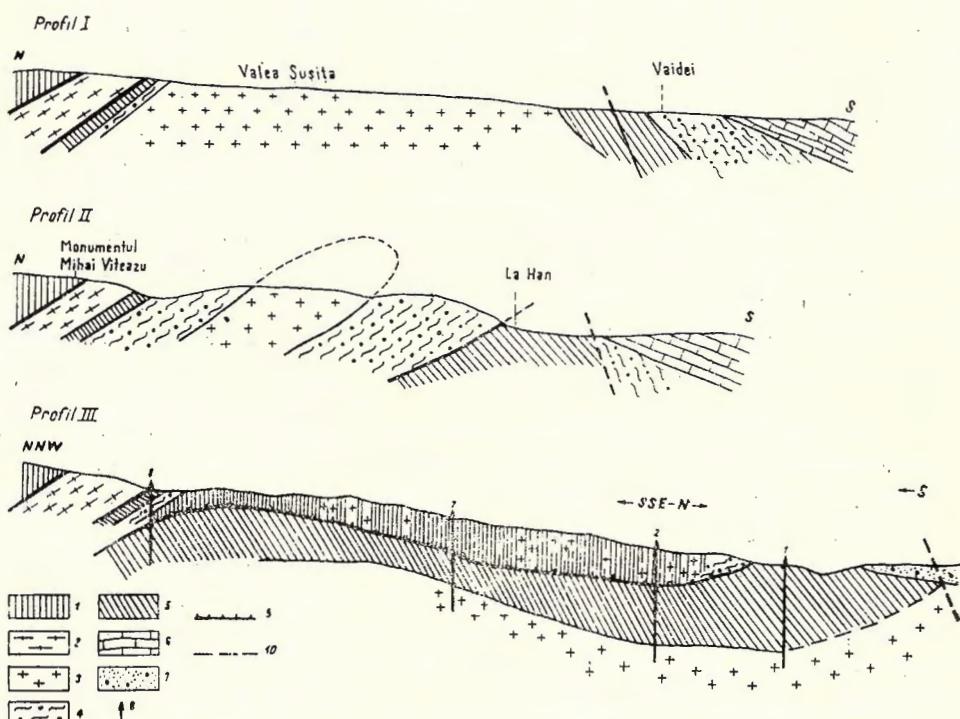


Fig. 2. — Profile geologico-structurale prin formațiunile dintre Șușița și Viezuroi.

1, seria șisturilor cristaline de Lainici-Păiuș; 2, Granite laminatate; 3, granite granulare (Șușița); 4, seria clastică (gneiss psammitice); 5, formațiunea de Schela; 6, calcaruri mezozoice; 7, pietrișuri neogene; 8, foraje; 9, linie de încălcare; 10, linie de fâlfie.

Coupes géologiques-structurales à travers les formations entre Șușița et Viezuroi.

1, série des schistes cristallins de Lainici-Păiuș; 2, granites laminés; 3, granites granulaires (Șușița); 4, série clastique (gneiss psammitiques); 5, formation de Schela; 6, calcaires mésozoïques; 7, graviers néogènes; 8, forages; 9, ligne de chevauchement; 10, ligne de faille.

turile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. Fenomenul de cataclază și laminare, care ajunge pînă la transformarea masei de roci granitice în roci filonitice, oglindește existența unui proces tectonic important, sesizat și în valea Jiului de către L. M r a z e c (1899).

C) Seria clastică. Peste șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și peste rocile granitice, a fost întâlnită o serie de roci cu cristalinitate mai slabă cu caracter litoclastice pe care G. Murgoci (1912) le-a denumit „paragnaise cu sericit”. Această serie suportă transgresiv formațiunea de Schela.

Deși seria clastică împreună cu formațiunea de Schela se pot echivala cu seria de Tulișa din Retezat și Vulcan (L. Pavelescu, 1955; L. Pavelescu, Gr. Răileanu, 1963) am utilizat termenul de „serie clastică” și pe cel de „formațiune de Schela”, pe de o parte pentru că prezintă caractere litologice diferite, iar pe de altă parte pentru că termenul de formațiune de Schela este adânc înrădăcinat în literatura geologică privind rama de S a Carpaților meridionali.

În cadrul „seriei clastice” am întâlnit roci constituite preponderent din material lito-clastic format pe seama dezagregării granitelor. Pe considerentul că în cadrul acestor roci cu structuri porfiroclastice, se relevă o compoziție petrografică diferită și se dezvoltă în cadrul structurii în zone deosebite, le-am luat în considerare separat.

T i p u l n o r d i c . Însoțește granitul de Șușița menționat anterior și șisturile seriei de Lainici-Păiuș. A fost întâlnit pe rama butonierei de granit din valea Șusiței sub forma unei fîșii subțiri și cu discontinuități. De o parte și de altă a granitului deversat se pot urmări două fîșii cu grosimi mult mai mari. Rocile de tipul nordic al „seriei clastice” cu grosimi pînă la cîțiva metri se dezvoltă și peste granitul din valea Porcului și valea Vijoaja. Între rocile componente predomină gnaisele psamitice, formate pe seama unor arene granitice metamorfozate și numai sporadic apar șisturi clorito-cuarțoase sau grafitoase formate probabil pe seama materialului dezagregat din masa seriei de Lainici-Păiuș.

Aspectele mineralogice și petrografice ale acestor roci trădează pe de o parte caracterul lor de roci sedimentogene iar pe de altă parte prezența efectelor unui proces de metamorfism dinamic accentuat.

Gnaisele psamitice sunt constituite din elemente clastice prinse într-o masă fin cristalinată sericito-cuarțoasă, formată pe seama cimentului inițial, care împrimă rocii o structură porfiroclastică. Clastitele sunt reprezentate prin cuarț și albit cu conture neregulate și colțuroase, pe lîngă care mai apar solzi de biotit pe cale de descompunere.

Gnaisele psamitice care însoțesc granitele deversate, trădează efectele metamorfismului dinamic prin cataclazarea porfiroclastelor de cuarț și

albăt, o tendință de dispoziție orientată a porfiroclastelor sau a aglomerărilor granoclastice după planele de situozitate. Materialul sericitos, fin cristalizat, care este dispus după planele de situozitate prezintă un aspect pronunțat laminar și este uneori însorit de cristale aciculare de actinolit. Se remarcă existența unor plane de alunecare, iar în cazul solzilor de biotit se observă îndoiri frecvente. La partea superioară a acestei serii se dezvoltă un nivel puternic filonitizat cu porfiroclaste de cuarț cataclazate, aşa zisele „sisturi sericitoase cu nodule de cuarț“ ale lui G. Manolescu (1937 b). Sporadic mai apar sisturi cuarțoase cu aspect microclastic sau sisturi sericito-clorito-cuarțoase sau grafitoase cu elemente clastice, cum sănt cele din valea Vijoiaia care stau tectonic peste formațiunea de Schela și suportă seria de Lainici-Păiuș.

Tipul sudic se întâlnește numai sub forma unor deschideri izolate, situate la S de falia ce se dezvoltă cu direcția E—W. Deschiderea cea mai importantă este situată în versantul vestic al văii Şușița, la Vaidei (verucano al cercetătorilor anteriori). Către E, roci similare cu cele de la Vaidei au mai fost întâlnite pe un affluent situat pe stînga pîrului Schela unde apar sub forma unei insule de sub depozitele neogene.

În baza acestui grup, la Vaidei, se găsește un granit puternic laminat în a cărui compoziție microclinul și ortoza joacă un rol preponderent. Gnaisele psamitice care stau peste aceste granite sănt constituite dintr-o masă sericito-cloritoasă, foarte fină, cu dispoziție orientată iar clastitele sănt uneori cataclazate și cu aceeași dispoziție, fiind reprezentate preponderent prin microclin și cuarț. În masa acestor gnaisi psamitice cu aspect sernifitoid, se dezvoltă filme sau intercalații stratiform-lenticulare de sisturi sericito-cloritoase cu structură blasto-pelito-aleuritică sau blasto-pelitică. În sus, se trece treptat la sisturi brun-roșcate, cu intercalații subțiri de calcare, pentru ca în ultimul pachet să se dezvolte calcare fine, cristalizate, de culoare alb-gălbui, cu intercalații subțiri de sisturi roșietice. Procesul de metamorfism dinamic este relevat prin aceeași aspecte ca și la tipul anterior ; recristalizarea pastei, procese de filonitizare, solzificare, orientarea elementelor clastice, etc.

D) Formațiunea de Schela. Formațiunea de Schela, cunoscută prin lucrările lui L. M r a z e c (1895, 1898, 1912), G. M u r g o c i (1912), G. M a n o l e s c u (1937 b) ne va reține numai sub aspectul datelor noi, obținute în urma cercetărilor de suprafață, coroborate cu datele deținute din foraje.

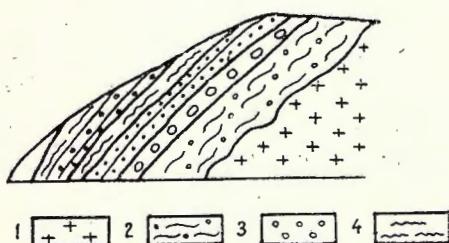
1. *Extindere.* După modul cum se dezvoltă depozitele formațiunii de Schela au fost separate în două zone: o zonă vestică și una estică, despărțite de falia Şușitei. În zona vestică, formațiunea de Schela se întinde sub forma unei fâșii care acoperă periclinal, butoniera de granite și rocile din „seria clastică“ din valea Şușitei. În partea de W și N ea suportă granitetele laminate.

În zona estică apar trei fâșii de formațiune de Schela. Fâșia nordică se dezvoltă în baza zonei de granite laminate între falia Şușitei și valea Porcului având grosimi care nu depășesc cîteva zeci de metri. Prin procesul de împingere al maselor de granite laminate și șisturi cristaline peste această fâșie, s-au produs solzificări și alunecări în special în rocile argiloase.

Fâșia mediană începe tot din falia Şușitei și se dezvoltă pe direcția E—W, traversând văile Cartiului, Schelei și Viezuroiului, cu pătrunderi de tip semifereastră pe văi și cu restrîngeri pe creste. Lățimea acestei fâșii pe valea Schelei ajunge la 1,4 km și depășește 400 metri grosime. Începînd din valea Viezuroiului această fâșie se retrage către NE, îngustîndu-se pînă la 50 metri în valea Vîjoaia, se continuă în valea Porcului și trece în valea Jiului la Rafaila. În timp ce între valea Şușitei și valea Viezuroiului (în partea sudică) această fâșie vine în contact cu insulele de granite și șisturi cristaline, sau este acoperită transgresiv de calcarele mezozoice sau de pietrișurile neogene, din valea Viezuroiului către NE stă transgresiv peste granitul din fundament. La partea superioară, această fâșie este acoperită tectonic de granitetele și șisturile cristaline din fundament.

Fig. 3. — Deschiderea din malul vestic al pîrului Porcului la Porceni.

1. granit de tip Şușita;
 2. Gnaise psamitice (seria clastică);
 3. conglomerate, orizontal inferior ai formațiuni de Schela;
 4. gresii cu intercalări de șisturi grezoase.
- Affleurement dans la rive septentrionale du ruisseau Porcului à Porceni.
1. granite de type Şușita;
 2. gneiss psammitiques (Série clastique);
 3. conglomérats, horizon inférieur de la formation Schela;
 4. grès à intercalations de schistes gréseux.



În partea de sud-est se dezvoltă din valea Vîjoaia către E cîteva apariții izolate de formațiune de Schela stînd în poziție evident transgresivă peste „seria clastică“ prin intermediul unui conglomerat grosier bine cunoscut în versantul de W al văii Porcului la Pleșa (Porceni) (fig. 3).

2. *Orizontare.* În fișia mediană și sud-estică depozitele formațiunii de Schela au cea mai largă dezvoltare. Aici s-a putut stabili în mare existență inițială a două orizonturi: un orizont conglomeratic bazal și un orizont argilos cu intercalații grezoase și microconglomeratice.

Orizontul conglomeratic se dezvoltă cu caracter discontinuu numai pe suprafețe restrânse în două poziții distințe: una situată înspre S, cores-

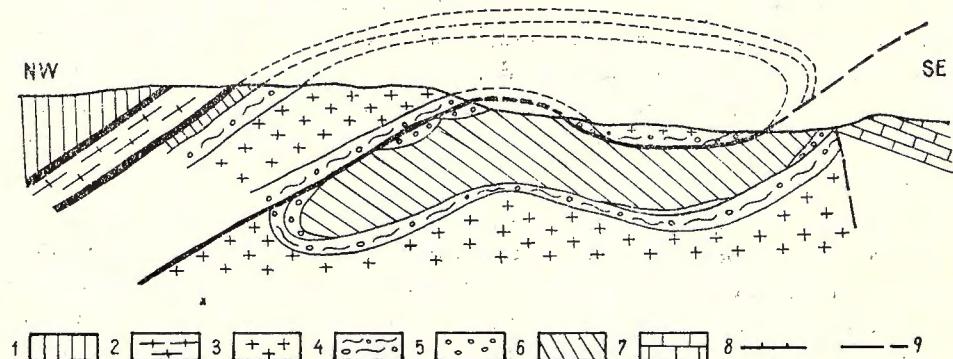


Fig. 4. — Profil de interpretare în zona Viezuroi-Schela.

1, schisturile cristaline ale seriei de Lainici-Pâius; 2, granite laminate; 3, granite grosiere; 4, seria clastică (gneiss psammitice); 5, orizontul conglomeratic din baza formațiunii de Schela; 6, formațiunea de Schela; 7 calcare mesozoice; 8, linie de fâlfie cu încâlcare; 9, linie de fâlfie.

Coupe d'interprétation dans la zone Viezuroi-Schela.

1, schistes cristallins de la série de Lainici-Pâius; 2, granites laminés; 3 granites grossiers; 4, série clastique (gneiss psammitiques); 5, horizon conglomeratique dans la base de la formation de Schela; 6, formation de Schela; 7, calcaires mésozoïques; 8, ligne de faille à chevauchement; 9, ligne de faille.

punzînd probabil bazei formațiunii de Schela și una situată înspre N la limita formațiunii de Schela cu masele granitice și cristaline în pînză. Conglomeratele din partea bazală se întîlnesc în valea Schelei. Numeroasele blocuri de conglomerate întîlnite pe pîrîul Cartiului și spre șeaua Frunzului, se situează în extinderea aflorimentului din valea Schelei. Aceste conglomerate sănt echivalente cu cele din valea Porcului unde se observă foarte clar transgresiunea formațiunii de Schela peste seria clastică. Conglomeratele de la baza pînzei de roci granitice și cristaline se situează geometric la partea superioară a formațiunii de Schela și se dezvoltă evident pe dealul Dîlma, la N de pîrîul Frunzului și pe valea Viezuroiului. Aceste conglomerate ar putea fi echivalente cu cele din baza formațiunii de Schela, ele reprezentînd nivelul din flancul răsturnat al structurii (fig. 4).

Orizontul argilos cu intercalații de gresii și microconglomerate, reprezintă un nivel superior stratigrafic și se caracterizează printr-o sedimentare ritmică de tipul flișului de Culm. Tectonica ulterioară a produs deranjamente evidente, care constau în curgeri interstratale în masele argiloase-sistoase, cu formarea unor microcute de ordinul milimetrilor pînă la acela al zecilor de mm, și solzificarea accentuată. În timpul împingerii flancului nordic al structurii peste cel sudic, depozitele acestui orizont au reacționat în condiții diferite; tipurile grezoase și microconglomeratice s-au comportat ca roci competente, în timp ce tipurile argiloase s-au comportat ca roci incompetente și au facilitat procesul de alunecare.

3. Caracterele petrografice. Tipurile pelitice și pelito-aleuritice trădează aspectul de filite de la prima vedere, tipurile mai compacte aleuritice, psamitice și psefítice lasă să se întrevadă mai greu acest aspect. Microscopic se poate stabili însă cu certitudine prezența metamorfismului dinamic în rocile fin și foarte fin granulare precum și în rocile grosiere.

Pe seama rocilor pelitice s-au format o serie de filite argiloase cu structură blasto-pelitică compuse din minerale argiloase-cărbunoase, sericit și clorit în care uneori apar germanii unor mice lamelare mult mai dezvoltăți, formați fie prin regenerare, fie prin procesul de metamorfism propriu-zis (A. H a r k e r , 1959).

Rocile aleuritice și psamitice, trădează un proces incipient de blas-tează prin recristalizarea cimentului inițial al rocii, sau apariția unor extincții rulante în granulele de cuart. Pe seama cimentului se formează lamele de sericit, muscovit sau clorit cu dispoziție orientată după planele de șistuozitate și poziție perpendiculară pe marginea clastitelor neorientate. Un element caracteristic pentru tipurile blasto-pelitice este apariția cloritoidului în diverse stadii de dezvoltare mergînd de la baghete grupate în snopi sau rozete abia vizibile microscopic pînă la rozete vizibile cu ochiul liber. Ceea ce este interesant de semnalat în legătură cu cloritoidul este însăși faptul că el se dezvoltă în fîșia mediană cu zăcăminte de antracit care se continuă din valea Șușitei pînă la Rafaila în valea Jiului. Aci rociile au un caracter de metamorfism mai avansat iar cloritoidul citat de G. Ștefănescu (1893) și studiat de L. M r a z e c și L. D u p a r q (1893) și apoi de L. P a v e l e s c u et al. (1964), ajunge la o frecvență și o dezvoltare mult mai mare, rozetele avînd diametrul pînă la 2—3 mm.

4. *Vîrsta formațiunii de Schela.* Aceasta a fost discutată de G. Manolescu (1932), discuție care s-a încheiat cu concluzia că formațiunea de Schela revine Liasicului. După aproape 30 de ani vîrsta formațiunii de Schela a fost din nou pusă în discuție de A. Semaka (1963) care a ajuns la concluzia, că la Schela suntem în prezența unei formațiuni comprehensive carbonifer-liasice.

Această interpretare conduce la complicarea problemei. Cînd formațiunea de Schela era interpretată ca fiind de vîrstă carboniferă sau liasică ea putea fi integrată mai ușor în structura fundamentului autohton.

În ultimii ani, unitățile Comitetului Geologic au executat la Schela-Viezuroi o serie de foraje care au arătat că formațiunea de Schela este încălecată tectonic de granitul de Șușița și sisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș din fundăment, care în schimb nu încalcă și peste depozitele mezozoice care încep cu Liasicul.

Această constatare face necesară o analiză aprofundată a problemei vîrstei comprehensive carbonifere-liasice a formațiunii de Schela. Deoarece această analiză ar trebui să aibă în vedere ansamblul Carpațiilor sudici și depășește cadrul lucrării noastre, ne vom permite să sesizăm numai cîteva aspecte care să constituie baza reconsiderării vîrstei formațiunii de Schela și baza cercetărilor ce se vor efectua în viitor în vederea clarificării problemei.

a) Formațiunea de Schela se dezvoltă în legătură strînsă cu masele de sisturi cristaline și de roci granitice, (L. Mrazec, 1895, 1897, 1912; G. Murgoci, 1912; A. Streckeisen, 1929 și G. Manolescu, 1937 b) legătură care se reliefază prin deversarea rocilor din fundăment pînă la gradul de pînză de acoperire peste formațiunea de Schela, în timp ce Liasicul se dezvoltă în baza seriei sedimentare mezozoice, în relații de transgresiune de la W de valca Șușitei pînă în partea de SW a Podișului Mehedinți și la N de Cernădăia, fără să fie prisă în cîtele fundamentului.

b) Depozitele formațiunii de Schela, deși s-au format în condiții de depunere aproximativ similare cu cele liasice, diferă prin durata procesului de sedimentare, prin transformările dinamometamorfice și prin stilul tectonic propriu. În formațiunea de Schela procesul de metamorfism dinamic este foarte evident, în timp ce în Liasic este absent. Formațiunea de Schela are o tectonică proprie cu solzi împinși unii peste alții, în timp ce depozitele liasice au o stratificație evidentă cu căderi liniștite și fără să fie afectate de procese de alunecare.

c) Între Cloșani și satul Godeanu (C. Drăghici, 1965) pe creasta Gorganul-Culmea Cernei, sînt situații în care se pot vedea relațiile dintre formațiunile mezozoice transgresive și nederanjate și cele de tipul celor de la Schela, metamorfozate, considerate carbonifere, avînd o tectonică proprie și prezentînd caractere petrografice similare cu cele ale formațiunii de Schela.

d) Aspectele expuse anterior și faptul că nici la suprafață și nici în coloanele litologice stabilite în forajele care au străbătut întreaga formațiune de Schela, nû s-au putut delimita depozitele liasice în cadrul formațiunii de Schela, ne face să ne punem întrebarea dacă în evoluția florei liasice nu ar fi putut interveni perturbări.

Existența a două formațiuni cu caractere diferite care apar în Valea Verde la Merișori (Vaidei); Liasicul stînd transgresiv peste fundament și formațiunea de Schela stînd peste fundament însă fiind în același timp încălecată tectonic de formațiunile fundamentului, ne îndreptătesc să ridicăm problema aprofundării determinărilor de floră pe de o parte și a studiului evoluției florei liasice pe de altă parte. Sub rezerva problemelor ridicate noi admitem că vîrsta formațiunii de Schela ar putea fi numai carboniferă, fiind de acord astfel cu considerațiile lui L. Mrazec (1897) și G. Murgoci (1912).

Considerații tectonice

Elementele expuse anterior permit să se facă o serie de considerații preliminare asupra evoluției tectonice din zonă Schela-Viezuroi. Prezența „seriei clastice” relevă existența unei faze de gliptogenезă anterioară depunerii formațiunii de Schela, timp în care s-au format gnaisele psamitice, pe seama acumulărilor de arene granitice, în formele de relief negative peste care au transgredat conglomeratele din baza formațiunii de Schela. Faza de sedimentogenезă se continuă în timpul Carboniferului ? cu depozite de tipul flișului de Culm. După această fază au urmat mișcările hercinice tardive (faza saalică ?) cînd orogeneza s-a manifestat cu mai multă violență. Astfel, au avut loc procese de cutare cu regenerarea liniilor tectonice caledoniene (L. Pavelescu et al. 1964). La Schela se relevă existența unui anticlinal, probabil local, vizibil din vîrful Potmoale către NE, constituit din roci granitice, sisturi cristaline din seria de Lainici-Păiuș și gnais psamitice din seria clastică, peste care a fost

împins compartimentul nord-vestic, ridicat pe linia de regenerare caledoniană, corespunzătoare granitelor laminate.

Prin presiunile enorme exercitate de masele nord-vestice, a avut loc o deversare a structurii din compartimentul sud-estic cu fracturarea şarnierei sinclinale şi împingerea zonei anticlinale de la Potmoale peste bazinul cu depozite carbonifere de la Schela-Viezuroi. Împingerea compartimentului nord-vestic a fost facilitată şi de existenţa depozitelor din formaţiunea de Schela de pe flancul nordic al anticlinalului Potmoale.

Împingerea maselor granitice peste depozitele din bazinul de la Schela-Viezuroi-Vijoia-valea Porcului a fost însoţită de un proces evident de metamorfism dinamic în cadrul „seriei clastice“ şi al „formaţiunii de Schela“ şi de o tectonică de fracturare forfecare şi solzificare în masele de roci incompetente din formaţiunea de Schela. Suprapunerea părţii nord-vestice la Schela, prin poziţia orizontală a bazei şisturilor cristaline şi a granitului, (fig. 2, profilul III) îmbracă aspectul unei pînze de şariaj.

După o nouă fază de gliptogenează au urmat mişcările chimerice, cu instalarea ciclului mezozoic, urmat apoi de faza de orogenie alpină, care s-a manifestat sub forma unui proces de decolare al unor mase cristaline peste un fundament mai mult sau mai puţin consolidat.

Mişcările neogene le revine scufundarea din zona sudică de la limita cu Depresiunea getică şi falia din valea Şuşiţei care separă două compartimente cu poziţie diferită; compartimentul vestic ridicat şi cel estic scufundat.

În concluzie, zona Schela-Viezuroi se caracterizează prin dezvoltarea şisturilor cristaline din seria de Lainici-Păiuş şi a granitului de Şuşiţa pe seama cărora s-a format seria clastică. Peste aceasta din urmă s-au depus sedimentele formaţiunii de Schela, urmate de faza de mişcări hercinice? În timpul acestei mişcări s-a schițat şi consolidat structura fundamentalului prin regenerarea zonelor caledoniene cu formanea unor cute cu decroşări axiale longitudinale cu direcţia SW—NE, urmate de împingeri cu deversarea întregii structuri de la NW către SE pînă la ampioarea unei pînze de acoperire la Schela-Viezuroi.

De altfel, şi S.t. Ghika-Budeşti (1934) aminteşte pe clina de S a munţilor Căpăţînei, existenţa unor mişcări cu împingeri de la NW către SE într-o fază mai veche (hercinică). Tinem să accentuăm că în faza de cutări alpine, fundamentalul autohton a fost mai puţin solicitat decît în

faza hercinică. Problema evoluției paleogeografice și tectonice a acestei zone este în concordanță cu rezultatele obținute în podișul Mehedinți, munții Retezat, Vulcanul de N, Parâng și Căpățîna.

BIBLIOGRAFIE

- Drăghiceanu M. (1890) Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte den Königreiche Rumänien. *Jber. de k.k. geol. R. A.*
- Drăghici C. (1965) Sedimentarul autohton dintre Cloșani și Obîrșia-Godeanu-Podișul Mehedinți. *D. S. Com. Geol. LI.*
- Ghika-Budești St. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom. XVI.*
- Ghika-Budești St. (1940) Les Carpates méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoi. *An. Inst. Geol. Rom. XX.*
- Harker A. (1959) Metamorfism. A study of the transformations of Rock Masses.
- Manolescu G. (1932) Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol. 1.*
- Manolescu G. (1937 a) Studiu geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Mem. Sect. St. Ac. Rom. S. III, XII, Mem. 6.*
- Manolescu G. (1937 b) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates Méridionales roumaines). *An. Inst. Geol. Rom. XVIII.*
- Mrazec L., Duparcq L. (1893) Sur un schiste à chloritoïde de Carpathes. *C. R. Acad. Paris.*
- Mrazec L. (1895) Über die Antracitbildungen des südlichen Abhanges der Südkarpaten. *Sitzungber. d. k. Akad. d. Wissenschaft. 1—4.*
- Mrazec L. (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. St. VI. București.*
- Mrazec L. (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. Partea de E a Munților Vulcan. *București.*
- Mrazec L. (1899) Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. St. VIII. București.*
- Mrazec L. (1912) Asupra Formațiunii de Schela. *D. S. Inst. Geol. Rom. IV.*
- Murgoci M. G. (1901) Über die Einschlüsse von Granat-Vesuvianfels in dem Serpentinen des Parîngu-Massivs. *Bul. Soc. St. IX.*
- Murgoci M. G. (1912) Asupra Formațiunii de Schela. *D. S. Inst. Geol. Rom. IV.*
- Mutihac V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și V. Jiului). *D. S. Com. Geol. L, 1.*
- Paliuc G. (1957) Étude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Munții Cimpii (Carpathes Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom. XVIII.*
- Pavelescu L. (1955) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezat. *An. Com. Geol. XXV.*
- Pavelescu L., Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpathes Méridionales. *Com. Congr. V Asoc. Geol. Carp. Balc. 1961. I (Mineralogie-Petrographie).* București.

- Pavelescu L., Pavelescu Maria, Bercia L., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni. *D. S. Com. Geol.* L, 1.
- Semaka A. (1963) Despre vîrstă Formațunii de Schela. *Com. Congr. al U-lea al Asoc. Carpato-Balc. 1961.* II. *Stratigrafie.*
- Ștefănescu Gr. (1893) Studii microscopice asupra ortofirului și șistului cu cloritoid din Munții Județului Gorj. *Bul. Soc. St. Fiz.* 7—8.
- Ștefănescu Gr. (1890) Curs elementar de geologie. București.
- Streckeisen A. (1929) Profilul de la Vai de Ei (Jud. Gorj). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII.

NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LA GÉOLOGIE DE LA ZONE SCHELA-VIEZUROI

PAR

C. DRĂGHICI, I. HUICĂ, MARIA ISAC, M. BILOIU

(Résumé)

Dans la zone entre la vallée de Șușița et la vallée Porcului, à Schela-Viezuroi, sur le bord méridional des Carpates Méridionales, se développent les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș, les granites du soubassement surmontés par les schistes de la série clastique et, ensuite, par la formation de Schela.

1. Les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș marquent un développement accusé dans le NW du périmètre étudié. Ils réapparaissent dans l'interfluve Schela-Viezuroi avec les granites qui surmontent tectoniquement la formation de Schela et avec quelques boutonnières, sur une zone de fracture orientée E—W. Ils ont subi des processus de métamorphisme thermique au contact avec les granites et ont reçu des injections de solutions feldspathiques.

2. Les roches granitiques se développent sous un faciès grossier (granite de Șușița) et sous un autre — laminé. Dans la vallée de Șușița et dans la vallée de Vijoia vers l'E se développe le granite en position normale recouvert par les gneiss psammitiques et par la formation de Schela. A partir de la faille de la vallée de Șușița vers l'ENE se déve-

loppent les granites déversés qui, avec les schistes cristallins, se disposent en position tectonique sur le lambeau médian de la formation de Schela.

3. La série clastique surmonte d'une manière discordante des granites aux épaisseurs non-uniformes et à la composition variable dans lesquels les gneiss psammitiques prédominent. Ont été identifiés deux types de tels gneiss à position différente dans la structure de la région et à aspects minéralogiques différents ; le type septentrional à clastites de quartz et albite et à pâte sériciteuse et le type méridional à clastites de quartz, microcline et orthose et à pâte séricito-chloritique. Les roches respectives se sont formées par l'accumulation dans les formes de relief négatives du matériel résulté de la désagrégation des granites.

4. La formation de Schela suit — transgressivement — aux séries antérieures.

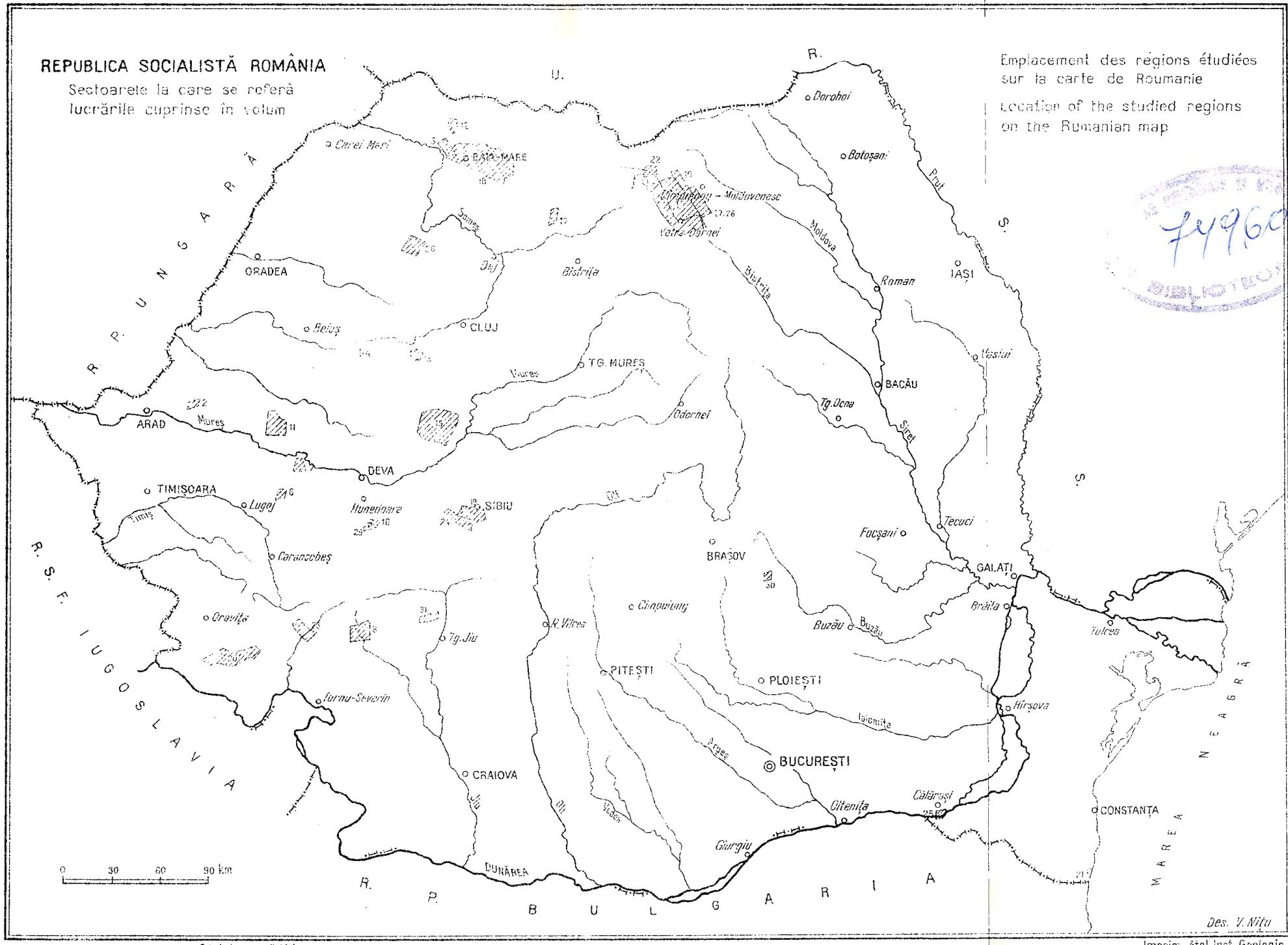
Compte tenu du mode de distribution et de la position en espace, deux zones ont été séparées : la zone à l'W de la faille Șușita et celle à l'E de la faille Șușita.

Dans cette dernière zone apparaissent : un lambeau septentrional, très mince, laminé, un lambeau médian large jusqu'à 1,4 km et épais jusqu'à 400 m recouvert tectoniquement par des granites et schistes cristallins et un lambeau S—E dont quelques lambeaux isolés se sont encore conservés, transgressifs sur les granites et sur la série clastique.

Durant la phase initiale de sédimentation deux horizons se sont déposés : un horizon inférieur, conglomératique, à caractère discontinu et un horizon supérieur constitué d'une alternance de microconglomérats de grès, d'argiles gréseuses et d'argiles à intercalations de charbons ayant subi à leur tour un processus de faible métamorphisme par l'apparition d'un commencement de blastèse, par un commencement de recristallisation du matériel fin et par la formation de chloritoïde. En ce qui concerne l'âge de la formation de Schela, l'ouvrage indique les aspects de celle-ci et ses relations avec les formations du soubasement. A partir de cette position et des caractères pétrographiques différents de ceux spécifiques aux dépôts liasiques nous reconsiderons l'âge carbonifère de la formation de Schela et recommandons une étude approfondie concernant l'évolution de la flore liasique.

A la lumière des données exposées nous présentons quelques considérations d'ordre tectonique. A la phase de glyptogenèse durant laquelle

se sont formées des accumulations arénitiques a succédé la transgression des dépôts de la formation de Schela, elle-même suivie par l'orogenèse hercynienne, la phase saalique probablement ?, pendant laquelle le sou- bassement a été plissé, faillé et le compartiment N—W soulevé et poussé, en position tectonique, sur celui S—E.



CUPRINS

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

Pag.

1. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistrița (Carpații orientali)	17
2. Dimitrescu R. Contribuții la cunoașterea structurii părții de NW a masivului cristalin Highiș	39
3. Florea N. Un sistem de indici granulometrii pentru caracterizarea sedimentelor	53
4. Jude R., Ștefan A. Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a munților Bihor (Munții Apuseni)	77
5. Mînzăraru Lidia, Bîrlea V. Asupra prezenței bowlingitului în regiunea Baia Mare	95
6. Mureșan M. Asupra prezenței unor tufuri sudate în vulcanitele neogene din partea de nord a masivului Poiana Ruscă	101
7. Peltz S., Peltz Margareta, Urcan T. Contribuții la cunoașterea tufurilor sudate de la Pojoga (regiunea Hunedoara)	111
8. Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. Asupra vîrstei unor roci granitoide din munții Vîlcan (Carpații meridionali)	127
9. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila. Zona anticinală Rusaia — Bretila ; structură și metamorfism (Cristalinul Carpaților orientali)	143
10. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teuca I. Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline în regiunea Pojarita-Fundul Moldovei-Lucina (Carpații orientali)	161
11. Savu H., Borcoș M., Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta, Trifulescu M., Ioanidu Cristina. Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a munților Drocea	187
12. Stan N., Bîrlea V. Puncte de vedere asupra vulcanismului neogen de la Racșa-Vama-Certeze	215
13. Ștefan R., Ștefan A., Urcan T. Considerații asupra cristalinului din Pintenul de Baia de Arjeș	235
 STRATIGRAFIE	
14. Agheorghiesei V., Băncilă I., Costea I., Rosa Andorina. Contribuții la stratigrafia Paleogenului din flișul carpatic	251

	Pag.
15. Bleahu M., Dimian M. Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Feneș-Ighiel-Întregalde (Munții Metaliferi)	281
16. Boldur C., Stillă A.I. Malmul inferior din regiunea Ohaba-Ponor (Hațeg), cu privire specială asupra Callovianului superior cu Kosmoceras (Carpații meridionali)	305
17. Bulgaru Gh., Baltres A. Asupra unui nivel cu Septarii din bazinul văii Sălăuța	311
18. Chițimuş V., Chivu Maria, Dragu Valentina, Edelstein O., Kalmár I., Mărgărit Eugenia. Asupra vîrstei unor erupțiuni din bazinul minier Baia Mare	315
19. Gheorghian Mihaela, Gheorghian M., Iva Mariană. Aspecte microfaunistice și considerații paleogeografice cu privire la Tortonianul din împrejurimile Sibiului (bazinul Transilvaniei)	329
20. Iliescu O., Radu A., Lica Maria. Geologia bazinului Bozovici	341
21. Iordan Magdalena. Considerații asupra Paleozoicului inferior din foarajul de la Mangalia pe baza studiului trilobițiilor și tentaculiilor (Platforma moesică)	367
22. Marinescu I., Cristodulo D., Micșa L. Notă asupra formațiunilor mezozoice din cursul superior al văii Cârlibaba (Carpații orientali)	389
23. Năstaseanu S. Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica munților Cernei (Banat)	401
24. Paucă M., Dinescu Silvia. Date noi privind geologia ramei munților Cibin între Răsinari și Săliște	413
25. <u>Răileanu Gr.</u> , Iordan Magdalena, Săndulescu Eugenia. Considerații asupra Paleozoicului inferior din zona Călărași	419
26. Rusu A. Studiu geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul bazinului Transilvaniei)	427
27. Stănoiu I. Contribuții la cunoașterea Liasicului și Aalenianului din material exotic asociat depozitelor de tip Wildflysch din sinclinalul Rărău (Carpații orientali)	457
28. Stănoiu I. Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din regiunea valea Tătarca — valea Lucava (partea de nord a sinclinalului Rărău — Carpații orientali)	465
29. Stillă A.I. Date noi asupra Malmului superior și Cretacicului inferior din zona Hațeg	471
30. Bucur I. Contribuții la cunoașterea breciilor din Oligocenul văii Siriului (munții Buzău)	477
31. Drăghici C., Huică I., Isac Maria, Biloiu M. Date privind geologia zonei Schela-Viezuroi	485

TABLE DE MATIÈRES

(Résumé)

MINÉRALOGIE-PÉTROGRAPHIE

	<u>Page</u>
1. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M. Unités tectoniques, structure et stratigraphie des formations métamorphiques de la zone cristallino-mésozoïque des Monts de Bistrița (Carpates Orientales)	33
2. Dimitrescu R. Contributions à la connaissance de la structure de la partie N-W du massif cristallin de Highiș	50
3. Florea N. Un système d'indices granulométriques pour la caractérisation des sédiments	73
4. Jude R., řtefan A. Contributions à l'étude pétrographique des banatites du Sud des Monts de Bihor (Monts Apuseni)	92
5. Mînzăraru Lidia, Bîrlea V. Sur la présence de la bowlingite dans la région de Baia Mare	99
6. Mureşan M. Sur la présence des tufs soudés dans les volcanites néogènes du N du massif Poiana Ruscă	108
7. Peltz S., Peltz Margareta, Urcan T. Contributions à la connaissance des tufs soudés de Pojoga	124
8. Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. Sur l'âge de certaines roches grani-toïdes des Monts Vîlcă (Carpates Méridionales)	139
9. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila. La zone anticlinale de Rusaiab-Bretila; structure, métamorphisme (Cristallin des Carpates Orientales)	156
10. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teuca I. Structure géologique et stratigraphie des schistes cristallins de la région de Pojorita-Fundul Moldovei-Lucina (Carpates Orientales)	181
11. Savu H., Borcoş M., Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta, Trifulescu M., Ioanidu Cristina. Données nouvelles sur la stratigraphie et la pétrologie des schistes cristallins de la partie centrale des Monts de Drocea	211
12. Stan N., Bîrlea V. Points de vue sur le volcanisme néogène de Racşa-Vama-Certeze	232
13. řtefan R., řtefan A., Urcan T. Considérations sur le Cristallin de l'éperon de Baia de Arieş	248

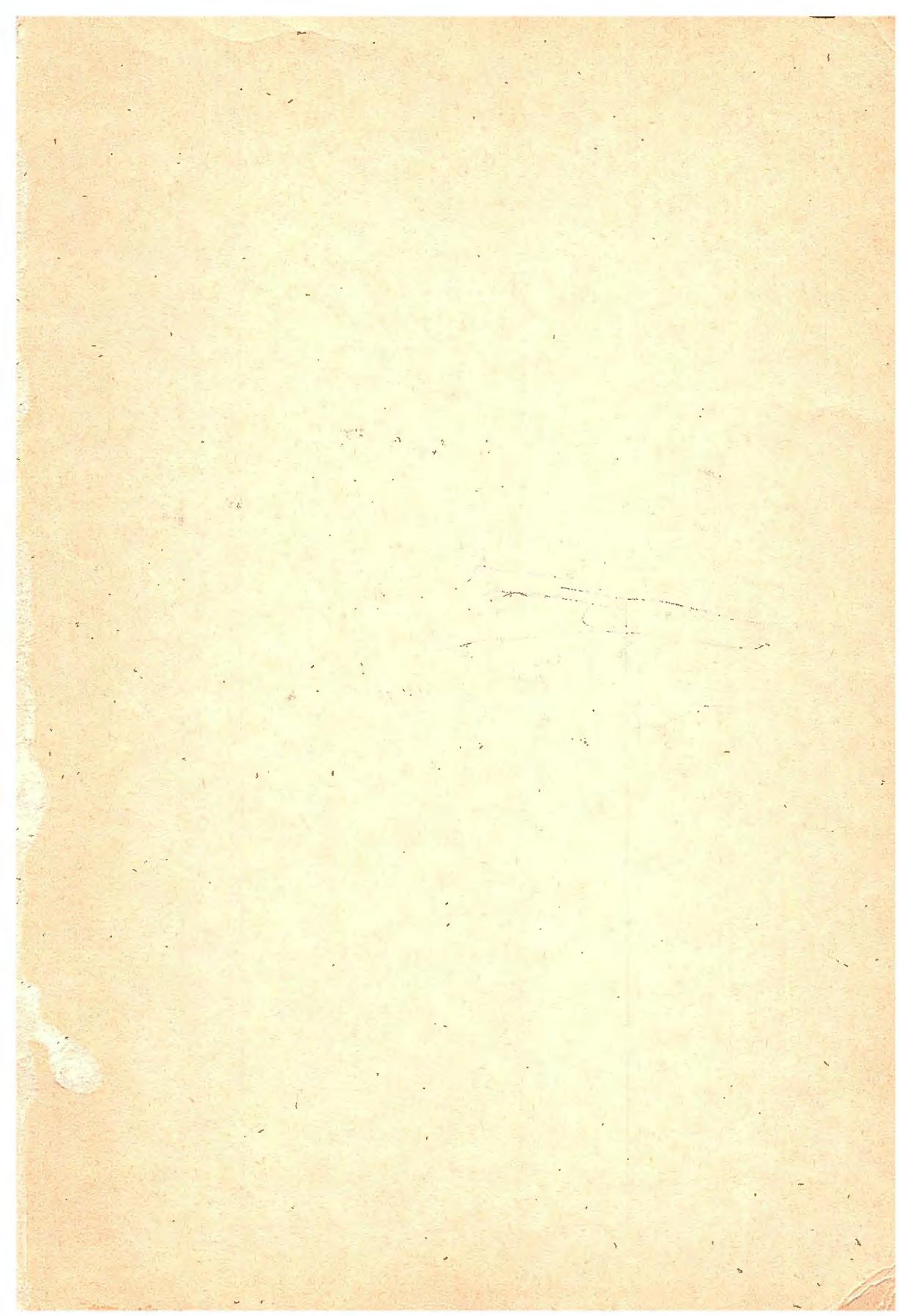
STRATIGRAPHIE

	Page
14. Agheorghiese V., Băncilă I., Costea I., Rosa Andorina. Contributions à la stratigraphie du Paléogène du flysch carpathique	274
15. Bleahu M., Dimian M. Études stratigraphiques et tectoniques dans la région de Feneș-Ighiel-Întregalde (Monts Métallifères)	303
16. Boldur C., Stilă A.I. Le Malm inférieur de la région sédimentaire Ohaba-Ponor (Hațeg); aperçu spécial sur le Callovien supérieur à Kosmoceras (Carpates Méridionales)	310
17. Bulgaru Gh., Baltres A. Sur un niveau à Septaries du bassin de la Vallée de Sălăuța	314
18. Chițimusi V., Chivu Maria, Dragu Valentina, Edelstein O., Kalmár I., Mărgărit Eugenia. Considérations sur l'âge de certaines éruptions du bassin minier de Baia-Mare	327
19. Gheorghian Mihaela, Gheorghian M., Iva Mariana. Aspects microfauniques et considérations paléogéographiques concernant le Tortonien des environs de Sibiu (bassin de Transylvanie).	339
20. Iliescu O., Radu A., Lica Maria. Le géologie du bassin de Bozovici	365
21. Iordan Magdalena. Considération sur les dépôts paléozoïques-inférieurs du forage de Mangalia basées sur l'étude des trilobites et tentaculites	384
22. Marinescu I., Cristodulo D., Micșa L. Note sur les formations mésozoïques situées sur le cours supérieur de la vallée de Cîrlibaba (Carpates Orientales)	397
23. Năstaseanu S. Crétacé supérieur de la vallée de la Cerna et nouvelles observations tectonique concernant les Monts Cerna (Banat)	410
24. Paucă M., Dinescu Silvia. Nouvelles données sur la géologie de la bordure des Monts Cibin entre Răsinari et Săliște	418
25. Răileanu Gr., Iordan Magdalena, Sandulescu Eugenia. Considérations sur le Paléozoïque inférieur de la zone de Călărași	424
26. Rusu A. Étude géologique de la région Moigrad (NW du bassin de Transylvanie)	453
27. Stănoiu I. Contributions à la connaissance du Liass et de l'Aalénien grâce au matériel exotique associé aux dépôts de type Wildflysch du synclinal de Rărău (Carpates Orientales)	462
28. Stănoiu I. Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique de la région de Valea Tătarca-Valea Lucavă (partie septentrionale du synclinal de Rărău; Carpates Orientales)	470
29. Stillă A.I. Nouvelles données sur le Malm supérieur et sur le Crétacé inférieur de la zone Hațeg	475
30. Bucur I. Contributions à la connaissance des brèches de l'Oligocène de la vallée de Siriul (Monts de Buzău)	482
31. Drăghici C., Huică I., Isac Maria, Biloiu M. Nouvelles données concernant la géologie de la zone Schela-Viezuroi	500

Redactor: MIRCEA PAUCĂ
Tehnoredactor și corector: MAGDALENA IORDAN
Traducere: M. HÎRJEU, L. BRĂILEANU, M. SAULEA
Illustrația: I. PETRESCU

Dat la cules: iulie 1966. Bun de tipar: iunie 1967. Tiraj: 1550
ex. Hartie cartografică tip III. Format 70×100/50. Coli de
tipar: 36,20. Com. 288. Pentru biblioteci îndicele de clasificare
55 (058).

Intreprinderea Poligrafică „Informația” str. Brezoianu 23 – 25
București, comanda 288



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

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LIII/1
1965-1966