

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ȘEDINTELOR

VOL. LIV/1  
1966 - 1967

71990

BUCUREȘTI  
1968



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ȘEDINȚELOR

---

VOL. LIV  
(1966 — 1967)

---

Partea 1



BUGUREȘTI  
1968



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

DATE DE SCAMĂ

ROMÂNIA

1950



Institutul Geologic al României

**PARTEA ÎNȚI**  
**SUMARUL ȘEDINȚELOR**



ROMANIA

ROMANIA



Institutul Geologic al României

## SUMARUL ȘEDINȚELOR

### Ședința din 20 ianuarie 1967

Prezidează: Conf. dr. D. Rădulescu.

— N. Gherasi, Alexandra Medeșan. — Considerații asupra prezenței unor roci magmatogene bazice în munții Țarcu (p. 39).

— I. Kalmár. — Studiul geologic al minei Roata (Cavnic) (partea 2-a).

### Ședința din 27 ianuarie 1967

Prezidează: Conf. dr. D. Rădulescu.

— D. Rădulescu, S. Peltz. — Asupra prezenței depozitelor de lahar în munții Călimani—Gurghiu—Hărghita (p. 101).

— Ș. Bordea, Josefina Bordea, V. Georgescu, G. Mantea, R. Puricel. — Asupra prezenței unei faune hauteriene în masivul calcaros Cetea-Pleașa din zona Galda — Rîmeți (p. 221).

### Ședința din 3 februarie 1967

Prezidează: M. Bleahu.

— C. Ghenea, Ană Ghenea. — Cîteva date privind poziția stratigrafică a cineritelor din Podișul Moldovenesc (p. 247).

— Fl. Marinescu. — Asupra faunei cu *Congerina banatica* din Pannonianul de la Virciorova-Caransebeș (Carpații meridionali)<sup>1</sup>.

— M. Ștefănescu. — Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței (partea 2-a).

### Ședința din 10 februarie 1967

Prezidează: Conf. dr. D. Rădulescu.

— Daniel Laurentiaux. — Petrolul din Sahara.

<sup>1</sup> Se publică în *Stud. Cerc. Geol.-Geogr.* XII/2. București 1967.



**Ședința din 17 februarie 1967**

Prezidează: Conf. dr. D. Rădulescu.

— M. Paucă. — *Creseis borodiana* n. sp., pteropod din bazinul Vadului (partea 2-a).

— M. Paucă, D. Istocescu, Felicia Istocescu. — Bazinul neogen al Vadului (p. 277).

— V. Corvin Papiu, Silvia Mînzatu, V. Iosof, R. Giușcă, Gr. Jacotă. — Contribuții la cunoașterea alcătuirii mineralogice și genezei lehmului bauxitifer din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni) (p. 151).

**Ședința din 24 februarie 1967**

Prezidează: Conf. dr. D. Rădulescu.

— V. Ianovici, Al. Dimitriu. — Formalismul matematic al modelului distribuțiilor multinormale în geochimie<sup>2</sup>.

— Gr. Popescu, D. Patrulius. — Formațiunile cretacice pe marginea nordică a depresiunii getice între valea Oltului și masivul Vînturarița (Carpații meridionali) (p. 311).

— Violeta Iliescu, Gianina Cioflica. — Contribuții palinologice la reconstituirea vegetației de la limita Oligocen-Miocen (partea 2-a).

**Ședința din 10 martie 1967**

Prezidează: M. Săndulescu.

— N. Gherasi. — Metavulcanite keratofirice la Poiana Mărului (Banatul de N) (p. 27).

— Lozana Zlatarova-Țop, M. Mureșan, B. Nicoară. — Studiul rocilor eruptive bazice și ultrabazice din zona Agădici (Banatul de W) (p. 111).

H. Asvadurov. — O nouă insulă de Cristalin în NW Transilvanei (partea 2-a).

<sup>2</sup> Se publică în *Stud. Cerc. Geol.-Geogr.* XII/1. București 1967.



**Ședința din 17 martie 1967**

Prezidează : Prof. dr. V. I a n o v i c i.

— W. A. D e e r. — Provincia magmatică terțiară din Groenlanda de E. Corpuri intrusive stratificate.

**Ședința din 24 martie 1967**

Prezidează : Conf. dr. D. R ă d u l e s c u.

— N. G h e r a s i, V o i c h i ța Z i m m e r m a n n, P. Z i m m e r m a n n. — Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de N a munților Țarcu (Banatul de E) (p. 55).

— I. B e r b e l e a c. — Asupra unor roci eruptive remaniate în depozitele Cretacicului inferior din regiunea Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului (Munții Metaliferi) (p. 15).

— T. O r ă ș a n u. — Contribuții la studiul depozitelor sarmațiene din sinclinalul Melicești—Poiana Trestiei (p. 263).

**Ședința din 31 martie 1967**

Prezidează : Conf. dr. D. R ă d u l e s c u.

— O. M a i e r, I. S o l o m o n, G. V a s i l e s c u. — Stratigrafia cristalinului epimetamorfic din partea de N a masivului Poiana Ruscă (regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani) (p. 81).

— I. K a l m ă r, E. B ă l a ș a. — Asupra sistemelor de fracturi în neeruptivul din zona Cicîrlău (Baia Mare) (partea 2-a).

**Ședința din 7 aprilie 1967**

Prezidează : M. B l e a h u.

— V. C o r v i n P a p i u, O l i v i a R o m a n e s c u. — Cercetări litologice în formațiunea senoniană de pe valea Arieșului (p. 185).

— A. I. S t i l l a, S o f i a L u ț ă. — Asupra prezenței Permianului la Ciclovina (p. 345).

— A. I. S t i l l a. Sedimentarul paleozoic și mezozoic de la Grădiștea de Munte (zona Pui—Carpații meridionali) (p. 339).



— J. Petrescu. — Date noi asupra paleoflorei din bazinul Baraolt (partea 2-a).

#### Ședința din 11 aprilie 1967

Prezidează : Conf. dr. D. Rădulescu.

— Al. Dimitriu, Anca Andăru, P. Andăru. — Un indicator de asimetrie al distribuțiilor empirice<sup>3</sup>.

— C. Pandelescu, Cr. Mușățeanu. — Cercetări pentru valorificarea minereului complex de la Birtin (partea 2-a).

— B. Georgescu, Maria Dumitrescu. — Cercetări privind posibilitățile de valorificare a caolinului de la Tălagi (partea 2-a).

— C. Pandelescu, Maria Dumitrescu. — Cercetări privind valorificarea minereului cuprifera de la Sasca Montană (Stinăpări) (partea 2-a).

#### Ședința din 14 aprilie 1967

Prezidează : Conf. dr. D. Rădulescu.

— Jana Ionescu, Constanța Udrescu, Al. Dimitriu, Maria Breabăn, Cecilia Vasiliu, Alexandra Medeașan. — Granitul de la Highiș și bazaltul de la Racoș, roci etalon pentru analiză spectrochimică<sup>4</sup>.

— Elvira Bercia, Florentina Kräutner. — Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia și poziția în pînă a cristalinului epimetamorfic din munții Bistriței (partea 2-a).

— I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. — Structura geologică și stratigrafia cristalinului părții de E a munților Rodnei (partea 2-a).

— M. Mureșan. — Studii asupra zăcămintului de magnetit de la Altîn Tepe. Încadrarea genetică a mineralizației (partea 2-a).

— Elena Mirăuță. — Studiul Conodontelor devoniene din Dobrogea de N<sup>5</sup>.

<sup>3</sup> Se publică în *Studii și cercetări de calcul economic și cibernetică economică* nr. 1/1968. București.

<sup>4</sup> Se publică în *Stud. tehn. econ.*, seria B, nr. 45.

<sup>5</sup> Se publică în *Mem. Com. Stat. Geol.* XI. București.



— S. Bordea, Josefina Bordea, R. Puricel. — Date noi asupra prezenței Oxfordianului din Munții Metaliferi (p. 237).

### Ședința din 18 aprilie 1967

Prezidează: M. Bleahu.

— H. Asvadurov, Al. Manea, P. Vasilescu. — Materialul parental și geneza unui sol acid din Culmea Vîrful Codrului <sup>6</sup>.

— H. Asvadurov, Georgeta Atanasiu, Viorica Leonte, I. Dragu. — Observații pedologice în sectorul colinar de la W de Culmea Vîrful Codrului (partea 2-a).

— Adriana Conescu, Vasilica Neacșu. — Aplicabilitatea metodei Mehra și Jackson la determinarea sescvioxizilor liberi din soluri și argile (partea 2-a).

— H. Asvadurov, Ana Niculescu, P. Vasilescu. — Contribuții la cunoașterea solurilor podzolice freatic umede din regiunea Maramureș (partea 2-a).

— R. Giușcă. — Analiza cantitativă a calcarelor cu ajutorul razelor X (partea 2-a).

— Elena Colios. — Folosirea datelor chimice ca indicator în diferențierea unor tipuri de roci carbonatice din sinclinalul Rarău (partea 2-a).

### Ședința din 21 aprilie 1967

Prezidează: M. Bleahu.

— O. Mirăuță. — Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală <sup>7</sup>.

— C. Boldur, M. Iavorschi, D. Braboveanu. — Cîteva date noi privind stratigrafia Jurasicului din Culmea Vinturarița (Carpații meridionali) (p. 215).

— P. Polonic, Gabriela Polonic. — Direcții de aport în molasa helvețiană dintre văile Sucevei și Trotușului (p. 203).

<sup>6</sup> Se publică în *Stud. tehn. econ.*, seria C, nr. 16.

<sup>7</sup> Se publică în *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.



— Valentina Dragu, O. Edelstein. — Asupra prezenței Pannonianului la N și W de Băiuț (Baia Mare) (p. 241).

— A. Gurău. — Studiul structural și genetic al zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline ale Carpaților orientali (partea 2-a).

— D. Patrușiu, Magdalena Iordan. — Notă asupra prezenței unor pești placodermi în Devonianul din Platforma moesică (partea 2-a).

— Fl. Marinescu, N. Florei. — O specie nouă de Cardiid în Pontianul din Banat (Zorlențul Mare) (partea 2-a).

— I. Viehmann, Gh. Racovitză. — Stalagmite de gheață termoindicatoare (p. 351).

— Elena Popa. — Asupra prezenței speciei *Pleuroceras solare* (zona *Spinatum*) în calcarele Domerianului autohton din munții Perșani (Carpații orientali) (partea 2-a).

— P. Niță Pion. — Observații noi asupra gipsurilor eocene din bazinul Transilvaniei (p. 255).



**PARTEA A DOUA**  
**TEXTUL COMUNICĂRILOR**



INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI  
BUCUREȘTI



MINERALOGIE — PETROGRAFIE

ASUPRA UNOR ROCI ERUPTIVE REMANIATE ÎN DEPOZITELE CRETACICULUI INFERIOR DIN REGIUNEA VALEA MICĂ—GALAȚI—PRESEACA AMPOIULUI (MUNȚII METALIFERI)<sup>1</sup>

de

I. BERBELEAC <sup>2</sup>

**Abstract**

On Some Eruptive Rocks Reworked in the Deposits of the Lower Cretaceous in the Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului Region. (Metalliferous Mts). Reworked elements of intrusive rocks (granites, granodiorites, quartziferous diorites), and effusive rocks (rhyolites, dacites and andesites) are encountered in the Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului region (Metalliferous Mts), within Barremian—Aptian limestones, and Vraconian(?)—Cenomanian conglomerates. These rocks are considered as more acid products of the basaltic magma in course of differentiation in the new Cimmerian phase.

Regiunea cercetată este situată la sud de Zlatna, în versantul drept al văii Ampoiului, la vest de localitățile Valea Mică, Galați și Preseacă Ampoiului.

Cercetările mai vechi executate de F. Pošepny (1869), T. Roth (1904), K. Papp (1914), M. Ilie (1940—1950), P. T. Ghițulescu și M. Socolescu (1941) și I. Gherman (1943), au avut în vedere stabilirea relațiilor de vîrstă la principalele roci eruptive și sedimentare.

Mai recent, studiile întreprinse de M. Bleahu și M. Dimian (1961), Gh. Mantea (1961), M. Dimian și Elena Popa

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 24 martie 1967.

<sup>2</sup> Intreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Calea Griviței nr. 64. București.



Dimian (1963)<sup>3</sup> și E. Antonescu (1964), aduc date noi privind stratigrafia depozitelor cretacee cuprinse între valea Ampoiului și valea Mureșului.

Obiectivul lucrării noastre constă în a stabili caracterele petrografice și vârsta rocilor eruptive remaniate în depozitele sedimentare cretacic inferioare.

### Considerații stratigrafice

În regiune se evidențiază o fișie centrală de vulcanite mezozoice, mărginită la nord și sud de alte două fișii alcătuite din depozite sedimentare de vîrstă jurasică și cretacică.

**Jurasic.** În cadrul vulcanitelor mezozoice sau în rocile cretacee se întîlnesc numeroase blocuri sau masive de calcare jurasice, ale căror dimensiuni variază de la cîțiva metri la zeci de metri. Acestea sînt mai frecvente în „Wildflyschul” vraconian (?) — cenomanian dintre Valea Mică și Preseaca Ampoiului.

Calcarele jurasice, cenușiu — albicioase, diaclazate, ușor recristalizate, din dealul Costițe, sînt „îngropate” în piroclastitele vulcanitelor mezozoice, confirmînd existența unei activități vulcanice de vîrstă post-jurasic superior.

**Cretacic.** Formațiunile cretacee sînt reprezentate prin masivul calcarenitic din Valea Mică (E. Antonescu 1964), Wildflyschul vraconian (?) — cenomanian (M. Bleahu, M. Dimian 1961), M. Dimian și Elena Popa Dimian (1963) și flișul senonian. Aceste formațiuni reprezintă domenii de sedimentare cu caracteristici proprii care vor fi prezentate pe scurt.

*Barremian — Apțian.* Calcarenitele din Valea Mică, considerate în trecut de vîrstă jurasică (P. T. Ghițulescu și M. Socolescu 1941) și în prezent barremian — apțiană (E. Antonescu 1965) au un aspect corglomeratic și sînt alcătuite din blocuri de calcare angulare sau subangulare de diverse mărimi (0,1—10 m), cimentate cu un material carbonatic feruginos sau argilos-grezos.

<sup>3</sup> Gh. Mantea, E. Antonescu, Ștefana Balș, Josefina Bordea, Camelia Tomescu. Raport asupra prospecțiunilor pentru aur și metale neferoase în Munții Metaliferi. Arh. Com. Stat Geol. 1961.



În masa calcarenitului de pe Valea Mică se pot vedea numeroase punji de gresii grosiere, violacee, muscovitice, blocuri de bazalte și roci intrusive (granite, granodiorite și diorite).

Calcarenitele din Valea Mică au rezultat în urma unui proces de resedimentare în marea barremian-apțiană, a materialului predominant calcaros, inițial jurasic.

*Vraconian (?)—Cenomanian.* Depozitele Wildflysch-ului vraconian ?-cenomanian, alcătuiesc o fișie unitară orientată aproximativ est-vest, situată la nord și est de rocile vulcanitelor mezozoice. Acestea sînt alcătuite din conglomerate, gresii, argile, mai rar marne și olistolite calcaroase.

În cadrul conglomeratelor se pot observa două tipuri: unul foarte dur, cenușiu-gălbui predominant cuarțos cu elemente de dimensiuni reduse (0,1—7 cm) și altul cu aspect breicios și friabil.

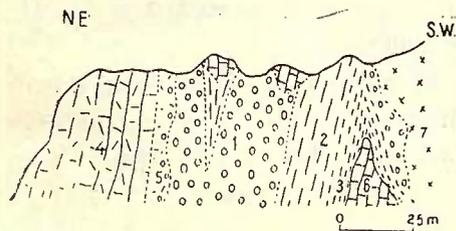
În Valea Mică (pîriul Finetului) conglomeratele dure trec prin microconglomerate la gresii și șisturi argiloase cenușiu negricioase sau conglomerate friabile.

Detaliu în aflorimentul rocilor cretacee din Valea Mică.

Vraconian (?)—Cenomanian: 1, conglomerate friabile cu elemente eruptive; 2, șisturi argiloase-marnoase cu intercalații de gresii; 3, șisturi argiloase violacee. Barremian-Aptian: 4, olistolite calcaroase; 5, conglomerate calcaroase cu blocuri de granite și bazalte. Jurasic; 6, calcare; 7, complex ofiolitic.

Détail dans un affleurement de roches crétaées de Valea Mică.

Vraconien (?)—Cénomanien: 1 conglomérats friables à éléments éruptifs; 2, schistes argileux-marneux à intercalations de grès; 3, schistes argileux violacés. Barrémien-Aptien: 4, olistolithes calcaires; 5, conglomérats calcaires avec des blocs de granites et basaltes. Jurassique: 6, calcaires; 7, complexe ophiolitique.



Conglomeratele friabile au un aspect breicios și heterogen. Blocurile de roci remaniate alcătuite din granite, granodiorite, andezite, dacite, riolite, calcare, bazalte, gresii etc., sînt cimentate cu un material argilos slab grezos. Aceste blocuri au dimensiuni variabile (1—10 m).

În dealul Pietrelor și Măgulicea de la Valea Mică, conglomeratele friabile breicioase (tiloide) sînt bine deschise, aflorimentele permițînd stabilirea frecvenței procentuale a blocurilor de granite pe metru pătrat. Astfel în dealul Măgulicea, media elementelor de granite pe metru pătrat, la o suprafață de 100 m<sup>2</sup>, este de cca 35% din totalul rocilor remaniate.

Urmărite pe direcție aceste conglomerate prezintă îngroșări și efilări rapide, pîriul Birlogel, dealul Măgulicea etc. (vezi figura).

Caracterele stratonomice și litofaciale caracteristice i-au determinat pe M. Bleahu și M. Dimian (1961) să includă formațiunile vraconian (?)—cenomaniene în faciesul de „Wildflysch”.

*Senonian.* Depozitele senoniene, prezintă un caracter net flișoid, alcătuind alternanțe dese de șisturi argiloase cu gresii și marne. Aceste roci se situează în partea sudică a fișiei vulcanitelor mezozoice, între dealul Ursoi la nord-vest și dealul Secătura la sud-est.

**Vulcanitele mezozoice.** Vulcanismul mezozoic, manifestat în această parte a Munților Metaliferi, a generat prin produsele sale, un complex de roci dispus într-o fișie orientată aproximativ est-vest, înconjurată la nord și sud de depozitele sedimentare amintite. Această fișie reprezintă extremitatea sud-estică a vulcanitelor mezozoice din regiunea Almașul Mic—Almașul de Mijloc—Cib.

Alternanța materialului piroclastic (aglomerate, brezii și tufuri) cu mai multe nivele de curgeri bazaltice, denotă caracterul mixt (stratovulcanic) al erupțiilor din regiune. În urma acestor erupții, au rezultat următoarele tipuri de roci: bazalte cu augit și produsele piroclastice însoțitoare, bazalte normale, tufuri riolitice și dolerite.

Întreaga variație de roci precum și relațiile cu rocile sedimentare din jur ne face să credem că ne aflăm în prezența fazei a doua și a treia de erupții din cadrul complexului ofiolitic (D. Giușcă, Gr. Cioflică, H. Savu, 1961).

**Rocile banatitice.** Pe pîrîul Bobului M. Bleahu et al.<sup>4</sup> (1960) semnaleză o ivire de roci banatitice. În afara acestei iviri, în versantul drept al pîrîului Bobului către dealul Secătura s-a întîlnit un dyke granodioritic. Granodioritele sînt frecvent argilizate.

Pe pîrîul Bîrlogel și Finetului din regiunea Valea Mică, s-au întîlnit dyke-uri de andezite amfibolice cu augit și riolite ce străbat depozitele vraconian (?)—cenomaniene. Asemenea roci banatitice s-au întîlnit și în regiunea cuprinsă între valea Iezer și valea Gălzii (S. Bordea, R. Dimitrescu 1966).

<sup>4</sup> M. Bleahu, S. Bordea, M. Lupu, Denisa Lupu, Gh. Mantea, Maria Zbiera, Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune efectuate în Munții Metaliferi pentru metale neferoase. 1960. Arh. Com. Stat. Geol.



### Elementele de roci eruptive remaniate

După cum s-a amintit, în calcarele barremian-apțiene și în Wildflysch-ul vraconian (?)—cenomanian din regiunea Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului, s-au întâlnit blocuri și fragmente de roci eruptive intrusive și efuzive.

În majoritatea cazurilor, elementele complexului ofiolitic (bazalte, dolerite) predomină asupra rocilor intrusive, excepție făcând unele zone din regiunea Valea Mică.

Observațiile petrografice și mineralogice executate pe materialul recoltat din teren, ne-au permis separarea următoarelor tipuri de roci intrusive: granite, granodiorite și diorite cuarțifere.

În majoritatea aflorimentelor elementele granitice predomină asupra elementelor granodioritice și dioritice.

Au fost separate trei tipuri de granite: granite cu biotit, granite cu biotit și hornblendă și granite cu hornblendă.

Granitele cu biotit au o culoare galben-rozie, structură porfirică și textură masivă. La unele blocuri structura porfirică mult mai pronunțată, oferă aspecte pegmatitice. În acest caz cristalele de feldspați plagioclazi și potasici au dimensiuni cuprinse între 1—2 cm.

Feldspații potasici de culoare roz, idiomorfi sau xenomorfi, sînt în majoritatea cazurilor caolinizați sau sericitizați.

Feldspații plagioclazi (albit-oligoclaz 10% An), sînt idiomorfi și maclați după legile Albit sau Albit-Karlsbad, structurile zonare sînt mai puțin frecvente comparativ cu feldspații celorlalte două tipuri de granite.

Granitele cu biotit alcătuiesc 50—60% din cadrul rocilor intrusive remaniate. Aceste procente sînt chiar depășite în porțiunea situată între valea Donei și pîrîul Măgulicea. Aici blocurile de granite cu biotit au dimensiuni pînă la 3 m.

Granitele cu biotit și hornblendă au o culoare cenușiu-verzuie, structură hipidiomorf-grăunțoasă și textură masivă.

Aspectele porfirice sînt pregnante (vezi pl., fig. 2). Fenocristalele de feldspat plagioclaz (10—30% An), maclate polisintetic cu structuri zonare au dimensiuni cuprinse între 0,3—1,5 cm.

Feldspatul potasic, xenomorf, are o culoare rozie și nu depășește 10% din masa rocii. Între valea Donei și valea Mică conglomeratele friabile brecioase, cuprind blocuri de granite cu biotit și hornblendă, în care feldspatul potasic este absent (plagigranite).



Mineralele colorate, biotitul și hornblendă, sînt în majoritatea cazurilor proaspete, rar prezentînd cloritizări marginale. Acestea au incluziuni de apatit, zircon și feldspați plagioclazi.

Granitele cu hornblendă (vezi pl., fig. 1) se prezintă în două aspecte: unul grăunțos porfiric iar altul microgranular aplitic. Cel cu aspect grăunțos porfiric, predomină asupra celui aplitic. Granitele aplitice sînt în majoritatea cazurilor sericitizate și mineralizate cu pirită, redusă blendă și galenă.

Feldspatul potasic, xenomorf, caolinizat, este intim asociat cu cuarțul formînd concreșteri punctiforme. Ca și la granitele cu biotit și hornblendă, feldspatul potasic din granitele cu hornblendă nu depășește 10—15%, prezintă frecvente structuri zonare cu sîmburele central mai bazic (andezin 35—45% An) și zonele externe mai acide (albit). Fenomenele de alterare mai frecvente în centru și pe planele zonare, imprimă cristalelor un aspect inelar.

Cuarțul este xenomorf și include cristale de feldspat plagioclaz, hornblendă sau minerale accesorii (zircon, apatit etc.).

Hornblendă este de varietate comună și prezintă frecvente cloritizări sau carbonatări mai profunde pe planele de clivaj sau părțile marginale ale cristalelor. Ultimele două tipuri de granite cuprind numeroase filoane de aprite, alb-gălbui sau rozii de grosimi reduse (1—20 cm), constituite din cuarț, feldspați plagioclazi și potasici, rar biotit sau hornblendă.

În dealul Pietrelor sau pe pîrîul Bîrlogel, precum și pe mai mulți afluenți ai Văii Mari de la Ciungi<sup>5</sup>, în conglomeratele brecioase, friabile, s-au întîlnit blocuri și fragmente de roci granodioritice și granitice.

Granodioritele (vezi pl., fig. 2) au aspect porfiric. Masa holocristalină e formată din cristale fine de plagioclaz sau ortoclaz, cuarț, hornblendă și biotit. Adaosurile accesorii (apatit, zircon, sfen și magnetit) sînt prinse ca incluziuni în plagioclaz și hornblendă.

Alte roci eruptive remaniate, mai puțin întîlnite în regiunea Preseaca Ampoiului, dar mai frecvente în regiunea Valea Mică, sînt dioritele cuarțifere.

Dioritele cuarțifere au o culoare cenușie-deschisă sau verzuie. Aceste roci în majoritatea cazurilor sînt transformate hidrotermal (silicifiate, sericitizate, argilizate) și mineralizate cu pirită redusă

<sup>5</sup> I. Berbelec, O. Ionescu. Raport geologic privind prospecțiunile pentru mercur în regiunea Băcia—Bulbuc—Răcățau. Arh. Com. Stat. Geol. 1965.



calcopirită, blendă și galenă. Structura predominantă este inechigranulară rar microcristalin, echigranulară.

Feldspatul plagioclaz, în prisme idiomorfe (fig. 3) de dimensiuni variabile (0,1—5 mm) prezintă structuri zonare și maclări după legea Albit sau Albit-Karlsbad. Acesta este frecvent transformat în sericit, calcit sau caolin. Feldspații zonați au porțiunile marginale mai acide (oligoclaz acid). Adesea la structurile zonare, s-au observat și aspecte de recurență. În medie compoziția acestor feldspați corespunde unui andezin acid (30—35% An).

Cuarțul este xenomorf și include atât mineralele principale cât și cele accesorii (apatit, zircon, magnetit, etc.).

Hornblendă de varietate comună ca și la celelalte granite sau granodiorite este proaspătă rar cloritizată sau carbonată.

Biotitul, în general proaspăt, alcătuiește mici foițe (0,1—1 mm) dispersate în rocă.

Blocurile mai mari de diorite cuarțifere, păstrează filoane aplice sau filonașe și fisuri cu cuarț și calcit, mineralizate cu pirită, mai rar blendă și galenă. În aceste cazuri, dioritele sînt transformate hidrotermal, sericitizate și caolinizate.

După cum s-a amintit în afara rocilor intruzive remaniate, s-au întîlnit și roci eruptive efuzive: riolite, dacite, andezite și bazalte.

Riolitele au o culoare roșcată sau cenușie-gălbuie. Structura e porfirică și textura masivă. În masa criptocristalină sau sticloasă, se află fenocristale de cuarț bipiramidat (1—5 mm), feldspat potasic și plagioclaz (0,3—7 mm) și mai rar biotit cloritizat (1—3 mm). Feldspatul potasic este pertitizat, turbure și maclat după legea Karlsbad. Cuarțul, uneori violaceu, prezintă numeroase intrînduri și incluziuni ale masei de bază. În afara mineralelor amintite în riolite se mai întîlnește magnetitul, apatitul și calcitul. Adesea, în conglomeratele vraconiene (?) și cenomaniene, s-au întîlnit fragmente și blocuri de dacite, de culoare cenușie albicioasă, cu structură porfirică și textură masivă. În masa fundamentală cripto-cristalină sau microcristalină, plutesc fenocristale de feldspat plagioclaz (20—40%) anortit, cuarț și biotit. Cristalele de cuarț, bipiramidate, limpezi, prezintă numeroase coroziuni magmatice. Biotitul este proaspăt și numai foarte rar cloritizat. Feldspații plagioclazi sînt albitizați.

Andezitele remaniate, aparțin varietăților de andezite cu augit și andezite cu augit și hornblendă.



Andezitele cu augit, au o culoare cenușie sau verzuie. Structura e porfirică și textura masivă. Masa de bază este alcătuită din microlite de feldspat plagioclaz (andezin-labrador), augit și magnetit. La acest tip de andezite augitul și feldspații plagioclazi sînt proaspeți.

Andezitele cu augit și hornblendă au o culoare cenușie-negricioasă, structură porfirică și textură masivă. Fenocristalele de augit și hornblendă sînt proaspete. Aceste andezite sînt mai puțin întîlnite decît andezitele cu augit.

Bazaltele, de culoare cenușie-negricioasă au o structură porfirică și textură masivă, rar fluidală. Bazaltele cuprind următoarele minerale: feldspați plagioclazi (microlite și fenocristale), augit, magnetit.

Din cele prezentate mai sus reiese că în perioada Jurassic superior—Cretacic inferior, pînă în Barremian-Aptian, au avut loc intruziuni și extruziuni de roci cu caractere mai mult sau mai puțin acide. Aceste roci le considerăm ca rezultate ale unui proces de asimilare și diferențiere a magmei bazaltice.

În această perioadă paralel cu erupțiile de bazalte ale complexului ofiolitic, s-au intrus roci granitice, granodioritice și dioritice și au erupt rocile dacitice, riolitice și andezitice.

Asemenea erupții sau intruziuni de porfire granodioritice și granitice se cunosc în munții Drocea, regiunea Troaș—Pîrnești (H. Săvulescu 1962).

Existența în cantități apreciabile a elementelor de roci intrusiv și efuzive remaniate în rocile sedimentare cretacic inferioare din regiunea Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului, precum și gradul redus de rulare al acestora, presupune remanierea lor din regiuni nu prea îndepărtate. Conglomeratele brecioase, cercetate de către M. Bleahu, M. Dimian (1961) și M. Dimian, Elena Popa Dimian (1963), sînt considerate ca reprezentînd depozite de mare puțin adîncă. Acești autori studiînd paleocurenții din regiunea văii Ampoiului, valea Muresului, ajung la concluzia că în regiunea văii Ampoiului o bună parte din materialul existent în conglomerate provine din zona de nord-est, adică uscatul Transilvan. Indiferent de unde ar proveni acest material un fapt sigur rămîne existența în depozitele sedimentare de vîrstă Cretacic inferior, a unor roci intrusiv sau efuziv de vîrstă posthercinică și ante-laramică.



Deosebit de presupunerile anterioare<sup>6</sup> considerăm aceste roci ca aparținând magmatismului inițial kimeric nou dezvoltat în stadiul catao-rogenic (P. T. Ghițulescu, M. Borcoș 1965, H. Savu 1962) al geosinclinalului Mureșului.

De acest magmatism legăm și fenomenele de alterație hidrotermală și mineralizare observată la elementele de roci intrusiv sau efuzive remaniate.

### BIBLIOGRAFIE

- Antonescu E. (1965) Asupra calcarelor de la valea Lăștiorului. *D. S. Com. Geol.* LII/1. București.
- Bleahu M., Dimian M. (1961) Caracteristicile stratonomice ale seriilor din Munții Metaliferi. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V.* București.
- Bordea S., Dimitrescu R. (1965) Prezența unor filoane banatitice (andezite amfibolice) în zona dintre valea Iezer și valea Gălzii. *D. S. Com. Geol.* LII/1. București
- Borcoș M., Mantea Gh., Gheorghiiță Ioana (1961) Relații tectonice și stratigrafice dintre complexul rocilor bazice și depozitele mezozoice, cu privire specială asupra Munților Metaliferi. *Com. Soc. de Științe Nat. și Geografie.*
- Mantea Gh. (1962) Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna—Almașul Mare (Munții Metaliferi). *D. S. Com. Geol.* XLIX. București.
- Cioflica Gr. (1962) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești—Ciungani (Munții Drocea). *An. Com. Geol.* XXXII. București.
- Dimian M., Popa Dimian Elena (1963) Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre valea Mureșului și valea Ampoiului. *D. S. Com. Geol.* L/1. București.
- Gherman I. (1943) Cercetări geologice în cadrul de sud-vest al depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muz. Geol. Univ. Cluj* VII.
- Ghițulescu P. T., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. București.
- Borcoș M., Resnic F. (1965) L'éruptif des Monts Métallifères dans le cadre de l'orogénèse alpine. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. VII* — Sofia, part. III.
- Giușcă D., Cioflica Gr., Savu H. (1961) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni). *Congr. V Carp.-Balc. Secf. Mineral-Petrogr.* București.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) *Geologie Siebenbürgens.* Wien.
- Ilie M. (1940) Structure géologique de la région aurifère de Zlatna. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- (1950) Les Monts Métallifères de Roumanie. *An. Com. Geol.* XXI. București.

<sup>6</sup> M. Dimian, Elena Popa Dimian. Studiul formațiunilor cretacice efectuat în vederea întocmirii monografiei Munților Metaliferi. 1963. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol.*



## EXPLICAȚIA PLANȘEI

22-1



Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC. Roci eruptive remaniate în Cretacicul inferior (Munții Metaliferi).



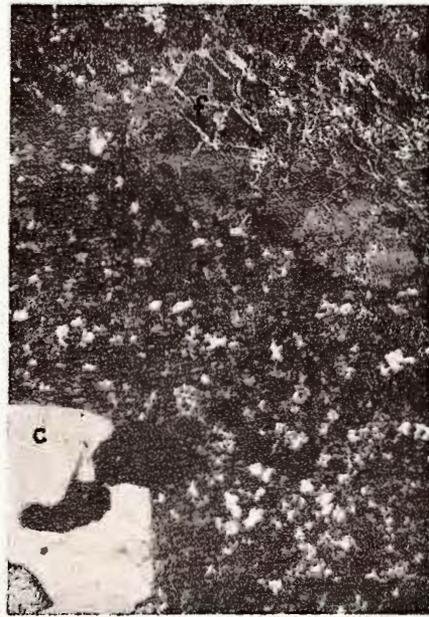
1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



## EXPLICAȚIA PLANȘEI

- Fig. 1. — Granit cu hornblendă dealul Măgulicea. Nic. + 12 ori.  
*f*, feldspat plagioclaz zonat, alterat; *c*, cuarț; *h*, hornblendă.  
Granite à hornblende, colline Măgulicea. Nic. + 12 fois.  
*f*, feldspath plagioclase zoné, altéré; *c*, quartz; *h*, hornblende.
- Fig. 2. — Granodiorit porfiric dealul Pietriceaua. Nic. + 12 ori.  
*f*, feldspat plagioclaz zonat, alterat; *a*, albit; *c*, cuarț.  
Granodiorite porphyrique, colline Pietriceaua. Nic. + 12 fois.  
*f*, feldspath pagioclase zoné, altéré; *a*, albite; *c*, quartz.
- Fig. 3. — Diorit cuarțifer dealul Pietriceaua. Nic. + 12 ori.  
*f*, feldspat plagioclaz zonat; *c*, cuarț.  
Diorite quartzifère, colline Pietriceaua. Nic. + 12 fois.  
*f*, feldspath plagioclase zoné; *c*, quartz.
- Fig. 4. — Dacit dealul Pietriceaua. Nic. + 12 ori.  
*f*, feldspat plagioclaz albitizat; *c*, cuarț corodat.  
Dacite, colline Pietriceaua. Nic. + 12 fois.  
*f*, feldspath plagioclase albitisé; *c*, quartz corrodé.



- Macovei Gh., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București.
- Papp K. (1915) Das taube Sediment von Zlatna. *Jahresb. K. Ung. Geol. R. A. f.* 1914 Budapesta.
- Posepny F. (1868) Zur Geologie des Siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. K. K. Geol. R. A.* XVIII Wien.
- Roth L. Telegd (1904) Der Ostrand des Siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Sard, Metes, Preseaca, Răcățiu und Gyulafehérvár. *Jahresb. K. ung. geol. A. f.* 1904 Budapest 1906.
- Savu H. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș—Pirnești din masivul Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV. București.
- (1962) Chimismul vulcanitelor jurasice superioare-cretacic inferioare din munții Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLVII. București.

SUR CERTAINES ROCHES ÉRUPTIVES REMANIÉES DANS LES DÉPÔTS DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE LA RÉGION DE VALEA MICĂ—GALAȚI—PRESEACA AMPOIULUI (MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR

I. BERBELEAC

(Résumé)

Sur la vallée d'Ampoiul, dans la région de Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului, affleurent des dépôts sédimentaires d'âge jurassique et crétacé inférieur, des roches éruptives mésozoïques (basaltes, tufs et agglomérats basaltiques, dolérites, tufs, rhyolites et andésites).

Les calcaires jurassiques gris blanchâtre, diaclasés, affleurent dans Dealul Costița enfouis sous les produits des volcanites mésozoïques.

Les dépôts sédimentaires d'âge barrémien-aptien, vracopien (?)-cénomaniens et sénonien sont représentés par les calcarénites, les conglomérats durs quartzeux, les conglomérats friables brêcheux à éléments de roches intrusives et effusives, argiles et marnes sous faciès de „Wild-flysch” ou de schistes argilo-marneux et grès sous faciès de flysch.

Les éléments des roches intrusives remaniés appartiennent à certaines intrusions de granite, granodiorites et diorites quartzifères ou effusions de rhyolites, dacites et andésites.



En tenant compte de la composition minéralogique, on a séparé dans les roches granitiques les types suivants : granites à biotite, granite à biotite et hornblende et granites à hornblende. Ces données de terrain et de laboratoire ont indiqué la présence d'innombrables fragments de blocs de plagigranite. À l'exception des granites à biotite les autres variétés de granites sont dépourvues de feldspaths potasiques ou en renferment en quantité réduite. Généralement les feldspaths de plagioclase sont albitisés, l'albite occupant les fissures ou les parties marginales des individus à structure zonaire.

L'absence de certains caractères pétrographiques et structuraux caractéristiques pour le granite d'origine métamorphique et d'âge hercynien nous détermine à considérer les roches intrusives remaniées comme mises en place au cours de la période jurassique supérieur — crétacé inférieur, se continuant jusqu'au Barrémien-Aptien. Quelques roches intrusives ont subi des transformations hydrothermales et ont été minéralisées avec pyrite, et en moindre mesure avec chalcopyrite, blende et galène, en indiquant ainsi une activité hydrothermale accessoire.

---

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Valea Mică—Preseaca Ampoiului.

Quaternaire : 1, alluvions. Crétacé : 2, Barrémien—Aptien ; 3, Vraconien ?-Cénomanién : a, conglomérats faiblement cimentés avec éléments d'éruptif, b, olistolithes calcaires ; 4, Sénonien ; 5, Jurassique, calcaires. Roches éruptives : 6, banatites : a, granodiorites, b, andésite, c, rhyolites ; complexe ophiolitique ; 7, basaltes porphyriques à augite ; 8, basaltes normales ; 9, agglomérats des basaltes porphyriques à augite ; 10, tufs rhyolitiques ; 11, cinérites litho-cristalloclastiques ; 12, faille ; 13, brèche ; 14, filon ; 15, direction et pendage des couches.





# I. BERBELEAC HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII V. MICĂ - PRESEACA AMPOIULUI

0 250 500 750



**LEGENDA**

<b>CUATERNAR</b>	1	Q	Aluviuni
<b>CRETACIC</b>	2	BARREM.-APTIAN.	a Conglomerate slab cimentate cu elemente de eruptiv
	3	VRACON?-CENOMAN.	b Olistolite calcareoase
	4	SENONIAN	
<b>JURASIC</b>	5		Calcare
<b>ROCI ERUPTIVE</b>	<b>BANATITE</b>	6	a Granodiorite, b Andezite, c Riolite
		7	Bazalte porfirice cu augit
		8	Bazalte normale
	<b>COMPLEXUL OFIOLITIC</b>	9	Aglomeratele bazaltelor porfirice cu augit
		10	Tufuri riolitice
		11	Cinerite litocristaloclastice
		12	Falie
	13	Breche	
	14	Filon	
	15	Direcție și înclinare de strat	



METAVULCANITE KERATOFIRICE LA POIANA MĂRULUI  
(BANATUL DE E) <sup>1</sup>

DE

N. GHERASI <sup>2</sup>

---

**Abstract**

Keratophyric Metavolcanites in the Poiana Mărului Area. Metavolcanic rocks occur in black phyllites as thin layers within the autochthonous crystalline schists near Poiana Mărului (Eastern Banat). They consist of metakeratophyres associated with tuffs and tuffites, the former being scarce. Schabrettalbite phenocrysts embedded in a trachytic groundmass are pretty well preserved (Plate I, fig. 1, 2). Albitization of the potash feldspat is prior to regional metamorphism. Chemical data indicate the subcalic character of these rocks. The presence of these metakeratophyres may be stressed as they represent key beds for stratigraphic correlations.

---

Cu prilejul unor revizuirii efectuate în 1958 la Poiana Mărului am recoltat câteva roci cu aspectul de cuarțite, intercalate în filitele negre de pe valea Scorilei. Prezența structurilor trahitice relict, observate în secțiuni subțiri, au permis să precizez originea vulcanică a acestor intercalații. Preponderența microlitelor de albit însoțită de fenocristale cu structura Schabrettalbit a indicat că reprezintă metakeratofire.

Termenul de keratofir a fost introdus în anul 1874 de C. W. G ü m b e l pentru rocile albe cenușii cu aspect cornos cu rare fenocristale de la Hof (Fichtelgebirge) în care plagioclazul acid predomină asupra ortozei, cu clorit în pastă, pe când biotitul și hornblenda erau foarte rare. K. A.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 10 martie 1967.

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



L o s s e n (1882) separă keratofirele cuarțifere (Quarzkeratophyre) caracterizate prin preponderența albitului și prezența cuarțului.

Deoarece ulterior unii petrografi au extins termenul de keratofir, menționăm mai jos și alte definiții înainte de a preciza punctul de vedere admis în nota de față. Astfel, E. T r o e g e r (1935) consideră keratofirele ca reprezentînd trahite potasice transformate anchimetamorfice (fără aport sau îndepărtare de substanță, în condițiuni de temperatură și presiune obișnuite). H. W i l l i a m s, F. T u r n e r (1956) definesc keratofirele (tipurile fără cuarț) ca roci conținînd fenocristale de plagioclaz sodic și hornblendă sau augit diopsidic, prinse într-o pastă trahitică constituită din albit sau albit-oligoclaz, clorit, epidot, magnetit. Autorii consideră probabil că unele roci keratofirice sau „trahite cu albit sau oligoclaz” cum sînt denumite uneori, ar deriva direct dintr-o magmă bogată în sodiu, dar multe ar proveni din roci mai calcice albitizate metasomatic în timpul sau după consolidare. În favoarea unor modificări tîrzii sau postmagmatice ar fi prezența unor nuclee de plagioclaz calcic înconjurate de margini albitice. Pe de altă parte după A. S c h ü l l e r (1957) keratofirele reprezintă roci efuzive vechi (paleovulcanite) echivalente trahitelor alcaline. F. H. H a t c h, A. K. W e l l s, M. K. W e l l s (1956) precizează că în Anglia „trahitele cu albit” sînt denumite keratofire cînd sînt mai ales asociate cu lave bazice albitizate (spilite). Ca o regulă în rocile eruptive vechi din Ordovician, cît și din Devonianul și Carboniferul din Wales, cităm : „mineralele colorate sînt într-atît de transformate, încît este imposibil de a se stabili origina lor” . . . „keratofirele sînt de multe ori suprasaturate în timp ce în multe altele feldspatul este un albit pur, iar în unele conține un tip sodopotasie”.

Referindu-ne la rocile keratofirice din Scorila de care ne ocupăm, mineralele femice fiind complet cloritizate nu se poate preciza dacă ele reprezintă trahite alcaline (A. S c h ü l l e r) afectate de metamorfismul regional. Prezența Schachbrettalbitelor indică o albitizare metasomatică, înlocuire care predomină la keratofire (H. W i l l i a m s).

Anterior A. I. C o d a r c e a și N. G h e r a s i au separat în autohtonul de la Poiana Mărului șisturi cristaline cît și formațiuni paleozoice metamorfozate, cuprinzînd seria de Scorila și seria de Vidra <sup>3</sup>. Prima serie în muntele Scorila după acești autori este formată din șisturi grezo-

<sup>3</sup> A. I. Codarcea, N. Gherasi. Raport geologic preliminar asupra bazinului Bistrei Mărului. 1944. Arh. Com. Stat Geol.



arcoziene verzui-cenușii, cu rare intercalații argiloase slab metamorfizate. În anii 1957—1958 I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu cartînd regiunea situată la N și W de Poiana Mărului au cercetat seria de Scorila și au descris șisturi albitice cu clorit, filite negre grafitoase-calcaroase, calcare și filoame de roci alcaline probabil sienitice<sup>4</sup>. Seria de Scorila după I. Rădulescu ar aparține părții superioare a cristalinelui de epizonă, iar originea ei ar fi tufitică-sedimentogenă.

În valea Scorilei apar filite negre care urmează peste șisturi bazice tufogene clorit-albitice cu epidot, biotit și calcit.

Filitele sînt în general grafitoase și calcaroase și conțin biotit de neoformație; ele sînt microcutate și afectate de clivaje de forfecare (pl. I, fig. 1). Două probe de filite din valea Scorilei au fost preparate pentru analize palinologice, însă au fost sterile. Filitele grafitoase se întind și la W de valea Scorilei, fiind bine deschise în afluenții de pe partea stîngă și mai puțin pe Cracul Scorilei. Șisturi cuarțitice ușor gălbui cu aspect grezos iau locul filitelor, invadînd coama Scorilei între 1 100 m și 1 190 m altitudine, unde alcătuesc mici vîrfuri stîlcoase, cît și coama secundară din versantul drept al Scorilei la N de poteca cu marcaj turistic. Șisturile cuarțitice sînt dispuse peste amfibolite, iar limita cu acestea ar indica o discordanță stratigrafică. În valea Scorilei șisturile cuarțitice sînt cu totul subordonate, formînd numai intercalații subțiri în filite.

În secțiuni subțiri șisturile cuarțitice prezintă o alternanță de lamine, unele siltitice constituite din granule de cuarț angular pînă la subrotunjit, izometrice, cît și altele inechigranulare (nesortate) cu lamine pelitice formate din biotit sau clorit, epidot, plagioclaz sericitizat și puțin cuarț fin. Sericitizarea plagioclazilor este premetamorfică, iar contururile lor mai sînt păstrate. Laminele siltitice rezultă dintr-o sedimentare gradată a granulelor, conferind aspectul de microritmuri care mai sînt păstrate.

În general se poate deduce că aceste șisturi cuarțitice provin din sedimente grezo-argiloase (siltitice) cu un grad redus de maturitate, indicînd o sedimentare rapidă de geosinclinal.

Rocile metakeratofirice sînt intercalate în filite începînd din baza acestora; grosimea lor este de 1—2 m ajungînd pînă la 20 m. Destul de

<sup>4</sup> I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport asupra geologiei regiunii Borlova—Poiana Mărului. Banat. 1958. Arh. Com. Stat Geol.



rar formează budine ambalate în filite. Ele sînt microcristaline, iar culoarea lor albicioasă uneori gălbuie.

În secțiuni subțiri se distinge o structură trahitică destul de bine păstrată (pl. I, fig. 2) deși rocile prezintă foliație.

Masa rocii este constituită din microlite de albit dispuse paralel sau subparalel față de foliație. Textura paralel ondulată se suprapune unei texturi fluidale inițiale. Microlitele sînt destul de neuniforme ca dimensiuni (0,14—0,16; 0,20—0,24—0,25; 0,31—0,34; 0,5—0,6 mm). O dispoziție divergentă radiară a microlitelor este uneori vizibilă (pl. I, fig. 3) și este asemănătoare cu structura bostonică, însă baghetele de albit cu dimensiuni mai mici.

Fenocristalele de albit sînt rare. Albitul mai păstrează pe alocuri structura de Schachbrettalbit (pl. I, fig. 4) ceea ce indică o albitizare premetamorfică a feldspatului potasic. Acesta din urmă a fost albitizat complet. Albitul este maclat discontinuu Schachbrett atît în fenocristale cît și în microlite. Conținutul în  $An$  e determinat la măsura U. Cloritul în cristale izolate sau în lamele alungite nu mai păstrează conturile inițiale ale mineralelor femice pe care le-a înlocuit din cauza blastezei. Calcitul în cuiburi este însoțit de puțin cuarț și de albit de neformație, însă apar și în cristale izolate.

Procesul de albitizare a fost explicat de M. H. B a t t e y (1955) prin autometasomatism cu redistribuirea și concentrarea diferențială a sodiului în soluții. La metakeratofirele din Scorila albitizarea poate fi pusă în legătură cu o metasomatoză sodică premetamorfică. Recent însă, albitizările keratofirelor ar rezulta pe cale diagenetică (G. H. P a c k h a m și colab. 1960) încadrîndu-se astfel la transformările anchimeta-morfice.

Dintre metavulcanite, rocile tufitice sînt frecvente și sînt însoțite de metatufuri, pe cînd rocile eruptive sînt sporadice. Metakeratofirele sînt greu de deosebit de rocile piroclastice. De regulă primele formează mici praguri în albia văilor.

Metatufurile conțin albit granular și fragmente de roci cu structura trahitică. Roci cristaloclastice formate din granule de albit și cuarț (pl. III, fig. 1, 2) sînt uneori prezente. Participarea cuarțului de mobilizare metamorfică obliterează structura primară și uneori e greu de deosebit de cuarțul elastic. Acesta din urmă e prezent în metatufite.



Metatufitele păstrează o stratificație primară marcată de dungi de sericit. Printr-o îmbogățire gradată în cuarț trec la cuarțite tufitice și la șisturi cuarțitice.

Rezultatele analizei chimice a unui metakeratofir din valea Scorilei sînt prezentate în tabel (analiza nr. 1). În coloana nr. 1 a se găsesc procentele recalculat după ce a fost scăzut  $\text{CaCO}_3$ , care a fost considerat secundar. Ca termeni de comparație se găsesc în tabel datele analizei unui tuf keratofiric cuarțifer (analiza nr. 2), Carbonifer inferior (Culm), din Turingia de E, Republica Democrată Germană (H. J. Rössler, 1960) și a unui keratofir din Taunus, K. Schlossmacher, *Jahrb. k. press. geol. L. A.* XLI, 1922.

Analiza 1: metakeratofir cu albit, clorit, calcit.

Analiza 2: tuf keratofiric cuarțifer, „cristaltuf” cenușiu verzui deschis. Görkwitz (foraj din bazinul Schleiz), analist Grossmann, 1958.

TABEL

Chimist: Al. Dănciulescu

Analiza nr.	1	1 a	2	Keratofir Taunus	Valori Niggli		
						1 a	2
$\text{SiO}_2$	55,17	56,67	56,3	55,05	si	183	185
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,41	19,91	17,7	17,99	al	36	35
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,67	0,68	4,2	6,71	fm	38,1	28
FeO	2,80	2,87	4,7	2,54	c	8,3	16
MnO	0,64	0,68	0,1	—	alk	15,7	20
MgO	5,45	5,59	0,5	3,58	k	0,07	0,4
CaO	3,78	2,41	4,5	1,56	mg	0,74	0,43
$\text{Na}_2\text{O}$	4,56	4,67	3,8	7,60	ti	1,55	—
$\text{K}_2\text{O}$	0,60	0,61	3,7	0,78	g	20	5
$\text{TiO}_2$	0,63	0,64	0,8	1,02	alk	0,85	13,33
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,09	0,09	0,3	34,00	al-alk		
S	0,26	0,26	urme	0,05			
$\text{CO}_2$	1,12	—	2,0	—			
$\text{H}_2\text{O}$	1,67	4,79	3,0	2,72			
$\text{H}_2\text{O}$	0,15	0,16	0,2	—			
Suma	100,02	100,00	99,9	99,9			
					Norma		
					1	1 a	2
					Q	—	12,6
					Or	—	4
					Ab	—	43
					An	—	12,5
					C	—	8
					En	—	14
					FS	—	3,8
					mt	—	1
					il	—	0,8



Conținutul redus în siliciu al metakeratofirului din valea Scorilei este foarte apropiat de al tufului de la Görkwitz, situând aceste roci la trahitele cu aciditatea cea mai redusă. Valori apropiate se observă și pentru  $Al_2O_3$  și  $CaO$ . Conținutul ridicat în sodiu este consecința albitizării feldspatului potasic. Participarea importantă a magneziului poate să fie explicată printr-o îmbogățire metamorfică, datorită cloritizării mineralelor femice.

În privința parametrilor Niggli valoarea  $alk > 1/2 Al$  definește metakeratofirul ca subalcalin. În diagrama  $al/fm$  metakeratofirul se proiectează la marginea cîmpului semiferic aproape de cîmpul izofal. Pe cînd tuful din Turingia e la limita cîmpului; comparînd parametrii acestuia cu ai tufului (analiza 2), se constată concordanța lor, însă fac excepție  $c$  și  $alk$ .

Valorile  $al$  și  $fm$  ale metakeratofirului nr. 1 a, încadrează această rocă în tipul de magmă normal sienitică sau normal monzonitică, iar  $alk > c$  de asemenea la o magmă sienitică; valorile lor sînt însă mai mici cu 7 la 10 unități ( $c$  8,3 față de 15 și  $alk$  15,7 față de 25). Parametrii Niggli mai apropiați se găsesc la un Arsothit Ischia (Niggli 1923). Am considerat că roca aparține la seria potasică, iar valoarea scăzută a lui  $K$  se datorește înlocuirii sale prin sodiu, ceea ce nu permite repartizarea ei la seria alcalină sodică. Prin calcularea normei Niggli după T. Barth (1952) rezultă că nu e un deficit de siliciu și de alumina, în schimb roca e săracă în minerale femice (vezi tabelul) și se poate deduce că nu a cristalizat inițial augit egrinic sau egrin. Rămîne însă valabilă posibilitatea că printr-o cloritizare a piroxenilor menționați anterior, să fi fost îndepărtat fierul în timpul metamorfismului regional. De asemenea în același timp a fost introdus  $SiO_2$ , iar cuarțul liber apare în valoarea  $qz = 20$  și  $Q = 12$ .

Metatufuri și tufite keratofirice cuarțifere prezentînd însă aspecte microscopice net diferite față de cele descrise mai sus formează o serie de iviri în baza seriei de șisturi verzi de Baicu din autohtonul munților Țarcu (N. Gherasi și Alexandra Medeșan)<sup>5</sup>. Aceste roci ce apar pe Rîu Șes, au fost descrise anterior ca „porfirogene” (N. Gherasi 1937).

<sup>5</sup> N. Gherasi, Alexandra Medeșan. Considerații asupra unor roci magmatogene bazice în munții Țarcu (în volumul de față).



Indicii asupra magmatismului keratofiric au fost găsite recent și mai jos în scara stratigrafică a șisturilor cristaline în seria de Barnița-Zăicani. Rocile metakeratofirice au structuri trahitice clare constituind repere sigure, permițând paralelizări pe distanțe de 10 km între Poiana Mărului și Marga. La Poiana Mărului se găsesc și alte roci alcaline reprezentate prin două filoane de bostonite cuarțifere ce apar în șisturile cristaline ale seriei de Barnița-Zăicani și identificate mai de mult (N. G h e r a s i 1937). Bostonitul din valea Șucu a fost solicitat tectonic, prezentând scurte fracturi lucioase cu sericit.

Bostonitul cuarțifer din valea Șucu străbate șisturile bazice clorit-albitice cu biotit și epidot lângă un ogaș unde formează un perete mic. Structura bostonitică este foarte bine păstrată observându-se la microscop o dispoziție radiară divergentă a bastonașelor de feldspat albitic (pl. III, fig. 3, 4).

Consolidarea acestor bostonite cuarțifere urmează desigur după erupțiunile keratofirice, ceea ce ar rezulta din faptul că rocile filoniene nu sînt afectate pregnant de metamorfismul regional ca metakeratofirele.

Prezența magmatitelor keratofirice prehercinice asociate cu metabazite și metatufuri bazice în R. S. România a fost semnalată și în cristalinul epimetamorfic din partea de W a unității getice Poiana Ruscăi de către H. Kräutner și Florentina Kräutner<sup>6</sup>. După acești autori porfiroidele din două dyke-uri conțin relice de augit, egiirinic, iar structura Schachbrett-albit reflectînd o albitizare evidentă cît și chimismul lor permit încadrarea lor la keratofire cuarțifere.

Încă mai interesant este faptul că aceste metakeratofire prezintă atît petrografic, cît și din punct de vedere chimic o asemănare pregnantă cu porfiroidul de Pietrosul din cristalinul Carpaților orientali. Date privind porfiroidul de Pietrosul se găsesc în lucrările lui M. S a v u l, G h. M a s t a c a n (1952) și Marcela Dessila-Codarcea, I. B e r c i a, H. K r ä u t n e r și M. M u r e ș a n (1965).

Cercetări viitoare îndreptate asupra metakeratofirelor; metatufurilor bazice și metabazitelor din complexele cristalofiliene, vor permite să se stabilească paralelizări bazate pe simultaneitatea fenomenelor magmatice inițiale prehercinice.

<sup>6</sup> H. Kräutner, Florentina Kräutner. Cartări, revizuirii și coordonări în cuprinsul foilor Deva și Margina. 1963. Raport Arh. Com. Stat Geol.



În fine mai este de remarcat o asemănare a condițiilor geologice de la Poiana Mărului cu cele din sinclinalul cu depozite cambrosiluriene de la Remdalen (Suedia), unde keratofire cuarțifere se găsesc intercalate în filite calcaroase grafitice însoțite de strate tufitice cu treceri gradate la sedimente (E. Zacharisson 1964).

## BIBLIOGRAFIE

- Battey M. H. (1955) Alkali metasomatism and the petrology of some keratophyres. *Geol. Mag.* 92. London.
- Barth T. (1952) Theoretical petrology. London.
- Codarcea M., Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel—Holdița). *D. S. Com. Geol. L/2.* (1962—1963). București.
- Gherasi N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. 1934. București.
- Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. (1956) The petrology of the igneous rocks. London.
- Johansen A. (1957) A descriptive petrography of the igneous rocks. III. Chicago.
- Niggli P. (1923) Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin.
- Packham G. H., Keith A. W. Crook (1960) The principle of diagenetic facies and some of its implications. *Jou. Geol. July.* 68/4, pg. 392. Chicago.
- Schüller A. (1957) Petrographische Grundlagen zur geologischen Kartierung. *Zeit. Ang. Geol.* B. 9. Berlin.
- Rösler H. J. (1960) Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons u. U Karbons in Ostthüringen. *Freiberger Forschungen Akad. Ver.* Berlin.
- Savuț M., Mastacian G. (1952) Contribuțiuni la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. Secț. Biol.-Agron.-Geol.-Geogr.* IV/2. București.
- William H., Turner Fr., Gilbert C. (1954) An introduction to the Study of rocks in thin Sections. San Francisco.
- Zacharisson E. (1964) The Remdalen syncline. *Sver. Geol. Undärs. Serie C,* nr. 596. Stockholm.



PLANȘA I



## PLANȘA I

- Fig. 1. — Filit cu grafit microcutat. N || 24 ×. Valea Scorilei. Cuarț, sericit, grafit; se disting la dreapta clivaje de forfecare.  
Phyllade à graphite microplissée. N || 24 ×. Valea Scorilei. Quartz, séricite, graphite; on distingue à droite des clivages de cisaillements.
- Fig. 2. — Metakeratofir. N + 20 ×. Valea Scorilei. Microlite de albit dispuse paralel, reflectând structura trahitică.  
Métakératophyre. N + 20 ×. Valea Scorilei. Microlithes d'albite à disposition parallèle (structure trachytique).
- Fig. 3. — Metakeratofir. N + 20 ×. Valea Scorilei. Microlite de albit în parte paralele cu foliația, în parte oblice sau divergente.  
Métakératophyres. N + 20 ×. Valea Scorilei. Microlithes d'albite, par rapport à la foliation partiellement parallèles, partiellement obliques ou bien divergentes.
- Fig. 4. — Metakeratofir. N + 20 ×. Valea Scorilei. Fenocristal de albit cu structură schalbreitbit.  
Métakératophyre. N + 20 ×. Valea Scorilei. Phénocristal d'albite à structure en échiquier.

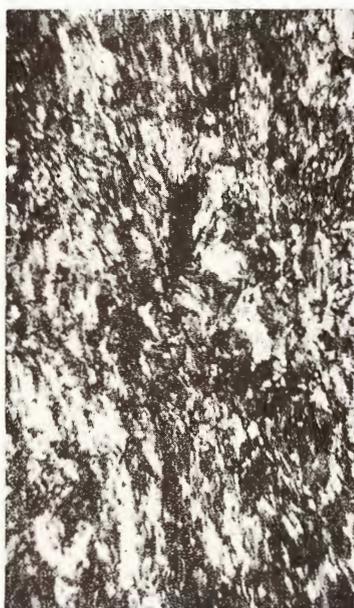
N. GHERASI. Metavulcanite keratofirice la Poiana Mărului. Pl. I.



1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



## PLAȘA II

### PLAȘA II



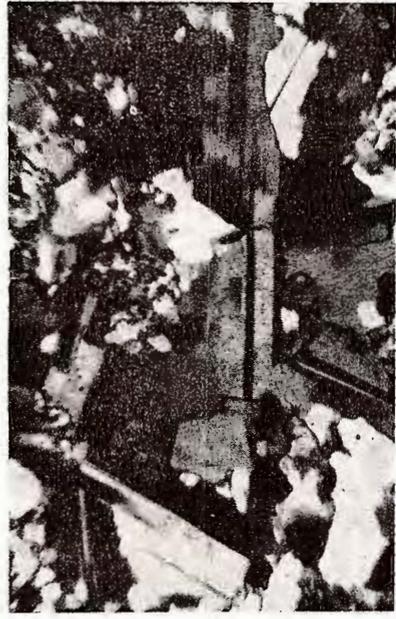
## PLANȘA II

- Fig. 1.** — Metatuf keratofiric.  $N + 20 \times$ . Valea Scorilei. Piroclastit budinat în filit. Structură cristaloclastică. Albite în parte maclate însoțite de granule de cuarț și calcit.  
Métatuf k ratophyrique.  $N + 20 \times$ . Valea Scorilei. Pyroclastites boudin s, emball s dans les phyllades. Structure cristaloclastique. Albites parfois macl es, accompagnées de grains de quartz et de calcite.
- Fig. 2.** — Metatuf keratofiric.  $N + 75 \times$ . Valea Scorilei. Detaliu (aceeași rocă din fig. 1). Cristale de albit limpezi, maclate.  
M tatuf k ratophyrique.  $N + 75 \times$ . Valea Scorilei. M me roche que fig. 1. D tails. Cristaux m cl s d'albite limpide.
- Fig. 3.** — Bostonite cuarțifere.  $N + 13 \times$ . Valea Scorilei. Albite în prizme divergente, cuarț în interșții.  
Bostonite quartzifère.  $N + 13 \times$ . Valea Scorilei. Prismes divergents d'albite, quartz dans les interstices.
- Fig. 4.** — Bostonite cuarțifere.  $N + 30 \times$ . Valea Scorilei. Cristale de feldspat potasic cu nori de perțit.  
Bostonites quartzifères.  $N + 30 \times$ . Valea Scorilei. Cristaux de feldspath potasique avec des nuages de perthite.

N. GHERASI. Metavulcanite keratofirice la Poiana Mărului. Pl. II.



1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



## LES MÉTAVOLCANITES KÉRATOPHYRIQUES DE POIANA MĂRULUI

PAR

N. GHERASI

(Résumé)

Dans la vallée de Scorila des Schistes verts à chlorite, épidote, albite, biotite et calcite appartenant aux terrains crystallophylliens de l'autochtone danubien sont surmontés par des calcschistes graphiteux et phillades à intercalations de métakérophyres. Ces schistes carburés noirs contiennent de la biotite brun pâle de néoformation ; ils présentent parfois un plissement intense accompagné par des clivages de cisaillement commençants (pl. I, fig. 1). Sur la crête de Scorila on trouve des schistes quartzitiques qui reposent apparemment en discordance sur des amphibolites.

Les plaques minces des quartzites montrent souvent des lits de siltites formés de quartz à granoclassement imparfait, en alternance avec des lits pellitiques où l'on reconnaît des lamelles de biotite, soit de chlorite, accompagnées d'épidote, de titanite, de plagioclases et de quartz. Cette alternance leur confère un caractère de microrhythme ce qui indique une sédimentation rapide de géosynclinal.

Les métakérophyres forment des bancs parfois en relief de 1 à 2 m d'épaisseur, rarement d'environ 20 m. Les structures trachytiques sont assez bien conservées (pl. I, fig. 2). La masse fondamentale des roches est constituée de microlithes d'albite dont l'orientation parallèle coïncide avec la schistosité ou bien elle fait un faible angle avec cette dernière. Cette disposition parallèle résulterait de la texture fluidale initiale. Rarement on rencontre une structure radiaire, divergente rappelant la structure bostonitique, les prismes d'albite étant néanmoins plus courts.

Les phénocristaux d'albite sont sporadiques et présentent souvent une structure en échiquier (schahbrettalbit). Il résulte que l'albitisation du feldspath potassique a eu lieu avant le métamorphisme régional causée



par un processus de métasomatose sodique. G. H. Paekum et collab. (1963) émettent néanmoins l'opinion que l'albitisation des kératophyres serait due à la diagenèse. En d'autres termes il s'agirait d'anchimétamorphose.

Des cristaux isolés de chlorite ont remplacé les minéraux ferromanganésiens. Les contours de ces derniers ne sont plus reconnaissables à cause de la blastèse qui les a modifiés.

Des métatuffites schisteuses sont assez fréquents et ils sont accompagnés par des métatufs. Ces derniers contiennent des microlithes d'albite, mais dans un métatuf boudiné et emballé dans les calcschistes l'on reconnaît au microscope une structure cristaloclastique dépourvue de granoclassement (pl. II, fig. 1, 2).

Les résultats de l'analyse chimique d'un métakératophyre de Scorila sont présentés dans le tableau, colonne nr. 1 tandis que sous 1 a on trouve les pourcentages recalculés après avoir soustrait le  $\text{CaCO}_3$  considéré d'origine secondaire. A titre de comparaison, l'analyse nr. 2 est celle d'un tuf kératophyrique, cristaloclastique du Carbonifère inférieur (Culm) de la Thuringe de l'E de la République Démocratique d'Allemagne, forages de Görkwitz Bassin de Schleitz (H. J. Rössler 1960). La teneur en  $\text{SiO}_2$  des deux roches les place parmi les trachytes à l'acidité la plus réduite. La faible teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  (bien sous la normale) ainsi que la teneur assez élevée en  $\text{Na}_2\text{O}$  sont dûs à l'albitisation intégrale du feldspath potassique. La teneur très élevée en  $\text{MgO}$  est vraisemblablement causée par une concentration métamorphique provoquée par la chloritisation des minéraux ferromagnésiens. Le caractère sousalcalin des métakératophyres résulte de la comparaison des valeurs Niggli qui présentent  $alk > 1/2 al$ . Dans le diagramme  $fm - al$  de la projection des valeurs Niggli place cette roche dans le champ sousféminique près de la limite du carré isofal. En comparant les valeurs Niggli du métakératophyre avec celles du tuf de Thuringe, on constate une concordance, sauf pour les valeurs  $c$  et  $alk$  et qui sont due à l'albitisation moins avancée du tuf.

Les valeurs presque égales  $al$  et  $fm$  encadrent le métakératophyre parmi les magmas syénitiques ou bien monzonitiques. Un trachyte d'Arso Ischia Italie (P. Niggli, 1923) présente des valeurs Niggli rapprochées. La roche de Scorila a été encadrée dans la série potassique, malgré que  $K = 0,7$ , ce qui a résulté par le remplacement du feldspath potassiques par l'albite.



Le calcul des minéraux normatifs n'a pas mis en évidence un déficit de silice, ni d'aluminium d'ailleurs les minéraux leucocrates forment 80% du volume de la roche. Il ne résulte pas du calcul de l'égrine, néanmoins il n'est pas exclu que ce pyroxène était présent, mais que durant le métamorphisme régional le  $Fe^{++}$  de celui-ci a migré, tandis qu'un apport de silice s'est produit. Cette dernière supposition est appuyée par les valeurs  $qz = 20$  et  $Q = 12$ .

Des métavolcanites métakératophyriques ont été décelées dans deux régions limitrophes. Dans la vallée de Rîu Șes de puissantes assises de métatuffites et tufs kératophyriques quartzifères forment la partie basale de la série des schistes verts de Baicu. De même la série épimétamorphique de Barnița-Zăicani qui est surmontée par les caleschistes de Scorila contient plusieurs intercalations de métakératophyres accompagnées de tufs et tuffites au N de Poiana Mărului (N. Gherasi, Voichița Zimmermann et P. Zimmermann, ce tome). L'importance de ces métavolcanites résulte du fait qu'elles représentent des repères qui ont servi à paralléliser les deux faciès présents dans la dite région. En plus, à Poiana Mărului pointent deux filons de bostonites quartzifères qui traversent les schistes de la série Barnița-Zăicani dans la vallée de Șucu et de Scorila (N. Gherasi 1937). Ces bostonites quartzifères offrent une structure radiaire-divergente. (pl. II, fig. 3, 4). Les aplites alcalins de Poiana Mărului sont plus récents que les métavolcanites mentionnés plus haut du fait qu'ils n'ont pas subi les effets du métamorphisme régional.

La présence de kératophyres préhercyniens a été mise en évidence par H. Kräutner et Florentina Kräutner (1963) dans le massif de Poiana Ruscă. Ici deux filons de métakératophyres quartzifères montrent beaucoup de ressemblance tant par leur composition minéralogique que par leur chimisme avec les porphyroïdes de Pietrosu (Carpates Orientales) décrits par M. Savul et G. Mastacăn (1952).



... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...

... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...

... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...  
... în anul 1910, în urma unei epidemii de ...



MINERALOGIE — PETROGRAFIE

CONSIDERAȚII ASUPRA PREZENȚEI UNOR ROCI MAGMATO-  
GENE BAZICE ÎN MUNȚII ȚARCU<sup>1</sup>

DE

N. GHERASI, ALEXANDRA MEDEȘAN<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of Basic Magmatic Rocks, in the Țarcu Mountains. Chemical analyses have permitted the authors to confirm the basic character of the greenschists and amphibolites belonging to the Danubian crystalline autochthonous in the Țarcu Mountains. A characterization of basic intrusive rocks occurring in the investigated area is also presented. The origin of greenschists as well as that of the orthoamphibolites is related to gabbroid magmas. Besides the former, some schists present the same aspect but they derive from a melagabbro dioritic magma. The basic schists represent pyroclastic products of the initial magmatic activity in the eugeosyncline where the crystalline schists were formed. The intrusive rocks correspond to gabbro-dioritic, dioritic and hornblenditic magma type. The relations between the plutonic rocks and the crystalline schists have been elucidated owing to the presence of schists (xenolith) included in meladiorites. Thus the latter are subsequent to regional metamorphism.

În munții Țarcu se dezvoltă la N de pînza getică, cristalinul danubian autohton care este constituit atît din șisturi cristaline cît și din masive granitice însoțite de rare corpuri dioritice.

În cadrul șisturilor cristaline a fost delimitată la N o zonă cu șisturi clorito-muscovitice conținînd șisturi verzi și o altă zonă la S, de șisturi verzi, tufogene și sedimentogene separate de primele prin gnaisele granitoide de Petreanu și granitul de Vîrful Pietrei.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 20 ianuarie 1967.

<sup>2</sup> Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55. București.



Șisturile verzi menționate mai sus au fost considerate numai pe bază de parageneze minerale ca provenind din tufuri bazice metamorfозate. Confirmarea prin analize chimice a acestei origini cît și caracterizarea rocilor întîlnite în această zonă constituie obiectul lucrării de față.

Regiunea cercetată cuprinde bazinul Rîul Mare cu Rîul Șes și bazinul Bistrei Mărului cu Șucu.

Primele date privind șisturile verzi din munții Tarcu se găsesc în lucrările lui Fr. Schafarzik (1896—1898) care le menționează în cadrul șisturilor cristaline ale grupului III B ö c k h, asociate cu șisturi cloritoase, gnaise amfibolice și amfibolite.

N. Gherasi (1937) descrie șisturi verzi tufogene și roci dioritice aparținînd cristalinului autohton din Tarcu. Al. Codarcea și N. Gherasi<sup>3</sup> (1944) stabilesc prezența în bazinul Rîul Mare a unei zone de șisturi cloritoase cu muscovit la marginea nordică a cristalinului autohton. În 1952 N. Gherasi<sup>4</sup> menționează prezența în șisturile cloritoase cu muscovit ale zonei de Zăicani, a unor șisturi amfibolice provenind din roci eruptive bazice cu structură blastoporfirică.

În masivul Retezat L. Pavelescu (1953) separă, seria de Drăgșan constituită într-un complex amfibolic și unul sericito-cloritos. Ultimul complex este considerat de origine sedimentară avînd intercalații de tufuri vulcanice metamorfозate.

### Considerații petrografice

Pentru a încadra din punct de vedere petrografic rocile analizate, atît din șisturile cristaline cu caracter bazic cît și din grupul rocilor intrusive se prezintă succesiunea, lor precum și compoziția mineralogică.

*Șisturile cristaline.* Partea inferioară a cristalinului Daṛ nubian din munții Tarcu e constituită dintr-o succesiune de șisturi terigene (seria de Rof și seria de Riușorul) peste care urmează roci vulcanogene și sedimentogene alcătuiind seria de Barnița-Ascuițu. La sud de

<sup>3</sup> Al. Codarcea, N. Gherasi. Raport geologic preliminar asupra bazinului Rîului Mare din masivul Retezat pentru amenajări hidroelectrice. (1944). Arh. Com. Stat Geol.

<sup>4</sup> N. Gherasi. Raport geologic privind munții Petreanu. (1952). Arh. Com. Stat Geol.



masivul granitic Vîrful Pietrei se dezvoltă seria de Baicu cu un caracter vulcanogen mai pregnant.

Ambele serii corespund complexului cloritos al seriei de Drăgșan (L. P a v e l e s c u, 1959).

Considerațiile care urmează se referă atît la seria de Barnița-Zăicani cît și la seria de Baicu.

Seria de Barnița-Zăicani apare la marginea de N a cristalinului, constituind o zonă îngustă (500—1 000 m) la S de Clopotiva, lărgindu-se apoi spre W. Această serie se reazămă pe șisturile cuarțitice cu biotit și granat ale seriei de Rîușorul.

*Seria de Barnița—Zăicani.* Este constituită din șisturi clorito-muscovitice cu intercalații de șisturi verzi și lentile sporadice de amfibolite. O descriere petrografică a acestor roci a fost făcută anterior<sup>5</sup> în cadrul seriei de Zăicani.

Șisturile clorito-muscovitice care sînt preponderente se caracterizează prin parageneza clorit, muscovit, cuarț, plagioclaz,  $\pm$  biotit  $\pm$  epidot  $\pm$  granat. Structuri blastodetractice sînt uneori păstrate, însă laminările intense care au afectat rocile au modificat aspectul lor inițial. Participarea unor fragmente subangulare de plagioclaz albitic și de cuarț nesortate sugerează că aceste șisturi provin din grauwacke.

Șisturile verzi conțin clorit, albit  $\pm$  calcit  $\pm$  epidot  $\pm$  biotit. Rocile sînt compacte cu o structură microblastică. Unele șisturi verzi conțin cuarț și plagioclaz cu conture idiomorfe sau angulare care provin dintr-un material vulcanogen. Prezența unor cuarțuri cu conture rotunjite sau subangulare atestă prezența și a unui material terigen. Aceste șisturi verzi cu material mixt și cu o structură cristalo-clastică relictă, reprezintă metatufite.

Șisturile verzi formate din clorit, albit și calcit au fost considerate ca roci tufogene. Pentru elucidarea originii lor s-a analizat un șist verde (tabelul 1) de la Bradu (Gureni) (1385) cu parageneza clorit, albit, sericit, calcit. Roca conține puțin cuarț și ilmenit cu leucoxen. Valorile Niggli (tabelul 2) încadrează acest șist verde tufogen la tipul de magmă cuarț dioritică-melacuarț dioritică. Atît în eșantion cît și în secțiune subțire

<sup>5</sup> N. G h e r a s i. Raport geologic privind munții Petreanu și Rîul Mare, regiunea Hunedoara. (1959). Arh. Com. Stat. Geol.



nu se observă metablaste de feldspat care ar indica o metasomatoză alcalină, proces întâlnit în imediata vecinătate sudică. Valoarea *alk* este de altfel mai scăzută decât normal pentru tipul de magmă cuarț-dioritică.

TABELUL 1  
Rezultatele analizelor chimice

Oxizi	Epigabbrou de Ocna Fier	Amfibolit	Ortoamfibolit	Șist verde cu amfibol	Șist verde	Șist verde	Șist verde	Gabbrodiorit	Diorit	Diorit laminat	Melagabbrou	Melagabbrou
	79	1330	235	332	1385	665	666	48	44	669	73	49
SiO <sub>2</sub>	42,78	47,65	45,85	46,34	61,38	46,67	58,90	51,77	50,65	48,42	42,78	39,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,12	19,28	13,54	16,80	15,06	16,65	16,15	16,91	18,43	18,39	14,75	14,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	3,98	2,80	3,52	1,50	8,65	1,77	2,83	3,07	3,52	1,81	2,53
FeO	6,66	3,77	9,76	8,00	4,15	4,56	8,49	5,35	5,31	5,44	8,18	8,45
TiO <sub>2</sub>	1,58	0,86	1,90	2,02	0,98	1,97	1,24	1,12	1,17	1,08	1,67	2,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,07	0,44	0,37	0,16	0,37	0,42	0,30	0,37	0,52	0,44	0,48
MnO	0,13	0,14	0,22	0,24	0,13	0,22	0,13	0,17	0,24	0,22	0,12	0,22
MgO	6,05	9,10	9,10	8,66	5,27	6,85	2,80	6,87	5,82	4,54	13,08	13,27
CaO	11,54	10,62	8,07	7,01	3,67	8,33	2,52	7,35	6,86	9,64	10,68	12,65
Na <sub>2</sub> O	2,28	1,64	2,83	3,60	2,07	2,53	2,42	3,14	3,02	3,05	0,55	0,46
K <sub>2</sub> O	1,33	1,19	1,49	0,71	1,72	urme	2,44	3,14	3,28	2,59	3,88	3,98
CO <sub>2</sub>	1,80	0,00	1,16	0,00	1,52	0,00	0,97	0,33	0,35	1,37	0,00	1,21
H <sub>2</sub> O	4,01	1,73	3,29	2,52	2,81	3,05	1,70	0,96	1,13	1,31	2,04	0,87
Total	100,26	100,03	100,45	99,79	100,43	99,85	99,95	100,24	99,70	100,09	99,98	100,03

TABELUL 2  
Valori Niggli

Proba	Si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Tipul de magmă
79	99	26	38	29	7	0,28	0,55	—	piroxenit-hornblendit-gabbroid
1330	99	25,2	44,4	25,2	5,2	0,30	0,68	1,50	c - gabbroid
235	103	17,8	54,4	19,4	8,4	0,20	0,56	3,24	normal gabbroid
332	106	22,6	51,3	17,2	8,9	0,10	0,57	3,43	normal gabbroid
1385	216	31,3	44,0	13,7	11,0	0,30	0,62	2,75	melacuarțdiorit
665	111	23,3	49,6	21,3	5,8	—	0,49	3,58	normal gabbroid
666	205	33,0	44,0	9,4	13,5	0,40	0,32	3,13	melacuarțdiorit
48	131	25,1	42,5	19,7	12,7	0,40	0,60	2,12	normal gabbrodioritic
44	130	27,9	40,4	18,9	12,8	0,42	0,55	2,39	normal dioritic
669	121	27,1	35,6	25,8	11,5	0,36	0,48	2,11	gabbrodioritic
73	84	17,0	54,5	22,5	6,0	0,82	0,70	2,47	hornblenditic
49	74	15,4	53,9	25,2	5,5	0,85	0,68	3,13	hornblenditic



Amfibolitele se găsesc sub formă de lentile sporadice în șisturile clorito-muscovitice. Un amfibolit analizat provenind din Valea Rîușorul (1330) este constituit din hornblendă, clorit, albit, epidot, calcit, iar structura este granonematoblastică. Hornblendă este scurt prismatică și trece pe margini într-un actinot acicular slab pleocroic. Cloritul înlocuiește amfibolul. În titanit se găsesc relice de rutil. Aceste transformări indică o adaptare a unui șist bazic la condițiile faciesului de șisturi verzi de temperaturi mai scăzute. Amfibolitul prin modul său de apariție stratiformă reprezintă un tuf bazic metamorfozat. Analiza chimică indică pentru acest amfibolit proveniența dintr-o magmă *c-gabbroidă*; originea magmatogenă este precizată în cadrul discuției privind analizele chimice.

Comparând valorile Niggli ale amfibolitului din Rîușor cu un epigabbrou din complexul rocilor verzi din regiunea Ocna de Fier (Al Codarcea 1930) se constată o asemănare evidentă (tabelele 1, 2). Deosebiri mici apar la valorile *fm* și *mg* deoarece conținutul în MgO la amfibolit este mai ridicat (9,10%) față de cel din epigabbrou (6,05%). Această diferență se datorește faptului că amfibolitul are un conținut mai ridicat în amfibol și clorit.

*Seria de Baicu.* Se întinde din bazinul văii Șucu pînă la Muntele Branu la S de masivul granitic de Vîrful Pietrei. La alcătuirea acestui complex participă șisturi verzi tufogene clorit-albitice, șisturi clorito-sericitoase sedimentogene la care se asociază rar amfibolite. În baza complexului se găsesc în bazinul văii Rîu Șes, metatufuri și metatufite acide keratofirice descrise ca porfirogene (N. Gherasi, 1937).

Șisturile verzi analizate sînt indicate în tabelul de mai jos :

Nr. probei	Locul	Compoziția mineralogică
332	Valea Șucu	clorit, albit, epidot, hornblendă
665	Stîna Baicu	clorit, albit, epidot, ilmenit cu leucocren
666	Muntele Branu	clorit, albit, sericit, calcit

Pentru a verifica dacă șisturile au o proveniență vulcanică s-au proiectat parametrii Niggli ale acestora în triunghiul *al-alk c/fm*. Șisturile verzi 332 și 665 se proiectează în cîmpul eruptiv. Valorile Niggli



au permis încadrarea lor la tipul de magmă normal gabbroidă. Protecția șistului 666 se situează în cîmpul rocilor sedimentare argiloase aproape de limita cu cel eruptiv.

Ținînd seama de această situație cît și de compoziția mineralogică, șistul verde 666 este un metatufit. Încadrarea în tipul de magmă melacuarțdioritică se datorește unui conținut destul de ridicat în  $\text{SiO}_2$  și  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ca urmare a aportului terigen, roca avînd proveniența dintr-o magmă mai bazică.

Ortoamfibolitele formează o intercalație destul de importantă în Rîu Șes. În secțiuni subțiri rocile prezintă o structură blastoporfirică, avînd uralit cu contururi idiomorfe relictice (pl. II, fig. 1). Plagioclazii sînt complet sericitizați, iar cloritul înlocuiește uneori parțial uralitul. Ilmenitul e transformat pe margini în leucoxen. Analiza unui ortoamfibolit (235) din Rîu Șes indică proveniența dintr-o magmă normal gabbroidă, pînă la *fm* gabbroidă. Valorile Niggli sînt apropiate cu ale unui porfirite uralitic din regiunea Tampere (A. S i m o n e n 1953).

*Roci intrusive.* Șisturile cristaline sînt străbătute în puține locuri de mici intruziuni dioritice lîngă Poiana Mărului, în bazinele văilor Șueu și Bistra.

*Dioritele de Șucu.* Formează două mici corpuri separate de o fișie îngustă de șisturi verzi. La N dioritele vin în contact cu o zonă granitizată (A. l. C o d a r c e a, N. G h e r a s i 1945)<sup>6</sup> iar la S sînt acoperite de șisturi filitoase și conglomerate cu gabbrouri. Rocile sînt aproape masive, (pl. I, fig. 1) observîndu-se cu greu orientarea paralelă a biotitului. Tipuri șistoase apar mai ales la marginea de S a corpului, unde au fost afectate de fenomene de milonizare.

Dioritele sînt constituite din amfiboli (uralit și rar hornblendă) biotit verde închis și plagioclaz (An 35—45%). În mare parte plagioclazul este sericitizat și epidotizat. Din mineralele accesorii sînt frecvente apatitul și titanitul.

Transformările suferite de diorit se manifestă și prin cloritizarea biotitului și apariția unei hornblende actinolitice. Cauzele acestor trans-

<sup>6</sup> A. l. C o d a r c e a, N. G h e r a s i. Raport geologic preliminar asupra bazinului Bistrei Mărului. (1944). Arh. Com. Stat Geol.



formări au fost atribuite unui autometamorfism stabilindu-se și o succesiune (N. Gherasi, 1937).

În marginea de N unele diorite conțin microclin și cuarț răspândit inegal ca rezultat al unei metasomatoze alcaline. Cristalele xenomorfe de microclin sînt însoțite de cuarț. Rare metablaste de microclin limpezi (pl. II, fig. 2) contrastează cu cristalele idiomorfe de plagioclazi sericitizate (pl. II, fig. 3). Acest proces se explică datorită vecinătății zonei granitizate menționate mai sus. Legate de această granitizare sînt de menționat și apariția unor apofize tonalitice care străbat dioritele.

Prezența acestor tipuri mai acide, de compoziție „granodioritică”, se datorește metasomatozei alcaline și nu unui proces de diferențiere magmatică.

Dioritele sînt străbătute de filoane acide de culoare albă, descrise anterior ca microgranite și care corespund mineralogic la dacite. Acestea sînt uneori foarte șistoase datorită unei milonitizări, căpătînd astfel un aspect de porfiroid.

În masa rocilor dioritice se întîlnesc separații mai bazice de melagabbrouri cu biotit faneritice (pl. I, fig. 2) cu clino-piroxen sub formă de relicte în uralit, iar plagioclazul saussuritizat nu constituie decît 4—5% din volumul rocii. Caracterul ultrabazic al acestor roci cît și conținutul foarte ridicat în minerale femice le apropie de hornblendite și piroxenite.

O singură enclavă în diorite a fost întîlnită în Valea Șucu aproape de marginea de N a corpului. Această enclavă e constituită dintr-un șist actinolic cu sericit și epidot (pl. II, fig. 4). Acest șist bazic conține puțin biotit de neoformație care poate fi atribuit contactului termic. La limita dintre enclavă și diorit acesta din urmă este foarte laminat, ceea ce indică o deplasare ulterioară a enclavei.

Pentru a caracteriza chimic rocile intrusive întîlnite, s-a analizat un diorit (48), un diorit milonitizat (669) și două melagabbrouri (73 și 49). Toate aceste roci conțin uralit, biotit, plagioclaz, epidot, melagabbroul (73) are biotit brun palid și actinolit.

Valorile Niggli încadrează dioritul 48 în tipul de magmă normal gabbrodioritică, iar cel laminat (669) în tipul de magmă gabbrodioritică. Melagabbrourilor (73, 49) le corespunde o magmă hornblenditică, iar compararea lor cu analizele medii din literatură (S. R. Nockolds 1954) le repartizează grupului perknitelor și anume la piroxenite biotitice — proba 49 — iar proba 73, hornblendite.



Rocile cele mai răspândite în masiv și cărora le corespund după valorile Niggli o magmă gabbrodioritică, din punct de vedere mineralogic se încadrează în grupul dioritelor cu biotit. Acestea nu pot fi definite ca gabbrodiorite deoarece plagioclazul (40% An) nu e suficient de bazic. W. E. Tröger care a introdus termenul de gabbrodiorit îl definește prin participarea unui plagioclaz mai bazic de la andezin la labrador. Pentru a clarifica dacă chimismul rocilor este totuși dioritic, caracterul gabbrodioritic al magmei fiind dat de un conținut ridicat în minerale femice s-a recurs la criteriile elaborate de S. E. Ellis (1948) în privința delimitării dioritelor de gabbrouri. Proiectarea analizelor în triunghiul (fig. 6 și 7)  $al + alk, fm, e$ , cât și în triunghiul  $al, e + fm, alk$  conduc la următoarele:

Rocile 48 și 669 se situează în câmpul meladioritelor (fig. 6) foarte aproape de limita dioritelor piroxenice. În triunghiul  $al, alk, e + fm$ , aceleași roci se proiectează în câmpul dioritelor. Această neconcordanță se datorește prezenței biotitului în rocă. În consecință, termenul cel mai adecvat este cel de meladiorit. Probele 73 și 49 se proiectează în ambele triunghiuri în câmpul gabbrourilor.

*Dioritele de Bistra.* Apar la marginea de SW a masivului granitic de Vîrful Pietrei. Aceste roci sînt mai deschise la culoare decît meladioritele de Sucu. Structura lor este medie granulară, observîndu-se o slabă orientare a mineralelor. Texturi șistoase se găsesc în părțile marginale, cât și spre interiorul corpului. Plagioclazii sînt complet sericitizați iar cuarțul este în parte secundar. Acesta este însoțit de rare cristale de albit cu macle în scîndură de șah, care a substituit feldspatul potasic de origine metasomatică.

Procesele metasomatozei alcaline care au afectat dioritele rezultă mai clar din prezența unor diorite migmatizate cu oceli de feldspat. Ulterior dioritele au fost străbătute de filonase de granite.

Dioritul din valea Bistrei (44) analizat are următoarea compoziție mineralogică: hornblendă, clorit, plagioclaz, cuarț, albit, epidot, titanit. Parametrii Niggli repartizează roca la o magmă normal gabbrodioritică. Proiectarea acestor parametri (fig. 6 și 7) situează această rocă în partea centrală a câmpului dioritic.



### Considerații chimice

Discuții asupra chimismului rocilor bazice vor privi mai întâi corpurile intrusiv bazice după care vor urma considerații asupra rocilor metamorfice.

*Rocile intrusiv.* Valorile parametrilor Niggli din tabelul 2 încadrează rocile intrusiv în tipurile de magmă dioritic, gabbrodioritic și hornblenditic. Proiectarea valorilor în diagrama  $al, alk$  (fig. 1) situează

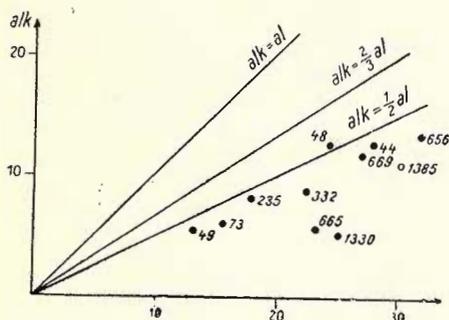


Fig. 1. — Diagrama  $al/alk$ .  
Diagramme  $al/alk$ .

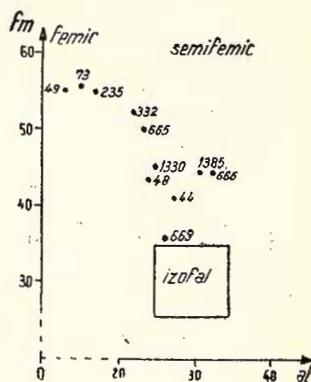


Fig. 2. — Diagrama  $al/fm$ .  
Diagramme  $al/fm$ .

aceste roci în câmpul sărac în alcalii al provinciei calcoalcaline, cu excepția unei singure probe ce reprezintă un gabbrodiorit cu biotit (48) ce se situează în câmpul intermediar în alcalii, foarte aproape de câmpul subalcalic, datorită unui conținut mai ridicat în  $Na_2O$ .

În diagrama  $al/fm$  fig. 2 rocile gabbroice se proiectează în câmpul femic, pe când cele dioritice se plasează la limita dintre câmpul femic și semifemic. Proba 669 se proiectează în câmpul semifemic foarte aproape de câmpul izofal datorită unui conținut mai mic în  $MgO$ . Din poziția punctelor în diagramă  $al/fm$  se observă o diferențiere în cadrul rocilor bazice.

Diagrama de variație a valorilor Niggli din fig. 3 prezintă curbe ușor înclinate corespunzător unui mers normal de diferențiere calcoalcalină. Curba  $alk$  indică o creștere continuă a alcaliilor către rocile mai acide (diorite) în același sens variind și curba  $al$ . Curba  $c$  marchează o scădere normală a conținutului în  $CaO$  de la rocile bazice spre cele mai



acide. O deviere a curbei *c* în dreptul probei 669 se explică prin participarea carbonatului de calciu în rocă. Alura curbei *fm* e normală; valori mai ridicate pentru rocile bazice și mai scăzute la rocile mai acide, minimumul indicat la proba 669 poate fi explicat prin transformarea suferită de rocă, fiind un diorit milonitizat.

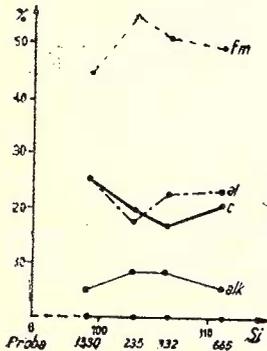
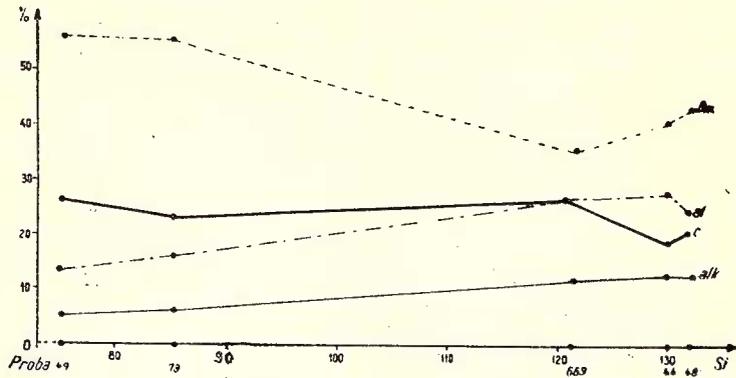


Fig. 3, 4. — Diagrama de variație a parametrilor al, fm, c, alk: si.

Diagramme de la variation des paramètres al, fm, c, alk: si.

Modificarea compoziției chimice a rocilor eruptive, rezultă și din diagrama de variație a oxizilor după Tyrell (fig. 5). Scăderea bruscă a conținutului în  $Al_2O_3$  și  $Na_2O$  la rocile mai bazice se datorește participării foarte reduse a plagioclazilor în melagabbrouri. Un conținut destul de ridicat și aproape constant în  $K_2O$  pentru toată seria de roci indică un caracter mai potasic al magmei decât cel normal ceea ce se reflectă în compoziția mineralogică prin prezența biotitului. Maximul curbei  $CaO$  în domeniul bazic corespunde prezenței amfibolilor și a piroxenului monoclinic inițial în rocă.



*Rocile metamorfice.* Amfibolitele și șisturile verzi se încadrează în tipurile de magmă gabbroidă și melacuarțdioritică, ceea ce confirmă proveniența lor din roci bazice. În tabelul 2 sînt prezentate valorile

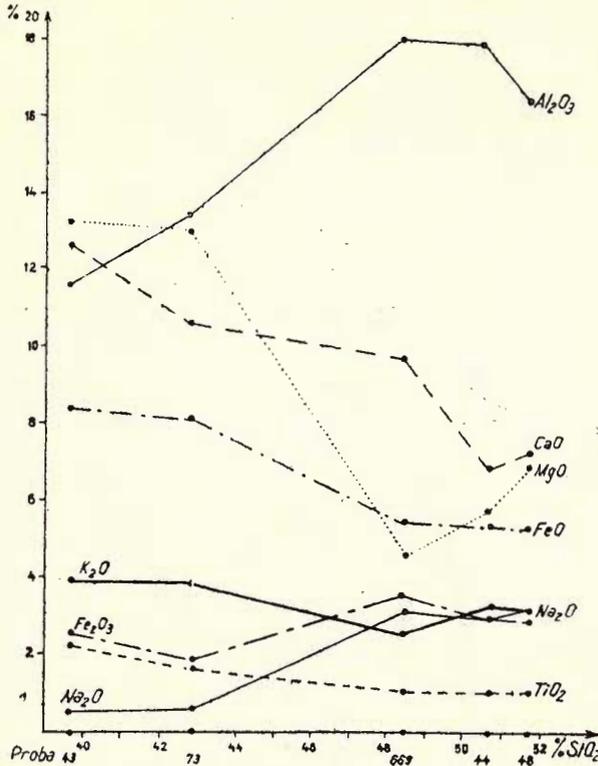


Fig. 5. — Diagrama de variație a conținutului în oxizi raportat la conținutul în silice.

Diagramme de la variation de la teneur en oxydes rapportée à la teneur en silice.

Niggli a căror proiectare în diagrama *al/alk* (fig. 1) situează rocile în același domeniu subcalcic ca și rocile intrusive discutate anterior. Diagrama *al/fm* (fig. 2) indică același caracter femic spre slab femic ca și la rocile intrusive.

Amfibolitele prezintă un caracter mai bazic decât șisturile verzi, însă valorile parametrilor Niggli nu prezintă variații semnificative care



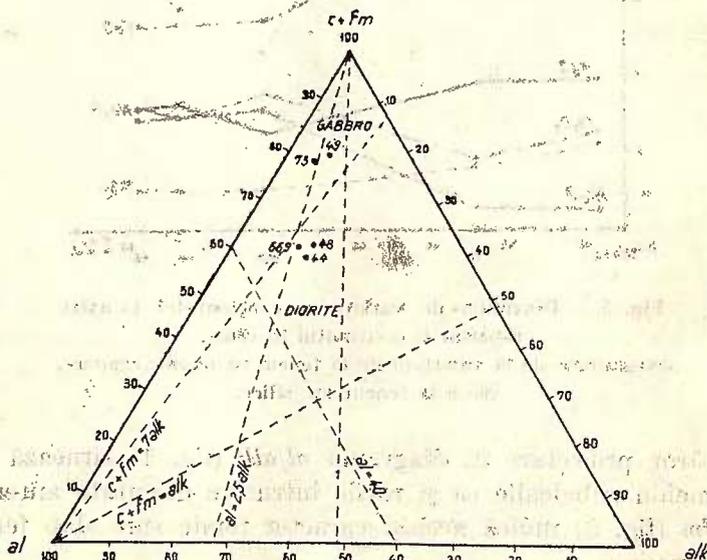
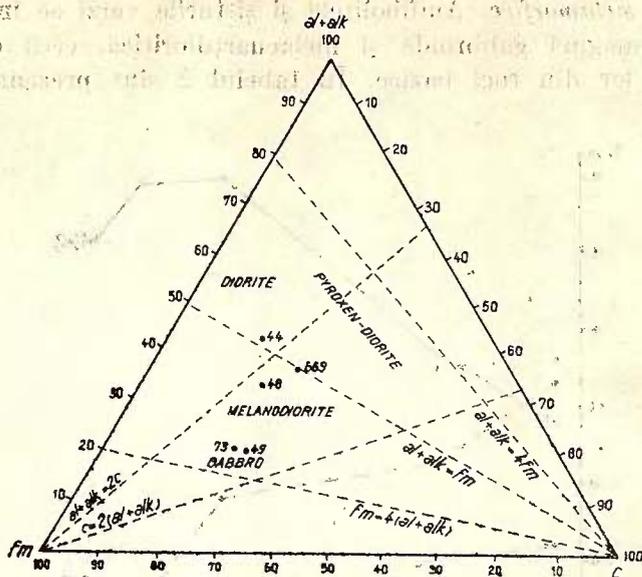


Fig. 6, 7. — Diagrame ternare a parametrilor Niggli.  
Diagrammes ternaires des paramètres Niggli.



să permită o separare netă între amfibolite și șisturile verzi, ceea ce confirmă că au aceeași proveniență magmatică. După valorile și rocile metamorfice se situează față de rocile intrusivă în intervalul valorilor corespunzătoare gabbrourilor și dioritelor (fig. 4).

În rocile metamorfice  $TiO_2$  prezintă valori ridicate comparabile cu cele din rocile intrusivă analizate. P. Lapadue-Hargue (1958) caracterizează drept ortoamfibolite, amfibolitele cu un conținut de  $TiO_2 > 0,8\%$ . În consecință amfibolitele 1330 și 235 cărora le corespund conținuturi în  $TiO_2$  de 0,86% respectiv 1,90% sînt de origine eruptivă. Relația  $ti + 10 mg > 6,5$  după Roeci utilizată de J. Fabriès (1963) deosebește ortoamfibolitele de paraamfibolite, ultimele corespunzînd relației  $ti + 10 mg < 6,5$ .

Valorile ce corespund relației de mai sus în cazul amfibolitelor 1330 și 235 (7,49 și 8,84) conduc de asemenea la definirea lor ca ortoamfibolite. Deși criteriul este limitat la amfibolite se observă și în cazul șisturilor verzi pentru  $ti + 10 mg$  valori mai mari de 6,5.

### Concluzii

Amfibolitele aparținînd atît seriei Barnița-Zăicani cît și seriei de Baicu sînt definite ca ortoamfibolite pe baza unui conținut ridicat în titan, după criteriile lui P. Lapadue-Hargue (1958), J. Fabriès (1963). Chimismul ambelor ortoamfibolite permite încadrarea lor într-o magmă gabbroidă.

Materialul de proveniență al unor șisturi verzi corespunde de asemenea unei magme gabbroide. Pe lîngă acestea se întîlnesc șisturi cu același aspect însă cu un chimism puțin diferit corespunzător unei magme melacuarțdioritice. Aceste deosebiri pot fi puse în legătură cu o slabă diferențiere a unei magme bazice, sau se datoresc participării unui material terigen pe lîngă cel eruptiv. Complexele conțin șisturi bazice cu un caracter chimic apropiat care nu indică o diferențiere în timp. Intensitatea fenomenelor magmatice a crescut rezultînd o preponderență a materialului tufogen bazic în seria de Baicu. Aceste roci reprezintă manifestării ale magmatismului bazic inițial în eugeosinclinalul în care s-au format șisturile cristaline.

Rocile intrusivă provin dintr-o magmă gabbrodioritică care a evoluat spre o magmă dioritică și hornblenditică corespunzînd unei diferențieri calcoalcaline. Acestea sînt intruse în complexul șisturilor cristaline



ceea ce rezultă și din prezența unei enclave de șisturi actinolitice în meladiorite. Faza intrusivă bazică a fost ulterioară metamorfismului ce a generat șisturile cristaline. Consolidarea dioritelor a precedat punerii în loc a masivelor de granitoide care provin din magme litogene.

#### BIBLIOGRAFIE

- Codârcea A. I. (1930) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocnă de Fier—Boeşa Montana. *An. Inst. Geol. Rom.* XV. București.
- Ellis S. E. (1948) On the delimitation of diorite and gabbro and related rocks. *Min. Mag.* vol. 28, p. 447. London.
- Fabriès J. (1963) Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Séville (Espagne). *Science de la Terre, Memoire 4*, Nancy.
- Gherasi N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu. *Ann. Inst. Geol. Roum.* XVIII. 1933, București.
- Huma A. (1952) Geological map of Finland. Ikaalinen — Helsinki.
- Lapadue Hargue P. (1958) Observations à propos des amphibolites. *C. R. Sos. Géol.* Fr. nr. 6 Paris.
- Niggli P. — Grubenmann (1923) Gesteinmetamorphose, Berlin.
- Nockolds S. R. (1954) Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 1007—32.
- Pavelescu L. (1953) Studiu geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV. București.
- (1959) Geologia Carpaților meridionali. *An. Rom. Sov. secția Șt. Geol.* I—II. București.
- Schafarzik Fr. (1899) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borlova und Poiana Mörului. *Jahresber. d. k. ung. Geol. R. A.* für 1899. Budapest.
- Simonen A. (1953) Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic early archaean supracrustal rocks. S—W Finland. *Bull. Com. Geol. Finlande* Nr. 160. Helsinki.

#### CONSIDÉRATIONS CONCERNANT LA PRÉSENCE DE CERTAINES ROCHES MAGMATOGÈNES BASIQUES DANS LES MONTS DE ȚARCU

PAR

N. GHERASI, ALEXANDRA MEDEȘAN

(Résumé)

Dans les Monts de Țarcu, au N de la Nappe gétique, se trouve le Cristallin danubien constitué tant par des schistes cristallins, que par



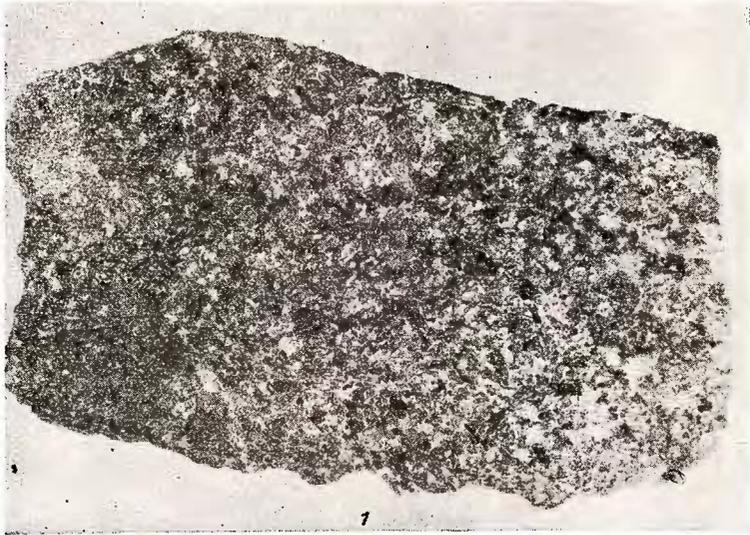
PLANȘA I



## PLAȘA I

- Fig. 1. — Meladiorit cu hornblendă și biotit 1:1. Valea Șucului, Poiana Mărului.  
Méladorite à hornblende et biotite 1:1. Valea Șucului, Poiana Mărului.
- Fig. 2. — Melagabbrou cu biotit 1:1. Valea Șucului. S de confluența cu Bucuroșul Mare.  
Mélagabbros à biotite 1:1. Valea Șucului. Au S du confluent de Bucuroșul Mare.

N. GHERASI, ALEXANDRA MEDEȘAN. Rocii magmatice bazice — munții Țarcu. Pl. I.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



## PLANȘA II



## PLAȘA II

- Fig. 1. — Ortoamfibolit de Rîul Șes.  $N + 20 \times$ . Maclat cu contururi idiomorfe relict, plagioclaz complet sericitizat.  
Orthoamphibolite de Rîul Șes.  $N + 20 \times$ . Măclée à contours idiomorphes relicts, plagioclase complètement séricitisé.
- Fig. 2. — Diorit în versantul drept al văii Sucului.  $N + 20 \times$ . Microclin în cristale xenomorfe cenușii însoțite de cuarț secundar, plagioclaz sericitizat, hornblendă maclată stînga sus.  
Diorite dans le versant droit de la vallée de Sucu.  $N + 20 \times$ . Microcline cristaux xénomorphes gris accompagnés de quartz secondaire, plagioclase séricitisé, hornblende maclée (en haut à gauche).
- Fig. 3. — Diorit în versantul drept al văii Sucului.  $N + 20 \times$ . Cristal idiomorf de plagioclaz sericitizat în care se mai păstrează macla polisintetică de albit.  
Diorite dans le versant droit de la vallée de Sucu.  $N + 20 \times$ . Cristal idiomorphe de plagioclase séricitisé qui conserve encore la macle polysynthétique d'albite.
- Fig. 4. — Șist actinolititic, anclavă în diorit, valea Sucului.  $N + 20 \times$ . Actinolit în prizme lungi, sericit, epidot.  
Schist actinolitique, enclave dans la diorite, vallée de Șucu.  $N + 20 \times$ . Actinolite en prismes allongés, séricite, épidote.

N. GHERASI, ALEXANDRA MEDEȘAN. Roci magmatogene bazice — munții Tarcu. Pl. II.



1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



des massifs granitiques accompagnés par de rares intrusions dioritiques. Les terrains cristallophylliens ont un caractère terrigène dans leur partie inférieure, tandis que la partie supérieure est détritique et volcanique.

La série de Barnița-Zăicani qui affleure au bord septentrional du cristallin est constituée de schistes chlorito-muscovitiques à intercalations de schistes verts et sporadiquement de lentilles d'amphibolites. Les schistes chlorito-muscovitiques proviennent de graywackes contenant des fragments subangulaires de plagioclase albitique et de quartz qui ne se sont pas granoclasés. Les schistes verts formés de chlorite, d'albite  $\pm$  calcite ont été considérés d'origine tuffogène.

La série de Baicu est située au S du massif granitique de Vf. Pietrei. Elle est constituée par des schistes verts tuffogènes chlorito-albitiques, par des schistes chlorito-sériciteux sédimentogènes auxquels s'associent rarement des amphibolites.

Les analyses chimiques ont permis de faire quelques précisions sur l'origine de certaines roches des séries qui ont fait l'objet de ces recherches. Les amphibolites appartenant aux deux séries proviennent de roches éruptives conformément à la relation  $ti \times 10 \text{ mg} \geq 6,5$  (selon R o c c i), leur chimisme indiquant une origine magmatique gabbroïde.

Les paramètres Niggli des schistes verts correspondent de même à des magmas gabbroïdes. Parmi les schistes verts on rencontre des schistes ayant le même aspect mais ayant un chimisme quelque peu différent correspondant à un magma mélaquartz-dioritique. Cette différence pourrait être causée par une faible différenciation du magma basique. Les schistes verts représentent des produits du magmatisme initial déposés dans le géosynclinal où se sont formés les schistes cristallins. Par endroits ils sont traversés par de petites intrusions méladioritiques (Șucu) et dioritiques (Bistra). Quelquefois dans la masse de ces diorites on rencontre des séparations basiques de mélagabbros phanéritiques. Les roches intrusives, par leur chimisme, se rattachent aux types des magmas dioritiques, gabbrodioritiques et hornblenditiques. Ces intrusions basiques ont eu lieu après le métamorphisme régional. En effet dans les méladiorites de Șucu on a décelé une enclave de schistes actinolitiques à chlorite.

La consolidation des diorites a précédé la mise en place des massifs granitiques générés aux dépens des magmas lithogènes. Dans les monts



de Țarcu, au N de la Nappe gétique, se trouve le cristallin danubien constitué tant par des schistes cristallins que par des massifs granitiques accompagnés par de rares intrusions dioritiques.

Les terrains cristallophylliens ont un caractère terrigène à leur partie inférieure (série de Rop et de Rîușorul) tandis que leur partie supérieure est détritique et volcanique (série de Barnița-Zăicani et de Baicu).



MINERALOGIE — PETROGRAFIE

STRUCTURA ȘI PETROGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE DIN  
PARTEA DE N A MUNȚILOR ȚARCU (BANATUL DE EST)<sup>1</sup>

DE

N. GHERASI<sup>2</sup>, VOICHIȚA ZIMMERMANN, P. ZIMMERMANN<sup>3</sup>

**Abstract**

Structure and Petrography of the Crystalline Belt in the Northern Țarcu Mountains (East Banat). The Danubian crystalline Schists between the Bistra and Niermeș Valleys consist of orthoamphibolites and of the terrigenous Măgura Series (biotite isograde) overlain by the Barnița—Zăicani Series (chlorite isograde) which contains metagraywacke, basic Schists and some acid metavolcanics. The series belong to the greenschist facies. Both series contain migmatites related to granitic intrusions. The semischists of the Vidra formation lie unconformably over the Barnița—Zăicani Series. The former is not older than the Upper Cambrian as it contains echinoderm remains. Granitoid intrusions (Muntele Mic and Vf. Pietrei Massifs) are prior to the Vidra formation. The main structure of the region is the Petreanu—Pietrei anticline which plunges toward the W. A. disturbance marks the change of the banatic N—S strike into the E—W trend of the axis present in the South Carpathians. The former affects the asymmetric Măgura—Marga anticline. Toward the N the Danubian autochthonous crystalline is overthrust by the Getic nappe. The paragneisses and migmatites of the nappe (sillimanite isograde) are mylonitized close to the thrust, and form a broad synclinorium.

Lucrarea de față, cuprinde rezultatele cercetărilor geologice executate în partea de nord a masivului Muntele Mic și Pietrii, situată între valea Niermeșului la est și valea Bistra Mărului, pe latura vestică. Suprafața astfel delimitată, este încadrată de comunele Marga, cunoscută

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 24 martie 1967.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, București.

<sup>3</sup> Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Calea Griviței nr. 64. București.



prin exploatarea de talc, Măgura și Poiana Mărului. Partea de mijloc a perimetrului cercetat este dominată de vârful Măgura-Marga (1 511 m), din care diverg creste cu versanți abrupti ce coboară spre văile amintite.

O particularitate a formelor de eroziune din partea de nord a perimetrului, acolo unde Cristalinul getic se dezvoltă în exclusivitate, este al unui relief egal erodat, cu cote ce nu depășesc 450 m, și cu pante do-moale. Reversul acestei particularități se oglindește în colmatarea văilor și lipsa deschiderilor.

Datele geologice generale, le datorăm lui I n k e y care a clasificat șisturile cristaline în trei grupe. Urmează apoi cronologic cercetările lui F r. S c h a f a r z i k în 1896, care a stabilit în regiunea Armeniș-Bor-lova raporturi tectonice între granitul de Muntele Mic și șisturile crista-line situate la est de masiv. De asemenea, deosebește șisturi cristaline ce le afiliază la grupul II și III. În 1937, N. G h e r a s i publică o lucrare de petrografie care cuprinde cercetări pînă la limita sudică a perimetrului de care ne ocupăm, în apropiere de Poiana Mărului. Autorul deosebește printre șisturile cristaline ale autohtonului, șisturi clorito-sericitoase, cuarțite și șisturi verzi tufogene și sedimentogene. De asemenea, pune în evidență masivul granitic de Vîrfurile Pietrii.

Prima lucrare, care cuprinde o parte a perimetrului Marga—Măgura—Poiana Mărului, este întocmită în 1945—1946 de A. I. C o d a r c e a și N. G h e r a s i<sup>4</sup>, cu ocazia unui studiu pentru amenajări hidrotehnice, în bazinul văii Bistra-Mărului. Autorii acestei lucrări au separat o zonă de amfibolite și o zonă de șisturi și cuarțite cloritoase cît și granitul de vârful Pietrii, Muntele Mic și zona granitizată de Șucu. În cadrul forma-țiunilor paleozoice metamorfozate, A. I. C o d a r c e a și N. G h e r a s i deosebesc „seria de Vidra” cuprinzînd în bază cuarțite uneori net con-glomeratice, lentile de calcare cristaline, urmate de șisturi negre fili-toase-grezoase.

Cercetările geologilor I. R ă d u l e s c u, L u d m i l a R ă d u -l e s c u<sup>5</sup>, în extremitatea NE a perimetrului aduc contribuții interesante în cunoașterea șisturilor cristaline ale autohtonului, pe care le grupează

<sup>4</sup> A. I. Codarcea, N. Gherasi. Raport geologic preliminar asupra bazinului Bistrei Mărului. 1944, Arh. Com. Stat Geol.

<sup>5</sup> I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport asupra geologiei regiunii Borlova—Poiana Mărului (Banat) 1958, Arh. Com. Stat Geol.



în patru complexe. De asemenea autorii descriu seria de Vidra ca o formațiune paleozoică metamorfozată.

În vederea întocmirii hărții geologice a R. S. România, sc. 1 : 200 000 foaia Deva, N. Gh'era și H. Savu au cartat în anul 1964, la sc. 1 : 10 000, partea nordică a granitului de Muntele Mic, stabilind tectonica masivului și punând în evidență zona migmatică de pe contactul de est al acestuia.

În anul 1966, P. Zimmermann și Voichița Zimmermann<sup>6</sup> execută o cartare geometrică a șisturilor cristaline din Getic și Autohton, consemnată pe hărți scara 1 : 10 000.

### Stratigrafia și petrografia șisturilor cristaline

Regiunea studiată, este constituită din șisturi cristaline ce aparțin autohtonului danubian, cât și șisturi cristaline ale Pinzei getice. Relațiile dintre cele două unități sînt anormale și pot fi urmărite fără discontinuitate între satul Măru și comuna Marga. Ca răspîndire cristalinul pinzei ocupă partea de nord a perimetrului, în timp ce cristalinul autohton partea centrală și de sud a zonei cercetate.

În continuare vom descrie grupat, pe unități, complexe de roci separate, în ordinea așezării lor geometrice, insistînd mult asupra șisturilor cristaline ale autohtonului danubian. Ținem să subliniem că folosim noțiunea de serie atît stratigrafic cât și în sens petrografic. Pe lîngă complexe separate, vom prezenta migmatite și roci granitoide precum și formațiunea de Vidra.

**Cristalinul autohton. Seria amfibolitelor de Măru.** Se situează în partea de vest a suprafeței cercetate, la sud de satul Măru.

Alcătuirea petrografică a acestei serii nu este unitară, distingîndu-se diferite aspecte ca urmare a compoziției mineralogice. Rocile cele mai răspîndite sînt ortoamfibolite rubanate, ce alcătuiesc aproape în întregime seria, urmate de ortoamfibolite cu hornblendă și biotit, metacuarț-diorite cu biotit și cu totul subordonat întîlnim metagraywacke cu biotit și clorit.

<sup>6</sup> P. Zimmermann, Voichița Zimmermann. Raport asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier și neferoase în partea de nord a masivului Retezat. 1965. Arh. Com. Stat Geol.



**Ortoamfibolite.** În aceste roci hornblenda este dezvoltată scurt, prismatic și de cele mai multe ori prezintă un habitus alungit. Textura rocii este orientată și rareori trece spre un aspect masiv. În general amfibolitul este de culoare verde-verde brună, avînd o bordură de actinot și uneori clorit.

Feldspatul plagioclaz nu este proaspăt fiind sericitizat, iar în partea centrală e transformat într-un agregat pîslos saussuritic. Zona marginală a plagioclazului are o compoziție albitică limpede. Proporția dintre feldspatul plagioclaz și hornblendă este aproape egală.

Cuarțul prezintă aspecte deosebite. Cel mai răspîdit este cuarțul recristalizat ce ocupă spațiile dintre plagioclaz și hornblendă, alte ori apare inclus în hornblendă.

Biotitul îl găsim mult mai rar, cu dezvoltare izometrică transformat parțial în clorit. Se mai observă epidotul depus pe fisuri, apatit inclus în hornblendă și rutil inclus în biotit. Proporția egală între feldspatul plagioclaz și hornblendă, conținutul în titanit și prezența apatitului în hornblendă sînt indicații că aceste amfibolite provin din roci eruptive, de tipul unor diorite și cuarț-diorite cu hornblendă. Unele ortoamfibolite cu un procent ridicat în hornblendă au fost considerate de I. Rădulescu și Ludmila Rădulescu<sup>7</sup> ca reprezentînd metagabbrouri. Ținem să menționăm prezența unei roci ultrabazice constituită din relice de piroxenii orthorombici, transformați parțial în bastit și înconjurate de un agregat dens de talc. Această apariție se situează la confluența pîrîului Bratonia cu valea Bistra Mărului.

**Metacuarțdiorite cu biotit.** Pe lîngă amfibolitele rubanate se întîlnesc roci feldspatice asociate intim cu ele, în care hornblenda scade treptat cantitativ în favoarea biotitului, ajungîndu-se pînă la un termen extrem în care hornblenda dispăre aproape complet. Această înlocuire a componentilor petrografici ilustrează o evoluție de consanguinitate pe fondul diferențierii unei magme dioritice, metamorfozate.

Termenul extrem, pe care-l vom descrie în mod sumar, este un metacuarțdiorit cu biotit, la a cărui compoziție mineralogică participă feldspatul plagioclaz saussuriticizat, (identic ca aspect cu cel din ortoamfibolit) cuarț recristalizat, biotit parțial cloritizat, apatit și minerale opace alcătuiind o structură faneritică ce amintește originea lor intrusivă. Ulterior, în complexul amfibolic s-au produs unele transformări ale echili-

<sup>7</sup> Vezi nota 5.



brelor minerale, observate prin înlocuirea incipientă a hornblendei cu actinot, cloritizarea biotitului și formarea de epidot, modificări ce indică o diaftoreză.

Aspectele descrise mai sus, permit să se tragă concluzia asupra existenței unei rubanări primare, în care benzile leucocrate, uneori destul de largi, reprezintă zonele mai sărace sau chiar lipsite de hornblendă. Amfibolitele din valea Jiului prezintă de asemenea o rubanare primară (G. Manolescu, 1937). În afară de această subzonare primară, apare și o rubanare provenită printr-un proces de diferențiere metamorfică.

Ortoamfibolitele, sînt străbătute de filonașe aplitice și pegmatitice de dimensiuni centimetrice, uneori chiar discordant față de rubanarea primară și metamorfică. Aceste filonașe sînt ulterioare fazei principale de metamorfism.

Metagraywacke cu clorit și biotit alcătuiesc intercalații a căror origine premetamorfică este net sedimentogenă. Structura cristaloclastică, prezența elementelor litice heterogene, dovedesc cu prisosință apartenența acestor intercalații la graywacke. Ele reprezintă pachete de roci sedimentogene nedigerate, în care s-a intrus corpul eruptiv dioritic.

Urmărirea metagraywackelor este înlesnită de aspectul caracteristic al unor șisturi clorit-biotitice bogat feldspatice, cu textura șistoasă. În vecinătatea granitului de Muntele Mic se observă formarea de migmatizare, ce afectează parțial zonele cu metagraywacke din complexul amfibolic.

*Seria de Măgura-Marga.* Al doilea termen în orizontarea terenurilor cristaline din autohton îl prezintă complexul șisturilor cuarțitice. El se dezvoltă în partea de mijloc a perimetrului, la vest de vârful Măgura-Marga, alcătuind zona axială a unei cute anticlinale culcate spre nord. În partea de nord a perimetrului seria este traversată de valea Niermeșului.

Caracteristic acestei serii este preponderența materialului premetamorfic terigen din care s-au format șisturile cuarțitice cloritoase cu biotit și muscovit, la care s-au asociat tufuri bazice, tufite și roci eruptive (ortoamfibolite) în proporție foarte redusă. Complexul terigen aparține ca facies metamorfic la șisturile verzi, încadrîndu-se în subfaciesul



cuart-albit (F. Turner, I. Verhooogen, 1960). Prezența hornblendei în ortoamfibolite și în metatufuri bazice, nu o putem considera ca determinând faciesul mineralogic albit—epidot—amfibolic ci reprezintă un relict a cărei readaptare nu s-a realizat la nivelul metamorfismului șisturilor înconjurătoare.

În această serie se suprapune o fază de migmatizare legată atât de zona granitizată de Șucu situată mai la sud de Poiana Mărului, cât și de granitoidele de Muntele Mic.

Vom descrie mai jos câteva din tipurile principale de roci.

Șisturile cuarțitice cu clorit ( $\pm$  biotit) reprezintă fondul petrografic al complexului. Studiul microscopic evidențiază o textură orientată, plan-șistoasă și o structură granoblastică pînă la granolepidoblastică. Mineralogic sînt constituite din cuarț cu o granoclasare evidentă, alcătuiind o dispunere paralelă cu mineralele foioase (pl. I, fig. 1). Aceste sortări țin de etapa de evoluție sedimentară și vin să sublinieze originea terigenă a materialului. Între planele de cuarț întîlnim clorit provenit din biotit și sericit.

Feldspatul este un albit. Se pare că parte din feldspat a fost transformat în calcit și epidot, fenomen întîlnit destul de des.

Șisturile tufogene. În această grupă de roci am cuprins atât șisturile ce provin din metamorfozarea unor tufuri bazice cât și a unor tufite ce apar sporadic și cu o dezvoltare foarte redusă.

Mineralogic sînt constituite din clorit, epidot, actinot, albit, cuarț, magnetit, calcit, biotit. Termenii mai tufitici se caracterizează prin abundența cuarțului și sericitului, pe lîngă ceilalți componenți amintiți. De reținut că biotitul este cloritizat.

Amfibolitele. Se găsesc în partea cea mai profundă a zonei șisturilor cuarțitice, unde formează intercalații cu grosimi variabile. Unele amfibolite, cum sînt cele de la vîrfurile Măgura, valea Porosița, au un aspect granular sugerînd o proveniență eruptivă. Examenul microscopic a confirmat existența ortoamfibolitelor întrucît mai sînt păstrate structuri ofitice în care se disting plagioclazi înconjurați de prisme divergente de amfiboli. Hornblenda este de culoare brună, brun-verzuie cu treceri în zonele periferice spre actinot și mai rar în clorit (pl. I, fig. 2).

Feldspatul plagioclaz este de compoziția unui albit, de cele mai multe ori sericitizat. Titanitul, este nelipsit și se găsește uneori în pro-



porție apreciabilă. Prezența hornblendei brune este o indicație pentru o origine magmatică.

Majoritatea amfibolitelor însă, prezintă o textură pronunțat șistoasă, rezultat al ștressului puternic, care orientează hornblenda, plagioclazul și ceilalți componenți ai rocii, paralel cu șistozitatea metamorfică. Pe lângă șistozitatea de cristalizare se mai observă uneori și stratificația primară a rocii pusă în evidență prin variația granulometrică a componentelor minerale.

În amfibolitele șistoase se întâlnește aceeași hornblendă brună ca în amfibolitele cu structuri ofitice, ceea ce conduce la părerea că amfibolitele șistoase au componenți de natură magmatogenă. Această părere este sprijinită și de faptul că aceste amfibolite au un conținut important de titanit.

Dintre amfibolitele șistoase, cele constituite exclusiv din hornblendă brună și plagioclaz reprezintă tufuri bazice, care trec spre metatufite bazice prin îmbogățirea în cuarț, sericit, epidot.

*Seria de Barnița-Zăicani.* Partea superioară a șisturilor cristaline din autohton este constituită dintr-o serie de șisturi a cărei origine premetamorfică vulcanogen-terigenă este evidentă. Această serie formează o zonă continuă din bazinul văii Bistra Mărului pînă în valea Niermeșului și se continuă mult spre est, în afara perimetrului ajungînd în valea Nucșoarei.

Seria de Barnița-Zăicani prezintă variații de facies, în partea de sud predominînd vulcanitele bazice (metatufuri și metatufite bazice), pe cînd în partea de nord (valea Hodinț—valea Niermeșului) vulcanitele bazice sînt subordonate, făcînd loc unor vulcanite acide însoțite de meta-graywacke și cuarțite. Această serie cuprinde complexul sericito-cloritos al seriei de Drăgșan (L. P a v e l e s c u, 1952).

O caracteristică a acestei serii, indiferent de locul de apariție, este asocierea ei cu metakeratofirele (vezi harta geologică), reper prețios în determinarea părții superioare a șisturilor cristaline din autohton.

Metamorfismul seriei de Barnița-Zăicani a avut loc la nivelul faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-clorit-muscovit (F. T u r n e r, I. V e r h o o g e n, 1960), cu excepția amfibolitelor unde faciesul mineralogic este corespunzător subfaciesului albit-epidot-amfibolic. Această



neconcordanță rezultă din persistența hornblendei care arată numai o tendință de adaptare la noile echilibre minerale.

**Metatufite și metatufuri bazice.** Șisturile clorito-sericitoase ( $\pm$  biotit), alcătuiesc aproape în întregime partea de sud a acestei serii. În compoziția lor mineralogică intră: albit, clorit, sericit, cuarț, muscovit, biotit. Materialul vulcanogen este reprezentat prin abundența cloritului, albitului, epidotului, și titanitului. Aceste metatufite bazice sînt asociate cu șisturi clorit-epidotice și șisturi clorit-actinolitice cu magnetit, a căror origine este net tufogenă. Rezultă deci, că sîntem în fața unor alternanțe de material de origine mixtă, pe seama căruia s-au format atît șisturi clorito-sericitoase cît și roci tufogene tipice. Prezența biotitului în tufite este pe cale de transformare în clorit, mărturie a proceselor de diafloreză în regiune. Această stivă de metatufite bazice din partea de nord și sud este asociată cu metakeratofire, reper sigur al seriei de Barnița-Zăicani.

Metakeratofirele alcătuiesc un reper sigur al seriei de Barnița-Zăicani formînd iviri concordante, foarte reduse ca grosime însă cu extindere mare, fapt ce ușurează urmărirea și paralelizarea seriei. Roca are un aspect cu totul deosebit, este de culoare albă, textura șistoasă și intens caolinizată, încît poate fi ușor recunoscută în stiva șisturilor cristaline ce alcătuiesc complexul.

Sub microscop se distinge o structură trahitică, constituită din microlite de albit cu orientare paralelă (pl. I, fig. 3). Dimensiunile albitului sînt cuprinse între 0,02—0,1mm. Foarte rar se recunosc fenocristale de albit cataclazate și orientate tectonic. Unele fenocristale de albit au structura în șah, ilustrînd un aport de sodiu. Cu totul sporadic se observă microclinul. Cuarțul se găsește în benzi discontinuie, alături aglomerat în noduli cu extincție rulantă evidentă. Mineralele foioase sînt prezente prin sericit și clorit, subliniind aspectul textural șistos al metakeratofirelor. Metatufurile și metatufitele acide se întîlnesc foarte bine dezvoltate în nord și cu totul sporadic în partea de sud. Ceea ce le caracterizează este culoarea albă și textura orientată. Dintre componenții mineralogici se observă cuarț, feldspat, sericit și clorit. Sub microscop recunoaștem metatufuri acide, constituite din feldspat albitic, în parte idiomorf, alături cu conture subangulare, ortoză maclată după legea Karlsbad și cuarț. Aceste cristale sînt prinse într-o metastază formată din aceleași minerale (cuarț și feldspat, cuarț fin cristalizat) la care se adaugă sericit și mult



mai rar clorit. Apariția metatufitelor se face prin îmbogățirea rocii în material terigen ( cuarț, sericit), în care începe să se observe o granoclāsare, însoțită de o subliniere a șistuoziității metamorfice. Metatufitele sînt mai răspîndite ca metatufurile. Cele două tipuri de roci, apar intin asociate încît trecerea de la tufuri la tufite se face pe nesimțite.

Amfibolitele apar mai frecvent în partea de nord unde am separat cîteva intercalații. Amfibolitele sînt constituite din hornblendă verde-brună, alteori brună, plagioclaz în parte sericitizat, la care se asociază granule de cuarț și uneori biotit cloritizat. Hornblenda este dezvoltată scurt prismatic și este înlocuită pe margini de actinot. Această înlocuire este uneori numai incipientă și vădește diaftoreza care a mai fost menționată.

În partea de sud pe valea Barnița, șisturile amfibolice sînt intin asociate cu metagraywacke de culoare albă, fără a reprezenta însă un aspect rubanat.

În șisturile amfibolice se observă microritmuri. Ele sînt alcătuite din zone de cuarț granular cu treceri gradate la o granulație mai fină, pentru a se încheia la partea superioară cu o zonă de clorit, sericit, epidot, actinot. Un alt aspect de microritmuri constă într-o alternanță de cuarț fin echidimensional, alternînd cu plane formate riguros din clorit, epidot, hornblendă. Prezența microritmurilor și asocierea cu metagraywacke feldspatice și șisturile amfibolice arată o depunere rapidă, în stadiul de sedimentare, caracteristic fazei inițiale de geosinclinal. Ceea ce este interesant de observat, este faptul că hornblenda brună din șisturile amfibolice se aseamănă cu hornblenda din amfibolitele complexului terigen, indicînd probabil o remaniere din aceste roci. Aceste observații ne duc la concluzia că șisturile amfibolice sînt de natură sedimentogenă.

Metagraywacke se întîlnesc la diferite nivele ale seriei de Barnița-Zăicani în ambele faciesuri separate; predomină însă în partea de nord. În partea de sud, roci de tipul metagraywacke se întîlnesc în baza complexului, marcînd un material premetamorfic mai grosier. Corespondentul geometric al acestor metagraywacke în partea nordică este un cuarțit cu sericit. Rocile sînt constituite predominant din feldspat plagioclaz de origine heterogenă, cuarț, muscovit, clorit, biotit și amfiboli.

În secțiuni subțiri nu se observă o diferențiere metamorfică pronunțată, cu formare de benzi paralele, ci un material haotic reunit, foarte slab orientat, în care predomină feldspatul. Acesta este cuprins într-o



rețea clorit-sericitoasă, reprezentând cimentul inițial argilos al acestor graywacke. Plagioclazul prezintă conture angulare și subangulare subliniind un aspect breicios caracteristic. Se întâlnește de obicei proaspăt și numai uneori sericitizat (pl. I, fig. 4).

Cuarțul constituie uneori elemente litice, reprezentate prin fragmente subangulare de cuarțite cu sericit. În mod obișnuit, cuarțul este mărunț cristalizat alcătuind un mozaic cu granulație diferită. Nu este exclus ca unele părți ale mozaicului de cuarț în care granulația este diferită să reprezinte grăunțe de cuarț cataclazate.

Mineralele foioase alcătuiesc un țesut foarte fin, dispus în toate sensurile și sînt reprezentate prin clorit, sericit și biotit cu lamele de clorit.

În concluzie, compoziția mineralogică și structura relict cristalo-clastică confirmă existența metagraywackelor, ca un termen petrografic important în alcătuirea seriei de Barnița-Zăicani.

În seria de Barnița-Zăicani, la obîrșia văii Slatina, întîlnim două apariții de metacuarțdiorite, foarte asemănătoare cu cele descrise în seria amfibolitelor de Măru. Acest fapt vine să sprijine ideea că rocile intrusive, din al căror metamorfism a rezultat seria amintită, s-au pus în loc și la nivele mai superioare.

Serpentinite, apar ca mici lentile incomplet transformate în șisturi talcoase în partea mediană a seriei de Barnița-Zăicani. Acestea din urmă sînt exploatare intensiv în trei cariere la sud de Marga. Serpentinitele netalcizate formează două corpuri alungite, în seria de Măgura-Marga, la obîrșia văii Mînzului și pe valea Poroșița.

Petrografic sînt constituite dintr-o masă de antigorit, diferit orientată, constituind structuri fin lamelare. Aspectul structural poate fi pus în legătură cu formarea serpentinitului pe seama unui piroxenit. Serpentinitele au suferit o talcizare intensă la sud de Marga și la vest de valea Mînzului. În cariere se observă lentile mici ( $1 \times 2$  m) de serpentinit, care nu sînt afectate de acest fenomen. În vecinătatea zonelor cu serpentinite talcizate am identificat apofize și filoane de diorite cu biotit. Prezența acestor roci ne sugerează ideea că talcul s-a format printr-un aport de silice legat de prezența rocilor intrusive amintite.

#### *Migmatite și roci granitoide*

Seria de Măgura-Marga cît și seria de Barnița-Zăicani sînt afectate de fenomene de migmatizare. Răspîndirea migmatitelor în cadrul supra-



feței cercetate este capricioasă. Numai în partea de sud se pot separa două zone distincte de migmatite; una legată de zona granitizată de Șucu și cealaltă legată de granitoidele de Muntele Mic.

Migmatitele ce aparțin zonei granitizate de Șucu apar în seria de Măgura-Marga în vecinătatea granitului de Vîrful Pietrii, pe cînd migmatitele granitoidelor de Muntele Mic sînt cantonate în partea centrală a seriei sus-amintite și cu totul sporadic în seria Barnița-Zăicani.

*Migmatitele legate de granitoidele de Muntele Mic.* În suita rocilor migmatice, legate de granitoidul de Muntele Mic distingem atît migmatite metablastice care sînt preponderente, cît și migmatite metatectice, care sînt mai slab reprezentate (N. Gherasi și H. Savu, 1964).

Migmatitele metablastice prezintă aspecte variate, prin dezvoltarea și răspîndirea inegală a porfiroblastelor de feldspat. Cele mai frecvente sînt tipurile cu dezvoltare oculară (migmatite oculare). Porfiroblastele pot fi larg dezvoltate, cu un aspect ocular (10—15 mm) și uneori cu porfiroblaste mai mici care imprimă rocii un aspect nodular (migmatitele granulare).

Metablastele sînt constituite din microclin ce conține incluziuni de plagioclaz cu margini albitice. Unele cristale de microclin sînt albitizate observîndu-se structura în scînduri de șah. Paleosoma se distinge foarte bine în secțiuni și este formată dintr-un agregat cuarțo-feldspatic, alternînd cu benzi micacee muscovitice cu biotit și sericit.

Migmatitele metatectice au un aspect textural diferit. Se caracterizează printr-o rubanare largă, constituită din plane paralele de minerale foioase reprezentate prin muscovit, sericit, biotit, clorit și cuarț, alternînd cu plane de culoare albă, cuarțo-feldspatică formate din feldspat plagioclaz, feldspat potasic și cuarț. Originea acestor migmatite se leagă de venirea unor soluții de compoziție aplitică în coperișul șistos al granitului de Muntele Mic.

Pe lîngă tipurile de roci migmatice descrise, valea Bistra străbate granitoidele de Muntele Mic, cu textură șistoasă pînă la masivă.

*Migmatitele legate de zona Șucu.* Zona granitizată de Șucu, a fost reprezentată distinct în harta geologică și ocupă aria de răspîndire a seriei Măgura-Marga din partea sa superioară.



Aici de asemenea întâlnim migmatite metablastice (gnaise oculare și gnaise granulare) cu maximum de dezvoltare în partea de mijloc a văii Vidra cât și migmatite metatectice, rubanate, cu totul subordonate.

O caracteristică a migmatitelor legate de zona de Șucu este predominarea feldspatului potasic asupra celui plagioclaz și abundența biotitului dintre mineralele foioase.

Granitoidele de Muntele Mic, se dezvoltă caracteristic pe o suprafață redusă în malul stîng al văii Bistra Mărului. Aspectul textural este șistos-cu tendință locală de formare a unei texturi masive. Petrografie a fost descris de Fr. Schafarzic (1899) și I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu (1958)<sup>8</sup>. Ținem să subliniem că apariția granitoidului de Muntele Mic din valea Surupată este mai nouă decît învelișul lui migmatic (N. Gherasi și H. Savu, 1964). Analiza chimică executată încadrează roca intrusivă<sup>8</sup> la o magmă calcoalcalină de tip leucogranitic (P. Niggli, 1927).

*Masivul granitic de Vîrful Pietrii.* Se întâlnește în partea de sud-est a suprafeței cercetate. Este un granit intrusiv cu aureolă de metamorfism termic la contact cu șisturile cristaline înconjurătoare. Aspectul comun este un granit ușor orientat cu muscovit. Zona marginală este mai acidă și împrumută o textură gnaisică, formată după consolidarea granitului. În secțiuni întâlnim cuarț, feldspat plagioclaz cu microlite și zoizit, sericit, microclin de două generații și muscovit. Fenomenul cel mai răspîdit este corodarea plagioclazului de către microclin (N. Gherasi, 1937). Uneori se observă o situație inversă, feldspatul potasic este înglobat de feldspatul plagioclaz fenomen pus pe seama celei de a doua generații de microclin.

O caracteristică a granitului de Vîrful Pietrii este prezența granatului și lipsa totală a mineralelor opace. Faciesul marginal al granitului corespunde unei magme calcoalcaline de tip trondhjenitic<sup>10</sup>. În zona marginală, ca și în interiorul granitului de Vîrful Pietrii întâlnim enclave de șisturi cristaline incomplet digerate.

La contactul granitului de Vîrful Pietrii cu șisturile cristaline se observă o aureolă de contact termic, ce determină o creștere a cristali-

<sup>8</sup> Vezi nota 5.

<sup>9</sup> Vezi nota 6.

<sup>10</sup> Op. cit. 6.



nității și compactității rocilor din jur. Modificări în compoziția mineralogică se constată prin apariția biotitului crescut poikiloblastic, granatului și mult mai rar apariția amfibolilor de contact (vîrfurile Zănoaga, N. Gherasi, 1937). Relațiile granitului de Vîrfurile Pietrii cu zonele migmatice din autohton, confirmă vîrsta lui posterioară migmatitelor.

Filoanele acide sînt de compoziție cuarț-dioritică și se întîlnesc la distanțe mari față de corpul intrusiv. Cea mai mare răspîndire se cunoaște în zona carierii de talc de la Marga. Analiza chimică executată arată că în diferențiatele filoniene ale granitului de Vîrfurile Pietrii există tendința spre o magmă potasică<sup>11</sup>.

*Formațiunea de Vidra.* Formațiunea de Vidra a fost descrisă în literatura geologică sub numele de „seria de Vidra”<sup>12</sup>, ca reprezentînd o stivă de șisturi paleozoice slab metamorfozate.

Dezvoltarea caracteristică a formațiunii de Vidra se întîlnește în partea de sud a zonei cercetate, în bazinul văilor Roșia—Vidra—Valea Mare și sub forma unor petece izolate în partea de nord în valea Hodinț—valea Slatina.

Formațiunea de Vidra a fost împărțită în trei nivele alcătuint episoade diferite în stadiul de evoluție premetamorfică. Petrografic și stratonic formațiunea de Vidra prezintă o asemănare cu seria de Tulișa (L. Pavelescu, 1961), care a fost împărțită în trei orizonturi.

O deosebire constă în faptul că în formațiunea de Vidra se recunosc cele trei orizonturi, însă dezvoltarea lor ca grosime este mult mai redusă.

Nivelul inferior, este reprezentat printr-un metasefit alcătuit predominant din elemente de cuarț (99%) „cimentate” într-un mortar mărunț de cuarț fin, albit, microclin și sericit. Sericitul subliniază uneori șistozitatea metamorfică incipientă a rocii. Variațiile petrografice ale acestui nivel apar cu totul sporadic și se întîlnesc la obrîșia văii Roșia, unde elementele litice feldspatice predomină asupra cuarțului. Pe valea Niermeșului acest nivel trece într-un cuarțit cenușiu-negru cu sericit. Natura premetamorfică a acestui nivel corespunde unui conglomerat matur dispus discordant peste seria Măgura-Marga cît și peste seria Barnița-Zăicani. Grosimea acestui nivel este cuprinsă între 5—20 m.

<sup>11</sup> Vezi nota 6.

<sup>12</sup> Vezi nota 4.



Nivelul mediu, este alcătuit din calcare negre și cenușii și din calcarenite șistoase cu pigment grafitos și pirită. Grosimea acestui nivel nu depășește 20 m, iar pe direcție sînt înlocuite uneori de șisturi calcaroase cu sericit și grafit pînă la șisturi cuarțitice cu sericit și grafit. Acest nivel se găsește atît în partea de sud a suprafeței cercetate, cît și în partea de nord, în vecinătatea contactului tectonic getic (autohton-Hodinț). Studiul microscopic a pus în evidență pe lîngă calcit, cuarț, sericit, muscovit rar biotit ambele de origine autigenă. Resturi organice au fost identificate și sînt reprezentate prin părți scheletice de echinoderme, printre care în mod cert piese de crinoide cu structuri reticulare bine conservate (pl. II, fig. 1, 2).

Nivelul superior. Are dezvoltarea cea mai mare ca grosime și extindere. Este format dintr-o alternanță de șisturi cuarțitice, grafitoase cu sericit și filite grafitoase cu sericit. Pigmentul grafitos este dispus între planele de cuarț-sericit și este mai abundent la partea superioară a complexului.

Pe Valea Mare, în șisturile nivelului superior ale formațiunii de Vidra am observat prezența șisturilor cu cloritoid. Grosimea acestui nivel este cuprinsă între 1—1,50 m.

Prezența cloritoidului încadrează formațiunea de Vidra în faciesul metamorfic al șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-muscovit-clorit-albit — cu cloritoid.

Piese de crinoide și celelalte resturi de echinoderme menționate mai sus dovedesc că formațiunea de Vidra nu poate fi mai veche decît Cambrianul superior.

**Cristalinul getic.** Șisturile cristaline ale domeniului getic se găsesc în partea de nord între comunele Marga-Măr și aparțin de unitatea mezo-metamorfică a masivului Poiana Ruscă.

Din cercetările anterioare întreprinse în partea de sud a acestui masiv<sup>13, 14, 15</sup>, s-a stabilit prezența mai multor complexe, din care în

<sup>13</sup> G. b. Neacșu, P. Zimmermann, Voichița Zimmermann. Prospecțiuni pentru minereuri de fier în regiunea Timcova—Jdioara. 1961. Arh. Com. Geol.

<sup>14</sup> O. Maier, L. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, Voichița Zimmermann, A. Andrei. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din partea de SE a masivului Poiana Ruscă. 1963. Arh. Com. Geol.

<sup>15</sup> O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, Voichița Zimmermann. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din regiunea Voislova—Lunca Cernii—Bucova. 1962. Arh. Com. Geol.



zona cercetată de noi, întâlnim orizontul superior al complexului terigen, precum și complexul terigen magmatogen feldspatizat, situat la partea superioară a unității mezometamorfice a masivului Poiana-Ruscă. Metamorfismul cristalinului getic a avut loc la nivelul faciesului amfibolitic, iar în zona Marga-Măgura, complexul terigen magmatogen feldspatizat aparține subfaciesului cu sillimanit, asupra căruia vom reveni mai jos. Atît orizontul superior al complexului terigen cît și complexul terigen magmatogen, alcătuiesc sinclinoriul Măgura—Bonțar—Criva, element structural major al părții de sud a masivului Poiana Ruscă<sup>16</sup>, <sup>17</sup>, <sup>18</sup>.

*Complexul terigen.* Orizontul superior vine în contact direct cu infrastructura autohtonului și este constituit exclusiv din șisturi cuarțitice cu biotit, muscovit ( $\pm$  granat) și paragneise cu două mîce. Caracterul petrografic inițial al șisturilor sus amintite a fost complet șters datorită fenomenelor de retromorfism și în parte de raporturile dintre cele două unități. Efectul retromorfismului asociat cu transformările tectonice în lungul planului de contact anormal, a condus la transformarea șisturilor cuarțitice cu biotit și muscovit ( $\pm$  granat) într-o stivă de șisturi cuarțitice cloritoase cu sericit intens laminate. În afară de readaptările chimice, în rocă recunoaștem numeroase stadii de deformare mecanică, reprezentate prin cataclazite, milonite și breccii tectonice. Aspectul actual al acestui complex este al unor șisturi verzi care anterior au fost considerate ca un termen al autohtonului.

Cataclazitele s-au format pe fondul șisturilor biotito-muscovitice cu granat, din care a rezultat o rocă cu textura tipic cataclastică în care se poate recunoaște cu destulă dificultate aspectul inițial al rocii. Mineralele rigide ca granatul, cuarțul, mai puțin feldspatul plagioclaz sînt sparte, rotite și remobilizate într-un aspect caracteristic. Efectul diaforitic al solicitărilor mecanice se observă prin cloritizarea biotitului și a granatului, sericitizarea feldspatului plagioclaz și transformarea muscovitului într-un sericit cu culori reduse de birefrință. Micele sînt intens contorsionate și însoțesc mișcarea provocată de rotirea mineralelor rigide.

Amfibolitele din complex sînt transformate în șisturi actinolitice cu clorit, într-un cadru de reangrenare texturală evidentă. Cataclaza este

<sup>16</sup> Op. cit. pag. 68 pct. 14.

<sup>17</sup> Op. cit. pag. 68 pct. 15.

<sup>18</sup> Op. cit. pag. 57 pct. 6.



cel mai răspândit fenomen de deformare mecanică în complexul terigen (orizontul superior).

Milonitele reprezintă un stadiu avansat al deformărilor mecanice și le întâlnim cu predilecție la partea superioară a orizontului. Aceste roci, corespund planelor de-a lungul cărora s-au concentrat eforturi tectonice de mare amploare, încît nu mai putem reconstitui aspectul inițial al rocii. Astfel, de la stadiul cataclazitelor, prin avansarea presiunilor orientate, mineralele rigide sînt laminate, sfărîmate și aglomerate în centrele elipsoidale ori benzi discontinue (pl. II, fig. 3) cimentate cu minerale de neoformație, reprezentate prin clorit și sericit. Aspectul milonitelor devine și mai încărcat prin apariția unor plane de ruptură, intime, de-a lungul cărora se deplasează compartimente întregi de rocă.

Breciile sînt sporadice și sînt constituite din părți heterogene, diferit orientate, cum sînt pe valea Hodințului, unde apar microbrecii situate în vecinătatea planului de șariaj.

*Complexul terigen magmatogen feldspatizat.* Acest complex formează în întregime zona axială a sincliniului Măgura—Băuțar—Criva. În alcătuirea lui participă predominant paragneise și gnaise cu microclin, însoțite de migmatite și ortoamfibolite. O dezvoltare destul de mare o au și sisturile cuarțitice cu muscovit-biotit ( $\pm$  granat) și paraamfibolite. O mențiune specială o constituie prezența unor gnaise cu sillimanit întâlnite pe valea Hodinț și Hodincior (pl. II, fig. 4). Sillimanitul însoțește biotitul pe care îl înlocuiește dezvoltîndu-se uneori și sub formă de fibrolit. Cu prilejul prospecțiunilor din anii precedenți<sup>19</sup> acest complex a fost descris foarte detaliat încît vom trece peste partea descriptivă și vom aminti că în legendă sînt trecute toate tipurile principale de roci întâlnite în acest complex.

Ținem să subliniem cîteva asemănări legate de cristalinul din Poiana Ruscă de sud, a cărei continuare firească reprezintă complexul terigen magmatogen feldspatizat.

Amfibolitele sînt constituite din hornblendă brună-verde, feldspat plagioclaz, cuarț, titanit abundent alcătuiind uneori structuri faneritice cu aspect de rocă intrusivă. Aceste caractere permit să fie considerate ortoamfibolite provenite pe seama unor diorite și cuarț-diorite cu hornblendă.

<sup>19</sup> Vezi nota 14.



Asociat migmatitelor metablastice, se întîlnesc la nord de Marga, pe valea Niermeșului gnaise leucocrate, foarte fin cristalizate cu structura aplitică în care recunoaștem microclin de neoformație ce corodează albitul cristalizat anterior. Aceste gnaise migmatice par a fi mai noi decît restul migmatitelor, încît pot fi sincrone cu gnaisele granitoide de la Criva <sup>20</sup>.

### Tectonica

Rezultatele tectonice obținute în zona cercetată sînt de natură să completeze și să ridice probleme noi legate de evoluția celor două mari unități ale cristalinelui Carpaților meridionali. Faptul că localitățile Marga—Măr—Poiana Mărului, se situează în zona de îmbinare a două direcții structurale diferite, respectiv nord-sud direcția banatică și est-vest direcția predominantă în Carpații meridionali vine să sublinieze complexitatea structurală a zonei cercetate.

Unitatea cristalinelui getic, este alcătuită structural din continuarea spre sud-vest a sincliniului Măgura—Bonța—Criva <sup>21, 22, 23</sup>, al cărui ax are direcția generală vest sud vest-est nord est. Această cută majoră a fost recunoscută de noi pe o distanță de 9 km între Bouțari și Măgura. În alcătuirea acestei unități am separat orizontul superior al complexului terigen și complexul terigen magmatogen feldspatizat, constituind flancul sudic al sincliniului amintit. Orizontul inferior al complexului terigen nu apare în regiunea studiată și petrografic reprezintă roci cu un retro-morfism foarte avansat ajungînd pînă la adevărate șisturi epimeta-morfice.

În zona Marga, flancul sudic al cutoi complexe este format din cîteva cutoi minore ce se grefează pe structura mare, cutoi care nu aduc decît modificări locale.

Contactul tectonic dintre Pînza getică și cristalinel autohton are loc în cea mai mare parte la nivelul complexului terigen (orizontul superior) excluzînd partea de est unde relațiile anormale se ridică pînă în complexul terigen magmatogen feldspatizat. Linia de contact anormal între cele două unități, cu direcția est-vest a fost desemnată pe hartă,

<sup>20</sup> Vezi notele 13, 14, 15.

<sup>21</sup> Vezi nota 14.

<sup>22</sup> Vezi nota 15.

<sup>23</sup> Vezi nota 6.



la partea inferioară a orizontului superior, care prin aspectul lui actual a fost atribuit anterior autohtonului. Paralel cu planul de șariaj și mai la nord se poate recunoaște o falie direcțională deosebit de importantă ce separă cele două complexe. Planul de șariaj, este destul de înclinat, însă în general nu depășește  $65^\circ$  spre nord.

Această situație, sugerează posibilitatea ca planul de șariaj să fi jucat ulterior, producându-se o creștere a înclinării prin scufundarea unității getice. Mișcări disjunctive au generat trei falii transversale care au fragmentat planul de șariaj, afectând atât cristalinul getic cât și cristalinul autohton.

În autohtonul danubian, explicarea curburii șisturilor cristaline nu se poate face decât într-un cadru regional mai larg. Din lucrările precedente (N. Gherasi 1937)<sup>24</sup>,<sup>25</sup>, completate cu date noi de P. Zimmermann și Voichița Zimmermann rezultă o structură anticlinală majoră avînd în zona sa axială masivele granitoide Petreanu și Vîrful Pietrii. Acest anticlinal se afundă treptat spre vest ceea ce este confirmat și de elementele lineare măsurate. Flancurile acestei structuri majore sînt constituite din diferiți termeni ai seriei Măgura—Marga și seriei de Barnița—Zăicani, a cărei închidere periclinală se situează în zona perimetrului cercetat de noi.

O confirmare a acestui punct de vedere rezultă din mențiunea făcută de A. I. Codarcea<sup>27</sup> că în regiunea Vidra—Racotul Mare, șisturile cristaline se încurbează periclinal față de masa granitului de Vîrful Pietrii. Prezența structurii anticlinală majore Petreanu—Pietrei poate să fie consecința deplasării unui compartiment al platformei moesice, prin subîmpingere către nord.

A. Streckeisen (1934) consideră arcul invers al Carpaților Meridionali ca rezultatul unei subîmpingeri dispre sud-est a unui promontoriu getic. În această accepțiune, vom descrie elementele structurale recunoscute în regiune, ca reprezentînd cîte grefate pe zona de închidere periclinală a structurii amintite.

<sup>24</sup> N. Gherasi. Raport geologic privind munții Petreanu și Retezat. 1952. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>25</sup> N. Gherasi. Raport geologic privind munții Petreanu și munții Bistrei. 1953. Arh. Com. Stat Geol. București.

<sup>26</sup> Op. cit. pag. 57 pct. 6.

<sup>27</sup> Op. cit. pag. 58 pct. 4.



Astfel, elementul structural predominant este anticlinalul asimetric Măgura—Marga cu flancul estic invers (ceea ce rezultă din observarea de microcute) și sinclinalul situat la est de această cută. Ambele structuri sînt retezate în partea de nord de o dislocație importantă, falia Măru—Niermeș, de-a lungul căreia compartimentul nordic este mai coborît. În seria de Măgura—Marga se conturează un anticlinal flancat la sud-est de șisturile vulcanogene ale seriei de Bărnița—Zăicani. Transgresiv pe ambele serii, se dezvoltă formațiunea de Vidra. Tectonica disjunctivă este reprezentată prin numeroase falii dintre care vom aminti pe cele care ne ajută să descifrăm structura regiunii.

În partea de vest, contactul dintre seria amfibolitelor de Măru și seria de Măgura—Marga, este marcat de o dislocație cu direcția nord-est—sud-vest. De-a lungul acestei linii seria amfibolitelor ocupă o poziție anormală, superioară seriei de Măgura—Marga. În privința vârstei acestui deranjament major sîntem înclinați a crede că este mai vechi decît faza de migmatizare, întrucît această linie tectonică nu întrerupe magmatitele. Spre sud, acest deranjament corespunde cu zona granitoidelor de Muntele Mic (N. Gherasi și H. Savu, 1964).

În bazinul Valea Mare, formațiunea de Vidra este încălecată de șisturile vulcanogene ale seriei Bărnița—Zăicani de-a lungul unei falii direcționale, a cărei continuare se regăsește pînă în valea Niermeșului. În vecinătatea acestui contact, au fost semnalate șisturile cu cloritoid în seria de Vidra. Acest contact anormal prezintă un paralelism cu limita cartografică a granitului de Virful Pietrii.

În partea de nord fiind mult mai apropiat de contactul getic este afectat de mai multe dislocații direcționale, dintre care amintim de dislocația între seria de Măgura—Marga și seria de Bărnița—Zăicani.

Din categoriile faliilor radiare, ținem să subliniem prezența dislocației Măru—Niermeș menționate mai sus, deosebit de importante, care delimitează direcțiile structurale E—W din Carpații meridionali față de cele din Banat (N—S). În consecință în zona de curbură a Carpaților meridionali, racordarea între direcțiile menționate este numai aparentă. Cutele banatice orientate N—S sînt tăiate de dislocația Măru—Niermeș, iar cutele se regăsesc la N de aceasta, însă axele lor sînt orientate W—E fără ca să se observe o curbare gradată. Această dislocație importantă se situează la marginea închiderii periclinale a structurii majore amintite, avînd ca rezultat compartimentarea a două blocuri în autohton.



Accidentalul tectonic Măru—Niermeș este mai nou decît mișcările care au generat pînza getică, planul de șariaj fiind deplasat de această dislocație.

O poziție cu totul diferită față de arhitectura autohtonului o prezintă formațiunea de Vidra. Așezarea ei transgresivă peste seria de Măgura—Marga și seria de Barnița—Zăicani, confirmă o evoluție diferită de a șisturilor cristaline din autohton, un episod ulterior, în evoluția terenurilor cristaline ale acestei unități. În nivelul bazal al formațiunii de Vidra, se găsesc remaniate pe lingă cuarțite și roci granitoide, ceea ce demonstrează că acestea din urmă sînt mai vechi. De altfel, formațiunea de Vidra nu este afectată de migmatizare. În bazinul văii Vidra, migmatitele metablastice se opresc brusc fiind acoperite transgresiv de orizontul bazal al formațiunii de Vidra.

Considerînd aceste fapte ca reper al cronologiei geologice seria de Măgura—Marga și seria de Barnița—Zăicani constituie termeni mai vechi decît formațiunea de Vidra, între care se situează timpul corespunzător punerii în loc a granitoidelor.

O altă concluzie, rezultată din raporturile formațiunii de Vidra cu șisturile cristaline din autohton și getic. Astfel în partea de sud seria de Vidra este încălecată de seria de Barnița—Zăicani, de-a lungul unei falii direcționale, în timp ce în partea de nord (pîrîul Băleilor), ele vin în contact cu șisturile cristaline ale domeniului getic ținînd de orogeneza alpină. Aceste fapte subliniază sincronismul acestor dislocații, confirmînd părerea (A. I. C o d a r c e a, 1939) că relațiile getic-autohton au fost schițate ca timp în Paleozoic, după depunerea și metamorfozarea seriei de Vidra. Nu excludem nici ideea că această fază veche de mișcări să fi avut un caracter hotărîtor în actuala structură a celor două unități (H. Stille, 1953).

Faptul că seria de Vidra transgresivă este o stivă de șisturi slab metamorfozate, ne arată că au existat cel puțin două faze de metamorfism, bine distinse în timp, una corespunzătoare complexelor separate sub nivelul bazal al seriei de Vidra și alta care afectează seria de Vidra. În sprijinul acestei păreri vin și observațiile microtectonice ale elementelor plane, în care fisuri de tipul „ac” din seria Barnița—Zăicani nu-și găsesc continuarea în șisturile seriei de Vidra, ci se opresc în mod brusc de-a lungul acestui contact.



Din descrierile petrografice de șisturi cristaline din autohton, a rezultat sublinierea unor caractere de retromorfism prezente în toate complexele, cu excepția șisturilor ce alcătuiesc seria de Vidra. Această readaptare, la echilibre minerale noi este legată de etapa punerii în loc a rocilor granitoide și în parte de mișcările fazei alpine. Tot ca fenomen de retromorfism avansat (însoțit și de deformări rupturale) considerăm și complexul terigen al domeniului getic, care pare rabotat de avansarea complexului terigen magmatogen feldspatizat al aceeiași unități.

Din observații de teren, rezultă ideea că granitul de Vîrful Pietrii este mai nou decât zona granitizată de Șucu. Argumentul hotărîtor constă în prezența unor apofize de granit de Vîrful Pietrii, străbătînd zona granitizată de Șucu la obîrșia văii Vidra.

## BIBLIOGRAFIE

- Codârcea A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- Pavelescu L. (1961) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'autochtone danubien des Carpathes Méridionales. *Asoc. geol. Carpato-Balc., Congr. V*, 1961. București.
- Gherasi N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu (Carpathes Méridionales) *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1933), București.
- Manolescu G. H. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1933). București.
- Niggli P. (1929) Gesteine und Mineralprovinzen. Leipzig.
- Pavelescu L. (1961) Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différents formations cristalloyphyliennes de la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Asoc. geol. Carpato-Balc. Congr. V*, 1961. București.
- Răileanu Gr. (1961) Considerații generale asupra vîrstei șisturilor cristaline din autohtonul Carpaților Meridionali. *Asoc. geol. Carpato-Balc. Congr. V*, 1961. București.
- Maier O., Krăutner H., Mureșan M., Krăutner Florentina (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV/1. București.
- Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beihefte geol. Jahrb.* VIII Hannover.



- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII (1931). București.
- Schafarzik Fr. (1899) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung Borlova und Poiana Măru. *Jahresb. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1899. Budapest.
- Turner Fr., Verhoogen I. (1960) *Igneous and metamorphic petrology.* New-York.

## STRUCTURE ET PÉTROGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES MONTS ȚARCU (BANAT)

PAR

N. GHERASI, VOICHIȚA ZIMMERMANN, P. ZIMMERMANN

(Résumé)

Les recherches que nous avons entreprises dans la partie septentrionale de la zone de courbure des Carpates banatiques ont été abordées en appliquant des méthodes de stratigraphie et de géologie structurale. Les leviers géologiques au 10.000-ème ont mis en évidence plusieurs séries cristallophyliennes ayant des caractères distincts, confirmés par l'étude pétrographique. La région est formée de schistes cristallins d'épizone appartenant à l'autochtone danubien, chevauchés par la Nappe gétique qui consiste en schistes cristallins de mésozone. Nos recherches ont surtout porté sur les terrains métamorphiques de l'autochtone danubien.

L'Unité autochtone danubienne occupe la majeure partie du territoire étudié. Nous y avons distingué trois séries : la série des amphibolites de Măru, la série des schistes quartzitiques de Măgura—Marga et la série de Barnița—Zăicani formées de roches métavolcaniques basiques et acides et de métagraywackes.

La série des amphibolites de Măru représente le terme le plus profond de l'autochtone de la région étudiée. Cette série comprend des orthoamphibolites à hornblende et biotite, des métadiorites à biotite, ainsi que des intercalations de metagraywacke.

Les amphibolites rubanées, qui sont les plus fréquentes, ont l'aspect de roches intrusives en lame mince (diorites et diorites quartziques). Leur texture rubanée s'explique par un arrangement primordial lité des minéraux ainsi que par un processus de différenciation métamor-



PLANȘA I



## PLANȘA I

Fig. 1. — Cuarțit cu sericit și biotit cloritizat. N + 20 ×. Valea Mare. Seria de Barnița—Zăicani. Se disting lamine constituite din cuarț, sericit, epidot alternând cu lamine mai fine alcătuite din aceleași minerale. Blasteza nu a obliterat aspectul angular și subangular al cuarțului.

Quartzite à séricite et biotite chloritisée. N + 20 ×. Valea Mare. Série de Barnița—Zăicani. On aperçoit des lamines constituées de quartz, séricite, épidoles en alternance avec des lamines plus fines constituées par les mêmes minéraux. La blastèse n'a pas oblitéré l'aspect angulaire et subangulaire du quartz.

Fig. 2. — Ortoamfibolit. N || 20 ×. Valea Birlova. Seria de Măgura. Prisme de hornblendă verde cu o incluziune de titanit, (negru cu contur idiomorf), plagioclaz sericitizat, apatit.

Orthoamphibolite. N || 20 ×. Vallée Birlova. Série de Măgura. Prismes de hornblende verte à inclusions de titanite (noir à contour idiomorphe), plagioclase séricitisé, apatite.

Fig. 3. — Metakeratofir. N + 25 ×. Valea Mare. Seria de Barnița—Zăicani. Metakeratofir cu structură relict trahitică. În partea de mijloc zonele albe reprezintă bastonașe de albit dispuse paralel cu foliația. Zona de culoare închisă (dreapta jos) este alcătuită din biotit transformat parțial în muscovit.

Métakérophtyre. N + 25 ×. Valea Mare. Série de Barnița—Zăicani. Métakérophtyre à structure relict trachitique. Les zones blanches du milieu représentent des baguettes d'albite disposées parallèlement à la foliation. Zone de couleur sombre (en bas à droite) constituée de biotite partiellement transformée en muscovite.

Fig. 4. — Metagraywacke. N + 20 ×. Valea Slatina. Seria de Barnița—Zăicani. Plagioclaz, proaspăt subangular și rotunjit, prins într-un ciment siltitic cu cuarț, lipsit de granoclasare (partea din dreapta jos). În partea dreaptă, plagioclaz alungit înconjurat de sericit și clorit care formează un țesut cu separațiuni de magnetit (stînga sus). Métagraywacke. N + 20 ×. Valea Slatina. Série de Barnița—Zăicani. Plagioclase frais, subangulaire et arrondi, englobé dans un ciment siltitique à quartz, non-granoclassé (à droite en bas). À droite, plagioclase allongé entouré de séricite et de chlorite à séparations de magnétite (à gauche, en bas).



1



2



3



4

PLANȘA II



## PLAȘA II

- Fig. 1. — Calceșist cu entroce. N || 60 ×. Valea Slatina. Formațiunea de Vidra.  
Entroce în care se disting plane de maclă paralele cu foliația rocii și cu stratificația primară.  
Calcschiste à entroques. N || 60 ×. Valea Slatina. Formation de Vidra.  
Entroques où l'on distingue les plans des macles parallèles à la foliation de la roches et à la stratigraphie primaire.
- Fig. 2. — Calcare cu entroce. N || 70 ×. Valea Roșia. Formațiunea de Vidra. Frustulă dispusă paralel cu stratificația primară. Planele de maclă se disting bine și sînt oblice față de șistozitatea metamorfică. În partea de jos se observă granule de cuarț cu relief mai scăzut decît al calcitului. În partea de jos pigmentul grafitos este mai răspîndit.  
Calcaires à entroques. N || 70 ×. Valea Roșie. Formation de Vidra. Frustule disposée parallèlement à la stratification primaire. On distingue très bien les plans des macles qui sont obliques par rapport à la schistosité métamorphique. En bas on observe des grains de quartz dont le relief est moins accusé que celui de la calcite. En bas le pigment graphiteux est plus répandu.
- Fig. 3. — Ultramilonit micrcutat N || 50 ×. Cristalinul getic. Complexul terigen (orizontul superior). Valea Hodințu Mărănesc. Părțile mai închise sînt constituite din feldspat foarte fin, greu de distins și dungii de sericit. Părțile deschise fusiforme conțin cuarț și feldspat.  
Ultramyonite microplissé. N || 50 ×. Complexe terrigène (horizon supérieur). Vallée de Hodințu Mărănesc. Les parties sombres sont constituées de feldspath très fin difficile à déceler et de bandes de séricite. Les parties claires, fusiformes renferment du quartz et du feldspath.
- Fig. 4. — Paragneise cu silimanit N || 52 ×. Complex terigen (orizontul superior). Valea Hodincior. Cristale de silimanit cu biotit de neoformație (dunga închisă din colțul stîng). În partea de jos se observă cristale de silimanit aciculare, asociate cu biotit și sagenit.  
Paragneiss à sillimanite. N || 52 ×. Complexe terrigène (horizon supérieur). Valea Hodincior. Cristaux de sillimanite à biotite de néoformation (bande foncée coin gauche). En bas on observe des cristaux de sillimanite aciculaires accompagnés de biotite et de sagenite.

N. GHERASI și colab. Șisturi cristaline — N munții Țarcu.

Pl. II.



1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



phique. La série de Măgura—Marga vient en contact avec le massif granitique de Vf. Pietrei, elle constitue aussi la zone axiale de l'anticlinal de Măgura—Marga. Le matériel prémétamorphique a été hétérogène, tant par sa composition lithologique, que par sa granulométrie. Mentionnons la prédominance du matériel détritique d'origine terrigène aux dépens de celui volcanique (basique) avec lequel il alterne.

Le métamorphisme de cette série a eu lieu au niveau du sous-faciès quartz-albite-biotite-épidote appartenant au faciès des schistes verts (Fr. Turner, I. Verhoogen, 1960). La série est représentée par des schistes quartzitiques à muscovite  $\pm$  biotite, chlorite  $\pm$  épidote (pl. I, fig. 1) auxquels s'associent des métatuffites, des métatufs et de rares orthoamphibolites. Certaines amphibolites conservent une structure ophitique dans laquelle le plagioclase est entouré par des prismes divergents de hornblende.

La Série de Barnița—Zăicani représente la partie supérieure de l'autochtone. Cette série offre des variations de faciès; en effet dans la partie méridionale, des métavolcanites basiques sont prédominantes tandis que dans le N de la région, ces roches sont subordonnées, faisant place à des dépôts volcanogènes acides accompagnés de metagraywacke (pl. I, fig. 4) et de quartzites. La corrélation de ces deux faciès a été possible grâce à la présence de plusieurs intercalations de métakératophyres (pl. I, fig. 3) repère excellent qui apparaît dans la partie septentrionale aussi bien que dans la partie méridionale (voir la carte géologique de la région). La série de Barnița—Zăicani est représentée par des métatuffites basiques (schistes chloriteux à séricite  $\pm$  biotite) des métakératophyres, des métatufs et des métatuffites acides, des amphibolites, des metagraywackes et des serpentinites. À ces dernières roches se rattachent les schistes talqueux de Marga exploités dans quelques carrières. Leur genèse est expliquée par l'action du métamorphisme hydrothermal qui a succédé à la mise en place d'apophyses dioritiques situées près des affleurements de talc. La série de Barnița—Zăicani à caractère volcanique et terrigène a subi un métamorphisme moins prononcé que la série de Măgura—Marga dans les conditions du sous-faciès quartz — albite, chlorite — muscovite (faciès des schistes verts) tandis que les amphibolites font partie du sous-faciès quartz—albite—épidote—almandine ayant la paragenèse hornblende—albite—épidote.



Tant la série terrigène de Măgura—Marga que la série volcanogène et terrigène de Barnița—Zăicani ont été migmatisées. On y trouve des migmatites métablastiques à microcline et des migmatites métatectiques à lits granitiques leucocrates. Leur répartition est capricieuse mais on peut les rattacher à la zone granitisée de Șucu, située plus au S, ainsi qu'à la zone des granitoïdes de Muntele Mic (voir la carte ci-jointe).

Le massif granitique de Vf. Pietrei présente un caractère intrusif. Son contour permet de le rattacher aux massifs circonscrits (E. R a - g u i n). L'auréole de contact thermique du massif est peu développée. Certains filons différenciés présentent un chimisme indiquant que le magma accusait une tendance potassique.

La formation de Vidra est constituée par une succession de terrains sédimentaires faiblement métamorphisés; elle repose transgressivement sur la série de Măgura—Marga, ainsi que sur la série de Barnița—Zăicani. Conformément aux caractères lithologiques nous avons pu distinguer trois niveaux qui correspondent aux étapes successives de l'évolution prémétamorphique des sédiments. Le niveau basal est constitué par des métaconglomérats et des quartzites gris clair ou foncé à sérinite auxquels succèdent des calcaires gris foncé recristallisés et des schistes calcaires et calcarénites. Le niveau supérieur est formé de schistes quartzitiques et phyllades rarement à chloritoïde.

La formation de Vidra, dépourvue de fossiles déterminables est considérée comme étant sédimentée après le Cambrien moyen. La présence de plaques perforées d'Équinides et des restes d'entroques décelées dans les calcarénites qui affleurent dans la Valea Roșia (Poiana Mărului) et Valea Slatina (voir pl. II, fig. 1) ont permis de faire cette déduction.

Les schistes cristallins de la Nappe gétique se rattachent à l'unité cristallophyllienne de Poiana Ruscă à métamorphisme de mésozone située plus au N; ils sont représentés par un complexe terrigène comprenant deux horizons surmontés par un complexe terrigène-magmatogène, ayant quelques niveaux migmatisés.

Le complexe terrigène contient surtout des schistes quartzitiques à biotite, muscovite  $\pm$  grenats. Ces schistes ont été rétro-morphisés (grenats et biotite chloritisée). On trouve aussi dans ce complexe des cataclasites, des mylonites (pl. II, fig. 3) et des brèches tectoniques près du plan de charriage.



Le complexe terrigène-magmatogène est formé de paragneiss parfois à sillimanite (pl. II, fig. 4), des orthoamphibolites et des migmatites à métablaste de feldspath.

Le chapitre sur la tectonique comprend une analyse des structures plicatives et des accidents disjonctifs qui ont affecté les schistes cristallins de l'autochtone danubien ainsi que ceux de la Nappe gétique.

Les schistes cristallins de la Nappe gétique ont été plissés bien avant le charriage. Une structure majeure a été décelée, le synclinorium Măgura Bouțari, dont la zone axiale est occupée par le complexe terrigène magmatique. Cette structure a été mise en évidence antérieurement plus à l'E entre Bouțari et Criva (O. M a i e r, P. Z i m m e r m a n n et collab., 1963).

Le contact entre les deux unités est redressé, témoignant de mouvements ultérieurs lors de l'effondrement du couloir de Bistra, colmaté par les dépôts néocrétacés et paléogènes.

Dans l'unité autochtone danubienne la courbure que décrivent les schistes cristallins s'explique à l'échelle régionale. La présence de la structure anticlinale majeure Petreanu—Pietrei, dont le plongement périclinal vers l'W se greffe à cet arc est la conséquence d'un déplacement vers le N par sous-poussée d'un compartiment de l'avant-pays moesien. L'ennoyage de cette structure anticlinale est bordé par un synclinal suivi à l'W par l'anticlinal asymétrique de Măgura—Marga. Le flanc inverse de cette dernière structure a été reconnu en observant la morphologie des microplis.

La série des amphibolites de Mărul est déversée vers l'E et chevauche le massif granitoïde de Muntele Mic. La ligne de contact anormal est redressée et difficile à saisir à cause des processus de migmatisation ultérieurs.

Par la suite, des mouvements postérieurs à la mise en place du massif granitique de Vf. Pietrei ont déterminé le chevauchement de la série de Barnița—Zăicani sur la formation de Vidra qui n'a pas été migmatisée.

D'autres dislocations longitudinales ont affecté les terrains métamorphiques de l'autochtone dans le voisinage du plan de charriage. Parmi celles-ci mentionnons la ligne tectonique qui sépare la série de Măgura—Marga de celle de Barnița—Zăicani. Les cassures transversales sont encore plus récentes car elles recoupent les dislocations longitudinales.



Parmi ces cassures celle qui est de beaucoup la plus importante est la fracture Măru—Niermeș située dans la zone de courbure des Carpates méridionales. Elle sépare deux blocs régionaux dont les structures ont une orientation totalement différente. En effet, dans le bloc S, les axes de structure sont dirigés N—S et font partie des plissements banatiques, tandis que dans le bloc N les structures ont la direction E—W des plis transylvains. Il en résulte que dans la zone d'inflexion la jonction n'est qu'apparente. Les plis banatiques orientés N—S sont coupés par la dislocation Măru—Valea Niermeș et se retrouvent au N de celle-ci, où les axes sont dirigés W—E sans décrire une courbure graduelle.

---



MINERALOGIE — PETROGRAFIE

STRATIGRAFIA CRISTALINULUI EPIMETAMORFIC DIN PARTEA  
DE NORD A MASIVULUI POIANA RUSCĂ (REGIUNEA POIENI —  
BĂTRÎNA—ROȘCANI)<sup>1</sup>

DE

O. MAIER, I. SOLOMON, G. VASILESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Stratigraphy of the Epimetamorphic Crystalline Schists in the Northern Area of the Poiana Ruscă Massif (Poieni — Bătrîna — Roșcani Region). In the periclinal zone and on the northern flank of the Socet — Bătrîna — Tomești anticlinorium an almost complete stratigraphic sequence of the Poiana Ruscă epimetamorphic series develops. A parallel can be drawn between these stratigraphic complexes and the complexes located in the median zone of the massif. The presence of a B' structure striking northsouthward perpendicularly on the strike of the main structure B, has been observed in the upper (phyllite) complex. The B' structure appeared as the result of a folding, subsequent to the main folding. Both structures could be connected to the Breton and Sudete phases of the Hercynian orogenesis. The spore-pollen determined forms allow the Lower Carboniferous age of the phyllite complex to be asserted. The subjacent dolomites and schists synchronous with them might therefore be of Devonian age.

Cercetările noastre din 1960, continuate în 1961 în regiunea Poieni — Bătrîna — Roșcani au avut ca rezultat orizontarea cristalinului epimetamorf din această parte a masivului Poiana Ruscă. Revizuirile recente pe care le-am executat, au avut ca scop să completeze datele structurale de care dispuneam.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 31 martie 1967.

<sup>2</sup> ntreprinderea Geologică de Prospecțiuni, București. Căca Griviței nr. 64.



Regiunea cercetată este limitată la nord de formațiunile sedimentare ale bazinului Lăpugiului superior, la sud de valea Iazuri, spre est de valea Bătrîna, dealul Bătrîna, valea Casagului și valea Dobra, iar la vest de râul Bega.

Relieful regiunii are caracteristici corespunzătoare formațiunilor geologice; în aria de răspîndire a șisturilor cristaline este situată culmea principală (Chiciora—Bătrîna) din care pornesc spre nord mai multe muchii lungi, terminate în partea nordică printr-un abrupt. Urmează o depresiune alungită est-vest corespunzătoare depozitelor sedimentare ale bazinului Lăpugiului superior, la nord de care se înșiră mai multe dealuri izolate cu forme rotunjite, de cupolă, alcătuite din aglomerate vulcanice neogene. Cursurile principale de apă sînt râul Bega în vest care drenează apele văii Izvoarașului, Văii Mari și altele și râul Dobra în est, avînd ca afluenți mai importanți valea Iazuri, pîrîul Țiganului și valea Pancului. Între aceste două râuri și curgînd tot spre nord, sînt văile Lăpugiului și Săliștii.

#### *Cercetări geologice anterioare*

Încă primii cercetători ai acestei regiuni își pun problema relațiilor dintre șisturile cristaline și dolomite și a vîrstei acestora din urmă.

După A. Koch (1898) calcarele cristaline din regiunea Lăpugiul de Sus sînt paleozoice.

Fr. Schafarzik (1905, 1906) separă două serii epizonale între care s-ar situa calcarele ca un orizont reper. Seria filitică superioară este considerată paleozoică.

O. Kádîč (1906, 1907) remarcă asemănarea petrografică între filitele din estul și cele din vestul masivului Poiana Ruscă pe care le denumește de tip Padeș.

O. Nițulescu (1930) remarcă existența unor cute care afectează atît calcarele dolomitice cît și filitele.

N. Gherasi<sup>3</sup> consideră că între șisturile sericito-cloritoase și filite există tranziții și recurențe. Calcarele și dolomitele sînt intercalate atît în filite cît și în șisturile clorito-sericitoase.

---

<sup>3</sup> N. Gherasi. Raport asupra ivirilor de minereu de fier din regiunea Poieni (Poiana Ruscă de nord). 1943. Arh. Com. Geol.



A. I. Codarcea<sup>4</sup>, vorbind de șisturile cristaline din Poiana Ruscă consideră că provin din sedimentele geosinclinalului paleozoic, metamorfozate în orogeneza hercinică.

V. Corvin Papiu (1953) separă seria filitelor de Padeș peste care urmează seria detritogenă mai slab metamorfozată, în parte sincronă cu calcarele dolomitice masive pe care le consideră de origine recifală. După H. Savu<sup>5</sup> cele două serii cristaline au fost metamorfozate în timpuri diferite.

R. Dimitrescu<sup>6</sup> pune în evidență o mare zonă anticlinală la sud de Dîmbul Pascului, sud Bătrîna etc. și presupune (1955) existența unei serii filitice superioară calcarelor.

Concomitent cu cercetările noastre<sup>7</sup> au fost cercetate și regiunile învecinate, la est de către Gh. Neacșu, P. Zimmermann, C. Parascăvescu (1964), la vest de către M. Mureșan (1964). Orizontarea cristalinului în partea de nord a masivului Poiana Ruscă a avut la bază rezultatele obținute în zona centrală a masivului de către O. Maier, Georgeta Mureșan, M. Mureșan în 1958 (1964), utilizîndu-se și metodele microtectonice aplicate pentru prima dată în masiv de către Elvira Bercia, I. Bercia (1964).

Masivele dolomitice de la Hunedoara și de la Luncani—Tomești au fost studiate amănunțit de V. Corvin Papiu și colab. (1961, 1963) și de A. Popescu (1963). Autorii separă o serie inferioară șistoasă peste care urmează discordant o serie de carbonatite (considerată siluriană sau devoniană) acoperită de o serie șistoasă probabil devoniană sau carboniferă inferioară (1964).

Zăcămintele de minereu de fier și mangan din împrejurimile Poienilor în cea mai mare parte exploatare, au fost menționate și descrise în lucrările geologilor K. Dery (1906), K. Papp (1916), H. Schneiderhöhn (1928), Z. Schréter (1928), V. Stanciu (1929),

<sup>4</sup> A. I. Codarcea. Raport asupra rezervelor de minereu de fier ale regiunii Teliuc—Ghelar din partea de est a munților Poiana Ruscă. 1948. Arh. Inst. Geol.

<sup>5</sup> H. Savu. Raport geologic asupra lucrărilor din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă. 1953. Arh. Com. Geol.

<sup>6</sup> R. Dimitrescu. Raport asupra ridicărilor geologice din partea de nord-est a masivului Poiana Ruscă. 1952. Arh. Com. Geol.

<sup>7</sup> O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani (Poiana Ruscă). 1960. Arh. Com. Geol.



H. Kräutner<sup>8</sup>. Ca și zăcămintele de fier din zona mediană (Teliuc—Ghelar), cele din zona nordică sînt considerate de Al. Codarcea și N. Petrulian<sup>9</sup> ca fiind sedimentogene metamorfozate.

### Geologia regiunii

Obiectul cercetărilor noastre l-au constituit șisturile cristaline. Erupтивul este reprezentat prin cîteva iviri de bazalte. Sedimentarul bordează la nord regiunea cercetată.

**Formațiunile cristaline.** Datorită structurii geologice extrem de favorabile, regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani cuprinde succesiunea stratigrafică aproape completă a șisturilor epimetamorifice din Poiana Ruscă. Succesiunea stratigrafică stabilită în zona centrală a masivului (O. Maier și colab., 1964) devenise în parte ipotetică în momentul cînd relațiile, de exemplu, dintre complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene și complexele care îl acoperă au primit o interpretare tectonică. Același lucru se poate spune și despre relațiile dintre complexul șisturilor clorito-sericitoase superioare și complexul filitic despărțite printr-o falie direcțională, în regiunea Poienița Voinii—Vadu Dobrii. Certitudinea succesiunii stratigrafice normale o dă situația din regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani unde complexele inferioare sînt dezvoltate în axul și periclinul anticlinoriului Socet—Bătrîna—Tomești, iar complexele superioare pe flancul nordic al acestuia în relații normale cu primele.

În cele ce urmează vom descrie complexele în ordinea succesiunii lor de jos în sus, încercînd o corelare cît mai detaliată cu zona centrală. Pe cît posibil am păstrat denumirile complexelor așa cum au fost utilizate între Teliuc și Vadu Dobrii. Au fost separate următoarele complexe:

- |   |   |  |
|---|---|--|
| e) Complexul filitic                    | } | 3. Orizontul tufogen superior = baza complexului filitic (Teliuc—Vadu Dobrii)                                  |
| d) Complexul șisturilor tufogene bazice |   | 2. Orizontul terigen mediu = complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare (Teliuc—Vadu Dobrii—Ruschița) |

<sup>8</sup> H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan. Structura geologică a regiunii Roșcani—Poieni—Poiana Răchițele—Ferigi (Poiana Ruscă de nord). Arh. Com. Geol. 1962.

<sup>9</sup> Al. Codarcea, N. Petrulian. Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă (regiunea Teliuc—Ghelar). Arh. Com. Geol. 1942.



1. Orizontul tufogen inferior = complexul  
 șisturilor verzi tufogene (Teliuc—Vadu  
 Dobrii—Ruschița).

c) Complexul șisturilor grafitoase.

b) Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice.

a) Complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene.

Corelarea primelor trei complexe (*a*, *b* și *c*) cu zona mediană nu întâmpină dificultăți deoarece au caractere petrografice aproape identice. Complexul șisturilor tufogene bazice (*d*) de la Poieni—Bătrina—Roșcani este corespondentul stratigrafic al complexului șisturilor verzi tufogene, al complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare și a bazei complexului filitic din zona mediană. Gradul de metamorfism al acestor complexe rămâne în limitele faciesului de șisturi verzi, subfaciesurile cuarț-albit-muscovit-clorit și cuarț-albit-epidot-biotit.

a) *Complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene.* Acest complex format din șisturi sericito-grafitoase, șisturi clorito-grafitoase, șisturi sericito-cuarțitice ± grafitoase, rubanate, cu intercalații foarte subțiri dar numeroase de șisturi verzi tufogene și tufitogene, apare în regiunea noastră în axul anticlinoriului Socet—Bătrina—Tomești, fiind bine deschis pe valea Dobrii, valea Bătrina și pe afluenții stîngi ai acesteia : pîriul Bătrina (pîriul Țiganului) și valea Țiganului.

Grosimea cunoscută a complexului este de aproximativ 1 000 m.

Șisturile acestui complex seamănă destul de bine cu cele ale complexului cu același nume din zona mediană (O. M a i e r și colab., 1964), atît prin tipurile de roci care îl alcătuiesc cît și prin modul de asociere al acestora. Rocile grafitoase predomină. Intercalațiile de șisturi tufogene dar mai ales de șisturi tufitogene sînt subțiri iar în unele porțiuni ale complexului sînt numeroase și apropiate, alternînd cu șisturile și cuarțitele grafitoase. Cu toate acestea este foarte dificil de separat în cadrul complexului chiar și la o cartare detaliată un orizont al acestor alternanțe. Frecvența intercalațiilor este foarte variabilă. Deosebirile petrografice între complexul acesta și corespondentul său stratigrafic din zona mediană constă în natura predominant tufitogenă (mai rar tufogenă) a intercalațiilor.



Șisturile tufogene sînt reprezentate prin șisturi clorito-epidotice cu albit, calcaroase, rubanate; șisturile tufitogene sînt slab sericitoase, cu biotit fin.

b) *Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice.* Din punct de vedere petrografic acest complex este format exclusiv din șisturi clorito-sericitoase cuarțitice cu un aspect caracteristic datorită diferențierii metamorfice avansate, avînd ca rezultat gruparea în pătrele distincte a mineralelor micacee și a cuarțului ceea ce conferă rocii un aspect rubanat. Șisturile sînt puternic microcutate în cute centimetrice bine conturate aproximativ simetrice și de aceeași mărime. Din loc în loc apare la diferite nivele (mai frecvent în partea superioară), pigmentul grafitos. Biotitul e prezent în întregul pachet de șisturi dar este foarte mărunț și nu e vizibil peste tot cu ochiul liber. Cu totul sporadic se intercalează șisturi clorito-sericitoase tufitogene, în strătulețe foarte subțiri. Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice stă normal peste complexul inferior (a) pe care îl îmbracă periclinal. Relațiile acestea sînt vizibile pe valea Dobrii (valea Bătrîna), pe valea Iazuri, pe pîrîul Țiganului, pîrîul Sălătrucului ș. a., unde complexul șisturilor sericito-cloritoase are o grosime de cea 400—500 m.

c) *Complexul șisturilor grafitoase.* Peste complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice urmează în axul și pe flancurile anticlinoriului, complexul șisturilor grafitoase — constituit din: șisturi sericito-cloritice grafitoase, șisturi sericito-cuarțitice grafitoase, șisturi cuarțitice grafitoase, cuarțite grafitoase etc. În unele porțiuni ale complexului grafitul este prezent în cantitate mică sau lipsește cu desăvîrșire după cum poate să apară, așa cum am văzut în unele intercalații ale complexului șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice sau în complexul șisturilor tufogene bazice. Din această cauză trasarea celor două limite ale complexului nu este totdeauna ușoară. Spre baza lui se intercalează pe alocuri un calcar alb-cenușiu rubanat. În regiunea noastră acest calcar aflurează pe un mic afluent stîng al văii Iazuri, aval de pîrîul Peștilor. El poate fi paralelizat cu intercalațiile de calcare de la baza complexului șisturilor grafitoase din zona mediană (Teliuc—Ghelar), vizibile la sud de mina Filimon și la Teliuc. Aproape de limita superioară a complexului, se intercalează șisturi cuarțitice albe cenușii rubanate întîlnite pe un afluent drept al văii Iazuri, pe un afluent stîng al văii Bătrîna și la obîrșia Văii Mari.



Complexul șisturilor grafitoase apare în regiunea noastră în valea Iazuri și afluenții dreپți ai acesteia, pe pîrîul Țiganului, pîrîul Sălătrucului și pe pîraiele afluențe de la obîrșia Văii Mari (valea Strîmbu). Grosimea complexului este de cca 1 000 m.

d) *Complexul șisturilor tufogene bazice.* Complexul șisturilor grafitoase suportă atît în regiunea Teliuc—Vadu Dobrii, cît și la Ruschița un pachet de șisturi a cărui principală caracteristică este frecvența șisturilor tufogene și prezența zăcămintelor de fier. Denumit mai întii complexul șisturilor tufogene cu zăcăminte de fier (O. Maier și colab., 1964), a fost descris la Ruschița sub numele de complexul șisturilor verzi tufogene (L. Pavelescu și colab., 1964). Atît la Teliuc—Vadu Dobrii cît și la Ruschița principalele zăcăminte de fier sînt găzduite în acest complex. În ambele regiuni, peste acest complex urmează complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit (complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare).

În regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani situația este asemănătoare: complexul șisturilor grafitoase suportă un pachet cu șisturi tufogene în care sînt localizate și ivirile de minereu de fier de la Dîmbu Pascului, valea Ispravnicului etc.; urmează un pachet de șisturi predominant terigene și apoi din nou unul cu șisturi tufogene. Toate cele trei pachete de șisturi constituie complexul șisturilor tufogene bazice cu trei orizonturi:

1, orizontul inferior — tufogen; 2, orizontul mediu — terigen; 3, orizontul superior — tufogen.

1. *Orizontul inferior tufogen* are o grosime de aproximativ 600 m comparabilă cu grosimea complexului șisturilor tufogene din regiunea Teliuc—Vadu Dobrii cu care îl paralelizăm. Orizontul inferior tufogen se deosebește de complexul șisturilor tufogene din zona mediană prin absența rocilor carbonatice. De altfel, chiar în cadrul complexului șisturilor tufogene din zona mediană, se observă variații de facies destul de importante atît pe direcția cît și pe înclinarea șisturilor (de pe un flanc pe celălalt al anticlinalului Teliuc—Vadu Dobrii). Absența rocilor carbonatice în orizontul inferior tufogen este desigur în legătură cu începutul formării recifilor în această regiune. În vest, orizontul inferior tufogen are aceeași alcătuire petrografică ca și complexul șisturilor tufogene din zona mediană: șisturi clorito-sericitoase  $\pm$  cuarțitice, șisturi cuarțitice cu sericit, șisturi tufitogene, șisturi tufogene. Șisturile tufogene



formează două intercalații mai importante care se urmăresc, ca de altfel întreg orizontul inferior, din valea Iazuri pînă în apropierea localității Bătrîna pe flancurile și în periclinal anticlinoriului. Șisturile cuarțitice cu sericit apar sub forma unei intercalații, între cele două nivele de șisturi tufogene, și aflorează pe valea Iazuri, și la obîrșia pîrîului Țiganului. Spre nord pot fi urmărite după fragmente și în cîteva deschideri izolate pe culmea Sălătrucului și pe valea Răgăliilor. Intercalețiile de șisturi cu grafit sînt destul de rare, subțiri și apar la nivele diferite. Tot la nivele diferite se intercalează în orizontul inferior — tufogen lentilele de itabirit de la Dîmbu Pascului și de pe pîrîul Ispravnicului, exploatate în trecut și tot în acest orizont se găsesc și șisturile cu magnetit de pe valea Iazuri.

2. Orizontul mediu — terigen. Acest orizont este format în cea mai mare parte din șisturi cuarțitice clorito-sericitoase, șisturi cuarțitice cu sericit, șisturi clorito-sericitoase, filite sericito-grafitoase, deci șisturi formate pe seama unui material inițial terigen. În acest pachet de șisturi terigene se intercalează cîteva strătulețe de șisturi tufogene și mai multe strate lentiliforme de dolomite și de calcare.

Orizontul mediu terigen este bine dezvoltat în regiunea noastră în periclinal și pe flancul nordic al anticlinoriului începînd din Poiana Iazuri spre nord și apoi spre nord-est traversează valea Șopotului, pîrîul Strîmbu Gurgui, Valea Mare și valea Ciormanului (nord de Bătrîna). Grosimea orizontului mediu terigen este de cca 1 500—2 000 m, deci mult mai mare decît a complexului șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit din regiunea Teliuc—Vadu Dobrii. Petrografic însă, în linii mari și stratigrafic, orizontul mediu terigen poate fi corelat cu acest complex. La limita dintre orizontul mediu terigen și orizontul inferior tufogen se găsesc din loc în loc (Valea Mare, valea Bratislavului) lentile destul de groase (200—300 m) de dolomit alb-cenușiu, masiv, a căror poziție geometrică corespunde celei a nivelului calcar alb-dolomit negru din regiunea Teliuc—Ghelar. În jumătatea inferioară a orizontului mediu se intercalează în zona axială a anticlinoriului (valea Șopotului și afluenții acesteia), dar și pe flancul lui nordic, calcare dolomitice cenușii-negricioase, grafitoase, stratificate și chiar șistoase însoțite sau nu de intercalații subțiri de șisturi tufogene și pe alocuri (Valea Mare) de șisturi sericito-grafitoase. Aceste calcare dolomitice pot fi corelate cu intercalețiile similare din complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit de la Ghelar (dealul Mărului) unde nu



lipsește nici intercalațiile grafitoase. Șisturile tufogene sînt mai rare în complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit pe flancul nordic al anticlinalului Teliuc—Ghelar, în schimb formează intercalații numeroase în acest complex pe flancul sudic al anticlinalului.

Asemănările evidente ale asociațiilor petrografice, cu toate că există și variații de facies precum și poziția stratigrafică, ne determină să corelăm orizontul mediu terigen cu complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit.

3. **Orizontul superior tufogen.** Rocile carbonatice (calcare dolomitice și dolomite) destul de răspîndite în rîvelul mediu sînt și mai dezvoltate la nivele stratigrafice superioare acestuia. Nivelul mediu terigen suportă un banc gros de dolomite cenușii deschis, uneori ușor rubanate, stratificate. Acest dolomit dezvoltat pe ambele flancuri și în periclinal anticlinoriului este bine deschis în regiunea noastră pe pîrîul Izvorășului și pe Valea Mare pînă la obîrșia văii Lăpugiului. Spre nord-est dolomitul se îndințează cu șisturi tufitogene, șisturi tufogene, cuarțite negre rubanate, filite grafitoase etc. alcătuiind împreună orizontul superior tufogen a cărui grosime maximă este de aproximativ 800—1 000 m.

Fondul petrografic al orizontului superior îl formează șisturile tufitogene clorito-sericitoase cu albit și epidot mai mult sau mai puțin calcaroase, în care se observă cu ochiul liber octaedrii submilimetrice de magnetit.

Șisturile tufogene clorit-epidoto-albitice și uneori (la Prisaca) actinolit-epidoto-albitice formează cîteva intercalații: mai numeroase și mai importante între valea Șasa și valea Lăpugiului, în zona de îndințare cu dolomitul și mai rare și mai subțiri spre nord-est.

Caracteristic pentru acest orizont sînt intercalațiile de cuarțite negre rubanate mai numeroase și cu grosimi mai mari în partea nord-estică a orizontului (ramificațiile superioare ale văii Lăpugiului, afluenții văii Brazilor etc.) și care în zona de îndințare cu dolomitul devin mai rare (valea Șasa, vîrfurile Borzat, valea Lăpugiului).

La rocile amintite se asociază și filite grafitoase cloritoase sau sericitoase.

Asociația cuarțitelor negre rubanate cu filitele grafitoase și cu dolomite se întîlnește în zona mediană a masivului Poiana Ruscă la nord-est



și la nord de localitatea Sohodol, unde a fost identificată la partea inferioară a complexului filitic.

Intercalațiile de șisturi tufogene asociate cu cuarțitele negre rubanate, cu filitele grafitoase și cu dolomitele, fac din acest orizont un reper stratigrafic important ușor de recunoscut și de cartat chiar și atunci când unul din termeni (de exemplu dolomitul) lipsește. Orizontul superior din regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani, poate fi corelat cu partea inferioară a complexului filitic din zona mediană (cuarțitele negre rubanate și filitele grafitoase de la nord de Sohodol).

e) *Complexul filitelor*. Cu cât urcăm în stiva de șisturi, dolomitele sînt din ce în ce mai bine reprezentate și înaintează din ce în ce mai mult spre nord-est ajungînd în partea de nord a regiunii noastre pînă la Roșcani.

Peste ultima intercalație de cuarțite negre rubanate a orizontului superior tufogen urmează în succesiunea stratigrafică, complexul filitelor care începe în bază cu un strat subțire de filite clorito-sericitoase  $\pm$  cuarțitice peste care urmează un banc gros de dolomite albe-cenușii, masive, pe alocuri negricioase rubanate care suportă un pachet gros de filite. Pe valea Lăpugiului și în versantul stîng al văii Brazilor, complexul filitelor începe cu un banc gros de cuarțite albe, masive, care se efilează spre sud-vest pierzîndu-se în dolomit.

Complexul filitelor are o răspîndire largă în regiunea noastră pe flancul nordic al anticlinoriului Socet—Bătrîna—Tomești unde formează un sinclinal cu direcția aproximativ est-vest. Complexul este bine deschis pe valea Șasa (rîul Bega—Poieni), valea Lăpugiului, valea Brazilor, valea Pancului și rîul Dobra precum și pe afluenții acestora.

Dolomitul de la baza complexului se îngroașă spre nord și spre vest în dauna șisturilor cu care se îndințează. Spre partea lui superioară devine calcaros. Pe flancul nordic al sinclinalului formează o masă mare între Poieni—Crivina și localitatea Panc.

Cuarțitele albe cenușii de la baza complexului sînt slab rubanate cu granule foarte fine, echidimensionale, ușor zimțate și foarte sărace în sericit.

Fondul complexului îl formează filitele foarte slab metamorfozate, în care componentele mineralogice nu se disting cu ochiul liber. Din această cauză este foarte greu să se facă separații cartografice în cadrul comple-



xului. Caracterele megascopice, în special culoarea, duritatea etc. dau unele indicații privitor la compoziția mineralogică posibilă. Astfel, se individualizează în cadrul filitelor intercalațiile de filite cuarțitice negre-rubinate cu un aspect caracteristic, care apar la diferite nivele în complex și unele filite verzui cu compoziția șisturilor tufitogene.

La microscop în filite se observă o pîslă de foite de sericit și de clorit cu sau fără pigment grafitos; în general însă, culoarea cenușiu-negricioasă a filitelor arată că grafitul este destul de răspîndit. În partea de nord a regiunii pe cele două ramificații ale văii Pancului se intercalează în filite un al doilea banc de dolomite care se unește spre vest cu dolomitul de la baza complexului, filitele dintre cele două brațe de dolomit efilindu-se spre vest. Filitele care stau peste acest braț superior de dolomit află pe pîrîul Lung la sud-est de localitatea Crivina de Sus, unde au aspectul unui șist argilos cenușiu deschis, foarte fin, puternic diagenizat. În aceste filite se găsesc pe Pîrîul Lung niște formațiuni nodulare de mărimea și forma aproximativă a unor sîmburi de migdale al căror aspect, aceiași la toate cele patru exemplare recoltate, conduce la ideea că ar fi vorba de resturi organice. Presupunerea aceasta nu a fost confirmată dar nici infirmată de paleontologi.

La același nivel stratigrafic cu filitele de pe pîrîul Lung se situează probabil și cele de pe valea Pancului, imediat la sud de bifurcația principală.

Complexul filitelor poate fi paralelizat în parte cu orizontul superior al complexului șisturilor clorito-sericitoase superioare din zona mediană a masivului Poiana Ruscă și cu „orizontul IV” din regiunea Tomști—Luncani (M. Mureșan, 1965).

Urmărind istoricul cercetărilor geologice în partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă, se observă că ideea existenței a două serii de șisturi epizonale exprimată pentru prima oară de Fr. Schafarik (1905) este reluată de mai mulți cercetători ai acestei regiuni; la unii din aceștia se întâlnește clar exprimată și ideea unei discordanțe inițiale între cele două serii, serii care după V. Corvin Papiu (1953), V. Corvin Papiu și colab. (1964) au fost metamorfizate într-o singură fază de metamorfism, iar după H. Savu<sup>10</sup> în două faze distincte. Limita dintre cele două serii este situată de diferiți autori la nivele diferite.

<sup>10</sup> Vezi nota 5.



Recent, Marcela Dessila-Codarcea (1967), interpretînd rezultatele unor analize palinologice efectuate de Violeta Iliescu<sup>11</sup>, ajunge la concluzia cã succesiunea de șisturi cristaline de la Roșcani-Veșel, ar putea fi atribuită Paleozoicului inferior. Partea superioară a acestei succesiuni, în care au fost puși în evidență spori evoluți caracteristici Paleozoicului superior ar putea reprezenta o serie transgresivă; între această serie și cea inferioară existînd o importantă lacună stratigrafică.

Analiza palinologică a unei probe provenind din filitele slab metamorfizate („phyllade”) de pe Pîrîul Lung de la Crivina de Sus, efectuată tot de Violeta Iliescu, a pus în evidență existența următoarelor forme: *Leiotriletes adnatus*, *L. gulaferus*, *L. inermis*, *Dyctiotriletes trivialis*, *Calamospore* sp. Dintre acestea *L. inermis* și *D. trivialis* sînt caracteristice pentru Carboniferul inferior. Prezența acestor spori constituie un argument pentru atribuirea complexului filitic Carboniferului inferior. În această idee, dolomitele subiacente și șisturile cu care se îndințează (complexul șisturilor tufogene bazice) ar putea fi considerate ca aparținînd Devonianului cu atît mai mult cu cît numeroasele intercalații de șisturi tufogene bazice și zăcămintele de minereu de fier asociate acestora, amintesc de tipul renan al Devonianului mediu. Complexele inferioare ar putea reprezenta formațiuni ale Paleozoicului inferior.

**Formațiuni sedimentare.** În regiune formațiunile sedimentare au o arie de răspîndire destul de restrînsă și aparțin fie Neogenului, fie Cuaternarului.

*Neogen — Tortonianul.* De la descoperirea bazinului tortonian al Lăpugiuului de către Bielz (1845) și pînă azi numeroși cercetători (O. Nițulescu, 1930 ș. a.) s-au ocupat de aceste formațiuni datorită bogăției faunei fosile a acestui bazin.

Tortonianul apare deschis pe văile din vecinătatea localităților Lăpugiu de Sus, Panc, Roșcani și Mihăiești. Formațiunile tortoniene sînt alcătuite din marne cenușiu-vineții, slab micacee cu intercalații nisipoase, gresii, conglomerate și calcare. În rocile marnoase se observă numeroase forme de ostreide și pectenide.

<sup>11</sup> Violeta Iliescu. Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secul-Doman și al șisturilor cristaline din Poiana Ruscă. 1965. Arh. Inst. Geol.



**Aglomerate neogene.** În apropierea satelor Crivina de Sus și Panc—Săliște se întâlnesc formațiuni alcătuite din bombe vulcanice, lapili și tufuri ce alternează cu curgeri subțiri de lave andezitice. Aceste formațiuni au fost studiate de către H. S a v u (1962), autor ce le atribuie o vîrstă neogenă.

**Cuaternarul.** Între valea Șasa și valea Lăpugiului, pe crestele mai înalte peste șisturile cristalofiliene se dispun transgresiv cuarțite albe-gălbui, dure și compacte. Uneori aceste cuarțite sînt fragmentate alcătuind blocuri metrice, rotunjite, ce se întâlnesc pe versanții văilor amintite.

În aceste roci, pe un profil la vest de valea Lăpugiului se observă următoarea succesiune: pe un relief vechi carstic dat de dolomitele cristaline se dispune o brechie dolomitică cu cimentul silicios cu o grosime de 1,5 m—2 m, acoperită de cuarțite grosiere.

Lipsa datelor de natură paleontologică cît și a posibilității de corelare cu formațiuni asemănătoare ne-au determinat să apreciem cu destulă incertitudine că aceste roci aparțin Cuaternarului, vîrstă atribuită acestor roci și de M. M u r e ș a n (1964).

În regiune Cuaternarul mai este reprezentat prin șesuri aluviale pe văile principale și pietrișuri pe culmile din nordul regiunii. Pietrișurile de pe culmi au fost cartate pînă spre Fărășești de către F. r. S c h a f a r z i k (1915) și probabil au o origine deluvială.

**Formațiuni eruptive.** Rocile eruptive au o dezvoltare restrînsă și apar în cîteva puncte la sud de valea Pancului.

Roca este un bazalt cu olivină și augit și are o culoare neagră. Se remarcă faptul că erupțiunile au folosit drept căi de acces sistemul de fracturi NE—SW.

Aceste bazalte pot fi paralelizate cu bazaltele pliocene de la Lucareș sau cu bazaltele de la Detunata considerate de asemenea pliocene.

Referitor la vîrsta bazaltelor a fost emisă și părerea că ar putea aparține erupțiunilor de andezite din Neogen fiind un termen bazic al acestora.

### Tectonica

Regiunea cercetată este situată în cea mai mare parte pe flancul nordic al anticlinoriului Socet—Bătrîna—Tomești, dar cuprinde în par-



tea ei sudică și zona axială și chiar o parte a flancului sudic a acestuia. Anticlinoriul Socet—Bătrîna—Tomești amintit în 1952 de către R. Dimitrescu<sup>12</sup> și cartat de Gh. Neacșu<sup>13</sup> în 1959 între Cerbăl și Bătrîna, se continuă în regiunea noastră și mai departe spre vest, cu aceeași direcție ENE—WSW. Între valea Bătrîna și valea Izvoarașului axul anticlinoriului suferă mai multe decroșări spre nord. Afundarea axială este vestică și are valori de cca 20°—30°. Pe flancul sudic al anticlinoriului se conturează în cadrul regiunii noastre un sinclinal, sinclinalul Poiana Iazuri. Flancul nordic al megastructurii are în general o înclinare mică. La est de Poieni și pînă la izvoarele ramificației estice a văii Pancului am cartat pe flancul nordic al anticlinoriului, un sinclinal larg urmat la nord de un anticlinal pe care l-am putut urmări între riul Bega (Poieni) și aceeași ramificație a văii Pancului. Atît sinclinalul cît și anticlinalul amintit au axul paralel cu axul anticlinoriului. Cîteva cute mai mici făcînd parte din aceeași structură B (est-vest) au fost întîlnite între valea Lăpugiului, valea Pancului și valea Brazilor precum și la sud de această vale. De asemenea la sud de Dîmbu Pascului am cartat un anticlinal și un sinclinal mic.

Tot pe flancul nordic al anticlinoriului în aria de răspîndire a complexului filitelor am pus în evidență existența unor cute largi, al căror ax are direcția nord-sud sau apropiată de această direcție. Dintre aceste cute, mai importante sînt cutele de la nord și est de Poieni, anticlinalul valea Lăpugiului, sinclinalul de la vest de valea Pancului, sinclinalul de la vest de Roșcani și anticlinalul dintre aceste două sinclinale, anticlinalul faliat axial de la est de Roșcani, sinclinalul văii Pii etc.

În 1960 ne-am exprimat părerea că aceste cute, care nu se deosebesc din punct de vedere morfologic, cu nimic de cutele sistemului B, ar reprezenta o structură B' mai nouă și diferită de sistemul B. Considerăm de asemenea, că sistemul B' din regiunea noastră ar fi analog cu structurile B' din zona mediană a masivului, evidențiate pentru prima dată de I. Bercia, Elvira Bercia (1964), care le interpretau ca fiind „cute de clivaj formate în legătură cu clivajul de forfecare”. În 1959 I. Bercia și colab. referindu-se la sistemul (B') vorbesc de

<sup>12</sup> Vezi nota 7.

<sup>13</sup> Elvira Bercia, I. Bercia, C. Chivu, H. Kräutner, Florentina Kräutner, O. Maier, Georgeta Mureșan, M. Mureșan, Gh. Neacșu. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda—Poiana Crivina—Socet—Cerbăl—Sohodol (Poiana Ruscă) 1959. Arh. Com. Stat Geol.



cute puternic înclinate (în rocile incompetent) și de liniatii (în rocile competente), mai noi decât cutede tectonice B. Tectonica B' ar fi în legătură cu împingerea mezozonei peste epizonă. Deoarece structura B' este mai pregnantă în regiunea noastră decât în apropierea faliei dintre zona mezometamorfă și cea epimetamorfă, am tras concluzia că formarea acestei structuri nu poate fi în legătură cu împingerea mezozonei peste epizonă și că cele două structuri își au originea în două momente diferite dar apropiate, ale aceleiași faze de cutări.

Conform unei alte interpretări date structurii geologice a zonei nordice a masivului Poiana Ruscă, cutede nord-sud nu ar reprezenta altceva decât tectonica B<sub>1</sub> (est-vest) rotită spre nord (trezând prin direcția nord-vest). Tectonica B<sub>2</sub> ar fi reprezentată prin „elemente cu caracter predominant ruptural”... „legate de acțiunea unor forțe predominant verticale”. Această ipoteză este susținută în mai multe rapoarte geologice și în câteva lucrări publicate (M. Mureșan, 1965), în care se constată că „elementele tectonice B<sub>2</sub> sînt deosebite morfologic de cele ale tectonice B<sub>1</sub> și se afirmă că „de tectonica B<sub>2</sub> nu se leagă nici o structură plicativă din regiune” (M. Mureșan, 1964).

Revizuri recente executate de noi au adus argumente în sensul ipotezei pe care am enunțat-o în 1960. În mai multe aflorimente cum ar fi pe valea Arsurii, valea Seacă, pîrîul Strejei, ș. a., coexistă cutede atât ale sistemului B cît și ale sistemului B', avînd caractere morfologice asemănătoare, de cutede normale flexurale cu alunecare concentrică ceea ce reiese destul de clar și din diagrama axelor optice ale cuarțului (fig. 1). Pe de altă parte orice rotire a axului anticlinoriului ar fi trebuit să afec-

teze nu numai flancul nordic al acestuia ci și pe cel sudic. Cartările detaliate au arătat însă că atât între Teliuc și Vadu Dobrii cît și la Ruschița și Nădrag adică dintr-un capăt în celălalt al masivului, pe flancul sudic

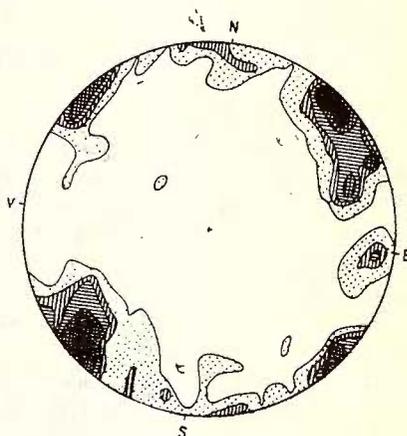


Diagrama axelor optice ale cuarțului:  
sistemul B'.

Diagramme des axes optiques du quartz:  
système B'.



al anticlinoriului, toate cutele minore aparțin tectonicei B cu direcția neschimbată est-vest. Tectonica B' este reprezentată în cadrul complexului filitelor prin cute cu direcția nord-sud; în cadrul complexelor inferioare tectonica B' are un caracter ruptural dând naștere unor fracturi, cute de clivaj etc. De aici rezultă că în timp ce complexul filitic se comporta plastic în timpul tectonicei B', complexele inferioare erau rigide ceea ce ar sugera tot o cutare în două momente diferite, probabil în faza bretonă și în cea sudetă ale orogenezei hercinice. În această ipoteză axul anticlinoriului nu s-ar mai roti spre nord, ci s-ar continua spre vest cu direcția neschimbată traversând valea Bega undeva între Tomești și Luncani, valea Gladnei, aproape de confluența cu pârîul Brăcinarului, pierzîndu-și treptat importanța la vest de această vale.

Axul anticlinoriului Socet—Bătrîna—Tomești suferă în regiunea cercetată mai multe decroșări datorită unor falii cu direcția nord-est, decroșate sau nu la rîndul lor de falii ale unui sistem nord—nord-est mai vechi decît primele dar reactivate ulterior.

## BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar—Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D. S. Inst. Geol. XLIX*, București.
- Codarcea Dessila - Marcela (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. Cerc. Geol. Geogr.* Ed. Acad. R.S.R. V, București.
- Dimitrescu R. (1955) Asupra structurii geologice a părții de nord-vest a masivului Poiana Ruscă. *Studii I.P.S.* nr. 1. București.
- K á d i č O. (1906) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer der Maros in der Umgebung von Tisza, Dobra und Lápugy. *Jahresber. d. K. ung. Geol. Anst.* Budapest.
- (1907) Die geologischen Verh. des Berglandes am linken Márosufer in der Umgebung von Radulesd, Bojabirz und Batrina. *Jahresber. d. K. ung. Geol. Anst.* Budapest.
- Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc—Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol. XLIX*, București.
- Mureșan M. (1964) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol. L*. București.
- (1965) Studii geologice în regiunea Tomești—Luncani—Gladna Română (Poiana Ruscă de NW). *D. S. Com. Geol. LI/1*, București.
- Neacșu Gh., Zimmermann P., Paraschivescu C. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii cristalinului din partea de NE a masivului Poiana Ruscă (Roșcani—Bătrîna—Feriğ—dealul Făgețel). *D. S. Com. Geol. XLIX*. București.



- Nițulescu O. (1930) Contribuțiuni la studiul geologic al regiunii Lăpușul de Sus (Hunedoara). *Rev. Muz. Geol. Mineral. al Univ. Cluj*, IV/1 Cluj.
- Papiu V. Corvin (1953) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol. XL*. București.
- Popescu A., Serafimovici V. (1961) Considerații petrografice asupra rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă. *Asoc. Carpato-Balcan. Congr. V*. București.
- Popescu A., Serafimovici V., Duțu M. (1962) Cercetări geologice și petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D. S. Com. Geol. XLVII*. București.
- Popescu A., Serafimovici V. (1964) Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol. XLIX/2*. București.
- Popescu A. (1964) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Luncani—Tomești. *D. S. Com. Geol. XLIX*. București.
- Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol. XXXIV/1*. București.
- Savu H. (1962) Asupra erupțiilor neogene din partea de nord a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol. XLIII*. (1955—1956). București.
- Schafarzik Fr. (1905) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Luncany und Pojén sowie des Kornyatales bei Nádrág. *Jahresber. d. K. ung. Geol. Anst. f. 1903*, Budapest.
- (1906) Über die geologischen Verhältnisse von Forosesti und Tomești im Komitate Krassószáreny. *Jahr. d. K. ung. Geol. Anst. f. 1904*, Budapest.
- Schneiderhöhn H. (1928) Die jungeruptive Lagerstättenprovinz in Serbien, Siebenbürgen, Ungarn und dem Banat. *Centralbl. f. Geol. Min. Pal. Abt. A*.
- Schréter Z. (1928) Despre ocurențele de mangan și minereu de fier în comunele Crivina și Pietroasa în județul Caraș-Severin. *Centralblatt. f. Min. Geol. und Pal.* — Traducere C.D.B.
- Stanciu V. (1922) Zăcămintele miniere ale Daciei superioare, Transilvaniei, Banatul, Crișana, Maramureșul, 1918—1922, I. *Bibl. Lab. Min. Cluj*.

STRATIGRAPHIE DU CRISTALLIN ÉPIMÉTAMORPHIQUE DE  
LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ  
(RÉGION DE POIENI—BĂTRÎNA—ROȘCANI)

PAR

O. MAIER, I. SOLOMON, G. VASILESCU

(Résumé)

La région où les auteurs ont fait des investigations est située du côté septentrional du massif de Poiana Ruscă. Cet ouvrage envisage,



presque exclusivement, les schistes à dominante épimétamorphique de nature terrigène, associés à plusieurs niveaux de roches tuffogène et à des roches carbonatées récifogènes. Vu les critères stratigraphiques, on a établi cinq complexes d'horizons. Dans la zone axiale et sur le flanc septentrional de l'anticlinorium de Socet—Bătrina—Tomești, la succession normale des complexes est la suivante :

- e) Complexe des phyllites,
- d) Complexe des schistes tuffogènes basiques,
  - 3. Horizon tuffogène supérieur,
  - 2. Horizon terrigène moyen,
  - 1. Horizon tuffogène inférieur,
- c) Complexe des schistes graphiteux,
- b) Complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques,
- a) Complexe des quartzites et des schistes graphiteux à intercalations de schistes tuffogènes.

Le premier complexe (a) est constitué par une alternance intime de couches minces de schistes séricito-graphiteux avec des schistes tuffogènes (plus rare tuffogènes). C'est un aspect caractéristique de ce complexe dans la série épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă. Le complexe qui suit (b) est constitué de schistes séricito-chloriteux quartzitiques, caractérisés par une différenciation métamorphique avancée des minéraux micacés et du quartz. Le complexe des schistes graphiteux (c) représente un paquet de schistes à dominante graphiteuse ; la composante graphiteuse s'associe aux schistes séricito-chloriteux autant qu'aux schistes séricito-quartzitiques et aux quartzites. En base on rencontre une intercalation discontinue de calcaires cristallins. Les trois premiers complexes peuvent être parallélisés aisément avec les complexes analogues de la zone médiane (Teliuc—Vadu Dobrii) du massif.

Le complexe graphiteux est recouvert par un paquet de schistes tuffogènes dans lequel sont cantonnés les gisements de fer de Teliuc et de Ghelar, autant que les affleurements de la zone où l'on a effectué ces investigations de Dîmbul Pascului, ruisseau d'Ispravnicul et vallée de Iazuri. Ce paquet constitue l'horizon inférieur ( $d_1$ ) du complexe des schistes tuffogènes basiques (d). L'horizon moyen est constitué de schistes terrigènes représentés par des schistes quartzitiques chlorito-sériciteux, des schistes quartzitiques, des schistes chlorito-sériciteux et calcaires. Comparé au complexe des schistes quartzitiques chlorito-sériciteux supé-



rieurs de la zone médiane avec lequel on le parallélise l'horizon moyen est plus épais (d'environ 1 500—2 000 m).

L'horizon tuffogène supérieur est constitué de schistes tuffogènes chlorito-épidoto-albitiques ou actinolito-épidoto-albitiques associés aux schistes tuffitogènes, quartzites noirs et dolomies. Cet horizon est corréllée à la partie inférieure du complexe phyllitique de la zone médiane.

Le dernier complexe (e) est constitué par des niveaux épais de dolomies qui présentent des endentements faciaux avec les phyllites faiblement métamorphisées.

Dans les schistes épizonaux du massif de Poiana Ruscă F r. S c h a - f a r z i k suppose déjà depuis 1905 l'existence de deux séries cristallines. Ultérieurement cette idée est reprise par d'autres chercheurs, mais jusqu'à présent personne n'a pu tracer une ligne de discordance entre les séries supérieures. Une analyse sporo-pollinique des phyllites faiblement métamorphisées (complexe e), dans lesquelles on a identifié les formes suivantes : *Leiotriletes inermis*, *Dyctiotriletes trivialis* et *Calamospora* sp., indique l'âge carbonifère inférieur de ces phyllites. Les dolomies subjacentes et les schistes synchrones aux dolomies pourraient donc bien être considérées d'âge dévonien moyen.

Quant à la structure, l'élément majeur dans la région est constitué par l'anticlinorium de Socet—Bătrina—Tomești rencontré entre la vallée de Bătrina et la vallée de Izvoarașul. Sur le flanc septentrional de l'anticlinorium dans le complexe phyllitique, en même temps que les plis dirigés E—W (structure B) on a identifié plusieurs plis larges ayant la direction presque N—S. Dès 1960 les auteurs ont exprimé leur opinion, notamment, que ces plis représentent une structure B' plus récente que B, et que les deux structures représentent deux moments différents mais rapprochés de la même phase de plissement. Cette hypothèse est renforcée par les observations plus récentes qui ont montré que les deux types de plis ont les mêmes caractères de plis flexionnels à glissement concentrique ; on les a rencontrés dans le même affleurement. La tectonique B' n'est représentée dans les complexes inférieures que par des éléments rupturax. Les structures B et B' pourraient être liées à la phase bretonne et sudète de l'orogénèse hercynienne.



## EXPLICATION DE LA PLANCHE

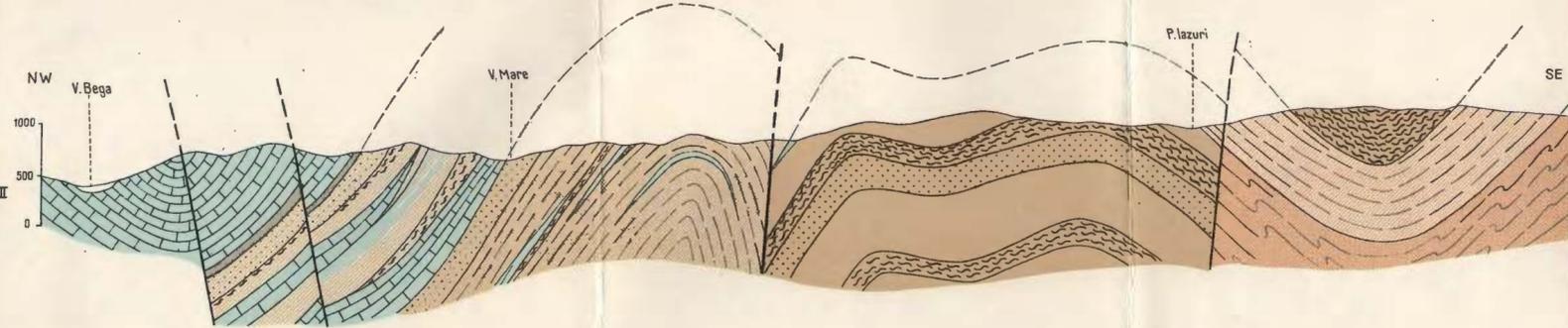
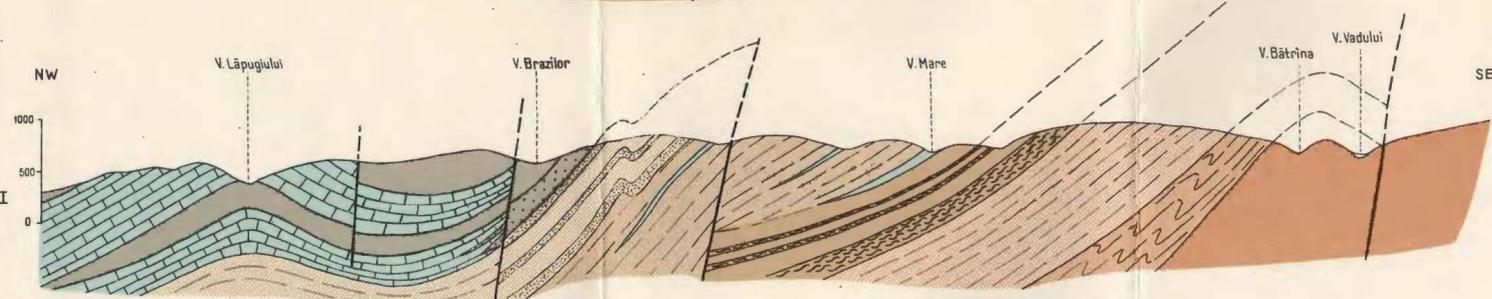
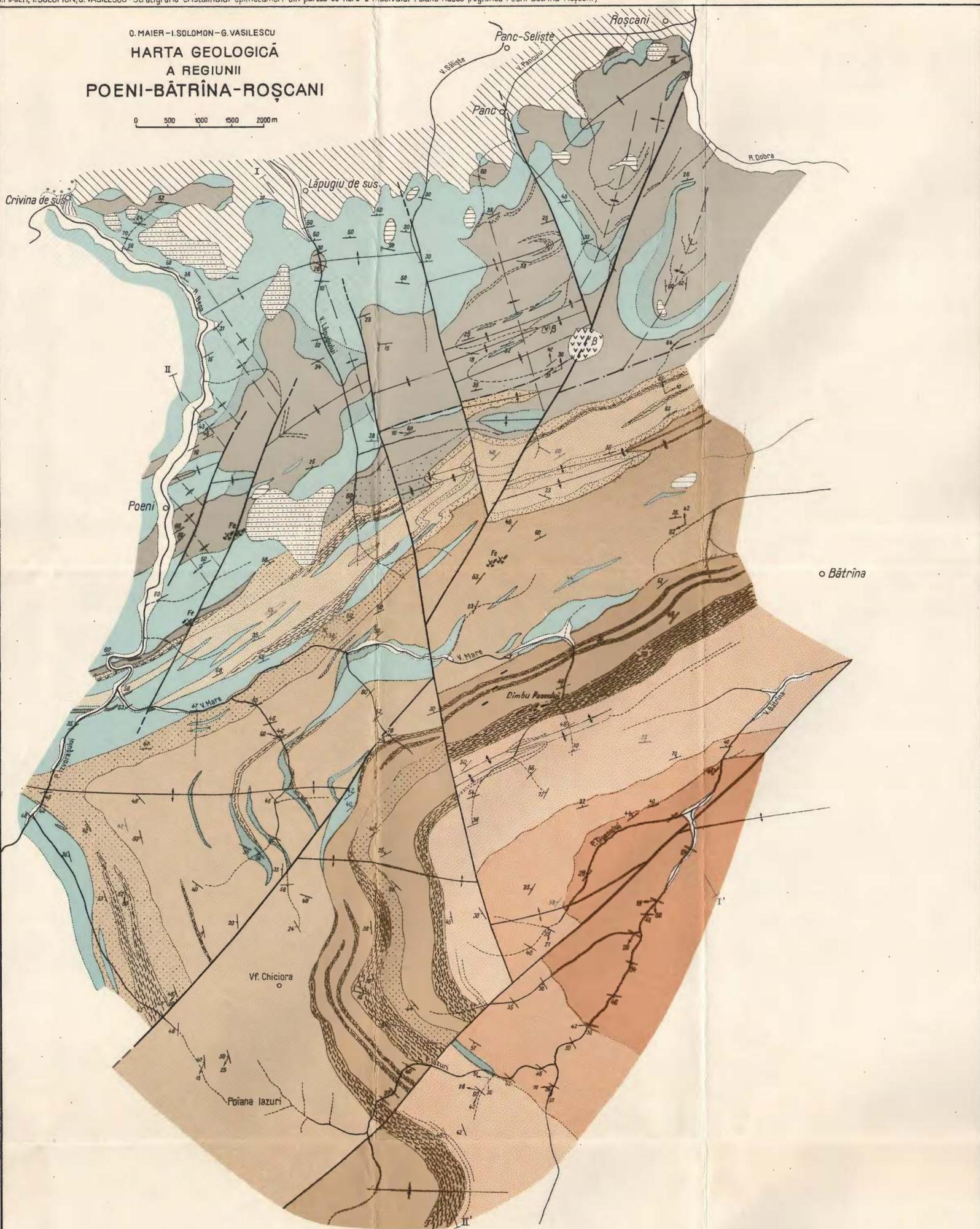
Carte géologique de la région de Poieni—Bătrna—Roșcani.

Formations sédimentaires : 1, Quaternaire : 1.a, alluvions ; 1.b, cône de déjection ; 1.a, blocs de quartzites ; 1.b, gravier ; 2, Néogène : Tortonien : agglomérats volcaniques. Formations éruptives néogènes : 3, basaltes ; 4, foliation ; 5, linéation ; 6, axe d'anticlinal (système B) : a, de I<sup>er</sup> ordre ; b, de II<sup>e</sup> ordre ; 7, axe de synclinal (système B) ; 8, axe d'anticlinal (système B) ; 9, axe de synclinal (système B') ; 10, faille principale ; 11, faille secondaire ; 12, faille directionnelle ; 13, anciennes exploitations, minières, pour le fer ; 14, ligne de coupe géologique. Formations cristallophylliennes ; 15, Carbonifère inférieur (Dinantien) : complexe phyllitique : a, quartzites blancs carbonatés ; b, dolomies ; c, phyllites séricito-chloriteuses à graphite ; d, calcaires cristallins ; e, schistes quartzitiques graphiteux ; 16, Dévonien moyen : complexe des schistes tuffogènes basiques ; horizon inférieur tuffogène : a, schistes chlorito-sériciteux ; b, schistes tuffogènes et tuffitogènes ; b<sub>1</sub>, affleurements de minerai de fer ; c, schistes quartzitiques à séricite et chlorite ; d, dolomies calcaires blanc gris stratifiées ; horizon moyen terrigène : a, schistes séricito-chloriteux quartzitiques ; b, schistes chlorito-séricitiques tuffogènes ; c, calcaires dolomitiques faiblement graphiteux, stratifiés ; d, schistegraphiteux ; e, schistes quartzitiques séricitiques ± chlorite ; horizon supérieur tuffogène : a, schistes tuffogènes + tuffitogènes ; b, dolomies blanc gris ; c, schistes séricito-chloriteux ; d, quartzites noirs rubanés ; 17, Paléozoïque inférieur : complexe des quartzites et des schistes graphiteux à intercalations de schistes tuffogènes : schistes quartzitiques graphiteux, schistes tuffogènes actinolito-épidoto-albitiques ; complexe des schistes chlorito-sériciteux quartzitiques : a, schistes chlorito-sériciteux quartzitiques ; complexe des schistes graphiteux : a, calcaires blanc gris rubanés ; b, schistes chlorito-sériciteux graphiteux, schistes séricito-graphiteux ; c, schistes quartzitiques noirs.



O. MAIER - I. SOLOMON - G. VASILESCU  
**HARTA GEOLOGICĂ  
 A REGIUNII  
 POENI-BĂTRÎNA-ROȘCANI**

0 500 1000 1500 2000 m



**LEGENDA**

**FORMAȚIUNI SEDIMENTARE**

- 1 a. Aluviuni b. Con de dejecție } Cuaternar
  - 2 a. Blocuri de cuarțite b. Pietriș
  - 3 Aglomerate vulcanice } Neogen
  - 4 Tortonian
- FORMAȚIUNI ERUPTIVE NEOGENE**
- 5 Bazalte
- 6 Foliație
- 7 Linație
- 8 Ax de anticlinal a. de ordinul I } Sistemul B
- 9 Ax de anticlinal b. de ordinul II
- 10 Ax de sinclinal
- 11 Ax de anticlinal } Sistemul B1
- 12 Ax de sinclinal
- 13 Faliie principală
- 14 Faliie secundară
- 15 Faliie direcționată
- 16 Lucrări miniere vechi pentru Fe
- 17 Linie de profil

**FORMAȚIUNI CRISTALINE**

- COMPLEXUL FILITIC**
- a. Sisturi cuarțitice grafitoase
  - b. Calcare cristaline
  - c. Filite sericito-cloritoase cu grafit
  - d. Dolomite
  - e. Cuarțite albe carbonatice
- COMPLEXUL ȘISTURILOR TUFOGENE BAZICE**
- a. Sisturi tufozene + tuftitogene
  - b. Dolomite albe-cenușii
  - c. Cuarțite negre rubanate
  - d. Sisturi sericito-cloritoase
  - e. Sisturi sericito-cloritoase
- COMPLEXUL ȘISTURILOR TUFOGENE SUPERIOARE**
- a. Sisturi sericito-cloritoase
  - b. Dolomite albe-cenușii
  - c. Calcare dolomitice slab grafitoase, stratificate; c. Dolomite
  - d. Sisturi cuarțitice sericitice + clorit
  - e. Sisturi grafitoase
- COMPLEXUL ȘISTURILOR TUFOGENE INFERIOARE**
- a. Sisturi sericito-cloritoase
  - b. Dolomite calcaroase albe cenușii stratificate
  - c. Sisturi cuarțitice cu sericit și clorit
  - d. Dolomite
  - e. Sisturi tufozene și tuftitogene: b1 Iviri de minereuri de fier
- COMPLEXUL ȘISTURILOR GRAFITOASE**
- a. Sisturi cuarțitice negre
  - b. Sisturi clorito-sericitoase grafitoase, sisturi sericito-grafitoase
  - c. Calcare albe cenușii rubanate
- COMPLEXUL ȘISTURILOR CLORITO-SERICITOASE CUARȚITICE**
- a. Sisturi clorito-sericitoase
- COMPLEXUL CUARȚITELOR ȘI AL ȘISTURILOR GRAFITOASE CU INTERCALAȚII DE ȘISTURI TUFOGENE**
- a. Sisturi clorito-sericitoase cuarțitice
  - b. Sisturi cuarțitice grafitoase, sisturi tufozene actinolit-epidot-albitice



MINERALOGIE — PETROGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI DEPOZITELOR DE LAHAR ÎN MUNȚII  
CĂLIMANI—GURGHIU—HARGHITA <sup>1</sup>

DE

D. RĂDULESCU, S. PELTZ <sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of Lahar Deposits in the Călimani—Gurghiu—Harghita Mountains. Lahar deposits identified in the upper Ciuc Depression, as well as on the northeastern border of the Transylvanian Depression are described. They generally formed subsequently to the volcanic activity and emerge from the surrounding relief as small prominences. The rocks present textural, granulometric and petrographic features which differentiate them from the pyroclastic or sedimentary rocks made up of volcanogenous material. The identification and investigation of the lahar deposits, and their separation from the volcanogenous-sedimentary complex, contribute to a better understanding of the manner in which the volcanic processes developed in the Călimani—Gurghiu—Harghita chain, both in their initial and in their final phases.

În alcătuirea geologică a munților Călimani—Gurghiu—Harghita se pot distinge două unități: o unitate a suprastructurilor vulcanice, constituită dintr-o asociație de lave și produse piroclastice, stînd peste o unitate vulcanogen-sedimentară, constituită dintr-o alternanță de vulcanite primare, mai ales explozive, și depozite sedimentare alcătuite exclusiv sau predominant din material de natură vulcanică.

Rocile din această ultimă unitate au fost considerate la început ca reprezentînd exclusiv piroclastite. Z. T ö r ö k este cel care a sesizat pentru prima oară în munții Călimani natura deosebită a unora dintre

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 27 ianuarie 1967.

<sup>2</sup> Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55. București.



depozite (Z. T ö r ö k, 1931) și le-a descris sub numele de tufoide (Z. T ö r ö k, 1956), conturînd destul de neprecis și cu ezitări această noțiune. Un pas înainte pe calea cunoașterii lor a fost făcut apoi în munții Gurghiu, unde s-a recunoscut alternanța depozitelor piroclastice cu cele sedimentare și s-au separat trei nivele în acest complex vulcanogen-sedimentar (D. R ă d u l e s c u et al. 1964).

Cercetări mai recente întreprinse în cadrul complexului vulcanogen-sedimentar din diverse puncte ale lanțului Călimani—Gurghiu—Harghita au arătat că o parte dintre depozitele acestuia prezintă caractere petrografice și de vîrstă care le separă net de restul ansamblului. Ele s-au dovedit a reprezenta depozite de lahar formate, în general, ulterior activității vulcanice propriu-zise.

Noțiunea de „lahar” și tipul petrografic corespunzător au fost conturate destul de recent pe baza observării fenomenelor vulcanice actuale. În multe regiuni de pe glob aceste elemente au fost deja extrapolate în trecutul geologic și în cadrul formațiunilor tinere au putut fi separate depozite de lahar (B. N. T h o m p s o n, 1964; Geological Map of New Zealand, 1960).

Laharul este o deplasare rapidă de material solid heterogen și apă pe pantele conului; el este o „curgere noroioasă”, o „avalanșă” de material vulcanic, a cărei declanșare este însă cel mai adesea independentă de activitatea vulcanică. Materialul astfel transportat se depune la baza pantei conului vulcanic sau în imediata apropiere a acesteia, în momentul în care capacitatea de transport scade brusc; el formează mici proeminențe ale reliefului, cu înălțimi de ordinul metrilor. În mod obișnuit, frecvența mare a unor asemenea procese conduce la apariția unor „cîmpuri” în care depozitele confluează.

Depozitele de lahar se caracterizează prin coexistența lipsită de orice regularitate a materialelor cu granulație foarte diferită, prin dispunerea haotică a elementelor grosiere și prin neînsemnatul lor grad de rulare.

**Munții Harghita.** Cele mai bine individualizate formațiuni de tip lahar se găsesc pe partea estică a munților Harghita; formate pe un teritoriu care n-a suferit decît neînsemnate procese de eroziune, ele și-au păstrat și caracterele morfologice atît de specifice.

Depresiunea Ciucului superior este constituită dintr-o regiune de cîmpie perfect plană. Depozitele complexului vulcanogen-sedimentar alcă-



tuiesc forme de relief care, dinspre W, coboară progresiv pînă la marginea acesteia; în afară de secționarea lor de către apele care curg dinspre W spre E, eroziunea nu le-a afectat prea mult. Contactul complexului vulcanogen-sedimentar cu cîmpia este destul de net și a suferit neînsemnate modificări ulterioare nașterii sale.

În regiunea orașului Miercurea Ciuc, în lungul șoselei spre Odorhei, și mai spre nord, în vecinătatea localității Racu, se pot recunoaște în zona plană a cîmpiei, la distanțe variabile față de contactul dintre complexul vulcanogen-sedimentar și cîmpie, proeminente de relief cu înălțimi de 6—12 m și dezvoltare simetrică<sup>3</sup> (fig. 1). Existența lor nu poate

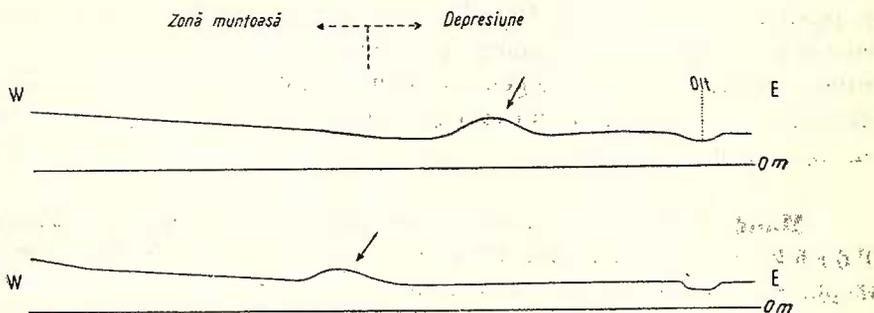


Fig. 1. — Secțiuni morfologice schematice la contactul dintre zona muntoasă și zona depresionară pe marginea vestică a Depresiunii Ciucului superior. Sections morphologiques schématiques au contact entre la zone alpine et la zone dépressionnaire le long de la bordure occidentale de la Dépression du Ciuc supérieur.

fi explicată nici prin acțiunea eroziunii — care n-a avut o astfel de evoluție încît să le fi detașat din masa mare a depozitelor vulcanogen-sedimentare și nici ca relief îngropat. Uneori, astfel de elemente ale reliefului apar contopite între ele sau cu bordura complexului vulcanogen-sedimentar, caz în care separarea lor pe criterii morfologice nu mai poate fi făcută.

Materialul care alcătuiește aceste forme de relief se caracterizează prin heterogenitate granulometrică, lipsa stratificației, gradul foarte redus de rulare al fragmentelor (inferior aceluia din depozitele sedimentare ale complexului vulcanogen-sedimentar, dar evident existent, în contrast

<sup>3</sup> Existența lor nu este totdeauna evidentă în hărțile topografice Gauss 1 : 25 000 din cauza diferențelor de nivel foarte reduse.

cu situația materialului piroclastic). Elementul cel mai caracteristic îl constituie însă natura petrografică a fragmentelor; acestea aparțin în mare parte andezitelor piroxenice foarte recente (trăsătură incompatibilă cu depozitele complexului vulcanogen-sedimentar) pe lângă care se găsesc alte tipuri de andezite și fragmente din depozitele complexului vulcanogen-sedimentar (ceea ce demonstrează caracterul secundar față de acesta).

Separarea cartografică a depozitelor de lahar în această regiune poate fi făcută în mod sigur numai în cazul în care ele apar în zona plană a depresiunii (pe criterii morfologice) sau atunci când există aflorimente. Deoarece însă în astfel de forme de relief aflorimentele sînt rare și pentru că este dovedit faptul că ele apar uneori și la contactul dintre complexul vulcanogen-sedimentar și cîmpie sau chiar stînd peste depozitele complexului vulcanogen-sedimentar, este foarte dificil de precizat dacă la acest contact ele nu sînt mai frecvente decît s-a putut determina cu siguranță pînă acum.

**Munții Călimani.** În zonele periferice ale munților Călimani Z. Török vorbea încă din 1931 de aglomerate „de natură secundară, răspîndite de apele curgătoare și mai ales de ploii pe o suprafață foarte întinsă în jurul centrelor de erupțiuni” (Z. Török, 1931). Din păcate, el se referea în acest fel la toate depozitele complexului vulcanogen-sedimentar, nu-și dădea seama că această categorie de roci nu era unitară nici din punct de vedere genetic și nici ca vîrstă; el a utilizat numele de „tufoides” pentru ansamblul acestor depozite.

În zona Vătava—Dumbrava R. Ciocîrdel<sup>4</sup> a descris mai tîrziu cîteva petece izolate de aglomerate vulcanice care stau peste depozite pliocene. Ele sînt considerate a fi alcătuite din blocuri de lavă, lapilli, nisip și cenușă vulcanică prinse într-un ciment pe alocuri caolinizat.

Cercetînd părțile de nord-vest și de vest ale munților Călimani, O. Nichita<sup>5, 6</sup> a menționat, de asemenea prezența unor petece izolate de aglomerate andezitice la Budacu de Sus și Cușma.

<sup>4</sup> R. Ciocîrdel. Geologia regiunii cuprinsă între Bistrița și Reghin. Raport Arh. Com. Stat. Geol. 1948.

<sup>5</sup> O. Nichita. Cercetări geologice în regiunea vulcanică a munților Călimani de la creasta Călimanilor spre nord către Prundul Birgăului. Raport Arh. Com. Stat. Geol. 1949.

<sup>6</sup> O. Nichita. Raport asupra bazinului superior al văii Budacului. Raport Arh. Com. Stat. Geol. 1950.



L. Atanasiu, R. Dimitrescu, Al. Semaka (1956) atribuie materialul andezitic prezent în sectorul Cușma—Joseni Birgăului aglomeratelor și grohotișurilor de pantă.

În nord-estul Depresiunii Transilvaniei, între Bistrița și Mureș, D. Turtureanu, Elena Evghenovici, K. Müntz<sup>7</sup> cartează aglomerate andezitice de același tip cu cele care constituie bordura masivului vulcanic. Ele alcătuiesc mici corpuri izolate ce stau peste depozite sedimentare sarmațiene sau pliocene (pannoniene). Unele materiale din regiunea Vătava—Gledin—Cușma sînt atribuite grohotișului de pantă.

Natura substratului depozitelor de lahar reprezintă un element deosebit de semnificativ; acestea au fost găsite stînd peste sedimente de vîrste variate sau peste depozite ale complexului vulcanogen-sedimentar, ca urmare a distanțelor variate pînă la care „valurile” de material noroios au putut ajunge pornind de pe pantele conurilor. Atîta vreme cît asemenea depozite nu fuseseră separate din categoria piroclastitelor, se trăgeau concluzii eronate asupra vîrstei proceselor vulcanice în ansamblu; de asemenea, atîta vreme cît erau incluse în categoria „tufoide” sau neseperate față de complexul vulcanogen-sedimentar vîrsta acestuia se preta la aprecieri eronate.

Pe rama nord-estică a Depresiunii Transilvaniei depozitele de lahar au fost întîlnite de noi între localitățile Dorolea, Cușma, Ragla, Budacu de Sus, Ardan, Gledin, Vătava; de asemenea, apar în prelungirea spre vest a formațiunilor vulcanogen-sedimentare în regiunea Sebiș—valea Budacu—valea Petriș (fig. 2). Depozitele de lahar rezultate prin contopirea depozitelor izolate apar, astfel, pe o suprafață de cca 300 km<sup>2</sup> înaintînd, de la marginea zonei vulcanice spre W cu aproximativ 10 km. Datorită eroziunii la care au fost supuse, ele apar astăzi ca petece izolate cu suprafețe de ordinul kilometrilor pătrați.

În această zonă, prezența depozitelor de lahar se traduce în morfologia regiunii prin apariția unor „pinteni” cu caracter insular, cu suprafața plană și ușor înclinată spre vest, mărginită de rupturi de pantă cu diferențe de nivel de ordinul metrilor. Aceste forme de relief contras-

<sup>7</sup> D. Turtureanu, Elena Evghenovici, K. Müntz. Raport geologic asupra părții de NE a bazinului Transilvaniei. Regiunea Bistrița—Teaca. 1956. Arh. Min. Ind. Petr.



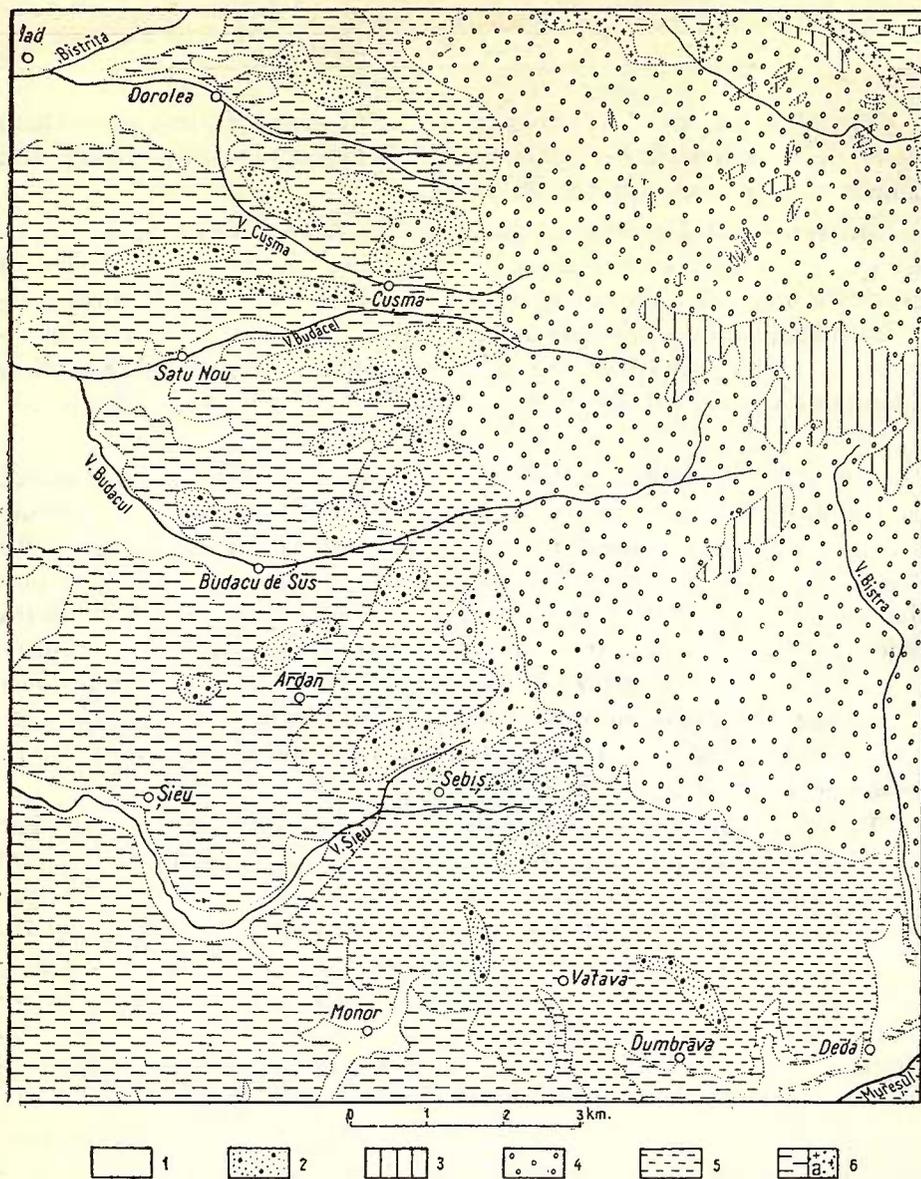


Fig. 2. — Răspândirea depozitelor de lahar pe rama de NE a Depresiunii Transilvaniei între Bistrița și Mureș.

1, aluvioni și terase; 2, lahar; 3, andezite piroxenice și andezite cu piroxeni și hornblendă; 4, formațiuni vulcano-sedimentare; 5, Pannonian; 6, Miocen: a, tuf dacitic.

Distribution des dépôts de coulées boueuses (lahar) le long de la bordure NE de la Depression de Transylvanie entre Bistrița et Mureș.

2, alluvions et terrasses; 2, coulées boueuses (lahar); 3, andésites pyroxéniques et andésites à pyroxènes et hornblende; 4, formations volcano-gène-sédimentaires; 5, Pannonien; 6, Miocène: a, tuf dacitique.

tează cu platourile înalte ale depozitelor vulcanogen-sedimentare care se termină spre vest prin abrupturi foarte înalte.

Și în această regiune aflorimentele sînt rare; deschiderile mai bune din văile Sebiș și Recele, în raza localității Sebiș, și valea Budacului arată depozite de 10—25 m grosime stînd, fie peste sedimente miocene și panoniene în sectorul Cușma, fie peste sedimente exclusiv miocene în sectorul Dorolea—Ardan sau exclusiv panoniene în sectorul Sebiș—Vătava.

La alcătuirea depozitelor de lahar participă în special material andezitic; unor asemenea fragmente li se adaugă blocuri angulare și semiangulare din depozitele piroclastice, fragmente cu alcătuire complexă din depozitele vulcanogen-sedimentare și, sporadic, fragmente de cuarțite antrenate din depozitele sedimentare. Liantul este cel mai adesea un nisip andezitic gălbui, uneori limonitic, în timp ce alteori este bogat în material argilos.

În studiul lanțului vulcanic din Carpații orientali, atenția cercetătorilor s-a îndreptat în deosebi spre zona axială a acestora constituită din andezite și piroclastite andezitice iar părțile periferice, în care se dezvoltă complexul vulcanogen-sedimentar, au rămas cu un grad de cunoaștere mai scăzut.

Cercetarea acestora poate furniza însă informații importante pentru înțelegerea modului în care s-au desfășurat procesele vulcanice atît în momentele lor de început cît și în momentele finale. Este foarte probabil că depozitele de lahar au o largă răspîndire în tot lungul lanțului eruptiv; revizuirea cartografică a regiunii de contact între complexul vulcanogen-sedimentar și depozitele sedimentare de la vest și de la est, apare, astăzi, foarte necesară.

## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka A. I. (1956). Studiul petrografic al eruptivului din munții Bărgău. *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953). București.
- Bemmelen v. R. W. (1949). Geology of Indonesia. *Martinus Nijhoff*. Haga.
- Peltz S. (1965). Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva—Stînceni—Călimăneș (extremitatea sudică a munților Călimani). *D. S. Com. Geol.* LI (1963—1964). București.



- Rădulescu D., Vasilescu A.I., Peltz S., Peltz Margareta (1964). Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Thompson B. N. (1964). Quaternary volcanism of the central volcanic region. *N. Z. Journ. of. Geology and Geophysics* 7, 1.
- Török Z. (1931). Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea apuseană a munților Călimani. *D. S. I. G. R.* XVIII. București.
- (1956). Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud și cercet. geol.-geogr. An.* VII, 1-4, Cluj.
- X (1960). Geological Map of New Zealand, scale 1:250 000. Sheet 8, Taupo. *N. Z. Geol. Survey.*

## SUR LA PRÉSENCE DES DÉPÔTS DE COULÉES BOUEUSES DANS LES MONTS CĂLIMANI—GURGHIU—HARGHITA

PAR

D. RĂDULESCU, S. PELTZ

(Résumé)

Des recherches récentes, entreprises dans le complexe volcanogène-sédimentaire à divers endroits de la chaîne Călimani—Gurghiu—Harghita ont abouti à l'identification de dépôts de coulées boueuses (lahar) dans la Dépression du Ciuc supérieur et le long de la bordure NE de la Dépression de Transylvanie.

Ces dépôts sont bien représentés dans la Dépression du Ciuc supérieur. Ils y figurent des proéminences hautes de 6 à 12 m à développement symétrique. Le matériel constituant se distingue par l'hétérogénéité granulométrique, l'absence de la stratification, les fragments relativement roulés. Les dépôts comportent des fragments appartenant aux dernières éruptions d'andésites pyroxéniques ainsi qu'aux dépôts sédimentaires ou pyroclastiques du complexe volcanogène-sédimentaire au-dessus duquel se développent les superstructures volcaniques actuelles.

Le long de la bordure NE de la Dépression de Transylvanie les dépôts de coulées boueuses, qui s'étendent sur 300 km<sup>2</sup> environ, présentent les mêmes caractères.



Les caractères pétrographiques de ceux-ci tout comme leur âge (généralement, la formation de ces dépôts succède à l'activité volcanique) les distinguent nettement des dépôts du complexe volcanogène-sédimentaire.

La nature du substratum représente un élément particulièrement significatif; les dépôts de coulées boueuses reposent sur des sédiments d'âges divers et même sur des dépôts du complexe volcanogène-sédimentaire.

L'identification et l'étude des dépôts de coulées boueuses, leur séparation du complexe volcanogène-sédimentaire, tout concoure à une meilleure compréhension de la manière dont se sont déroulés les processus volcaniques dans la chaîne Călimani—Gurghiu—Harghita, tant pour le commencement que pour la phase finale.

---





Institutul Geologic al României

MINERALOGIE — PETROGRAFIE

STUDIUL ROCILOR ERUPTIVE BAZICE ȘI ULTRABAZICE DIN  
ZONA AGADICI (BANATUL DE VEST)<sup>1</sup>

DE

LOZANA ZLATAROVA-ȚOP<sup>2</sup>, M. MUREȘAN<sup>3</sup>, B. NICOARĂ<sup>4</sup>

**Abstract**

Study on Basic and Ultrabasic Metaeruptive Rocks in the Agadici Zone (Western Banat). A mineralogical-petrographic and chemical study on metamorphosed basic and ultrabasic rocks in the Agadici Zone is presented. These rocks are the products of the Upper Proterozoic initial magmatism of the eugeosyncline within which the pile of metamorphosed schists in Western Banat has formed. The differentiation of a basic-gabbroid magma of a calc-alkali type has generated the eruptive rocks. Fractional crystallization played the main petrogenetic part during the differentiation processes. After the emplacement of these rocks, and in the course of the regional metamorphism, a series of mineralogical alterations occurred which can nowadays be ascertained in the basic and ultrabasic rocks of the above region.

Prezentul studiu se referă la rocile bazice și ultrabazice din complexul formațiunilor metamorfice din zona Agadici, situată în munții Banatului de vest, la 10 km nord de Oravița.

La alcătuirea lucrării ne-au fost date îndrumări prețioase de către prof. D. Giușcă, căruiia îi aducem pe această cale mulțumirile noastre. Mulțumim de asemenea tuturor aceluia care au contribuit la obținerea datelor ce au stat la baza acestui studiu.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 10 martie 1967.

<sup>2</sup> IGEX. Bd. N. Bălcescu nr. 26, București.

<sup>3</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 53, București.

<sup>4</sup> Inspectoratul Regional al Controlului Geologic și Minier, Deva.



Cercetări geologice în regiune au fost efectuate de J. Halaváts (1885), Fr. Schafarzík (1886, 1914), D. Constantinof<sup>5</sup> și de către O. Iliescu și colab.<sup>6</sup>

### Considerații generale asupra geologiei regiunii

Zona cercetată este alcătuită în majoritate din formațiuni cristaline epimetamorfice peste care se dispun transgresiv, înspre SW, depozite sarmațiene (fig. 1).

Șisturile cristaline din regiune se înscriu în partea sudică a complexului estic al rocilor verzi, separat de Al. Codarcea (1930) în zona Ocna de Fier—Dognecea (situată mai la nord), a cărui continuitate spre sud a fost arătată de cercetările lui D. Constantinof<sup>7</sup> și Ana Radu-Mercus (1962).

La alcătuirea petrografică a formațiunilor metamorfice din regiune participă roci tufogene bazice, roci terigene și roci eruptive bazice și ultrabazice.

Șisturile tufogene bazice ce constituie majoritatea fundamentului cristalin din zona cercetată, sînt reprezentate prin șisturi actinolitice cu cuarț și albit, șisturi actinolitice cu cuarț și zoizit ± titanit, șisturi actinolitice cu albit, zoizit și epidot, șisturi actinolitice — cloritoase cu zoizit și clinozoizit.

Rocile terigene, mai puțin răspîndite în regiune, sînt reprezentate prin șisturi cuarțoase muscovitice cu clorit și albit, șisturi cuarțoase cu calcit, șisturi muscovito-cloritoase, șisturi sericitoase.

Rocile tufogene bazice și terigene au fost metamorfozate regional în condițiile termodinamice ale faciesului de șisturi verzi.

Structura generală a șisturilor cristaline este orientată în general NE—SW; corpurile de roci eruptive bazice și ultrabazice sînt alungite

<sup>5</sup> a) D. Constantinof. Raport asupra cercetărilor geologico-petrografice din regiunea Dognecea—Maidan (Banat). Arh. Com. Geol. 1958, București.

b) D. Constantinof. Raport asupra cartărilor geologice pentru foaia 104 Reșița—Oravița. Arh. Com. Geol. 1959, București.

<sup>6</sup> O. Iliescu, Gr. Alexandrescu, Ecaterina Alexandrescu, Elena Mateescu. Raport asupra lucrărilor de cartare în regiunea Forotic—Cacova—Oravița—Carașova. Arh. Com. Geol. 1959, București.

<sup>7</sup> Vezi nota 5.



conform direcției generale a formațiunilor metamorfice. Formațiunile sarmatiene ce constituie rama de vest a regiunii prezintă înclinări slabe (cca  $10^\circ$ ) către SW.

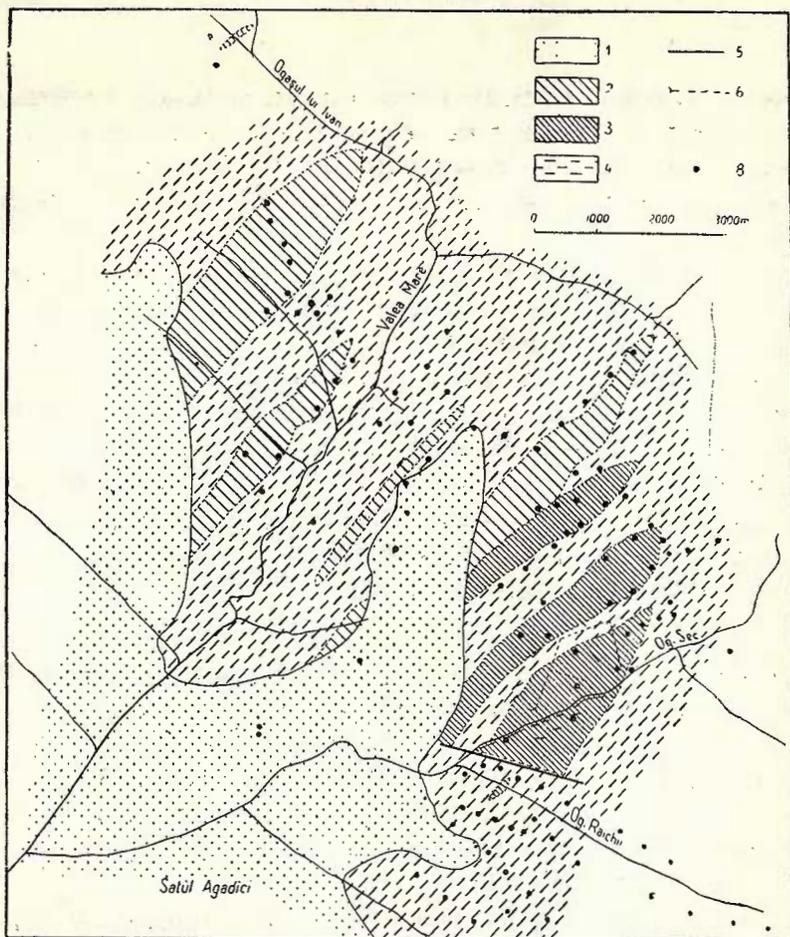


Fig. 1. — Schița geologică a sectorului Agadici.

1, depozite sarmatiene; 2, gabbroui, dolerite și metabazite; 3, metaserpentinite werhlitice; 4, meta-tufuri bazice și sisturi terigene; 5, falie; 6, galerii; 7, șant; 8, puț.

Esquisse géologique du secteur d'Agadici.

1, dépôts sarmatiens; 2, gabbros, dolérites et metabasites; 3, métaserpentinites werhlitiques; 4, métatufs basiques et schistes terrigènes; 5, faille; 6, galerie; 7, sillon; 8, puits.

## Rocile bazice și ultrabazice

În regiunea studiată apare un complex de roci bazice și ultrabazice intruse concordant în șisturile tufogene bazice și în rocile terigene menționate.

**Rocile bazice.** Constituie câteva corpuri și filoane lenticulare cantonate mai ales în șisturile terigene și tufogene ale complexului cristalin și mai rar în ultrabazite. Dimensiunile acestor iviri sînt relativ reduse, lungimea maximă fiind de cca 400 m, iar lățimea medie nedepășind 130—150 m.

Observațiile noastre ne-au arătat că în corpurile mai importante de roci ultrabazice există o zonalitate evidentă; în zonele centrale apar roci puțin afectate de metamorfismul regional, reprezentate prin dolerite și gabbrouri; în zonele marginale rocile menționate au suferit transformări metamorfice intense de ordin mineralogic, structural și textural, devenind adevărate șisturi cristaline. Rocile eruptive bazice din corpurile mici au fost transformate în totalitate în timpul metamorfismului regional.

Între gabbrouri și dolerite există o tranziție continuă după cum există și între rocile masive proaspete din nucleul corpurilor și cele șistuoase din părțile marginale ale acestuia.

*Doleritele.* Sînt roci de culoare verde negricioasă, faneritice, cu textură masivă. Structura acestor roci este holocristalină, relativ inechigranulară (cristalele de plagioclazi mai dezvoltate decît cele ale piroxenilor), hipidiomorfă (plagioclazii sînt în general idiomorfi iar piroxenii sînt de obicei alotriomorfi, ocupînd spațiile dintre feldspați). Dispoziția spațială și relațiile mutuale existente între plagioclazi și piroxeni imprimă rocii o structură generală ofitică.

Studiul microscopic al acestor roci relevă următoarea compoziție mineralogică (enumerarea mineralelor se va face în ordinea predominanței lor): feldspații (andezin, albit), piroxeni monoclinici (augit și augit titanifer), uralit, clorit, calcit, leucoxen și minerale opace (ilmenit și magnetit). Fenomenele de transformare ale acestor roci sînt relativ reduse și se manifestă prin transformarea plagioclazilor calcici în albit și printr-un început de uralitizare și cloritizare a piroxenilor.



*Gabbrourele.* Gabbrourele sînt roci de culoare verde, cu pete albicioase, structură faneritică și textură masivă. Relațiile mutuale între feldspați și piroxeni sînt tipice structurilor gabbroice, plagioclazul incluzînd piroxenul.

Microscopic, se constată prezența feldspaților (labrador, albit), piroxenilor monoclinici (diopsid), uralitului, saussuritului, cloritului, biotitului, calcitului, leucoxenului, caolinului și mineralele opace (ilmenit și magnetit).

Gabbrourele prezintă o serie de fenomene de transformare mineralogică. Astfel, plagioclazii calcici inițiali au fost înlocuiți complet prin saussurit, zoizit ( $\alpha$  și  $\beta$ ), albit, calcit și caolin. Piroxenii monoclinici sînt înlocuiți parțial prin uralit, biotit și clorit. Ilmenitul prezintă începuturi de hematizare și zone de transformare în leucoxen.

*Rocile metaeruptive bazice (metabazite).* Această varietate petrografică s-a format în timpul metamorfismului regional pe seama gabbrourilor și doleritelor. Textura devine evident șistoasă iar transformările mineralogice sînt aproape totale, surprinzîndu-se rar relicte mineralogice sau structurale din roca inițială. Astfel rocile bazice inițiale, datorită proceselor de metamorfism regional, s-au transformat în șisturi cristaline (metabazite) în compoziția cărora intră: albitul, hornblenda verde albăstruie, actinotul, tremolitul, cloritul, cuarțul, zoizitul ( $\alpha$  și  $\beta$ ), epidotul, calcitul, titanitul și minerale opace.

*Transformări mineralogice în rocile eruptive bazice.* După cum s-a arătat, în rocile eruptive bazice s-au observat fenomene de transformări mineralogice progresive, legate de procesele de metamorfism regional pe care acestea le-au suferit în unele zone, rezultînd numeroase tranziții de la rocile aproape proaspete spre metabazite, ultimele putînd fi considerate veritabile șisturi cristaline.

Menționăm de la început că din cele două grupe principale de minerale ce intră în alcătuirea rocilor bazice, feldspații plagioclazi calcici inițiali au fost mult mai sensibili la schimbarea condițiilor termodinamice și chimice ce a avut loc în timpul metamorfismului regional în comparație cu piroxenii monoclinici. Astfel studiul efectuat rareori ne-a prilejuit observarea plagioclazilor inițiali în timp ce piroxenii originali au putut fi observați adesea sub forma de cristale foarte slab transformate



sau ca relicte; de abia în varietățile șistoase piroxenul dispare fiind înlocuit cu alte minerale.

a) Piroxenii sînt minerale magmatice primare ale rocilor bazice și sînt reprezentați prin termeni monoclinici: diopsid, augit și augit titanifer. Se dezvoltă sub formă de cristale xenomorfe sau hipidiomorfe.

Cel mai frecvent fenomen de transformare al piroxenilor monoclinici este uralitizarea acestora, fenomen ce se accentuează progresiv de la tipurile cu textură masivă spre tipurile cu textură șistoasă. La dolerite, uralitizarea este incipientă, dezvoltîndu-se în general centripet, în zonele periferice ale piroxenilor sau pe crăpăturile acestora. La gabbrouri, uralitizarea piroxenilor este mai avansată (uneori totală). Uralitul reprezintă un agregat constituit din cristale aciculare fine uneori fibroase de actinot și tremolit, care constituie în stadiile finale, pseudomorfoze după piroxeni. Structura agregatelor uralitice este adesea cea a unei pîsle. În secțiunile bazale ale foștilor piroxeni uralitizați se observă frecvent dispoziția mineralelor ce alcătuiesc uralitul după cele două direcții de clivaj ale mineralului înlocuit. În metabazite, pseudomorfoza piroxenului se exprimă prin înlocuirea acestuia cu un individ unic de hornblendă verde-albăstruie cu caractere aproape identice cu cele ale actinotului, de care se deosebește numai prin dimensiunile sale mai mari. În timpul procesului de uralitizare al augitului titanifer se eliberează titan ce intră în alcătuirea titanului ce constituie granule individualizate cuprinse în conturul piroxenului pe cale de uralitizare.

Biotitizarea piroxenilor s-a surprins în cazuri foarte rare în cuprinsul gabbrourilor; acest fenomen reprezintă de asemenea un stadiu incipient de transformare sincron cu uralitizarea.

Cloritizarea este un proces de transformare atît al piroxenilor (fenomen mai rar) cît și al mineralelor secundare ce au înlocuit piroxenii. Astfel, agregatele uralitice precum și hornblenda verde-albăstruie prezintă frecvente cloritizări în deosebi pe clivaje și fisuri. Biotitul format anterior este adesea cloritizat total sau parțial. Cloritul este reprezentat în majoritatea cazurilor prin clinoclor și subordonat prin penin.

b) În rocile bazice din regiunea Agadici plagioclazii inițiali au suferit adesea transformări totale, actualmente surprinzîndu-se frecvent numai produsele de înlocuire cum sînt albitul, saussuritul, caolinul, cuarțul etc. Procesul de înlocuire al feldspaților calcei inițiali prin albit este însoțit de expulzarea calciului care intră apoi în constituția epido-



tului, zoizitului și calcitului. Saussuritizarea plagioclazilor s-a întâlnit la gabbrouri și dolerite. Agregatele saussuritice sînt alcătuite din zoizit fin granular, epidot, plagioclaz intermediar sau acid, actinot și clorit (mai ales clinoclor). Pe măsură ce roca devine mai șistoasă din agregatele saussuritice tind să se individualizeze sub formă de granule mineralele componente menționate. Feldspații plagioclazi primari prezintă uneori un ușor început de caolinizare.

e) Ilmenitul reprezintă un mineral primar în rocile gabbroice. Apare în cantități mici și prezintă frecvent transformări marginale leucoxenice.

În concluzie, în cuprinsul rocilor bazice din regiune se pot surprinde o serie de transformări mineralogice succesive ce exprimă tendința de adaptare a rocilor la noile condiții chimice și termodinamice care au domnit în timpul metamorfismului regional. Schematizînd aceste procese se pot da următoarele succesiuni de transformare :

- (1) Piroxeni → Uralit → Hornblendă → Actinot → Clorit  
 monoclinici (agregate de ac- verde albăstruie  
 (diopsid, augit, tinot ± tremo- truie  
 augit titanifer) lit ± titanit
- (2) Plagioclazi calciți → Saussurit → Albit, zoizit, clinozoizit, epidot, calcit, cuarț.
- (3) Ilmenit → leucoxen

Din relațiile 1, 2 și 3 se observă că procesele de transformare ale rocilor bazice dau termeni mineralogici finali reprezentați prin albit, cuarț, clorit, actinot, epidot, zoizit, calcit, caracteristici subfaciesului cuarț—albit—clorit—muscovitic.

Aceste modificări nu sînt complete, întrucît alături de mineralele de metamorfism puțin intens apar minerale relict (piroxen, plagioclaz, ilmenit, hornblendă verde-albăstruie), chiar și în rocile bazice cele mai transformate. Aceasta arată că rocile bazice nu s-au adaptat complet la condițiile termodinamice din timpul metamorfismului regional, condiții sub influența cărora rocile terigene și tufogene bazice au recristalizat complet (actualmente aceste roci prezintă numai paragenezele mineralogice ale subfaciesului cuarț—albit—clorit—muscovit).

Inerția relativă a rocilor bazice de adaptare la condițiile de metamorfism este datorită structurilor compacte inițiale (care au îngreunat circulația soluțiilor apoase metamorfice) și cantității inițiale reduse de apă existentă în aceste roci. Acest lucru ne-a dat posibilitatea să observăm că mineralele primare (plagioclazii și piroxenii) din dolerite și gab-



brouri trec prin mai multe etape de transformare pînă la stadiul final de înlocuire cu minerale caracteristice unui metamorfism slab. Piroxenul monoclinic vrece mai ușor la clorit prin intermediul amfibolilor decît dacă ar trebui să se transforme direct în clorit, întrucît în cel de al doilea caz, diferența de edificiu cristalin între piroxen și clorit este foarte mare comparativ cu cea existentă între piroxeni și amfiboli (F. G. Turner și J. Verhoo gen, 1960). Menționăm cazuri similare în Poiana Ruscă (M. Mureșan, 1964).

**Metaserpentinitele verhlitice.** În complexul cristalin din zona Agadici sînt cantonate cîteva corpuri în general lenticulare de roci ultrabazice, dintre care ivirea cea mai importantă este cea de pe Ogașul Sec (fig. 1, 2) menționată mai de mult (Fr. Schafarz ik, 1886); ele sînt reprezentate prin metaserpentinite verhlitice, în cuprinsul cărora (în special în corpul de pe Ogașul Sec) apar rețele filoniene de asbest amfibolic (a cărui descriere va fi făcută într-un capitol aparte).

Metaserpentinitele verhlitice sînt roci de culoare verde negricioasă, compacte și cu textură masivă. Din punct de vedere mineralogic aceste roci sînt alcătuite din piroxeni monoclinici (augit și augit titanifer), minerale serpentinice, amfiboli (tremolit și hornblendă verde-albăstruie), biotit ferifer, clorit (clinoclor, penin, și rar proclorit și leptoclorit), carbonați (calcit și subordonat magnezit) și minerale opace (magnetit, ilmenit și pirită).

Piroxenii monoclinici (augit, augit titanifer) reprezintă singurele minerale primare principale ale rocii care se mai pot observa actualmente, olivina fiind complet transformată (serpentinizată). Piroxenii apar sub formă de indivizi xenomorfi și rar hipidiomorfi; adesea ei prezintă o aceeași orientare optică la toți indivizii. Frecvent prezintă fisuri la nivelul cărora încep de obicei transformările ce afectează aceste minerale. Relictele de piroxeni și pseudomorfozele de minerale noi care înclocuiesc piroxenii arată că în cele mai multe cazuri în roca inițială piroxenii erau subordonați cantitativ olivinei. În metaserpentinitele verhlitice cu relicte de piroxeni se observă că aceștia din urmă ocupă spațiile libere dintre celule avînd întotdeauna forme xenomorfe și foarte rar hipidiomorfe, ceea ce indică faptul că în rocile inițiale, olivina a cristalizat într-o primă fază iar piroxenul a cristalizat ulterior, ocupînd spațiul rămas liber între cristalele de olivină. În rocile de care ne ocupăm s-au surprins numeroase



transformări ale piroxenului care pot merge pînă la înlocuirea lui totală cu uralit (tremolit), hornblendă verde-albăstruie, clorit, carbonați. Agregatele tremolitice care înlocuiesc cel mai frecvent piroxenul au dispoziția

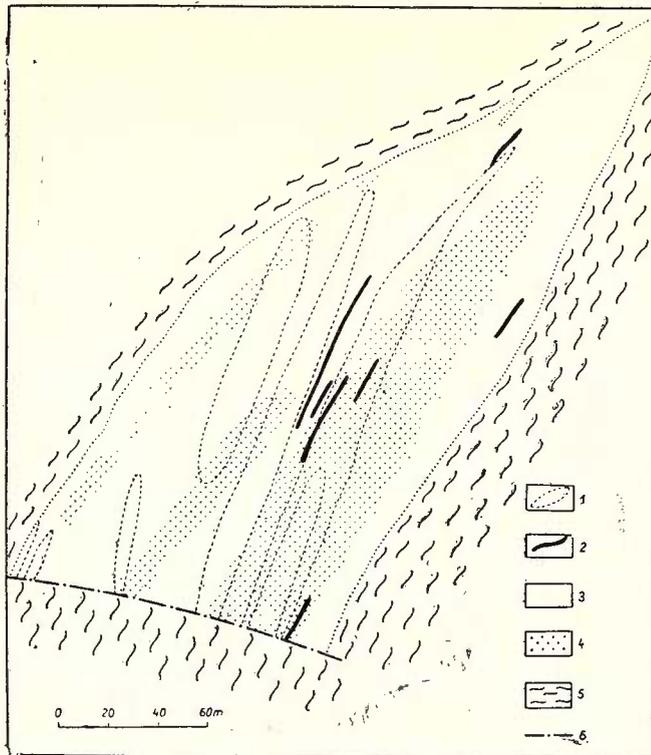


Fig. 2. — Schița geologică a corpului de metaserpentine werhilitice de pe Ogașul Sec.

1, conturul principalelor zone asbestifere; 2, gabbrouri; 3, zone alcătuite predominant din metaserpentine werhilitice fără relicte de piroxeni; 4, zone alcătuite predominant din metaserpentine werhilitice cu relicte de piroxeni; 5, sisturi cristaline tufogene și terigene; 6, falie.

Esquisse géologique du corps de métaserpentes werhilitiques d'Ogașul Sec.

1, contour des principales zones asbestifères; 2, gabbros; 3, zones constituées prédominant de métaserpentes werhilitiques dépourvues de reliques de pyroxènes; 4, zones constituées prédominant de métaserpentes werhilitiques avec reliques de pyroxènes; 5, schistes cristallins tuffogènes et terrigènes; 6, faille.

paralelă cu alungirea acestuia sau alcătuiesc agregate fibroradiare și snopi divergenți. Uneori se observă cloritizarea parțială a piroxenilor. Într-un stadiu mai avansat de transformare, tremolitul trece în calcit



iar hornblenda verde-albăstruie se cloritizează. În timpul proceselor de transformare ale piroxenului au fost puse în libertate cantități uneori relativ apreciabile de Ti și Fe relevate de existența în cadrul conturelor fostului piroxen sau în imediata apropiere a acestuia a titanitului și magnetitului secundar.

Olivina este complet substituită recunoscându-se doar conturile cristalografice ale acesteia, fiind înlocuită în special prin minerale serpentinite și cantități reduse de magnetit secundar. Uneori, mineralele serpentinite sînt la rîndul lor cloritizate.

Biotitul ferifer ( $Np$  = galben închis-brun deschis;  $Ng$  = brun închis-negru), ce apare sporadic, este un mineral relict din roca inițială; el se cloritizează adesea, eliberîndu-se din rețeaua sa fier, reprezentat printr-o pulbere de minerale opace localizate în special în zonele periferice ale fostului cristal.

Prin scăderea procentului de piroxeni din roca inițială, metaserpentinitele verhlitice trec treptat înspre varietăți care au avut un conținut mai ridicat în olivină, indicînd tranziția înspre metaserpentinite dunitice. Prin creșterea procentului în piroxeni se face trecerea spre metaserpentinite piroxenice. Raporturile procentuale dintre tipul de minerale secundare formate pe seamă celor două minerale principale menționate reflectă compoziția inițială a rocii primare. În rocile care au avut multă olivină predomină mineralele serpentinite, în timp ce în cele în care piroxenul a avut un rol preponderent abundă amfibolii secundari și cloritul.

S-au observat următoarele asociații mineralogice principale calitative:

- (1) Minerale serpentinite + amfiboli  $\pm$  biotit  $\pm$  clorit  $\pm$  carbonat  $\pm$  talc + minerale opace;
- (2) Minerale serpentinite + piroxeni + amfiboli  $\pm$  biotit  $\pm$  clorit  $\pm$  carbonat  $\pm$  talc + minerale opace.

În aceste asociații se observă în cazul (1) că alcătuirea mineralogică de bază este dată de mineralele serpentinite și de amfiboli (tremolit și subordonat hornblendă verde-albăstruie), iar în relația (2) masa principală a rocii este alcătuită din minerale serpentinite, piroxeni și amfiboli (tremolit și subordonat hornblendă verde-albăstruie). Deci asociația (1) exprimă metaserpentinitele verhlitice complet transformate iar asociația (2) metaserpentinitele verhlitice cu relicte de piroxeni. Mineralele



secundare (minerale serpentinite, amfiboli, clorit, carbonați, tale) din asociațiile menționate au putut apărea în momente diferite, fapt indicat de relațiile existente între acestea, observate la microscop.

În funcție de dispunerea generală a mineralelor serpentinite se pot deosebi două tipuri mari de structuri în rocile ultrabazice cercetate: 1, structuri celulare; 2, structuri difuze. Menționăm că cele două tipuri de structuri se întâlnesc frecvent în cadrul aceleiași secțiuni și că tranzițiile între ele sînt foarte dese.

1. Structura celulară, are drept element de bază „celula” cu forme și alcătuirii variate care vor fi descrise mai jos. Conturul exterior al celulelor este cel mai adesea oval și mai rar poligonal — uneori zona periferică a celulelor este marcată de o bordură fină de minerale opace rezultate în timpul procesului de serpentinizare. Celulele pot fi răzlețe și izolate în masa serpentinică cu structură difuză microcristalină, iar alteori vin în atingere unele cu altele. În cadrul celulelor apar frecvent o serie de canale (fisuri) marcate și umplute cel mai adesea fie cu minerale opace punctiforme sau pulverulente, fie cu serpentină microcristalină sau amorfă (serpofit). Perpendicular sau oblic pe aceste canale se dispun fibre de serpentină (de obicei serpentină  $\gamma$  — cu alungire pozitivă). Uneori fibrele dispuse pe cele două părți ale canalului se întrepătrund, ducînd la dispariția acestuia. Dispoziția canalelor (mărginite în modul descris de către mineralele serpentinite) în cadrul celulelor este cel mai adesea neregulată, întrîetăindu-se sub diferite unghiuri, rezultînd forme arborescente, dendritice și sferulitice. Mai rar canalele au o dispoziție paralelă în cadrul celulelor. Foarte rar fisurile au o dispoziție rectangulară. Interiorul celulelor cu structura concentrică prezintă în unele cazuri o alcătuire mai complexă decît cea menționată mai sus, cele mai frecvente situații fiind următoarele: *a*) nucleul de serpentină microcristalină este bordat radial de serpentină fibroasă dispusă sub forma a 1—2 zone; *b*) nucleul celulei are o structură în ceas de nisip (format din  $\gamma$  serpentină) înconjurat sau nu de o zonă inelară de minerale serpentinite fibroase; *c*) nucleul celulei este constituit din amfiboli adesea cloritizați parțial, cărora li se asociază uneori minerale opace și carbonat.

2. Structura difuză se caracterizează printr-o cristalinitate fină a mineralelor serpentinite (în special  $\gamma$  serpentină cu alungire pozitivă) și printr-o dispoziție relativ haotică a acestor minerale. Prin apariția unor



celule izolate în cadrul acestei mase cu structură difuză se face trecerea treptată spre tipul cu structură predominant celulară descrisă mai sus.

Structura celulară reprezintă o structură inițială premetaforică a actualelor metaserpentine verhlitice fiind legată de procesul de auto-metamorfism (serpentinizare) premetaforic al acestor roci. În timpul proceselor de metamorfism regional structura celulară a fost parțial distrusă luînd naștere prin recristalizare structura difuză (antigoritică), fapt constatat microscopic în fiecare secțiune subțire studiată. S-a observat că în porțiunile în care procesele de recristalizare metamorfică sînt avansate, piroxenii au fost înlocuiți în majoritatea cazurilor prin amfiboli (în special hornblendă verde-albăstruie) și clorit.

Rocile ultrabazice din sectorul Agadici au fost investigate și cu ajutorul razelor X și prin analize termice diferențiale.

Au fost analizate două probe bogate în minerale serpentinite de către R. G i u ș c ă cu ajutorul difractometrului; s-a pus în evidență prezența antigoritului ale cărei caracteristici (vezi tabelul 1) au fost

TABELUL 1

*Distanțe reticulare la analiza röntgenografică a unor metaserpentine verhlitice din zona Agadici (analist R. G i u ș c ă)*

Miheev 815 b		Proba I		Proba II	
<i>d</i>	<i>I/I<sub>0</sub></i>	<i>d</i>	<i>I/I<sub>0</sub></i>	<i>d</i>	<i>I/I<sub>0</sub></i>
7,28	10	7,34	10	7,34	10
6,25	2	6,55	2	—	—
5,23	1	—	—	5,00	3
4,62	5	4,74	3	4,667	5
4,17	5	4,27	3	—	—
3,63	10	3,624	9	3,624	10
2,55	9	2,548	9	2,548	8
2,425	4	2,428	4	2,423	4
2,17	5	2,175	3	2,175	3
1,82	3	1,834	5	1,822	8
1,57	6	1,54	7	—	—

*d* = distanța în angștromi; *I/I<sub>0</sub>* = intensitatea relativă a liniei.

obținute din diagramele din fig. 3 și 4. Un al doilea grup de trei probe au fost analizate röntgenografic de către G. N e a c ș u (vezi tabelul 2); în toate probele (colectate din metaserpentine verhlitice cu compoziție mineralogică complexă) s-a pus în evidență prezența antigoritului,



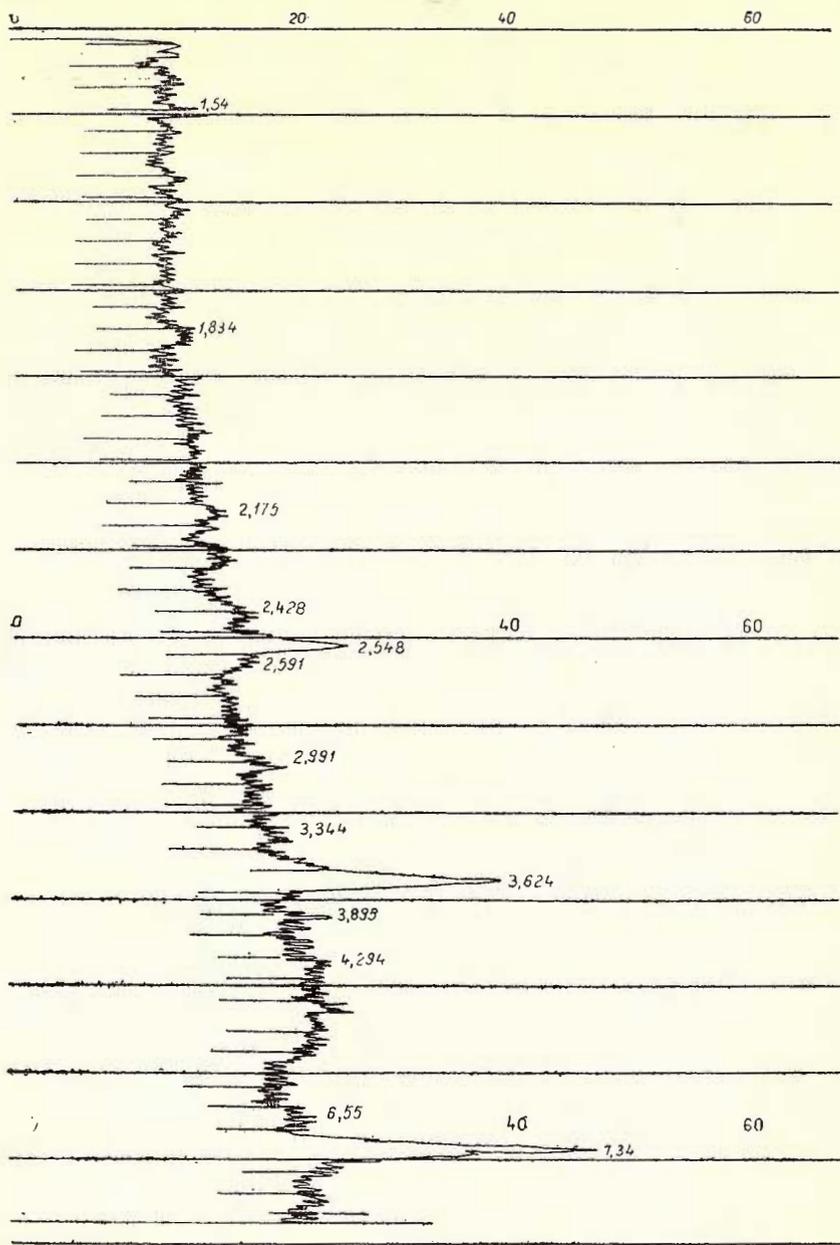


Fig. 3. — Roentgenogramă în metaserpentină werhlică de pe Ogașul Sec (proba 1).  
 Condiții de lucru: difractometru URS-50 IM; radiație Cu K; filtru Ni; constantă de timp 4"; viteză  
 goniometrului  $2\theta = 2^\circ/\text{minut}$ . Analist R. Giușcă.

Roentgenogramme dans métaserpentine werhlicite d'Ogașul Sec (échantillon 1).  
 Conditions de travail: diffractomètre URS-50 IM; radiation Cu K; filtre Ni; constante de temps 4";  
 vitesse du goniomètre  $2\theta = 2^\circ/\text{minute}$ . Analyse effectuée par R. Giușcă.



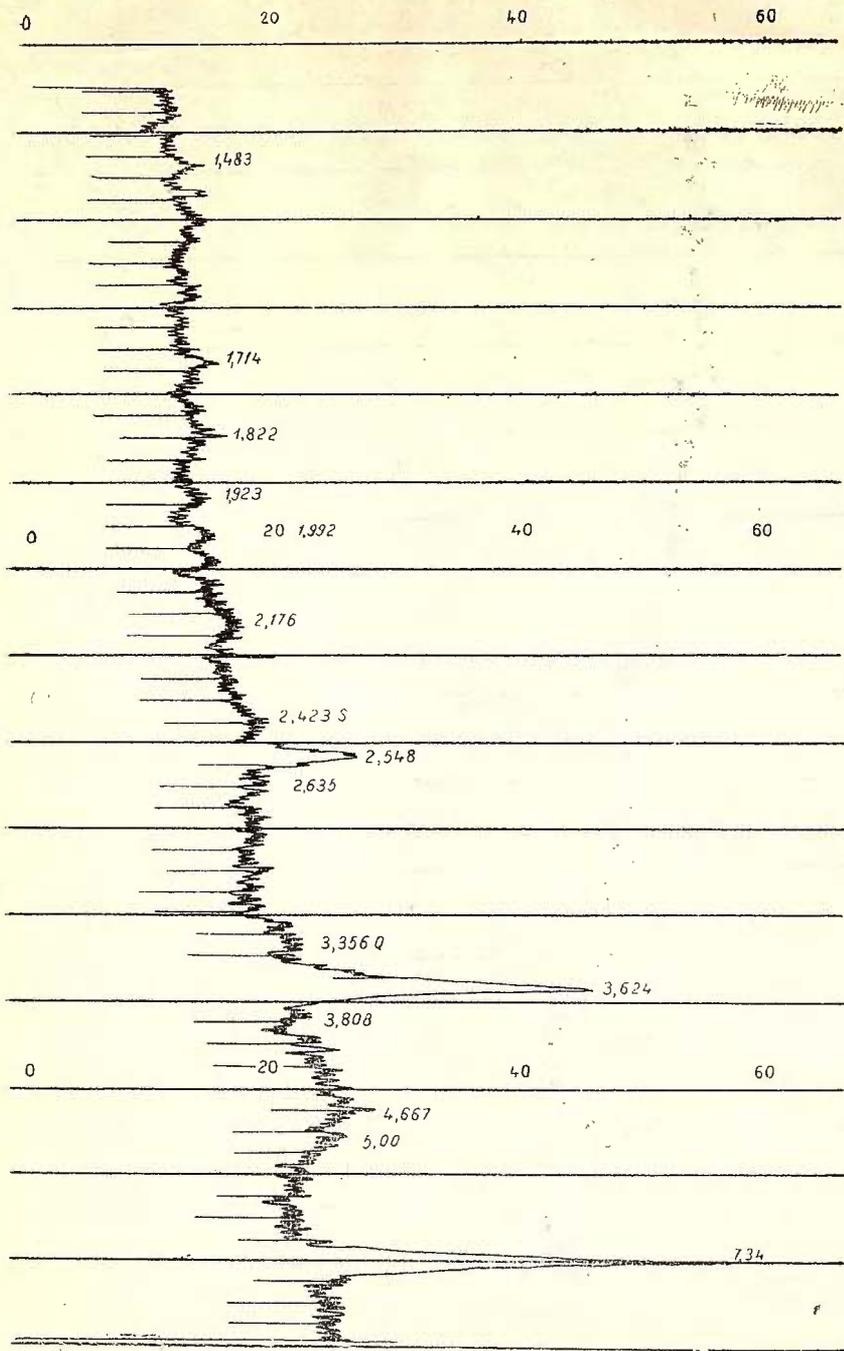


Fig. 4. — Roentgenogramă în metaserpentiniterhilitic de pe Ogașul Sec (proba 2).

Condițiile de lucru sînt cele indicate la fig. 3. Analist R. Giușcă.

Roentgenogramme dans de la serpentinite werhilitique d'Ogașul Sec (échantillon 2).

Conditions de travail tout comme celles indiquées dans la fig. 3. Analyse effectuée par R. Giușcă.



cloritului și crisotilului. În proba 3 s-a relevat și existența unor cantități mici de magnezit și talc.

S-au analizat termic diferențial<sup>8</sup> de către D. N. Todor cinci probe de metaserpentinite verhlitice alcătuite din minerale serpentinite,

TABELUL 2

*Distanțe reticulare obținute la analiza röntgenografică a unor metaserpentinite verhlitice din zona Agadici (analist G. Neacșu)*

Nr. crt.	Proba 1		Proba 2		Proba 3	
	d	I/I <sub>0</sub>	d	I/I <sub>0</sub>	d	I/I <sub>0</sub>
1	—	—	8,1	5	—	—
2	7,02	8-9	6,94	9	7,25	10
3	5,60	4	5,80	2-3	6,01	3
4	4,65	6	4,65	5-6	4,55	6
5	—	—	4,33	3	—	—
6	3,928	2,3	3,979	5-6	3,926	3
7	3,548	8	3,608	9	3,603	8
8	3,270	3-4	3,304	3-4	3,316	4
9	—	—	3,015	4-5	3,040	7
10	2,975	5	2,816	6	2,706	4
11	2,698	3	2,615	6	—	—
12	2,550	7	2,580	5	2,565	8
13	2,474	6	2,480	6	2,470	6
14	2,350	4	2,375	4	2,370	4
15	—	—	2,287	6	2,248	3
16	2,145	5	2,148	4	2,146	6
17	2,035	3-4	2,075	3	2,092	6
18	1,903	3	1,980	3-4	2,025	4
19	1,830	3	1,798	2-3	1,965	3
20	1,760	3	1,716	3-4	—	—
21	1,632	4-5	1,632	3-4	1,632	3
22	1,572	5-6	1,580	5-6	—	—
23	1,554	6-7	1,563	7	—	—
24	1,520	4-5	1,531	5-6	1,543	5
25	—	—	1,500	4	1,498	5
26	1,484	4-5	1,476	3-4	—	—
27	1,444	4	1,465	4	1,432	7
28	1,413	6-7	1,428	2	—	—
29	—	—	1,402	8	—	—
30	1,350	5	1,334	5	1,320	3-4
31	—	—	1,308	4-5	—	—
32	1,277	6	1,286	5	1,295	5-6
33	—	—	1,207	7-8	—	—

d = distanța în angströmi ; I/I<sub>0</sub> = intensitatea relativă a liniei.

clorit, tremolit și carbonați. Curbele termice obținute (vezi fig. 5) evidențiază compoziția mineralogică complexă a rocilor cercetate, efectele

<sup>8</sup> Caracteristicile de lucru : temperatura maximă 1000° C ; viteza de încălzire 10° C/minut.



termice indicînd în toate eşantioanele prezența antigoritului ( $\alpha$  și  $\beta$ ), crisotilului ( $\alpha$  și  $\beta$ ) peninului și a calcitului.

În urma studiului efectuat asupra metaserpentinitelor verhlitice din regiune se pot schița principalele etape de transformare la care au fost supuse rocile ultrabazice înaintea și în timpul metamorfismului

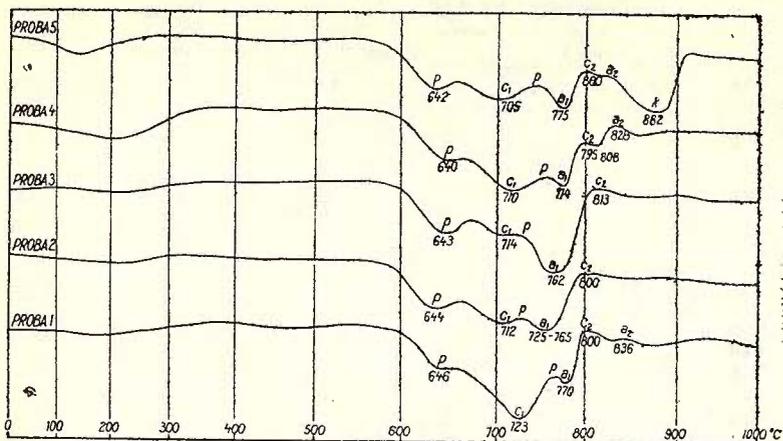


Fig. 5. — Termodiagramele diferențiale ale unor metaserpentinite verhlitice din zona Agadici. Analist D. N. Todor.

p, pennin; c<sub>1</sub>, crisotil  $\alpha$  și  $\beta$ ; c<sub>2</sub>, crisotil  $\alpha$ ; a<sub>1</sub>, antigorit  $\alpha$  și  $\beta$ ; a<sub>2</sub>, antigorit  $\alpha$ ; k, calcit.

Thermodiagrammes différentielles de certaines métaserpentinites verhlitiques de la zone d'Agadici. Analyse effectuée par D. N. Todor.

p, pennine; c<sub>1</sub>, chrysotile  $\alpha$  et  $\beta$ ; c<sub>2</sub>, chrysotile  $\alpha$ ; a<sub>1</sub>, antigorite  $\alpha$  et  $\beta$ ; a<sub>2</sub>, antigorite  $\alpha$ ; k, calcite.

regional: 1, etapa premetamorfică: olivina se serpentinizează complet formîndu-se structura celulară; biotitul și piroxenii rămîn ca atare; 2, etapa sinmetamorfică: mineralele serpentinice formate anterior recrystalizează parțial sub formă de antigorit, structura celulară fiind în parte distrusă, luînd naștere structura difuză; uneori o parte din mineralele serpentinice se cloritizează sau trec în talc; piroxenii se transformă parțial sau total în tremolit, hornblendă verde-albăstruie sau clorit; prin diferențiere metamorfică se formează filonașe de tremolit (ulterioare tremolitului din masa rocii); uneori biotitul și hornblenda verde-albăstruie se cloritizează; într-o fază tîrzie au loc procese slabe de carbonatare, în care timp o parte din mineralele serpentinice sînt înlocuite prin magnezit iar tremolitul prin calcit.



**Mineralele asbestifere.** În corpul principal ultrabazic, ce aflărează din Ogașul Sec spre nord (constituit din metaserpentinite verhlitice), s-au pus în evidență prin lucrările de exploatare executate de I.S.E.M. (galeriile II și III precum și într-o serie de puțuri și șanțuri) zone asbestifere (vezi fig. 2) în care apar filonașe de dimensiuni reduse cu asbest amfibolic.

S-a deosebit: a) un tip de asbest propriu-zis, de culoare albă argintie cu luciu mătășos la care fibrele se separă ușor prin descumare și sînt flexibile și b) un tip de fibre cu grad de rigiditate avansat, avînd o flexibilitate redusă. Din asbestul de la Agadici s-a obținut (M.I.P.C., 1963) „faolitul”, utilizat ca anticoroziv.

Dăm mai jos două analize chimice complete de asbest.

Nr. probei	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O =	H <sub>2</sub> O +	TiO <sub>2</sub>	Ni	CO <sub>2</sub>	Suma
1	44,76	1,50	3,70	—	16,65	21,35	0,13	urme	1,24	1,7	urme	0,14	8,36	99,53
2	52,52	3,11	4,79	—	19,05	15,19	0,21	0,05	0,92	2,04	urme	0,02	1,80	99,70

Analist S u z i I l i e s c u

Întrucît probele analizate conțineau în afară de amfibol asbestifer și calcit (fapt stabilit în urma examenului microscopic) am recalculat cele două analize, scăzînd cantitatea de CaO corespunzătoare bioxidului de carbon pus în evidență în fiecare din ele. După această operație am efectuat calculele necesare obținerii formulelor cristalochimice ale mineralului analizat. Astfel probele corespund următoarelor formule:

Proba 1: Ca<sub>2,00</sub> Na<sub>0,05</sub> (Mg<sub>4,33</sub> FeO<sub>0,48</sub> Al<sub>0,13</sub> Ni<sub>0,02</sub>) (Si<sub>7,83</sub> Al<sub>0,18</sub>) (OH)<sub>2</sub>

Proba 2: Ca<sub>2,01</sub> Na<sub>0,05</sub> K<sub>0,01</sub> (Mg<sub>4,17</sub> FeO<sub>0,53</sub> Al<sub>0,25</sub> Ni<sub>0,004</sub>) (Si<sub>7,72</sub> Al<sub>0,28</sub>) (OH)<sub>2</sub>

Cele două formule sînt aproape identice și corespund unui termen tremolitic din seria tremolit—ferotremolit, fapt care concordă și cu observațiile microscopice.

În cadrul filonașelor de asbest, tremolitul constituie majoritatea umpluturii acestora și se dezvoltă sub forme fibroase și fibroaciculare, deosebindu-se astfel net de tremolitul care apare în masa rocii gazdă (metaserpentină verhlitic) ca indivizi prismatici bine conturați. În inte-



riorul filonașelor fibrele tremolitice se dispun paralel între ele și aproximativ perpendicular pe pereții fisurii; uneori dispoziția fibrelor nu este paralelă rezultând texturi pîsloase, în care caz fibrele au lungimi mai reduse decît lățimea transversală a fisurii gazdă. În afară de tremolit, în interiorul filonașelor asbestifere apare relativ frecvent calcitul și mai rar talcul, titanitul și magnetitul. Talcul apare, în cantități reduse, ca paiețe foarte fine a căror dispoziție spațială este de obicei aceeași cu orientarea generală a fibrelor tremolitice, pe care tinde uneori să le înlocuiască. Adesea tremolitul precum și talcul sînt substituiți cu calcit care apare sub formă de plaje, cuiburi și filonașe dispuse mai mult sau mai puțin paralel cu fibrele de asbest pe care le înlocuiesc. Varietățile neindustriabile își datoresc în bună parte rigiditatea și casanța frecventelor înlocuiri ale tremolitului prin calcit.

Forma de bază în care se dezvoltă asbestul amfibolic din zona Agadici este cea filoniană, adică fisuri umplute cu tremolit asbestifer. Pereții fisurilor au conture în general neregulate slab sinuoase iar forma generală a fisurilor este lenticulară mult alungită; lărgimea variază de la zecimi de mm pînă la cîțiva zeci de cm, frecvente fiind grosimile între 1 și 10 cm. Lungimea acestor filonașe este variabilă oscilînd de la cîțiva cm la cîțiva m. Dimensiunile pe înclinare ale fisurilor prezintă caracteristici asemănătoare. Uneori umplutura de asbest în cadrul fisurilor include fragmente colțuroase desprinse din roca gazdă, fapt indicat atît de compoziția mineralogică a fragmentelor (identică cu pereții înconjurători) cît și de forma acestora (conformă cu locul de desprindere). Adesea vinișoarele se bifurcă reunindu-se după un oarecare interval. S-a observat că uneori filonașele asbestifere sînt deplasate de microfalii. După numărul de rînduri de fibre de asbest ce intră în constituția unui filonaș, s-a deosebit un tip cu o fibră și un tip cu mai multe fibre (cel mai frecvent cu două rînduri de fibre). Fisurile cu dimensiuni mai importante găzduiesc filoane asbestifere individualizate (cazuri mai rare). Uneori lărgimea mare a fisurii și dimensiunile sale reduse pe direcție și înclinare determină forme lenticulare și cuiburi umplute cu asbest. Cel mai frecvent însă filonașele asbestifere se asociază între ele sub formă de rețele filoniene și rețele neregulate (de tip volbură). Rețelele filoniene sînt forma cea mai răspîdită de zăcămint a asbestului cercetat din regiune. Ele sînt alcătuite dintr-o serie de filonașe (2—10 filonașe) aproximativ paralele între ele, legate adesea prin fisuri transversale sau oblice, umplute de asemenea cu asbest. Rețe-



lele neregulate constituie o altă formă de zăcămint a asbestului, fiind caracterizate prin prezența filonașelor asbestifere dispuse neregulat și care se intersectează după unghiuri variate.

### Considerații petrogenetice

Studiul rocilor magmatogene din zona Agadici ne permite să tragem o serie de concluzii referitoare la evoluția magmatismului din regiune.

După cum s-a arătat, șisturile cristaline și rocile magmatogene intercalate între acestea apar în complexul estic al rocilor verzi separat mai la nord în regiunea Ocna de Fier—Bocșa Montană de către A. L. Codarcea (1930) și urmărit înspre sud de către Ana Radu-Mercus (1962) și D. Constantinof<sup>9</sup>. Această unitate reprezintă (A. L. Codarcea, 1930) un complex alcătuit predominant din roci magmatogene metamorfozate (metatufuri bazice, roci metaeruptive acide, intermediare, bazice și ultrabazice).

Aceste roci magmatogene metamorfozate trebuie considerate ca produse ale magmatismului inițial al eugeosinclinalului în care s-a format stiva actualelor șisturi metamorfozate din Banatul de vest. Întrucît în cadrul metarocilor terigene și tufogene (acide și bazice) apar roci metaeruptive (acide, intermediare, bazice și ultrabazice) se poate conchide că materialul tufaceu menționat era deja sedimentat în momentul intruziunii actualelor roci metaeruptive. Din studierea relațiilor existente între rocile eruptive din regiune (metaserpentinite verhlitice dolerite și gabbrouri) reiese că rocile ultrabazice au fost puse în loc înaintea celor bazice, întrucît acestea din urmă apar uneori sub formă de filoane intruse în metaserpentinite (fig. 2). Situația este similară cu ordinea de punere în loc stabilită de către I. Bercia și Elvira Bercia (1962) în partea de SE a Banatului (zona Iuți—Tisovița—Ciucarul Mare). În ceea ce privește ordinea de formare a rocilor metaeruptive bazice, intermediare (metadiorite) și acide (metagranite), nu putem face precizuni întrucît ultimele două tipuri lipsesc din zona Agadici, ele apărînd mai la nord împreună cu cele bazice și ultrabazice în zona Dognecea—Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. L. Codarcea, 1930; Ana Radu-Mercus, 1962; D. Constantinof<sup>10</sup>). Este posibil ca rocile

<sup>9</sup> Vezi nota 5.

<sup>10</sup> Vezi nota 5.



gabbroide să fie mai vechi ca cele intermediare (metadiorite) și acide (metagranite), în supoziția că evoluția magmatismului ce a dat naștere rocilor intrusivă s-a făcut normal de la roci ultrabazice la cele acide. Evoluția magmatismului din zona Agadici a fost schematizată în fig. 6.

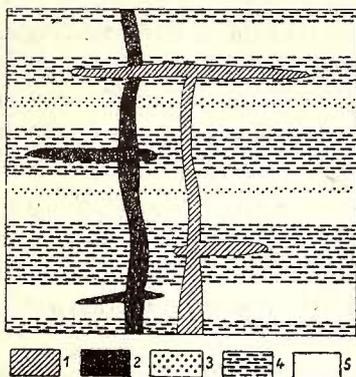


Fig. 6. — Schița relațiilor de vîrstă relativă între rocile magmatogene din zona Agadici.

1, gabbrouri și dolerite; 2, metaserpentinite verhilitice; 3, metatufuri acide; 4, metatufuri bazice; 5, șisturi cristaline terigene.

Esquisse des relations d'âge relatif entre les roches magmatogènes de la zone d'Agadici.

1, gabbros et dolérites; 2, métaserpentinites verhilitiques; 3, métatufs acides; 4, métatufs basiques; 5, schistes cristallins terrigènes.

Considerăm că acest magmatism inițial, foarte bine reprezentat în zona șisturilor verzi din Banatul de vest, s-a manifestat pe zone întinse. Astfel în domeniul Getic din Banatul de sud, în zona de Miniș se cunosc (A. I. C o d a r c e a, 1940) alături de roci terigene, șisturi tufogene bazice, epigabbrouri și amfibolite. În domeniul Danubian este cunoscută seria de Drăgșan (L. P a v e l e s c u, 1959), care prezintă o constituție petrografică similară cu zona șisturilor verzi din Banatul de vest, cuprinzînd un ansamblu de metatufuri bazice și subordonat de roci terigene în care sînt intruse adesea concordant roci metaeruptive (metadiorite cuarțifere, metagabbrouri, hornblendite și metaserpentinite). Recent, L.

P a v e l e s c u (1963) a paralelizat seria de Drăgșan cunoscută în munții Parîng, Vulcan, Retezat și Petreanu cu zonele de Toronița și de Ielova (din partea

sud-vestică a domeniului Danubian) și cu zonele de Corbu și Neamțu (din partea sudică a domeniului Danubian). Zonei de Corbu i se afiliază (A. I. C o d a r c e a, 1937, 1940) complexul rocilor ultrabazice și bazice din zona Iuți—Tisovița—Plavișevița—Ciucaru Mare cercetat recent de către I. B e r c i a și E l v i r a B e r c i a (1962). Produsele (peridotite, gabbrouri, diabaze, tufuri bazice ș. a.) acestui magmatism inițial depășesc, după părerea noastră, granițele țării, ele regăsiindu-se în Dinaridele din Jugoslavia de vest (la Zlatibor, Bukovi, Mlajen, Stolovi) în Rodopi (la Jastrebac, Bujanovac, Basiljgrad etc.) în Serbia de est (Delj Iovan) și în formațiunea diabaz-filitoidă din Stara planina (Bulgaria). Perioada



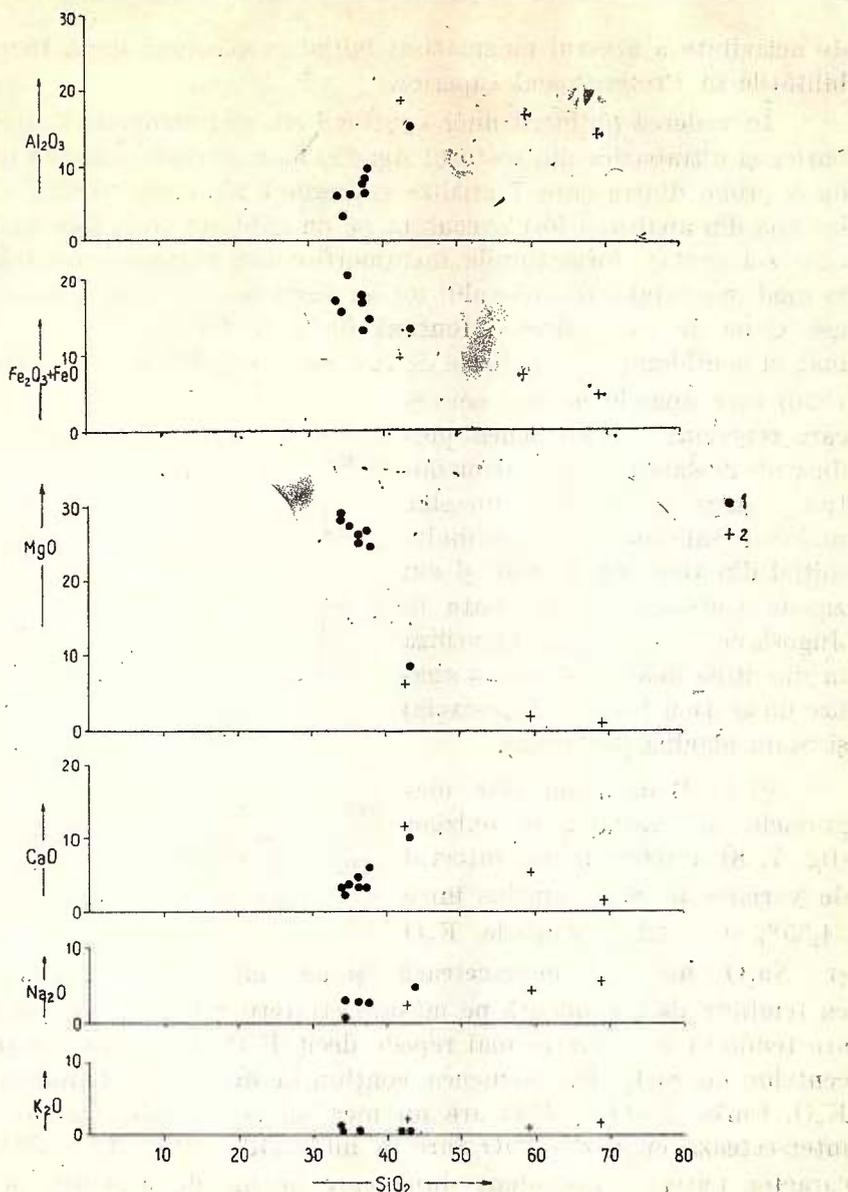


Fig. 7. — Diagrama de variație a oxizilor în rocile din Banatul de vest.

1, roci din zona Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană (Al. Codarcea, 1930).

Diagramme de la variation des oxydes dans les roches du Banat occidental.

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone Ocna de Fier—Bocșa Montană (Al. Codarcea, 1930).



de activitate a acestui magmatism inițial se plasează după toate probabilitățile în Proterozoicul superior.

În vederea obținerii unor concluzii cât mai complete asupra rocilor bazice și ultrabazice din sectorul Agadici s-au analizat complet un număr de 8 probe dintre care 7 analize reprezintă metaserpentinite verhlitice, iar una din analize a fost executată pe un gabbrou (vezi tabelul 3). După cum s-a arătat, formațiunile metamorfice din regiunea noastră aparțin în mod indubitabil complexului rocilor verzi separat mai la nord în regiunea Ocna de Fier—Bocșa Montană de Al. C o d a r c e a (1930), am luat în considerație și analizele de roci metaeruptive (Al. C o d a r c e a, 1930) care aparțin acestei zone și care reprezintă de asemenea produse ale aceluiași magmatism inițial. Pentru a obține o imagine mai de ansamblu a magmatismului inițial din Banatul de vest și din zonele corespunzătoare aflate în Jugoslavia și Bulgaria, vom utiliza în discuțiile noastre și câteva analize de la Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria).

a) În Banatul de vest diagramele de variație a oxizilor (fig. 7, 8) se referă la un interval de variație a  $\text{SiO}_2$  cuprins între 34,35% și 61,22%. Curbele  $\text{K}_2\text{O}$  și  $\text{Na}_2\text{O}$  nu se intersectează și au un mers aproape paralel, cu tendința de ascendență pe măsura creșterii  $\text{SiO}_2$ . Se observă că  $\text{Na}_2\text{O}$  are tendința de a crește mai repede decât  $\text{K}_2\text{O}$ , pe măsura creșterii procentelor de  $\text{SiO}_2$ . De asemenea conținutul de  $\text{Na}_2\text{O}$  predomină asupra  $\text{K}_2\text{O}$ . Curba  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  are un mers în general descendent și nu se intersectează cu curba  $\text{CaO}$  care în intervalul 34,35—43%  $\text{SiO}_2$  are un caracter puternic ascendent după care devine descendentă pe măsura creșterii lui  $\text{SiO}_2$ . Forma curbei  $\text{Al}_2\text{O}_3$  prezintă similitudini cu curba  $\text{CaO}$ , înregistrând între 34,35 și 50%  $\text{SiO}_2$ , după cum se observă, o ușoară scădere a valorilor pe măsura creșterii acidității. Curba  $\text{MgO}$  prezintă

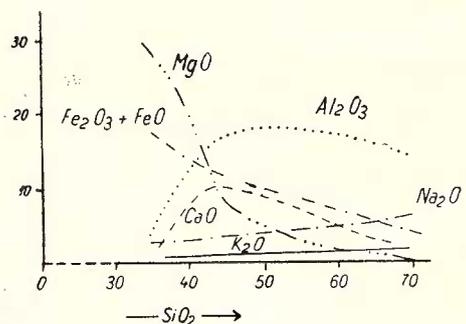


Fig. 8. — Diagrama idealizată de variație a oxizilor în rocile din Banatul de vest.

Diagramme idéalisée de la variation des oxydes dans les roches du Banat occidental.



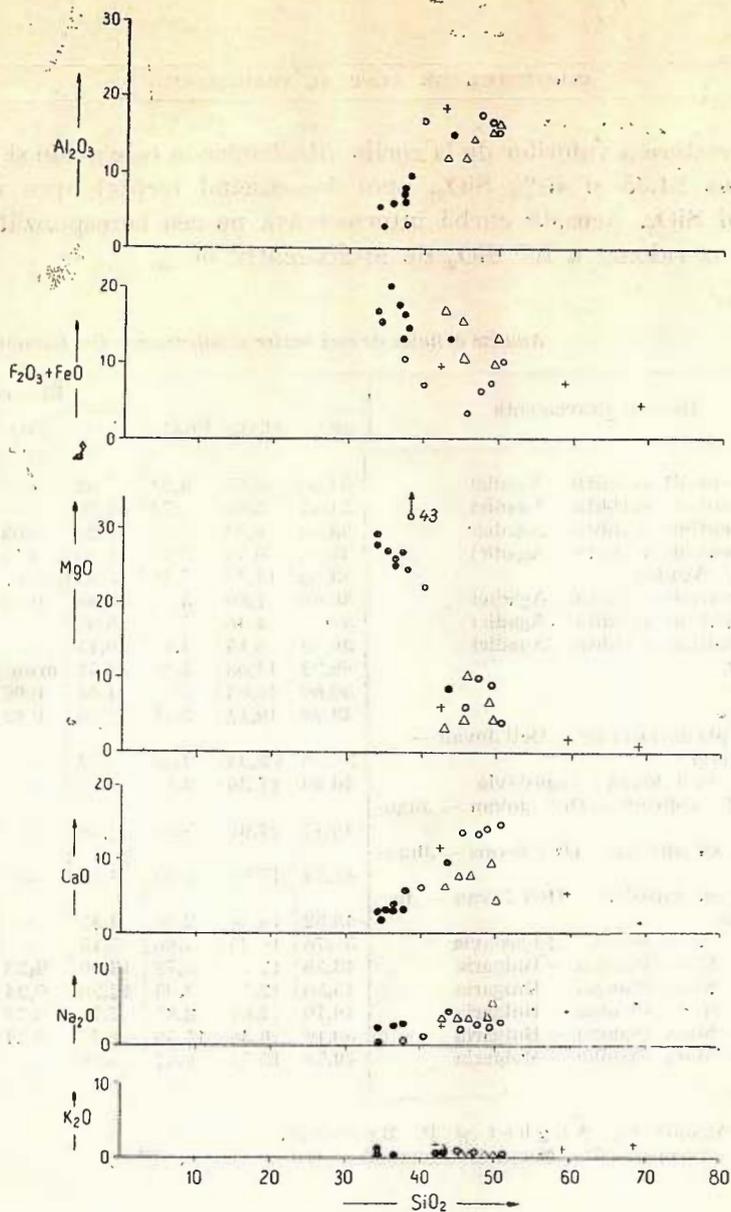


Fig. 9. — Diagramă de variație a oxizilor în rocile din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria).

1, roci din zona Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930); 3, roci de la Deli Iovan (L. M. Terzić, 1963); 4, roci din Stara planina (B. Vribleanskaia și colab., 1963).

Diagramme de la variation des oxydes dans les roches du Banat occidental, de Deli Iovan (Yougoslavie) et de Stara planina (Bulgarie).

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone d'Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930); 3, roches de Deli Iovan (L. M. Terzić 1963); 4, roches de Stara planina (B. Vribleanskaia et collab., 1963).



o netă descreștere a valorilor de la rocile ultrabazice la cele acide și anume pe porțiunea 34,35 și 45%  $\text{SiO}_2$ , apoi descrescând treptat spre valorile mari ale lui  $\text{SiO}_2$ . Această curbă intersectează pe cea corespunzătoare a lui  $\text{K}_2\text{O}$  la o valoare a lui  $\text{SiO}_2$  de aproximativ 60%.

*Analize chimice de roci bazice și ultrabazice din Banatul de vest,*

Nr. pr.	Roca și proveniența	Elementele					
		$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO
1	Metaserpentinit verhlitic—Agadici	34,35	5,75	8,94	7,98	—	28,40
2	Metaserpentinit verhlitic—Agadici	34,47	3,65	6,72	8,70	—	29,30
3	Metaserpentinit verhlitic—Agadici	35,65	6,23	4,86	15,24	0,02	27,33
4	Metaserpentinit verhlitic—Agadici	37,86	9,73	3,76	10,60	0,15	24,56
5	Gabbrou—Agadici	43,50	14,97	7,41	5,85	urme	8,20
6	Metaserpentinit verhlitic—Agadici	36,60	7,86	5,98	10,96	0,03	26,40
7	Metaserpentinit verhlitic—Agadici	37,63	4,40	7,73	8,62	—	27,35
8	Metaserpentinit verhlitic—Agadici	36,52	8,15	4,17	9,13	—	25,00
II	Epigranit	69,22	14,08	1,40	2,51	urme	0,88
III	Epidiorit	59,60	16,63	2,29	4,41	0,06	1,41
IV	Epigabbro	42,78	19,12	2,51	6,66	0,13	6,05
a	Dunit cu plagioclazi rari — Deli Jovan — Jugoslavia	37,73	3,33	2,50	7,54	—	43,55
b	Allivalit—Deli Jovan—Jugoslavia	40,20	17,36	2,15	4,98	—	22,09
c	Anortozit gabbroid — Deli Jovan — Jugoslavia	45,47	27,95	8,84	2,36	—	5,88
d	Gabbrou cu olivină — Deli Jovan — Jugoslavia	47,75	17,88	1,49	4,82	—	9,97
e	Gabbrou cu piroxenii — Deli Jovan — Jugoslavia	48,92	16,58	2,40	4,85	—	8,87
f	Hyperit — Deli Jovan — Jugoslavia	50,76	16,25	4,66	5,15	—	3,93
A	Diabaz — Stara Planina — Bulgaria	43,56	12,18	3,72	13,00	0,33	3,86
B	Diabaz — Stara Planina — Bulgaria	45,50	12,15	3,05	12,20	0,24	4,56
C	Diabaz — Stara Planina — Bulgaria	46,70	14,61	2,87	7,70	0,37	10,80
D	Diabaz — Stara Planina — Bulgaria	50,10	16,38	11,58	1,27	0,24	4,17
E	Diabaz — Stara Planina — Bulgaria	49,58	15,55	1,37	8,82	—	6,33

1—8 = Agadici (C. Anghel și P. Bucșan).

II—IV = Ocna de Fier, Bocșa Montană (Al. Codarcea, 1930).

Se observă că diagramele de variație a oxizilor (fig. 9, 10) obținute pe baza analizelor chimice corespunzătoare rocilor metaeruptive din Banatul de vest, Deli Jovan—Jugoslavia și Stara planina—Bulgaria nu prezintă deosebiri importante față de cele din Banatul de vest.

b) Din analizelor chimice ale rocilor metaeruptive din zona Agadici s-au calculat parametrii Niggli atât pentru a se vedea tipurile de magmă



corespunzătoare (vezi tabelul 4) cât și pentru obținerea diagramelor de variație ale acestor parametri. S-au utilizat de asemenea parametrii Niggli corespunzători (după Al. Codarcea, 1930) rocilor metaeruptive din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană. Tipul de magmă cel

TABELUL 3

Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria)

analizate												
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ni	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	P.C.	Suma
2,94	0,67	0,05	—	0,25	8,48		0,60	0,15	0,05	1,10	—	99,62
2,10	2,75	0,24	—	0,15	10,37		0,45	0,11	urme	0,50	—	99,51
2,83	urme	urme	—	—	0,45	7,05	urme	0,10	—	—	—	99,76
6,23	urme	urme	—	—	0,43	6,22	urme	0,14	—	—	—	99,68
9,94	4,32	0,38	—	—	—	—	1,42	0,22	—	—	3,88	100,09
3,11	urme	urme	—	—	0,45	8,00	urme	0,11	—	—	—	99,50
3,12	2,63	0,23	—	urme	7,67		0,47	0,04	0,05	—	—	—
4,24	2,48	0,19	—	urme	8,20		0,45	0,10	0,04	0,83	—	99,50
1,47	5,70	1,76	—	—	0,11	1,76	0,70	0,47	—	—	—	100,06
5,49	4,20	0,93	—	—	0,06	2,24	1,77	0,39	—	0,56	—	100,04
11,54	2,28	1,33	—	—	0,10	4,01	1,58	0,37	—	1,80	—	100,26
tr.	0,50	—	0,78	—	0,12	4,19	0,06	—	—	—	—	100,30
6,16	1,05	—	1,47	—	0,27	2,59	0,12	tr.	—	1,27	—	99,71
13,62	1,93	0,05	—	—	0,23	0,89	0,05	—	—	0,77	—	100,04
13,99	3,00	0,10	0,36	—	0,14	0,76	0,18	—	—	—	—	100,01
14,11	2,42	—	—	—	0,23	0,86	0,50	tr.	—	—	—	99,74
14,97	2,72	0,27	—	—	0,16	0,28	0,28	—	—	0,72	—	100,15
6,83	3,33	0,61	—	—	—	—	4,84	1,86	—	0,36	2,84	99,71
8,00	3,36	0,35	—	—	—	—	5,08	0,68	—	1,30	2,92	100,44
8,02	3,18	0,07	—	—	—	—	1,17	0,17	—	—	3,56	100,10
4,80	5,13	0,58	—	—	—	—	2,61	0,37	—	—	2,60	99,98
9,48	3,82	0,07	—	—	—	—	1,84	0,27	—	—	2,55	100,22

a-f = Deli Iovan, Jugoslavia (M. Terzic, 1963).

A-E = Stara planina, Bulgaria (B. Vribleanșcaia, 1961).

mai frecvent este cel peridotitic (corespunzând metaserpentinitelor verhitice). Diagramele de variație a parametrilor Niggli pentru Banatul de vest (pl., A, C<sub>1</sub>) indică în principal o diferențiere magmatică calcoalcalină, cu unele particularități. Astfel, curbele *fm* și *c* pe intervalul 40—100 Si sînt convergente, coresponzând rocilor ultrabazice și bazice în care pe măsura descreșterii lui *fm* (deci a scăderii procentuale a mine-



rălelor fero-magneziene) *c* crește (indicând creșterea procentuală corespunzătoare a plagioclazilor în rocile cu compoziție gabbroidă). De la 100 Si pînă la 330 Si cele două curbe sînt aproximativ paralele și prezintă o tendință de descreștere treptată spre rocile acide (deci paralel cu scă-

TABELUL 4

Parametri Niggli și tipurile de magmă corespunzătoare analizelor chimice de roci bazice și ultrabazice din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria)

Nr. probei	Parametri Niggli								Tipul de magmă
	Si	al	fm	c	abc	k	mg	gz	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	55,90	8,94	89,19	4,84	1,01	0,04	0,78	-86,09	Peridotitică
2	47,22	3,26	86,85	3,44	6,43	0,36	0,78	-78,50	Peridotitică
3	43,52	4,47	62,76	3,28	0	0	0,71	-56,48	Peridotitică
4	61,57	9,46	79,51	11,04	0	0	0,76	-38,43	Hornblendo-peridotitică
5	92,96	18,86	48,83	22,86	9,43	0,05	0,54	-16,47	Melagabbro-dioritică-c gabbroidă
6	59,49	7,51	86,83	5,36	0	0	1,30	-40,51	Peridotitică
7	41,11	2,82	58,25	3,28	2,76	0,04	0,76	-70,38	Peridotitică
8	90,80	7,90	80,38	7,50	4,20	0,04	0,77	-56	Peridotitică
II	329,0	39,5	21,0	7,5	32,0	0,17	0,29	+101	Trondhjemitic (rapakiwitic)
III	213,0	33,0	27,0	21,0	17,0	0,13	0,28	+45	Cuarț dioritic
IV	99,0	26,0	38,0	29,0	7,0	0,28	0,55	-29	Piroxenit-hornblendit-gabbroid
a	49,0	3,00	96,00	0	1,00	0	0,88	-	Peridotitică
b	70,0	19,00	68,00	11,00	2,00	-	0,85	-	Hornblendo-peridotitică
c	102,0	37,00	26,00	33,00	4,30	0,03	0,77	-	Anortozitică
d	100,0	22,00	42,00	30,00	6,00	0,02	0,74	-	Piroxen-gabbroidă
e	107,0	25,00	42,00	33,00	3,00	-	0,61	-	Gabbroidă p. gabbroidă
f	121,0	23,00	32,00	38,00	7,00	0,06	0,43	-	Gabbroidă l. gabbroidă
A	117,0	19,50	51,80	14,80	9,50	0,10	0,22	-	Mela gabbrodioritică-hornblenditică
B	129,0	21,00	72,90	21,40	11,00	0,06	0,20	-	Melagabbrodioritică
C	118,0	18,80	55,45	18,80	6,95	0,01	0,63	-	Melagabbrodioritică
D	137,0	26,80	44,35	14,35	14,50	0,39	0,03	-	Orbitică
E	121,0	22,38	43,60	24,87	9,25	0,01	0,53	-	Gabbrodioritică normală

Notația probelor corespunde celei din tabelul 3.

derea ponderei mineralelor fero-magneziene și a bazicității plagioclazilor pe măsura creșterii acidității rocilor). Curbele *al* și *alk* au un mers ascendent și sînt în general paralele cu excepția extremităților unde ele tind să se apropie. Valorile foarte scăzute ale acestor parametri corespunzînd



unor valori mici ale lui *Si* (cîmpul rocilor ultrabazice). Valorile mari ale lui *al* și *alk* s-au întîlnit în rocile cele mai acide ale seriei. Punctul izofal se găsește la  $Si = 173$  ( $al = fm = 31$ ;  $c = 23$ ;  $alk = 12$ ).

În diagramele de ansamblu (pl., B, C<sub>2</sub>) pentru rocile metaeruptive din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria) se pot observa aceleași caracteristici generale ca și la diagrama referitoare numai la Banatul de vest. Unele abateri se constată pentru curbele *fm* și *c* în intervalul cuprins aproximativ între 120 și 138 *Si*, corespunzătoare unor roci cu compoziție în general melagabbroidă din Bulgaria, în care procentul mai mare de melanocrate și conținutul mai mic în plagioclazi explică aceste anomalii.

c) În diagrama *al*—*fm* (fig. 11) rocile examinate din Banatul de vest se grupează în cadrul unei zone care trece din domeniul pronunțat femic spre domeniul izofal. Rocile ultrabazice alcătuiesc un sector plasat într-un cîmp cu *fm* foarte ridicat ( $fm = 57 - 90$ ) și cu *al* scăzut (sub 10).

Prin intermediul metagabbrourilor, acest cîmp se leagă de cîmpul rocilor intermediare și acide de la Ocna de Fier—Bocșa Montană (metadiorite și metagranite).

În diagrama *al*—*fm* generalizată (fig. 12) pentru Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria) se constată o aceeași situație, legătura dintre cele două cîmpuri fiind mult mai evidentă.

d) Conținutul mic în alcalii al rocilor ultrabazice și bazice din Banatul de vest se reflectă și în diagrama *al*—*alk* (fig. 13) proiecțiile acestora grupîndu-se în cîmpul rocilor sărace în alcalii. Se observă o tranziție de la rocile ultrabazice caracterizate prin valorile lui *al* și *alk* foarte mici (sub 10 fiecare) spre rocile bazice, intermediare și acide la care valorile lui *al* și *alk* sînt sensibil mai mari.

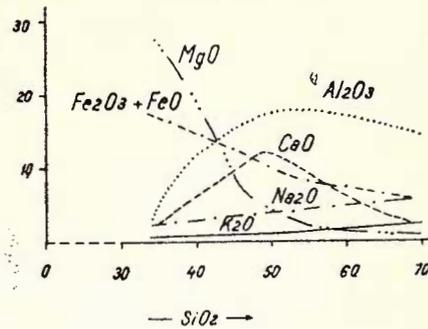


Fig. 10. — Diagramă idealizată de variație a oxizilor în rocile din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria).

Diagramme idéalisée de la variation des oxydes dans les roches du Banat occidental, de Deli Iovan (Yougoslavie) et Stara planina (Bulgarie).



Pentru diagrama  $al-alk$  (fig. 14) generalizată pentru Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria) se pot face aceleași observații.

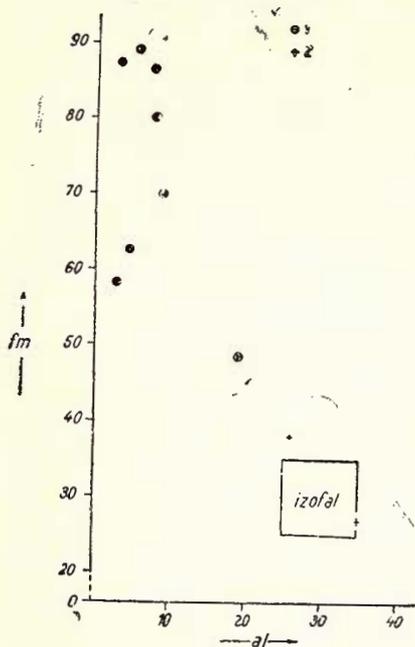


Fig. 11. — Diagrama  $al-fm$  pentru rocile din Banatul de vest.

1, rocile din zonă Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier-Bocșa Montană (Al. Codarcea, 1930).

Diagramme  $al-fm$  pour les roches du Banat occidental.

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone d'Ocna de Fier-Bocșa Montană (Al. Codarcea, 1930).

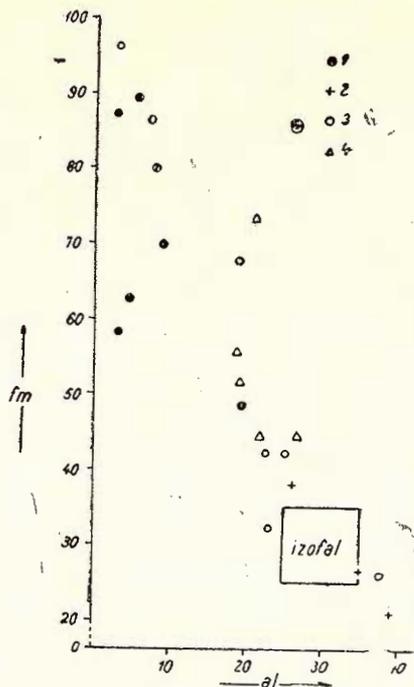


Fig. 12. — Diagrama  $al-fm$  pentru rocile din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria).

1, roci din zona Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier-Bocșa Montană (Al. Codarcea, 1930); 3, roci de la Deli Iovan (Jugoslavia) (L. M. Terzić, 1963); 4, roci din Stara planina (Bulgaria) (B. Vribleanskaia și colab., 1963).

Diagramme  $al-fm$  pour les roches du Banat occidental, Deli Iovan (Jugoslavie) et Stara planina (Bulgarie).

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone d'Ocna de Fier-Bocșa Montană (Al. Codarcea, 1930); 3, roches de Deli Iovan (Yougoslavie) (L. M. Terzić, 1963); 4, roches de Stara planina (Bulgarie) (B. Vribleanskaia et colab., 1963).

e) Diagrama  $k-mg$  (fig. 15) grupează majoritatea rocilor din Banatul de vest sub forma unei fișii înguste determinată de o variație relativ largă a lui  $mg$  (0,28—1,30) și o variație relativ restrinsă a lui  $k$  (0—0,28).



O aceeași alură se constată și la diagrama generalizată  $k-mg$  (fig. 16) provenită din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria) cu deosebirea că variația lui  $mg$  este cea mai extinsă, inter-

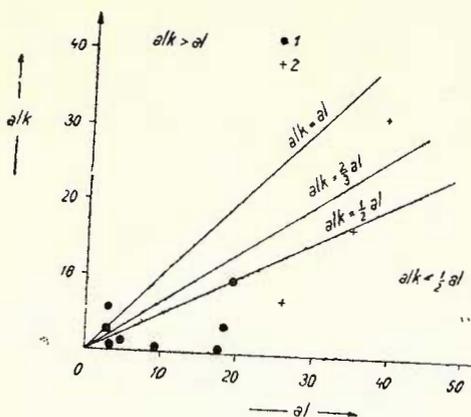


Fig. 13. — Diagrama  $al-alk$  pentru rocile din Banatul de vest.

1, roci din zona Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930).

Diagramme  $al-alk$  pour les roches du Banat occidental.

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone d'Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930).

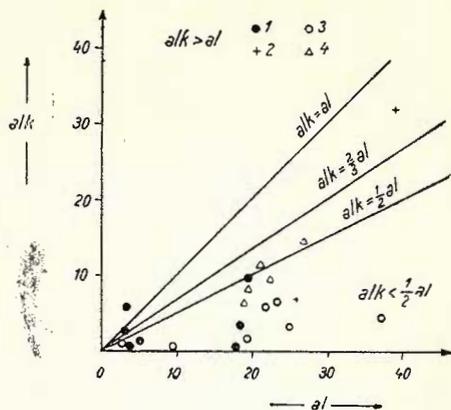


Fig. 14. — Diagrama  $al-alk$  pentru rocile din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria).

1, roci din zona Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930); 3, roci de la Deli Iovan (Jugoslavia) (L. M. Terzić, 1963); 4, roci din Stara planina (Bulgaria) (B. Vribleanskaia și colab., 1963).

Diagramme  $al-alk$  pour les roches du Banat occidental, Deli Iovan (Yugoslavie) et Stara planina (Bulgarie).

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone d'Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930); 3, roches de Deli Iovan (Yugoslavie) (L. M. Terzić, 1963); 4, roches de Stara planina (Bulgarie) (B. Vribleanskaia et collab., 1963).

valul parametrului  $k$  fiind același. Roca D (Stara planina—Bulgaria) cu valori mai mari pentru  $k$  și valori pentru  $mg$  foarte scăzute se înscrie în prelungirea principalului câmp ce grupează principalele roci analizate.

f) Posedăm câteva analize chimice ale metaserpentinitelor verhlitice de la Agadici pentru unele elemente minore Ni, Cr, Ti, V (tabelul 5).

Nichelul pus în evidență apare în cantități relativ scăzute, provenind probabil din rețeaua olivinei inițiale; el nu se materializează microscopic sub forma unui mineral nichelifer independent.

Cromul apare în cantități foarte mici și provine probabil din spineli care de asemenea nu s-au putut observa microscopic.



Mărimile procentuale ale titanului sînt relativ importante și provin din piroxeni titaniferi prezenți în roca inițială (augite titanifere). După

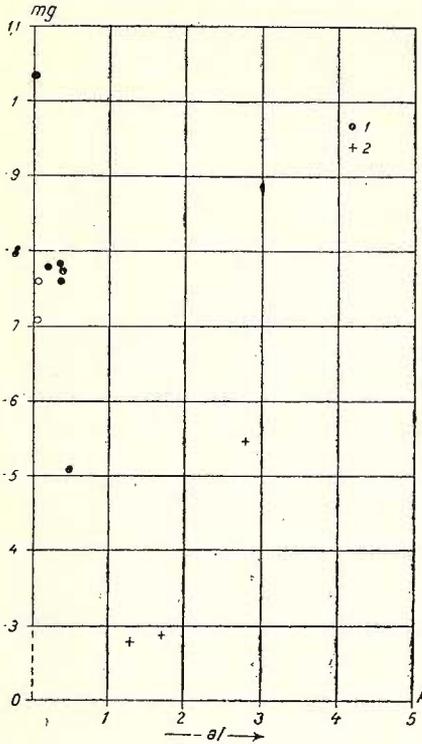


Fig. 15 — Diagrama  $k-mg$  pentru rocile din Banatul de vest.

1, roci din zona Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930).

Diagramme  $k-mg$  pour les roches du Banat occidental.

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone d'Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930).

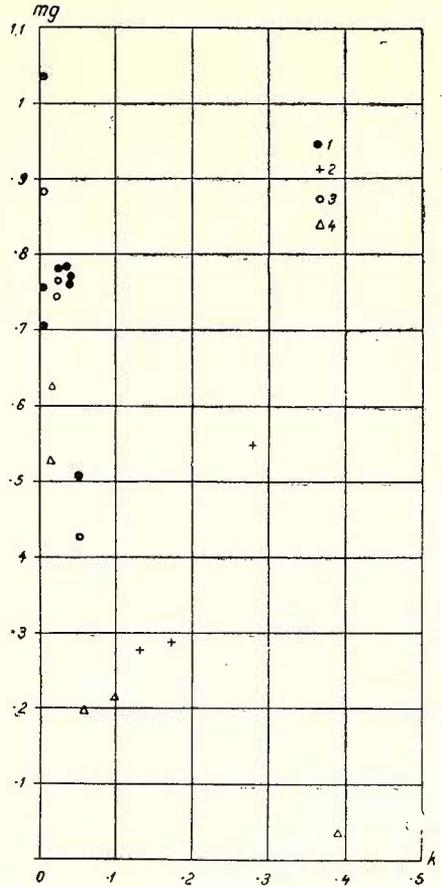


Fig. 16 — Diagrama  $k-mg$  pentru rocile din Banatul de vest, Deli Iovan (Jugoslavia) și Stara planina (Bulgaria).

1, roci din zona Agadici; 2, roci din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930); 3, roci de la Deli Iovan (Jugoslavia) (L. M. Terzić, 1963); 4, roci de la Stara planina (Bulgaria) (B. Vribleanskaia și colab., 1963).

Diagramme  $k-mg$  pour les roches du Banat occidental, Deli Iovan (Yougoslavie) et Stara planina (Bulgare).

1, roches de la zone d'Agadici; 2, roches de la zone d'Ocna de Fier—Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930); 3, roches de Deli Iovan (Yougoslavie) (L. M. Terzić, 1963); 4, roches de Stara planina (Bulgare) (B. Vribleanskaia et colab., 1963).



cum s-a arătat o parte din piroxeni se uralitizează, rezultând și mici cantități de leucoxen, mineral în care titanul s-a constituit mineralogic în timpul metamorfismului regional.

TABELUL 5

*Analize spectrografice parțiale ale unor roci ultrabazice de la Agadici*

Nr. probei	Ni %	Cr %	Ti %	V %
1 A	0,12	0,084	0,44	0,005
2 A	0,12	—	1,92	—
3 A	0,11	0,098	0,48	0,013
4 A	0,16	—	1,47	—
5 A	0,09	—	0,43	0,012
6 A	0,10	0,063	0,36	0,810
7 A	0,008	0,200	0,27	0,008
8 A	0,11	0,12	0,38	—
9 A	0,11	0,097	1,34	0,002

Vanadiul, în procente foarte mici, nu se concretizează mineralogic în rocile analizate într-un mineral vizibil microscopic.

g) Pentru determinarea tipului de magmă din care s-au diferențiat rocile ultrabazice din zona Agadici, actualele metaserpentinite verhlitice,

TABELUL 6

*Raportul Mg/Fe în rocile ultrabazice, analizate de la Agadici*

Nr. probei	Diagnosticul rocii	Raportul Mg/Fe
1	Metaserpentinit werhlitic	3,14
2	Metaserpentinit werhlitic	3,60
3	Metaserpentinit werhlitic	2,48
4	Metaserpentinit werhlitic	3,21
5	Metaserpentinit werhlitic	3,33
6	Metaserpentinit werhlitic	1,72
7	Metaserpentinit werhlitic	3,09
8	Metaserpentinit werhlitic	3,44

s-a studiat raportul Mg/Fe, metodă propusă de H. H. Hess (1938). Raportul Mg/Fe în rocile analizate variază de la 1,72 la 3,60 (tabelul 6).



Conform clasificării propuse de H. H. Hess, rocile ultrabazice de la Agadici prezintă valori ale raportului Mg/Fe caracteristice diferențiatelor ultrabazice ale unei magme bazice.

În concluzie, rocile din zona Agadici și din zona Ocna de Fier—Bocșa Montană provin din diferențierea calcoalcalină a unei magme bazice de tip gabbroid din care a luat naștere o gamă variată de roci ultrabazice, intermediare și chiar acide. În procesele de diferențiere principalul rol petrogenetic l-a avut diferențierea prin cristalizare fracționată.

### BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira (1962) Contribuții la studiul serpentinelor din Banatul de Sud. *An. Com. Geol.*, XXXII. București.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungs-Methoden auf äquivalenter Grundlage (Methoden von Paul Niggli) Stuttgart—Basel.
- Codarcea A. I. (1930) Étude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fier—Bocșa Montană. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XV. Bucurest.
- (1937) Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina—Svinița (dép. de Severin). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI. (1932—1933). Bucurest.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol.* XX. Bucurest.
- Francis G. H. (1956) The serpentinite mass from Glen Urquart, Scotland. *Am. Journ. of Science*, 254.
- Halaváts J. (1885) Bericht über die im Jahre 1884 in der Umgebung von Oravicza-Román, Bogsán durchgeführte geologische Detail—Aufnahme. *Föld. Közl.* XV. Budapest.
- Hess H. H. (1938) A primary peridotite magma. *Am. Journ. of Sci.* XXV, 209 May.
- Ivanova V. P. (1961) Termogram mineralov. Zapischi vsesoiuznovo mineralogichescovo obscestva. Vtoraia seria. Ciast deveanostaia, vıpusc 1. *Izd. acad. nauc S.S.S.R.* Moscova—Leningrad.
- Kräutner H. (1959) Criterii de clasificare a mineralelor serpentinice cu ajutorul analizei termice diferențiale. *Stud. Cerc. Geol.* IV/2. Acad. R.P.R. București.
- (1962) Asbestul crisotilic din serpentinitele Banatului de SE. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* VII/3—4. București.
- Mrazec L. (1912) Despre geneza serpentinelor. *D. S. Inst. Geol. Rom.* III. București.
- Mureșan M. (1964) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* L/2 (1962—1963). București.
- Murgoci G. (1912) Despre originea serpentinelor din Carpații românești. *D. S. Inst. Geol. Rom.* III. București.



PLANȘA I



## PLANȘA I

Fig. 1. — Filonașe paralele de asbest trémolitic în metaserpentinite werhlitice. 1/2 mărime naturală.

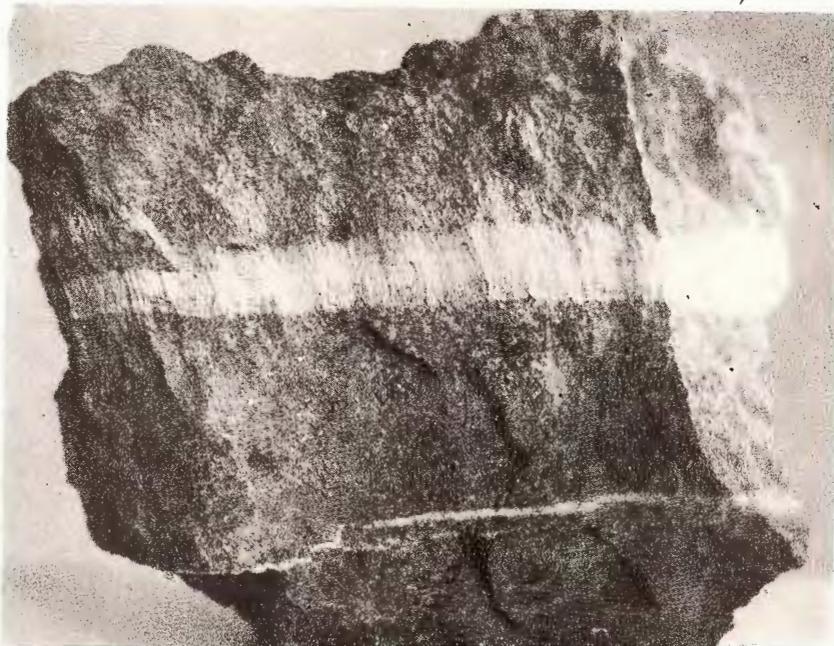
Filonnets parallèles d'asbeste trémolitique dans des métaserpentinites werhlitiques. 1/2 grandeur naturelle.

Fig. 2. — Rețea de filonașe de asbest trémolitic în metaserpentinite werhlitice. 1/2 mărime naturală.

Reseau de filonnets d'asbeste trémolitique dans des métaserpentinites werhlitiques. 1/2 grandeur naturelle.



ZLATAROVA — ȚOP LOZANA și colab. Zona Agadici (Banatul de W). Pl. I.



1



2

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



Institutul Geologic al României

PLAȘA II



## PLAȘA II

- Fig. 1. — Șist clorito-albitic tufogen. N +, 32 ×.  
Schiste chlorito-albitique tuffogène. N +, 32 ×.
- Fig. 2. — Metagabbrou cu textură șistoasă, în centru un fenocristal de plagioclaz. N +, 36 ×.  
Métagabbros avec texture schisteuse, au centre un phénocrystal de plagioclase.  
N +, 36 ×.
- Fig. 3. — Metaserpentinit werhlitic cu relicte de piroxeni (1). N +, 27 ×.  
Métaserpentinite werhlitique avec relictos de pyroxènes (1). N +, 27 ×.
- Fig. 4. — Metaserpentinit werhlitic cu structură celulară. N +, 27 ×.  
Métaserpentinite werhlitique avec structure cellulaire. N +, 27 ×.

LOZANA ZLATAROVA — ȚOP și colab. Zona Agadici (Banatul de W).

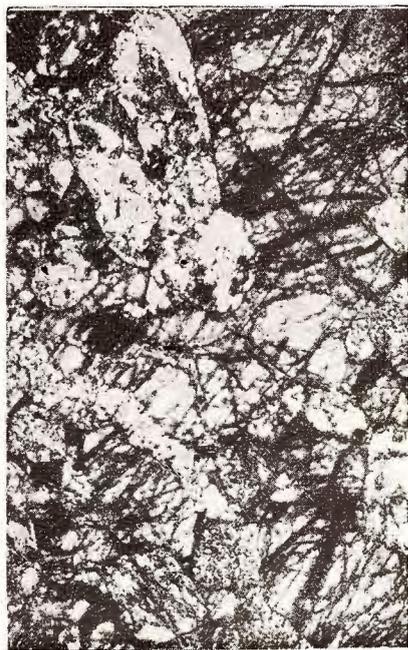
Pl. II.



1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.

PLANȘA III



### PLANȘA III

- Fig. 1. — Metaserpentinit werhlitic cu relice de structură celulară prinse în matrice antigoritică cu structură difuză (recristalizată metamorfic). N +, 32 ×.  
Métaserpentine werhlitique à relictos de structure cellulaire encaissées dans une matrice antigoritique à structure diffuse (recristallisée métamorphiquement). N +, 32 ×.
- Fig. 2. — Metaserpentinit werhlitic. Detalii asupra relictelor de serpentinit celular prinse în matricea cu structură antigoritică difuză (recristalizată metamorfic). N +, 70 ×.  
Métaserpentine werhlitique. Détail concernant les relictos de serpentinites cellulaires encaissées dans une matrice à structure antigoritique diffuse (recristallisée métamorphiquement). N +, 70 ×.
- Fig. 3. — Filonaș de asbest tremolitic în metaserpentinit werhlitic (parțial recristalizat metamorfic). N +, 32 ×.  
Filonnet d'asbeste trémolitique dans de la métaserpentine werhlitique (partiellement recristallisée métamorphiquement). N +, 32 ×.
- Fig. 4. — Detalii într-un filonaș de asbest tremolitic. N +, 36 ×.  
Détail dans un filonnet d'asbeste trémolitique. N +, 36 ×.

ZLATAROVA — ȚOP LOZANA și colab. Zona Agadici (Banatul de W). Pl. III.



1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



- Neacșu G., Bîra N. (1962) Produsele de transformare ale unor roci ultrabazice de la Pîrvova—Lăpușnicel—Sumița (Banat). *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959), București.
- Niggli P. (1923) *Gesteins — und Mineralprovinzen*. Berlin.
- Pavelescu L. (1956) Rocile ultrabazice și serpentinitele lor din Carpații Meridionali. *Anal. Rom. Sov. Geol.-Geogr.*, II. București.
- (1959) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. Sov. Secția Șt. Geol.* I—II București.
  - (1963) Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Congr. V. Asoc. Géol. Carp.-Balk.* II (1961). București.
  - Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Congr. V. Asoc. Géol. Carp.-Balk.* (1961), II. București.
- Petruțian N., Steclaci Livia (1961) Unele aspecte ale geochimiei nichelului în rocile ultrabazice serpentinizate din R.P.R. *Stud. Cerc. Geol.*, VI/1. București.
- Radu — Mercus Ana (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dognecea (Banat). Notă preliminară. *Bul. I.P.G.G.*, VIII. București.
- Răileanu Gr. (1957) Considerațiuni generale asupra Banatului de Vest. *Anal. Rom. Sov.* București.
- Savu H. (1965) Masivul eruptiv de la Birzava (munții Drocca). *Mem. Com. Geol.*, VIII. București.
- Schafarzik Fr. (1886) *Serpentin von Agadics. Föld. Közl.* XVI. Budapest.
- (1914) Revision der Kristallinischen Schiefer des Krassoszaréniger. Grundgebirges in petrografischer und tektonischer Beziehung. *Jahresber. d. k. ungar. geol. R. A. f.* 1913. Budapest.
- Sobolev D. N. (1953) Caractéristique cavcazschii ultrabazilov. *Izvestia Acad. Nauç. S.S.S.R. Seria Gheologhicescaia*, 1. Moskva.
- Terzič M. (1963) Recherches pétrographiques des roches gabbroïdes des Carpates de la Serbie. *Congr. V. Asoc. Géol. Carp.-Balkanique* (1961), II. București.
- Trifulescu M. (1963, a) Zăcămintele de azbest din Banat. *Revista Minelor*, XIV/2. București.
- (1963, b) Zăcămintele de azbest din Banat. *Revista Minelor*, XV/3. București.
  - Mureșan M. (1962) Azbestul crisotilic din Banat și vestul Olteniei. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.
- Turner F. S. (1961) Peresmotr metamorficeskih fații. Fizikohimiceskie zadaci po obrazovanii parod i rud. *Izd. A. N. I, S.S.S.R.* Moskva.
- Verhoogen J. (1951) *Igneous and metamorphic petrology*. New-York.
- Vrableanschi B., Valeva G., Graseva N., Colecva C., Costalinov T., Nedeałcova Sl., Iaranov D. (1963) Diabazfillitoidnaia formația zapadnoi Staroi planini (zapadno-Balcana). *Congr. V. Asoc. Geol. Carp.-Balc.* (1961), II. București.



## ÉTUDE DES ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE LA ZONE D'AGADICI (BANAT OCCIDENTAL)

PAR

LOZANA ZLATAROVA—ȚOP, M. MUREȘAN, B. NICOARĂ

(Résumé)

La région d'Agadici, située dans les Monts du Banat occidental, est constituée pour la plupart de formations cristallophylliennes recouvertes, vers le SW, transgressivement, par des dépôts sarmatiens. À la constitution pétrographique des schistes cristallins de cette région participent : les roches terrigènes (schistes quartzeux, schistes sériciteux) les roches tuffogènes basiques (schistes verts avec albite), les roches éruptives basiques et ultrabasiques.

**Roches basiques et ultrabasiques.** *Roches basiques.* Les roches basiques constituent quelques corps et filons lenticulaires cantonnés dans les roches terrigènes autant que tuffogènes du complexe cristallin, ainsi que dans les métaserpentinites. On peut y distinguer des : dolérites, gabros, metabasites, dont les dernières constituent les faciès marginaux ayant subi le métamorphisme régional des deux premiers types. Les passes minéralogiques, structurales et texturales d'un type à l'autre sont souvent graduelles.

**Dolérites.** Ce sont des roches phanéritiques, à texture massive et structure holocristalline relativement inéquigranulaire (cristaux de plagioclase plus développés que ceux des pyroxènes), hypidiomorphe (généralement plagioclases idiomorphes et pyroxènes allotrimorphes, remplissant les intervalles des feldspaths), ophitique.

Elles sont constituées de feldspaths (andésine, albite) pyroxènes monoclinaux (augite et augite titanifère), ouralite, chlorite, calcite, leucoxène et minéraux opaques (ilménite et magnétite).

**Gabros.** La structure de ces types de roches est phanérogène, poecilitique (le plagioclase inclut le pyroxène) et la texture massive. Au microscope on constate la présence des feldspaths (albite), des pyroxènes monoclinaux (diopside, augite, et augite titanifère), de l'ouralite, saussurite, chlorite, biotite, calcite, leucoxène, kaolin et minéraux opaques (ilménite et magnétite).



**Roches métaéruptives basiques (métabasites).** Il s'agit d'une variété pétrographique formée au cours du métamorphisme régional sur le compte des deux types déjà décrits. Elle se développe de préférence vers les zones périphériques des corps gabbroïques. La texture de la roche devient plus ou moins schisteuse et les transformations minéralogiques de la roche sont presque totales. Les relicttes minéralogiques ou structurales de la roche initiale sont rares. Dans la composition minéralogique des métabasites se trouvent : albite, hornblende vert bleuâtre, actinote, trémolite, chlorite, quartz, zoïsite, épidote, calcite, titanite, et minéraux opaques.

**Transformations minéralogiques des roches éruptives basiques.** Comme il a été déjà indiqué, chez ces roches, on remarque des phénomènes de transformation minéralogique progressive, rattachés au processus de métamorphisme régional.

Les pyroxènes qui sont des minéraux magmatiques primaires des roches basiques sont représentés par les termes monoclinaux : diopside, augite et augite titanifère. Le phénomène le plus fréquent de la transformation des pyroxènes monoclinaux et leur ouralitisaiton, phénomène qui s'accroît progressivement à partir des types à texture massive vers les types à texture schisteuse. L'ouralitisaiton est initiale, généralement à développement centripède, à la périphérie des pyroxènes ou sur leurs fissures. Chez les gabbros l'ouralitisaiton des pyroxènes est plus avancée (parfois totale). L'ouralite représente un agrégat constitué de cristaux aciculaires fins, parfois fibreux, d'actinote et de trémolite (plus rarement) qui constituent, finalement les pseudomorphoses à la suite des pyroxènes. La structure des agrégats ouralitisaitiques est souvent feutrée. Dans les sections basales des pyroxènes initiaux ouralitisaités on remarque fréquemment la disposition des minéraux constituant l'ouralite qui suivent les deux directions de clivage du minéral substitué. Chez les métabasites et chez certains gabbros et dolérites, la pseudomorphose du pyroxène s'exprime par la substitution de celui-ci par un individu unique d'hornblende vert bleu à caractères optiques identiques à ceux de l'actinote, dont il ne se distingue que par ses dimensions plus grosses. Au cours du processus de l'ouralitisaiton du pyroxène s'élimine Ti qui entre dans la constitution du titane. La chloritisaiton (chlinochlore et pennine) est un processus de transformation du pyroxène (phénomène



plus rare) autant que des minéraux secondaires qui ont substitué le pyroxène.

Les plagioclases basiques initiaux (labrador, andésine) ont subi des transformations importantes, actuellement étant substitués partiellement ou complètement par l'albite, processus accompagné par élimination de calcium qui entre ensuite dans la constitution de l'épidote et de la zoïsite et calcite. La saussuritisation des plagioclases a été rencontrée chez les gabbros.

L'ilménite, qui représente un minéral primaire dans les roches gabbroïques, apparaît en quantité réduite et présente fréquemment des transformations marginales leucoxéniques.

Le tableau ci-dessus indique le processus de transformation dans les successions suivantes rencontrées chez les roches basiques de la région :

- (1) Pyroxènes monocliniques (diopside, augite, augite titanifère) → Ouralite (agrégat d'actinote ± trémolite ± titanite) → Hornblende verte bleuâtre → Actinote → Chlorite.
- (2) Plagioclases calciques → Saussurite → Albite, zoïsite (chlino-zoïsite), épidote, calcite, quartz.
- (3) Ilménite → Leucoxène.

Il s'en détache que les processus de transformation des roches basiques indiquent comme termes minéralogiques finals : l'albite, le quartz, la chlorite, l'actinote, l'épidote, la zoïsite, la calcite, caractéristiques au subfaciès quartz-albite-chlorite muscovitique.

Ces modifications sont incomplètes, parce que en même temps que les minéraux de métamorphisme peu intense apparaissent les minéraux relictés (pyroxènes, plagioclases, ilménite, hornblende vert bleuâtre) même dans les roches basiques les plus transformées.

*Métaserpentinites werhliques.* Quelques corps (généralement lenticulaires) de roches ultrabasiques sont cantonnés dans le complexe cristallin de la zone d'Agadici, représentés par les métaserpentinites werhliques, au sein desquels apparaissent des réseaux filoniens d'asbeste amphibolique. Au point de vue minéralogique, ces roches sont constituées de pyroxènes monoclinaux (augite et augite titanifère), minéraux serpentiniques, amphiboles (trémolite et hornblende vert bleuâtre), chlorite, carbonates (calcite et subordonné magnésite) et minéraux opaques (magnétite, ilménite et pyrite).



Les pyroxènes monoclinaux (augite, augite titanifère) représentent les seuls minéraux primaires des roches qu'on peut observer actuellement, l'olivine étant complètement transformée (serpentinisée). Les pyroxènes apparaissent sous forme d'individus xénomorphes et rarement idiomorphes en remplissant les intervalles des anciens cristaux d'olivine.

Le pyroxène est substitué partiellement ou complètement par l'amphibole (ouralitisation) spécialement pour la trémolite et parfois pour la hornblende vert bleuâtre. Les agrégats de trémolite qui substituent fréquemment le pyroxène sont disposés parallèlement à l'allongement de celui-ci ou bien constituent des agrégats fibro-radiés et des faisceaux divergents. On observe parfois la chloritisation partielle du pyroxène. Lors d'un état plus avancé d'altération la trémolite passe à la calcite, et la hornblende vert bleuâtre subi la chloritisation. Au cours des processus de transformation du pyroxène le Ti et le Fe (titanite et magnétite secondaires) en sont éliminés, parfois en quantités appréciables.

Dans ces roches apparaît parfois la biotite ferrifère en proportion réduite représentant un minéral primaire de la roche initiale; fréquemment elle passe à la chlorite.

Sont à remarquer les associations minéralogiques principales au point de vue qualitatif, suivantes :

(1) Minéraux serpentiniques + amphibole  $\pm$  biotite  $\pm$  chlorite  $\pm$  carbonates  $\pm$  talc + minéraux opaques.

(2) Minéraux serpentiniques + pyroxènes + amphiboles  $\pm$  biotite  $\pm$  chlorite  $\pm$  carbonates  $\pm$  talc + minéraux opaques.

L'association (1) représente les métaserpentinites werhliques complètement transformées et l'association (2) les métaserpentinites werhliques à reliques de pyroxènes.

La chloritisation (pennine et chlinoclore) affecte parfois aussi les minéraux serpentiniques formés antérieurement au dépens de l'olivine.

Fonction de la disposition générale des minéraux serpentiniques on peut distinguer deux sortes de structures : cellulaires et diffuses.

La structure cellulaire représente une structure initiale prémétamorphique des actuelles métaserpentinites werhliques, liée au processus d'autométamorphisme (serpentinisation) prémétamorphique de ces roches. Au cours des processus de métamorphisme régional la structure cellulaire a été partiellement détruite, générant par recristallisation la structure



diffuse antigoritique, fait constaté au microscope pour chaque lame mince examinée.

Dans un stade tardif, les roches ultrabasiques serpentinisées ont subi partiellement dans certaines parties un processus de carbonatation à cause duquel la magnésite tend à substituer sur les fissures les minéraux serpentiniques formés antérieurement.

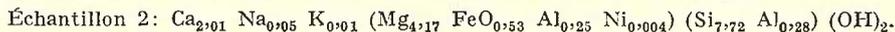
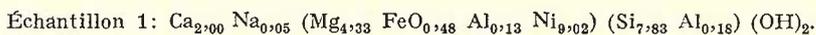
Les roches ultrabasiques du secteur d'Agadici ont été étudiées aussi à l'aide des rayons X et des analyses thermiques différentielles. Ces méthodes relèvent une fois de plus la composition minéralogique complexe des métaserpentinites werhilitiques de la zone d'Agadici.

À la suite de l'étude effectuée sur des roches ultrabasiques de cette région, on peut esquisser les principales étapes de transformation qu'elles ont subies avant eu au cours du métamorphisme régional.

Étape prémétamorphique : l'olivine complètement serpentinisée constitue la structure cellulaire ; le pyroxène et la biotite demeurent tel quel.

Étape synmétamorphique : les minéraux serpentiniques formés antérieurement sont partiellement recristallisés sous forme d'antigorite, la structure cellulaire étant partiellement détruite, prend naissance la structure diffuse ; parfois une partie des minéraux serpentiniques passent à la chlorite et au talc ; les pyroxènes se transforment partiellement ou complètement en trémolite, hornblende vert bleuâtre ou chlorite ; par différenciation métamorphique se constituent des filonnets de trémolite (ultérieurs à la trémolite de la masse de la roche) ; parfois la biotite et la hornblende vert bleuâtre sont partiellement chloritisées ; dans une étape tardive ont lieu des processus mineurs de carbonatation, période pendant laquelle une partie des minéraux serpentiniques sont substitués par la magnésite, et la trémolite par la calcite.

*Minéraux asbestifères.* Dans le corps principal ultrabasique qui affleure à partir d'Ogaşul Sec vers le N, les travaux d'exploration ont mis en évidence des filonnets de dimensions réduites avec asbeste amphibolique trémolitique. Nous avons à la disposition deux analyses chimiques effectuées sur des échantillons d'asbeste prélevés à Agadici dont les formules sont :



**Considérations pétrogéniques.** Les roches basiques et ultrabasiques métamorphisées de la zone d'Agadici ainsi que les formations cristallophylliennes dans lesquelles elles sont intruses appartiennent au complexe oriental des roches vertes du Banat occidental. Cette unité représente un complexe constitué prédominant de roches magmatogènes métamorphisées (métatufs basiques, roches métaéruptives acides, intermédiaires, basiques et ultrabasiques) qu'il faut considérer comme les produits d'un magmatisme initial — Protérozoïque supérieur — du eugéosynclinal dans lequel s'est formée la pile des actuels schistes métamorphisés du Banat occidental. L'ordre initial de la constitution des roches magmatogènes est le suivant : tufs basiques et acides, serpentinites werhilitiques, gabbros et dolérites, diorites et granites. On attribue à ce magmatisme initial les roches magmatogènes de la zone de Miniș (sud du Banat), de la série de Drăgșan (connue dans : Parîng, Vulcan, Retezat, Petreanu) de la zone de Toronița et d'Ielova, de la zone de Corbu et de Neamțu). Les produits de ce magmatisme initial se trouvent outre les limites de notre pays dans les dinarides situées dans l'W de la Yougoslavie (Zlatibori, Bucovi, Maljen Stolovi), dans les Rodopes (Jastrebac, Bujanovac, Basiljgrad), dans la Serbie orientale (Deli Iovan) ainsi que dans la formation diabase phyllitoïde de Stara planina (Bulgarie).

En vertu des analyses chimiques des roches magmatogènes métamorphisées du Banat occidental on a pu constituer : les diagrammes de variation (fig. 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 ; les tableaux nr. 3, 4 ; la planche IV). Pour faire des comparaisons on a encore utilisé une série d'analyses provenues de Deli Iovan (Yougoslavie) et de Stara planina (Bulgarie).

Pour conclure, les roches de cette zone sont provenues par différenciation de type chalco-alkalin d'un magma basique de type gabbroïde. Dans les principaux processus de différenciation le rôle pétrogénétique revient à la différenciation par cristallisation fractionnée.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

A) Diagrammes de la variation des paramètres Niggli pour les roches du Banat occidental.



1-8 = roches de la zone d'Agadici; II-IV = roches de la zone d'Ocna de Fier-Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930).

B) Diagrammes de la variation des paramètres Niggli pour les roches du Banat occidental, Deli Iovan (Yougoslavie) et Stara planina (Bulgarie).

1-8 = roches de la zone d'Agadici; II-IV = roches de la zone d'Ocna de Fier-Bocșa Montană (A. I. Codarcea, 1930); a-f = roches de Deli Iovan (Yougoslavie) (L. M. Terzič, 1963); A-E = roches de Stara planina (Bulgarie) (B. Vribleanskaia et collab., 1963).

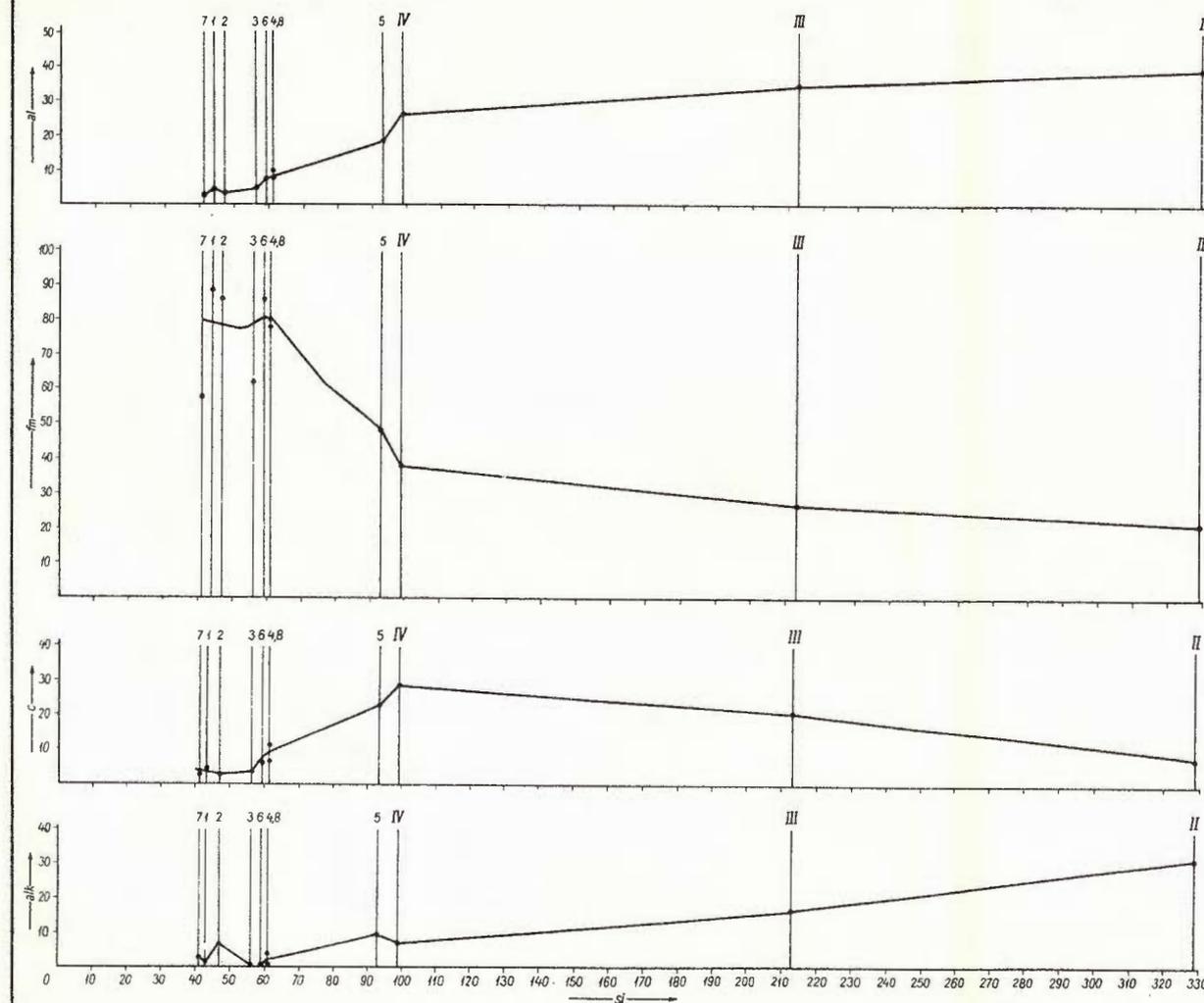
C) Diagrammes idéalisées de la variation des paramètres Niggli;

C<sub>1</sub>) pour le Banat occidental.

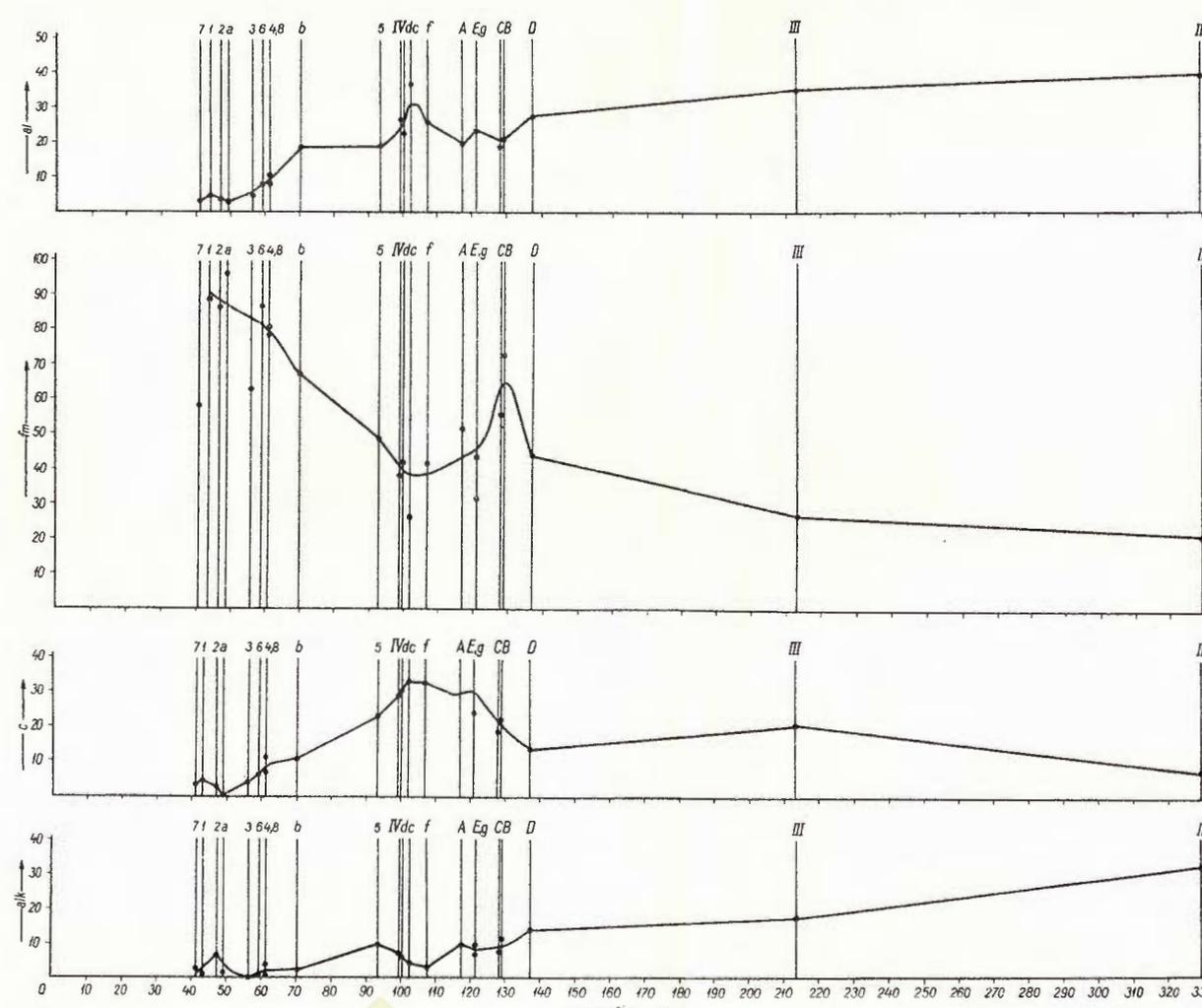
C<sub>2</sub>) pour le Banat occidental, Deli Iovan (Yougoslavie) et Stara planina (Bulgarie).



A. DIAGrameLE DE VARIAȚIE A PARAMETRILOR NIGGLI PENTRU ROCILE DIN BANATUL DE VEST



B. DIAGrameLE DE VARIAȚIE A PARAMETRILOR NIGGLI PENTRU ROCILE DIN BANATUL DE VEST, DELI IOVAN (IUGOSLAVIA) ȘI STARA PLANINA (BULGARIA)

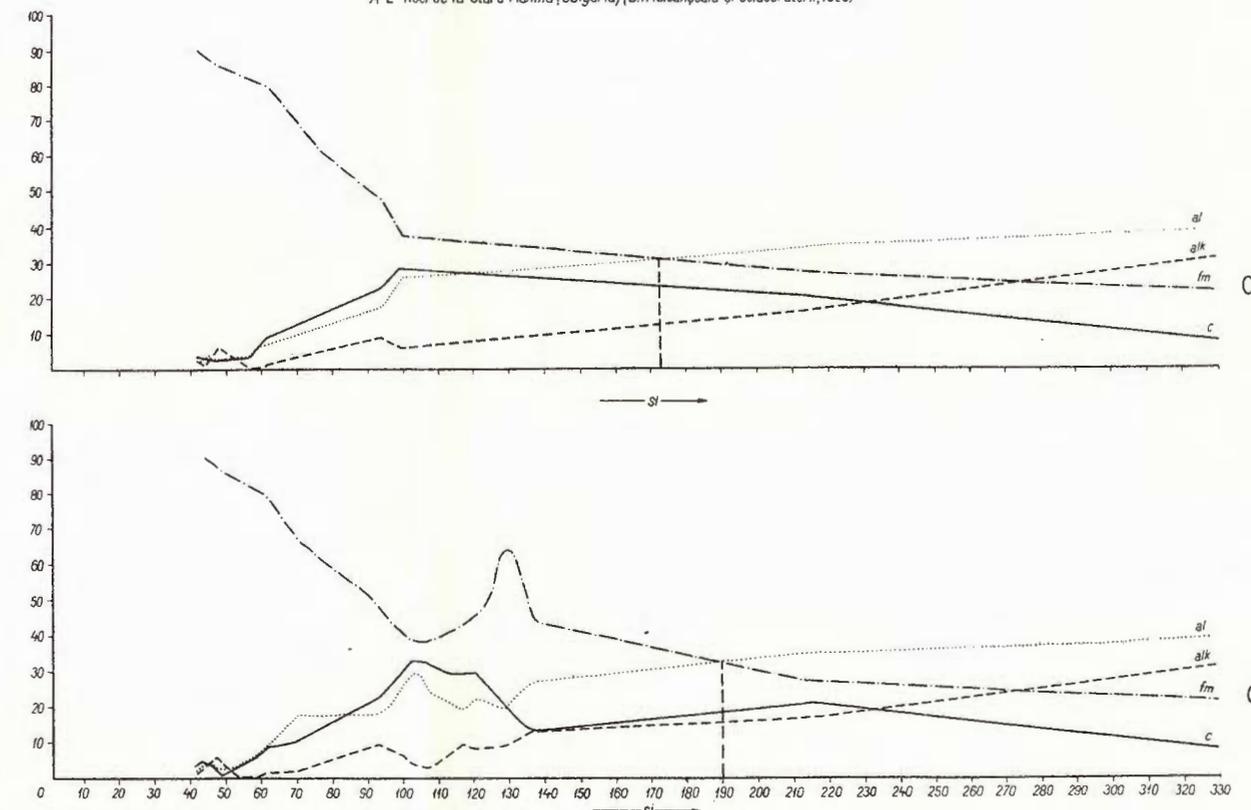


C. DIAGrameLE IDEALIZATE DE VARIAȚIE A PARAMETRILOR NIGGLI

C<sub>1</sub> PENTRU BANATUL DE VEST  
C<sub>2</sub> PENTRU BANATUL DE VEST, DELI IOVAN (IUGOSLAVIA)  
ȘI STARA PLANINA (BULGARIA)

LEGENDA

1-8 - Rocii din zona Agadici  
II-IV - Rocii din zona Olna de Fier - Bocsa Montană (Al. Codarcea, 1930)  
a-f - Rocii de la Deli Iovan (Iugoslavia) (L.M. Terzić, 1963)  
A-E - Rocii de la Stara Planina (Bulgaria) (B. Vrbljevska și colaboratorii, 1963)



PETROGRAFIE SEDIMENTARĂ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ALCĂTUIRII MINERALOGICE  
ȘI GENEZEI LEHMULUI BAUXITIFER DIN MASIVUL PĂDUREA  
CRAIULUI (MUNȚII APUSENI)<sup>1</sup>

DE

V. CORVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU, V. IOSOF, R. GIUȘCĂ<sup>2</sup>, G. JACOTĂ<sup>3</sup>

**Abstract**

Contributions to the Knowledge of the Mineral Composition and the Genesis of the Bauxitiferous Lehm in the Pădurea Craiului Massif. The karst plateau with bauxite deposits in Pădurea Craiului Massif (Apuseni Mountains) is overlain by a decalcified clay — detrital deposit of Quaternary age, presenting a varied content of iron, and fragmentary and granular material of a bauxite nature, due to which it has been called „bauxite-bearing lehm”. Its genesis is connected chiefly with weathering and decalcifying of the basement rocks (limestone and bauxites) under the influence of the congelifraction processes having occurred in the previous glaciation period, followed by abrasion and by torrential gravitational shifting, as well as by shifting through solifluction within the periglacial area. The spreading of the clay granular material occurred as a result of the floods following the melting of the last glaciers. The depositing of the ferric oxides is assigned to the neutralization action of the superficial acid waters by alkaline karst waters. It is admitted that the clay minerals (kaolinite and montmorillonides) are reworked from the basement rocks, as well as authigenically. The detrital minerals have their origin in the Mesozoic crystalline basement, both in the bauxite deposits and in the crystalline formation and connected sediments. The penetration of this material into the mass of bauxite and limestone through fissures and cavities, particularly on the limits of the bauxite lenses took place in the course of the Pleistocene interglacial time.

**Considerații generale și istorice.** Masivul calcaros al munților Pădurea Craiului, în care se găsesc cuprinse lentilele de bauxită care constituie principalul nostru minereu de aluminiu, prezintă un întins platou carstic, în bună parte ferăstruit adânc de actuala rețea hidrografică și acoperit de un depozit argilo-detritic recent (cuaternar-actual), cu o stare infe-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 17 februarie 1967.

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

<sup>3</sup> I.G.E.X. Bd. N. Bălcescu 26. București.



rioară de agregare, de culoare galbenă pînă la roșie-brună (datorată unui conținut variabil de oxizi ferici) și puternic decalcificat, caracter specific lehmurilor. Pe baza caracterelor sale chimico-mineralogice am denumit acest depozit „roci argilo-detritice” sau „lehm bauxitifer”. În mod curent, mai ales în domeniul mineritului, el este cunoscut sub denumirea improprie de „argilă bauxitică”. În masa sa sînt înglobate cantități, uneori foarte mari, de blocuri și de fragmente bauxitice formînd așa-numitele zăcăminte secundare de bauxită. Aceste depozite se găsesc adeseori placcate direct peste lentilele primare de bauxit aduse la suprafață prin eroziune, iar materialul este pătruns pe diaclaze și fisuri pînă în masa acestora, astfel că între zăcămintele primare puternic fisurate și cele secundare se stabilește o trecere gradată. Grosimea lehmului bauxitifer variază pe o scară foarte largă, de la 50—60 cm pînă la maximum 15 m, în unele zone putînd lipsi cu desăvîrșire, funcție de relieful fundamentului pe care s-a acumulat. În zonele marginale ale platoului carstic, în care fundamentul este alcătuit din alte tipuri de roci, lehmul nu mai are caracter bauxitifer. Aplicînd teoria reziduală pentru explicarea genezei bauxitelor bihorene, P. R o z l o z s n i k (1918) se ocupă și cu acest depozit pe care îl denumește „Karst-lehm” sau „Terra rossa-lehm”, subliniind însă faptul că este mai sărac în oxizi ferici decît veritabilul „terra rossa”, atribuindu-i originea eluvială și vîrsta pliocenă. Materialul ar fi pătruns pînă în masa lentilelor de bauxit pe calea fisurilor și diaclazelor pe care eroziunea s-a manifestat mai intens și mai ales pe limita dintre bauxite și calcare. Răspîndirea pe întreaga suprafață a platoului s-ar datora transportului acvatic, opinie care este adoptată ulterior de E. V a d á s z (1956) în susținerea originii depozitelor de „terra rossa” prin resedimentare din vechi depozite bauxitice și nu prin alterarea calcarelor.

În 1948, A. l. C o d a r c e a și T. B ă r b a t<sup>4</sup> menționează prezența acestor depozite situate peste zăcămintele primare de bauxit cu blocuri (grohotiș) de bauxite care formează zăcămintele secundare și le consideră de vîrstă cuaternară.

D. P a t r u l i u s (1954)<sup>5</sup> reia problema depozitelor de lehm cuaternar și a genezei zăcămintelor secundare, subliniind trecerea de la

<sup>4</sup> A. l. C o d a r c e a, T. B ă r b a t. Raport asupra zăcămintelor de bauxit din regiunea Pădurea Craiului de Nord. (1948). Arh. Com. Stat Geol.

<sup>5</sup> D. P a t r u l i u s. Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului. 1954. Arh. Com. Stat Geol.



lehmul cu oxizi ferici și cu conținut de bauxită, la „lehmul caracteristic banal”. Detaliază procesul de pătrundere al lehmului în masa bauxitelor primare în urma „dezagregării în profunzime” în care apele dizolvă calcarele creînd spații și goluri, mai ales pe limita dintre lentilele bauxitice și calcare, urmate apoi de tasări și noi fisurări și de umplerea golurilor create cu lehm infiltrat de la suprafață. În baza lentilelor de bauxit aceste depozite conțin chiar blocuri de bauxit rulate sub acțiunea unor puternici curenți de apă.

Începînd din anul 1964, în vederea valorificării cît mai complete a bauxitelor bihorene, s-a inițiat în cadrul Institutului Geologic un studiu complex și amănunțit atît asupra bauxitelor și calcarelor mezozoice conexe, cît și asupra lehmului bauxitifer. Acesta din urmă a format, în mod special, obiectul cercetărilor, ridicîndu-se și problema valorificării conținutului său în bauxit granular<sup>6</sup>.

Prezenta lucrare include o parte dintre rezultatele obținute cu ocazia acestui studiu și dintre concluziile trase pe baza lor.

În două lucrări recente, doi dintre autorii acestei lucrări au prezentat unele elemente în legătură cu corelația dintre depozitele primare de bauxit și depozitele de care ne ocupăm aici, în cadrul amplei probleme a genezei bauxitelor<sup>7</sup>. Aceiași autori au menționat și descris, pentru prima oară la noi în țară, din masa acestor depozite, resturi silicioase de celule vegetale superioare cunoscute în bibliografie sub denumirea de fitolite opalice<sup>8</sup>. Din acest motiv, în lucrarea prezentă, nu facem decît să le cităm, asupra semnificației lor și asupra concluziilor la care ne-a condus prezența lor în lehmul carstic, urmînd să ne referim în capitolul final, privind geneza acestor depozite.

### Alcătuirea lehmului bauxitifer

Depozitul argilo-detritic (lehm bauxitifer) care acoperă platoul carstic al masivului Pădurea Craiului este extrem de heterogen, atît sub

<sup>6</sup> V. Corvin Papiu, Silvia Mînzatu. Studii geologice și geofizice în Munții Apuseni. Pregătirea sintezei asupra bauxitelor (partea I-a), tema 98 (IX/2 a). 1965. Arh. Inst. Geol.

<sup>7</sup> V. Corvin Papiu, Silvia Mînzatu. Ipoteză asupra genezei bauxitelor din masivul Pădurea Craiului. 1966. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII (sub tipar).

<sup>8</sup> V. Corvin Papiu, Silvia Mînzatu. Asupra prezenței fitolitelor opalice în rocile argilo-detritice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului. 1966. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/2 (sub tipar).



raportul granulometriei cît și sub cel al constituției sale litologice, aceste caractere variînd pe o scară întinsă, după punctul considerat.

Genetic, componentele sale pot fi împărțite în următoarele grupe și subgrupe :

1. Componenta detritică  $\left\{ \begin{array}{l} a) \text{ material psefitic (fragmente și blocuri)} \\ b) \text{ material aleuro-psamitic (granular)} \end{array} \right.$
2. Argilă
3. Minerale de precipitare chimică
4. Substanța organică  $\left\{ \begin{array}{l} a) \text{ oxizi și hidroxizi} \\ b) \text{ carbonați}$

Variația cantitativă a acestor componente, conduce de la depozite psefitice autentice, grohotișuri și adevărate argile cu blocuri, pînă la depozite aleuro-pelitice sau chiar argiloase, în care jocul cantitativ al oxizilor ferici imprimă culori de la galben pînă la roșu și brun-închis. Caracteristic acestor depozite este procentul scăzut (în cea mai mare majoritate sub 0,5%) în carbonat de calciu (decalcifiere), specific lehmurilor (conform dozărilor executate asupra a 20 probe de lehm bauxitifer la Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni — analist C. Dobrescu). În cazul procentelor ridicate de fragmente și de blocuri, lehmul alcătuieste o veritabilă matrice. În zonele bauxitifere, lehmul este foarte bogat în oxizi de fier în timp ce în zonele vecine este cu mult mai sărac. Aceste date arată în mod evident corelația dintre fundament și caracterul depozitului, funcție de agenții de alterare și transport.

Studiul optic a fost executat pe clasele granulometrice aleuro-psamitice, atît asupra fracției ușoare cît și asupra fracției grele (separate cu bromoform). Sub acest raport au fost distinse două clase mari granulometrice : cea aleuro-psamitică (0,06—1,00 mm) și cea aleuro-pelitică (argiloasă : sub 0,06 mm) asupra căreia microscopul nu poate da indicații satisfăcătoare.

Studiul termodiferențial s-a executat, din motive legate de practică, asupra probei brute, asupra clasei sub 20 microni cum și asupra celei sub 2 microni (pentru determinarea mineralogică a materialului argilos și precipitat).

**Considerații asupra materialului psefitic.** Materialul cu dimensiuni mai mari de 1 mm (psefitic) nu a format obiectul unui studiu special în cadrul lucrării noastre. Acest material, putînd reprezenta pînă la 90%



din masa sedimentului, este constituit din blocuri și fragmente de cele mai variate dimensiuni, de la metrice și pînă la milimetrice, prin care se face trecerea la materialul granular al domeniului psamitic, evidențiind în felul acesta o amplă diferențiere detritică, datorată atât proceselor de alterare cît mai ales abraziunii în timpul transportului acvatic.

Gradul de rulare al acestui material este foarte diferit, de la blocuri și fragmente colțuroase de grohotiș pînă la forme destul de rotunjite și aplatizate.

Sub raport petrografic, acest material este alcătuit din rocile substratului cristalin și mezozoic. Pe marginea platoului bauxitifer se întînesc fragmente din formațiunile vecine (Permian, Triasic și Jurassic, cum sînt mai ales conglomeratele, gresiile și cuarțitele permieni și werfeniene, cum și din gresiile și calcarele jurasice, și calcarele cretaceice), în timp ce, în interiorul platoului, predomină în mod categoric bauxitele, celelalte roci, cum sînt calcarele, avînd o participare cu totul subordonată. Prezența blocurilor de bauxite peste lentilele primare puternic fisurate și dezagregate, pătrunse intim de lehm carstic, are drept consecință, de foarte multe ori, existența tranziției gradate între cele două tipuri genetice de zăcămint și chiar imposibilitatea trasării limitelor lor (pl. I).

Marea varietate structurală pe care o prezintă acest material psefitic arată că agenții de alterare ca și de transport fluvio-glacio-torențial au avut intensități variate, că s-au manifestat pe durate foarte diferite și în perioade diferite, probabil în cursul Cuaternarului, conducînd la un amestec heterogen și intim, însă pe distanțe limitate, fapt caracteristic în mod deosebit activității torențiale și deplasărilor în periglaciuar.

Dintre tipurile de roci recunoscute a fost studiat în mod special tuful riolitic alterat montmorillonitizat (banatitic) de la Gugu (extras dintr-un puț de explorare), a cărui alcătuire are legătură cu compoziția materialului argilos din rocile argilo-detritice.

Tuful riolitic are un pronunțat caracter stratificat care permite desfacerea rocii după plane mai mult sau mai puțin paralele. Acest fapt se datorește alternanței de zone înguste aproape sticloase cu zone alterate, recristalizate, constituite din cuarț și montmorillonit. Aspectul stratificat-rubanat al tufului este marcat și de distribuția neuniformă a pigmentului hematitic (?) care imprimă zonelor mai sticloase, culoare roz-intens, în timp ce zonele recristalizate mai sărace în oxizi ferici, au o culoare mai pală, pînă la alb (pl. IV, fig. 1).



Zonele recristalizate sînt alcătuite din montmorillonit dezvoltat în foițe după fața (001), cu conture pătraticе și dimensiuni largi (0,04 mm Ø), în mod obișnuit asociate în formațiuni vermiculare. Montmorillonitul este incolor sau ușor pigmentat în roz, prezentînd un relief negativ și caracter biax negativ cu 2 V foarte mic practic U (-). Dezvoltarea montmorillonitului are loc în lungul planelor de stratificație, în asociație cu cuarțul a cărui poziție este centrală asemenea umpluturii unor druze (pl. IV, fig. 2 și 3). Cuarțul prezintă aspect micro-granular, aproape criptocristalin și rezultă, ca și montmorillonitul, din alterarea materialului piroclastic primar fin diseminat. În această masă fundamentală sticloasă și recristalizată (care reprezintă 88% din volumul rocii) sînt prinse fenocristale de cuarț (3,25%), sanidină ± saponit (4,35%), plagioclaz (cca 1,00%), biotit (1,75%) și magnetit (1,70%).

Cuarțul prezintă forme variate, de la cristale idiomorfe, prismatice-bipiramidate cu Ø = 1,30 mm, la cristale corodate și fragmente angulare. Este limpede, incolor, incluzînd uneori granule de zircon. Dimensiunile minime ale fragmentelor de cuarț ating 0,10 mm Ø.

Feldspații sînt reprezentați prin sanidină și un plagioclaz acid, de tipul albiclazului, cu dimensiunile în general reduse (0,85/0,25 mm).

Sanidina este în majoritatea cazurilor idiomorfă, în cristale tabulare cu Ø = 1,30—0,25 mm, orientate în pastă paralel cu stratificația. În stare proaspătă este limpede, transparentă, de culoare roz-pal pînă la albă. Maciele Karlsbad sînt caracteristice și frecvente. În probele alterate sanidina este substituită cu montmorillonit care are luciu de ceară, culoarea roz mai intensă și duritate foarte mică (se zgîrie cu unghia).

Biotitul este singurul constituent melanocrat; pachetele sale de dimensiuni medii (0,55/0,12 mm) fiind aproape complet opacitate, orientate de asemenea în pastă.

Magnetitul în general idiomorf, cu dimensiunile maxime de 0,65 mm Ø și minime de 0,04 mm Ø, este hematitizat în special la periferia cristalelor.

Analiza röntgenografică (pl. II, fig. 1) indică transformarea completă a sanidinei în montmorillonit<sup>9</sup>, iar analiza termodiferențială (pl. II, fig. 2) executată asupra aceleiași sanidine alterate, cu caracterele amin-

<sup>9</sup> Tratarea s-a făcut cu glicol. Picul sanidinei de la 14 Å a trecut la 17 Å dovedind o rețea montmorillonitică.



tite, precizează că acest montmorillonit este de tipul saponitului. Din observațiile microscopice, ca și din datele analizelor menționate, rezultă că atât materialul vitros al rocii cât și fenocristalele de sanidină au fost supuse procesului de montmorillonitizare, sub influența unor soluții calde de natură alcalină. Caracterelor mineralogice sînt identice tufului riolitic (banatitic) din valea Cubleșului (Brejești) remis spre studiu de D. Patrulius.

Analiza chimică a fost executată la Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, de Suzana Iliescu:  $\text{SiO}_2 = 69,43\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,72\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,20\%$ ;  $\text{FeO} =$  urme;  $\text{TiO}_2 = 0,30\%$ ;  $\text{CaO} = 1,12\%$ ;  $\text{MgO} = 0,90\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 1,20\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 6,50\%$ ;  $\text{MnO} = 0,08\%$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5 =$  urme;  $\text{S} =$  urme;  $\text{H}_2\text{O} - 105^\circ\text{C} = 3,20\%$ ;  $\text{H}_2\text{O} + 105^\circ\text{C} = 1,04$ ;  $\text{CO}_2 = 0,46\%$ .

Încadrarea acestui tuf la tipul riolitic, a fost sprijinită și de analiza chimică și de calcularea parametrilor lui Rittmann.

**Studiul lehmului bauxitifer. Studiul granulometric.** În clasificarea (triunghiul lui Shepard, 1954)<sup>10</sup> fig. 1, cele douăzeci de probe s-au repartizat astfel sub raportul granulometric:

8 probe în categoria „argilă” — (pelite); 7 probe în categoria „argilă siltică” (pelite aleuritice); 4 probe în categoria „argilă nisipoasă” (pelite psamitice); 1 probă în categoria „nisip argilos” (psamite pelitice).

Această remarcă devine și mai clară dacă ne referim la ansamblul rocii care în multe cazuri conține și material psefitic, cu fragmente și dimensiuni foarte heterogene, care dau rocii, după cum s-a arătat, caracterul de grohotiș, pietriș sau pe cel tillitic de „argilă cu blocuri”.

Alcătuirea granulometrică a acestor roci rezultă din tabelele 1 a și 1 b, cu două variante de sitare, precum și din curbele cumulative de la fig. 2.

Clasa aleuro-psamitică ( $\varnothing > 0,02$  mm). Alcătuirea granulometrică a acestei fracții rezultă din curbele cumulative (fig. 2) și din tabelele citate (tabelul 1 a și 1 b).

În urma prelucrării acestor date s-a constatat o mare variație în gradul de sortare caracteristică depozitelor glaciare și fluvio-glaciare.

<sup>10</sup> În terminologia aplicată de acest autor, termenul de argilă este întrebuințat în sens granulometric pentru fracția pelitică.



Pe baza determinării medianei s-a ajuns la concluzia că materialul nu se poate situa într-un anumit tip genetic și că există o heterogeneitate foarte mare datorată probabil faptului că transportul a fost în mare

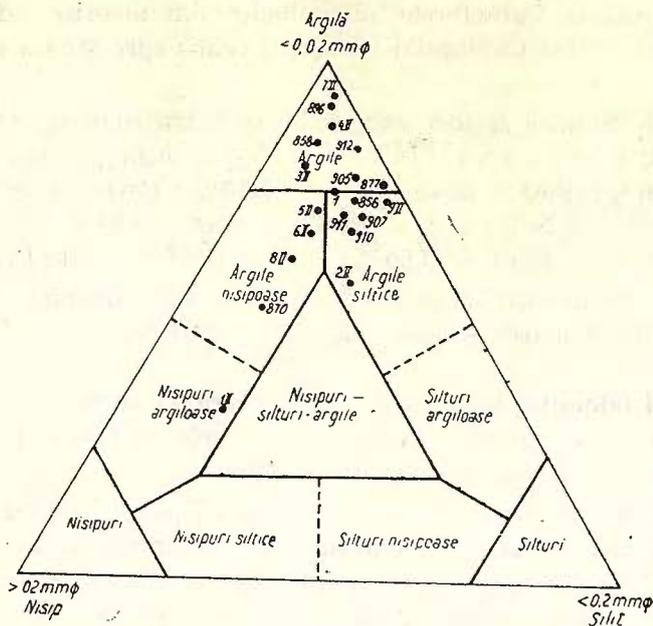


Fig. 1. — Grafic ternar (triunghiul lui Shepard) cu alcătuirea granulometrică a lehmurilor bauxitifere, masivul Pădurea Craiului.

Graphique ternaire (triangle de Shepard) avec la constitution granulométrique des lehms bauxitifères, massif de Pădurea Craiului.

parte glaciară și că agenții de transport care au determinat formarea depozitelor au fost variați și au avut intensități diferite pe suprafața carstului bihorean (acvatic și eventual eolian). Considerăm aceasta ca un argument în plus pentru originea glaciară și fluvio-glaciară (eventual și eoliană) a materialului examinat.

În toate probele predomină așadar materialul fin (argilo-pelitic). În fracția aleuropsamitică (tabelul 1 b), la majoritatea probelor, se constată superioritatea clasei aleuritice (0,02—0,20 mm) iar în cadrul aces-



TABELUL 1 a

## Analiza granulometrică

Numărul probei	Argilă < 0,002 mm	Praf 0,002 — 0,02 mm	Nisip fin 0,02 — 0,2 mm	Nisip grosier 0,2 — 2,0 mm	Total	Particule 0,01 mm	Particule 0,001 mm
1 b	52,16	22,79	13,43	11,37	99,75	67,30	46,87
1 II	14,44	17,89	18,01	49,77	100,11	25,48	11,59
2 II	24,58	33,53	25,58	15,19	98,88	42,87	20,13
3 II	74,05	5,84	8,18	12,57	100,64	78,34	71,50
4 II	78,04	10,30	7,54	4,52	100,40	85,34	75,00
5 II	52,66	18,79	14,38	14,57	100,40	65,35	47,72
6 II	59,96	7,04	14,64	18,91	100,55	64,50	58,06
7 II	87,79	5,29	5,46	3,62	100,16	91,53	86,09
8 II	36,57	25,64	13,70	24,67	100,58	55,61	30,63
9 II	34,03	40,57	23,45	1,05	99,10	57,36	28,23
856	57,86	15,59	19,19	6,86	99,60	68,45	54,36
858	78,34	6,20	6,06	9,00	99,60	83,09	76,85
870	43,67	9,89	13,36	33,47	100,39	50,11	40,67
877	37,17	37,88	22,19	3,42	100,66	58,41	31,03
896	83,69	7,30	6,75	2,49	100,23	89,49	82,74
905	43,17	33,97	17,01	4,98	99,13	64,50	36,82
907	36,67	33,68	20,63	8,03	99,01	56,13	31,08
910	48,32	19,83	19,85	11,82	99,82	60,21	44,62
911	40,12	29,88	18,11	11,25	99,36	57,71	34,92
912	46,32	38,12	13,91	1,74	100,09	71,55	39,57

Analist P. Vasilescu

teia, a celei alfititice (< 0,06 mm pentru sistemul de site utilizat de noi). Variația în cadrul clasei psamitice este foarte neregulată.

Valoarea cifrică a medianei fluctuează. Se observă că cele mai multe probe prezintă valori mai mici de 0,02 în care se remarcă de asemenea și predominarea valorilor scăzute într-o notabilă ordine cantitativă (6 probe = 0,010—0,047; 5 probe = 0,064—0,104; 3 probe = 0,132—0,204). Valorile mai mari de 0,204 sînt cu totul subordonate (2 probe cu 0,240 resp. 0,257 și cîte o singură probă în decadele cu valori mai mari de 0,360, maximum fiind 0,676).

După datele indicate de C. W. Krumbein și L. L. Sloss (1956) pentru o seamă de roci sedimentare, nici o valoare de mediană nu este mai mare de 0,22 domeniu în care se cuprinde de altfel și la noi neta majoritate a medianelor menționate, neexistînd nici o deosebire,



TABELUL 1 b

Rezultatul analizei recalculat la partea silicată în %

Numărul probei	Clasa 0,02—0,06 mm	Clasa 0,06—0,2 mm	Clasa 0,02—0,5 mm	Clasa 0,5—1 mm	Clasa 1—2 mm	Apa din sol Uscat la aer %
1 b	8,05	5,38	4,22	4,58	2,57	3,16
1 II	8,01	10,00	10,00	15,95	23,82	1,33
2 II	19,73	5,85	2,10	5,97	7,12	1,97
3 II	2,80	5,38	3,68	5,05	3,84	3,92
4 II	5,32	2,22	1,74	1,67	1,11	6,08
5 II	8,18	6,20	5,01	5,69	3,87	3,67
6 II	4,62	10,02	10,54	6,21	2,16	2,81
7 II	2,72	2,74	1,96	1,24	0,42	3,81
8 II	6,53	7,17	7,01	11,04	6,62	1,74
9 II	18,40	5,05	0,60	0,45	0,00	3,64
856	8,71	10,48	4,23	2,32	0,31	3,58
858	2,32	3,74	3,22	3,74	2,04	5,08
870	5,15	8,21	7,69	13,41	12,37	2,82
877	17,23	4,96	1,32	1,14	0,96	2,93
896	2,71	4,04	1,55	0,49	0,45	4,04
905	12,99	4,02	2,18	1,83	0,97	3,55
907	14,59	6,04	2,35	2,99	2,69	3,02
910	11,45	8,40	5,74	5,52	1,56	3,16
911	13,43	4,69	3,04	4,78	3,43	3,02
912	10,68	3,23	0,82	0,72	0,20	2,48

Analist P. Vasilescu

nici din acest punct de vedere, între proba din zăcămint primar și probele din zăcămint secundare de bauxită.

Calculând valorile raportului  $s/r$  (sfericitate/rotunjime) pentru granulele de cuarț din fracțiile ușoare între 0,20—1,00 mm (tabelul 2), am obținut cifrele care apropie aceste depozite argilo-detritice mai mult de tillurile glaciare din Illinois, pentru care se dă raportul  $s/r = 0,72/0,54$ , cum și cifre net deosebite citate din bibliografie (C. W. Krumbein și L. L. Sloss, 1956) pentru o mare gamă litologică.

Clasa argilo-pelitică ( $\varnothing < 0,02$  mm). Din examinarea datelor granulometrice obținute prin pipetare (tabelul 1 a), constatăm predominarea netă a clasei sub 0,002 mm asupra clasei cu  $\varnothing = 0,002—0,02$  mm în 16 cazuri (clasă dominantă în întreaga probă), prezența celor două clase în cantități analoge la o probă și dominarea (cu 3—13%) a clasei 0,002—0,02 mm asupra celei foarte fine, la 3 probe. Aceasta arată



apartenența materialului din fracția fină, cu precădere domeniului pelitelor fine sau cu alt termen argilelor cu „structură de gel” (I. I. Polovinkina și colab., 1957), fapt care concordă cu datele termodife-

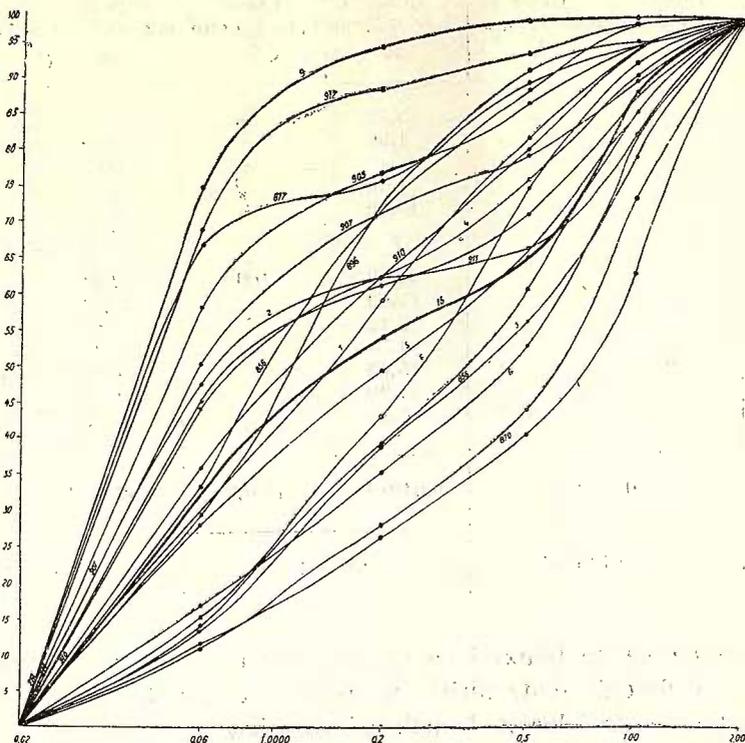


Fig. 2. — Diagrama curbelor cumulative (lehm bauxitifer, masivul Pădurea Craiului)

Diagramme des courbes cummulatives (lehm bauxitifère, massif de Pădurea Craiului)

rențiale și röntgenografice (predominarea caolinitului, asociat uneori cu substanță organică).

*Studiul microscopic.* Studiul microscopic a fost făcut pe clase granulometrice conform graficelor din pl. III, fig. 1, 2, 3. În aceste grafice, pentru simplificarea imaginii, am înglobat la „fragmente de bauxită”,



TABELUL 2

Valorile raportului sfericitate (s)/rotunjime (r) pe granule de cuarț

R s/ r	Proba 1 b		Proba 1 II		Proba 858	
	Clasa 0,2—0,5 mm %	Clasa 0,5—1,0 mm %	Clasa 0,2—0,5mm %	Clasa 0,4—1,0 mm %	Clasa 0,2—0,5 mm %	Clasa 0,5—1,00 mm %
0,3/0,1	—	—	3,12	—	—	—
0,3/0,3	—	—	1,56	—	3,15	—
0,3/0,7	—	—	—	—	0,80	—
0,5/0,3	—	—	1,56	—	1,57	—
0,5/0,5	25	—	15,62	—	1,57	10,00
0,5/0,7	—	—	—	—	3,15	—
0,5/0,9	—	—	—	—	1,57	—
0,7/0,3	—	—	14,06	100	9,44	30,00
0,7/0,5	12	—	15,62	—	11,04	—
0,7/0,7	—	—	3,12	—	5,51	—
0,7/0,9	25	—	4,70	—	2,36	—
0,9/0,3	38	—	15,62	—	36,22	20,00
0,9/0,5	—	—	17,20	—	18,90	40,00
0,9/0,7	—	—	7,80	—	4,72	—
Media r/s	0,70/0,55		0,64/0,46	0,70/0,30	0,62/0,56	0,75/0,40
Media r/s	0,70/0,55		0,65/0,45		0,68/0,48	

toate fragmentele de bauxită ca atare, oidele de diaspor, granulele de magnetit, de ilmenit și de pirită, detașate din bauxite, iar la „minerale grele” restul mineralelor grele (silicați și oxizi).

Alcătuirea mineralogică medie pe clase granulometrice a probelor cercetate, reiese din tabelul 3, care reprezintă o sinteză a datelor obținute pe clase granulometrice (tabelele 4, 5, 6, 7).

Este remarcabil faptul că în compoziția mineralogică se constată caractere asemănătoare la toate probele, indiferent de culoarea probei brute.

Mineralele întâlnite în fracțiile ușoare, în ordinea descreșterii frecvenței sînt : cuarț, muscovit, caolinit și feldspat, iar cele din fracțiile grele, respectînd aceeași ordine, sînt : fragmente de bauxită, magnetit ± ilmenit, epidot, zoizit-clinozoizit, zircon, turmalină, rutil, amfibol, granat, leptoclorit, diaspor, anataz, staurolit și pirită.



TABELUL 3

*Alcătuirea mineralogică medie pe clase granulometrice*

Clase granulometrice mm	În depozit %	Cuarț %	Feldspat %	Micc %	Fragmente de bauxit %	Alte minerale grele %	Caolinit %
0,02—0,06	19,73—2,71	40,10	0,25	19,45	27,80	7,25	5,15
0,06—0,20	10,85—2,22	41,80	—	6,80	44,85	2,25	4,30
0,20—0,50	10,54—1,55	38,30	0,09	2,35	58,65	0,06	0,55
0,50—1,00	15,95—0,49	24,25	—	—	75,70	0,05	—
1,00—2,00	23,82—0,00	25,60	—	—	74,40	0,05	—
Media pe clase 0,02—2,00	cca 30	34,00	0,05	5,70	56,30	1,95	2,00

TABELUL 4

*Conținutul mineralogic în clasa 0,02—0,06 mm Ø*

Proba nr.	Cuarț %	Feldspat %	Muscovit %	Minerale grele %	Fragmente de bauxit %	Caolinit %
1 b	46,00	0,60	—	7,00	37,00	10,00
1 II	51,00	—	6,50	6,50	35,00	1,00
2 II	60,00	1,00	2,00	14,00	23,00	—
4 II	75,00	1,00	6,00	8,00	10,00	—
5 II	27,00	0,50	5,00	6,00	61,00	0,25
6 II	54,00	—	15,00	13,00	17,50	0,30
7 II	32,00	—	—	8,00	40,00	20,00
8 II	6,00	—	—	0,75	48,25	45,00
9 II	40,00	0,75	33,00	15,00	10,50	0,75
856	55,00	—	27,50	3,50	14,00	—
858	23,00	0,25	18,00	5,00	53,00	0,75
870	14,00	—	—	5,00	64,00	17,00
877	28,10	0,10	53,80	5,50	10,50	—
896	51,50	—	26,00	2,50	20,00	—
905	41,50	—	35,00	13,00	10,00	0,50
907	31,50	—	45,50	7,50	14,50	1,00
910	43,00	—	28,50	6,25	21,50	0,75
911	37,00	—	30,50	8,00	24,00	0,30
912	45,50	—	37,00	3,50	14,00	—

Un fapt este general pentru aceste tipuri de roci, oricare ar fi culoarea lor și anume, descreșterea cantitativă a cuarțului, muscovitului, caolinitului și a mineralelor grele, concomitent cu creșterea cantitativă a fragmentelor de bauxită — de la fracțiile fine spre cele grosiere. Graficele din pl. III, fig. 2, 3 ilustrează tocmai aceste observații.



TABELUL 5

Conținutul mineralogic în clasa 0,06—0,20 mm Ø

Proba nr.	Cuarț %	Feldspat %	Muscovit %	Minerale grele %	Fragmente de bauxit %	Caolinit %
1 b	3,10	—	—	2,60	76,65	17,65
1 II	11,35	—	5,05	3,50	80,10	—
2 II	42,00	0,40	0,20	4,20	50,55	2,65
3 II	35,00	—	14,20	1,40	49,40	—
4 II	60,30	—	10,15	0,40	29,15	—
5 II	21,75	—	7,80	1,20	69,25	—
6 II	73,90	—	16,80	1,00	8,30	—
7 II	58,15	0,20	—	0,80	23,75	17,10
8 II	3,80	—	—	0,40	81,90	13,90
9 II	30,00	—	36,25	11,40	22,35	—
856	80,90	—	0,65	2,95	13,80	1,70
858	42,80	—	0,30	1,40	51,20	4,30
870	19,70	—	—	1,50	73,50	5,30
877	34,15	—	32,00	3,60	30,25	—
896	68,60	—	0,50	0,65	27,25	3,00
905	47,84	—	0,15	2,23	43,23	6,55
907	44,15	—	2,70	1,20	49,60	2,35
910	72,85	—	4,45	0,80	20,00	1,90
911	32,60	—	3,60	2,00	61,00	0,80
912	47,90	—	1,85	2,30	38,55	9,40

Amintim participarea în plus și a unor resturi organice — opalifolite — identificate ca fiind părți celulare ale epidermei unor Graminee sau Cyperacee, conservate în opal. Proporția lor este întotdeauna sub 1%, în unele probe lipsind cu desăvârșire. Asupra acestor opalifolite am prezentat o lucrare anterior.

Clasa aleuro-psamitică. (1) Frația ușoară. Frația ușoară a tuturor probelor analizate este foarte bogată în cuarț, (în special în clasele < 0,50 mm) și în fragmente de cuarțit. În majoritatea cazurilor, cuarțul este granular, ușor subcolțuros și subrotunjit. Este incolor, limpede în clasele fine și limonitizat pe o rețea de fisuri (pl. V, fig. 1) sau periferic, în clasele 0,50—2,00 mm. În mod curent, în clasele grosiere, cuarțul și fragmentele de cuarțite sînt acoperite de cruste de limonit și argilă, foarte persistente la prepararea pentru extragerea cu lichide dense. În foarte puține probe (nr. 887 și 2 II) au fost remarcate cristale de cuarț idiomorf, bipiramidat, cu dimensiuni mari 0,34/0,08 mm, care își trădează originea eruptivă (pl. V, fig. 2), fiind recunoscut cu aceleași carac-



TABELUL 6

Conținutul mineralogic în clasa 0,20—0,50 mm Ø

Proba nr.	Cuarț %	Feldspat %	Muscovit %	Minerale grele %	Fragmente de bauxit %	Caolinit %
1 b	1,20	—	—	—	98,20	0,60
1 II	8,80	—	0,70	—	90,50	—
2 II	10,90	—	0,60	—	88,50	—
3 II	24,90	0,20	9,40	—	65,50	—
4 II	62,00	—	3,50	0,30	34,15	—
5 II	17,40	—	2,50	—	80,10	—
6 II	79,60	0,30	10,45	—	9,65	—
7 II	77,55	—	—	—	12,80	9,65
8 II	5,00	—	—	—	95,00	—
9 II	44,85	—	5,40	—	49,75	—
856	82,00	1,00	2,40	0,40	14,00	0,20
858	37,30	0,20	0,80	—	61,70	—
870	9,10	—	—	—	90,35	0,55
877	34,40	—	2,90	—	62,70	—
896	68,70	—	5,00	0,15	26,15	—
905	39,00	0,20	0,80	—	60,00	—
907	33,70	—	0,60	—	65,70	—
910	84,50	—	0,85	—	14,65	—
911	13,00	—	0,20	—	88,80	—
912	31,30	—	1,00	0,45	67,30	—

tere în tufurile riolitice. Majoritatea cuarțului provine însă din roci metamorfice.

Muscovitul apare în proporții foarte variate, mai frecvent în rocile argilo-detritice de culoare galbenă. Este limpede, conservând uneori conture idiomorfe-hexagonale, dar în mod obișnuit, foițele după fața ool au conture rotunjite sau neregulate (pl. V, fig. 3). Descreșterea lui cantitativă, de la clasele foarte fine (0,02—0,06 mm) spre cele mai grosiere (0,20—0,50 mm) este accentuată. În general nu prezintă incluziuni.

Caolinitul, foarte capricios răspândit, este întâlnit atât în rocile argilo-detritice galbene, cât și în cele roșii, în proporție de 1,75% într-o probă din zăcămint primar și de 5,50% și 2,40% în două probe din zăcămint secundare.

Caolinitul se prezintă în foițe asociate după fața ool, (pl. V, fig. 4) în pachete cu aspect vermiform și dimensiuni maxime de 0,275/0,080 mm, în general incolor, limpede (pl. II, fig. 5) în timp ce în proba 1b din zăcămint primar, este limonizat periferic (pl. V, fig. 6). Sursa caolinitului



TABELUL 7

Conținutul mineralogic în clasa 0,50—1,00 mm Ø

Proba nr.	Cuart %	Feldspat %	Muscovit %	Minerale grele %	Fragmente de bauxit %	Caolinit %
1 b	4,00	—	—	—	96,00	—
1 II	2,00	—	—	—	98,00	—
2 II	7,00	—	—	—	93,00	—
3 II	—	—	—	—	100,00	—
4 II	72,00	—	—	—	28,00	—
5 II	6,00	—	—	—	94,00	—
6 II	54,00	—	—	—	46,00	—
7 II	78,00	—	—	—	22,00	—
8 II	8,00	—	—	—	92,00	—
9 II	40,00	—	—	—	60,00	—
856	56,00	—	—	—	44,00	—
858	5,00	—	—	—	95,00	—
870	3,00	—	—	—	97,00	—
877	13,00	—	—	—	87,00	—
896	30,00	—	—	1,00	69,00	—
905	21,00	—	—	—	79,00	—
907	3,00	—	—	—	97,00	—
910	63,00	—	—	—	37,00	—
911	2,00	—	—	—	98,00	—
912	18,00	—	—	—	82,00	—

o constituie în mod indiscutabil bauxitele, în care a fost recunoscut cu aceeași structură vermiformă, dezvoltat la centrul ooidelor.

Feldspatul apare cu totul sporadic, foarte rar atingând 0,15% în clasele 0,20—0,50 mm. Este în stare proaspătă, limpede, în general nemacelat și cu relief negativ. Semn optic obținut cu mare greutate pe un astfel de fragment este B (+) corespunzător unui albit/oligoclaz (pl. V, fig. 7). Este foarte posibil ca acest feldspat să provină tot din tufurile riolitice întâlnite în lehmul bauxitifer.

(2) Frația grea. Frația grea a acestor roci argilo-detritice este foarte bogată în fragmente de bauxită ca atare, în oide diasporice și hematitice, în magnetit granular frecvent și subordonat ilmenit. Pirita apare sporadic, recunoscută foarte rar, și este posibil ca și pe seama ei să se fi format oxizii de fier. Oidele diasporice reprezintă aproximativ 10%—30% din totalul fragmentelor de origine bauxitică.

Observarea microscopică a fragmentelor de bauxită, evidențiază conturile lor extrem de variate, trecând prin toate tipurile, de la angulare



la subangulare și subrotunjite (pl. V, fig. 1). Formele rotunde reprezintă ooide diasporice (pl. VI, fig. 1, 2) sau hematitice (pl. VI, fig. 3) detașate din masa bauxitei. Trebuie amintit că ooidele și fragmentele subrotunjite sînt mai frecvente în clasele fine decît în cele grosiere, unde predomină fragmentele subangulare și angulare. Unele fragmente reprezintă porțiuni de mezostază diasporică a bauxitelor cristalizată, limpede (pl. VI, fig. 4) sau pigmentată cu oxizi de fier (pl. VI, fig. 6, 7). Sînt remarcabile cristalele hialine de diaspor de neoformațiune care apar adeseori pe marginea fragmentelor de bauxit ca urmare a dezvoltării ulterioare, diagenetice (pl. III, fig. 7, 8). Culoarea fragmentelor de bauxită (observată în lumina reflectată) variază de la galben la roșu de diferite nuanțe și brun. Ooidele diasporice constituite din diaspor criptocristalin pînă la microcristalin au culoare alb-lăptoasă în lumină reflectată.

Magnetitul și ilmenitul desprinse din bauxite au fie forme idiomorfe, fie rotunjite — ooidale.

Într-o probă (6 II), sînt întîlnite cele mai frecvente cristale de magnetit, cu un idiomorfism bine marcat.

Epidotul are răspîndire aproape egală cu a turmalinei dar, împreună cu zoizitul și cu clinozoizitul, variază între 6,36% și 3,63%. În general granular, rotunjit, incolor sau galben-pal, epidotul își menține foarte greu formele cristalografice. Clivajul este bine evidențiat în unele granule (pl. VI, fig. 8). Dimensiunile epidotului sînt în general constante: 0,080—0,90/0,040 mm.

Zoizitul își conservă, în majoritatea cazurilor, mult mai bine forma prismatică și clivajul, decît epidotul, dimensiunile lor fiind apropiate (pl. VI, fig. 9). Clinozoizitul nu se deosebește de precedentul mineral decît prin unghiul de extincție (pl. VII, fig. 1).

Zirconul este unul dintre mineralele frecvent întîlnite. Datorată dimensiunilor sale reduse, el apare în special în clasele sub 0,20 mm. Este limpede și incolor. Formele cristalografice sînt bine conservate: prisme fine lungi, bipiramidate (0,225/0,032 mm) în care se remarcă numeroase incluziuni gazoase în lungul axului C (pl. VII, fig. 2) sau dispuse în cruce (pl. VII, fig. 3), prisme fine scurte, bipiramidate perfect idiomorfe 0,085/0,020 mm (pl. VII, fig. 4), prisme mai groase, scurte de asemenea bipiramidate, cu dimensiunile variind între 0,112/0,050 și 0,032/0,015 mm (pl. VII, fig. 5, 6, 7). Rareori este fragmentat. Cantitativ, variază între 4,22% și 0,22%.



Turmalina. În ordinea frecvenței urmează turmalina (2,50%—0,25%) de culoare brună-măslinie, fin cristalizată, idiomorfă puternic pleocroică (pl. VII, fig. 8 și 9) sau fragmentată și cu dimensiuni de 0,05/0,02 mm. Alteori, ea este larg cristalizată în prisme lungi (0,175/0,055 mm), terminată cu piramide trigonale, și culori diferite în același cristal, de la verde pal-măsliniu — la brun roșcat (pl. VII, fig. 10). Terminațiile formelor de bipiramidă trigonală apar adeseori nedeformate de alterare și transport, sugerând o sursă apropiată.

Rutilul, este în proporție mai mică decât zirconul (2,00—0,06%), îmbracă forme variate, de la idiomorf cu cristale integral conservate și dimensiuni variate: 0,80/0,50—0,08/0,05 mm (pl. VII, fig. 11 și 13), până la granule fragmentare (0,65/0,50 mm) în care se remarcă striuri verticale, paralele cu axul C (pl. VII, fig. 12). Uneori cristalele de rutil au muchiile și colțurile ușor rotunjite și prezintă mici scobituri pe suprafața lor datorate fie abraziunii, fie unor incluziuni gazoase sau lichide care, în urma ușoarei abradări a suprafeței cristalului, au fost puse în libertate (pl. VIII, fig. 1). Dimensiunile sînt în acest caz 0,07/0,04 mm. Culoarea rutilului este în general brun-roșetică sau brun-gălbuie. Macelulele sînt rareori vizibile: în genunchi după (011) (pl. VIII, fig. 2) și în formă de inimă, rezultînd din alipirea a două cristale după fața (301) (pl. VIII, fig. 3).

Amfibolii, subordonați celorlalte minerale (1,30—0,09%) apar cu dimensiuni și forme variate. În cele mai multe cazuri, culoarea brun-verzuie aparține unei hornblende comune, cu dimensiuni foarte mari: 0,60/0,13 mm (pl. VIII, fig. 4), alteori este prezentă o hornblendă sodică, verde-albăstruie, de tipul glaucofanului, cu forme rupte, scurt-prismatice: 0,112/0,065 mm, cu terminațiile zdrențuite — crenelate (pl. VIII, fig. 5, 9).

Granatul. Deși era de așteptat să-l întîlnim în cantitate mare, dat fiind faptul că majoritatea mineralelor recunoscute provin din șisturi cristaline mezozonale, granatul apare destul de rar (0,35%—0,04%), cu forme colțuroase sau rotunjite și cu dimensiuni de 0,04—0,05 mm Ø (pl. VIII, fig. 6, 9); unele dintre granule cu dimensiuni mai mari: 0,11/0,08 mm, amintesc foarte vag de forma inițială — izometrică.

Leptocloritul este sporadic întîlnit în probele analizate (0,20—0,02%), cu excepția probei nr. 877, unde atinge 3,40% în clasa fină și dimensiuni de 0,02—0,06 mm. Culoarea brun-gălbuie și conturile subrotunjite (pl. VIII, fig. 7) sînt caracteristice, iar sursa lui o constituie



bauxitele, în care a fost identificat pe fisuri sau înconjurînd oicidele. El nu a fost remarcat decît în clasele fine.

Diasporul, constituentul principal al bauxitelor (întîlnit frecvent în oicidele descrise la „fragmente de bauxită”) se prezintă foarte rar în cristale individuale, pal-verzui, limpezi și transparente, cu habitus prismatic, în general bine conservat (pl. VIII, fig. 10) în proporție de 0,10%.

Anatazul, apare cu totul accidental în 2—3 preparate (0,13%—0,05%) și poate fi confundat la prima vedere cu granatul, datorită formei asemănătoare, izometrice. Deși granular, s-au putut determina constantele optice caracteristice anatazului. Cristalele au în general forme de prismă scurtă pătratică, bipiramidată, cu colțurile ușor rotunjite și diametrul de 0,080 mm (pl. VIII, fig. 13). Sursa lui o constituie tot bauxitele, în care a fost de asemenea identificat.

Staurolitul, în cantitate foarte redusă (< 0,03%) se caracterizează prin culoare și pleocroism intens în nuanțe de galben strălucitor-galben pal. Granulele sînt însă de cele mai multe ori colțuroase, neregulate, cu spărturi și muchii ascuțite, cu dimensiuni în medie de 0,05 mm Ø (pl. VIII, fig. 11, 12).

Pirita. Într-o singură probă, a fost remarcat un cristal idiomorf de pirită, cu formă de cub și striaii caracteristice pe suprafețele cristallului. Acesta însă se prezintă în majoritate oxidat și numai datorită caracterelor amintite și luciului caracteristic local, a putut fi recunoscut.

Clasa argilo-pelitică (< 0,02 mm). În materialul foarte fin al depozitului s-a constatat predominarea materialului argilos și a pigmentului feruginos (oxizi), care imprimă culoarea roșie-cărămizie și a cărui estimare cantitativă nu este posibilă pe această cale. Din analizele chimice executate asupra a 5 probe, (analist: Alexandra Dănciulescu din Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni) rezultă un conținut de  $Fe_3O_2$  care variază între 8,37% și 13,00% pentru probele de culoare roșie, scăzînd în jurul cifrei 6 pentru cele galbene.

În materialul detritic al clasei fine se întîlnesc o parte dintre mineralele detritice citate pentru clasa aleuro-psamitică avînd participări cantitative foarte variate. În unele probe cantitatea lor este cu totul neglijabilă, dar chiar în cazurile mai bogate nu depășesc 1% din volumul probei. Aceste minerale sînt atît idiomorfe (turmalină, rutil, zircon) cît și sub formă de granule fragmentate, mai mult sau mai puțin echigranulare (cuart, clinozoizit, epidot, granat). Caolinitul, detritic cel puțin



în parte, este prezent în toate probele în care se găsește și în clasa mai grosieră, în timp ce leptocloritul a fost întâlnit sporadic, într-o singură probă.

**Studiul termodiferențial și röntgenografic.** Au fost analizate zece probe (pl. II, fig. 3), astfel : proba brută, fracția sub 20 micrometri și fracția sub 2 micrometri, pentru a evidenția modificările legate de granulometrie și de natura mineralelor argiloase. Numerotarea s-a făcut de la 11 până la 19 pentru proba brută, de la 21 până la 30 pentru fracția sub 20 micrometri și de la 31 până la 40, pentru fracția sub 2 micrometri. Această ultimă numerotare s-a aplicat și probelor studiate cu raze X. Proba brută este bogată în material detritic care scade în fracția sub 20  $\mu$  și este minim în cea sub 2 micrometri, în care rămâne în primul rând componenta argilooasă și parțial mineralele autigene (precipitate). Raportul cantitativ dintre aceste clase granulometrice rezultă din tabelul 8.

TABELUL 8

*Repartiția granulometrică % în probele studiate*

Nr. probei	sub 2 micrometri	sub 20 micrometri
1 b	52,16	74,95
2	24,58	58,11
4	70,04	78,34
5	52,66	71,45
7	87,79	93,00
8	36,57	62,20
856	57,86	73,55
907	36,67	70,35
910	48,32	68,15
911	40,12	70,00

Componentele recunoscute sînt : substanța organică, monohidratele (boehmit și diaspor) și mineralele argiloase (din grupele caolinitului și montmorillonitului). Studiul conduce la următoarele constatări calitative :

1. Cu excepția a două probe (1 b și 5) materialul bauxitic se găsește numai în proba brută, fiind de natură detritică, în granule de peste 0,02 mm. În cazul probei 1 b acest material apare pînă în fracția cea mai fină, în timp ce în proba 5 se întâlnește în proba brută și în fracția sub 20 micrometri.



2. Substanța organică este prezentată în toate probele și legată preponderent de complexe argiloase.

3. Caolinitul este prezent în toate probele în două cazuri (2, 911) neputînd fi însă decelat decît în proba sub 2 microni. În cazul probei 2, aceasta se explică prin faptul că materialul detritic diluează mult fracția fină, natura sa fiind aproape exclusiv bauxitică. Este remarcabil faptul că clasa sub 20 microni nu mai conține atare materiale (bauxitice) și că mascarea caolinitului se datorează altor adaosuri minerale care sînt îndepărtate la separarea granulometrică a clasei sub 2 microni în care, datorate acestui fapt, caolinitul devine decelabil. În proba 911 situația este analogă, caolinitul putînd fi însă recunoscut și în clasa sub 20 microni (decî o diluție detritică inferioară față de cazul precedent).

Forma buclelor la caolinit ne conduce, în trei cazuri (35, 36, 37) la concluzia că ne găsim în prezența unor minerale caolinoase bine individualizate cristalografic.

4. Montmorillonidele se recunosc numai în fracția sub 2 microni în toate probele. Este evident faptul că în clasele superioare, aceste minerale sînt mascate de adaosuri detritice. Este probabil că ne găsim în prezența mai multor specii minerale care, în stadiul actual al studiului nostru nu au putut fi individualizate pe cale termodiferențială.

Faptul că nu s-au recunoscut efecte ale oxizilor de fier hidratați ne conduce la concluzia că aceste minerale se găsesc în cantități subordonate (sub 5%) care nu pot fi decelate termodiferențial, deși la atare concentrație roca este pigmentată uneori în galben pînă la brun. Pe de altă parte prezența substanței organice maschează unele efecte termice date de aceste minerale.

Analiza cu raze X s-a executat numai asupra fracției sub 2 microni, iar rezultatele sînt incluse în pl. II, fig. 4. Determinările au fost efectuate cu difractometrul URS—501 M, cu următoarele condiții de lucru: 500 impulsii/sec; constanta de timp 4"; viteza goniometrului =  $2^{\circ} 0 = 1^{\circ}/\text{minut}$ , radiație Fe  $K\alpha_1$ , cu filtru de Mn.

Din examinarea acestor date și din compararea lor cu rezultatele analizei termodiferențiale, rezultă următoarele:

a) În toate probele au fost recunoscuți filossilicații: caolinit, montmorillonide (cu excepția unei probe) și hidromice.

b) Nu s-a semnalat prezența diasporului în nici o probă și numai în două probe, prezența boehmitului. Este remarcabil faptul că o probă



(31), provenită însă din masa unei lentile de bauxit, conține cel mai ridicat procent de boehmit.

c) Cuarțul detritic apare în cantități subordonate, în una nefiind pus în evidență.

d) Oxizii fierului sînt reprezentați prin hematit, într-o singură probă, și anume în proba 36, cu cel mai mare conținut și prin cantități, în genere subordonate de hematit și goethit, în toate celelalte probe<sup>11</sup>.

Pe baza faptului că termodiferențial nu au fost puse în evidență hidromice, deducem că acestea sînt reprezentate prin muscovit (probabil detritic de mare dispersie) și nu prin minerale argiloase din grupa illitului.

### Concluzii mineralogice și petrografice

Din datele prezentate pînă aici, se pot trage următoarele concluzii asupra naturii materialului care alcătuiește depozitele argilo-detritice (lehmul bauxitifer) cuaternare, de pe platoul masivului Pădurea Craiului.

1. Depozitele se caracterizează, sub raport structural, printr-o mare heterogenitate dimensională a materialului detritic ce le alcătuiește, care variază de la blocuri metrice și pînă la clasa pelitică, materialul argilo-detritic constituind adeseori o adevărată matrice, caracterizată ea însăși printr-o lipsă totală de sortare, fapt ce face ca sedimentul să fie comparabil cu argilele cu blocuri și cu tillitele.

2. Componentii care alcătuiesc lehmul bauxitifer de pe platoul masivului Pădurea Craiului pot fi clasafi în următoarele grupe:

a) Material detritic grosier (blocuri și galeți de mărimi variate) reprezentat prin bauxite (din lentilele subjacente) care domină pînă la exclusivitate, calcare mezozoice, conglomerate, cuarțite și argilite triasice și liasice, cuarțuri hidrotermale, șisturi cristaline, tufuri riolitice;

b) Material detritic granular care provine din depozitele de bauxit: bauxit, diaspor, leptoclorit, caolinit, anataz, rutil, ilmenit, magnetit, pirită; formațiuni cristaline (direct sau din roci sedimentare): cuarț, muscovit, feldspat, zircon, turmalină, epidot, zoizit-clinozoizit, staurolit și granat, cuarțite și o parte din ultimele cinci minerale din prima grupă care sînt comune;

<sup>11</sup> Goethitul și hematitul prezintă două linii de difracție comune ( $d = 2,69 \text{ \AA}$  și  $d = 2,51 \text{ \AA}$ ) și cu intensitate mare. Cînd ambele minerale sînt prezente în proporții reduse este dificilă diferențierea lor.



c) Resturi de celule de fanerogame cu membrana silicifiată (fitolite opalice);

d) Minerale argiloase (în bună parte probabil remaniate) caolinit, montmorillonide;

e) Minerale de precipitare (autigene): oxizi ferici, carbonat de calciu (calcit?) cu totul subordonat;

f) Substanță organică fixată pe complexul argilos.

3. În clasa aleuro-psamitică (peste 20 microni) se găsește cuprinsă, practic întreaga cantitate de bauxit detritic din fracția granulară a depozitului, fapt care are o importanță evidentă pentru eventualele prelucrări extractive.

4. În timp ce în materialul granular (aleuro-psamitic) se constată amestecuri în proporțiile cele mai variate, între materialul provenit din depozitele de bauxit și cel de natură cristalină, materialul fragmentar (psefitic) prezintă o remarcabilă uniformitate: în interiorul platoului carstic este alcătuit, în marea sa majoritate, din bauxite, în subsidiar din calcare și cu totul subordonat, din alte tipuri de roci. Procentul acestora din urmă crește către porțiunile periferice ale masivelor calcaroase, odată cu trecerea la lehmul carstic obișnuit (nebauxitifer).

Mineralul argilos predominant este caolinitul, montmorillonidele fiind subordonate cantitativ și cantonate în cea mai fină clasă granulometrică (sub 2 microni);

Oxizii ferici de neoformațiune sînt prezenți sub forma de precipitate fin asociate materialului argilos în cantități variabile, ceea ce imprimă depozitelor culoarea roșie pînă la galbenă;

Carbonatul de calciu apare în cantități cu totul subordonate (sub 0,5%), ceea ce indică o decalcifiere avansată, specifică depozitelor de lehm;

Substanța organică, prezentă în toate cazurile, este asociată complexelor argiloase și în cantități insuficiente pentru a reduce oxizii ferici din depozit.

### Considerații litogenetice

Pe baza elementelor descriptive analizate în această lucrare, se pot trage o serie de concluzii litogenetice, privind originea lehmului bauxitifer (depozitului argilo-detritic) și a blocurilor de bauxit ce le include.



Pentru lămurirea genezei acestui depozit considerăm că trebuie analizate următoarele patru grupe de procese litologice :

1. Procesul de fragmentare și dezagregare a rocilor de origine și geneza materialului detritic (alterarea);
2. Transportul și acumularea materialului rezultat la suprafața carstului bihorean (transport și sedimentare clastică);
3. Originea și modul de acumulare al materialului argilos;
4. Procesele chimice și originea mineralelor autigene din masa sedimentului.

1. Procesul de fragmentare și dezagregare a început desigur la suprafață, sub acțiunea agenților externi, în momentul în care eroziunea a descoperit lentilele de bauxit din calcarele mezozoice (pl. I). Diferența de duritate dintre cele două tipuri de roci a determinat însă, sub impulsul mișcărilor tectonice, deplasări diferențiale care au condus la o fisurare intensă, mai ales pe zona limitrofă, pe care au pătruns și circulat apele superficiale creînd o seamă de goluri și caverne, urmate de prăbușiri și fragmentări profunde ale lentilelor de bauxit, așa cum am arătat că au admis și autori anteriori (P. R o z l o z s n i k 1918, D. P a t r u l i u s 1954). În fazele glaciare este probabil că gelifracția s-a manifestat masiv în urma înghețului apelor pătrunse în masa calcarelor și bauxitelor primare și în zonele lor limitrofe. O origine analogă este admisă de M. B l e a h u (1964) pentru fragmentele de cuarțite și de conglomerate werfeniene de pe platoul carstic bihorean (Padiș). Procesul a continuat apoi, odată cu cel de abraziune, în deplasarea torențială sau chiar în golurile create ulterior (D. P a t r u l i u s, 1954), în fazele de topire a ghețurilor (interglaciare). În felul acesta au luat naștere mai întâi blocurile și fragmentele colțuroase (grohotiș) și din acestea, materialul rotunjit (pietrișuri și galeți) în urma acțiunii de abraziune. Odată cu materialul acesta, s-a format și cel granular care a funcționat asemenea unui abraziv față de cel grosier mai ales în golurile și în crevasele în care se topea gheața. Este de asemenea probabil că, datorată temperaturii scăzute, apele rezultate se încăreau cu cantități ridicate de gaz carbonic mărindu-și în felul acesta capacitatea de solvire asupra calcarelor, și lărgind spațiile prin care circulau și totodată, după cum vom arăta mai jos, decalcifiînd depozitul argilo-detritic în curs de acumulare. Este probabil că în puterea de dizolvare a acestor ape să rezide și faptul că ma-



terialul fragmentar calcaros are o dezvoltare atît de redusă în masa lehmului bauxitifer.

2. Transportul și acumularea materialului detritic comportă, după opinia noastră, două aspecte net diferite. Primul privește materialul fragmentar și blocurile, iar cel de al doilea materialul granular (argilo-detritic).

a) Pentru explicarea deplasării pe suprafața platoului a blocurilor menționate, simpla acțiune a rețelei hidrografice (torențială) și căderea maselor (gravitațională) pot da explicații locale care, în o seamă de cazuri, sînt în totul satisfăcătoare (lentile primare de bauxit cu zăcăminte secundare apropiate). Pentru a explica însă prezența blocurilor, la distanțe mari de zonele cu lentile de bauxite, se pot emite trei ipoteze:

Materialul rezultă din dezagregarea totală a unei lentile primare sub acțiunea factorilor externi, care a ajuns pînă în talpa sa, astfel că materialul se găsește foarte aproape, dacă nu chiar pe locul său de origine (pl. I);

Transportul haotic prin ghețari, caz în care aceste depozite sînt comparabile cu acumulările morenice;

Deplasarea în periglaciuar prin alunecare (soliflucțiune) pe un substrat înghețat (pergelisol).

Prima interpretare este plauzibilă dar nu poate fi, în nici un caz, generalizată. Cea de a doua este contrazisă de faptul că glaciația cuaternară din arcul Carpatic, nu coboară sub 1 300 m altitudine (munții Făgăraș) și ar însemna să creem aici o excepție. În fine, a treia ipoteză, deplasarea prin soliflucțiune în periglaciuar, proces asemănător celor ce se petrec și astăzi în zonele polare, poate de asemenea da o explicație acestei deplasări; a fost aplicată după cum am arătat, de M. B l e a h u (1964) pentru blocurile de roci triasice de pe platoul carstic al Padișului și chiar pentru atare roci citate de Th. K r ä u t n e r (1941) de pe platoul masivului Pădurea Craiului. În acest caz se ridică însă întrebarea, cum de nu s-au deplasat atare blocuri din regiunile circumcarstice pînă în zona carstului bauxitifer pe distanțe de puțini kilometri.

Admițînd că absența fragmentelor de calcare se explică în bună parte prin dizolvare sub influența apelor reci bogate în  $CO_2$ , la care ne-am referit anterior, nu se poate explica absența blocurilor de roci silicioase triasice, liasice și cristaline.



În concluzie, răspîndirea haotică actuală a blocurilor de bauxită de pe platoul carstic, reflectă un „sumum” de efecte, produs de cauze diferite care variază calitativ și cantitativ după locul considerat: dezagregarea totală a lentilelor, acțiunea torențială a aparatelor fluvioglaciare, soliflucțiunea în zona periglaciară, alunecări gravitaționale;

b) Transportul materialului fin (argilo-granular) care se găsește pe întreaga suprafață a platoului, constituind însuși lehmul carstic bauxitifer și înglobînd blocurile de bauxit din zăcămintele secundare (depozite comparabile cu argilele cu blocuri glaciare), este datorat după opinia noastră, în primul rînd marilor cantități de apă ce au rezultat în fazele interglaciare și în postglaciar din topirea calotei de gheață, cărora poate că li s-au adăugat și aporturi eoliene. Inundațiile și viiturile acestea aveau desigur forța necesară ca să deplaseze materialul fin, mai ales în suspensie, dar nu și blocurile și materialul psefitic. În felul acesta materialul argilo-granular a fost împrăștiat pe întreaga suprafață a carstului, Pădurii Craiului, iar acolo unde blocurile și fragmentele psefitice se găseau în cantități mari, a alcătuit o veritabilă matrice. Acest material a pătruns deopotrivă și în masa rocilor fundamentului pe calea fisurilor și diaclazelor umplîndu-le și colmatînd golurile subterane, mai ales pe limitele dintre corpurile bauxitice și calcare, zone de minimă rezistență, după cum s-a arătat, uneori asociindu-i-se cantități ridicate de calcit precipitat din aceste ape. Astfel se explică prezența frecventă a unui strat de material argilo-detritic atît pe fisurile din masa lentilelor de bauxit, cît și în baza lor, material în care se concentrează uneori mari cantități de oxizi ferici (exemplu exploatarea de la Ponița). Desigur că o parte din acest material a fost transportat eolian în fazele interglaciare.

După datele palinologice, ca și după starea de conservare a fitolitelor, pe care le înglobează, sîntem în măsură să afirmăm că aporturile de material, ca și infiltrarea sa în rocile subjacente, a început din Pleistocenul inferior sau chiar de la sfîrșitul Pliocenului. Materialul din zăcămintele primare (lentile) de bauxit conține asociații pleistocene inferioare de spor-polen și fitolite opalice, evident corodate și cu conture denaturate prin dizolvarea sub acțiunea apelor de infiltrare, în timp ce lehmul de la suprafață prezintă asociații de spor-polen holocene pînă la actuale și fitolite nedizolvate. Dăm mai jos lista de forme determinate de Ștefana Roman :



Proba 1 b (din zăcămintul primar) cu asociație pleistocenă inferioară conține următoarele forme:

Arbori (40%): *Picea*, *Tilia*, *Pinus*, *Juglans*, *Betula*, *Acer*, *Alnus*, cf. *Cedrus*, *Pterocarya*, *Fagus*, cf. *Ulmus*, *Quercus*, *Abies*, cf. *Juniperus*, *Carpinus*, *Corylus*.

Ierburi + arbuști (14%): Graminee, Chenopodiacee, Ranunculacee, *Rumex*, *Artemisia*, Umbellifere, cf. *Parthenocissus*, *Polygonum*, Iridacee — Liliacee, Composite și nedeterminate.

Spori: Polypodiacee, *Sphagnum*, *Lycopodium*, cf. *Osmunda*, *Lygodium*, *Botrychium* — *Ophioglossum*, nedeterminați.

Polenul de *Tilia* și *Pinus* se află în diferite stadii de deteriorare și pare a fi, după autoarea menționată, de mai multe vârste. Mai apar forme mai vechi de spori și polen, foarte prost păstrate, probabil remaniate, atribuite astfel: cf. *Ostrya* (*Myrica*) cf. Simplicacee, cf. *Marsilea*, cf. *Lygodium*.

Proba 2 II (din zăcămint secundar) cu asociație holocenă actuală, conține următoarele forme:

Arbori (46%): *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Alnus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Acer*, *Juglans*, *Salix*, *Corylus*, nedeterminați.

Ierburi + arbuști: Composite, *Plantago*, Graminee, Chenopodiacee, Caryophyllacee, *Fagopyrum-Polygonum*, *Euphorbia*, *Centaurea*, Cistacee — Gentianacee, Umbellifere, *Typha* — Sparganiacee — Potamogetonacee, Rubiacee, *Rumex*, Dipsacacee, Labiate, *Artemisia*, Rosacee, Leguminoase, Crucifere — Oleacee, *Cornus*, Cyperacee, nedeterminați.

Spori: Polypodiacee, *Botrychium* — *Ophioglossum*, Lycopodiacee, *Sphagnum*, cf. *Lygodium*, *Triplanosporites*, nedeterminați.

Proba mai conține numeroase fitolite, rare diatomee, formații de ciuperci (spori, peritecii etc.), fragmente de țesuturi și perișori absorbantți (?).

Este evident că această infiltrare pe fisuri și diaclaze nu a avut un caracter continuu. Ea avea loc în perioadele interglaciare sub impulsul marilor cantități de ape ce rezultau din topirea gheții și pătrundeau în golurile și fisurile rocilor, lărgindu-le prin dizoluție și antrenând, odată cu materialul argilo-detritic, resturile organice, mai ales vegetale de la suprafață (spori, polen, fitolite, substanță organică etc.). Ultima și cea mai amplă topire a ghețurilor a inundat desigur întregul platou, împrăș-



tiind la suprafața sa depozitul argilo-detritic cu material cristalin și bauxitic care alcătuiește actualul lehm bauxitifer.

Materialul granular a luat naștere sub acțiunea abrazivă de triturare generată de torenți cum și de curenții acvatici ce se creau în zonele depresionare și chiar în golurile subterane.

Cuarțul, muscovitul și celelalte minerale de natură cristalină considerăm că provin, în primul rând, din sedimentele mezozoice preexistente, moștenind caracterele structurale (formă, mărime) pe care le prezentau în acestea din urmă (deci cel puțin după o prealabilă remaniere) și în subsidiar, caractere cistigate în procesul abraziv cuaternar.

Acestui material i s-au adăugat desigur aporturi subordonate, de material eolian pe care însă, în stadiul actual al cercetărilor, nu sîntem în situația de a-l decela.

3. Originea materialului argilos este după opinia noastră, în primul rând allogenă. Caolinitul provine din depozitele de bauxită, eventual și din rocile argiloase din vecinătate. Nu este însă exclusă nici formarea sa autigenă, în mediu acid și depunerea ulterioară în masa sedimentului. Montmorillonidele provin din materialul piroclastic alterat (banatitic) dar au putut rezulta și din transformarea caolinitului în mediu alcalin al apelor carstice. Această geneză ar explica deopotrivă atât asocierea celor două tipuri de minerale argiloase, cît și procentul cu totul subordonat de montmorillonide.

Transportul materialului argilos a fost concomitent cu al celui granular (acvatic și eolian) ca de altfel și sedimentarea sa. În lumina datelor genetice prezentate rezultă că materialul argilos este în mare parte de origine detritică astfel că, separarea sa de materialul detritic granular are doar un caracter convențional impus de sistematizarea tratării.

4. Procesele chimice din masa depozitului de lehm carstic s-au manifestat fie odată cu depunerea acestuia (precipitări), fie ulterior (dizolvări și reprecipitări). Două elemente îl caracterizează, sub acest raport: decalcifierea și îmbogățirea în oxizi ferici.

Primul proces, este specific lehmurilor și a condus la reducerea carbonatului de calciu din sediment, depozitul prezentînd aproape general, așa cum s-a mai spus conținuturi sub 0,5%. Admitem că fenomenul s-a produs preponderent sub acțiunea apelor reci, bogate în CO<sub>2</sub>, rezultate din topirea ghețurilor cuaternare, în fazele interglaciare cum și în post-



glaciar, și că ar continua și în prezent sub influența apelor de infiltrație. Aceleași ape bogate în  $\text{CO}_2$  și eventual în acizi humici au antrenat fierul sub formă de soluții electrolite sau de soluții coloidale, peptizate cu coloizi organici (acizi humici), din care a precipitat apoi, în mediu oxidant, fie prin micșorarea pH-ului apelor în care se găsea în soluție în contact cu apele carstice, fie prin distrugerea învelișului de coloizi de protecție, sub influența aceluiași ape bicarbonatate. În procesul acesta, paralel cu decalcifierea, precipitarea fierului a continuat și continuă probabil și în prezent sub acțiunea apelor îmbogățite mai ales în acizi humici.

După conținutul său în fier, lehmul de pe platoul carstic al masivului Pădurea Craiului se încadrează între limitele de variație date de P. Niggli (1949) pentru terra rossa din regiunile mediteraneene. Originea fierului trebuie căutată în primul rând în depozitele de bauxite primare sau resedimentate, în care procesele de deferizare sub influența apelor de infiltrație sînt foarte evidente în special în zonele periferice ale zăcămintelor. Astfel, porțiunea bazală a lentilei de bauxit de la Ponița este deferizată și decolorată în mod difuz, în timp ce fisurile sînt umplute cu oxizi și cu argilă. Oxizii ferici se concentrează mai ales în depozitele aflate între patul de calcar și bauxit. Deferizarea din zonele superioare și laterale ale lentilelor apare foarte evidentă în cariera de la Brusturi.

Modul de precipitare al fierului la suprafața carstului bihorean, menționat ca de altfel la suprafața tuturor platourilor calcaroase, este analogabil, într-o oarecare măsură, cu modul în care, doi dintre autorii acestei lucrări au admis, într-un studiu anterior, că s-au precipitat la suprafața calcarelor jurasice din Pădurea Craiului, bauxitele propriu-zise, la nivelul Neocomianului inferior.

Cantitatea de substanță organică din aceste sedimente a fost insuficientă pentru a reduce oxizii ferici, dar suficientă pentru a le masca prezența în graficele termo-diferențiale. Acest conținut subordonat este consecința acumulării lor în condițiile oxidante de la suprafața solului.

### Concluzii finale

Din datele prezentate în această lucrare se desprind în esență următoarele elemente :

1. Depozitul care acoperă platoul carstic cu bauxite de pe masivul Pădurea Craiului este un depozit argilo-detritic decalcifiat și are un conținut de oxizi ferici (lehm). În masa sa se găsesc înglobate fragmentele



și granulele de bauxit specifice zăcămintelor secundare. Din acest motiv termenii cu care l-am definit au fost de „roci argilo-detritice”, când ne-am referit la caracterele sale structurale și de „lehm bauxitifer”, referindu-ne la conținutul în material bauxitic.

2. Geneza sa, corelată în mod evident cu procesele glaciare și mai ales cu cele post și periglaciare, care se reflectă în caracterele sale structurale și chimico-mineralogice, cât și în răspîndirea sa pe întregul platou carstic, cu pătrunderea în masa calcarelor și bauxitelor, justifică deopotrivă utilizarea termenilor de „lehm glaciare” sau mai exact de „lehm periglaciare”.

3. Geneza acestui depozit ne dă o imagine asupra modului de acumulare a zăcămintelor secundare de bauxită, atât prin procesele de sedimentare detritică cât și prin procese de precipitare chimică, furnizînd deopotrivă argumente clare pentru opinia originii pe cale de resedimentare detritică și de precipitare a depozitelor de „terra rossa”, contrar concepției care atribuie acestor acumulări originea eluvială.

Precipitarea oxizilor de fier este analogabilă la acest nivel cu precipitarea elementelor triadei (Al—Fe—Ti) din bauxitele neocomiene, pentru formarea cărora însă au existat condiții optime de solubilizare a aluminei. O origine analogă au desigur și minereurile oxidate fero-manganose care colmatează fundurile de doline de pe calcarele triasice, din platoul Vașcăului.

Pe această linie, putem face afirmația că acumularea lehmului bauxitifer din masivul Pădurea Craiului marchează cel de al treilea „episod allitic” din Munții Apuseni. Primul „episodul precipitării chimice” se situează la baza Neocomianului (bauxitele primare de pe calcarele jurasice); al doilea, „episodul detritochimic”, în Cretacicul superior (bauxitele redépuse din regiunea Vidra-Sohodol) și al treilea, (Pleistocen actual), este acest ultim act din evoluția masivului Pădurea Craiului „episodul detritic continental”, sincron poate în parte și cu cel al acumulării depozitelor de fier-mangan din dolinele de pe platoul Vașcăului, unde are însă un caracter net de precipitare chimică.

## BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M. (1964) Formațiunile periglaciare în carstul din munții Bihorului. *Lucrările Inst. de Speologie „Emil Racoviță”*. III. Cluj.





## PLANȘA I

- Fig. 1. — Tuf riolitic — sectorul Gugu — Zece Hotare. N || ;  $\times 6$ . C, cuarț; S, sanidină.  
Tuf rhyolitique — secteur de Gugu — Zece Hotare. N || ;  $\times 6$ .  
C, quartz; S, sanidine.
- Fig. 2, 3. — Detaliu în masa fundamentală a tufului riolitic.  
M, montmorillonit; C, cuarț. N || ;  $\times 150$ .  
Détail dans la masse fondamentale du tuf rhyolitique.  
M, montmorillonite; C, quartz. N || ;  $\times 150$ .

V. CORVIN PAPIU și colab. Lehmul bauxitifer — Pădurea Craiului. Pl. I.



1



2



3

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



## PLANȘA II



## PLANȘA II

- Fig. 1. — Cuarț granular limonitizat pe o rețea de fisuri. N ||; × 40.  
Quartz granulaire limonitisé sur un réseau de fissures. N ||; × 40.
- Fig. 2. — Cuarț idiomorf, prismă bipiramidată. N ||; × 100.  
Quartz idiomorphe, prisme bipyramidé. N ||; × 100.
- Fig. 3. — Múscovit (față ool). N ||; × 200.  
Múscovite (ool). N ||; × 200.
- Fig. 4. — Caolinit, pigmentat cu limonit. N ||; × 500.  
Kaolinite, pigmenté de limonite. N ||; × 500.
- Fig. 5. — Caolinit cu dispoziție vermiformă. N ||; × 250.  
Kaolinite avec disposition vermiforme. N ||; × 250.
- Fig. 6. — Caolinit (față ool) limonitizat periferic. N ||; × 250.  
Kaolinite (ool) limonitisée à la périphérie. N ||; × 250.
- Fig. 7. — Feldspat plagioclaz. N ||; × 250.  
Feldspath plagioclase. N ||; × 250.
- Fig. 8. — Fragmente de bauxită. N ||; × 60.  
Fragments de bauxite. N ||; × 60.

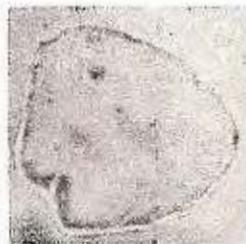
V. CORVIN PAPIU și colab. Lehmul bauxitifer—Pădurea Craiului. Pl. II.



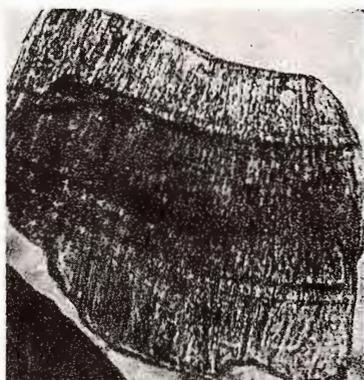
1



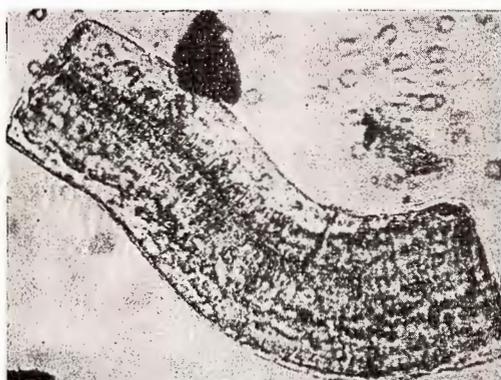
2



3



4



5



6



7



8

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



### PLANȘA III

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000

1:500000



### PLANȘA III

- Fig. 1. — Ooid diasporic microgranular. N ||;  $\times 150$ .  
Ooïde diasporique microgranulaire. N ||;  $\times 150$ .
- Fig. 2. — Ooid diasporic criptocristalin, pigmentat cu limonit. N ||;  $\times 150$ .  
Ooïde diasporique cryptocristallin pigmenté de limonite. N ||;  $\times 150$ .
- Fig. 3. — Ooide: D, diaspor; H, hematită. N ||;  $\times 150$ .  
Ooïdes: D, diaspores; H, hématite. N ||;  $\times 150$ .
- Fig. 4. — Fragment de mezostază diasporică recristalizată a bauxitelor. N ||;  $\times 200$ .  
Fragment de mésostaze diasporique recristallisée des bauxites. N ||;  $\times 200$ .
- Fig. 5. — Idem, pigmentat cu oxid de fier. N ||;  $\times 150$ .  
Idem, pigmenté d'oxydes de fer. N ||;  $\times 150$ .
- Fig. 6, 7. — Fragmente de bauxită cu cristale de neoformațiune de diaspor (D). N ||;  $\times 125$ .  
Fragments de bauxite avec cristaux de néoformation de diaspore (D). N ||;  $\times 125$ .
- Fig. 8. — Epidot. N ||;  $\times 200$ .  
Épidote. N ||;  $\times 200$ .
- Fig. 9. — Zoizit. N ||;  $\times 200$ .  
Zoizite. N ||;  $\times 200$ .

V. CORVIN PAPIU și colab. Lehmul bauxitifer—Pădurea Craiului.  
Pl. III.



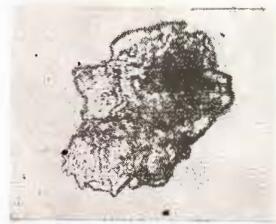
1



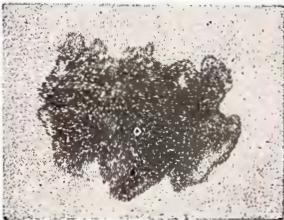
2



3



4



5



6



7



8



9

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



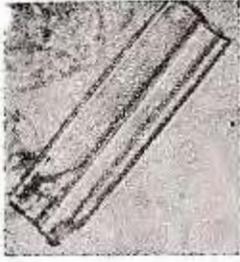
## PLANȘA IV



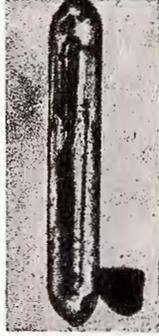
## PLANȘA IV

- Fig. 1. — Clinozoizit. N ||; × 500.  
Clinozoizite. N ||; × 500.
- Fig. 2. — Zircon idiomorf cu incluziuni gazoase în lungul axului C. N ||; × 200.  
Zircon idiomorphe à inclusions gazeuses le long de l'axe C. N ||; × 200.
- Fig. 3. — Zircon cu incluziuni gazoase dispuse în cruce. N ||; × 100.  
Zircon à inclusions gazeuses croisées. N ||; × 100.
- Fig. 4. — Zircon idiomorf cu incluziuni. N ||; × 150.  
Zircon idiomorphe à inclusions. N ||; × 150.
- Fig. 5, 6, 7. — Zircon idiomorf. N ||; × 200; × 150; × 500.  
Zircon idiomorphe. N ||; × 200; × 150; × 500.
- Fig. 8. — Turmalină II *np* prezintă absorbție maximă. N ||; × 200.  
Tourmaline II *np* présente le maximum d'absorption. N ||; × 200.
- Fig. 9. — Turmalină II *np*. N ||; × 200.  
Tourmaline II *np*. N ||; × 200.
- Fig. 10. — Turmalină idiomorfă, bipiramidată, cu extremități diferite colorate. N ||; × 160.  
Tourmaline idiomorphe, bipyramidée, à extrémités différemment colorées. N ||; × 160.
- Fig. 11. — Rutil idiomorf. N ||; × 370.  
Rutile idiomorphe. N ||; × 370.
- Fig. 12. — Rutil fragmentat cu striuri verticale pe fețele de prismă. N ||; × 200.  
Rutile fragmenté avec des stries parallèles sur les faces de prisme. N ||; × 200.
- Fig. 15. — Rutil idiomorf cu terminație piramidată. N ||; × 200.  
Rutile idiomorphe se terminant en pyramide. N ||; × 200.

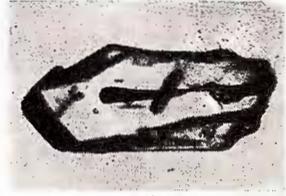
V. CORVIN PAPIU și colab. Lehmul bauxitifer — Pădurea Craiului. Pl. IV.



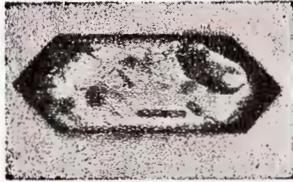
1



2



3



4



5



6



7



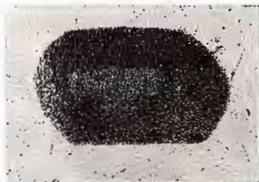
8



9



10



11



12



13

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



PLANȘA V



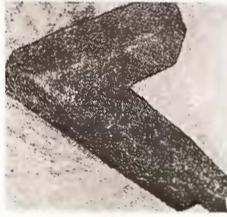
## PLANȘA V

- Fig. 1. — Rutil rotunjit. N ||;  $\times 370$ .  
Rutile arrondî. N ||;  $\times 370$ .
- Fig. 2. — Rutil, maclă în genunchi. N ||;  $\times 500$ .  
Rutile, macles à genoux. N ||;  $\times 500$ .
- Fig. 3. — Rutil, maclă în formă de inimă. N ||;  $\times 350$ .  
Rutile, macles en forme de coeur. N ||;  $\times 350$ .
- Fig. 4. — Hornblendă brun verzuie, maclată. N ||;  $\times 70$ .  
Hornblende brun verdâtre, maclée. N ||;  $\times 70$ .
- Fig. 5. — Hornblendă sodică (glaucofan). N ||;  $\times 150$ .  
Hornblende sodique (glaucophane). N ||;  $\times 150$ .
- Fig. 6. — Granat. N ||;  $\times 400$ .  
Grenat. N ||;  $\times 400$ .
- Fig. 7. — Leptoclorit (ool). N ||;  $\times 400$ .  
Leptochlorite (ool). N ||;  $\times 400$ .
- Fig. 8. — Granat. N ||;  $\times 500$ .  
Grenat. N ||;  $\times 500$ .
- Fig. 9. — Hornblendă sodică. N ||;  $\times 250$ .  
Hornblende sodique. N ||;  $\times 250$ .
- Fig. 10. — Diaspor. N ||;  $\times 400$ .  
Diaspore. N ||;  $\times 400$ .
- Fig. 11, 12. — Staurolit. N ||;  $\times 100$ ;  $\times 150$ .  
Staurotide. N ||;  $\times 100$ ;  $\times 150$ .
- Fig. 13. — Anataz. N ||;  $\times 500$ .  
Anatase. N ||;  $\times 500$ .

V. CORVIN PAPIU și colab. Lehmul bauxitifer Pădurea Craiului. Pl. V.



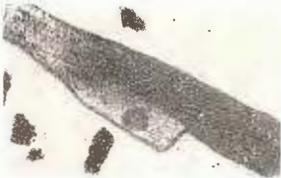
1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



Institutul Geologic al României

- Johannsen A. (1958) A descriptive petrography of the igneous rocks II. *The University of Chicago Press-Chicago*. Illinois.
- Kräutner Th. (1941) Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXV. București.
- Krumbein W. C., Sloss L. L. (1956) Stratigraphy and Sedimentation. *W. A. Freeman and Comp. St. Francisco*. California.
- Niggli P. (1949) Gesteine und Minerallagerstätten. II, *Verlag Birkhäuser*. Basel.
- Patrulius D. (1956) Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.* XL. București.
- Pettijohn F. J. (1957) Sedimentary Rocks. *Harper and Br.* New-York.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leurs activité. (Nomenclature et détermination des roches volcaniques). *Masson et Cie*. Paris.
- Rozlozsnik P. (1918) Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nordlichen Bihar (Királyerdő). *Jahrb. d. k. ung. geol. A.* 1916. Budapest.
- Vadász E. (1956) Bauxit es terra rossa. *Földt. Közl.* 86—2. Budapest.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA CONSTITUTION  
MINÉRALOGIQUE ET DE LA GENÈSE DU LEHM BAUXITIFÈRE  
DU MASSIF DE PĂDUREA CRAIULUI (MONTS APUSENI)

PAR

V. CORVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU, V. IOSOF, R. GIUȘCĂ, G. JACOTĂ

(Résumé)

Le plateau karstique du massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) est constitué par des calcaires mésozoïques englobant des lentilles de bauxite importantes au point de vue économique. Celles-ci sont cantonnées à la limite entre les calcaires récifaux du Jurassique supérieur et les calcaires néocomiens, niveau qui est souvent érodé, permettant ainsi aux lentilles de bauxite d'affleurer. Dans son ensemble, le plateau est recouvert, plus ou moins, par des dépôts récents (Quaternaire-Actuel) faiblement consolidés, décalcifiés, à teneur variée en oxydes ferriques. Dans la masse de ces dépôts sont souvent englobés, en quantité appréciable, des blocs et des fragments de bauxite, fait qui leur confère un intérêt économique (gisements secondaires de bauxite). C'est pour cette raison qu'on a donné à ce dépôt le nom de „lehm bauxitifère”. À sa constitution participent en proportion variable; le matériel détritique, l'argile, les oxydes ferriques, justifiant ainsi le terme de dépôt (roches)



argilo-détritique. Cette étude a été effectuée sur du lehm proprement dit, et comporte des investigations au point de vue granulométrique, microscopique et thermodifférenciel.

On aboutit aux suivantes conclusions lithogénétiques : en ce qui concerne le matériel pséphitique, qui n'a pas fait tout spécialement l'objet de nos recherches, on constate que dans les zones périphériques du plateau karstique ce matériel est de nature très variée, fonction des roches du soubassement (principalement quartzites, conglomérats, argilites et calcaires) d'âge triasique et jurassique, tandis qu'à l'intérieur du plateau ces roches sont parfois presque totalement absentes, le matériel grossier y étant constitué par les bauxites. Nous citons tout particulièrement la présence d'un tuf rhyolitique, intensément altéré (montmorillonitique) dans lequel se trouvent des phénoclastes de quartz, albite et sanidine. Lorsque les blocs de bauxite sont nombreux (jusqu'à 90%) le dépôt est un gisement secondaire exploitable qui dans l'ensemble nous rappelle les argiles à blocs et les tillites (glaciaires).

À la constitution du lehm bauxitifère participent les composants suivants (distingués au point de vue optique, thermodifférenciel, roentgénographique et chimique) : minéraux détritiques, minéraux argileux, oxydes ferriques et subordonné substance organique et débris d'organismes.

Parmi les minéraux détritiques se situent les grains issus des dépôts de bauxite (bauxite, diaspore, leptochlorite, kaolinite, anatase, rutile, ilménite, magnétite, pyrite) des schistes cristallins, soit directement, soit issus des formations sédimentaires anté-néocomiennes, ainsi que des roches volcanogènes citées (quartz, muscovite, feldspath, zircon, tourmaline, épidote, zoizite, quartzite et éventuellement une partie des derniers cinq minéraux du premier groupe qui sont communs). Le matériel argileux est représenté par la kaolinite (qui, comme on vient de l'indiquer est souvent décelable au microscope) et par les montmorillonides dont les dernières en quantité tout à fait subordonnée. L'étude thermodifférencielle a montré que, pendant que la kaolinite se rencontre dans les classes grossières du dépôt, les montmorillonides ne sont cantonnées que dans la classe très fine, inférieure à 2 microns. Les oxydes ferriques qui pigmentent le lehm du jaune au rouge brun sont diffus. Ils n'ont pas été décelés par voie thermodifférencielle, étant voilés, dans les graphiques, par les effets de la substance organique qui se trouve elle aussi très dis-



persée, probablement à cause des complexes argileux ; elle est pourtant en quantité insuffisante pour réduire les oxydes ferriques. Nous mentionnons tout spécialement la présence des phytollites opalines qui sont des débris de cellules siliceuses de plantes herbacées (gramminées et cypé-racées) qui apparaissent en quantités tout à fait subordonnées (inférieures à 1%) conservés dans l'opale. Dans l'ensemble, le dépôt est fort décalcifié ( $\text{CaCO}_3$  inférieur à 0,5%). Il se rattache, par son chimisme, à la catégorie des dépôts de terra rossa de la zone méditerranéenne.

Le lehm bauxitifère (dépôt argilo-détritique) du plateau du massif de Pădurea Craiului a une épaisseur qui varie de 1 à 15 m, fonction du relief du soubassement sur lequel il s'est déposé, étant plaqué tant sur les calcaires que sur les bauxites ou autres roches. Notons le fait que ce dépôt remplit les fissures et les creux de la masse des lentilles de bauxite, jusqu'à de grandes profondeurs, étant souvent cantonné à la limite entre celles-ci et les calcaires du mur et du toit. Dans les gisements secondaires de bauxite qui sont souvent plaqués sur ceux primaires, présentant des transitions graduelles vers ces derniers, le lehm bauxitifère constitue une véritable matrice argilo-détritique. Dans les zones marginales du plateau karstique, où le soubassement est constitué par d'autres types de roches, le lehm bauxitifère rouge ou jaune, passe graduellement au lehm habituel, pauvre en oxydes et matériel bauxitifère, de couleur claire.

Grâce aux études effectuées on constate qu'au point de vue granulométrique il y a un manque total de sortage et, au point de vue minéralogique, une grande hétérogénéité de matériel détritique. Ces données, corrélées aux renseignements de terrain, nous portent à conclure que la genèse de ce dépôt doit être rattachée tout d'abord aux processus glaciaires et surtout à ceux périglaciaires du Quaternaire. La différence de dureté entre les bauxites et les calcaires mésozoïques du mur et du toit constitue un premier élément qui amorce le processus de désagrégation, à savoir : sous l'influence des mouvements tectoniques des fissures et des diaclases se sont formées, principalement aux limites entre les calcaires et les bauxites. Les eaux y pénétrèrent en dissolvant le carbonate de calcium et en créant des creux suivis d'effondrements où l'eau d'infiltration a emmené le matériel argilo-détritique de la surface. Ce matériel remplit les creux et s'insinua même sur les limites mentionnées. À notre avis la fente et la fracturation des blocs de bauxite sont générées, pour le plupart, par l'action du gèle des eaux pénétrées dans les fissures créées au début



par les mouvements tectoniques; le processus de la dissolution du carbonate de calcium a été amplifiée par la teneur élevée en gaz carbonique des eaux froides résultées de la fonte des glaciers au cours de l'interglacier et du postglacier quaternaires. Cette dernière cause peut être invoquée, au moins partiellement, aussi pour expliquer l'absence du matériel pséphitique calcaire, mais surtout pour justifier le processus massif de décalcification.

Le processus de la désagrégation et surtout du roulage du matériel pséphitique a continué, sans doute, aussi pendant le transport fluvio-torrentiel et gravitationnel déterminé par les différences de niveau créées par le réseau hydrographique, réseau généré à son tour par la fonte des glaciers. La présence des blocs de bauxite au voisinage des gisements primaires trouve, elle aussi, une explication plausible. Pour comprendre l'existence de ces blocs dans des lieux éloignés il faut admettre, soit qu'on se trouve en présence de certaines lentilles totalement érodées, dont la place est à présent occupée par les blocs et les fragments résultés à la suite de ce processus, soit que ce matériel a été transporté dans le périglacier par solifluction sur un pérégisol. Pourtant dans ce cas le déplacement n'a pas eu lieu sur des distances appréciables, car sur le plateau karstique, pratiquement il n'y a pas de matériel provenu des formations plus anciennes. Le matériel argileux est, tout d'abord, allogène (kaolinite des dépôts de bauxite et de montmorillonides des tufs rhyolitiques banatitiques mentionnés) mais il a pu se former, au moins partiellement par voie autigène au cours de son transport, par la transformation de la kaolinite en milieu alcalin d'accumulation, crée par les eaux karstiques. Au cours des phases interglaciaires, le matériel argilo-détritique a été répandu sur la surface du plateau par les vents et par les inondations dues aux dégèles. Les eaux ont pénétré profondément dans la masse des calcaires et des bauxites, emmenant la substance organique et les restes végétaux (spores, pollen, phytolithes opalines etc.) de la surface du sol, où se développait une vie abondante. Cette interprétation est confirmée tant par l'âge pléistocène indiqué par les déterminations de spore-pollen du matériel prélevé dans les profondeurs, que par l'état d'altération (corrosion) très avancé des phytolithes opalines du léhm profond, par rapport à ceux du lehm superficiel. L'épandage de ce dépôt sur toute la surface du plateau karstique est la conséquence de la dernière inondation postglaciaire, fait confirmé aussi par les déterminations polliniques (Holocène-Actuel). Les eaux de ces grandes crues et inondations



inter- et postglaciaires n'avaient pas assez de force pour déplacer les blocs et les fragments pséphitiques, mais pouvaient cependant charrier d'importantes quantités de matériel argilo-granulaire, qui se redéposait ensuite, à côté de celui éolien, englobant les blocs mentionnés, leur créant, dans les zones où ceux-ci abondent, une vraie matrice. C'est de cette manière que s'explique pourquoi le matériel granulaire a, contrairement à celui grossier, deux origines : bauxitogène et cristallophyllienne. Il est le résultat de la désagrégation des sédiments (triasiques et liassiques) qui constituaient le soubassement et le bord du plateau karstique.

L'eau renfermant du  $\text{CO}_2$  a entraîné aussi le fer, soit en vraies solutions, soit sous forme colloïdale peptisée par des acides humiques. Le fer a précipité sous forme d'oxydes au moment où ces eaux se sont mélangées aux eaux karstiques, par suite du changement de la valeur du pH ou de la destruction des colloïdes de protection. L'origine du fer se rattache, tout d'abord, aux bauxites sous-jacentes, qui présentent souvent des indications de déferrisation, surtout dans les zones périphériques ayant subi l'action des eaux d'infiltration.

Vu le caractère chimico-minéralogique des dépôts, on peut affirmer que, en ce qui concerne le plateau karstique du massif de Pădurea Craiului, on assiste à partir, probablement de la fin du Pliocène, à l'accumulation de dépôts de nature détritique. Également, synchrones avec ceux-ci, sur le plateau de Vașcău (Monts de Codru Moma), se sont déposés des sédiments oxydés ferromanganeux, de précipitation chimique. Le premier moment allitique des Monts Apuseni est situé à la base du Néocène (bauxites primaires) et il a eu un caractère „chimique”, le second s'est manifesté au cours du Crétacé supérieur par le dépôt „détrito-chimique” des bauxites de Sohodol, et le dernier, au cours du Quaternaire-Actuel à caractère nettement détritique continental.



## EXPLICATION DES PLANCHES

## Planche VI

Évolution des gisements de bauxite.

a, gisement primaire de bauxite; b, idem, fissuré comme résultat des mouvements tectoniques; c, fissures élargies par gélifraction et dissolution; d, fissuration avancée et contamination avec du lehm; e, gisement secondaire de bauxite dans du lehm bauxitifère.

## Planche VII

Diagrammes roentgenographiques et thermodifférentielles.

Fig. 1. — Diagramme roentgenographique de la montmorillonite pseudomorphe après sanidine blanche du tuf rhyolitique de Gugu (échantillon 30) et de la montmorillonite pseudomorphe après sanidine rose du tuf rhyolitique de Cubleş (échantillon 1).

Fig. 2. — Courbes thermodifférentielles.

I, tuf rhyolitique (Gugu). L'analyse indique la présence de la montmorillonite et de la saponite; II, saponite substituant la sanidine blanche (tuf rhyolitique de Gugu); III, saponite substituant la sanidine rose (tuf rhyolitique de Cubleş).

Fig. 3. — Courbes thermodifférentielles pour des échantillons de lehm bauxitifère: 1, échantillon brut; 2, fraction inférieure à 20  $\mu$ ; 3, fraction inférieure à 2  $\mu$ .

Fig. 4. — Diagramme roentgenographique du lehm bauxitifère, fraction inférieure à 2  $\mu$ ; radiation  $\text{FeK}\alpha_1\text{H}$ ; hématite; Q, quartz; D, diaspore; G, goëthite; B, boëhmite; C, kaolinite; I, hydromicas; M, montmorillonite.

## Planche VIII

Composition minéralogique des lehms.

Fig. 1. — Composition minéralogique des lehms, globale et par types de couleurs:

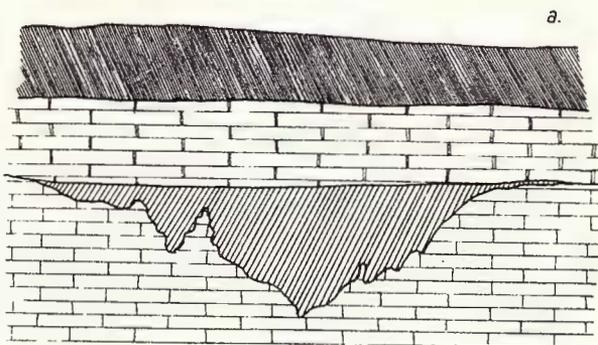
1, fraction pélitique-argileuse; 2, quartz; 3, feldspath; 4, muscovite-leptochlorite; 5 minéraux lourds; 6, fragments de bauxite; 7, kaolinite.

Fig. 2. — Variation de la composition minéralogique globale des lehms, par fractions.

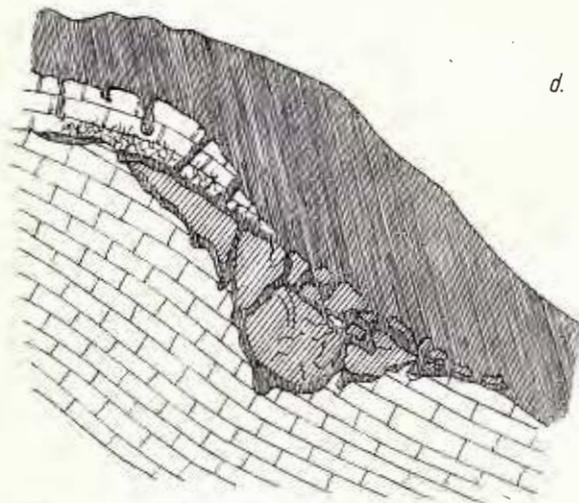
Fig. 3. — Variation de la composition minéralogique des trois types de lehms, par fractions. a, lehms rouges; b, lehms bruns; c, lehms jaunes.



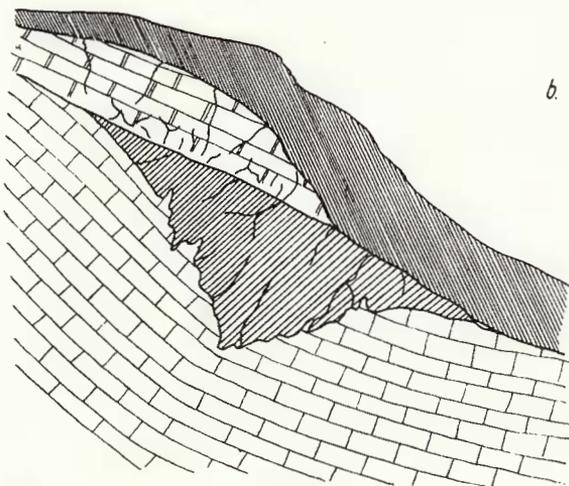
## EVOLUȚIA ZĂCĂMINTELOR DE BAUXITĂ



a.



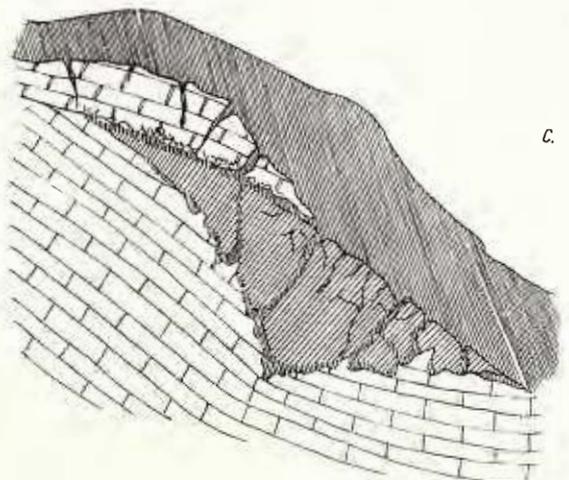
d.



b.

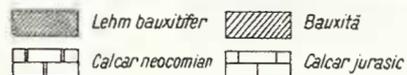


e.



c.

### LEGENDA



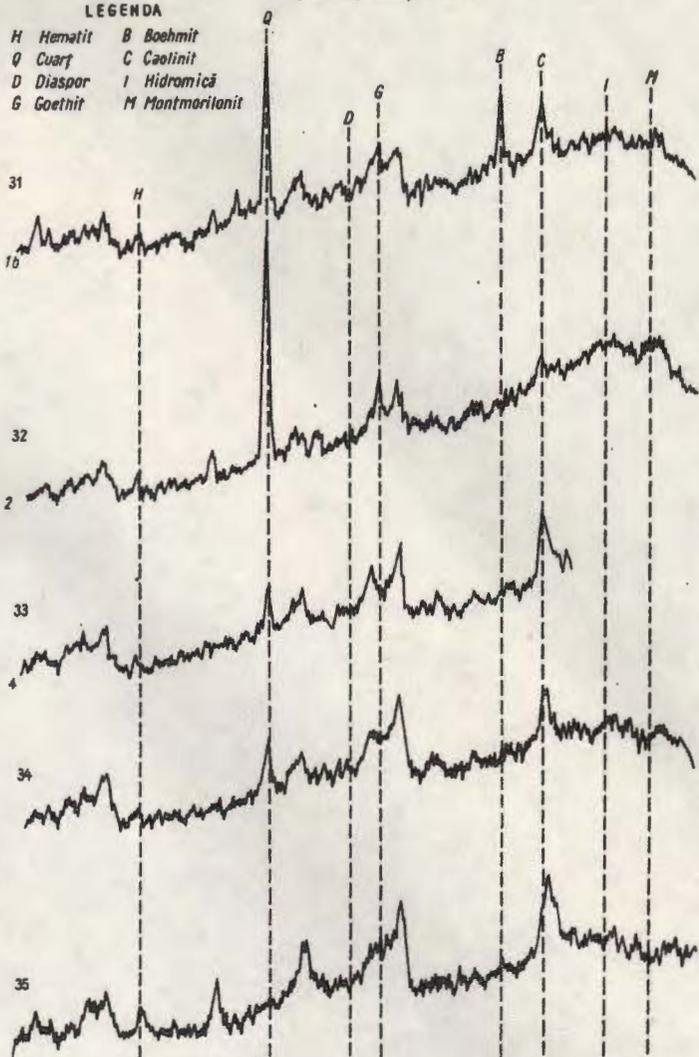
- a.-Zăcămint primar de bauxită cu acoperișul de calcar conservat  
 b.-Idem-fisurat ca rezultat al mișcărilor tectonice.  
 c.-Fisurile lărgite prin gelifracție și disoluție.  
 d.-Stadiu avansat de fisurare și contaminare cu lehm  
 e.-Zăcămint secundar de bauxită în lehm bauxitifer.

ANALIZE CU RAZE X ASUPRA LEHMURILOR BAUXITIFERE DIN PĂDUREA CRAIULUI

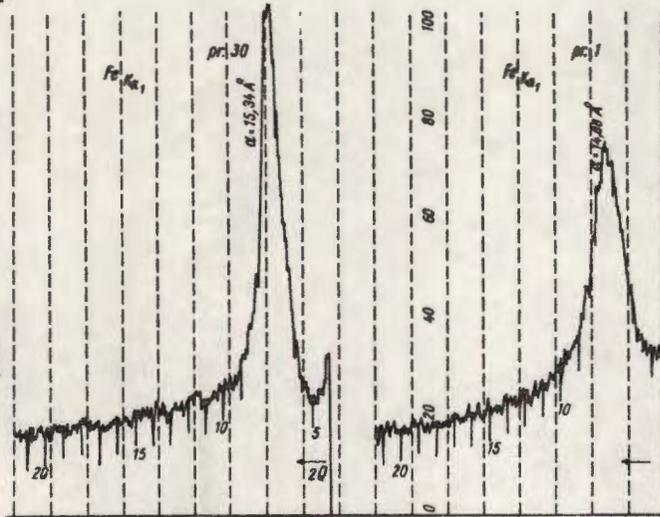
Fracția < 2μ; RADIȚIA FeKα₁

LEGENDA

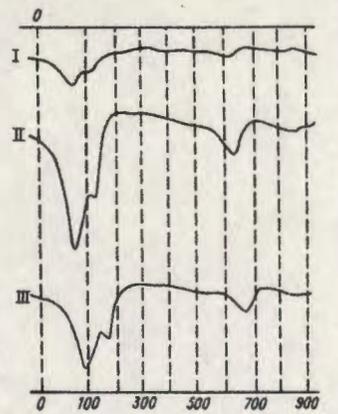
- H Hematit
- Q Cuarț
- D Diaspor
- G Goethit
- B Boehmit
- C Caolinit
- I Hidromică
- M Montmorilonit



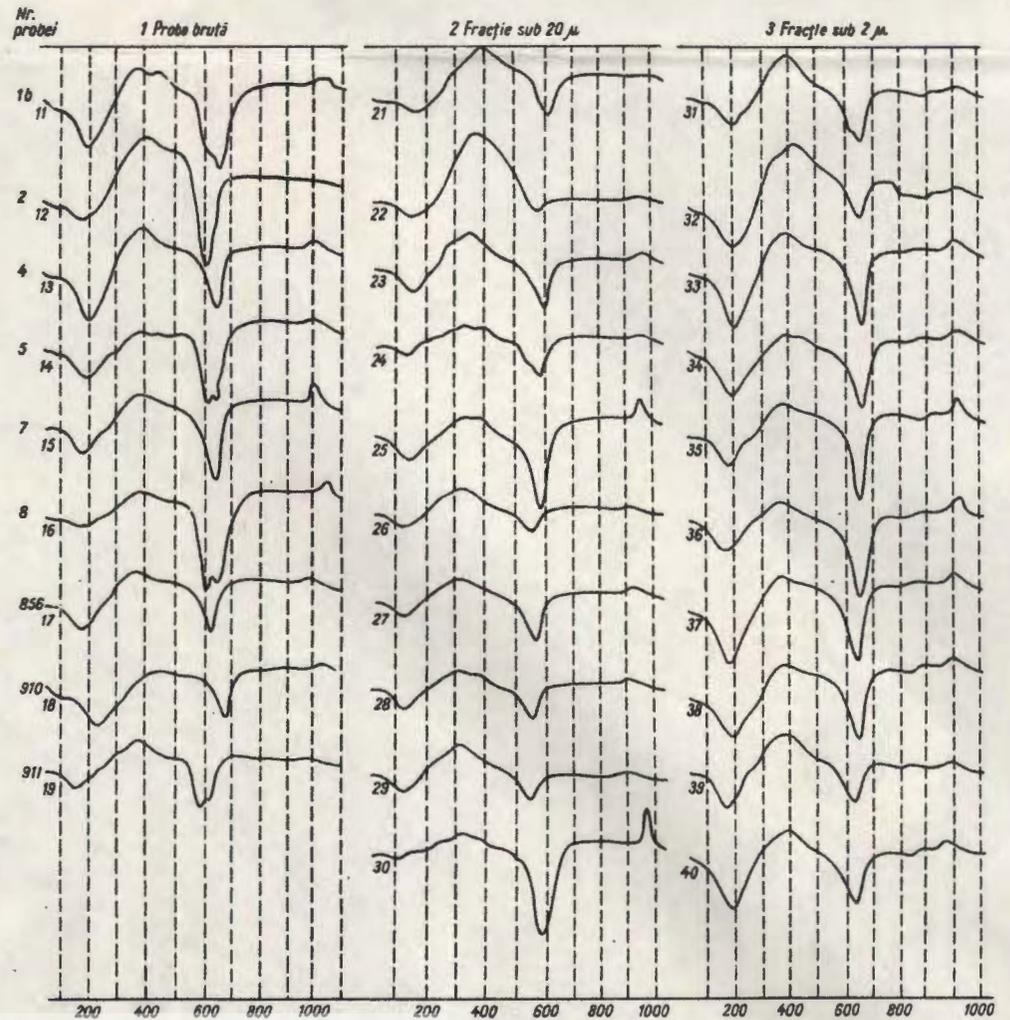
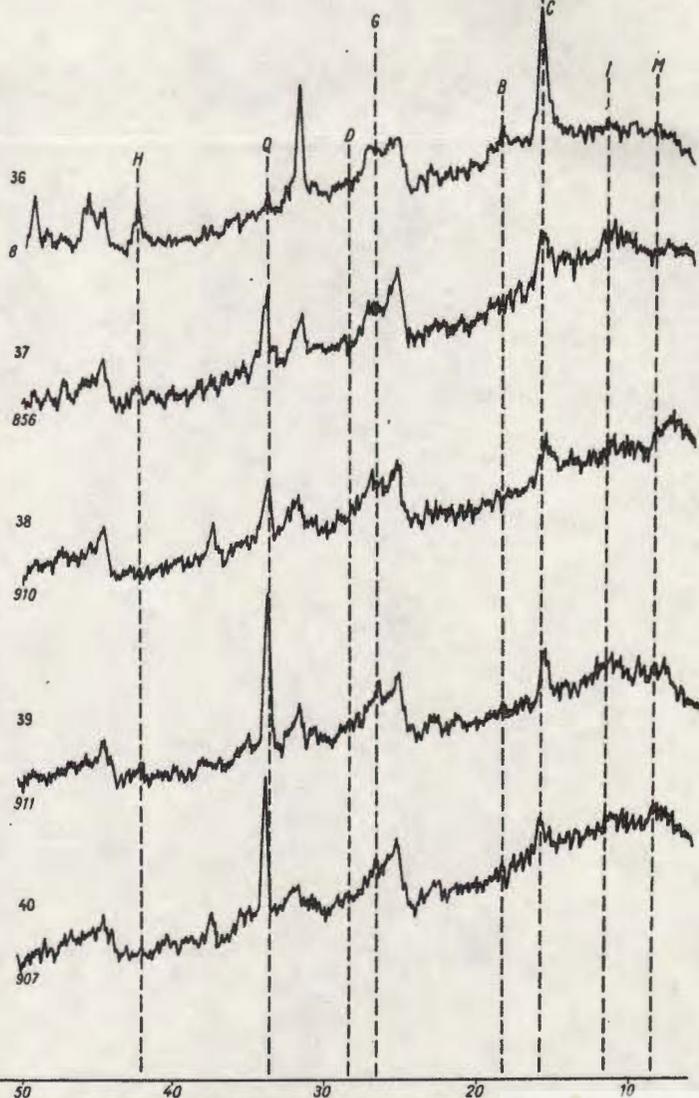
DIFRACTOGRAMĂ ASUPRA SAPONITULUI DIN TUFUL RIOLITIC



ANALIZE TERMO-DIFERENȚIALE ASUPRA TUFULUI RIOLITIC DE LA GUGU



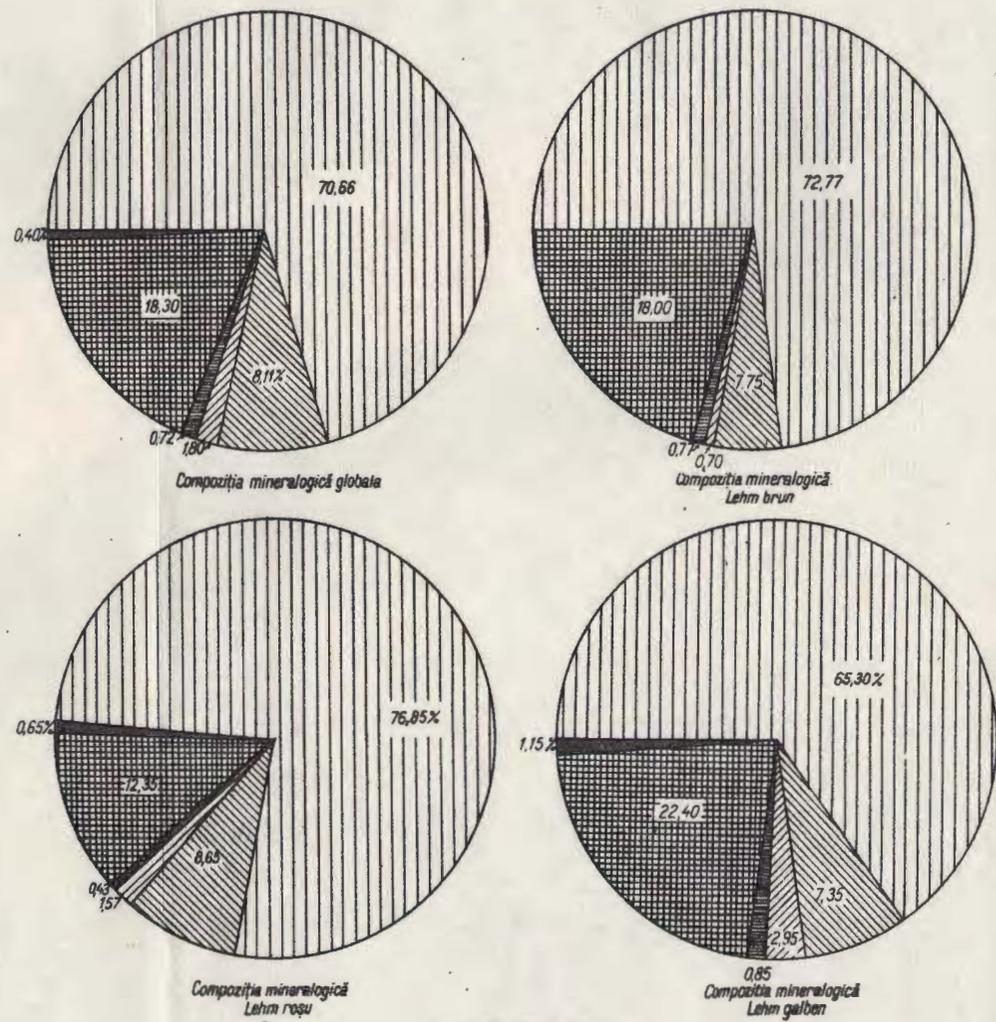
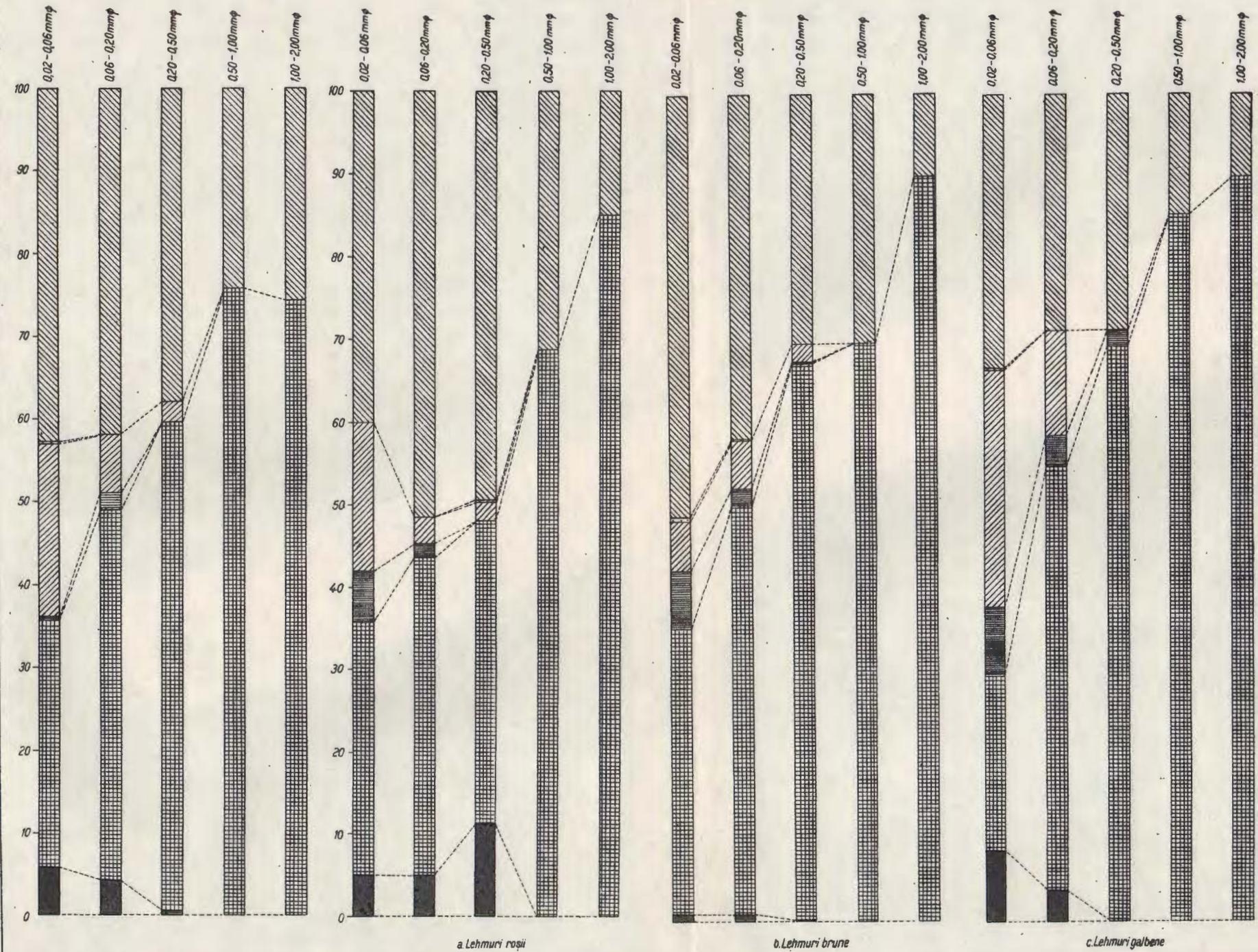
ANALIZE TERMO-DIFERENȚIALE ASUPRA LEHMURILOR BAUXITIFERE DIN PĂDUREA CRAIULUI



VARIATIA COMPOZITIEI MINERALOGICE GLOBALE A LEHMURILOR, PE CLASE GRANULOMETRICE

VARIATIA COMPOZITIEI MINERALOGICE A CELOR TREI TIPURI DE LEHMURI, PE CLASE GRANULOMETRICE

COMPOZITIA MINERALOGICA GLOBALA A LEHMURILOR, PE TIPURI DE CULORI



**LEGENDA**

	Fracția pelitică-argiloesă	<0.02mmφ
	Quart	} >0.02mmφ <2.00mmφ
	Feldspati	
	Muscovit - Leptoclorit	
	Minerale grele	
	Fragmente de bauxită	
	Kaolin	

PETROGRAFIE SEDIMENTARĂ

CERCETĂRI LITOLOGICE ÎN FORMAȚIUNEA SENONIANĂ DE  
PE VALEA ARIEȘULUI (MUNȚII APUSENI)<sup>1</sup>

DE

V. CORVIN PAPIU, OLIVIA ROMANESCU<sup>2</sup>

---

**Abstract**

Lithological Research in the Arieș Valley Senonian Formation (Apuseni Mountains). A lithological study with lithogenetical conclusions on the Senonian series in the Arieș Valley (Apuseni Mountains) is presented. Within the Gossau formation which marks, over the crystalline schists, the beginning of the transgression, three lithological types have been distinguished as follows: detrital (conglomerates and quartzitic sandstone), calcareous facies (bioherms and rocks derived from reef), and an argillo-siltitic facies deposited under reducing conditions (with ferrous monosulphide). In the following formation the flysch facies with a wide range of rocks, predominantly of the „lithic subgraywacke” type and with calcareous intercalations is encountered. The series ends with regression conglomerates. The formation of the overgrowth cement from quartzites, by the precipitation of silica, as a result of the alkalinization of interstitial solutions by the elimination of the  $K^+$  ions from the detrital biotite, as well as the mode of accumulation of the sideritic intrastratal intercalations are analysed with particular care.

---

**Introducere.** Prezentăm o seamă de date litologice și de concluzii litogenetice desprinse dintr-un studiu micrografic executat asupra depozitelor atribuite Senonianului din partea mediană a văii Arieșului, masivul Trascăului. Punctele de colectare se găsesc în regiunea localității Lupșa, între valea Mușca (afluent pe dreapta al văii Arieșului) în amonte, și dealul Muncelului în aval de această localitate. O bună parte dintre

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 7 aprilie 1967.

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



aceste probe provin de pe valea Mușca, mai ales din cursul său superior, de sub dealul Ciunilor, în care își are obârșia.

### Considerații geologice

Fundamentul regiunii, peste care se situează transgresiv depozitele senoniene studiate, este alcătuit (R. Dimitrescu, 1958) din formațiunea epimetamorfică a Cristalinului Arieșului, cu șisturi cuarțitice și clorito-sericitice, și aflurează numai pe versantul nordic al văii Arieșului. În Valea Caselor apare o mare intercalație de cuarțite negre, iar în valea Lupșei, chiar sub formațiunea senoniană, apar filite biotitice. Depozitele de la S de valea Arieșului ar aparține Cenomanianului și Senonianului, după T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (1941), și exclusiv Senonianului, după lucrările recente executate de M. Lupu și Denisa Lupu (1956)<sup>3</sup>, date ce ne-au servit de altfel și nouă în orizontarea formațiunilor a căror litologie a fost studiată.

Potrivit acestor date, transgresiunea Cretacicului superior începe cu un orizont de conglomerate bazale de vîrstă senoniană inferioară sau medie, uneori cu faciesuri breicioase, care atinge 50 m grosime la E de comuna valea Lupșei. Urmează orizontul gresilor fosilifere și al calcarelor cu Hippuriți alcătuit din gresii și conglomerate cu intercalații de lentile de calcare hippuritice, la partea superioară, fosilifere mai ales în porțiunile lor mijlocii. Cel de al treilea orizont este constituit din marne cenușii dezvoltate mai ales în regiunea Vidra—Sohodol și care, în zona studiată de noi lipsesc aproape integral. Urmează orizontul al patrulea „al flișului”, cu dezvoltarea cea mai importantă, alcătuit din diferite tipuri de roci grezoase și marno-argiloase, cu intercalații de conglomerate și de calcare. Orizontul superior este constituit din „gresii conglomeratice mărunte” și prezintă o dezvoltare discontinuă. Sub raport facial, M. Lupu și Denisa Lupu, consideră că formațiunea inferioară aparține „faciesului de Gosau”, cu depozite de țârm, cea mediană în facies de fliș, iar depozitele superioare ar reprezenta „conglomerate regresive”.

### Studiul litologic

**Formațiunea în facies de Gosau.** În cadrul acestei formațiuni au fost deosebite trei tipuri litologice corespunzînd, într-o oarecare măsură,

<sup>3</sup> M. Lupu, Denisa Lupu (1956). Raport asupra cartării geologice în regiunea Cîmpeni—Lupșa (Munții Apuseni). Arh. Inst. Geol.



celor trei orizonturi menționate: tipul detritogen (conglomerate și gresii cuarțitice); tipul calcaros; tipul argilo-aleuritice.

*Tipul detritogen.* Depozitele din această grupă se situează într-o suită în care, sub raport structural, se întâlnește întreaga gamă de la conglomerate mărunte, prin grezo-conglomerate și gresii cu structuri psamitice mai mult sau mai puțin echigranulare, uneori cu matrice grezo-aleurito-calcaroasă alteori cu ciment silicios sau oxidic, până la roci aleuritice (fig. 1).

Materialul detritic provine din formațiunea cristalofiliană subjacentă, probabil cu unele aporturi și din cristalinul Gilăului. Alături de granule de cuarț rotunjite și echigranulare, arareori colțuroase sau chiar așchioase (pr. 2), materialul monomineral este reprezentat prin muscovit, biotit uneori mai mult sau mai puțin cloritizat (abundent mai ales în gresii cuarțitice tip pr. 18), perthit în diferite grade de sericitizare, în unele cazuri (pr. 10) existența sa primară putând fi dedusă numai din conturul pseudomorfurilor de sericit (pr. 11 a), cum și prin granule de albit slab sericitizat. În mod sporadic apar: turmalina, galbenă (pr. 11 a) și verzuie (pr. 2) și staurotida (pr. 11 a).

Materialul litic este reprezentat prin metacuarțite, sisturi muscovitice, cuarțite grafito-muscovitice, calcare ușor silicioase.

Cu totul sporadic (pr. 18), au fost întâlniți radiolari cu testul calcedonic, umpluți cu silice și cu clorit de neoformațiune, uneori recunoscându-se numai această umplutură, rămasă în urma solvirii scheletului.



Fig. 1. — Ortoquarțit (pr. 11 a) din partea bazală a formațiunii de Gosau, valea Muncelului (bazinul Arișului). N + ;  $\times 45$ .

Orthoquartzite (pr. 11 a) en base de la formation de Gosau, Vallée de Muncelul (Bassin de l'Ariège). N + ;  $\times 45$ .



În genere cantitatea de ciment din rocile psefitice și psamitice este cu totul subordonată, iar fragmentele se întrepătrund după conture stilolitice și suturale, datorată dizolvării sub presiune. Se observă, cu destulă dificultate, caracterul pelicular sau, și mai rar, de umplerea porilor, în majoritatea cazurilor făcând impresia că lipsește total; natura mineralogică a cimentului este variată: oxizi ferici, sericit, cuarț de supracreștere (caracteristic) și mai rar, material argilos. La o singură probă (pr. 8) s-a recunoscut ciment calcaros, bazal.

Prezența cuarțului secundar, de supracreștere dă acestor roci caracterul de ortocuarțite (ortocuarțite slab muscovitice și conglomerate ortocuarțitice) și este remarcabilă prezența biotitului în diferite grade de alterare (hidrobiotit, bauerit). În unele gresii micacee fine (pr. 18) granulele de cuarț sînt intim asociate, mulate și chiar pătrunse în masa lor de lame de biotit.

Această intimă asociere explică, în vederile noastre, procesul de silicifiere și apariția păturilor secundare de cuarț. Dizolvarea sub presiune a biotitului sau aporturi de ioni de calciu, a determinat eliminarea masivă a ionilor de  $K^+$  care au alcalinizat intens soluțiile interstițiale, determinînd apoi trecerea în soluție a silicei din granulele de cuarț. Ea a migrat (probabil sub forma de silicat de K) și s-a depus apoi în cimentul de supracreștere, în acest proces producîndu-se și întrepătrunderile suturale și microstilolitice dintre granulele de cuarț. Eliminarea masivă a potasiului din biotit în procesele de alterare este de altfel binecunoscută, acest mineral fiind utilizat chiar în agricultură, ca amendament pentru soluri, (Norvegia). Printr-un proces analog de pierderea potasiului din mineralele illitice în urma unor masive aporturi de bicarbonat de calciu, s-a explicat apariția conturelor stilolitice și a cimentului de supracreștere din conglomeratele de Green Pond, de vîrstă siluriană inferioară, din statul New-Jersey (A. T h o m p s o n, 1959). De altfel, și în cazul cuarțitelor și conglomeratelor cuarțitice din Senonianul de pe valea Arieșului se recunosc, în aceeași probă, zonele de dizolvare sub presiune și cele de supracreștere secundară.

În conglomeratele de la partea superioară a seriei, liantul constituie pînă la 30% din masa rocii, fiind alcătuit dintr-o matrice grezo-aleurito-marnoasă, de culoare cenușie.

*Tipul calcaros.* Depozitele calcaroase din formațiune sînt legate, în mod evident de biohermele hippuritice, reprezentînd deopotrivă acumu-



lări sub-și interrecifale (pr. 12), sau depozite telerecifale, în care materialul recifogen are o participare subordonată. Resturile organice recunoscute sînt următoarele :

Fragmente grosiere de Hippuriți și unele forme, circulare în secțiune, de dimensiuni mici, reprezentînd probabil indivizi foarte tineri ;

Fragmente de bivalve obișnuite, diagenizate în diferite grade, uneori cu stratul lamelar vizibil ;

Foraminifere granulare, întregi sau fragmentate ;

Fragmente diagerizate de polypieri ;

Fragmente spatice de echinoderme (entroce, plăci perforate) în diferite stadii de dizolvare și de regenerare diagenetică ;

Fragmente de alge nullipore ;

Fragmente diagenizate de brahiopode ;

Fragmente nedeterminabile de moluște, unele cu structuri dantelate.

Ordinea frecvenței resturilor organice este următoarea : bivalve (mai ales fragmente de hippuriți), foraminifere, echinoderme, alge, polipieri, brahiopode. Resturile de bivalve sînt de 4—5 ori mai numeroase decît toate celelalte componente laolaltă.

Acestui material organogen i se adaugă o cantitate cu totul subordonată de granule de cuarț detritic, de dimensiuni psamitice, colțuroase sau subcolțuroase și, sporadic, granule de hornblendă verde opacizate periferic, provenite poate din erupții sincrone sedimentării.

În procesul de autocimentare s-a format calcit diagenetic, principalul mineral autigen. Granulele de pirită, uneori oxidată, care apar cu totul sporadic, sînt consecința unor precipitări locale în masa sedimentului, în care hidrogenul sulfurat biogen s-a putut concentra, deci neaerisite de acțiunea de pendulare a valurilor.

*Tipul argilo-aleuritic.* Acest tip litologic caracterizează mai ales cel de al treilea orizont, al marnelor cenușii. El este consecința acumulării unui material fin, în care componenta argilooasă și cea detritică (cuarț aleuritic și muscovit) participă cu cantități analoge, cu variații moderate în avantajul uneia sau celeilalte. Depozitele sînt pigmentate în negru de un pigment coloid organo-hidrotroilitic, indicînd o acumulare la adăpost de acțiunea oxigenului (pr. 34), iar carbonatul de calciu, a rezultat probabil, în majoritate, în cadrul procesului de reducerea bacteriană a sulfatilor. Procese ulterioare de oxidare au dat naștere pigmentului oxidic care colorează unele roci (pr. 13). Materialul detritic este reprezentat



prin cuarț subcolțuros și prin lame de muscovit, în genere paralele cu stratificația, uneori discordante pînă la perpendicularare față de aceasta. Sericitul, diagenetic, apare în cantități subordonate.

**Formațiunea în facies de fliș.** Din studiul fiziografic, rezultă că depozitele senoniene în facies de fliș de pe valea Arieșului prezintă o mare varietate granulometrică și constituțională. În seria argilo-detritică se intercalează, după cum s-a arătat, roci calcaroase care introduc o nuanță litologică deosebită în succesiunea seriei.

*Considerații granulometrice.* Sub raport granulometric, formațiunea prezintă o serie continuă de la structuri psefitice fine pînă la pelitice (roci argiloase) în care intervenția unor componenți chimici (calcit, sideroză, cuarț de neoformație) aduce uneori variațiuni pregnante (tip subgrauwakelitice). Din raporturile dintre acești componenți, rezultă următoarele tipuri litologice (în cadrul materialului examinat de noi) :

Structură psefitică : conglomerate calcaroase mărunte ;

Structură psamo-psefitică : conglomerate grezoase ;

Structură psamitică : gresii de diferite tipuri (calcaroase, cuarțofeldspatice cu ciment calcaros, muscovito-cloritice fine, feruginoase-cuarțitice, șisturi grezoase cu radiolari) ;

Structură aleuropsamitică : grezoaleurolite cenușii, grezoaleurolite marnoase, șisturi grezoaleurolitice muscovitice, șisturi marnoaleurolitice grezoase, șisturi grezoase hematitice ;

Structură aleuritică pînă la aleuropelitică : marnoaleurolite negre și negre-cenușii, șisturi marnoaleuritice muscovitice, marnoaleurolite feruginoase ;

Structură pelitică : șisturi argiloase cu radiolari ;

Structură psamo-aleuro-pelitică : marnoaleurolite grezoase.

*Considerații mineralogice.* Sub raport mineralogenetic, în constituția formațiunii am deosebit următoarele tipuri de minerale : detritice, argiloase și autigene (asupra provenienței celor argiloase neputîndu-se pronunța, în stadiul actual al cercetărilor). Raporturile cantitative dintre, acești componenți rezultă din tabel.

Materialul detritic este alcătuit, în cazul rocilor conglomeratice, preponderent din șisturi epizonale (muscovitice, cuarțitice grafitoase, uneori slab feldspatice), fragmente de cuarț filonian, calcare



etc. Materialul monomineral, granular, este reprezentat prin cuarț (în genere subcolțuros pînă la subrotunjit), muscovit, biotit, uneori în cantități foarte ridicate ( $>60\%$  din materialul detritic în pr. 23) și, sub 5%, din feldspați (ortoză și albit). Între mineralele grele, sporadice, au fost recunoscute: turmalina, sfenul, granații și zirconul. O mențiune specială trebuie făcută pentru adaosul, cu totul subordonat, de resturi de schelete organice calcaroase și silicioase (radiolari și spiculi de spongieri).

Materialul argilos este probabil de natură allogenă, alcătuiind liantul în rocile cu structuri detritice, alături adeseori de calcit și de oxizi; devine predominant în rocile ce virează spre argilite și sisturi argiloase.

Mineralele autigene (de precipitare) provin din procese atât sincrone sau penecontemporane sedimentării cît și epigenetice. În prima categorie se situează pigmentul hidrotroilitic-organogen, fixat de complexele argiloase, calcitul marnelor, cum și sideroza recunoscută sub formă de intercalații bine conturate, stratiforme într-un șist grezos (pr. 41) și hematitul care o însoțește. Sideroza constituie, în cazul menționat, zone milimetrice și submilimetrice, prezentînd atât aspecte microgranulare, mai ales în porțiunile lipsite de material psamitic, cît și aspecte macrogranulare, de recristalizare. În acest caz apar romboedri cu structură concentrică alcătuiți dintr-o zonă centrală și una periferică și sînt uneori pigmentați intens cu o pulbere hematitică în partea centrală, care de altfel impregnează întreaga zonă feruginoasă. Aceste depuneri au caracter intrastratal în gresii și grosimi submilimetrice. Limita inferioară a stratului sideritic este neregulată, mulînd granulele de cuarț subjacent, iar cea superioară este netedă și plană.

Modul de asociere dintre depozitul detritic și precipitatul ferocarbonat, considerăm că justifică o descriere de amănunt a rocii cu concluzii genetice aferente. Roca (pr. 41) în ansamblul său, este un șist grezos cu o intercalație stratiformă în masa sa (intrastratală) de sideroză, în care cele două tipuri litologice se disting net între ele, deși la limita inferioară există întrepătrunderi și caractere mixte. Roca de bază are caracterul unei gresii sau grezoaleurolit cu structură heterogranulară și ciment pelicular sau de umplere și cu unele deosebiri de alcătuire de o parte și de alta a stratului sideritic, rezultate din raportul dintre carbonați (sideroză și calcit), conform tabelului cu analize planimetrice, porțiunea inferioară fiind de două ori mai bogată în siderit decît în calcit.



Zona sideritică (mai exact siderito-hematitică) are 0,5 mm grosime și, pe limita cu gresia, este uneori despiceată, apărînd o diaclază umplută cu calcit, perfect plană, ce separă net cîmpul grezos de cel sideritic.

Șistul grezos este alcătuit din material detritic și ciment. Materialul detritic este de origine cristalofiliană conform tabelului (în care materialul detritic granular calcaros a fost integrat la un loc cu calcitul din ciment care a luat naștere pe seama lui prin autocimentare).

Acest material are următoarele caractere mineralogice și structurale :

Cuarț granular, cu extincție ondulatorie ce prezintă dimensiuni între 0,05 și 0,40 mm diametru cu predominarea, în proporție de 80 %, a fracției de 0,20—0,30 mm. Granulele sînt subrotunjite pînă la subcolțuroase, în mod cu totul excepțional, perfect rotunjite (un granul oval cu incluziuni de sericit, de 0,40/0,20 mm) ;

Muscovit în lame orientate pe direcția stratificației sau contorsionate sub presiunea granulelor de cuarț, ajunge pînă la 0,50 mm ;

Biotit proaspăt sau în grade variate de cloritizare, pînă la clorit autentic, este în genere puternic contorsionat, înconjurînd uneori granulele de cuarț, alteori este dispus perpendicular pe stratificație ; ajunge de asemenea la 0,50 mm ;

Feldspatii se prezintă în genere în diferite grade de alterare, uneori foarte proaspeți, și sînt reprezentați, în marea majoritate, prin granule de albit nemaclat sau cu macle polisintetice, caolinizat, prezentînd fisuri cu calcit. Formele cristalografice nu sînt total denaturate prin remaniere, iar dimensiunile variază între 0,08 și 0,25 mm. Subordonat apare ortoza, cu conture rotunjite, sericitizată cca 50 % și cu dimensiuni în jurul a  $\pm 0,32$  mm ;

Granule de cuarț filonian, uneori alungite și colțuroase, alteori rotunjite, aproape fusiforme, ajungînd la dimensiuni maxime (în ultimul caz citat mai sus) de 0,80 mm/0,24 mm ;

Granule de calcare preexistente, în genere recristalizate, uneori pînă la calcit monomineral maclat, rotunjite, înconjurate de cruste de oxizi și cu dimensiuni în jurul a 0,15 mm ;

Sporadic, granule izometrice și incolore de granat de  $\pm 0,24$  mm.

Cimentul este fin pelicular, calcitic, sideritic sau oxidic, în unele porțiuni granulele de cuarț detritic venind în contact direct sau fiind mulate de mice mai ales în zona superioară. Tot în această zonă apar, din loc în loc, insule de calcit recristalizat, alcătuiind umplutura unor



pori, mulind granulele, pătrunzînd printre ele și alcătuiind cimentul. Din relațiile directe și din întrepătrunderile care apar în corpul granulelor de cuarț din zona aceasta superioară, deducem că o parte din cuarțul inițial al granulelor detritice a trecut în soluție, sub acțiunea diagenesei potasice, așa cum s-a arătat mai sus și a precipitat apoi cimentîndu-le. Spre limita cu zona feruginoasă, apare cimentul sideritic și concentrări insulare de oxizi de fier și mangan.

În zona inferioară microstratului sideritic, acest mineral alcătuieste mici agregate cristaline sau zone alungite avînd rolul de ciment. Oxizii sînt cu mult mai abundenți, iar apariția insulelor calcitice din care radiază calciul interstițial, cu totul subordonată.

Zona sideritică (fig. 2) este alcătuită dintr-o asociație strînsă de sideroză granulocristalină și o pulbere roșie hematitică sau goethitică, rezultată pe seama acestui carbonat. La partea sa inferioară, sideroza mulează granulele și pătrunde printre ele pe o grosime de cca 1/2 mm fiind mai puțin oxidată decît în zona feruginoasă propriu-zisă și la partea sa superioară, unde nu se recunosc atare pătrunderi și digitatii intergranulare. Cantitatea de material detritic scade și ea treptat, în masa sideritică de la limită către interiorul acesteia din urmă, unde apare în mod discontinuu, variațiile laterale fiind uneori destul de bruște. În porțiunile cu material detritic se găsesc granule de cuarț (0,04—0,10 mm), granule de șisturi cuarțito-sericitice ( $\pm 0,32$  mm) și lame de muscovit. Cristalinitatea avansată a siderozei arată o preferință pentru zonele cu conținut



Fig. 2. — Zonă sideritică (pr. 41) în gresie din formațiunea de fliș senonian, dealul Muncelului (bazinul văii Arișului).

N ||;  $\times 45$ .

Zone sidéritique (pr. 41) dans le grès de la formation de flysch sénonien de Dealul Muncel (Bassin de la vallée de l'Ariès).

N ||;  $\times 45$ .



de material detritic. Aici apar romboedri idiomorfi, cu porțiunea centrală mai feruginoasă. Este remarcabil idiomorfismul, amintind de cei dolomitici, pe care îl prezintă acești romboedri cum și faptul că sînt alcătuiți din două zone: un nucleu central gălbui, pleocroic uneori, dar de obicei hematitic, cu unele indicii de pleocroism și o zonă periferică, de culoare brun-gălbuie cu pleocroism abia marcat sau lipsită total de pleocroism. Limitele dintre aceste zone sînt foarte nete, arătînd în mod evident că geneza romboedrilor de sideroză s-a produs în două etape distincte: în prima au precipitat romboedrii care alcătuiesc nucleele, mai bogăți în fier, care au suferit unele procese de oxidare. A urmat apoi precipitarea „crustei”, într-o fază net ulterioară, legată probabil de începutul litificației, întrucît acest carbonat nu mai prezintă indicii de oxidare. Nu este exclusă însă nici substituția cu sideroză a unor romboedri inițial dolomitici, eventual tot în două etape diagenetice. Între granulele detritice și romboedrii de sideroză, se dezvoltă un material microgranulocristalin, interstițial (romboedrii mici), care rămîne exclusiv, alcătuiind deci întreaga rocă, în zonele lipsite de material detritic. În aceste porțiuni se recunosc de asemenea conținuturi variabile de oxizi de mangan, difuzi. Raporturile dintre acești componenți este redat în tabelul cu analize planimetrice.

Sub raportul genetic rezultă că precipitarea depozitului sideritic a început mai mult sau mai puțin sincron cu acumularea părții finale a depozitului detritic și că apoi precipitarea a continuat rapid, în unele porțiuni chiar în absența materialului clastic. Procesul încetează brusc, odată cu epuizarea aportului de fier, iar agitația apelor determină remanieri intraformaționale în nisipurile în curs de acumulare, din masa sideritică subjacentă.

În cazul în care admitem că sideroza are origine diagenetică, substituind romboedri de dolomit preexistenți, trebuie să admitem că procesul a fost penecontemporan sau chiar net epigenetic și legat de aporturi locale de ioni ferici.

Textural, în întreaga formațiune de fliș, se recunoaște microstratificația și indicii de sedimentare gradată.

Variatatea tipurilor litologice este foarte mare, atît sub raportul naturii materialului remaniat cît și al liantului (argilos, calcaros, silicios, mixt), astfel că rocile pot fi încadrate în serii mai mult sau mai puțin



continue ai căror reprezentanți nu răspund, în mod riguros, categoriilor genetice standardizate în clasificării.

Seria grezoasă (cu rocile anexe), după cum rezultă din aceste date, indică o sedimentare de fliș, încadrându-se în suita de subgrauwacke litice cu treceri locale către următoarele tipuri litologice: grauwacke litice sau feldspatice, protocuarțite și, în mod excepțional, spre ortocuarțite prin apariția cimentului de regenerare.

*Intercalațiile calcaroase.* Intercalațiile de roci calcaroase din seria flișoidă se atașează, în parte faciesurilor subrecifale hippuritice, în parte unor tipuri organogene cu foraminifere (Orbitoline), echinoderme, bivalve și briozoare. Ele prezintă uneori aspecte oolitice sau chiar detritogene (calcarenite), remaniind material de calcare cu *Calpionella*.

**Orizontul conglomeratelor mărunte.** Sedimentarea detritică ce a dat naștere rocilor cantonate în acest orizont, care încheie seria senoniacă de pe valea Arieșului, a avut loc într-o zonă de mluri calcaroase. Materialul detritic constitutiv este reprezentat prin fragmente mici, milimetrice până la submilimetrice (treceri spre faciesuri grezoase), cu participări variate, din următoarele roci: șisturi clorito-muscovitice; porfirite albitice, cu pasta silicifiată; calcare granulare și pseudoolitice; granule colțuroase și subcolțuroase de cuarț de 0,08—0,1 mm; granule de antipertite; sticlă tachilitică; granule de ortoză, parțial sericitizată; granule sporadice de sfen (0,24/0,24 mm).

Masa porfiritelor este adeseori afectată de avansate procese de calcitizare care substituie mai întâi pasta, din care rămân individualizate, în calcar, fenocristalele de feldspat, proces recunoscut de unul dintre noi (1953, 1966) și în calcarele neocomiene din masivul Drocea (Munții Apuseni). În cazul fragmentelor de antipertite, are loc uneori substituția metașomatică numai a porțiunilor albitice astfel că lamele fine de ortoză apar incluse în masa calcitică.

### Concluzii litogenetice

În urma studiului litologic prezentat, se ajunge la concluzia că transgresiunea formațiunii senoniene de pe valea Arieșului întrunește condițiile inițiale ale unei sedimentări de platformă, marcată de acumularea depozitelor în facies de Gosau. Depunerea sincronă a materialului detritic, în anumite zone, cu acumularea calcarelor recifale în altele, de-



notă o mare variație în condițiile de sedimentare, recifii dezvoltându-se în segmentele marine în care aporturile detritice erau nule sau aproape nule, condiții ce variau capricios atât în spațiu cât și în timp. Materialul calcaros recifogen furnizează, în parte, materia primă necesară procesului penecontemporan de cimentarea sedimentelor detritice. I se adaugă materialul argilos de natură detritică, precipitat din coloizii terigeni sau purtat de curenți în intervalele circumrecifale. Condițiile geochimice de acumulare au variat de asemenea în timp și spațiu. Mediul oxigenat, îngăduind o amplă aerobioză, atât în zonele recifale cât și în cele circumrecifale, face loc atât lateral cât și în timp, la intervale uneori destul de scurte, unor condiții specifice faciesurilor carbonatice și chiar net reducătoare, cu depunere de monosulfură feroasă (hidrotroilit) asociată cu substanță organică. Calcitul din rocile fine (marne, și chiar cel din matricea rocilor detritice) apare ca un produs intermediar în reducerea bacteriană a sulfatilor pe seama cărora s-a format hidrogenul sulfurat. O ușoară afundare a bazinului, însoțită poate și de modificarea calitativă a aporturilor terigene, cum și de modificarea areală a caracterelor mediului geochimic, determină, într-o fază următoare, sedimentarea orizontului măno-argilos, ce urmează orizontului de calcare cu hippuriți.

În diageneza primară, poate și în faza epigenetică, aporturi calcice, sau simpla alterare sub acțiunea soluțiilor interstițiale, antrenează ioni de  $K^+$  din biotit creîndu-se soluții foarte alcaline, sub impulsul cărora are loc solvirea silicei din cuarțul detritic urmată de redepunerea sa sub formă de ciment cuarțos de supracreștere.

Formațiunea de fliș denotă o schimbare bruscă și fundamentală în condițiile de sedimentare, legate de modificarea a însuși tectotopului de acumulare și corespunzînd, după M. Lupu și Denisa Lupu, extinderii acestor condiții care, în partea meridională a regiunii, se făcuseră resimțite încă de la nivelul orizontului inferior marcat prin sedimentarea formațiunii de Gosau. Mediul geochimic prezintă, și în timpul acesta, fluctuații destul de ample, ca și natura materialului detritic și chimic ce ajunge în bazinul de sedimentare. Aporturi ridicate de fier, în condițiile mediului carbonatic, conduce la precipitarea, în două faze, a intercalațiilor sideritice, în care fenomenele diagenetice (primare și epigenetice) determină procese de recristalizare ilustrate de romboedrii sideritici ale căror dimensiuni sînt mult mai mari în zonele cu material detritic, cu o porozitate mai avansată, decît în zonele fine, argilo-chimice.



Conglomeratele cu caracter discontinuu, de la partea superioară a formațiunii senoniene, reprezintă depozite de coronament, ce încheie heterogenul ciclu al proceselor de sedimentare ce au generat seria cretaică din acest sector al Munților Apuseni.

TABEL

## Alcătuirea mineralogică a rocilor formațiunii de flis de pe vulca Arieșului

Nr. 38 — Sist marno-aleuritic micaceu		Nr. 26/3 — Sist aleuritic micaceu cu hematit	
	%		%
Cuarț	28,02	Cuarț	23,53
Feldspat	1,28	Feldspat	1,54
Muscovit	9,37	Muscovit	15,47
Biotit ± clorit	3,40	Fragmente de calcare	4,90
Calcare	4,85	Calcit în ciment	3,01
Calcit în ciment	9,80	Argilă	32,51
Argilă	34,06	Oxizi	19,01
Pirită + oxizi	9,24	Biotit ± clorit	sp.
Total :	100,02	Total :	99,97

Nr. 28 — Gresie muscovito-cloritică		Nr. 27 — Marno-aleurolit grezos	
	%		%
Cuarț	27,25	Cuarț	25,12
Feldspat	9,95	Muscovit	20,31
Muscovit	13,34	Biotit	2,12
Biotit ± clorit	14,02	Feldspați	0,86
Fragmente de roci (—calcare)	11,23	Fragmente roci (—calcare)	0,86
Calcare	7,01	Fragmente de calcare	4,48
Calcit în ciment	6,14	Calcit în ciment	8,13
Oxizi	11,08	Argilă	38,09
Total :	100,02	Total :	99,98

Nr. 25/4 — Gresie calcaroasă		Nr. 9 — Sist marno-aleuritic	
	%		%
Cuarț	26,48	Cuarț	18,62
Feldspat	9,48	Muscovit + biotit (sp.)	14,62
Muscovit	1,71	Organisme silicioase	3,65
Fragmente de roci (—calcare)	15,99	Organisme calcaroase	7,05
Calcit în ciment	12,38	Calcit în ciment	19,15
Argilă	26,24	Argilă	34,02
Oxizi	5,92	Oxizi + pirită	2,86
Total :	98,20	Total :	99,97



Proba 41 — Șist grezos cu intercalații de siderit

Zona de gresie superioară	
	%
Cuarț	36,64
Feldspat	4,55
Muscovit	13,50
Biotit ± clorit	6,33
Fragmente de roci (—calcare)	17,04
Calcar + calcit de neoformațiune	12,09
Siderit remaniat intraformațional	2,74
Oxizi	7,07
<b>Total:</b>	<b>99,96</b>

Zona sideritică

	%
Material detritic	23,75
Rombodri mari de siderit (± 0,042 mm)	17,50
Granule fine de siderit (± 0,012 mm)	58,75
<b>Total:</b>	<b>100,00</b>

Zona de gresie inferioară

	%
Cuarț	36,87
Feldspat	3,24
Muscovit	15,29
Biotit ± clorit	4,12
Fragmente de roci (—calcare)	11,92
Calcar + calcit de neoformațiune	6,13
Siderit	13,15
Oxizi	9,25
<b>Total:</b>	<b>99,97</b>

Nr. 44 — Grezo-aleurolit cenușiu

	%
Cuarț	27,11
Feldspat	5,61
Muscovit	3,47
Biotit ± clorit	6,02
Granat, zircon, apatit	1,76
Fragmente de roci (—calcare)	4,78

Fragmente de calcare	4,40
Calcit în ciment	39,15
Argilă	28,84
Oxizi	7,68
<b>Total:</b>	<b>99,98</b>

Nr. 37 — Gresie calcaroasă cenușie

	%
Cuarț	26,74
Feldspat	7,60
Muscovit	3,30
Biotit ± clorit	5,81
Fragmente de roci (—calcare)	4,02
Fragmente de calcare	4,02
Calcit în ciment	20,78
Argilă	23,00
Oxizi	4,47
<b>Total:</b>	<b>99,78</b>

Nr. 21 — Grezo-aleurolit marnos

	%
Cuarț	31,22
Feldspat + apatit + granat	0,70
Muscovit	11,24
Biotit ± clorit	5,49
Clorit oxidat	0,34
Fragmente de calcar	2,86
Calcit în ciment	16,84
Argilă	27,62
Oxizi	3,57
<b>Total:</b>	<b>99,88</b>

Nr. 40 a — Grezo-aleurolit

	%
Cuarț	26,23
Feldspat	3,77
Muscovit	7,80
Biotit ± clorit	8,44
Fragmente de roci (—calcare)	6,39
Calcare	2,55
Calcit în ciment	11,00
Argilă	28,02
Oxizi	5,67
<b>Total:</b>	<b>99,87</b>

## BIBLIOGRAFIE

- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Girda și Lupșa (bazinul superior al Arieșului). *An. Com. Geol.* XXXI. București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Géol. Roum.* XXI. București.



- Thomson A. (1959) Pressure solution and Porosity; in „Silica in Sediments”, a symposium. *Soc. of economic Petrologists and Mineralogists*. Tulsa—Oklahoma.
- Papiu Corvin V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Acad. R.P.R. Secț. Șt. Biol.* V/1. București.
- (1966). Asupra proceselor de litogeneză din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Com. Geol.* LII/1 (1964—1965). București.

RECHERCHES LITHOLOGIQUES CONCERNANT LA FORMATION  
SÉNONIENNE SITUÉE SUR LA VALLÉE DE L'ARIEȘ  
(MONTS APUSENI)

PAR

V. CORVIN PAPIU, OLIVIA ROMANESCU

(Résumé)

On y présente les caractères lithologiques de la formation sénonienne située sur la vallée de l'Arieș (Monts Apuseni). La transgression sénonienne a eu lieu sur un soubassement formé par les schistes cristallins épimétamorphiques d'Arieș. À la constitution de la série sénonienne, à l'avis des géologues prospecteurs, participent les formations suivantes (par ordre chronologique) : la formation de Gosau, la formation sous faciès de flysch et l'horizon des conglomérats. Dans la formation de Gosau, par études microscopiques, on a distingué les types lithologiques suivants : type détritogène (conglomérats et grès quartzitiques), type calcaire et type argilo-aleuritique.

À l'origine du matériel détritique qui constitue le premier type de roches se trouvent les schistes cristallins mentionnés, avec prédominance du quartz et du mica, surtout de la biotite parfois plus ou moins chloritisée, présentant différents degrés d'altération (avec formation de bauerite ou d'hydrobiotite), qui moule les grains de quartz s'insinuant même dans leur masse. L'apparition du ciment, qui imprime le caractère quartzitique, ainsi que les pénétrations réciproques stilolithiques et suturales ont été rattachées à la perte du  $K^+$  de la biotite, probablement sous l'influence de certains apports massifs bicarbonatés calciques suivis par la dissolution de la silice. La silice, présente dans ces solutions intersticielles, est entraînée ensuite et redéposée autour des granules détritiques.

Le type calcaire correspond à certains dépôts sous-et interrécifaux jusqu'à telerécifaux associés aux biohermes d'Hippurites. Ces



roches sont constituées abondamment par un matériel organogène (de manière tout-à-fait subordonnée, de matériel clastique et de pyrite autigène) où prédominent les restes détritiques des bivalves (principalement les fragments d'Hippurites) suivis par les foraminifères, échinodermes, algues, polypiers, brachiopodes. Le type argilodétritique caractérise l'horizon supérieur de la formation et présente des roches argilo- et marno-aleuritiques noires, à fragment colloïdal organo-hydrotroïlitique indiquant des conditions anaérobies d'accumulations, où la calcite apparaît comme un produit intermédiaire dans la réduction biochimique des sulfates contenus par les eaux marines.

La formation sous faciès de flysch présente une grande variété lithologique tant au point de vue granulométrique que minéralogique, ses roches se rattachent aux séries continues dont les représentants ne correspondent pas rigoureusement aux catégories génétiques standardisées par les classifications.

L'étude physiographique montre qu'on y est en présence d'une sédimentation de flysch, les roches gréseuses s'affiliant à la suite des grauwaekés, avec des transitions locales vers les types lithologiques suivants : grauwaekés lithiques ou feldspathiques, protoquartzites et, exceptionnellement, vers des orthoquartzites par l'apparition du ciment de régénération.

Parmi les minéraux détritiques apparaissent, aussi dans ce cas, de manière prédominante, le quartz métamorphique et les micas (la biotite jusqu'à 60% du matériel remanié), et de manière subordonnée (sous 5% dans l'ensemble) les feldspaths et les minéraux lourds accessoires (zircon, grenats, tourmaline etc.) et les débris d'organismes calcaires et siliceux (radiolaires et spicules de spongiaires).

Le matériel argileux, allogène, quant à la qualité, varie intensément, devenant prédominant jusqu'à exclusif dans les roches argilitiques et argilo-aleuritiques.

Parmi les minéraux de précipitation se situe principalement la calcite du ciment des grès et des marnes, dont la dernière représente, tout comme le pigment organohydrotroïlitique qui l'accompagne, un produit de réduction bactérienne des sulfates. Caractéristiques sont aussi les dépôts concordants de sidérite recristallisée (rhomboèdres à deux zones imprégnés parfois, au centre, avec poussière hématitique). Ces minéraux indiquent des apports périodiques de fer, tantôt massifs, tantôt de courte



durée, élément qui a précipité dans un milieu géochimique carbonaté; ou bien des modifications diagénétiques. Les intercalations calcaires de la série flyschoïde se rattachent au type récifogène cité, leurs roches appartenant aussi à d'autres types de calcaires: organogènes, organodétritiques (calcarénitiques), oolithiques.

Le dernier horizon de la série sénonienne située sur la vallée de l'Arieș est „l'horizon des conglomérats menus”, dont les sédiments sont constitués par l'accumulation d'un matériel détritique aux fragments de dimensions de l'ordre des millimètres ou même inférieurs, de nature cristallophyllienne et éruptive, fort hétérogènes, dans une masse calcaire.



Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.



DIRECȚII DE TRANSPORT ÎN MOLASA HELVETIANĂ DINTRE  
VALEA SUCEVEI ȘI VALEA TROTUȘULUI<sup>1</sup>

DE

P. POLONIC, GABRIELA POLONIC<sup>2</sup>

---

**Abstract**

Transport Directions in the Helvetian Molasse between the Suceava and the Trotuș Valleys. The lithofacies distribution of the Helvetian molasse in the East Carpathians is explained by analyzing the transport directions and the sources of the supply material; the existence of four main supply sources is established as follows: the Carpathian area supplied the material for the inner part, whilst the Moldavian Marginal Massif, the Russian Platform, the North Dobrogean Promontory and the Moesic Platform for the outer one.

---

În ultimii ani, cercetînd Miocenul din Carpații Orientali, între valea Sucevei și valea Trotușului, am executat măsurători ale direcțiilor de transport în scopul obținerii unor imagini paleogeografice. În final, s-a constatat că direcțiile principale de transport ale depozitelor helvețiene reprezintă o caracteristică pentru fiecare litofacies cunoscut. Această constatare am apreciat-o ca interesantă, deoarece contribuie la cunoașterea cauzelor care au dus la răspîndirea actuală a faciesurilor Miocenului și înlătură explicațiile tectonice controversate ce s-au dat în această problemă.

Înainte de a prezenta rezultatele măsurătorilor executate, vom face o scurtă prezentare geologică a regiunii cercetate.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 21 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Șos. Kiseleff nr. 2. București.



Primele cercetări geologice au fost făcute de D. M. Preda (1917), H. Grozescu (1917), I. Popescu Voitești (1945) și I. Atanasiu (1938), care au dat o imagine de ansamblu a stratigrafiei și tectonicii molasei miocene. Urmează cercetări de detaliu, care au dus la cunoașterea de azi a Miocenului, întreprinse de I. Dumitrescu (1952), Th. Joja (1952), Fl. Olteanu (1953, 1954, 1958), O. Mirăuță (1962–1965), M. Săndulescu (1962) și autorii acestei lucrări.

Cercetări sedimentologice întreprinse în Moldova pentru Miocen se datoresc lui M. Dimian (1964), care s-a ocupat de zona situată între Zăbala și Buzău, lui N. Panin (1964) care remarcă coexistența urmelor de pași de vertebrate cu mecanoglife pe gresia de Almașu și lui Andorina Rosa (1965) care face un studiu petrografic al elementelor din conglomeratele de Pietricica.

Din punct de vedere geologic depozitele helvețiene se prezintă ca o molasă tipică, atât în Parautohton cât și în zona miocenă.

În cuprinsul acestei formațiuni se cunosc mai multe separații litologice, pe care le-am rezumat în tabelul de mai jos (fig. 1).

Parautohton		Zona Miocenă			
Sectorul v. Trotus — Bistritei		Sectorul v. Bistritei — v. Sucevei			
Strate de v. Calului					
Formațiunea Cenușie					
Gipsul de Perchiu					
Strate de Hirja	Congl. și gresii de Almașu	Strate de Tescani  Conglomerate de Pietricica	Strate de Topolita	Congl. de Pleșu	Strate de Solca

Fig. 1. — Separații lito-stratigrafice în Helvețian.  
Séparations litho-stratigraphiques dans l'Helvétien.

Paralelizarea separațiilor prezentate s-a făcut numai pe baza raporturilor geometrice existente între ele, ajutați fiind de constatarea că faciesurile lagunare sînt bune repere regio-



nale (gipsul de Perchiu). Un alt reper de valoare regională s-au dovedit și stratele de valea Calului (Fl. Olteanu, 1953).

În lipsă de faună, vîrsta helvețiană atribuită este dată de poziția pe care o ocupă aceste depozite între formațiunea inferioară cu sare, paralelizată cu stratele de Cornu (Burdigalian după I. Voicu și Elena Popa) și depozitele cu tufuri și sare ale Tortonianului, datat paleontologic.

Descrierea acestor separații nu găsim necesar să o mai facem, întrucît este cunoscută din lucrări recente.

### Direcțiile paleocurenților

Pentru partea inferioară a Helvețianului măsurătorile executate indică trei direcții principale de transport, orientate în ordinea importanței, spre vest, nord și est.

Conglomeratele de Pleșu<sup>3</sup> și stratele de Drăceni prezintă direcții orientate nord est—sud vest la latitudinea văii Neamțului, ce trec cu cît mergem spre nord la orientări est-vest, ajungînd în bazinul văii Rîșca la direcții sud est—nord vest.

În Parautohton conglomeratele și gresiile de Almașu au direcții orientate spre sud vest, motiv care ne-a determinat să le considerăm ca o prelungire (spre vest) a conglomeratelor și gresiilor din bazinul pîriului Neamț.

Seria conglomeratică de Almașu apare pe hărțile geologice situată la sud vest de conglomeratele de Pleșu. Această situație este rezultatul tectonicii ulterioare care a adus seria de Almașu cu cîtiva km spre est, ceea ce a făcut să dispară continuitatea între aceste două serii conglomeratice.

Conglomeratele de Pietricica și stratele de Tescani au direcțiile de transport orientate de la est spre vest. Cu cît ne depărtăm spre vest de Culmea Pietricica, direcțiile prezintă o orientare longitudinală. La vest de Tazlăul Mare are loc o deviere a lor spre vest, ca să se ajungă în sectorul Solonț la direcții orientate spre nord. La sud, în bazinul văii Trotuș se remarcă o tendință a direcțiilor spre un sens sud vest, sud.

Stratele de Topolița nu au oferit posibilitatea de a executa decît un număr limitat de măsurători de direcții de transport, deoarece conțin arenite, în general, lipsite de mecanoglife. Cele cîteva stații în care s-au

<sup>3</sup> Măsurătorile executate pe imbricații de galeți au dovedit direcții asemănătoare cu cele măsurate pe gresii, fapt care ne-a determinat să le prezentăm împreună și să simplificăm reprezentarea cartografică.



efectuat măsurători indică existența unor curenți dirijați spre nord est, nord vest și vest.

În depozitele ce aflorază pe pîriul Cracău s-a remarcat existența citorva intercalații de marne cenușii cu o evidentă laminație de curent, pusă în evidență de prezența unor filme de nisip cenușiu albicios. Laminația indică o direcție de transport orientată spre nord est.

Stratele de Solca. În partea de nord a zonei miocene, între valea Moldovei și valea Sucevei, se dezvoltă un facies extern al Helvețianului, care a fost descris ca stratele de Solca. Direcțiile de transport, măsurate la Solca și Cacica, arată un transport principal spre vest și sînt transversale pe direcția structurii. Un număr redus de orientări, măsurate la Păltinoasa, indică o propagare a curenților spre nord vest și nord.

Stratele de Hirja, faciesul cel mai intern al Helvețianului din Moldova, cunoscut numai în parautohton, prezintă direcții de transport longitudinale.

Măsurătorile executate în bazinul văii Oituz arată existența unui transport orientat spre nord, nord-nord vest și nord est. O apariție a acestor strate în bazinul pîriului Frumoasa (Rețeni), indică de asemenea o orientare de transport spre nord și subordonat spre nord vest și nord est.

În formațiunea cenușie s-a remarcat existența unui transport transversal spre est. Începînd din valea Cracăului spre sud, în zona axială a bazinului de sedimentare, curenții virează spre sud est. Această schimbare de direcție, pe care o suferă curenții, este mai evidentă pentru nisipurile de la partea superioară a formațiunii cenușii și se accentuează cu cît înaintăm spre sud, ajungînd să aibă în împrejurimile Tg. Trotuș sensul sud—sud vest.

Această virare a curenților ar putea marca, pentru timpul respectiv, zona axială a bazinului, semnalînd în același timp o deplasare spre est a axului.

### Surse de materiale

Pe baza direcțiilor de transport prezentate se pot stabili mai multe surse, care au furnizat material în timpul Helvețianului.

Principala sursă a șisturilor verzi, care au format conglomeratele și gresile din prima parte a Helvețianului, este pragul marginal moldav.

Pragul marginal moldav (denumire dată de I. Dumitrescu și colab., 1962) situat la vest de linia valea Moldovei—Roman—Bacău



este constituit, după datele oferite de foraje, din gresii cuarțoase cu ciment cloritic, ușor metamorfozate, gresii verzi și șisturi argiloase cloritice. El reprezintă un segment al catenei caledoniene alipit platformei ruse.

În urma mișcărilor savice, acest prag suferă o ridicare bruscă pe verticală și este expus unei intense eroziuni. Materialul era antrenat în fosa miocenă printr-un sistem torențial, cu mare putere de transport, ce a dus la formarea a două mari piemonturi submarine, a căror principale vîrfuri de aport corespund unor sectoare situate la latitudinea localităților Tg. Neamț și Bacău.

Acest prag era mărginit la nord și sud de vechi zone depresionare (depresiunea Lwow, depresiunea Bîrladului) cu sedimente jurasice și triasice, din care provin blocurile de calcare și gresii, ce le găsim atît în conglomeratele de Pleșu, cît mai ales în conglomeratele de Pietricica.

Fragmentele de roci intrusive ce apar în conglomerate la Bălțătești și în Culmea Pietricica ar putea proveni din marginea de vest a platformei ruse, din substratul șisturilor verzi.

O altă sursă este zona carpatică, constituită din depozite de fliș cretacic și paleogen.

În prima parte a Helvețianului materialul carpatic intră în constituția stratelor de Hîrja și în mai mică măsură a stratelor de Topolița și Tescani. Aportul carpatic este reprezentat prin nisipuri fine, calcaroase, muscovitice și mluri marnoase.

În partea superioară a Helvețianului, ca urmare a ridicării Carpaților, are loc eliberarea materialului din care s-au depus sedimentele formațiunii cenușii.

Astfel se explică și faptul că microfauna formațiunii cenușii este reprezentată prin forme remaniate din Cretacic și Paleogen.

În partea de sud, bazinul de sedimentare era mărginit în continuarea platformei ruse, de promontoriul nord dobrogean și de platforma moesică, din care a provenit cea mai mare parte a materialului întîlnit în stratele de Hîrja.

Această sursă a funcționat încă de la sfîrșitul Eocenului, dar mai intens la începuturile Miocenului prin aporturile de feldspat ce au dat „gresia de Condor”, cunoscută în baza stratelor de Hîrja.

Fragmente de roci provenite din marginea de nord est a platformei moesice și promontoriul nord dobrogean au fost regăsite în zona centrală a bazinului, aduse de curenți longitudinali.



Trogul alimentat de această sursă era mai intern decât cel alimentat de pragul marginal moldav. Ele erau separate de o zonă ridicată constituită din cordoane nisipoase, ce uneori abia depășeau oglinda apei. Această zonă ridicată se localizează la vest de pîrîul Tazlăul Mare și a fost pus în evidență de numeroasele impresiuni de pași de păsări, care le-am întîlnit la Scăriga.

### Sistemele de paleocurenți și faciesurile Miocenului

Direcțiile de transport măsurate au fost transpuse pe hărți litofaciale. Din imaginea astfel obținută reiese că fiecare litofacies apare caracterizat prin direcții proprii de transport.

Conglomeratele și gresiile verzi au direcții de aport ce indică un transport transversal. Astfel se verifică ideea, unanim acceptată, că aceste roci s-au format pe seama materialului provenit din pragul marginal moldav.

Tipurile de conglomerate întîlnite trădează natura torențială a sistemului de curenți care au transportat elementele acestor roci.

Conglomeratele submontane (de Pleșu, Almaș și Pietricica) sînt în cea mai mare parte acumulări haotice de material, transportat de torenți de pe un relief accentuat, la marginea bazinului de sedimentare. Alături de blocuri de mai mulți metri diametru, cum apar în culmea Pietricica și pe valea Cuejiului, întîlnim galeți moi.

Cu cît mergem mai spre vest, apar și alte tipuri ca „argile cu pietriș” (Scăriga și Ludaș) prundișuri cuarțoase, gresii cu galeți și conglomerate cu matrice grezoasă foarte abundentă.

Aceste tipuri de roci trădează un transport torențial, lipsă de sortare, distanță apropiată de țărîm și mica adîncime a bazinului de sedimentare, caracteristici ce furnizează elemente pentru o imagine paleogeografică mai completă.

Conglomeratele au intercalații flișoide (Almașu, valea Cătrinei) și trec la partea superioară gradat la gresii masive cu intercalații de marne (Moîșa, strate de Tescani) păstrînd aceleași direcții transversale de transport și caractere litologice, date de curenții de turbiditate de mare densitate.

Intercalațiile flișoide se prezintă ca o alternanță regulată de gresii verzi cu marne verzi și cenușii.

N. P a n i n (1964), întîlnind impresiuni de pași de vertebrate pe unele gresii ce aveau mecanoglife, a presupus, pentru a explica aceste sedimente, existența unor „curenți turbizi de suprafață”.



Relațiile geometrice dintre conglomerate și gresii sînt cele generate de divagația fluviatilă. O secțiune transversală prin culmea Pleșu ne arată existența a două conuri de dejecție, ce se suprapun de la nord spre sud (fig. 2), ca urmare a deplasării lor în acest sens.

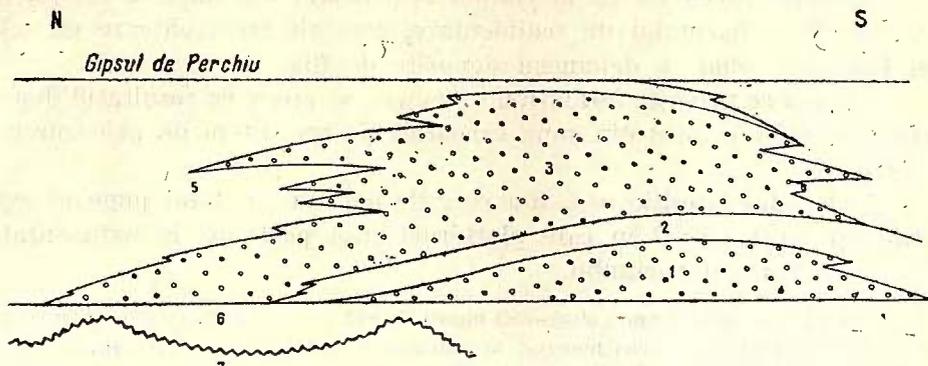


Fig. 2. — Secțiune longitudinală prin seriile grezo-conglomeratice din sectorul Valea Moldova—Valea Bistriței.

1, 3, conglomerate verzi (Pleșu, Almașu); 2, filș grezo-marnos (Almașu, valea Catrinet); 4, strate de Topolița; 5, strate de Drăceni; 6, formațiunea inferioară cu sare; 7, depozite paleogene.

Coupe longitudinale des séries grés-conglomératiques du secteur de la vallée de la Moldova—vallée de la Bistrița.

1, 3, conglomérats verts (Pleșu, Almașu); 2, flysch grés-marneux (Almașu, vallée de Catrina); couches de Topolița; 5, couches de Drăceni; 6, formation inférieure à sel; 7, dépôts paléogènes.

Stratele de Tescani s-au format pe seama materialului provenit atât din pragul marginal moldav cît și din platforma rusă, fapt ce explică unele deosebiri pe care le are față de depozitele sincrone de la nord de valea Bistriței.

Aporturile dinspre platformă au avut loc ca urmare a peneplenizării catenei de șisturi verzi.

Stratele de Solca sînt sedimente ce au luat naștere pe baza materialului adus de pe platforma rusă, dintr-o zonă situată la nord est de pragul marginal moldav. Această proveniență explică asemănarea straturilor de Solca cu unele secvențe din stratele de Tescani.

Între ariile de dezvoltare a conglomeratelor de Pleșu și Pietricica s-au separat stratele de Topolița.

Ele reprezintă depozitele periferice ale conurilor de dejecție Pleșu și Pietricica, sedimente de natură aleurito-argiloase, prost sortate și cu adaos de particule nisipoase.



Faciesul flișoid al stratelor de Hirja se dezvoltă în zona axială a bazinului de sedimentare, sub influența unor curenți longitudinali.

Esté de remarcat faptul că odată cu apariția unor direcții longitudinale se ajunge la tipuri de sedimentare apropiate de ale flișului.

Aceasta dovedește că în timpul Miocenului continuă să existe, în zona axială a bazinului de sedimentare, condiții asemănătoare cu cele din Paleogen, când se depuneau depozite de fliș.

În ceea ce privește formațiunea cenușie ea apare ca rezultatul depunerii materialului adus din zona carpatică de un sistem de paleocurenți transversali.

Materialul lateritic roșu din stratele de valea Calului pune în evidență un scurt episod în care platforma rusă participă la sedimentare în această parte a bazinului.

Datorită tectonicii a rămas observabil numai flancul de vest al bazinului, celălalt flanc fiind prins sub încălecarea zonei miocene, în continuarea platformei moldovenești.

Din cele prezentate rezultă că fiecare litofacies separat în Helvețian este caracterizat de materialul sursei pe seama căreia s-a format, iar răspîndirea lor o urmare directă a sistemului de paleocurenți care au acționat în timpul respectiv.

În concluzie, răspîndirea litofaciesurilor a rămas cea inițială, fără să se recunoască modificări în aranjamentul lor, datorită tectonicii <sup>4</sup>

### Considerații paleogeografice

În timpul Helvețianului bazinul de sedimentare era mărginit de două mari arii ce furnizau material: în partea internă zona carpatică iar la exterior pragul marginal moldav—platforma rusă—promontoriul nord dobrogean—platforma moesică <sup>5</sup>.

Zona carpatică avea un relief șters, care nu favoriza o eroziune intensă.

Pragul marginal moldav, caracterizat printr-un relief abrupt, activitate tectonică tradusă printr-o viteză mare de ridicare ce condiționa

<sup>4</sup> Pe baza unor faciesuri ale depozitelor miocene Fl. Olteanu (1953, 1954) a conceput o structură în pinze a Miocenului.

<sup>5</sup> M. Săndulescu (1962) pune această pendulare a sursei de material detritic de la exteriorul avant-fosiei în timpul depunerii faciesurilor grezo-conglomeratice, la interiorul avant-fosiei în timpul depunerii formațiunii cenușii pe seama unei balansări izostatice a cuplului platformă-catenă.



un proces de eroziune deosebit de intens, îi revine principalul rol în formarea molasei helvețian inferioare.

Din repartiția sistemului de paleocurenți, reiese că după depunerea primei părți a Helvețianului, pragul marginal moldav încetează de a mai reprezenta un prag important și are loc o deplasare apreciabilă spre est a bazinului de sedimentare.

Deplasarea axului bazinului spre est este însoțită și de o inversare a sensului lui de înclinare. Dacă în partea inferioară a Helvețianului curențul avansa spre nord, după depunerea gipsului de Perchiu, el începe să parcurgă un drum invers, ca urmare a scufundării treptate a bazinului în zona de curbură, situație ce se menține pînă la sfîrșitul Pliocenului.

### BIBLIOGRAFIE

- AtanasIU I. (1938) Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch margin. I moldave. *Ann. Sci. Univ. Iassy*, XXV/1. Iași.
- Bersier A. (1958) Séquences détritiques et divagations fluviales, *Ed. Geol. Helv.*, 51.
- Dimian M., Dimian-Popa Elena (1964) Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic superior-paleogen și a molasei miocene dintre văile Zăbalei și Buzăului. *D. S. Com. Geol. XLIX/1* (1961—1962). București.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol. XXIV*. București.
- Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Paulic S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *Ann. Com. Geol. XXXII*. București.
- Joja T. (1952) Cercetări geologice între valea Rîșca și valea Agapiei. *An. Com. Geol. XXIV*. București.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Faciesurile și tectonica molasei miocene, din anticlinalul fals Almașu (N de Piatra Neamț). *D. S. Com. Geol. XLIX/1* (1961—1962). București.
- (1966) Faciès et tectonique de la molasse miocène subcarpatique de la Moldavie centrale. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, Congr. VII. Sofia.
- Olteanu Fl. (1953) Faciesurile și tectonica Miocenului subcarpatic din regiunea Berzunț. *D. S. Com. Geol. XXXVII*. București.
- (1958) Depresiunea subcarpatică între văile Ozanei (P. Neamțului) și Buzăului. *An. Com. Geol. XXXI*. București.
- Panin N. (1964) Coexistența urmelor de pași de vertebrate cu mecanoglife în molasa miocenă din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol.*, 9/2. București.
- Polonic P., Polonic Gabriela (1967) Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului. *D. S. Com. Geol. LII/3* (1963—1965). București.



- Popescu Voitești I. (1945) L'âge des conglomérats de Pietricica, de Gircina et de Pleșu des subcarpathes orientales. *C. R. Ac. Ec. Roum.* VII (1943—1945). Bucu-  
rești.
- Preda D. M. (1917) Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău.  
*An. Inst. Geol. Rom.* VII. București.
- Rosa Andorina (1965) Conglomeratele de Pietricica. *D. S. Com. Geol.* XLI/1 (1963—  
1964). București.
- Săndulescu M. (1962) Stratigrafia și tectonica molasei miocene din regiunea valea  
Mare—Berzunt—Onești. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). București.

## DIRECTIONS DE TRANSPORT DE LA MOLASSE HELVÉTIENNE ENTRE LA VALLÉE DE SUCEAVA ET LA VALLÉE DU TROTUȘ

PAR

P. POLONIC, GABRIELA POLONIC

(Résumé)

Chacun des lithofaciès de la molasse helvétique est caractérisé par ses propres directions de transport.

Au cours de la première partie de l'Helvétien, le Massif marginal moldave a fourni, grâce aux courants orientés vers l'ouest, toute la masse de schistes verts qui est à l'origine des conglomérats et des grès du secteur de Pleșu et de Pietricica.

À cette même époque le Promontoire nord dobrogéen et la Plateforme moesienne représentaient la source de matériel pour les couches de Hirja de la zone axiale du bassin de sédimentation.

Vers la partie supérieure de l'Helvétien les directions d'apport sont orientées vers l'est, la source étant constituée par la zone carpatique.

Il s'ensuit que chaque lithofaciès séparé aux cours de l'Helvétien est caractérisé par le matériel de la source aux dépens de laquelle il s'est formé, tandis que l'extension de ces faciès est une conséquence directe du système de paléocourants qui ont actionné durant la période respective.

On affirme que l'extension des faciès est demeurée telle qu'au début, sans que l'arrangement de ceux-ci soit modifié par une autre cause tectonique.



Finalément, on précise l'existence de quatre sources principales qui ont fourni l'apport, à savoir : à l'intérieur la zone carpatique à l'extérieur le Massif marginal moldave de la Plateforme russe, le Promontoire nord dobrogéen et enfin la Plateforme moesienne.

---

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

I. Carte des directions d'apport au cours de l'Helvétien inférieur (I) et de l'Helvétien supérieur (II) dans les Subcarpathes Moldaves.

1, Helvétien supérieur, formation grise. Lithofaciès des secteurs : vallée de Suceava — vallée de la Bistrița ; 2, Helvétien inférieur : a, couches de Drăceni-conglomérats de Pleșu ; b, couche de Solca ; c, couches de Topolița. Vallée de la Bistrița — vallée du Trotuș : 3, Helvétien inférieur : a, conglomérats de Pietricica+couches de Tescani ; b, couches de Tescani ; c, couches de Hirja ; 4, direction de transport des sédiments ; 5, ligne de la nappe de Tarcău ; 6, ligne externe ; 7, ligne péricarpatique ; 8, faille.

---



1. *[Faint, illegible text]*

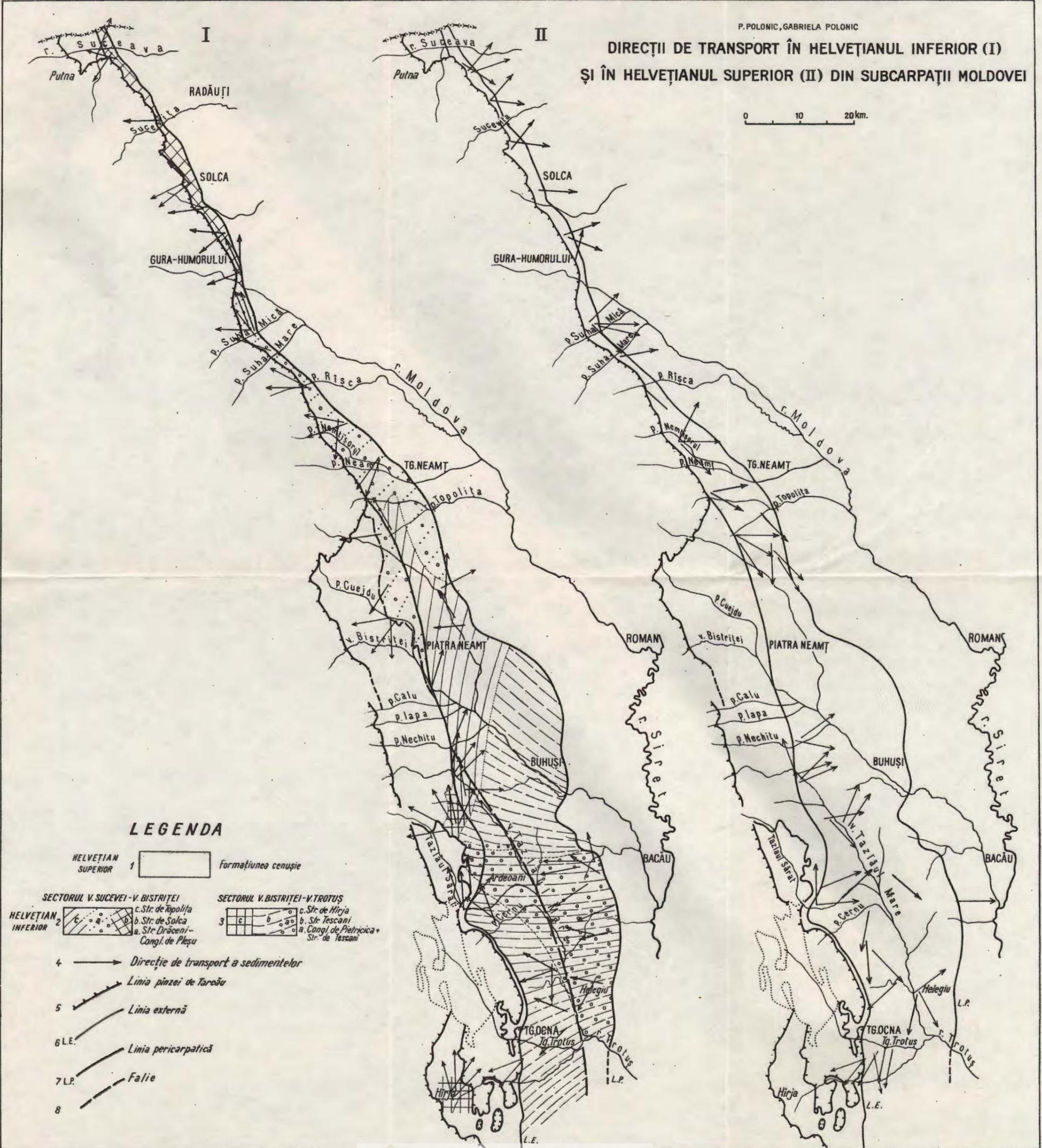
### *[Faint, illegible title]*

2. *[Faint, illegible text]*



DIRECȚII DE TRANSPORT ÎN HELVEȚIANUL INFERIOR (I)  
ȘI ÎN HELVEȚIANUL SUPERIOR (II) DIN SUBCARPAȚII MOLDOVEI

0 10 20 km.



LEGENDA

HELVEȚIAN SUPERIOR 1 Formațiunea cenșie

SECTORUL V. SUCEVEI - V. BISTRITEI  
HELVEȚIAN INFERIOR 2 c. Str. de Topolita  
b. Str. de Solca  
a. Str. Drăcești - Congl. de Pleșu

SECTORUL V. BISTRITEI - V. TROTUȘ  
3 c. Str. de Hirja  
b. Str. Tescani  
a. Congl. de Pietricica - Str. de Tescani

4 Direcție de transport a sedimentelor

5 Linia pinzei de Tarcău

6 Linia externă

7 L.E. Linia pericarpatică

8 Falie

CÎTEVA DATE NOI PRIVIND STRATIGRAFIA JURASICULUI  
DIN CULMEA VÎNTURARIȚA (CARPAȚII MERIDIONALI)<sup>1</sup>

DE

C. BOLDUR, M. IAVORSCHI, D. BRABOVEANU<sup>2</sup>

---

**Abstract**

New Data Regarding the Stratigraphy of Jurassic in the Vînturarița Ridge (South Carpathians). The existence of the Bathonian—Callovia in the Vînturarița—Buila region is based on the presence of the *Oecotraustes* sp. identified in the above region. The comparison from the lithofacies standpoint of the situation in the Vînturarița—Buila region with that in the Reșița, Pui—Hațeg and Piatra Craiului regions allowed the stratigraphic sequence of Jurassic deposits (Bajocian-Tithonian) in the Vînturarița area to be reconstituted.

---

În literatura geologică, informațiile privind stratigrafia depozitelor jurasice din culmea Vînturarița—Buila sînt destul de sumare și cu totul reduse ca număr. În general acestea apar sub formă de referiri, în cadrul unor studii de ansamblu sau ale unor lucrări tratînd despre regiunile învecinate.

I. Popescu-Voitești și G. Murgoci (1910) vorbind de culmea Folia—Vînturarița, amintesc de existența unor gresii și calcare jurasice.

A. Streckeisen (1928) atribuie aceleași calcare Malmului, iar gresiile și conglomeratele din baza lor, Liasicului.

Șt. Ghika-Budești (1940) consideră de asemenea că aceste calcare revin Jurasicului.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 21 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Șos. Kiseleff nr. 2. București.



Pe toate hărțile existente <sup>3</sup> ce cuprind și regiunea culmii Vinturarița—Buila, aici sînt figurate formațiuni jurasice superioare.

În „Ghidul Excursiilor Asoc. Geol. Carpato-Balcanice — 1960” (fasc. C — Carpații Meridionali) se specifică faptul că masa calcarelor recifale revine Kimmeridgian-Tithonianului, avînd în bază calcare cu accidente silicioase atribuite Oxfordianului.

Efectuînd recunoașteri pe cîteva profile din regiunea Vinturarița—Buila, am urmărit în special zona de contact a calcarelor cu fundamentul cristalin. Deși acesta este mascat în cea mai mare parte de un puternic grohotiș, am reușit să obținem cîteva elemente paleontologice și litologice noi, care ne permit să facem unele precizări de ordin stratigrafic.

În bazinul văii Cheia, la sud de vîrfurile Stogu (pe poteca ce coboară din culme spre cabana forestieră Cheia), sub cornișa de calcare masive, stînd direct pe cristalin, am putut observa cîteva metri de gresii microconglomeratice dure, de culoare cenușie, ce conțin frecvent elemente de cuarț rulat și fragmente de șisturi cristaline.

În valea Bistrița (la nord de Costești), printre blocurile grohotișului de pantă s-a recoltat din gresii calcaroase micafero-cenușii, un exemplar de *Oecotraustes* sp.

În valea Costești (în amonte de sătul Petreni), tot printre blocurile grohotișului de pantă, am identificat calcare gălbui albicioase cu rare paiete de mică, în care am recunoscut numeroase exemplare bine conservate de *Posidonia alpina* Gr a s., *Bositra buchi* (R o e m.) și un exemplar de *Phylloceras* sp. de talie mare.

La NW de vîrfurile Arnota, într-o mică deschidere, sub masa calcarelor masive apar puternic strivite marnocalcare și marne cenușii verzui, șisturi marnocalcaroase roșii și calcare roz cu benzi de jaspuri roșii, care conțin fragmente nedeterminabile de amoniți, belemniti, lamelibranhiate cu scoica subțire (*Entolium?*) și radiolari.

Prezența genului *Oecotraustes* ne îndreptățește să susținem existența Bathonian-Callovianului în succesiunea stratigrafică a Jurasicului din culmea Vinturarița, care ar cuprinde gresii microconglomeratice și gresii calcaroase marnoase micafero, marne, marnocalcare și calcare gălbui, urmate de calcare marnoase roșii cu jaspuri și calcare recifale masive.

<sup>3</sup> Harta geologică a R.S. România sc. 1 : 500.000. Academia R.S. România și Comitetul Geologic.



Comparînd litofacial această succesiune cu succesiuni similare din alte zone sedimentare de pe cristalinelul getic, se constată posibilitatea efectuării unor corelări.

Spre vest, gresiile microconglomeratice și gresiile calcaroase micaferoase cu *Oecotraustes* se pot paraleliza cu Bajocian-Bathonianul în facies litoral neritic descris în zona Reșița (Gr. Răileanu, S. Năstăsescu, C. Boldur, 1964) și în zona Pui (C. Boldur, Al. Stilla, 1967). În zona Reșița, la Pleșița, din acesta se descriu formele *Oecotraustes* cf. *nodifer* Buck. și *Oecotraustes* cf. *serrigerus* Waag. (C. Boldur, I. Stănoiu, Al. Stilla, 1964). Marnocalcarele și calcarele cu *Posidonia alpina* Gr. și *Phylloceras* sp. au un aspect foarte asemănător cu marnocalcarele și calcarele Callovianului superior—Oxfordianului inferior, descrise la Ciclovina, în zona Pui (C. Boldur, Al. Stilla, 1967) unde conțin o formă de *Kosmoceras duncani* (Sow.). Calcarele și marnocalcarele roșii cu jaspuri se pot compara, într-o oarecare măsură, cu calcarele roșii cu benzi de silice din zona Pui, unde ele sînt atribuite Oxfordianului superior—Kimmeridgianului.

Spre est, succesiunea stratigrafică reconstituită a depozitelor jurasice din culmea Vînturarița permite de asemenea comparații litofaciale cu succesiunea descrisă recent în masivul Piatra Craiului (Ileana Popescu, 1966). Aici gresiile microconglomeratice și gresiile calcaroase sînt atribuite Bajocian—Bathonianului inferior, care suportă calcare marnoase-nisipoase cu *Posidonia buchi* Roem., repartizate Bathonianului superior—Callovianului inferior. În continuarea succesiunii, se descriu calcare marnoase cu intercalații de marne verzui și calcare marnogrezoase considerate calloviene medii și superioare, urmate de calcare marnoase roșii cu jaspuri și marne șistoase roșii, care sînt datate oxfordiene. Ca și în regiunea noastră, și în masivul Piatra Craiului succesiunea jurasică se termină cu calcare albe masive considerate Malm mediu și superior.

Din cele arătate, conchidem că în regiunea culmii Vînturarița—Buila, depozitele jurasice sînt reprezentate prin gresii microconglomeratice și gresii calcaroase repartizate Bajocianului-Bathonianului inferior, gresii calcaroase micaferoase atribuite Bathonianului superior—Callovianului inferior, marno-calcare, marne cenușii verzui și calcare gălbui revînd Callovianului mediu și superior, marnocalcare roșii și calcare roz cu benzi de jaspuri roșii aparținînd Oxfordianului și calcarele recifale



masive ale Kimmeridgian-Tithonianului. Rămâne ca cercetările ulterioare să aducă date suplimentare în legătură cu acestea și să elucideze problema existenței sau absenței Cretacicului inferior.

### BIBLIOGRAFIE

- Boldur C., Stănoiu I., Stilla Al. (1962—1963). Citeva date noi privind geologia regiunii Sasca—Tilva Cerbului (zona Reșița—Moldova Nouă, Banat). *D. S. Com. Geol.* XLIX/2. București.
- Stilla Al. (1967) Malmul inferior din regiunea Ohaba—Ponor, cu privire specială asupra Callovianului superior cu Kosmoceras (Carpații Meridionali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1. București.
- Ghika-Budești Șt. (1940) Les Carpates Méridionales Centrales—Recherches pétrographiques et géologiques entre le Paring et le Negoii. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- Popescu-Voitești I., Murgoci G. (1910). Discussion sur la tectonique de la Valea lui Stan. *D. S. Inst. Geol. Rom.* II. București.
- Popescu Ileana (1966) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii geologice a masivului Piatra Craiului. *D. S. Com. Geol.* LII/2. 1964—1965. București.
- 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.
- Streckeisen A. (1928—1929) Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între valea Oltului și valea Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII. București.
- Ghidul Excursiilor Asociației Geologice Carpato-Balcanice (fasc. C — Carpații Meridionali) 1960. București.

### QUELQUES DONNÉES NOUVELLES CONCERNANT LA STRATIGRAPHIE DU JURASSIQUE DE LA CRÊTE DE VÎNTURARIȚA (CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR

C. BOLDUR, M. IAVORSCHI, D. BRABOVEANU

(Résumé)

Certaines coupes effectuées dans le but de faire des reconnaissances dans la zone de Vînturarița—Builă, nous ont offert quelques éléments nouveaux d'ordre paléontologique et lithologique, grâce auxquels on a



pu faire des précisions sur la succession stratigraphique du Jurassique de la crête de Vinturarița.

La présence d'*Oecotraustes* sp. justifie de soutenir l'existence du Bathonien-Callovien dans la succession stratigraphique du Jurassique de la crête de Vinturarița.

Les comparaisons faciales entre la succession stratigraphique du Jurassique de la crête de Vinturarița et la succession similaire décrite dans les zones de Reșița, Pui—Hațeg et Piatra Craiului nous portent à considérer que la première comprend : le Bajocien-Bathonien inférieur (grès microconglomératiques et grès calcaires micafères), le Bathonien supérieur—Callovien inférieur (grès calcaire micafères), le Callovien moyen et supérieur (marnocalcaires, marnes gris verdâtres et calcaires jaunâtres) l'Oxfordien (marnocalcaires rouges et calcaires roses à jaspes rouges), le Kimméridgien-Tithonien (calcaires récifaux massifs).





ASUPRA PREZENȚEI UNEI FAUNE HAUTERIVIENE ÎN MASI-  
VUL CALCAROS CETEA-PLEAȘA DIN ZONA GALDA—RÎMEȚI<sup>1</sup>

DE

S. BORDEA<sup>2</sup>, JOSEFINA BORDEA, V. GEORGESCU, G. MANTEA, R. PURICEL<sup>3</sup>

---

**Abstract**

On the Presence of a Hauterivian Fauna in the Cetea—Pleașa Limestone Massif (Galda—Rîmeți Zone). The discovery of a rich Hauterivian fauna in the Trascău Mts (Cetea—Pleașa Summit), as well as the microfacies point to a reverse sequence beginning with the Hauterivian to the Kimmeridgian in the upper part. The reversed position indicates an outlier detached in the course of the Upper Cretaceous from the Trascău main ridge, which in turn is overthrust.

---

Cercetările efectuate în anul 1966 în zona cuprinsă între valea Galdei și șoseaua Aiud—Abrud, au adus o serie de date noi pe care le vom expune mai jos.

**Stratigrafia culmii Cetea—Pleașa**

În zona Galda—Rîmeți, la est de creasta principală a munților Trascău, constituită din calcare, se găsește o a doua fișie de calcare orientată NNE—SSW, lungă de 10 km și lată de 1—2 km. Ea formează o culme proeminentă pe care se găsesc vîrurile Cetea, Prisacă și Pleașa. La sud de valea Mînăstirii (valea Rîmeți) la baza abruptului estic al acestei culmi, autorii au pus în evidență prezența unei bogate faune de amoniți, belemniti, brahiopode, lamelibranhiate și gasteropode<sup>4</sup>.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 27 ianuarie 1967.

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

<sup>3</sup> Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Șos. Kiseleff nr. 2. București.

<sup>4</sup> Punctul fosilifer a fost descoperit de geologul R. Puricel.



Fauna este cantonată într-un orizont de calcare roșii feruginoase, a cărui grosime nu depășește 1 m. Următoarele forme au fost identificate pînă în prezent<sup>5</sup>: *Duvalia dilatata* (Blainv.), *Pseudobelus bipartitus* (d'Orb.), *Hibolites subfusiformis* (Raspail), *Hibolites* cf. *jaculum* (Phill.), *H. pistilliformis* (Blainv.), *Cymatoceras* sp., *Phylloceras tethys* (d'Orb.), *Ptychophylloceras semisulcatum* (d'Orb.), *Phyllopachyceras rouyanum* (d'Orb.), *P. n. sp. gr. P. infundibulum* (d'Orb.), *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb.), *P. aff. eichwaldi* (Kar.), *Lytoceras striatum* (Druz.), *L. saulcum* (Druz.), *Pictetia vogdti* (Kar.), *Neolissoceras grasianum* (d'Orb.), *Plesiospitidiscus ligatus* (d'Orb.), *Valdedorsella renevieri* (Kar.), *V. n. sp. ident.*, *Lyticoceras* sp., *Olcostephanus* sp. aff. *O. variegatus* Paquier, *Crioceratites duvalii* Lev., *C. sp. gr. C. duvalii* Lev., *C. villersianum* (d'Orb.), *C. sp. gr. C. quenstedti*—*C. binelli*, *C. nolani elegans* (d'Orb.), *C. (Emericiceras) munieri* (Sar. et Schond.), *Euptychoceras meyrati* (Oaster.), *Lamellaptychus seranonis* (Coq.), *L. angulocostatus* (Peters), *Terebratula moutoniana* d'Orb., *Nucleata favrei* (Kar.), *Terebratulina* sp., *Monticlairella lineolate* (Phill.), *Lacunosella moutoniana* (d'Orb.), *Lamellerhynchia multiformis multiformis* (d'Orb.), *Pleurotomaria karacaschi* Pcel., *Anisocardia* sp.

Această faună de la Fața Pietrii va fi descrisă în detaliu într-o lucrare ulterioară.

Asociația formelor citate atestă vîrsta hauteriviană a orizontului roșu. Pînă în prezent calcare roșii de această vîrstă nu au fost semnlate nicăieri pe întreg cuprinsul Munților Apuseni.

La Fața Pietrii, în abruptul estic al crestei Prisaca, succesiunea stratigrafică, cuprinzînd și orizontul roșu fosilifer, poate fi urmărită într-o secțiune bine deschisă pe cca 250 m (fig. 1). Se pot separa următoarele orizonturi: (1) marno-calcare cenușii verzui și violacee, diaclazate; (2) sisturi argilo-marnoase cărămizii; (3) calcare grezoase, oolitice și marnoase roșii care conțin fauna menționată; (4) calcare pseudobrecioase roz și crem; (5) calcare cenușii cu accidente silicioase stratiforme, constituind masa calcarelor din culmea Cetea-Pleașa.

În detaliu orizontul fosilifer are la Prisaca constituția litologică reprezentată în figura 2. Spre nord, în Pleașa, calcarele trec lateral la

<sup>5</sup> Pentru determinarea faunei hauteriviene și studiul microfacial al calcarelor din toată regiunea am beneficiat de o largă asistență din partea doctorului D. Patrușiu căruiia îi aducem vii mulțumiri pe această cale.



marne argiloase violacee și gresii cenușii puțin micacee lipsite de macrofaună (fig. 3).

În calcarele cenușii cu accidente silicioase, care stau peste depozitele hauteriviene, nu a fost întâlnită macrofaună. Studiul microfacial

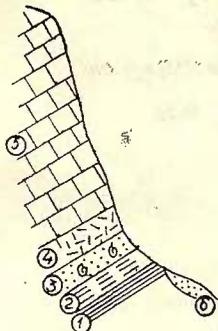


Fig. 1. — Secțiune în versantul estic al crestei Prisaca.

1, marnocalcare cenușii verzui și violacee; 2, sisturi argilomarnoase cărămizii; 3, calcare roșii cu faună hauteriviană, în parte nisipoase, sau bogat oolitice; feruginoase, sau fine marnoase; 4, calcare pseudobrecioase roz și crem; 5, calcare cenușii; 6, conglomerate poligene cenușii.

Coupe géologique dans le versant oriental de la crête de Prisaca.

1, marno-calcaires gris verdâtre et violacés; 2, schistes argilomarneux briques; 3, calcaires rouges à faune hauterivienne, partiellement sableux, ou abondant en oolithes ferrugineux, ou fins, marneux; 4, calcaires pseudobrécheux rose et crème; 5, calcaires gris; 6, conglomérats poligènes gris.

Fig. 2. — Detaliu în orizontul fosilifer.

3 a. — calcare grezoase roșii cu *Proletragonites quadrisulcatus*, *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Phyllopachyceras rouyanum*, *Lytoceras striatum*, *Olcostephanus variegatus*, *Neolissoceras grassianum* etc.

3 b. — calcare oolitice roșii cu *Lytoceras saulcum*; 3 c. — calcare marnoase fine cu *Terebratula moutoniana*, *Lacunosella moutoniana* și belemniti.

Détail dans l'horizon fossilifère.

3 a. — calcaires gréseux rouges à *Proletragonites quadrisulcatus*, *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Phyllopachyceras rouyanum*, *Lytoceras striatum*, *Olcostephanus variegatus*, *Neolissoceras grassianum* etc.

3 b. — calcaires oolithiques rouges à *Lytoceras saulcum*; 3 c. — calcaires marneux fins à *Terebratula moutoniana*, *Lacunosella moutoniana* et bélemnites.

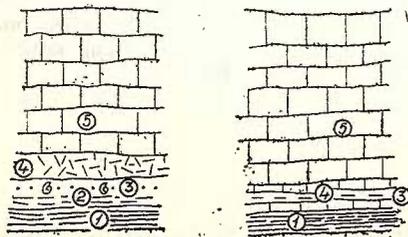
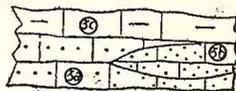


Fig. 3. — Poziția stratigrafică, variația de facies și corelarea depozitelor hauteriviene din sectoarele Prisaca și Pleașa.

1, marnocalcare cenușii verzui și violacee; 2, sisturi argilo-marnoase cărămizii; 3, orizontul roșu fosilifer, marne argiloase și gresii cenușii micafere; 4, calcare pseudobrecioase roz și crem; 5, calcare cenușii cu accidente silicioase.

Position stratigraphique, variation du faciès et corrélation des dépôts hauteriviens du secteur de Prisaca et de Pleașa.

1, marnocalcaires gris verdâtre et violacés; 2, schistes argilo-marneux briques; 3, horizon rouge fossilifère; marnes argileux et grès gris micafères; 4, calcaires pseudobrécheux rose et crème; 5, calcaires gris à accidents siliceux.

al succesiunii din versantul estic al culmii Cetea-Pleaşa a pus însă în evidenţă o bogată microfaună, din care am consemnat în fig. 4 doar formele caracteristice care permit orizontarea stivei de calcare. Se constată

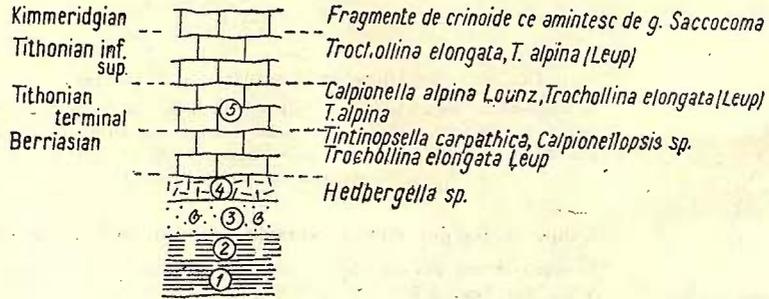


Fig. 4. — Succesiunea stratigrafică a depozitelor jurasice-cretacice de la Fața Pietrii (constituția litologică ca în fig. 1).

Succession stratigraphique des dépôts jurassiques-krétacés de Fața Pietrii (constitution lithologique comme dans la fig. 1).

astfel o succesiune inversă de la Hauterivian (în bază) la Kimmeridgian (la partea superioară).

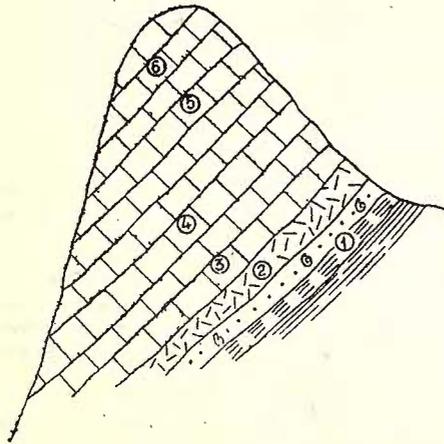


Fig. 5. — Secțiune în creasta Prisaca.

1, Hauterivian; 2, Valanginian; 3, Berriasian; 4, Tithonic terminal; 5, Tithonic superior + inferior; 6, Kimmeridgian.

Coupe géologique à travers la crête de Prisaca.

1, Hauterivien; 2, Valanginien; 3, Berriasien; 4, Tithonien terminal; 5, Tithonien supérieur et inférieur; 6, Kimméridgéen.

Poziția inversă a calcarelor din culmea Cetea-Pleaşa este evidentă și în versantul ei vestic unde însă, după conținutul microfaunistic, calcarele reprezintă numai intervalul Kimmeridgian-Tithonic terminal (fig. 5).



Poziția inversă a calcarelor din culmea Cetea-Pleașa ridică problema structurii geologice de ansamblu a zonei Galda—Rîmeți, fapt pentru care prezentăm mai jos stratigrafia acestui teritoriu.

### Stratigrafia formațiunilor din zona Galda—Rîmeți

În zona Galda—Rîmeți fundamentul cristalin suportă o succesiune de depozite jurasice și cretacice cu formațiuni eruptive asociate și al cărui ansamblu constituie umplutura unei fosse cu evoluție tipic eugeosinclinală de la vulcanite bazice și depozite eupelagice și de preflis la depozite de flis grosier conglomeratic (M. Bleahu și M. Dimian, 1966).

Fundamentul este alcătuit din șisturi și calcare cristaline aparținând seriei de Baia de Arieș, peste care se aștern local conglomerate cuarțoase violacee atribuite Permianului.

În situa de depozite din fosa menționată se disting patru formațiuni: (1) o formațiune mixtă vulcanogen-sedimentară, (2) o formațiune de wildflysch cenușie, (3) o formațiune de wildflysch violacee și (4) stratele de Rîmeți.

(1) Formațiunea mixtă vulcanogen-sedimentară este alcătuită din marnocalcare cenușii-verzui și violacee (strate cu *Aptychus*), gresii cenușii, calcare grezoase brune, silicifiate, cărora li se asociază curgeri și piroclastite bazaltice (fig. 6). Stratele cu *Aptychus* sînt atribuite Neocomianului de M. Ilie (1932) în urma unui inventar al cefalopodelor. Bazat pe studiul microfaunistic M. Lupu (1964) le consideră apoi ca aparținînd intervalului Tithonic—Hauterivian. Datele microfaciale pe care le

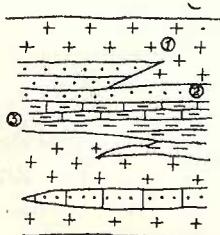


Fig. 6. — Alcătuirea litologică a formațiunii mixte.

- 1, bazalte și porfirite; 2, gresii cenușii și calcare grezoase silicifiate; 3, marnocalcare cenușii verzui și violacee (strate cu *Aptychus*).

Constitution lithologique de la formation mixte.

- 1, basaltes et porphyrites; 2, grès gris et calcaires gréseux silicifiés; 3, marnocalcaires gris verdâtre et violacés (couches à *Aptychus*).

deținem confirmă părerea lui M. Lupu asupra vârstei stratelor cu *Aptychus*, dar cartarea detaliată a formațiunii mixte a pus în evidență relația strînsă dintre aceste strate și restul rocilor semnalate. Din acest motiv considerăm ca aparținînd Jurasicului superior și Neocomianului

tot ansamblul de roci eruptive bazice care jalonează la est creasta calcareasă principală a Trascăului și pe care M. L u p u le-a atribuit parte Jurasicului superior și parte unui interval stratigrafic mai vechi.

(2) Peste formațiunea mixtă se dezvoltă formațiunea de Wildflysch cenușie la alcătuirea căruia participă gresii cenușii, șisturi argiloase, calcarenite, șisturi marnoase negre, conglomerate negre cuarțoase și conglomerate tiloide cu blocuri abundente de calcare. Prezența curgerilor și a piroclastitelor bazaltice, interstratificate în aceste depozite dovedesc continuarea erupțiilor bazice în timpul Barremian-Apțianului. Judecînd după microfaciesul lor, olistolitele de calcare prinse în acest Wildflysch aparțin atât Jurasicului superior cît și Cretacicului inferior. Pentru vîrsta neojurasică pledează conținutul microfaunistic al olistolitelor din Cheile Gălzii și Dealul Boianului (*Favreina salevrensis* P a r i j a s), *Trocholina alpina* (L e u p.), *Baccinella irregularis* R a d., *Conicospirillina basilensis* M o e h.), iar pentru vîrsta eocretacică pledează prezența Orbitolinidelor din dealul Gălzii.

În ce privește vîrsta calcarelor din Pietrele Cetii (H e r b i c h, 1866) prezența unor granule de cuarț rulat într-o masă aparent uniformă, lasă de presupus că aceste calcare sînt remaniate.

Formațiunea de Wildflysch cenușie este lipsită de macrofaună și nici microfaună nu a fost pusă pînă acum în evidență. Singurele elemente oferind o indicație cu privire la vîrstă au fost identificate în calcarenite. Este vorba de Orbitolinide, foraminifere bentonice cu test gros și briozoare (valea Iepii și pîrîul Drașcului). Microfaciesul în ansamblu pledează pentru o vîrstă barremian-apțiană. Aceeași vîrstă este indicată și de conținutul palinologic al unei probe colectate în valea Porcarilor (afluent al văii Galda) <sup>6</sup>.

În vestul regiunii depozitele barremian-apțiene îmbracă un facies de fliș (șisturi cenușii, gresii și rare conglomerate).

(3) Peste formațiunea de Wildflysch cenușie urmează o formațiune de Wildflysch de culoare predominant violacee, în cadrul căreia am distins două orizonturi: (a) în bază gresii verzui fin micacee asociate cu șisturi violacee satinat care la partea superioară trec spre sud-vest la gresii cenușii micafere alternînd cu șisturi argilo-marnoase cenușii; (b) marne argiloase și grezoase violacee și verzui cu rare intercalații de

<sup>6</sup> Proba a fost analizată în laboratorul Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni de către Sofia Luță.



calcarenite (seria vărgată). De menționat în orizontul inferior din valea Galda conglomerate tiloide și olistolite de calcare iar în seria vărgată din valea Mînăstirii tufuri bazice interstratificate.

Orizontul inferior este sărac în microfaună, în schimb seria vărgată este bogată și cuprinde asociații caracteristice pentru Aptianul superior—Albianul inferior și pentru Albianul mediu :

	<i>Saccamina lathrami</i> Tappan
	<i>Haplophragmoides gigas minor</i> Nauss
Aptian superior—	<i>Bathysiphon vitta</i> Nauss
Albian inferior	<i>Rhabdammina discreta</i> Brady
	<i>Trochammina</i> cf. <i>callima</i> Loeblich și Tappan
	<i>Saccamina</i> sp.
	<i>Reophax minuta</i> Tappan
	<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.)
	<i>Dendrophya excelsa</i> Grzyb.
Albian mediu	<i>Bathysiphon broegei</i> Tappan
	<i>Pelosina lagenoides</i> Crespin
	<i>Thalmannammina</i> sp.
	<i>Glomospirella gaultina</i> (Berth.)

Formațiunea descrisă mai sus a fost semnalată de M. Ilie (1950) care o atribuie Albianului, dar autorul menționat distinge trei orizonturi pe care nu le-am putut identifica în regiunea studiată de noi. Caracterul de Wildflysch al acestei formațiuni a fost recunoscut de M. Bleahu și M. Dimian (1961) care ulterior îi atribuie pe baze micropaleontologice vârsta Aptian superior—Albian inferior (1966) denumind-o totodată stratele de Meteș.

(4) Transgresiv și discordant peste formațiunea de Wildflysch albiană se dispun depozite cretacice superioare — strate de Rîmeți — alcătuite din ritmuri ternare (conglomerate, gresii, șisturi) și ritmuri binare (gresii, șisturi) cu aspect general de fliș. Conglomeratele ajung uneori să domine dezvoltându-se ca lentile în masa flișului. În baza seriei neo-cretacice semnalăm intercalații de tufuri bazice.

<sup>7</sup> Probele micropaleontologice au fost analizate în Laboratorul Întreprinderii Geologice de Prospecțiuni de Maria Todorjescu, Viorica Cosma și Ana-Maria Piliuță, cărora le aducem mulțumiri pe această cale.



Din depozitele descrise am colectat exemplare fragmentare de inocerami avînd pînă la 10 cm lungime (pîrul Cicului), precum și o impresiune fragmentară de amonit, de talie relativ mare (pîrul Hincului).

Analiza micropaleontologică a unor intercalații șistoase pune în evidență următoarele asociații: *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), *H. brittonensis* Loeblich et Tappan, *Praeglobotruncana helvetica posthelvetica* Hanslikowa, *P. stephani* (Gand.), *P. scheneegansi* Sigal, *Globotruncana angusticarenata* Gand. asociație care indică prezența Turonianului mediu.

*Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. linaperta* Finlay indică Danian-Paleocenul.

Bazați pe aceste date paleontologice atribuim stratele de Rîmeți în ansamblu Cretacicului superior (Cenomanian-Danian) fără a exclude posibilitatea ca aceste strate să se ridice pînă în Paleocen. Din cauza uniformității aspectului litofacial nu am putut separa deocamdată diferitele etaje ale Cretacicului superior și nici nu am putut sesiza în teren eventualele discordanțe.

În partea de sud-est a regiunii discordant peste depozitele cretacee, se dispun depozite neogene constituite din calcare cu *Lithothamnium* (tip Leitha), gresii tufacee și marne argiloase cenușii-albăstrui, conținînd o bogată faună tortoniană, precum și pietrișuri grosiere asociate cu nisipuri fine, atribuite de M. Ilie (1932) Pliocenului.

### Raporturile stratigrafice și tectonice între depozitele culmii Cetea—Pleașa și formațiunile înconjurătoare

Calcarele din culmea Cetea-Pleașa iau contact pe latura de est cu stratele de Rîmeți, iar pe latura de vest parțial cu aceleași strate, dar și cu flișul barrémian-apțian și cu stratele cu *Aptychus*.

După cum am arătat mai sus, termenii cuprinși în creasta calcaroasă Cetea-Pleașa, ocupă intervalul Kimmeridgian—Hauterivian iar stratele cu *Aptychus* intervalul Tithonic—Hauterivian. Schița din fig. 7 prezintă cele două faciesuri diferite, care la sud de cătunul Tecșești se suprapun, stratele cu *Aptychus* suportînd anormal calcarele din culmea Cetea-Pleașa.

Pe toate laturile culmii Cetea-Pleașa depozitele cretacee plonjează sub calcare. În plus aspectul general al conturului calcarelor este cel al



unui sinclinal, cu îngustarea pe văi și lățirea pe creste. Dacă adăugăm la aceste observații faptul că succesiunea termenilor din creasta calcaroasă este inversă, apare evidentă poziția alohtonă a acesteia.

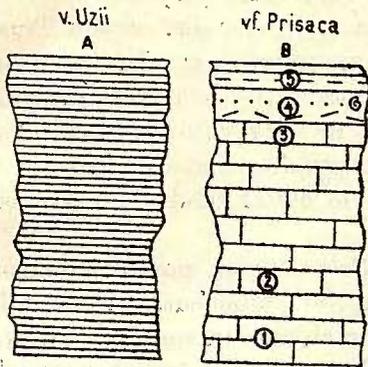


Fig. 7. — Faciesuri sincron-heteropice ale depozitelor neojurasice-eocretacice în zona Prisaca—Valea Uzii.

A) zona vestică, numai strate cu *Aptychus*; B) zona estică, vezi succesiunea din fig. 1.

1, Kimmeridgian; 2, Tithonic; 3, Berriasian; 4, Valanginian; 5, Hauterivian.

Faciès synchrono-hétéropiques des dépôts néojurassiques-éocrétaçés dans la zone de Prisaca—Valea Uzii.

A) zone occidentale, uniquement des couches à *Aptychus*; B) zone orientale, voir succession de la fig. 1.

1, Kimmeridgéen; 2, Tithonien; 3, Berriasien; 4, Valanginien; 5, Hauterivien.

Precizînd caracterul alohton al masei de calcare din culmea Cetea—Prisaca—Pleașa, se ridică problema teritoriului de origine, a mecanismului și a timpului de punere în loc al acestei mase.

La 2—3 km vest de culmea menționată se găsește a doua masă de calcare, ce formează creasta principală a masivului Trascău, constituită din calcare cenușii cu accidente silicioase stratiforme. Din datele pe care le deținem pînă în prezent nu știm dacă aici, în afară de Tithonic (*Ptygmatis* sp. recoltat din taluzul șoselei Aiud—Abrud) este cuprins și Eocretacicul. Masa mare de calcare vine în contact pe latura de est cu formațiunea mixtă vulcanogen-sedimentară de vîrstă neojurasic-eocretacică. Se constată așadar și aici o superpoziție de faciesuri sincrone și heteropice, cel puțin în ce privește depozitele neojurasice. Aceste raporturi, cît și conturul festonat al calcarelor (în special la izvoarele văii Cetea) pun în evidență poziția tectonică a masei de calcare din creasta Trascăului, fapt pentru care am trasat pe hartă linia de încălecare la baza calcarelor și nu la baza formațiunii mixte vulcanogen-sedimentare, astfel cum au făcut autorii anteriori, în această regiune (M. Ilie, 1932).

Încălecarea pe marginea estică a calcarelor din creasta principală ca și poziția alohtonă a culmii Cetea—Pleașa ne îndreptățește să considerăm că cele două mase au făcut cîndva corp comun, în sensul că cea din urmă s-a desprins din creasta Trascăului deplasîndu-se gravitațional. Mecanismul detaliat al punerii în loc al calcarelor din culmea Cetea—Pleașa



nu-l putem preciza pînă nu vom efectua cercetarea de detaliu a calcarelor din culmea Trascăului pentru a vedea dacă ele sînt în poziție normală sau răsturnată. În cazul în care ele se vor dovedi a avea o poziție normală, calcarele din culmea Cetea-Pleașa reprezintă un mare olistolit mobilizat în timp ce se efectua și încălecarea calcarelor din creasta Trascăului peste formațiunea mixtă vulcanogen-sedimentară. În cazul în care și calcarele din Trascău se vor dovedi însă a avea o poziție inversă, atunci trebuie să ne imaginăm o mare pînză de supracutare din care s-a păstrat flancul invers. Această din urmă eventualitate apare, mai puțin probabilă dacă se ține seama de caracterul de obicei rigid al unei mase compacte de calcare.

Punerea în loc a masei alohtone din Cetea-Pleașa poate fi dedusă din vîrsta termenului celui mai nou al flișului subjacent. În muntele Pleașa acesta are o vîrstă presupusă cenomaniană întrucît reprezintă partea inferioară a stratelor de Rîmeți, dar după cum am arătat, neavînd criteriile de separare a etajelor cuprinse în stratele de Rîmeți, s-ar putea ca el să fie și mai tînăr. Mai este de remarcat că pe calcarele din muntele Prisaca se găsesc conglomerate de tipul celor din stratele de Rîmeți ceea ce arată că în cadrul acestor strate există o discordanță. Este posibil deci ca punerea în loc a masei de calcare să fi avut loc după Cenomanian probabil în faza mediteraneană sau subhercinică.

### Concluzii

În punctul Fața Pietrii a fost identificată una dintre cele mai bogate faune hauteriviene din țara noastră.

Este semnalată pentru prima oară, în regiunea munților Trascău, o continuitate de sedimentare de la Kimmeridgian la Hauterivian în faciesul calcaros din culmea Cetea-Pleașa.

„Formațiunea mixtă” vulcanogen-sedimentară (reprezintă o asociație între depozite sedimentare în faciesul stratelor cu *Apychus* și roci bazice efuzive), dezvoltată la est de creasta principală a Trascăului, are o vîrstă comprehensivă de la Tithonic la Hauterivian.

Calcarele olistolitelor din zona Galda—Cetea—Geomal nu sînt numai jurasice ci și cretacic-inferioare (urgoniene).

Pe baze paleontologice au fost deosebite depozite barremian-apțiene, apțian superior—albiene și cretacic superioare (Cenomanian—Senonian—Danian).



PLANȘA I



## PLANȘA I

- Fig. 1. — *Crioceratites (Emericiceras) munierei* (Sar. et Schond.).  
Fig. 2. — *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb.).  
Fig. 3. — *Olcostephanus* sp. aff. *O. variegatus* Paquier.  
Fig. 4. — *Crioceratites duvalii* Lev.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.

PLANȘA II

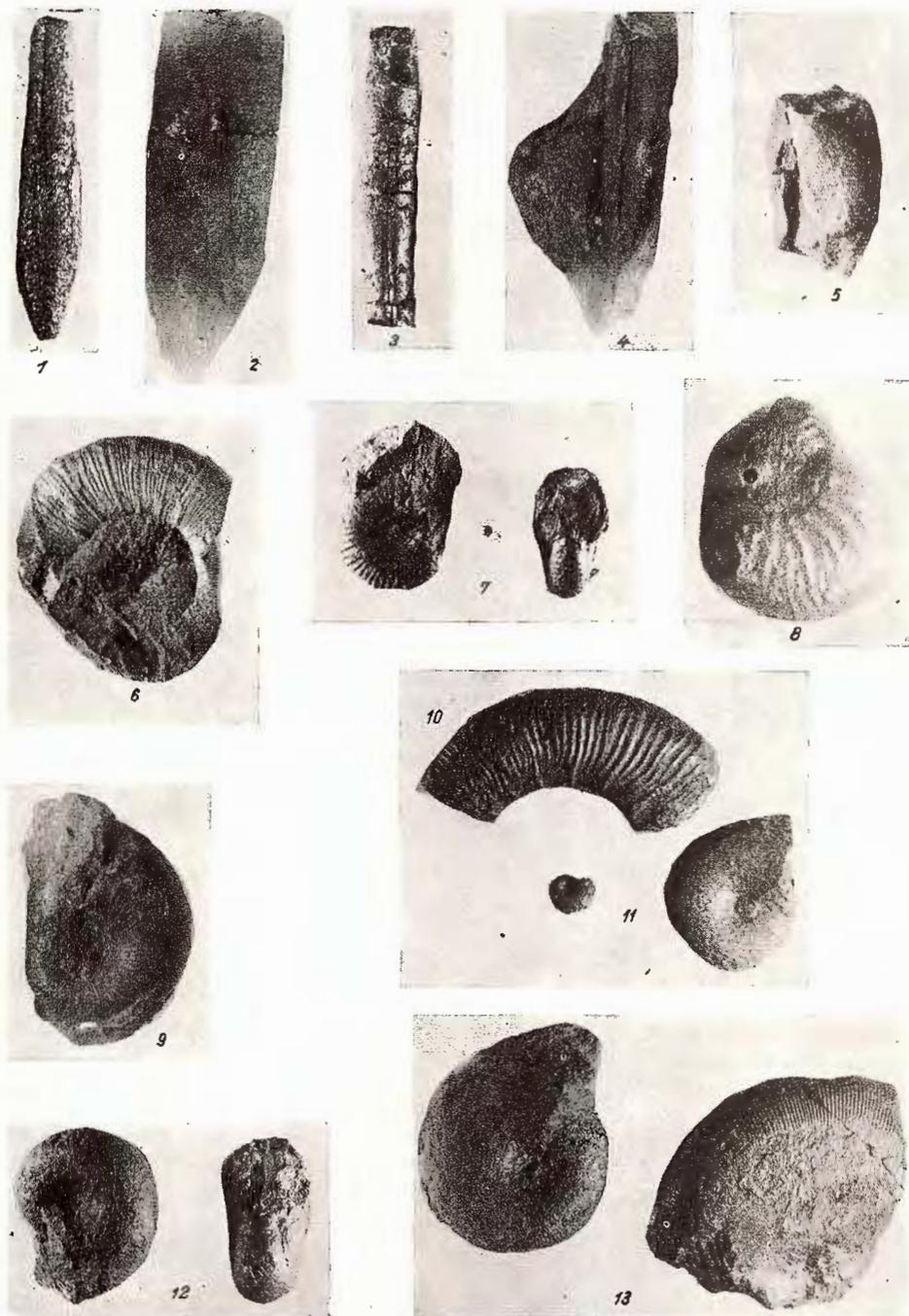
## PLANȘA II

Text describing the geological plan, including details about the map's scale, projection, and the geological features it depicts. The text is faint and partially illegible due to the image quality.



## PLANȘA II

- Fig. 1. — *Hibolites* cf. *jaculum* (Phill.).  
Fig. 2. — *Duvalia dilatata* (Blainv.).  
Fig. 3. — *Hibolites subfusiformis* (Raspail.).  
Fig. 4. — *Pseudobelus bipartitus* (d'Orb.).  
Fig. 5. — *Lamellaptychus seranonis* (Coq.).  
Fig. 6. — *Crioceratites villersianum* (d'Orb.).  
Fig. 7. — *Phyllopachyceras* n. sp. *P. infundibulum* (d'Orb.).  
Fig. 8. — *Lyticoceras* sp.  
Fig. 9. — *Lyloceras striatum* (Druz.).  
Fig. 10. — *Crioceratites* sp. gr. *C. quenstedti*—*C. binelli*.  
Fig. 11. — *Valdedorsella* n. sp.  
Fig. 12. — *Phyllopachyceras rouyanum* (d'Orb.).  
Fig. 13. — *Phylloceras tethys* (d'Orb.).



Dări de Seamă ale Ședintelor, vol. LIV/1.

Referitor la succesiunea depozitelor albiene, menționăm lipsa părții superioare a acestora, respectiv stratele de Pîrîul Izvorului (dezvoltate în zonă Abrud—Buceș).

Datele paleontologice, pun în evidență succesiunea inversă a depozitelor ce alcătuiesc culmea Cetea-Pleașa.

Calcarele din creasta mai sus menționată constituie un lambou care se dispune peste stratele cu *Aptychus*, Barremian—Apțian și termeni inferiori ai depozitelor neocretacice.

Calcarele din creasta principală a Trascăului încălecă spre est peste „formațiunea mixtă” vulcanogen-sedimentară.

Eruptivismul bazic a continuat și în timpul sedimentării depozitelor barremian-apțiene, produsele erupțiilor bazice — curgeri de bazalte, piroclastite — apărînd intercalate între depozitele respective; în Albian și Cenomanian (?) intensitatea eruptivismului scade, depozitele sedimentare alternînd cu tufuri bazice slab dezvoltate.

## BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Dimian M. (1961) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din munții Metaliferi. *Asoc. geol. carp.-balc. Congr. V.* București.
- Dimian M. (1967) Șanțul eugeosinclinal al Metaliferilor și poziția sa în raport cu Carpații și Dinaridele. *D. S. Com. Stat Geol. LIII/3.* București.
- Borcoș M., Mantea Gh., Gheorghiiță I. (1965) Relații stratigrafice și tectonice între formațiunile sedimentare mesozoice și complexul rocilor eruptive bazice mesozoice cu privire specială asupra munților Metaliferi. *Soc. și. nat. și geogr. din R.P.R.* București.
- Bordea S., Bordea Josefina, Puricel R. (1965) Studiul geologic al regiunii dintre valea Iezerului și valea Galdei (Munții Metaliferi). *D. S. Com. Geol. LI/1.* București.
- Bordea Josefina, Puricel R. (1965) Asupra prezenței Albianului în Munții Metaliferi. *D. S. Com. Geol. LI/1.* București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Recherches géologiques et minières dans les Monts Métallifères de Roumanie. *Ann. Inst. Géol. XXI.* București.
- Herbich Fr. (1866) Palaeontologische Studien über Kalk-klippen des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahrb. d. k. ung. R—A.* Wien.
- M. Ilie (1932) Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. XVII.* București.
- (1950) Monts Métallifères de la Roumanie. *Ann. Inst. Géol. Roum. XXIII.* București.



- Lupu M. (1964) Asupra vârstei stratelor cu *Aptychus* din masivul Trascău. *D. S. Com. Geol.* L. București.
- (1966) Asupra unor fracturi de vîrstă subhercinică în partea de vest a masivului Trascău. *D. S. Com. Geol.* LII/1. București.

## LA PRÉSENCE D'UNE FAUNE HAUTERIVIENNE DANS LE MASSIF CALCAIRE DE CETEA—PLEAȘA, DE LA ZONE DE GALDA—RÎMEȚI

PAR

S. BORDEA, JOSEFINA BORDEA, V. GEORGESCU, GH. MANTEA, R. PURICEL

(Résumé)

Les auteurs y présentent les résultats des recherches effectuées dans la zone comprise entre Valea Galda et la chaussée Aiud—Abrud.

**Stratigraphie de la crête de Cetea—Pleașa.** À l'est de la crête de Trascău se trouve une bande de calcaires orientée NNE—SSW, longue de 10 km et large d'environ 1 km, dont les points culminants sont au N le sommet Pleașa et au S le sommet Cetea. Dans le versant oriental de cette crête les auteurs relèvent la présence d'une des plus riches faunes hauteriviennes de la Roumanie. Cette faune atteste l'âge hauterivien de l'horizon à calcaires rouges ferrugineux dans lequel elle est cantonnée. Elle comporte des : ammonites, bélemnites, brachiopodes, lamélibranches et gastéropodes.

L'étude microfaciale effectuée sur des échantillons prélevés des versants oriental et occidental de la crête de Pleașa—Cetea met en évidence une succession inverse, poursuivable à partir du Hauterivien (en base) jusqu'au Kimméridgien (à la partie supérieure). En vertu de ces données, les auteurs mentionnent la continuité de sédimentation de l'Hauterivien au Kimméridgien dans le faciès calcaire de la crête de Pleașa—Cetea.

La position inverse des calcaires de la crête de Pleașa—Cetea, soulève le problème de la structure géologique de la zone de Galda—Rîmeți.



**Stratigraphie des formations de la ligne de Galda—Rîmeți.** Le sous-bassement constitué par des schistes et des calcaires cristallins appartient à la série de Baia de Arieș; il supporte localement des conglomérats quartzeux violacés permien.

(1) La formation mixte volcanogène—sédimentaire est constituée par des marnocalcaires gris verdâtre et violacés (couches à *Aptychus*) grès sombres, calcaires gréseaux bruns, silicifiés, associés aux pyroclastites et aux coulées basiques.

Les données microfaciales confèrent aux couches à *Aptychus* un âge compréhensif tithonique-hauterivien, âge accordé de même aux roches éruptives basiques auxquelles ces roches sont intimement associées.

(2) La formation mixte supporte la formation de Wildflysch sombre, constituée par des grès sombres, schistes argileux, calcarénites, schistes marneux, conglomérats quartzeux et conglomérats tilloïdes à blocs de calcaires. Le microfaciès des olistolithes calcaires engagés dans ce Wildflysch, plaide en faveur d'un âge jurassique supérieur et crétacé inférieur. La continuation des éruptions basiques, au cours du Barrémien—Aptien, est prouvée par la présence des écoulements et des pyroclastites interstratifiées de ces dépôts. Les Orbitolinidées des calcarénites indiquent l'âge de la formation du Wildflysch sombre.

(3) La formation de Wildflysch sombre est surmontée par la formation de Wildflysch de couleur essentiellement violacée, avec un horizon inférieur constitué de grès verdâtres et de schistes (avec des passes latérales vers des grès et des schistes sombres) et un horizon supérieur constitué par des marnes argileuses violacées à rares intercalations de calcarénites. Dans ce dernier horizon apparaissent des intercalations de tufs basiques.

L'horizon supérieur comporte une microfaune abondante qui comprend des associations caractéristiques à l'Aptien supérieur—Albien inférieur, ainsi qu'à l'Albien moyen.

(4) Les dépôts du Crétacé supérieur — couches de Rîmeți — reposent transgressivement et en discordance sur la formation de Wildflysch albien. À la constitution de la série néocrétacée participent les conglomérats, grès, schistes (rythmes ternaires) ou grès, schistes (rythmes binaires); en base de cette série sont à mentionner des intercalations de tufs basiques.

Ces dépôts comportent des fragments d'inocérames de grande taille et une impression d'ammonites. Les échantillons micropaléontologiques



recueillis indiquent des associations rencontrées au Tortonien moyen et au Danien—Paléocène.

En vertu des données paléontologiques, les auteurs accordent aux couches de Rîmeți l'âge crétacé supérieur (Cénomanien—Danien).

En discordance sur les dépôts crétacés reposent des dépôts tortoniens calcaires et des graviers pliocènes.

**Rapports stratigraphiques et tectoniques entre les dépôts de la crête de Cetea—Pleaşa et les formations environnantes.** Les calcaires de la crête de Pleaşa—Cetea (Kimméridgien—Hauterivien) reposent anormalement sur les couches à *Aptychus* (Tithonique—Hauterivien).

La succession inverse des termes de la crête de Pleaşa—Cetea, le contour de synclinal des calcaires, ainsi que le plongement des dépôts crétacés en dessous des calcaires plaident en faveur d'une position allochtone de ces derniers.

À l'ouest de la crête de Pleaşa—Cetea se trouve la masse des calcaires du massif de Trascău qui nous a livré *Ptygmatis* sp. (Tithonique). Les calcaires du massif de Trascău, vers l'E, prennent contact avec la formation mixte. On y constate là aussi une superposition de deux faciès synchrones et hétéropique. De plus le contour festonné des calcaires suggèrent une position tectonique de la masse des calcaires.

Le charriage vers l'E des calcaires du massif de Trascău ainsi que la position allochtone de la crête de Cetea—Pleaşa autorisent les auteurs de considérer que les deux masses de calcaires ont fait jadis corps commun, la dernière se décrochant de la crête de Trascău.

On ne peut donc pas entamer des discussions sur le mécanisme de la mise en place des calcaires de la crête de Cetea—Pleaşa qu'après une étude minutieuse de la crête de Trascău.

La mise en place de la masse allochtone de Cetea—Pleaşa se déduit de l'âge du flysch sous-jacent supposé cénomanien. Les conglomérats reposant sur les calcaires du sommet Prisaca indiquent l'existence d'une discordance au sein des couches de Rîmeți. Il est pourtant possible que la mise en place des calcaires ait eu lieu au cours de la phase méditerranéenne ou subhercynienne.



## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la zone de Galda de Sus—Rîmeți.

I, Zone de la crête de Cetea—Prisaca—Pleașa et crête de Trascău :

1, Valanginien—Hauterivien (calcaires fossilifères à *Hedbergella infracretacea*); 2, Berriassien (calcaires à *Tintinopsella carpathica*); 3, Kimméridgien—Tithonique (calcaires gris à *Saccocoma*, *Calpionella alpina*, *Trochamina elongata*). II, Zone de Tecsești—Cetea : 4, Aptien supérieur—Albien inférieur (Wildflysch violacé : a, grès sombres; b, olistolithes calcaires; c, tufs basiques); 5, Barrémien—Aptien inférieur (Wildflysch sombre : a, olistolithes calcaires; b, basaltes); 6, Kimméridgien—Hauterivien (formation mixte : a, couches à *Aptychus*; b, basaltes; c, grès silicifiés); 7, Permien (conglomérats quartzeux); 8, Cristallin (série de Baia de Arieș — schistes sériciteux et calcaires cristallins); 9, Quaternaire (a, éboulements; b, cône de déjection; c, plaine alluviale); 10, Pliocène (graviers et sables); 11, Tortonien (calcaires à *Lithothamnium*, marnes, tufs, microconglomérats); 12, banatites (andésites); 13, Cénomanién—Danien (couches de Rîmeți : alternance de grès, schistes, conglomérats polygènes : a, tufs; b, olistolithes calcaires); 14, faille. 15, ligne de chevauchement; 16, point fossilifère; 17, coupe géologique;

Coupe géologique dans la région des sommets de Tarcău et Cetea.

I, Zone de la crête de Cetea—Prisaca—Pleașa et crête de Trascău :

1, Berriassien—Hauterivien; 2, Kimméridgien—Tithonique. II, Zone de Tecsești—Cetea; 3, Aptien supérieur—Albien inférieur; 4, Barrémien—Aptien inférieur; 5, Kimméridgien—Hauterivien; 6, Cristallin; 7, Tortonien; 8, Banatites; 9, Cénomanién—Danien.

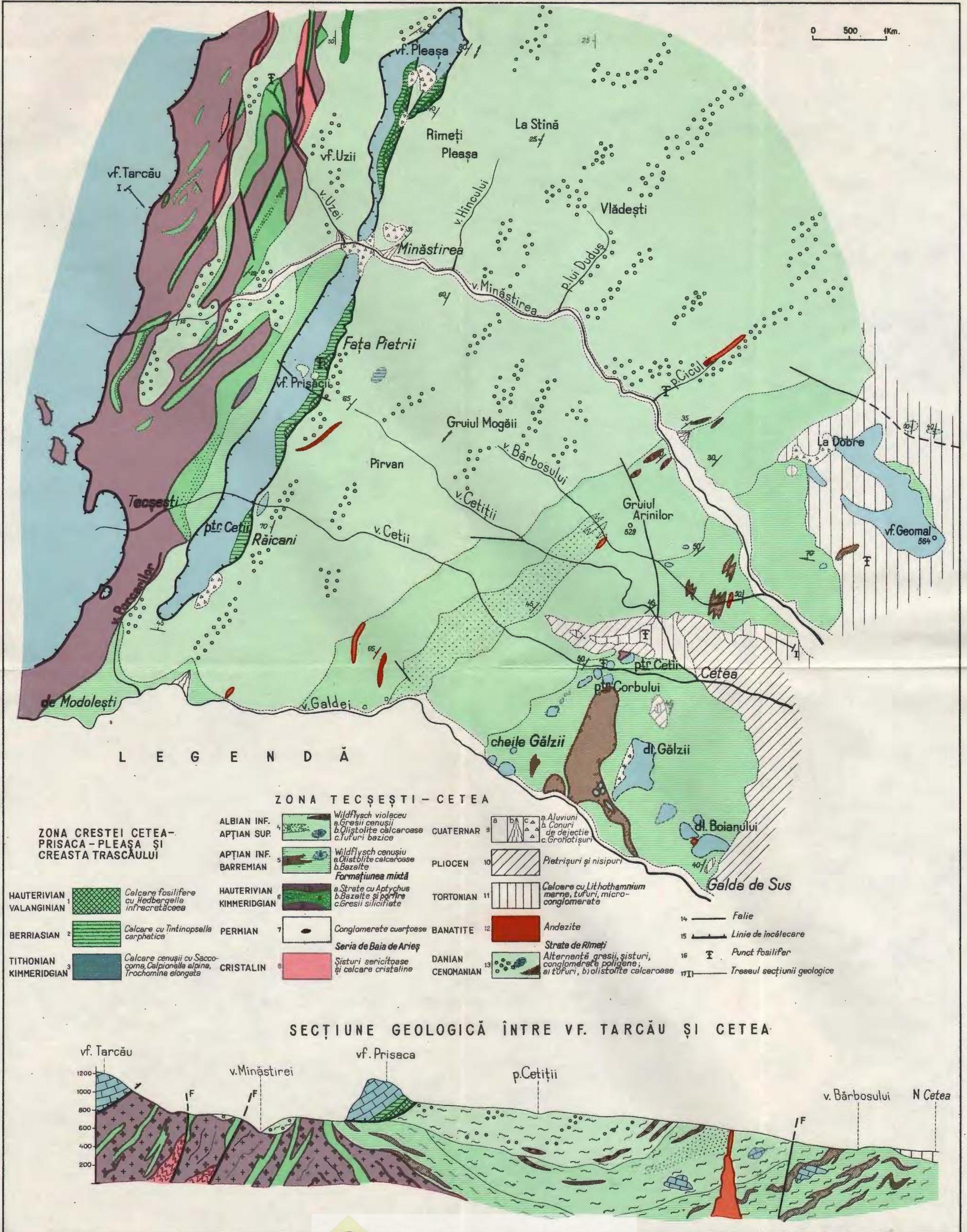


*[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page]*



# HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI GALDA DE SUS - RÎMEȚI

S. BORDEA, JOSEFINA BORDEA  
V. GEORGESCU, GH. MANTEA, R. PURICEL : Asupra prezenței unei faune hauteriviene în masivul calcaros Cetea-Pleașa din zona Galda-Rîmeți.



DATE NOI ASUPRA PREZENȚEI OXFORDIANULUI ÎN MUNTII  
METALIFERI <sup>1</sup>

DE

JOSEFINA BORDEA <sup>2</sup>, S. BORDEA <sup>3</sup>, R. PURICEL <sup>2</sup>

---

**Abstract**

New Data on the Presence of the Oxfordian in the Metaliferous Mountains. Based on a characteristic fauna, the presence of the Oxfordian in the basis of the calcareous massifs in Vulcan, Brădișor and Plotun is proved.

---

În 1896 G. Primics a descris de la Hărtăgani din baza unor klippe de calcare albe-cenușii de vîrstă tithonică „o serie de calcare breicioase legate printr-un ciment calcaros roșu, puțin argilos”. Autorul presupune că aceste calcare ar reprezenta partea inferioară a Tithonianului. Mai târziu, Herbich le consideră a fi de vîrstă triasică.

În 1941 T. P. Ghițulescu și M. Socolescu atribuie breциile calcaroase de la Hărtăgani Oxfordianului, pe baza unei faune recoltate de autori și determinate de E. Jekelius și care cuprinde: *Phylloceras* sp. d. *tortisulcatum* d'Orb., *Lytoceras* sp. *juv.*, corali, crinoizi, terebratulule și belemniti.

M. Lupu, observînd asemănarea unor calcare din partea sudică a Pietrei Bulzului cu cele semnalate de T. P. Ghițulescu și M. Socolescu la Hărtăgani, le atribuie aceeași vîrstă <sup>4</sup>.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 14 aprilie 1967.

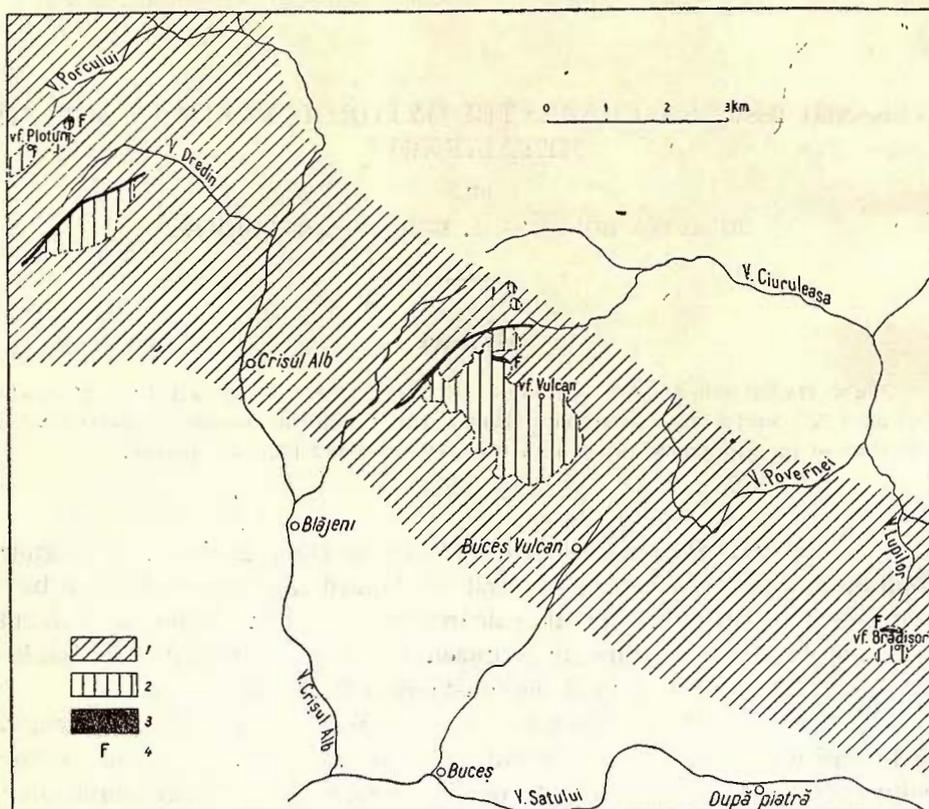
<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Șos. Kiseleff 2, București.

<sup>3</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, București.

<sup>4</sup> Lupu M., Lupu Denisa. Raport asupra cercetărilor geologice pentru foile 1:100.000 Brad și Zlatna. Arh. Inst. Geol. 1959.



În cursul cercetărilor pe care le-am întreprins în anii 1963 și 1965 am observat în apropiere de marginea nordică a masivului calcaros Vulcanul blocuri de calcare roșii-cărămizii și brune, oolitice, rugoase, cu



Schița amplasării depozitelor oxfordiene în zona Plotun—Vulcan—Brădișor (Munții Metaliferi).

1, depozite cretacice; 2, depozite tithoniene; 3, depozite oxfordiene; 4, punct fosilifer.

Esquisse de l'emplacement des dépôts oxfordiens dans la zone de Plotun—Vulcan—Brădișor (Monts Métallifères).

1, dépôts crétacés; 2, dépôts tithoniques; 3, dépôts oxfordiens; 4, point fossilifère.

spărtură neregulată. În masa rocii sînt prezente cristale de calcit spatic și mici fragmente de roci eruptive bazice. Din aceste calcare am recoltat o faună care cuprinde terebratulule și belemniti greu de detașat din rocă



și ca atare greu de determinat precum și amoniții<sup>5</sup>: *Taramelliceras* aff. *oculatum* B e a n., *Perisphynctes plicatilis* S o w., *Phylloceras* sp., *Sowerbicerias* sp., *Properisphynctes* sp.

La microscop în calcare se observă fragmente de *Aptychus*, de amoniți cu linii lobare bine conturate, Saccocome, Protoglobigerine și Globochaete. Întregul conținut faunistic indică vârsta oxfordiană a calcarelor roșii-cărămizii.

Calcarele roșii apar ca blocuri de dimensiuni între 3—4 m diametru. La unele din blocuri se observă o trecere treptată de la calcare roșii la calcare cenușii-gălbui cornoase și apoi la calcare cenușii. Primele reprezintă după cum am arătat Oxfordianul, ultimele Tithonianul, de unde este de presupus că calcarele cornoase reprezintă Kimmeridgianul. Din cauza grohotișurilor care îmbracă baza masivului Vulcanul nu se poate preciza exact locul de proveniență al blocurilor de calcare roșii. Ele nu provin în nici un caz din peretele de calcare tithonice, unde cu toate cercetările insistente, nu au fost întâlnite, ci formează baza acestora.

Blocuri de calcare roșii, identice litologic cu cele din nordul Vulcanului au mai fost întâlnite și în versantul nordic al masivului Brădișor. Ele au dimensiuni mai mari; nici aici nu a putut fi determinat locul lor de origină. Calcarele de la Brădișor conțin de asemenea resturi de amoniți și belemniti, nedeterminabili.

Al treilea punct în care am regăsit calcarele roșii oxfordiene este situat la nord-est de masivul Plotun. Litologic ele sînt identice cu cele descrise anterior. Calcarele conțin și aici amoniți de talie mică; în secțiuni au fost identificate Saccocome. Spre deosebire de situația din Vulcan și Brădișor aici calcarele roșii sînt în loc formînd baza calcarelor tithonice.

Existența calcarelor roșii oxfordiene în baza masivelor calcaroase neojuraseice din Munții Metaliferi, nu constituie un argument pentru stabilirea poziției calcarelor în discuție. În schița amplasării depozitelor oxfordiene (vezi figura) din zona Plotun—Vulcan—Brădișor am figurat poziția depozitelor neojuraseice într-o concepție mai apropiată de cea a autorilor T. P. Ghițulescu și M. Socolescu, scopul notei de față nefiind a da rezolvarea acestei probleme.

<sup>5</sup> Mulțumim pe această cale geologului D. Patrușiu pentru sprijinul acordat în determinarea formelor.



## BIBLIOGRAFIE

- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Études géologiques et minières dans les Monts Métallifères. *Ann. Inst. Geol. Roum.* XXI. București.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Inst. Geol.* XXV. București.
- Lupu Denisa, Lupu M. (1964) Observații asupra dislocațiilor rupturale din partea de NW a fosei Metaliferilor. *D. S. Com. Geol.* L/1. București.

DONNÉES NOUVELLES SUR LA PRÉSENCE DE L'OXFORDIEN  
DANS LES MONTS MÉTALLIFÈRES

PAR

JOSEFINA BORDEA, S. BORDEA, R. PURICEL

(Résumé)

Par suite de recherches effectuées dans les Monts Métallifères, les auteurs mentionnent dans les calcaires rouges de Vulcan une faune d'ammonites d'âge oxfordien. La faune a été livrée par des blocs de calcaires rouges, rugueux, à cassure irrégulière.

Une partie de ces blocs présente des transitions des calcaires rouges (oxfordiens) vers les calcaires gris jaunâtre, et ensuite vers ceux sombres récifaux (tithoniques), fait à cause duquel on suppose aussi la présence du Kimmeridgien.

La présence des dépôts oxfordiens est signalée aussi au voisinage des massifs calcaires de Brădișor et de Plotum.



STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI PANNONIANULUI LA NORD ȘI VEST DE  
BĂIUȚ (BAIA MARE)<sup>1</sup>

DE

VALENTINA DRAGU, O. EDELSTEIN<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of the Pannonian North and West of Băiuț (Baia Mare). Geological investigation carried out in the region located north and west of Băiuț pointed to the Tortonian, Sarmatian formations; for the first time, based on a rich fauna with Congerii, deposits belonging to the Pannonian (C, D, E zones) have been identified. It is thus proved that the emplacement of the pyroxenic andesites and of the pyroclastics also occurred in the course and after the Middle—Upper Pannonian.

Lucrarea de față are drept scop menționarea prezenței Pannonianului în versantul sudic al vârfului Prislop (munții Lăpușului).

În anul 1966, efectuând lucrări de prospecțiune geologică în perimetrul Capnic—Băiuț, regiunea Maramureș, autorii au identificat o zonă de largă apariție a depozitelor pannoniene în cursul superior al Izvorului Alb și la obârșia văii Chelementului.

În regiunea minieră Baia Mare, depozitele sedimentare au constituit obiectul de cercetare a numeroși geologi, printre care, menționăm pe K. Hofmann (1883), Al. Gesell și A. Koch (1898), G. Szellemy (1894), M. Pálffy (1918), S. Anton (care în 1943, menționează pentru prima dată prezența la Băiuț—Poiana Botizei a klippelor pienine), B. Böhm-Bem (1944), J. Mezősi (1948).

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 21 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea de Prospecțiuni și Laboratoare — M. M., Șos. N. Titulescu 85—87, București.



S. Jaskò (1950), E. Stoicovici (1950). Regiunea Băiuț este studiată în 1951 de către R. Dimitrescu și M. Bleahu. În urma cercetărilor întreprinse în același an, în zona de la N și E de Baia Mare, M. Paucă prezintă o schemă stratigrafică mai completă, iar T. Iorgulescu descrie microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive. I. Dumitrescu publică în 1957 rezultatele cercetărilor întreprinse asupra depozitelor Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului. Ulterior, în regiune s-au efectuat prospecțiuni geologice ale căror rezultate sînt prezentate în lucrări nepublicate<sup>3</sup>.

Mai recent, Fl. Marinescu (1963) aduce „Date noi asupra Sarmațianului și Pannonianului din regiunea Baia Mare”, iar G. Bombiță publică „Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț—Poiana Botizii” (1965).

La alcătuirea geologică a perimetrului iau parte atît formațiuni sedimentare cît și roci efuzive. Vulcanitele aparțin etapei pannoniene a vulcanismului neogen și sînt reprezentate prin piroclastite andezitice (aglomerate, breccii, tufuri, tufobreccii), andezite cu piroxeni, avînd sporadic amfiboli, cu profunde transformări hidrotermale și andezite cu hipersten și augit, în general, fără efecte ale hidrometamorfismului.

Depozitele senoniene și paleogene, larg dezvoltate pe valea Strîmbului, valea Tocilei și afluenți, în cursul inferior al Izvorului Alb, au fost studiate de curînd de către G. Bombiță. Ele suportă discordant, pe valea Paltinului și pe un mic afluent drept al văii Leorda, marne, gresii și calcare tortoniene, din care am identificat următoarele forme: *Ostrea digitalina* Dubois, *Pyenodonta cochlear navicularis* (Brocchi), *Chlamys (Aequipecten) seniensis* (Lamarck), *C. (Aequipecten) elegans* (Andrzejowsky), *C. sp. aff. C. similis* Laskey, *Lithothamnium sp.*, *Lithophyllum sp.*

Sarmațianul, constituit din marne negricioase cu stratificație evidentă și cu eflorescențe albicioase, este bine deschis pe valea Paltinului, unde este caracterizat prin abundența mulajelor de *Ervillea dissita dissita* (Eichw.) și pe Izvorul Negru, unde marne negre ale acestui etaj conțin

<sup>3</sup> Gh. Bombiță, M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian (1960). Raport privind formațiunile sedimentare din cuprinsul foii la scara 1:100.000 nr. 24 — Tg. Lăpuș. Arh. Com. Stat. Geol.

M. Paucă și colab. (1961). Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Baia Mare și împrejurimi. Arh. Com. Stat. Geol.



specia *Cardium gleichenbergense* Papp. Depozite sarmațiene apar și pe valea Conciului (Izvorul Băilor), unde autorii notei de față au identificat următoarele forme: *Cardium gleichenbergense* Papp, *C. lithopodolicum* Dubois, *C. vindobonense* (Partsch), *C. sp.*, *Mactra vitaliana eichwaldi* Lask., *Planorbis sp.*, *Radix sp.*, ostracode.

Această asociație corespunde Volhinianului.

În cursul superior al Izvorului Alb, concordant peste marnele negricioase din care s-a recoltat: *Donax dentiger* Eichwaldi, *Ervilia dissita dissita* (Eichwaldi), *Modiolus (Musculus) sarmaticus* (Gatuev), faună care atestă o vîrstă volhiniană, se dispun marne muscovitice, fine, de culoare negricioasă, stratificate, în plăci cu fețe netede sau curbicorticale. La partea superioară, pachetul de marne — a cărui grosime atinge 80 m — suportă gresii fine, cu granoclasare evidentă, constituite preponderent din granule angulare de cuarț alb, cimentate fie cu un liant calcaros, în care caz roca are o culoare cenușiu-albicioasă, fie cu liant ușor feruginos, care imprimă rocii o colorație cărămie. Lateral, marnele prezintă nivele cineritice.

Din punctul fosilifer aflat în versantul drept al Izvorului Alb, la 225 m în amonte de confluența cu valea Prislopului, autorii au găsit în marnele muscovitice o faună bogată din care s-au putut determina următoarele forme: *Congeria zsigmondyi* Hálaváts, *C. partschi* Čížek, *C. banatica* Hörnes, *C. martonfii* Lörenthey, *C. marcoviči* Brusina, *Limnocardium cf. fatioi* Brusina, *L. cf. stoosi* Brusina, *L. cf. tkalaci* Brusina, *L. sp.*, *Radix sp.*

Această asociație corespunde Pannonianului mediu superior (zonele C, D, E, după Papp).

Pe valea Chelementului, Pannonianul este reprezentat prin marne fine, cenușii-negricioase și gresii gălbui. Prezența asociației microfaunistice cuprinzînd<sup>4</sup>: *Candona paralella pannonica* Zalányi, *Cyprideis sp.*, confirmă vîrsta pannoniană a acestor depozite.

Pannonianul a mai fost întîlnit la obîrșia văilor Leorda, Păscosu, Conciului și în cursul mediu al Izvorului Negru, caracterizat printr-o asociație microfaunistică cu numeroase ostracode: *Candona (Lineocypris) cf. hodonensis* Pokorni, *C. paralella pannonica* Zalányi, *Cyprideis sp.*, *Leptocythere sp.*

<sup>4</sup> Analizele micropaleontologice au fost efectuate de către Victoria Teodorescu de la Laboratorul Institutului de Proiectări și Cercetări Geologice.



Identificarea unei faune pannoniene în marnele din cursul superior al Izvorului Alb permite următoarele considerații:

Sedimentarea a continuat în regiunea Băiuț și în timpul Pannonianului. Ca și în zona Baia Mare, Pannonianul este reprezentat prin două nivele bine individualizate din punct de vedere litologic: unul inferior, constituit preponderent din marne cenușii, cu numeroase congerii, aparținând Pannonianului mediu și superior, și un al doilea superior, constituit din gresii.

Este mai dificilă separarea unui al treilea nivel, reprezentat prin marne cenușii-negricioase, cărbuncase, lipsite de stratificație, care apar ca mici petece între curgerile andezitice, ca, de exemplu, pe Izvorul Negru și care ar putea reprezenta zona F după schema stratigrafică a lui P a p p.

Asemănarea litologică pînă la identitate a depozitelor pannoniene cu cele sarmațiene a determinat pe cercetătorii anteriori să atribuie Sarmațianului întregul pachet. Acest interval, în care nu se observă nici o întrerupere în sedimentare, marcată fie printr-un facies de transgresiune, fie printr-o discordanță unghiulară, sugerează ideea unei continuități de sedimentare de la Sarmațian la Pannonian ca și în bazinele Oaș, (Alexandra Sagatovici, 1964), Sălaj (Maria Chivu, etc. 1966), ș. a., deși argumente paleontologice lipsesc.

Punerea în loc a andezitelor piroxenice cu amfiboli sporadici, a andezitelor cu hipersten și augit și a piroclastitelor lor care repauzează sau străbat prin depozitele sedimentare descrise, a avut loc în timpul și după Pannonianul mediu—superior (zonele C, D, E).

Prezența depozitelor pannoniene în zona Izvorul Alb la cca 950—1 000 m altitudine este încă o dovadă a mișcării de ridicare care a afectat zona eruptivă.

## BIBLIOGRAFIE

- Bombiță G. (1966) Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț—Poiana Botizii. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Eugenia (1966) Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Silvaniei. *D. S. Com. Geol.* LII/1 (1964—1965), București.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXIX. București.



- Gheorghiu I. (1962) Studiul geologic al minei Văratec. *D. S. Com. Geol.*, XLV. București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului, *Lucr. Inst. Petrol și Gaze*, III. București.
- Gheorghian Mihaela, Gheorghian M. (1964) Asupra unor marne cu Spirialis în bazinul Lăpușului. *D. S. Com. Geol.*, XLIX, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghiu I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul excursiilor, A — Baia Mare *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V.* București.
- Iorgulescu T. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, (1951—1952). București.
- Marinescu Fl. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul din regiunea Baia Mare. *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.
- Murgeanu G., Saulea Emilia, Popescu Gr., Motaș I. (1960) Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a Terțiarului în R.P.R. *Stud. și Cerc. Geol.* V, 2. București.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVIII. București.
- (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1952—1953). București.
- Sagatovici Alexandra (1964) Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș. Autoreferat. București.

## LA PRÉSENCE DU PANNONIEN AU N ET À L'W DE BĂIUȚ (BAIA MARE)

PAR

VALENTINA DRAGU, O. EDELSTEIN

(Résumé)

On y décrit pour la première fois les dépôts pannoniens de la région de Băiuț (Baia Mare).

Au N de la zone du flysch paléogène largement développé, sur laquelle reposent les dépôts tortoniens à *Ostrea digitalina*, *Pycnodonta cochlear* et *Chlamys (Aequipecten) elegans* et avec des formations sarmatiennes à *Cardium gleichenbergense*, *C. lithopodolicum*, *C. vindobonense*, se trouve un paquet de dépôts constitué de marnes muscovitiques fines, noirâtres et de grès jaunâtres. La riche faune qui comprend : *Congeria zsigmondy*, *C. partschi*, *C. banatica*, *C. marcovici* nous a été fournie par les marnes noirâtres finement stratifiées. Elle indique l'âge pannonien



moyen et supérieur de ces marnes (zone C, D, et E d'après P a p p). La présence du Pannonien au nord et à l'ouest de Băiuț nous permet de faire les considérations suivantes : la sédimentation a continué dans cette région aussi au cours du Pannonien ; les andésites à pyroxènes et amphiboles ainsi que les andésites à hypersthène et augite ont été mises en place au cours du Pannonien moyen-supérieur ; après les accumulations du Pannonien ont eu lieu d'amples mouvements de surélévation en masse de l'éruptif.

---

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la zone Băiuț et coupe géologique sur la vallée d'Isvorul Alb.

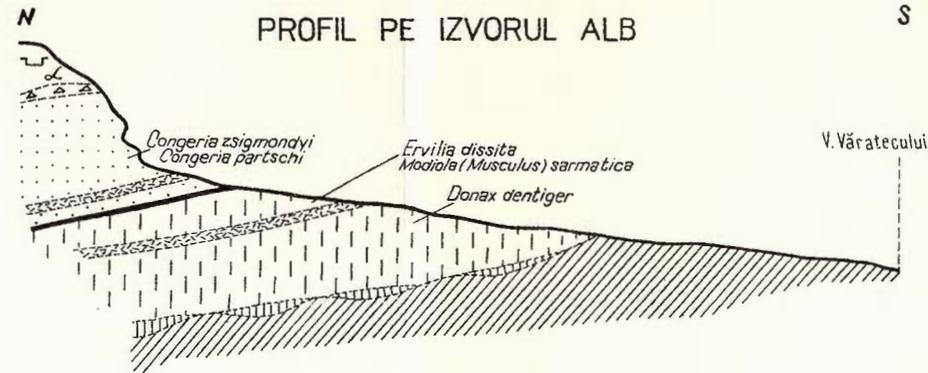
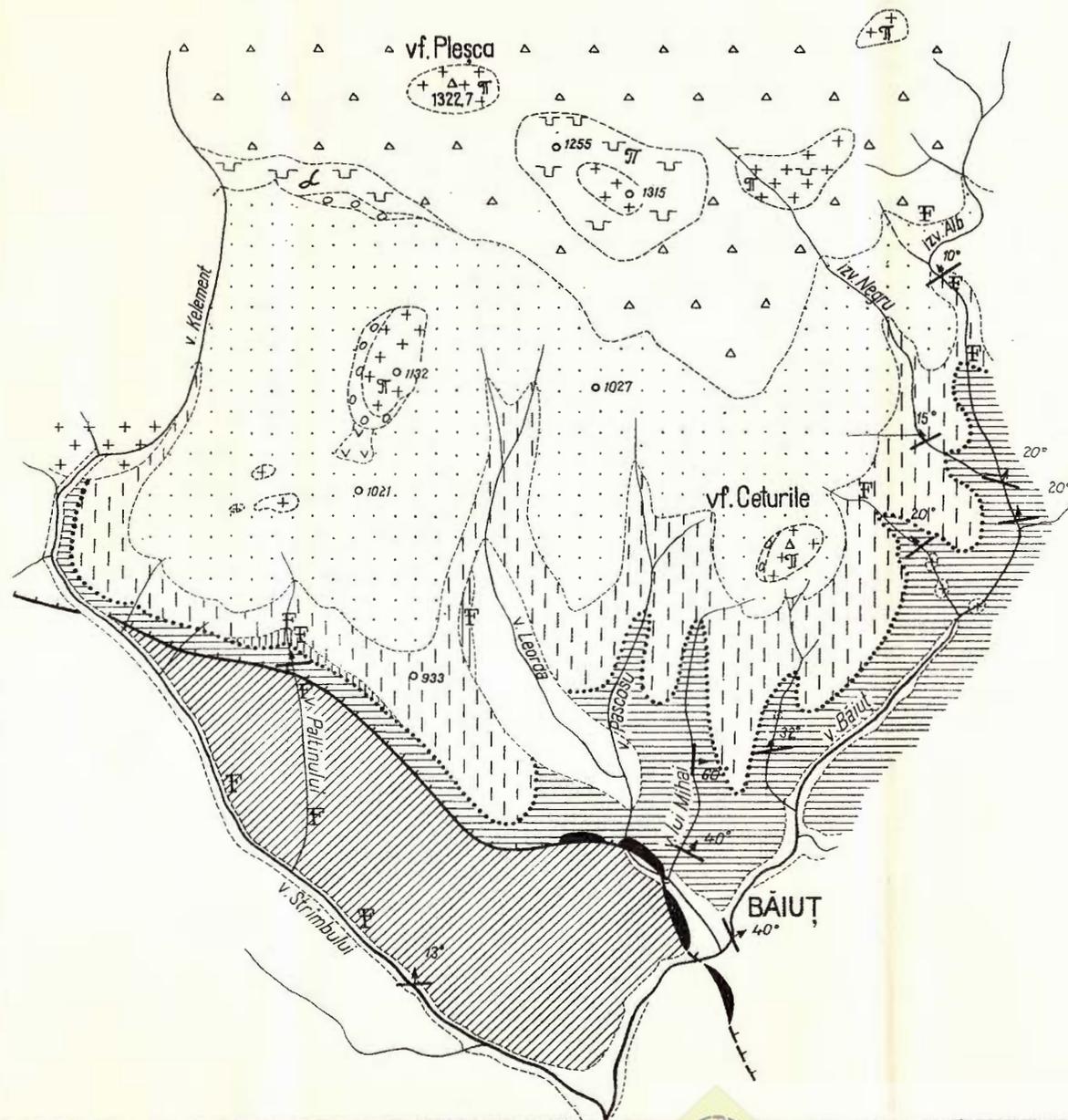
Quaternaire : 1, alluvions. Pannonien : 2, pyroclastites ; 3, agglomérats ; 4, tufs ; 5, andésite pyroxénique ; 6, andésite à pyroxènes et amphiboles ; 7, marnes, grès. Sarmatien : 8, marnes, grès. Tortonien : 9, marnes, grès, calcaires. Oligocène : 10, grès, microconglomérats. Paléocène—Eocène : 11, flysch. Sénonien : 12, marnes rouges ; 13, nappe de charriage ; 14, limite de formation transgressive ; 15, point fossilifère ; 16, zone d'enracinement andésitique.

---



# O. EDELȘTEIN ȘI V. CHIȚIMUȘ SCHIȚA GEOLOGICĂ A ZONEI BĂIUȚ

500m. 0m. 500m. 1500m.



## LEGENDA

- |                  |                                  |                       |                                  |
|------------------|----------------------------------|-----------------------|----------------------------------|
| <b>CUATERNAR</b> |                                  | <b>TORTONIAN</b>      |                                  |
| 1                | Aluviuni                         | 9                     | Marne, gresii, calcare.          |
| <b>PANNONIAN</b> |                                  | <b>OLIGOCEN</b>       |                                  |
| 2                | Piroclastite.                    | 10                    | Gresii microconglomerate.        |
| 3                | Aglomerate.                      | <b>PALEOCEN-EOCEN</b> |                                  |
| 4                | Tufuri.                          | 11                    | Fliș.                            |
| 5                | Andezit piroxenic.               | <b>SENONIAN</b>       |                                  |
| 6                | Andezit cu piroxeni și amfiboli. | 12                    | Marne roșii.                     |
| 7                | Marne, gresii.                   | 13                    | Pînză de șariaj.                 |
| <b>SARMATIAN</b> |                                  | 14                    | Bază de formațiune transgresivă. |
| 8                | Marne, gresii.                   | 15                    | F Punct fosilifer.               |
|                  |                                  | 16                    | Zone de înrădăcinare andezitică. |



STRATIGRAFIE

CÎTEVA DATE PRIVIND POZIȚIA STRATIGRAFICĂ A CINE-  
RITELOR DIN PODIȘUL MOLDOVENESC<sup>1</sup>

DE

C. GHENEA, ANA GHENEA<sup>2</sup>

---

**Abstract**

Data Regarding the Stratigraphical Position of Cinerites in the Moldavian Plateau Area. The cinerites in the Moldavian Plateau area were considered till now as belonging exclusively to the Meotian. The mineralogical analyses carried out on sands considered of Upper Sarmatian age (*Maetra caspia*, *M. orbiculata*) showed a high content of hornblende, hypersthene, augite. Thus, the existence of a complex of sands and clays with intercalation of cineritic sands and cinerites in the Kersonian—Meotian interval, is pointed out.

---

Cineritele din Podișul Moldovenesc au atras atenția pentru prima dată lui S. Athanasie în 1911, când autorul a descris pe malul drept al Siretului câteva aflorimente. Dintre punctele menționate de S. Athanasie atrag atenția aflorimentele de la Cleja (cca 20 km S Bacău) deoarece, așa cum a reieșit ulterior, sînt extrem de rare deschiderile în care se pot urmări relațiile directe între cinerite și depozite fosilifere în regiune. La Cleja S. Athanasie a citat, la partea superioară a unor alternanțe de marne, argile și nisipuri, conținînd mactre, un banc de cenușe andezitică. Din cercetarea aflorimentelor din zona Cleja, autorul a considerat că materialul vulcanic a fost pus în loc în timpul Sarmatianului superior. La data cînd S. Athanasie a pre-

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 3 februarie 1967.

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



zentat nota cu privire la cineritele de la Cleja, P. Enculescu (1911) comunica de asemenea despre cenușile vulcanice găsite pe malul stîng al Siretului, la Răcăciuni, Parincea, Bibirești, etc., și a căror poziție stratigrafică era fixată de asemenea la nivelul Sarmațianului superior.

Cîțiva ani mai tîrziu D. Preda (1917) și R. Sevastos (1920) reiau discuția asupra vîrstei cineritelor din Podișul Moldovenesc. Din observațiile făcute în zona subcarpatică de la S de Bacău, D. Preda a ajuns la concluzia că cineritele din regiune reprezintă în cea mai mare parte Meoțianul. La baza acestei interpretări stă constatarea că, în seria depozitelor cu cinerite predomină formele de apă dulce: *Congeria*, *Hydrobia*, *Melanopsis*, etc., care, pentru Pliocenul țării noastre ar indica Meoțianul. Cercetările efectuate de R. Sevastos între Siret și Prut, l-au condus de asemenea la concluzia că cineritele din Podișul Moldovenesc sînt de vîrstă meoțiană. Pentru aceasta, autorul a ținut seama de două aflorimente: cel din satul Ruseni la cariera Nuțasca, și aflorimentul de pe valea Bîrladului din dealul Zizinca. La Ruseni, sub cineritul andezitic, R. Sevastos a găsit o faună de mamifere: *Hipparion*, *Rhinoceros (Dicerorhinus) schleiermacheri*, *Tragoceras leskewitschi*, etc., care ar constitui argumentul hotărîtor pentru vîrsta meoțiană a depozitelor. La Zizinca faptul că produsele vulcanice stau peste Sarmațianul superior fosilifer, ar fi de asemenea o dovadă a vîrstei meoțiene a lor. În sprijinul acestei vîrste au fost citate și resturile de *Planorbis mantelli* și *Helix sylvana* găsite în gresiile și nisipurile piroclastice.

Cu aceste concluzii, problema vîrstei cineritelor din Podișul Moldovenesc s-a considerat rezolvată.

Cercetări ulterioare au dus la noi precizări legate de anumite caractere petrografice, de grosimea sau de extensiunea nivelelor de cinerite (P. Jeanrenaud 1961, 1965, N. Macarovici 1956). Atît N. Macarovici cît și P. Jeanrenaud au considerat cineritele ca repere stratigrafice importante pentru Meoțianul din Podișul Moldovenesc, mai ales că, pe o mare suprafață situată la sud de linia Bacău—Vaslui—Huși, depozitele conținînd nivele cineritice sînt foarte răspîndite. În funcție de prezența lor, s-a trasat și limita Sarmațian—Meoțian, care, în cazul absenței mactrelor caracteristice Sarmațianului superior, s-a stabilit de exemplu în unele puncte de pe interfluviul Bîrlad—Prut, la 50 m sub nivelul de cinerite.



Unele observații pe care le-am făcut în ultimii ani în regiunea situată între râurile Bîrlad și Prut în zona Zorleni—Fălciu (1965, 1966), ne-au dus la concluzia că o parte din produsele vulcanice apar în Sarmațianul superior, așa cum a precizat de altfel S. Athanasiu.

Pentru lămurirea acestui fapt, am executat cercetări în valea Siretului în împrejurimile orașului Bacău; de asemenea am executat câteva profile în valea Bîrladului și Crasnei la sud de linia Vaslui—Huși. Aparițiile cele mai caracteristice se găsesc în valea Siretului în zona Bacău și au constituit obiectul unor observații detaliate ale lui N. Macarovici (1956).

Primul profil cercetat se găsește la Cleja, pe malul drept al Siretului, în aval de Bacău. Aflorimentul se află în marginea sud-estică a comunei, în malul pîrîului Cleja, unde, în bază, apare o alternanță de nisipuri și argile vineții. Nisipurile sînt fosilifere, iar în argile se află un nivel lumașelic. Formele recunoscute în aceste depozite aparțin unor exemplare de *Mactra caspia* Eichw. și *Mactra orbiculata* Mac.

Partea superioară a profilului este acoperită cu material alunecat, însă pe pantă se întîlnesc fragmente mari de tufuri andezitice, arătînd că, sus, se află bancul de tufuri andezitice menționat de S. Athanasiu în acest loc. Examinînd la microscop nisipurile cu mactre din baza deschiderii, s-a constatat că ele reprezintă un nisip piroclastic. Mineralele grele aflate într-o proporție mare sînt reprezentate exclusiv din hornblendă, hipersten și augit.

Din profilul de la Cleja se poate reține deci faptul că nisipuri dovedite sigur paleontologic aparținînd Sarmațianului superior, au în compoziția lor foarte mult material eruptiv. Această constatare arată că simpla prezență a elementelor piroclastice nu poate demonstra prezența Meoțianului în Podișul Moldovenesc.

La Cleja de asemenea atrage atenția poziția cineritelor direct peste nivelele fosilifere ale Sarmațianului, dînd impresia că ele reprezintă intercalații în Sarmațian așa cum a considerat S. Athanasiu. Nu se constată prezența acelor depozite intermediare, care în valea Bîrladului și valea Crasnei au o grosime de cca 120 m (P. Jeanrenaud trasează limita Meoțian—Sarmațian fie la 50 m sub nivelul de cinerite, fie la cca 70 m deasupra lumașelului cu mactre sarmațiene).

Din poziția aflorimentelor situate pe malul stîng al Siretului, se poate vedea bine că cineritele s-au depus pe un interval mai larg și nu



este indicat a corela strict ivirile din diferite puncte ale regiunii, așa cum s-a făcut deseori. Astfel, în fața Clejei, pe malul stîng al Siretului, în valea Blejoaia am găsit aflorimente în care cineritele au patul la cota absolută 170 m, în timp ce la Cleja sînt menționate începînd de la cotele 380—400 m. În general se consideră că toate aceste cinerite cad spre sud, însă din evaluarea cotelor la care apar se constată multe nepotriviri. Pe malul drept al Siretului, ele ar cădea cu cca 200 m pe o distanță de 10 km, în timp ce, pe malul stîng căderea ar fi de 100 m pe 10 km. Între Mileștii de Sus și Drogu, cineritele cad cu mai puțin de 10 m pe 1 km, în timp ce între Drogu și Văleni pe o distanță mai mică de 2 km, căderea rezultată din aprecierea cotelor este de cca 70 m. La Barna cineritele sînt menționate la cota 320 m, iar la Parincea, la aceeași latitudine, apar la cota absolută 250 m. Dacă se iau în considerație cotele acestor două puncte, ar reieși o cădere a cineritelor spre vest, însă dacă se echi-valează cineritele de la Ruseni—Nușasca cu cele din valea Bîrladului și valea Crasna, așa cum s-a făcut în literatură, ar trebui ca cineritele să cadă spre est.

Continuînd a corela strict ivirile de cinerite din Podișul Moldovenesc, constatăm încă multe nepotriviri, care se referă de asemenea și la grosimea diferită a lor. Pe distanțe foarte mici se constată variații de grosime de la cca 100 m la 15—20 m. Variațiile se referă și la tipul petrografic al cineritelor. În literatură se vorbește de trei, alteleori de patru nivele petrografice distincte. Examinînd cîteva secțiuni subțiri<sup>3</sup>, se constată o variație mare dată de procentul de material detritic care intră în compoziția rocii. În funcție de acesta, găsim mai multe tipuri intermediare, de la un tufit în care materialul detritic participă cu un procent mai mare (exemplu valea Blejoaia), la un tuf andezitic propriu-zis așa cum apare la Gura Răcătău. Se constată și prezența unor tipuri intermediare din variația cantității de material argilos, care, în unele secțiuni predomină, astfel că roca devine un tufit aleurolitic (Parincea).

Din aceste caractere se poate considera că în Podișul Moldovenesc, produsele piroclastice s-au depus la mai multe nivele într-un interval de timp mai larg.

<sup>3</sup> Pentru concursul dat examenului microscopic, mulțumim prof. V. C o r v i n - P a p i u.



Referindu-ne la acest interval stratigrafic, am menționat că la Cleja nisipurile cu mactre reprezintă evident un material piroclastic, ceea ce demonstrează că depunerea acestuia a început din Sarmațianul superior. De altfel argumentele aduse pînă acum pentru vîrsta meoțiană nu sînt convingătoare. Formele de *Helix sylvana* și *Planorbis mantelli* menționate de R. Sevastos nu au valoare stratigrafică. Fauna de mamifere conținînd *Hipparion* în asociația cunoscută pînă în prezent în Podișul Moldovenesc nu este suficientă pentru atribuirea ei Meoțianului, faune similare fiind menționate în regiune chiar din baza Sarmațianului superior.

Am executat de altfel și alte analize privind compoziția mineralogică a unor depozite dovedite paleontologic sarmațiene. Astfel, la Gura Albești, pe pîriul Florea, sînt deschise nisipuri și argile cu o faună considerată de P. Jeanrenaud ca Sarmațian superior. Nisipul este piroclastic, predominînd hornblenda, hiperstenul, augitul. Între mineralele grele s-au recunoscut și elemente de origine metamorfică granat—epidot—zircon, însă într-un procent foarte mic.

Aceeași compoziție am găsit și în nisipurile sarmațiene fosilifere recoltate din cariera Osoiu — la Zizinca, pe valea Bîrladului. În nisipurile considerate sarmațiene, deschise în baza profilelor de pe valea Siretului, în zona Traian—Bijghir, s-a constatat prezența într-o mare cantitate a hornblendei. Nisipurile piroclastice se dezvoltă spre sud, pînă la paralela orașului Bîrlad, pe văile Berheci, Zeletin, Tutova, Bîrlad, Elan, și conțin în mai multe puncte resturi de mamifere dintre care cel mai frecvent citat este *Hipparion* (C. Ghelea, 1965, 1966).

În concluzie, în urma analizării conținutului în minerale grele a depozitelor conținînd mactre de tipul Sarmațianului superior, s-a constatat prezența unor nisipuri cineritice considerate pînă acum în literatură a fi de vîrstă meoțiană.

În urma acestei constatări, apare posibil ca și depunerea unora din tufurile andezitice propriu-zise din Podișul Moldovenesc să fi avut loc în Sarmațianul superior.

Existența nivelelor cineritice încă din Sarmațian pune însă sub semn de întrebare valabilitatea criteriului adoptat frecvent în stabilirea limitei Sarmațian—Meoțian, potrivit căreia produsele de origine vulcanică erau raportate fără excepție Meoțianului.



## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1940) Contributions à la géologie des pays moldaves. *An. Inst. Geol.* XX. București.
- Athanasiu S. (1911) Sur la présence des cendres andésitiques dans les couches sarmatiennes de la partie méridionale de la Moldavie. *Inst. Geol. D. S.* II. București.
- Enculescu P. (1911) Note préliminaire sur une cendre volcanique trouvée sur la rive gauche du Sereth dans le département de Bacău. *D. S. Inst. Geol.* II. București.
- Ghenea C. (1965) Observații asupra unor depozite cu Hipparion din Podișul Moldovenesc. *D. S. Com. Geol.* LI/2. București.
- (1966) Studiul depozitelor pliocene dintre valea Prutului și valea Birladului între linia Ghidigeni—Oancea și calea ferată Zorleni—Fălcu. *St. tehn. și econ. J.* 6. București.
- Jeanrenaud P. (1961) Contribuții la geologia Podișului Central Moldovenesc. *An. Șt. Univ. Al. I. Cuza*, VII, 2. Iași.
- (1966) Cercetări geologice între valea Crasnei și Prut. *An. Șt. Univ. Cuza*, XI. Iași.
- Macaroviici N. (1956) Asupra cineritelor andezitice din partea de sud a districtului Bacău. *D. S. Com. Geol.* XL. București.
- Preda D. (1917) Geologia regiunilor subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* IX. București.
- Sevastos R. (1920) Limita Sarmatianului, Meotianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.* IX, București.

QUELQUES DONNÉES CONCERNANT LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES CINÉRITES DU PLATEAU MOLDAVE

PAR

C. GHENEA, ANA GHENEA

(Résumé)

Les cinérites du Plateau moldave étaient considérées, jusqu'à présent, exclusivement d'âge méotien. Une telle conclusion était due à l'existence de certaines restes de mammifères fossiles dans la série des dépôts à éléments volcaniques, notamment : *Rhinoceros (Dicerorhinus) schleiermacheri*, *Tragoceras leskewitschi*, *Hipparion* (formes de type Pikermi) etc. Par l'analyse minéralogique des sables fossilifères d'âge sarmatien supérieur (*Maetra caspia*, *M. orbiculata*) on a constaté qu'ils renferment parfois, assez abondamment, de la hornblende, de l'hypersthène, de l'augite. Aussi, dans le Plateau moldave se met il en évidence un complexe de couches représenté par des alternances d'argiles et sables, avec



intercalations de sables cinéritiques et des cinérites dans l'intervalle Sarmatien supérieur—Méotien. Et alors se pose le problème de la validité du critérium adopté pour établir la limite entre Sarmatien—Méotien (Miocène—Pliocène) dans le Plateau moldave à raison duquel les produits volcaniques étaient rapportés uniquement au Méotien.

---



... în anul 1912, în urma unei revoluții științifice, s-a realizat o schimbare de paradigmă în geologie, care a condus la dezvoltarea geologiei moderne. Această schimbare a fost posibilă datorită contribuțiilor unor mari geologi, care au pus bazele unei noi științe, bazată pe metode științifice riguroase și pe utilizarea tehnologiilor avansate. În prezent, geologia este o știință în continuă dezvoltare, care contribuie semnificativ la cunoașterea și gestionarea resurselor pământului și a atmosferei.



OBSERVAȚII NOI ASUPRA GIPSURILOR EOCENE DIN BAZINUL  
TRANSILVANIEI <sup>1</sup>

DE

P. NIȚĂ PION <sup>2</sup>

**Abstract**

Observation on Eocene Gypsum Deposits in the Transylvania Basin. Gypsum deposits and the rocks associated with them build up facies of a reduced development, particularly at the base of marine series but not in horizons and sub-horizons as it had been previously considered. Since the gypsum-bearing deposits are generated by isolated lagoons which communicate periodically or permanently with the sea of origin, they differ both from the lithological constitution, and from the faunal points of view. Forms of *Miliolidae*, *Rotalidae*, *Echinoids*, *Ostracea* and *Mollusks* are generally present in the deposits associated with gypsum. The times of marine ingressions and regressions indicate the forming of lagoons marked by the presence of marls and limestones located in the upper part of the lower variegated clays, as well as of gypsum deposits located at the base of the two marine series.

Rezultatele observațiilor asupra gipsurilor eocene de pe rama de vest a bazinului Transilvaniei, au demonstrat în carecarea măsură evoluția unor lagune instalate de-a lungul unor țărături cu relief accidentat și fără vegetație, pe aliniamentul Mera—Gilău—Leghia—Mezeș—Jibou, funcționând sau izolat, sau comunicând periodic cu marea de origine. Marea a transportat diferite materiale, identificate de noi în intercalațiile argilo-marnoase sau lumașelice, argilele și marnele acoperitoare, grăsiile

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 21 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Șos. Kiseleff nr. 2. București.



și calcarele fosilifere dintre gipsuri. Așa cum s-a putut constata, gipsurile s-au format într-un regim de depunere liniștită pe fundul unor lagune, ca lentile de grosimi variabile cu extindere locală, sau ca gipsuri masive, deformate ulterior și ondulate datorită plasticității. Ele sînt cunoscute în Eocenul din bazinul Transilvaniei ca gipsuri inferioare (de vîrstă lutețian inferioară) și gipsuri superioare (de vîrstă priabonian inferioară). Acestea au fost considerate de noi ca alcătuint propriu-zis faciesuri caracteristice bazei seriilor marine, spre deosebire de unele concepții mai vechi și actuale care atribuie gipsurilor valoare de orizont sau suborizont, chiar și în cazul în care gipsurile nu sînt reprezentate litologic.

Aceste opinii diferite față de cele ale noastre, au fost consemnate cronologic de diferiți cercetători după cum urmează: A. K o c h (1894) atribuie valoare de orizont „Orizontului gipsului inferior și a marnelor cu *Anomia*” în regiunea Cluj și „Strate de Racoți” aceluiași depozite în regiunea Jibou.

V. D r a g o ș (1953) consideră că gipsurile din Golful Călățele sînt înlocuite prin depozite de origine marină, cuprinse între orizontul cu *Anomia* și stratele de Turbuța.

G. r. R ă i l e a n u și E m i l i a S a u l e a (1956) atribuie valoare de orizont gipsului inferior și al calcarelor cu *Anomia*, concepție care dovedește că nu este posibilă separarea unui orizont cu *Anomia* față de gipsuri, cu toate că între aceste două entități sînt deosebiri esențiale atît din punct de vedere litologic cît și faunistic. Concomitent cu G. r. R ă i l e a n u și E m i l i a S a u l e a, T h. J o j a acordă într-o altă interpretare valoare de suborizont stratelor de marne și gipsuri din împrejurimile orașului Jibou, depozite considerate anterior de K. H o f m a n n ca aparținînd părții superioare a stratelor de Turbuța (situație acceptată și de A. K o c h pentru gipsurile de la Jebuc și Stana). N. M é s z a r o s (1957) arată în baza calcarelor de Cluj un pachet cu valoare de orizont cu anomii, urmat de un orizont al gipsurilor superioare cu valoare regională. D. P a t r u l i u s și colaboratorii (1961) admit pentru regiunea Gilău Căpuș în cadrul orizontului marno-calcarelor cu *Anomia* și gipsurilor inferioare două zone de facies marginal și intern. În zona marginală (la nord de Agîrbiciu) se menționează calcare dolomitice cu intercalații de gresii, în care gipsurile sînt absente și care sînt considerate drept echivalent litologic atît al calcarelor de Agîrbiciu și al argilelor vîrgate acoperitoare, cît și al orizontului cu *Anomia*, zona internă cuprinzînd gip-



surile care se subțiază și dispar în zona marginală. Nița Vlaicu Tătărim (1963) acordă valoare de orizont gipsurilor inferioare împreună cu marno-calcarele cu *Anomia*, din regiunea de la sud-vest de Cluj.

### Faciesul gipsurilor inferioare

Observațiile noastre obținute pe numeroase secțiuni între Iara și Stejera (pl. I), demonstrează că gipsurile inferioare suferă modificări faciale pe laterală și verticală. Astfel la Iara, sud de Litenii de Sus și Săvădisla, echivalentul în timp al gipsurilor pare a fi reprezentat prin calcare grosiere și marne cenușii-verzui de grosimi reduse. La Luna de Sus (în Vîrful Mic și Valea lui Pătru) faciesul lagunar își manifestă prezența prin depuneri de grezo-calcare, pe a căror față inferioară sînt cimentate puternic forme de *Marcia* (*Marcimonia*) sp. (Valea lui Pătru), intercalate în depozite argilo-nisipoase roșii și verzi, aparținînd părții superioare a argilelor vîrgate inferioare de origine continentală. În acest sector faciesul gipsurilor inferioare se efilează, gipsurile dispărînd la nivelul pîrîului Hotrumb situat în apropierea localității Luna de Sus. La vest de Dîmbul Rotund (Luna de Sus), observațiile noastre demonstrează că pot fi separate trei momente cu depuneri de gipsuri. În acoperișul gipsului bazal sînt prezente argile roșii, pe cînd gipsurile de deasupra sînt asociate cu argile foioase cenușii sau calcare litografice. Al treilea moment cu depuneri de gipsuri (de 5—15 cm grosime) se pare a fi remaniat în baza orizontului cu *Anomia*. Prezența argilelor roșii confirmă întreruperea sedimentării marine, iar asociația momentului doi de depunere, poate fi pusă în legătură cu reinstalarea regimului de depunere lagunară. La est de Gilău, gipsurile sînt asociate cu calcare (3—4 m grosime), iar la Agîrbiciu, unde gipsurile lipsesc, faciesul lagunar este reprezentat prin grezo-calcare și dolomite (de 7—8 m grosime) dezvoltate către partea superioară a argilelor vîrgate inferioare (la 7—11 m) sub orizontul cu *Anomia*, ca rezultat al unor ingresiuni marine de scurtă durată. Pe drumul Căpuș—Gîrbău, gipsurile par a reprezenta în timp întreg orizontul cu *Anomia*, acestea fiind acoperite de strate cu *Nummulites perforatus*. La Leghia și în Pîrful Viilor, gipsurile capătă maximum de dezvoltare (10—28 m) dispărînd în Golful Călățele (la Bedeci, Mînăstireni, Finciu, est de valea Dobrenilor și Mărgău), de unde s-a putut trage concluzia că gipsurile s-au dezvoltat limitat, în funcție de răspîndirea restrînsă a lagunelor în zonele de țarm cu relief accidentat. Aici stratele cu *Anomia*



ar cuprinde în interiorul lor și echivalentul litologic al gipsurilor inferioare, fără a se putea delimita cartografic acesta fiind reprezentat prin calcare (în dealul Frîncu, Bedeci și Mărgău), prin gresii calcaroase (la Mînăstireni, prin marne la Finciu) sau prin marne tufacee (la est de valea Dobrenilor).

La nord de Rona, am atribuit faciesului gipsurilor inferioare numai primele două nivele din cele trei descrise de Gr. Răileanu și Emilia Saulea (cel bazal constituit din marne vinete verzui și gipsuri și o parte din calcarele breicioase cu *Anomia*), iar la Vărai și Stejăra, echivalentul în timp al faciesului cu gipsuri pare a fi cuprins în cadrul unor marne vinete verzui reduse ca grosime. Grosimea de 15 m pe marginea bazinului și de aproximativ 30 m în interior nu constituie grosimea reală a faciesului gipsurilor inferioare, deoarece înglobează și pe aceea a orizontului cu *Anomia* de aproximativ 15—18 m (Cluj, sud Someșul Mic). Observațiile de teren mai demonstrează că lagunele cu evoluție mai îndelungată s-au instalat mai târziu, ele ocazionînd depunerea primelor marne cu gipsuri și a calcarelor din baza orizontului cu *Anomia*. De unde rezultă că stratele descrise de A. Koch la Rona, împreună cu cele marine, paralelizate de Gr. Răileanu și Emilia Saulea cu faciesul de Agîrbiciu și calcarele sublitografice fosilifere, s-au depus în timpuri diferite, la diferite nivele în cadrul Lutețianului. Echivalentul stratigrafic al calcarului de Agîrbiciu a fost recunoscut și la sud de Someșul Mic pînă în apropierea localității Vlaha, unde este reprezentat prin gresii calcaroase albe în general nefosilifere.

Considerăm că depunerile calcaroase de la Agîrbiciu și acelea corespunzătoare de la nord de această localitate sînt depuse înaintea faciesului cu gipsuri propriu-zis, drept rezultat al unor mișcări oscilatorii de amplitudine redusă. Sedimentarea continentală a revenit după depunerea marină a calcarului de Agîrbiciu (cei 7 metri de argile roșii și gresii de peste calcare), după care au urmat o nouă invadare a apelor cu caracter temporar și o retragere a acestora, timp corespunzător ciclului de sedimentare lagunară.

În cele mai dese cazuri înlocuirea mediului continental lacustru cu mediul marin s-a produs treptat și lent, fapt care a favorizat precipitarea gipsurilor. Grosimea variată și conținutul litologic diferit al depozitelor cu gipsuri s-a datorat condițiilor diferite de depunere, influențate de aportul de material de pe continent, de dimensiunile lagunelor, de



adâncimea apelor etc. De unde considerăm că rezultă și greutatea în a paraleliza entități litologice ale faciesului cu gipsuri cu depozite corespunzătoare lor ca timp din cadrul argilelor vârgate inferioare sau al orizontului cu *Anomia*.

### Faciesul gipsurilor superioare

Gipsurile superioare cu dezvoltare limitată, au putut fi urmărite mai ales pe aliniamentul nord de Mera—est de culmea Mezeșului. Ele alternează cu calcare, uneori oolitice, fosilifere cu *Anomia* sp., *Gryphaea* sp., foraminifere etc., sau cu marne șistoase de grosimi variabile, reprezentând mai multe intercalații. Faciesul gipsurilor superioare suportă marno-argile verzi, considerate de antecercetători constituind baza orizontului calcarului grosier superior. În unele cazuri gipsurile superioare sînt substituite de marne, gresii sau calcare, atunci cînd marea de origine avea posibilitatea să depășească cordoanele litorale nu prea înalte, care separau lagunele de mare. În cazuri izolate, lagunele par a fi funcționat și izolat, fapt demonstrat prin variatele aspecte litologice din cadru depozitelor cu gipsuri, față de stratele bazale ale orizontului calcarului grosier superior, întîlnite mai ales la sud de Someșul Mic, unde gipsurile dispar. Faciesul menționat a fost echivalat de noi în acest sector cu „Orizontul gipsurilor superioare și al calcarelor oolitice” (Gr. Răileanu, Emilia Saulea, 1956) cu „Orizontul cu gips sau al calcarelor cu *Anomia*” și cu orizontul calcarelor cu ostreide (A. Koch, 1894). Explicația intercalațiilor de gipsuri în calcare, în prima jumătate a orizontului calcarului grosier superior la Totelec (O. Iliescu, 1954) o găsim în retragerea apelor și instalarea unui regim de depunere lagunară pentru o perioadă scurtă. Observațiile noastre între Ciurila și valea Glodului (pl. II), demonstrează evoluția unor lagune cu dezvoltare locală între Mera (Cluj) și valea Astupăturii (Mezeș). Grosimea maximă a gipsurilor a fost constatată în bazinul văii Nadișului (valea Gurguețu) precum și în valea Astupăturii. Îngroșarea sau subțierea lor nu respectă o regulă, iar în privința variațiilor de litologie pe laterală și verticală, gipsurile sînt acelea care suferă cele mai mari modificări.

Caracteristica principală a faciesurilor gipsurilor o constituie apariția gipsurilor ca strate sau lentile și asociația lor cu argile, marne și calcare. Localizarea lor de-a lungul ramei de vest a bazinului Transil-



vaniei se suprapune aproximativ cu partea vestică a vechiului golf al mării eocene, reprezentat pe hărțile paleogeografice, între Munții Apuseni și munții Mezeșului.

### BIBLIOGRAFIE

- Bombiță Gh. (1963) Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R.P.R. Acad. R.S.R. 1963. București.
- Joja T. (1956) Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. *An. Inst. Geol.* XXIX. București.
- Mateescu St. (1926) Observații morfologice și geologice asupra depresiunii Huedinului (Transilvania). *An. Inst. Geol. Rom.* XI. București.
- Mészáros N. (1957) Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. — *Monografii de geol. și paleont.* 1957.
- Niță Pion P., Vasilescu Gh., Vasilescu Maria (1966) Contribuțiuni la stratigrafia depozitelor eocene din regiunea Huedin—Călățele—Păniceni. *D. S. Inst. Geol. Rom.* LII/1. 1966. București.
- Nițulescu O. (1936) Contribuții la fauna eocenului superior din jurul Clujului. *Rev. Mus. Geol. Min. Univ. Cluj.*
- Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (nord-vest bazinul Transilvaniei). *An. Inst. Geol. Rom.* XXIX. București.
- Tătărim Vlaicu Nița (1963) Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-est de Cluj. Ed. Acad. R.P.R. 1963. București.

### NOUVELLES REMARQUES CONCERNANT LES GYPSES ÉOCÈNES DU BASSIN DE TRANSYLVANIE

PAR

P. NIȚĂ PION

(Résumé)

Les résultats des recherches effectuées nous ont déterminé de considérer les gypses comme constituant des faciès bien individualisés, à valeur locale, situés à la base des séries marines, et non pas comme des horizons ou des subhorizons à valeur régionale, comme on les considérait auparavant.



Le régime lagunaire s'est installé au cours de plusieurs étapes, notamment : les gypses inférieurs avant l'achèvement de la sédimentation des argiles bariolées éocènes inférieures (les gypses de Luna de Sus et de Dîmbul Rotund, région de Cluj), ainsi qu'après leur sédimentation, notamment à partir de la partie supérieure du Lutétien inférieur, se continuant jusqu'en base du Lutétien supérieur, celui-ci y compris, (gypses d'en base de l'horizon à *Anomia*).

La zone où les gypses s'effilent est placée aux environs de la localité de Luna de Sus. Vers le S les gypses disparaissent étant substitués graduellement par des dépôts d'origine marine. La séparation des dépôts marins correspondant aux gypses dans ce secteur est impossible, faute d'arguments d'ordre lithologique et faunique, à cause des conditions de sédimentation nettement différentes. Dans le secteur de Căpuș—Jibou les dépôts lagunaires correspondent comme âge à l'horizon à *Anomia* pris dans l'ensemble. Dans ce cas la lagune a fonctionné isolément, les gypses étant recouverts directement par des couches à *Nummulites perforatus*. La différenciation des faciès inférieurs par rapport à l'horizon à *Anomia* veut dire que les niveaux repères à *Gryphaea brogniarti* Br o n n., et *Gryphaea ésterhazyi* P á v., de l'horizon à *Anomia* ne sont jamais présents à l'intérieur des dépôts à gypses. Les épaisseurs des couches ainsi que leur constitution lithologique différentes dans le cadre des formations de lagune nous les avons expliquées par les conditions spécifiques de sédimentation, en fonction de l'envahissement et de la retraite des eaux à différents intervalles de temps, ayant subi, en moindre mesure, aussi l'influence de toute une série de facteurs locaux. Les calcaires oolithiques situés à la base des gypses nous renseignent sur une profondeur réduite des eaux, tandis que les gypses aux épaisseurs maximums nous indiquent la zone la plus profonde des lagunes. À ce qu'il paraît, les gypses y sont différents, au point de vue qualitatif, de ceux déposés dans des zones marginales.

Les faciès des gypses supérieurs générés par les lagunes disposées le long de l'alignement de Băgara—Stana—Mezeș—Jibou ont fonctionné soit isolément, soit en communication périodique ou permanente avec la mer d'origine. De ce fait il résulterait la corrélation des calcaires oolithiques d'en base des calcaires de Cluj, avec certains calcaires à gypses, décrits par les chercheurs précédents, situés sur le bord occidental du Bassin de la Transylvanie. Mais généralement les gypses supérieurs occupent



une position stratigraphique inférieure par rapport aux calcaires avec lesquels débute la série marine supérieure. Dans le bassin de la vallée de Glodu les dépôts équivalents au faciès des gypses sont d'origine marine, étant représentés par des marnes gris verdâtre, ne pouvant pas être séparées cartographiquement de la suite des marnes qui substituent les couches de Turbuța.

La faune des dépôts intercalés avec des gypses abonde en miliolidés, rotalidés, échinozoaires, ostracodes et mollusques. Les formes d'*Anomia* sp. paraissent être plus fréquentes, constituant parfois de véritables lumachelles dans lesquelles sont associées des formations de gastéropodes et lamellibranches bien conservés ou des formes de moules de dimensions réduites.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Répartition schématique des faciès gypsifères au cours du Paléogène, dans la partie occidentale du bassin de Transylvanie.

1, surface occupée par les dépôts paléogènes; 2, faciès des gypses supérieurs détecté par des travaux de surface et de forage, intercepté en dessous des formations plus récentes; 3, faciès des gypses inférieurs détecté par des travaux de surface et de forage, intercepté en dessous des formations plus récentes; 4, affleurements de gypses.

### Planche II

Corrélation du faciès des gypses inférieurs qui occupent le bord occidental du bassin de Transylvanie entre Iara et Stejera, région de Cluj.

1, marnes; 2, calcaires; 3, calcaires gréseux; 4, marnocalcaires; 5, calcaires dolomitiques; 6, marnes tuffacées; 7, marnes à glauconie; 8, lumachelles calcaires; 9, argiles rouges et vertes à intercalations de sables; 10, grès; 11, conglomérats; 12, sables; 13, gypses; 14, roches éruptives; 15, faciès des gypses inférieurs; 16, argiles rubanées inférieures; 17, horizon à *Anomia*; 18, horizon à *Nummulites perforatus*.

### Planche III

Corrélation du faciès des gypses supérieurs qui occupent le bord occidental du bassin de Transylvanie entre Ciurlia et valea Glodului.

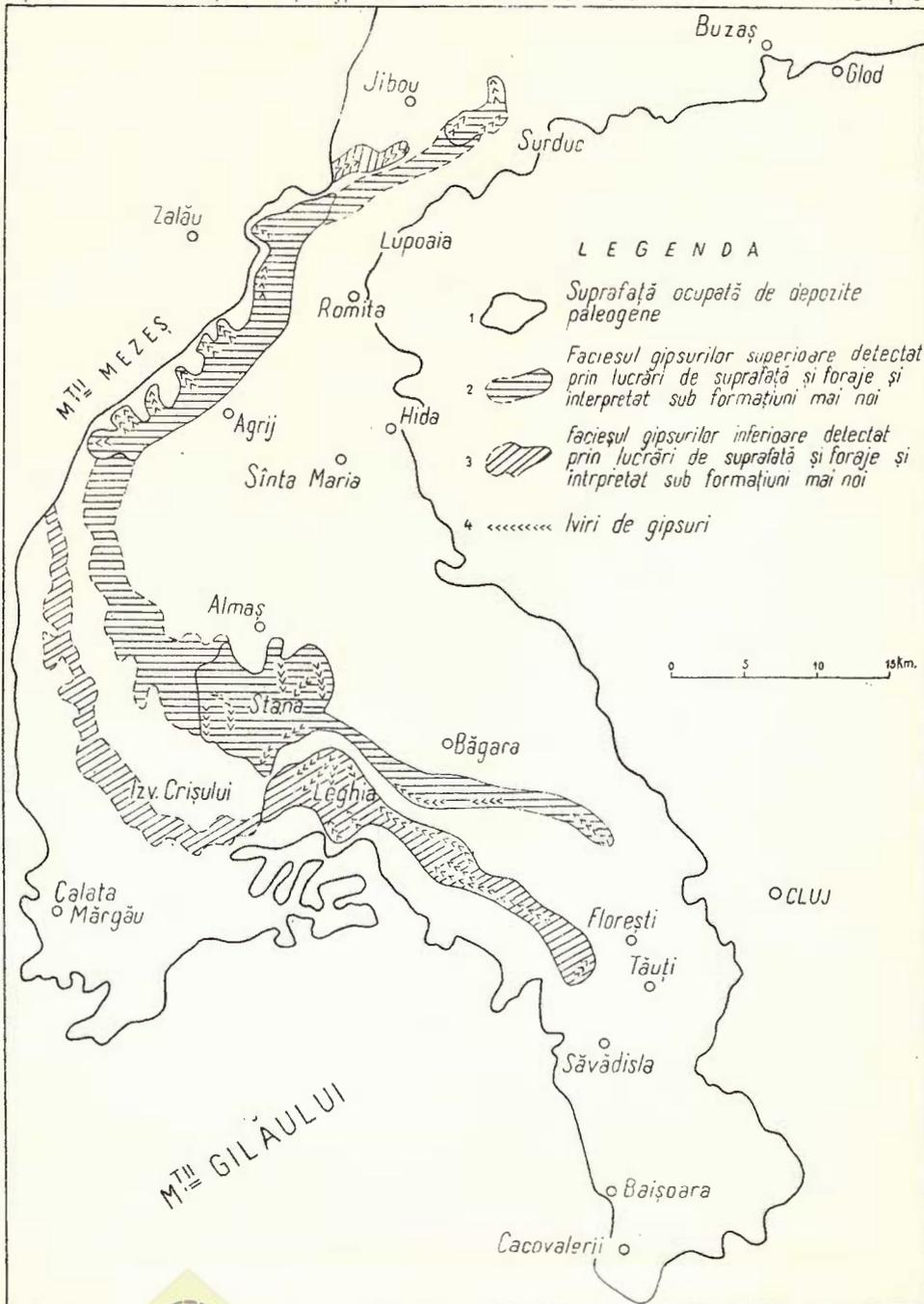
1, argiles; 2, marnes; 3, marnocalcaires; 4, calcaires; 5, grès; 6, grès calcaires; 7, gypses; 8, conglomérats; 9, microconglomérats; 10, argiles rouges et vertes à intercalations sableuses; 11, faciès des gypses supérieurs; 12, argile rubanée supérieure; 13, horizon du calcaire grossier supérieur; 14, dépôts marins, équivalent des couches de Turbuța; 15, complexe du grès de Racoți.



# REPARTIȚIA SCHEMATICĂ A FACIESURILOR GIPSIFERE ÎN PALEOGENUL DIN VESTUL BAZINUL TRANSILVANIEI

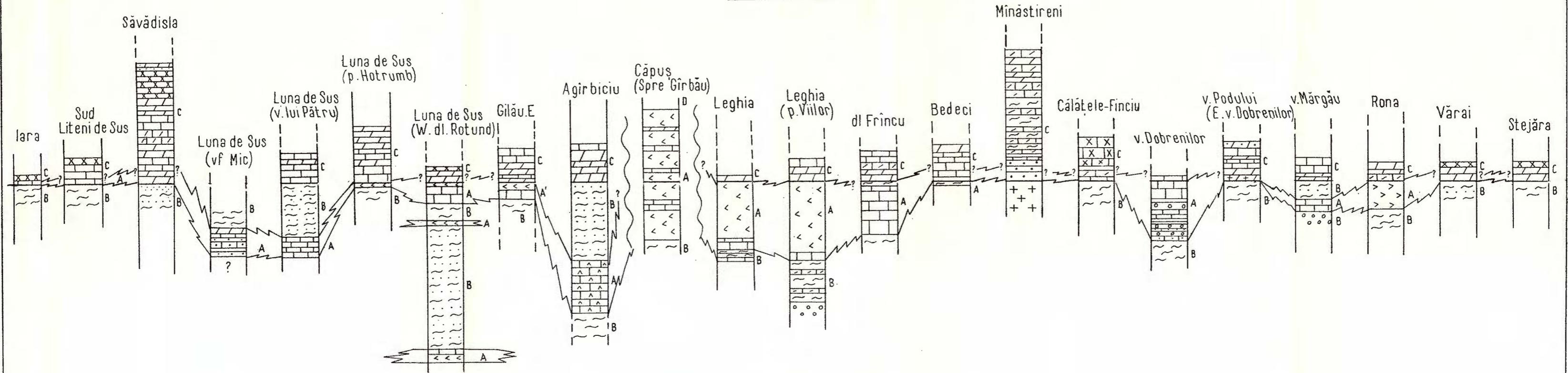
NIȚA PION PETRE: Observații noi asupra gipsurilor eocene din bazinul Transilvaniei

PLANȘA I



NIȚĂ PION PETRE  
CORELAREA FACIESULUI GIPSURILOR INFERIOARE PE RAMA VESTICĂ  
A BAZINULUI TRANSILVANIEI ÎNTRE IARA ȘI STEJERA. REG. CLUJ

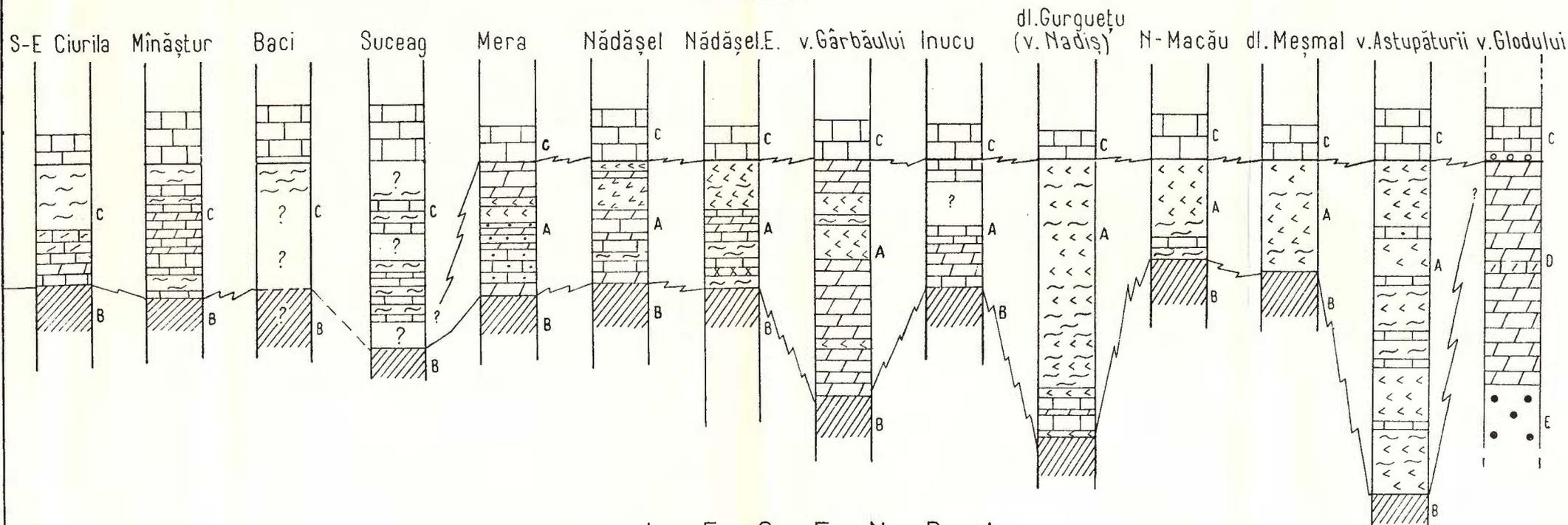
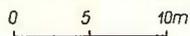
0 5 10 15 m.



LEGENDA

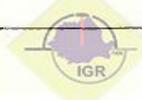
- |                     |                       |  |                  |                                      |   |
|---------------------|-----------------------|--|------------------|--------------------------------------|---|
| 1  Marne            | 4  Marno-calcare      | 7  Marne cu glauconit                                | 10  Gresii       | 13  Gipsuri                          | 16 B  Argile vârgate inferioare         |
| 2  Calcare          | 5  Calcare dolomitice | 8  Lumașele calcaroase                               | 11  Conglomerate | 14  Roci eruptive                    | 17 C  Orizontul cu Anomia               |
| 3  Calcare grezoase | 6  Marne tufacee      | 9  Argile roșii și verzi cu intercalatii de nisipuri | 12  Nisipuri     | 15 A  Faciesul gipsurilor inferioare | 18 D  Orizontul cu Numulites perforatus |

NIȚĂ PION PETRE  
 CORELAREA FACIESULUI GIPSURILOR SUPERIOARE  
 PE RAMA VESTICĂ A BAZINULUI TRANSILVANIEI ÎNTRE  
 CIURILA ȘI V. GLODULUI  
 REG. CLUJ



L E G E N D A

- |   |                                      |  |   |   |
|---|--------------------------------------|--|---|---|
| 1  Argile                                 | 3  Marno-calcare                     | 5  Gresii  | 7  Gipsuri  | 9  Microconglomerate                                |
| 2  Marne                                  | 4  Calcare                           | 6  Gresie calcaroasă                             | 8  Conglomerate   | 10  Argile roșii și verzi cu intercalații nisipoase |
| 11A <i>Faciesul gipsurilor superioare</i> | 12B <i>Argile vârgate superioare</i> | 13C <i>Orizontul calcarului grosier superior</i> | 14D <i>Depozite marine echivalente stratelor de Turbuța</i> | 15E <i>Complexul gresiei de Racoți</i>              |



CONTRIBUȚII LA STUDIUL DEPOZITELOR SARMAȚIENE DIN  
SINCLINALUL MELICEȘTI—POIANA TRESTIEI<sup>1</sup>

DE  
TH. ORĂȘANU<sup>2</sup>

---

**Abstract**

Contribution to the Study of the Sarmatian Deposits in the Melicești—Poiana Trestiei Syncline. In this paper the formations of the Sarmatian in the Melicești syncline (Buglovian, Volhynian and Bessarabian), and those of the Meotian are described. The three terms of the Sarmatian are individualized both from the lithological (Buglovian—marly; Volhynian—alternation of marls, clays and sands; Bessarabian—of marls, sands and oölitic fossiliferous sandstone), and the faunal point of view. The stratigraphic data obtained led to the following conclusions: the transgressive character of the Volhynian, the rhythmicity of the Volhynian and Bessarabian deposits as well as the transgressive character of the Meotian.

---

Regiunea care face obiectul notei de față, este cuprinsă între localitățile Melicești, Cosminele, Buștenari și Telega, situându-se în zona colinelor subcarpatice, la N de orașul Ploiești.

*Istoric.* Primele informații geologice privitoare la depozitele miocene din sinclinalul Melicești—Poiana Trestiei, le găsim în harta geologică „Vălerii de Munte” (1911) unde W. Teisseyre a atribuit depozitele situate la vest de vârful Măceșu celui de al doilea Mediteranian, considerînd că ele aparțin Tortonianului.

---

<sup>1</sup> Comunicare ținută în ședința din 24 martie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Șos. Kiseleff nr. 2. București.



În 1912, O. Protescu pune în evidență existența Tortonianului fosilifer pe flancul de N al sinclinalului Melicești—Poiana Trestiei remarcând totodată și prezența Sarmațianului, bogat în specii de *Cerithium* și *Cardium*.

În studiul stratigrafic și paleontologic privitor la depozitele Miocenului și Pliocenului din Muntenia K. Krejci și W. Wenz (1931) constată absența Buglovianului în regiunea dintre Buștenari și Poiana Trestiei, respectiv pe rama sudică a sinclinalului Melicești, depozitele Sarmațianului inferior repauzînd direct peste Tortonian. Autorii remarcă de asemenea prezența Sarmațianului mediu la sud de regiunea cercetată, menționînd că acesta corespunde cu o puternică fază regresivă.

În 1934, M. G. Filipescu face o descriere mai amănunțită a depozitelor miocene din sinclinalul Melicești, unde pe considerente de ordin litologic, separă în baza depozitelor sarmațiene, Buglovianul.

Recent G. Rado a prezentat o comunicare privitoare la limita Tortonian—Sarmațian în sinclinalul Melicești, în care pe baza unui bogat material paleontologic, stabilește limita Tortonian—Sarmațian inferior pe ambele flancuri ale sinclinalului.

#### Date stratigrafice

În sinclinalul Melicești—Poiana Trestiei depozitele sarmațiene pot fi urmărite pe numeroase profile, uneori continui. Se recunosc trei zone de apariții caracteristice și anume: pe flancul nordic (Melicești—Cosmina), pe periclinul estic (Valea Poiana Trestiei), flancul sudic (Buștenari—Telega).

*Buglovianul.* Depozitele atribuite acestui subetaj au fost identificate pe toate cele trei sectoare menționate; local însă lipsesc (parte din periclinul estic), fiind depășite de depozitele volhyniene.

a) Depozitele bugloviene din flancul nordic (Melicești—Cosmina). Depozitele bugloviene din acest flanc, sînt în continuitate de sedimentare cu cele tortoniene. Astfel, peste orizontul marnelor cu *Spiralis* urmează:

(1) marne cenușii, lipsite de macrofosile, dar bogate în exemplare de *Cibicides* (gr. *Cibicides lobatulus* Walcher et Jacob) (10—12 m grosime);

(2) marne cenușii, nisipoase, fosilifere (5 m grosime) din care am colectat: *Ervillea dissita dissita* (Eichw.), *Clithon (Vittochliton) pictus*



*pictus* Ferr., *Bittium deforme* Eich w., *Cerithium (Theridium) rubiginosum rubiginosum* Eich w., *Dorsanum duplicatum duplicatum* (Eich w.), *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.), *Mohrensternia sarmatica* Fried., *Pirenella picta picta* Eich w., *Modiolus (Musculus) sarmaticus* Gat., *Ervilia dissita dissita* (Eich w.), *Pirenella picta mitralis* (Eich w.), *Rissoa* sp., *Hydrobia* sp.

(3) marne cenușii cu intercalații subțiri de câțiva centimetri de gresii cenușii micacee uneori cu texturi ondulate și marne cenușii friabile sau compacte în bancuri groase cu impresiuni sau cochilii prost conservate de *Ervilia trigonula* Sok. Grosimea totală a sedimentelor bugloviene însumează aproximativ 110 m.

Această succesiune se urmărește mai greu spre est deoarece formațiunile sînt în mare parte acoperite. Am putut constata însă că depozitele se efilează treptat, în această direcție pentru a dispărea complet în apropiere de vîrfurile Lungu, unde sînt depășite de nisipurile volhyniene.

b) Depozitele bugloviene din periclinul estic (Valea Poiana Trestiei). În acest sector depozitele bugloviene nu se pot urmări într-un profil continuu. În cele câteva aflorimente localizate pe ambii versanți ai văii Pîrful Trestiei, se întîlnesc aceleași depozite marnoase, uneori fosilifere, stînd peste depozitele Tortonianului.

De remarcat că în versantul stîng al văii Pîrful Trestiei depozitele bugloviene dispar sub nisipurile volhyniene, care vin să repauzeze direct peste Tortonian.

Din diferite nivele am colectat speciile: *Ervilia trigonula* Sok., *Syndesmia reflexa* (Eich w.), *Modiolus (Musculus) sarmaticus* Gat.

c) Depozitele bugloviene din flancul sudic (valea Telega—pîrful Puturosu). Deasupra marnelor cu *Spirialis* ale Tortonianului superior, succesiunea continuă cu marne cenușii albicioase, compacte sau friabile (30 m) cu nivele mai nisipoase către partea superioară, din care provin: *Syndesmia reflexa* (Eich w.), *Ervilia trigonula* Sok., *Modiolus (Musculus) sarmaticus* Gat.

Urmează tot marne (aproximativ 60—70 m grosime) ce conțin la diferite nivele speciile: *Syndesmia reflexa* Eich w., *Ervilia dissita dissita* (Eich w.), *Modiolus (Musculus) sarmaticus* Gat., *Trochus urupensis* Dan. (trece și în Volhynian), *Hydrobia ventrosa* Mont.,



*Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (B a s t.), *Pirenella picta mitralis* (E i c h w.), *Dorsanum* sp., *Cardium* sp.

Grosimea totală a complexului marnos se estimează la 140 m.

În concluzie, Buglovianul este individualizat atât din punct de vedere litologic, lucru observat încă de M. G. Filipescu (1934), cât și din punct de vedere paleontologic fapt arătat în parte și de G. R a d o. Asociația faunistică întilnită în complexul marnos atribuit Buglovianului în special bogată pe flancul nordic, este similară celei care caracterizează acest subetaj, în Caucaz, Podolia, Podișul Moldovenesc, etc.

Grosimea sedimentelor bugloviene în flancul sudic (140 m) este mai mare decât în flancul nordic (110 m).

În partea de est a flancului nordic, formațiunile bugloviene se efi-lează treptat și sînt depășite de cele volhyniene.

*Volhynianul.* În sinclinalul Melicești—Poiana Trestiei din toate formațiunile Sarmatianului cele ale subetajului Volhynian acoperă supra-fașa cea mai mare.

a) Flancul nordic (Melicești—Cosmina). Pe profilele din flancul nordic, peste marnele cu *Ervilia trigonula* S o k. ce aparțin Buglovianului, se aștern nisipuri albicioase gălbui prăfoase (groase de 25—30 m), pe alocuri cu nivele de nisipuri mai grosiere și de pietrișuri mărunte în care se individualizează trovanți de formă și dimensiuni variate, marne cenușii cu tentă brună și lamine nisipoase marcînd stratificația, cu intercalații la diferite nivele de marne nisipoase gălbui, fosilifere (140 m grosime). Fauna identificată cuprinde următoarele forme: *Trochus* cf. *pictus* E i c h w., *T. papila* E i c h w. (rar), *Cerithium* (*Thericium*) *rubiginosum rubiginosum* (E i c h w.), *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* B a s t., *Trochus urupensis* D a n., *Irus* (*Paphirus*) cf. *gregarius* P a r t s c h., *Ervilia dissita dissita* E i c h w.

În nivelele superioare de marne gălbui nisipoase am găsit și exemplare de *Cryptomactra pseudotellina* A n d r u s, în asociație cu formele citate mai sus. Grosimea totală a Volhynianului atinge 180 m.

b) Periclinul estic (valea Poiana Trestiei). În această parte a sinclinalului marnele Buglovianului suportă un pachet (35 m grosime) de nisipuri albicioase grosiere în bază, foarte fine în partea superioară cu lamine de argile marnoase de 1—3 mm grosime și cu ripple-marks pe fașa superioară a stratelor.



Bancurile de nisipuri din partea superioară conțin blocuri interstratificate de gresii dure, gălbui, ce prezintă pe fața superioară ripple-marks mulate de lamine marnoase. În pachetul nisipos se intercalează și două nivele de gresii oolitice gălbui, puternic diaclazate, de culoare brun-roșietică prin alterație, avînd 5 m grosime;

Urmează un pachet marnos căruia i se intercalează în partea superioară nisipuri slab cimentate cu trovanți de forme variate (20 m grosime).

Termenul următor este constituit din marne cenușii și cenușii-brune cu intercalații de nisipuri cu trovanți și de argile nisipoase (aproximativ 60 m).

Din diferite nivele ale acestui pachet provin formele: *Pirenella picta picta* (De France), *P. picta mitralis* (Eichw.), *Cerithium (Theridium) rubiginosum rubiginosum* (Eichw.), *C. zboroviense* Fried., *Dorsanum* sp. (gr. *D. duplicatum*).

Sucesiunea depozitelor se continuă printr-o alternanță de marne cu intercalații de marno-argile nisipoase și nisipuri; spre partea superioară apare o gresie fină dură (0,7—0,8 m) cu cuiburi fosilifere conținînd formele: *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch), *C. protractum* Eichw. (frecvent), *Modiolus subpapilio* Gat. (rar), *Donax dentiger* Eichw. (rar), *Mactra eichwaldi* Lask. (f. rar), *Modiolus incrassatus incrassatus* (d'Orb.) (frecvent), *Irus (Paphirus) cf. vitalianus* (destul de rar), *Dorsanum* sp., *Cardium* sp.

Se constată că la acest nivel cardiidele prezintă un maximum de dezvoltare. Mai sus în succesiune bancurile de nisipuri devin mai abundente. Întîlnim un nou orizont de gresie lumașelică în care predomină aceeași asociație menționată mai sus, dar în care cochiliile sînt mult mai diagenizate.

c) Flancul sudic (valea Telega—pîriul Puturosu). În flancul sudic la nord de Buștenari, peste marnele bugloviene se dispune o puternică serie de nisipuri asemănătoare întrutotul celei descrise pe valea Poiana Trestiei (periclinul estic). Remarcăm și aici prezența celor două bancuri de gresie oolitică, localizată la partea superioară a nisipurilor. Aceste bancuri pot constitui un orizont reper, ele întîlnindu-se și mai la vest în profilul de pe valea Telega.

Aici, deasupra nivelelor de gresie oolitică, urmează un pachet de marne în alternanță cu bancuri de nisipuri de 2—3 metri grosime, adesea cu trovanți. În partea superioară a acestui pachet se remarcă prezența



unei gresii fine, dure, pe alocuri cu caracter lumașelic, conținând următoarele forme: *Cardium protractum* Eichw., *C. vindobonense vindobonense* (Partsch), *Donax dentiger* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Irus* sp.

În plus se întâlnesc și numeroase exemplare de *Cardium*, indeterminatele specifice.

În concluzie, pe flancurile sinclinalului Melicești—Poiana Trestiei și în sectorul periclinului estic depozitele volhyniene repauzează concordant peste marnele Buglovanului, dar fără continuitate de sedimentare. Caracterul transgresiv al Volhynianului, este marcat atât prin faptul că depozitele acestui subetaj depășesc în extindere depozitele bugloviene cât și prin faptul că primul lor termen este constituit din sedimente psamitice. Depozitele volhyniene din flancul nordic au un caracter pronunțat pelitic comparativ cu cele din partea centrală și sudică a sinclinalului, unde ele se caracterizează printr-o alternanță de nivele psamitice cu nivele pelitice.

Sedimentele volhyniene conțin o faună mult mai bogată în partea estică (valea Poiana Trestiei) și sudică (valea Telega), decât pe flancul nordic (Melicești). Totodată se observă că în flancul nordic cu depozite pelitice mai dezvoltate, gasteropodele au rolul preponderent, în timp ce în sud și în partea centrală domină lamelibranhiatele, în special cardiidele. Grosimea depozitelor volhyniene în nord (180 m) este mai mică decât în partea centrală (peste 200 m).

*Bessarabianul.* Depozitele atribuite Bessarabianului se cantonează în partea centrală a sinclinalului Melicești—Poiana Trestiei, ocupând o suprafață mult mai restrinsă decât cele volhyniene.

a) Depozitele bessarabiene din flancul nordic (Melicești). Pe flancul nordic al sinclinalului, la partea superioară a formațiunilor atribuite Volhynianului, am menționat prezența speciei *Cryptomactra pseudotellina* Andr. în asociație cu alte forme. Deoarece însă această specie apare încă din partea superioară a Volhynianului nu există deocamdată argumente pentru separarea unor depozite bessarabiene în acest sector.

b) Periclinul estic (valea Poiana Trestiei). Peste depozitele volhyniene din acest sector urmează un pachet gros de 30 m de marne cu nivele mai nisipoase din care am colectat: *Pirenella picta mitralis* (Eichw.) (70%), *P. picta picta* (Defrance) (20%), *P. disjuncta disjuncta* (Sow.) (8%), *Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sow.) (2%).



Urmează un pachet de marne cenușii (20 m grosime) cu rare intercalații de marne nisipoase și cuiburi fosilifere, în special cu: *Irus (Paphirus) naviculatus* (R. H ö e r n e s) A n d r u s., specie caracteristică părții inferioare a Bessarabianului.

Marnele cu *Irus (Paphirus) naviculatus* A n d r s. sînt urmate de marne nisipoase cenușii-albicioase cu fragmente de *Irus (Paphirus) gregarius gregarius* (P a r t s c h) G o l d f u s s, prezentînd cochilie foarte groasă, precum și cu Cardiide în asociație cu: *Hydrobia elongata* E i c h w. (rar), *Pirenella picta mitralis* E i c h w. (frecvent).

În nivelele superioare ale acestui complex am identificat: *Mactra* cf. *fabreana* d'Orb., *Ervilia dissita podolica* E i c h w., *Dorsanum dissitum* (D u b o i s), *D. pseudoduplicatum* S i m. et B a r b u, *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (B a s t.) (talie mare), *Hydrobia substriatula* E i c h w., *Pirenella disjuncta disjuncta* (S o w.).

Urmează un alt pachet marnos (20 m grosime) constituit din marne cenușii și gălbui, nisipoase, în care la partea superioară se intercalează o gresie cenușie oolitică, puternic cimentată sau sfărîmicioasă cu aspect lumașelic. Un pachet (3—4 m grosime) de marne nisipoase cu dese intercalații de nisipuri, separă primul nivel de gresie oolitică de un al doilea nivel, mult mai bine individualizat (0,7 m grosime). Speciile identificate sînt: *Cardium plicatofittoni* S i n z. (rar), *C. ustjurtense* K o l e s. (f. rar), *Mactra podolica* E i c h w. (rar), *M. vitaliana vitaliana* d'Orb. (rar), *Irus (Paphirus) gregarius dissitus* (E i c h w.) (rar), *I. (Paphirus) gregarius* (P a r t s c h) (frecvent), *Ervilia dissita podolica* E i c h w. (frecvent), *Modiolus (Musculus) sp.*, *Dorsanum opinabile opinabile* (K o l e s.) (frecvent), *Calliostoma sp.* (gr. *Calliostoma podolicoformis*), *Neritina sp.* (1 ex.).

La acestea se asociază: *Pirenella picta mitralis* (E i c h w.) (f. frecvent), *P. picta picta* (D e f r a n c e), *P. disjuncta disjuncta* (S o w.), *Cerithium (Theridium) rubiginosum rubiginosum*. (E i c h w.).

Majoritatea formelor enumerate mai sus alcătuiesc asociații caracteristice pentru Bessarabian.

Conținutul micropaleontologic al acestor depozite, determinat de Y v o n n e B a b u c e a, este alcătuit din: *Miliolina akneriana akneriana* d'Orb. (frecvent), *M. akneriana argunica* G e r k e (rar), *M. seminulum* (L i n n é) (frecvent), *M. cf. laevigata* (d'Orb.) (rar), *Trilocolina trigonula* L a m a r k (rar), *Ammonia (Streblus) beccari* (L i n n é)



(destul de rar), *Nonion granosum* (d'Orb.) (frecvent), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll.) (destul de frecvent), ostracode.

Această asociație microfaunistică, cunoscută în literatura de specialitate sub numele de „Asociația cu Miliolide și *Nonion granosum* d'Orb.” se localizează după numeroși autori în Bessarabianul mediu (I. Costea și N. Balteș, Th. Iorgulescu, Emilia Saulea, N. Paghida, I. V. Vanglinski etc.).

Un alt pachet marnos-nisipos (5 m grosime) suportă un al treilea nivel de gresie oolitică organogenă (0,3 m grosime) din care am determinat: *Irus gregarius gregarius* (Partsch) (2%), *I. vitalianus* (d'Orb.) (1 ex.), *Cardium plicatofittoni* Sinz. (f. rar), *Solen cf. subfragilis* Eichw. (1 ex.), *Mactra* sp., *Pirenella picta mitralis* (Eichw.) (rar), *P. disjuncta disjuncta* (Sow.) (40% de talie mică), *Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sow. — Koles.) (20%), *D. dissitum* (Dubois) (7%), *D. torpidum* (Koles.) (2%), *Calliostoma podolicoformis podolicoformis* (Dub.) (15%).

Asociația microfaunistică determinată de Yvonne Babucea, cuprinde: *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll.) (frecvent), *E. macellum aculeatum* (Silvestri) (rar), *E. aculeatum* (d'Orb.) (frecvent), *E. lessoni* (d'Orb.) (rar), *Nonion granosum* d'Orb. (destul de frecvent), *N. subgranosus* (Egger) (rar), otolite (frecvent), ostracode (frecvent).

Urmează un pachet marnos-nisipos cu o intercalație de gresie (0,08 m grosime) cenușie, dură, ușor micacee și destul de fină care păstrează mlaje sau cochilii întregi de: *Mactra podolica* (Eichw.), *Cardium ingratum* Koles., *Modiolus incrassatus incrassatus* (d'Orb.).

Din orizontul marnos Yvonne Babucea a identificat următoarea asociație microfaunistică: *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll.), *E. macellum aculeatum* (Silvestri) (frecvent), *E. minutum* (Reuss) (rar), *Nonion granosum* (d'Orb.) (frecvent), *N. subgranosus* (Silvestri) (frecvent), *Miliolina consobrina nitens* Reuss (rar), *Orbulina suturalis* (Bronniman) (destul de rar), *Cibicides bouianus* (d'Orb.) (rar), ostracode (frecvent).



Aceste ultime asociații microfaunistice, în care după cum se observă predomină formele de *Elphidium* asociate cu *Nonion* și alte foraminifere, la care se adaugă și numeroase ostracode, se localizează după numeroși autori (T. Iorgulescu, I. Costea și N. Balteș) în Bessarabianul superior; asociația este citată drept caracteristică atât în subcarpații Munteniei cât și în depresiunea getică (N. I. Corici și Balteș).

Sucesiunea se continuă cu un pachet de marne cu intercalații nisipoase, ce devin din ce în ce mai abundente în partea superioară, unde se localizează nisipuri gălbui-albicioase, fine, uneori cu trovanți în partea bazală. Urmează gresii calcaroase, organogene, cu grosimi de ordinul decimetrilor în care cochiliile sînt parțial dizolvate. Fauna cuprinde formele: *Calliostoma podolicoformis podolicoformis* (Koles.), *Cardium cf. fittoni* (d'Orb.).

Din partea bazală a marnelor am determinat numeroase exemplare de: *Trochus praeferonius* Koles. (de talie mică).

Sucesiunea se continuă cu aceleași nisipuri gălbui-albicioase, adesea cu aspect prăfos în care se intercalează un nou nivel de gresie calcaroasă organogenă cu un conținut paleontologic identic dar în care cochiliile sînt mult mai diagenizate.

Studiul profilului în continuare este îngreuiat de prezența a numeroase pornituri și suprafețe acoperite. Grosimea totală a Bessarabianului este de 160 m.

c) Depozitele bessarabiene din flancul sudic al sinclinalului. Absența unor deschideri continui pe flancul sudic, cu excepția celor din valea Telega, ne împiedică să facem referiri de detaliu cu privire la succesiunea depozitelor bessarabiene din acest sector.

În cele câteva aflorimente cercetate apar marne cenușii-albicioase cu numeroase intercalații (15—20 cm) de nisipuri, adesea cu trovanți sferoidali. În nivelele superioare, se găsesc intercalate două pachete de gresii oolitice organogene în care cochiliile au fost parțial dizolvate. Pe lângă abundența exemplarelor de *Pirenella* și a Buccinidelor se remarcă numeroase exemplare de *Irus*, *Trochus*, *Ervilia* și chiar fragmente de *Mactra*.

Din marne s-au colectat numeroase exemplare de *Trochus praeferonius* Koles. Deci ne găsim în prezența marnelor și a nisipurilor cu intercalații de gresii oolitice fosilifere, întâlnite în partea de est pe valea Poiana Trestiei și pe care le-am raportat Bessarabianului.



În concluzie, în cadrul depozitelor Bessarabianului care ocupă partea centrală a sinclinalului Melicești—Poiana Trestiei se remarcă, ca și în cazul depozitelor volhyniene un net caracter de ritmicitate evidențiat prin alternanța orizonturilor pelitice, cu cele psamitice. Faunele colectate, mai abundente decât în Volhynian, confirmă prezența întregului Bessarabian. Succesiunea completă a depozitelor poate fi urmărită doar pe flancul sudic și în partea de est a sinclinalului; în nord aceste depozite fiind acoperite transgresiv de Meoțian, nu s-a putut identifica decât partea bazală a Bessarabianului.

În profilele cercetate nu am putut trasa în mod riguros limita Volhynian—Bessarabian; între gresia calcaroasă cu faună tipic volhyniană și între primele orizonturi fosilifere cu faună tipic bessarabiană, se interpune un pachet marnos de aproximativ 30 m grosime, lipsit în genere de macrofaună sau cu forme neconcludente.

*Meoțianul.* Deasupra depozitelor bessarabiene se dispun marne, argile și nisipuri. Dintr-un nivel de gresie dură-gălbuie, am identificat numeroase exemplare de *Theodoxus* și *Hydrobia*. Remarcăm de asemenea prezența unor congerii de talie mică, tipice pentru Meoțianul inferior. Urmează un pachet de 15—20 m grosime de nisipuri în alternanță cu argile la partea superioară și în care se intercalează o gresie tufacee de câțiva centimetri precum și cinerite friabile de culoare albicioasă. Cum în regiunea subcarpatică cineritele se situează la baza Meoțianului superior, putem conchide că depozitele care se cantonează sub acest orizont aparțin Meoțianului inferior iar nisipurile de deasupra Meoțianului superior.

Privite într-un context mai general depozitele sarmațiene ale sinclinalului Melicești—Poiana Trestiei s-ar încadra în ceea ce Emilia Saulea (1956) a definit ca Sarmațian de tipul unităților interne (unități cu poziție internă față de dislocația pericarpatică), localizându-se pe rama nordică a bazinului de sedimentare.

Datele stratigrafice expuse scot în evidență următoarele particularități condiționate de oscilațiile care au afectat acest teritoriu (mișcărilor attice): caracterul transgresiv al Volhynianului peste depozitele Buglovianului, ritmicitatea depozitelor volhyniene și bessarabiene, caracterul transgresiv al Meoțianului care se așterne direct peste depozitele Bessarabianului.



## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I., Macarovici N. (1952) Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie. *An. Com. Geol.*, XXIII. București.
- Boda J. (1959) Das Sarmat in Ungarn und seine invertebraten Fauna. *Jahrb. d. Ung. Geol. Anst.* XLVII fasc. 3 (ultimus). Budapest.
- Çostea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. Tehnică. București.
- Filipescu M. G. (1937) Études géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et la vallée du Slănic et Bisca Mică. *Bul. lab. de Min. a Univ. București*, II. București.
- (1934) Cercetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftanei (jud. Prahova). Teză. *Bul. Lab. Min. gen. al Univ. București*, I. 1935.
- Gillet Suzette (1961) Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe. *Rev. de Géogr. et Géol.* Paris.
- Iorgulescu T. (1956) Contribuții la studiul micropaleontologic al Neogenului din Oltenia. *Lucr. I.P.G.G.* IV. București.
- (1953) Contribuții la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de est (Prahova și Buzău). *An. Com. Geol.*, XXVI. București.
- Ionesi B. (1963) Contribuții la studiul Bugloviianului din partea de nord a platformei Moldovenești (regiunea Vicșani—Orașul Siret—Grămești). *Anal. și. ale Univ. Al. I. Cuza Iași*, secț. II-a, IX. Iași.
- Macarovici N. (1964) Contribuții la cunoașterea Sarmațianului de pe dreapta Siretului. *Anal. și. Univ. Al. I. Cuza Iași*, secț. II-a, X. Iași.
- (1955) Cercetări geologice în Sarmațianul Podișului Moldovenesc. *An. Com. Geol.*, XXVIII. București.
- Martiniuc C. (1942) Contribution à la connaissance du Sarmatien entre le Sereth et le<sup>s</sup> Carpathes. *Anal. și. ale Univ. Al. I. Cuza Iași*, XXXI. Iași.
- Motaș I. (1948—1949) Asupra stratigrafiei Mio-Pliocenului dintre valea Ialomiței și valea Dimboviței la nord de Tîrgoviște. *D. S. Com. Geol.*, XXXV. București.
- Moisescu G. (1955) Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri. Edit. Acad. R.P.R. București.
- Papp A. (1952) Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener-Beckens. *Mitt. d. Geolog. in Wien*, 45.
- Pătruț I. (1955) Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte. Cosminele—Buștenari. *An. Com. Geol.* XXVIII. București.
- Protescu O. (1912) Comunicare preliminară asupra etajului Tortonian în regiunea Mellișcești. *D. S. Com. Geol.* IV. București.
- Preda D. M. (1925) Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* X. București.
- Paghida N. (1963) Contribuții la studiul micro-faunistic al Sarmațianului mediu din regiunea Pietrosu—Ruginoasa. *Anal. și. ale Univ. Al. I. Cuza*, secț. II-a, IX. Iași.



- (1960) Microfauna din Buglovianul de pe dreapta Prutului. *Anal. şt. ale Univ. Al. I. Cuza Iaşi*, VI/4. Iaşi.
- Saulea Emilia (1956) Contribuţiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpaţii Munteniei. *An. Com. Geol.* XXIX. Bucureşti.
- Tudor Mira (1955) Studiul depozitelor sarmatiene dintre Jiu şi Olteţ. Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti.
- Teisseyre W., Mrazec L. (1906) Structura geologică a regiunii Cîmpina—Buştenari. *Mon. Petr. Rom.* VII.
- Vancea D. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES DÉPÔTS SARMATIENS DU  
SYNCLINAL DE MELICEŞTI—POIANA TRESTIEI (SUBCARPATES  
DE LA MUNTÉNIE)

PAR

TH. ORĂŞANU

(Résumé)

Dans le synclinal de Meliceşti—Poiana Trestiei le Sarmatien est représenté par les termes suivants : Buglowien, Volhynien et Bessarabien.

a) Le Buglowien est caractérisé lithologiquement par des marnes et des argiles souvent sableuses qui abondent en *Ervilia trigonula* Sok. et *Syndesmia reflexa* (Eichw.) accompagnées de *Modiolus*, *Acteocina*, *Dorsanum* et rarement *Cardium*. L'épaisseur des fragments buglowiens ne dépasse pas 140 m.

b) Le Volhynien repose en concordance sur les marnes buglowiennes mais sans continuité de sédimentation. Lithologiquement les dépôts volhyniens sont représentés par une alternance de niveaux psammito-pséphitiques (sables, souvent à grandes concrétions) avec des niveaux pélitiques (marnes sableuses et argiles). L'association faunique cantonnée dans ces dépôts et représentée par *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch), *C. protractum* Eichw., *Donax dentiger* Eichw., *Macra eichwaldi* Lask., *Modiolus subpapilio* Gat. auxquels s'associent *Irus*, *Pirenella*, *Acteocina*, *Dorsanum*, *Trochus*, *Ervilia*, est analogue à



celle qui caractérise le Volhynien du Caucase, de la Podolie et du Plateau moldave, etc.

Les sédiments volhyniens renferment une faune beaucoup plus riche dans le secteur oriental (Vallée Poiana Trestiei) et méridional (Vallée Telega) que sur le flanc septentrional (Melicești).

c) Le Bessarabien est cantonné dans la partie centrale du synclinal de Melicești—Poiana Trestiei, occupant des surfaces beaucoup plus restreintes que le Volhynien.

Lithologiquement les sédiments bessarabiens sont constitués par des horizons pélitiques en alternance avec des horizons pséphito-psammitiques.

On peut individualiser trois paquets de grès oolithiques lumachelliques renfermant : *Maetra podolica* Eichw., *M. cf. fabreana*, *M. vitaliana vitaliana* d'Orb., *Scen. cf. subfragilis* Eichw., *Cardium plicatofittoni* Sinz., *C. ingratum* Koles., *Irus gregarius gregarius* Eichw., *I. vitalianus* d'Orb., *Calliostoma podolicoformis podolicoformis* Dub., *Dorsanum dissitum* (Dub.), *D. torpidum* (Koles.) etc., formes accompagnées par une riche association microfaunique représentée par de nombreux exemplaires de : *Miliolina (M. akneriana* d'Orb.), *M. seminulum* Linné, *M. laevigata* d'Orb., et *Nonion granosum* d'Orb. L'association macro- et microfaunique confirme la présence du Bessarabien dans son ensemble.

Les dépôts bessarabiens sont surmontés par des marnes, argiles et sables avec des intercalations de cinérites, appartenant au Méotien.

Les dépôts sarmatiens du synclinal de Melicești—Poiana Trestiei, envisagés d'une manière plus générale, peuvent être attribués à ce que Emilia Saulea a dénommé comme Sarmatien du type des unités internes, étant localisés sur le bord septentrional du bassin de sédimentation.

Les données stratigraphiques exposées accusent les particularités suivantes, conditionnées par les oscillations qui ont affecté ce territoire (mouvements attiques) : le caractère transgressif du Volhynien sur les dépôts du Buglowien, la rythmicité des dépôts volhyniens et bessarabiens, le caractère transgressif du Méotien qui repose directement sur les dépôts du Bessarabien.



## EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Melicești—Poiana Trestiei.

1, a. alluvions, b. éboulements; 2, Méotien supérieur; 3, tufs; 4, Méotien inférieur; 5, Bessarabien; 6, Volhynien; 7, Buglowien; 8, Tortonien; 9, Oligocène (kliwa supérieure); 10, Oligocène (Podul Morii); 11, faille 12, limite de transgression.

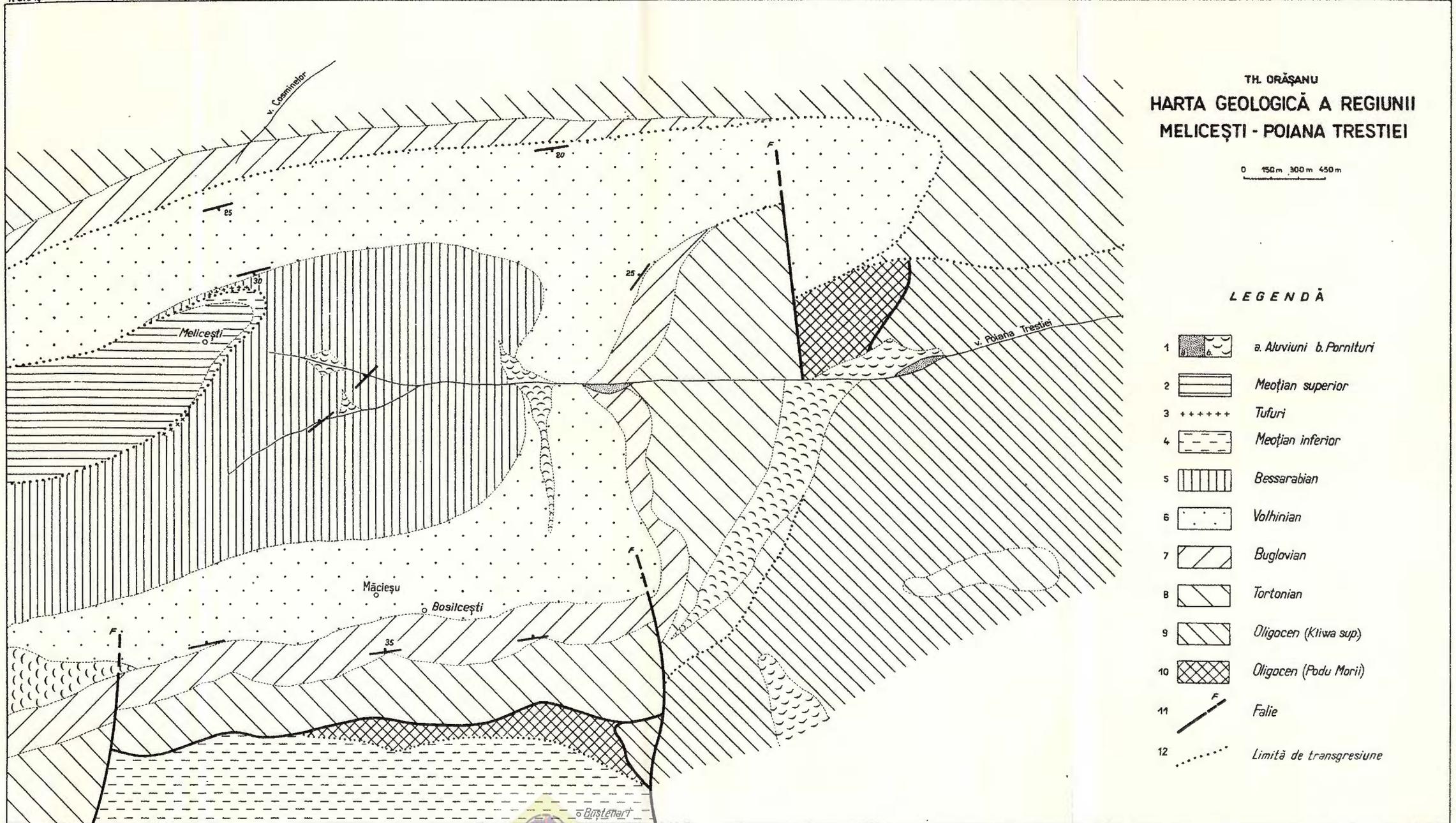
Planche II

Collones stratigraphiques dans le Sarmatien du synclinal de Melicești—Poiana Trestiei

A) Flanc septentrional; B) Periclinal oriental; C) Flanc méridional.

1, marnes; 2, marnes sableuses; 3, argiles; 4, argiles sableuses; 5, sables à trovantes; 6, grès; 7, grès oolithiques; 8, grès oolithiques fossilifères; 9, grès fossilifères; 10, tufs.



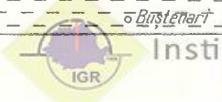


TH. ORĂȘANU  
**HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII  
 MELICEȘTI - POIANA TRESTIEI**

0 150 m 300 m 450 m

**LEGENDĂ**

- 1 a. Aluviuni b. Parnituri
- 2 Meotian superior
- 3 Tufuri
- 4 Meotian inferior
- 5 Bessarabian
- 6 Volhinian
- 7 Buglovan
- 8 Tortonian
- 9 Oligocen (Kiwa sup.)
- 10 Oligocen (Podu Marii)
- 11 Falie
- 12 Limită de transgresiune





BAZINUL NEOGEN AL VADULUI <sup>1</sup>

DE

M. PAUCĂ <sup>2</sup>, D. ISTOCESCU <sup>3</sup>, FELICIA ISTOCESCU <sup>2</sup>

---

**Abstract**

Neogene Basin in the Region of Vadul. Among the external basins in the Apuseni Mountains this basin presents a somewhat different evolution owing to its particular situation and reduced size. While on vast surfaces of the neighbouring basins the Pliocene marks an intense development, in the investigated perimeter this stage is absent. Only the presence of the Tortonian and the Sarmatian is to be observed here. The deposits belonging to the latter have been partially assigned, in the past, to the Pliocene due to their frequent development under a limnic facies. The basin is bordered by two systems of close parallel fractures and unequal displacements. The former have determined its graben form. The fractures which limit the basin form a separation line between the two large areas in the Apuseni Mountains, namely the northern and the southern ones unequally uplifted from the tectonic point of view. Towards the north the basin touches a strongly uplifted block represented by crystalline rocks. The basin is also separated locally from the former by eruptive rocks. Southwards the border is formed by a less uplifted block made up of Mesozoic sediments. The movements which have generated the basin can be followed up to the Upper Cretaceous. The proximity of land, the presence of cinerites and a quiet sedimentation allowed the fossilization of a very rich Miocene flora (marine diatoms and terrestrial *Cormophytes*). In the eastern end of the basin the limnic conditions (*Congerina*, *Hydrobia*) permitted the deposition of lignite. The block tectonics of the border and of the basement generated faults in the Neogene cover. The latter served as a localization of some valley sectors oriented in a direction opposite to the Crișul Repede river course. Traces of hydrothermal activity may be found. Due to a rigid pre-Neogene basement the Neogene was not affected by any folding. However, its deposits present slight slopings towards the NE which are due to the movements of the blocks in the basement.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 17 februarie 1967.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kisileff nr. 55, București.

<sup>3</sup> Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Șcs. Kisileff nr. 2, București.



*Introducere.* Bazinul Vadului reprezintă unul din cele cinci bazine neogene de scufundare dezvoltate pe marginile de N și de W ale Munților Apuseni. În comparație cu celelalte bazine neogene el posedă suprafața cea mai mică, cca 600 km<sup>2</sup>.

În cercetările din trecut o parte din sectorul său de E era cunoscut sub numele de bazinul Borodului. Noi am renunțat la această denumire în favoarea numelui de bazinul Vadului folosit de Monografia Geografică din 1960 a Academiei R.P.R. pentru a cuprinde astfel întregul bazin al Crișului Repede începînd de la Cornișel în E pînă la Oradea în W. În prezenta lucrare ne vom referi în special la sectorul de E, situat la răsărit de linia care unește satele Lugaș și Serghiș.

Morfologic, bazinul se prezintă sub forma unei depresiuni înguste, orientată NW—SE în sectorul de E și E—W în sectorul de W. În N el este limitat de munții Plopișului, iar în S de munții Pădurea Craiului. Marea diferență de duritate între rocile cristalino-mezozoice ale ramei și cele neogene din bazin a determinat ca eroziunea din Pliocenul superior și din Cuaternar să pună în evidență cu multă claritate limitele tranșante ale sectorului de E. În sectorul de W, datorită scufundării treptate a terminațiilor de W ale munților Plopiș și Pădurea Craiului, limitele morfologice ale bazinului se estompează prin contopirea acestuia cu bazinele învecinate spre N și spre S.

Forma mult îngustată a acestui bazin și lipsa oricăror legături directe cu apele din depresiunea Transilvaniei pun probleme speciale care nu se constată în bazinele învecinate, bazine cu suprafețe mari și ale căror ape posedau legături largi cu depresiunea Transilvaniei. Datorită acestei lipse de legătură, în bazinul Vadului domneau condiții de sedimentare care amintesc oarecum pe acelea din estuare. Necunoscînd această situație paleogeografică, unii geologi și-au făcut idei eronate asupra condițiilor de sedimentare din bazinul Vadului, idei care au determinat o apreciere greșită asupra vîrstei unora dintre depozite.

Mult mai puțin ca celelalte bazine externe ale Munților Apuseni, bazinul neogen al Vadului se lărgeste și el progresiv începînd din capătul de E, unde posedă o lățime de cca 8 km, înspre W. Acolo, la contactul cu depresiunea pannonică, situat la Oradea, lățimea bazinului se ridică la cca 30 km. Această lărgire devine evidentă în special la W de linia Lugaș—Serghiș care separă cele două sectoare, de E și de W, ale bazinului.



Bazinul Vadului ia contact cu depresiunea pannonică după o linie frântă care, pornind din capătul de W al cristalinului munților Plopiș (satul Gurbești), urmărește contactul cu direcția NE—SW dintre Pliocen și Cuaternar, trecând pe la Oradea pentru a urmări apoi o linie cu direcția NW—SE pînă-n capătul de W al munților Pădurea Craiului, la satul Rontău, unde apare Cretacicul mediu.

*Istoric.* Existența în lungul acestui bazin a unei căi de veche și intensă circulație între Cluj și Oradea a determinat atenția deosebită ce i s-a dat de geologi încă din prima jumătate a secolului trecut. De atunci posedăm primele informații datorite lui A. Boué (1833). Urmează Fr. Hauer (1852), H. Wolf (1863), L. Martonfi (1882), J. Mátyasovszky (1884, 1885), J. Pantocsek (1886), Th. Szontagh (1890, 1896), V. Lazăr (1910, 1912), K. Roth Telegd (1913, 1914), M. Rotarides (1925), R. Hojnós (1944) și G. Szurovy (1948).

Acestor cercetări cu caracter preliminar le urmează studiile lui R. Fichoux (1928), Th. Kräutner (1938, 1939), O. Protescu (1932), M. Paucă (1953, 1954) și în special cercetările îndelungate ale lui R. Givulescu (1944—1966) care a totalizat un număr de 19 publicații, majoritatea cu conținut paleobotanic.

Remarcăm în special lucrarea cu conținut geologic din 1957 a lui R. Givulescu, în care este prezentată prima sinteză asupra stratigrafiei unei bune părți din sectorul de E al bazinului, o hartă geologică, precum și istoricul cercetărilor.

După 1950 geologia regiunii a fost cercetată și de cîteva echipe de geologi prospectori care au depus rapoarte <sup>4, 5, 6</sup>.

De asemenea forajele pentru explorarea lignitului din regiunea de E a bazinului au fost precedate de prospecțiunile executate de T.E.M.N. <sup>7, 8</sup>.

<sup>4</sup> M. Lupu, L. Contescu. Raport geologic asupra regiunii Cetea—Borod—Cornești. Arh. Com. Stat. Geol. 1956.

<sup>5</sup> D. Istocescu, M. Diaconu, Gloria Crahmaliuc, Felicia Popescu. Prospecțiuni geologice în bazinul pannonic între Crișul Repede și Crișul Alb. Arh. Com. Stat. Geol. 1963.

<sup>6</sup> D. Istocescu, M. Diaconu, Felicia Istocescu. Prospecțiuni geologice în bazinul pannonic inclusiv rama de W a Munților Apuseni. Arh. Com. Stat. Geol. 1964.

<sup>7</sup> G. Enache. Harta geologică a bazinului Borod, scara 1 : 25.000 (manuscris).

<sup>8</sup> G. Enache. Descrierea coloanelor litologice ale forajelor din bazinul Borodului (manuscris).



Numeroasele lucrări geologice publicate în ultimii 20 de ani sînt departe de a fi pus în lumină justă problemele care caracterizează acest bazin, astfel că prezenta lucrare aduce puncte de vedere noi și importante. Cercetările noastre permit completarea și precizarea problemelor expuse anterior asupra depozitelor neogene din bazin. Cu ocazia cercetărilor de pînă acum, făcute în general pe suprafețe limitate, geologii au urmărit probleme de stratigrafie și mai ales de paleobotanică identificînd existența depozitelor tortoniene, sarmațiene și pliocene. Primul care vorbește de prezența Tortonianului este K. Roth Telegd (1913). I. P. Voitești (1935), bazat numai pe frecvența cineritelor, admite existența Helvețianului, în timp ce R. Givulescu (1948) aduce dovezi paleontologice asupra existenței Tortonianului. M. Drăghiceanu (1930) le atribuie o vîrstă mediteraneană.

Marele număr de fosile salmastre, cunoscute cu zeci de ani în urmă din sectorul de E al bazinului Vadului, a determinat pe V. Lazăr (1910) să atribuie tuturor depozitelor o vîrstă sarmațiană, într-un timp cînd nu existau indicii că, local, apele mării tortoniene ar putea prezenta diferite grade de îndulcire, care să conțină și faune salmastre.

În ultimii 20 de ani, pe baza studiilor lui R. Givulescu, geologii au admis prezența Pliocenului pe foarte mari suprafețe ale sectorului de E al bazinului, atribuind această vîrstă și zăcămintelor de lignit de la Cornișel și Valea Neagră, cu toate că anterior V. Lazăr și O. Protescu le atribuiseră Sarmațianului. Existența lignitului de vîrstă pliocenă în zăcămintele din capătul de W al munților Plopiș la Derna, Tătărăș etc. era un motiv în plus de a se acorda lignitului și aici aceeași vîrstă, cu toate că faunele din cele două regiuni sînt complet diferite. În special R. Givulescu (1953, 1957) a restrîns la maximum aria de răspîndire a Sarmațianului, singurul etaj admis anterior în această parte a bazinului, înlocuind acest etaj în cea mai mare parte cu Pliocenul.

Asupra tectonicii depozitelor neogene găsim date foarte sumare numai în lucrările de după 1944. R. Givulescu (1957) admite o structură de sinclinal larg și prezența cîtorva falii. Relativ la problema încadrării bazinului în structura generală a regiunii de W a Munților Apuseni, datele lipsesc cu desăvîrșire.



### Stratigrafia

Sedimentele care apar la zi pe suprafața cercetată aparțin Tortonianului superior precum și Sarmațianului inferior și Pliocenului. Cuaternarul este de asemenea prezent.

*Tortonianul.* R. Givulescu (1948) admite inițial prezența Tortonianului pe mici suprafețe în regiunea situată la N de satul Borod (dealul Pietrii), dar în lucrarea sa de sinteză stratigrafică din 1957 apreciază că fosilele tortoniene (ca atare el citează: *Ostrea digitalina* D u b., *O. cochlear* P o l i, *O. cf. crassissima* L a m., *Buccinum miocenicum* M i c h. și *Natica helicina* L a m.) „prezintă semne evidente ale unui transport, ele găsindu-se aici deci în zăcămint secundar” (pag. 108). Din aceste specii, noi am găsit numai numeroase ostrei, majoritatea aparținând speciei *O. digitalina* D u b.

Resturi de fosile concludente asupra prezenței faciesului strict marin al Tortonianului, așa cum este cunoscut de mult timp acest etaj la noi, cum ar fi existența coraliilor, echinoizilor, brahiopodelor, concrețiilor de *Lithothamnium* etc., atât de abundente în bazinele învecinate, lipsesc la suprafață aici. Astăzi dispunem de argumente care ne îndreptățesc să admitem prezența Tortonianului sub facies salmăstru, care caracterizează depozitele acestui bazin. În continuarea depozitelor tortoniene s-au depus și sedimente de vîrstă sarmațian-inferioară caracterizate printr-o alternanță de sedimente depuse în ape salmastre cu atât mai îndulcite cu cît înaintăm spre capătul de E al bazinului.

Compoziția litologică a depozitelor din sectorul de E al bazinului, și anume în special prezența diatomitului din care au fost determinate numeroase specii salmastre, dovedește că scufundarea a avut loc în mod cert în timpul Miocenului, întrucît diatomite de această vîrstă cunoaștem din bazinele Zărand și Beiuș.

Prezența pteropodelor — gasteropode pelagice purtate de curenții marini — determinate de noi ca o specie nouă, *Creseis borodiana* — indică legături largi, fie ele numai temporare, cu oceanele. Pteropodele asigură prezența Miocenului superior cînd apele de pe suprafețele pe care ulterior avea să se dezvolte depresiunea panonică posedau încă oarecare legături cu Oceanul Mondial. Asemenea legături nu mai erau posibile după mișcările din fazele stirice tîrzii, cînd în Europa Centrală se instalaseră con-



diții continentale bine individualizate, Marea panonică reprezentînd un bazin care a comunicat numai rareori spre E.

În condițiile de sedimentare în ape salmastre, atît a Tortonianului cît și a Sarmațianului, actualmente este imposibil a se trasa o limită precisă între depozitele acestor două etaje. Remarcăm totuși că lipsa evaporitelor pledează pentru prezența numai a depozitelor cu totul terminale ale Tortonianului. Prezența pteropodelor este o dovadă în plus în acest sens. Singurul criteriu care ne rămîne este acela al foraminiferelor strict marine, întrucît acestea erau aduse odată cu apele. Macrofauna necesita un timp relativ îndelungat pentru a se dezvolta din formele larvare aduse de apele cu salinitate normală.

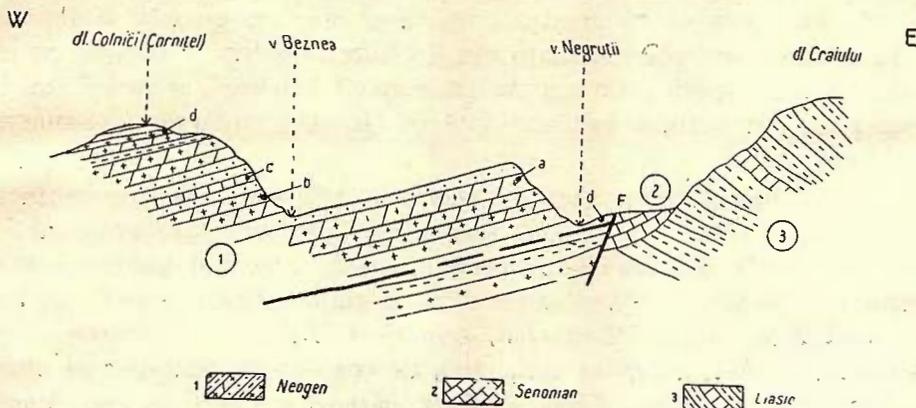
*Sarmațianul.* Cu excepția Cuaternarului, pe suprafața cercetată apar la zi numai depozite de vîrstă sarmațiană. Grosimea acestora redusă la numai cca 200 m în capătul de E al bazinului, crește continuu spre W, datorită scufundării fundamentului cristalino-mezozoic.

După R. Givulescu, Sarmațianul ar fi prezent numai sub forma unei zone continue și largă de mai mulți kilometri situată pe marginea de N a bazinului, în timp ce pe marginile de E și de S ale acestuia Sarmațianul ar apărea sub formă de iviri mici într-un număr de șapte puncte ca urmare a dezgolirii sale prin eroziune de sub un înveliș uneori foarte subțire, atribuit Ponțianului inferior.

Cercetările noastre asupra regiunii orientale a bazinului din regiunile satelor Delureni și Valea Neagră, de unde R. Givulescu citează cele șapte iviri mici de Sarmațian, au constatat existența unei succesiuni monoclinale și continue a depozitelor sarmațiene (vezi fig.). Această succesiune, cu o slabă înclinare locală spre NW, este pusă clar în evidență și de relieful regiunii prin caracterul subsecvent al văilor Brusturi și Beznei. Într-adevăr, versanții acestora de pe stînga sînt prelungi, fiind reprezentați prin suprafețe de strate, în timp ce versanții de pe dreapta sînt foarte înclinați, în care apar numai capete de strate. Ceea ce R. Givulescu a considerat aici ca petece de Sarmațian, care s-ar ivi în cuprinsul unei suprafețe alcătuită din Ponțian inferior, reprezintă în realitate aflorimente bogate în fosile de apă salmastră ale unei succesiuni monoclinale în care majoritatea stratelor constau din sedimente de apă dulce. Acestea din urmă dau nota caracteristică a depozitelor din capătul extrem de est al bazinului, unde se dezvoltă strate de cărbuni exploatabili, în care fauna constă mai ales din congerii și hidrobii.



Prezența în capătul de E al bazinului a unor sedimente depuse în ape total îndulcite și formarea locală a lignitului este consecința formei deosebit de înguste a bazinului. Această formă a determinat lipsa unor curenți care să înlesnească amestecul apelor dulci, aduse de pe uscat



Secțiune geologică între Cornișel și Valea Neagră.

1. Neogen : a, *Cyclotus subpictus*; b, *Hydrobii*; c, *Cerithi*, *Tapes*, *Cardium*; d, *Creseis borodiana*; 2, Senonian; 3, Liasic.

Coupe géologique de la région comprise entre Cornișel et Valea Neagră.

1. Néogène : a, *Cyclotus subpictus*; b, *Hydrobii*; c, *Cerithes*, *Tapes*, *Cardium*; d, *Creseis borodiana*; 2, Sénonien; 3, Lias.

de torenți, cu cele salmastre din partea de W a acestui golf în formă de estuar al mării miocene.

În lucrarea de sinteză asupra Neogenului din bazinele externe ale Munților Apuseni, bazat numai pe datele din literatură, M. P a u c ă (1954) admite prezența Pliocenului pînă în capătul de E al bazinului Vadului. Lipsa melanopsidelor și a congeriilor cu talie mare și cu cochilia groasă de facies litoral (*M. vindobonensis*, *M. fossilis*, *Congerina subglobosa* etc.) din acest bazin a fost explicată atunci prin erodarea totală a depozitelor litorale, singurele în care se dezvoltau asemenea specii. Cercetările noastre recente au dovedit însă că sectorul de E al bazinului, după ce a fost exondat la sfîrșitul Miocenului în timpul Pliocenului n-a mai fost acoperit de ape, cum este cazul celorlalte bazine în care depozitele de această vîrstă se caracterizează printr-un maximum de transgresiune.



Trebuie să constatăm că, dacă în ultimii 20 de ani depozitele bazinului au făcut obiectul unor studii paleobotanice foarte amănunțite care au permis descoperirea și descrierea unei flore deosebit de bogată, cu numeroase specii noi și necunoscute anterior, reprezentată prin cca 100 de genuri și peste 150 specii, în schimb studiul stratigrafic amănunțit a fost neglijat. Consecința acestui fapt a fost trecerea eronată la Ponțian a unei întinse suprafețe formată din depozite miocene pe temeiul numai a unei singure specii fosile, atribuită eronat lui *Orygoceras fuchsi*. Inițial însă, flora din bazin a fost atribuită de R. Givulescu Sarmațianului (1944).

O analiză pe mari zone de vegetație a bogatei flore determinată de R. Givulescu, ținând seama de distribuția preponderentă a speciilor actuale din genurile respective, arată în bazinul Vadului o frecvență de cca 45% a genurilor de climă tropicală (*Cinnamomum*, *Persea*, *Ceratophyllum*, *Cassia*, *Erythrina*, *Copaifera*, *Diospyros*, *Bumelia*, *Sterculia*, *Oreodaphne*, *Zizyphus* etc., etc.), de cca 30% a genurilor de climă mediteraneană (*Nerium*, *Ficus*, *Juglans*, *Magnolia*, *Castanea*, *Ilex*, *Vaccinium*, *Zelcova*, *Celastrus*, *Quercus*, *Sequoia* etc.) și numai de 20% a genurilor de climă temperată continentală (*Populus*, *Betula*, *Salix*, *Fagus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Abies*, *Pinus* etc.) care posedă totuși și specii de regiuni mai calde. La aceste trei categorii de plante se adaugă și puține genuri cu răspândire mai largă.

Marea frecvență a genurilor tropicale și a celor mediteraneene nu concordă cu vârsta pliocenă atribuită de R. Givulescu acestei flore, precum și majorității sedimentelor din bazinul Vadului, ci numai cu o vîrstă miocenă, posibil chiar tortoniană. Într-adevăr numai în timpul Miocenului curenții marini calzi au putut scâldea regiunile situate în Europa centrală permițînd astfel dezvoltarea unei flore de climă caldă pe țărmurile Paratethysului.

Este cazul să subliniem însă că R. Givulescu, care a bazat vârsta pliocenă a stratelor cu flora fosilă din sectorul de E al bazinului pe o singură specie de fosil de origine animală și aceea determinată eronat, afirmă în repetate rînduri că ansamblul floristic descris de el indică o vîrstă ceva mai veche decît a depozitelor ponțiene din care își închi-puia că recoltase plantele. Cum însă întreaga zonă de contact dintre Munții Apuseni și bazinele neogene este caracterizată printr-o lacună de sedimentare de vîrstă sarmațian-superioară, vîrsta depozitelor cu



plante poate fi atribuită numai Miocenului, astfel cum o indică prezența în mare număr a pteropodului *Creseis borodiana* n. sp.

Mai semnalăm că vîrsta pliocenă a sedimentelor din bazinul Vadului a surprins încă din 1956 pe M. L u p u — L. C o n t e s c u care, în raportul lor, au remarcat pe drept cuvînt lipsa cineritelor din depozitele pliocene ale bazinelor neogene învecinate.

În numeroasele deschideri existente în capătul de E al bazinului a fost întilnită o alternanță repetată de sedimente cu fosile salmastre (*Serpulla*, *Cerithium*, *Trochus*, *Mohrensternia*, *Ervilia*, *Mactra*, *Tapes*, *Cardium* etc.) cu depozite ce conțin fosile dulcicole (*Congerina*, *Pisidium*, *Hydrobia*, *Theodoxus grateloupianus* (F é r.), *Radia*, *Limnea*, *Planorbis* etc.). Remarcăm inexistența speciei *Congerina banatica* F u c h s, determinată de R. G i v u l e s c u, fiind vorba de o specie nouă care urmează să fie descrisă. Întrucît către partea inferioară a succesiunii stratigrafice predomină speciile salmastre, depozitele corespunzătoare erau atribuite Sarmațianului. La partea superioară și mai ales în capătul de E al bazinului predominînd speciile dulcicole, depozitele respective erau atribuite Ponțianului. În această concepție fosilele salmastre din cuprinsul părții superioare a succesiunii stratigrafice erau considerate ca fiind remaniate din Sarmațianul de dedesubt.

În realitate este vorba de o sedimentare neîntreruptă a depozitelor formate în apele salmastre ale acestui golf îngust al mării miocene, depozite care apar îndințindu-se cu sedimentele depuse în apele dulci aduse de râuri de pe uscatul imediat învecinat. Astfel fiind situația fosilele dulcicole pot fi întilnite chiar și la partea cu totul inferioară a succesiunii.

Datorită îngustimii golfului, lipsa unor curenți destul de intenși care să amestece apele, a determinat ca, în epocile cu precipitații deficitare, apele mării miocene să ajungă temporar pînă în capătul de E al bazinului. În epocile ploioase apele sărate erau împinse pînă la diferite depărtări spre largul golfului, de apele dulci venite în cantitate mare de pe uscat. Situația descrisă a permis formarea unor zăcăminte de lignit de vîrstă miocenă numai în acest bazin, zăcăminte mai bine cunoscute în capătul său de E. În bazinele învecinate prezența lignitului miocen este cu totul sporadică. În apropierea țărmlui, apele liniștite și sedimentele adesea foarte fine ale acestui golf îngust și lung au favorizat condițiile care permiteau fosilizarea unei flore terestre deosebit de bogate.



Grosimea și întinderea mai mult sau mai puțin îndepărtată spre larg a intercalațiilor de cărbuni erau determinate de cantitatea de apă dulce venită de pe uscat care rămânea în apropierea malurilor permițând dezvoltarea vegetației. Dovadă o fac numeroasele foraje care sînt fie lipsite total de lignit, fie conțin strate inexploatabile în largul bazinului.

Faciesul cu intercalații tufitice din complexul de sedimente de vîrstă miocenă se caracterizează atît prin marea lui extindere, el acoperind aproape întreaga regiune cercetată, cît și prin marea lui grosime care se cifrează la cca 800 m. Litologic, acest facies este caracterizat printr-un complex variat de sedimente: cinerite, tufite, nisipuri slab cimentate sau gresii, conglomerate, marne, marnocalcare, diatomite etc. Grosimea și distribuția fiecăreia din aceste roci variază mult de la un profil la altul, dar trăsătura caracteristică a tuturor profilelor constă în numeroasele intercalații tufitice a căror dezvoltare descrește de la E spre W pentru a deveni foarte rare în sectorul de W al bazinului unde adesea sînt mascate de rocile acoperitoare.

Tufitele apar sub forma unui număr de zeci de intercalații ale căror grosimi variază de la 2—3 cm pînă la peste doi metri. Culoarea lor este cel mai adesea gălbuie, cu nuanțe cenușii. Ele constau din material de compoziție riolitică.

Vîrsta pliocen-superioară a erupțiilor și apariția unora dintre ele sub formă de dyke-uri, susținută de R. Givulescu (1964), nu poate fi confirmată de noi. Cercetările noastre au dovedit că este vorba în toate cazurile numai de intercalații stratiforme în sedimentele de vîrstă miocenă. Nicăieri nu s-a putut constata existența unor străpungeri ale sedimentelor bazinului, nici chiar în punctele indicate de R. Givulescu.

Centrele de erupții care au dat naștere bogatului material vulcanic din bazin sînt apreciate de noi ca fiind reprezentate prin masivele riolitice situate imediat la N de Borod pe sistemul de fracturi care formează linia de contact dintre bazin și rama cristalino-mezozoică a munților Plopiș. În consecință trebuie să admitem că activitatea vulcanică din această regiune a avut loc nu numai în timpul Cretacicului superior, cum admit M. Lupu și L. Contescu în 1956, ci aceasta a continuat și în Miocen. Lipsa în regiune a sedimentelor de vîrstă paleogenă și miocen-inferioară nu permite să constatăm continuarea erupțiilor în acest lung interval de timp. Compoziția acidă a erupțiilor și viscozitatea lor ridi-



cată n-au permis existența unor curgeri de lave, ci au determinat numai o activitate de tip exploziv, care a dat naștere cineritelor.

Faptul că centrele de erupție erau situate, parțial pe fractura de N a bazinului, (fractură care a suferit ulterior dese mișcări), iar parțial în cuprinsul suprafeței ocupată astăzi de masivul cristalin al Plopișului, a determinat dispariția prin eroziune a unora dintre dovezile asupra vîrstei miocene a acestor erupții. Aceasta spre deosebire de celelalte bazine neogene cu o dezvoltare bogată a eruptivului miocen, de pildă bazinul Zărandului, în care prezența sedimentelor pliocene a ferit de eroziune depozitele mai vechi, ele însele fiind lipsite de intercalații de material riolitic, dar posedînd tufite din material andezitic.

Vîrsta miocenă a erupțiilor mai este confirmată de prezența depozitelor hidrotermale cu foarte numeroase exemplare de *Theodoxus grateloupianus* pe dealul Piciorul Șchiop de la N de Cetea, precum și a lemnurilor silicifiate din minele de lignit de la Valea Neagră. De asemenea pe valea Băița și pe dealul Colnici se constată în cuprinsul Miocenului prezența unor breccii vulcanice reprezentate prin blocuri de marne prinse haotic într-o matrice cineritică. Prezența unor tufite cu foițe de biotit cu dimensiuni milimetrice la Lugaș și la Hotar, care amintesc riolitele de la Cetea, dovedesc aceeași origine și vîrstă.

Despre o proveniență a tufitelor printr-o remaniere din cineritele de vîrstă mai veche aflate pe continent, nici nu poate fi vorba, deoarece în acest caz materialul vulcanic s-ar fi amestecat cu sedimentele detritice și n-ar apărea sub formă de strate avînd limitele inferioară și superioară perfect distincte. De asemenea ele n-ar prezenta o distribuție uniformă pe toată grosimea depozitelor din bazin.

O dovadă importantă asupra vîrstei miocene a depozitelor atribuite anterior Pliocenului din sectorul de W al bazinului este și prezența diatomitului, care abundă în regiunea Aleșd. Deși pentru acest bazin n-a fost semnalată de nimeni, legătura dintre prezența cineritelor și a diatomitului este egal de evidentă în bazinul Vadului ca și în acela al Zărandului, în ambele bazine avînd loc erupții de vîrstă miocenă. În timp ce însă în bazinul Zărandului stratele de diatomit prezintă deschideri bune și s-au putut conserva datorită intercalațiilor de material vulcanic bine cimentate, care au rezistat eroziunii, lipsa unor asemenea intercalații la Aleșd determină alterarea și dispariția diatomitului din deschideri, în scurt timp de la apariția sa la suprafață și amestecul cu



alte roci, în special cu solul. În consecință, prezența diatomitului poate fi constatată aici numai în deschideri proaspete. Este însă foarte probabil ca și în bazinul Vadului această rocă să se fi depus pe suprafețe mult mai mari decât cele cunoscute astăzi și anume că ea există atît în regiunile situate la E cît și în cele de la W de Aleșd. Aceasta rezultă din unele suprafețe de teren care capătă o culoare aproape albă în arăturile proaspete.

De altfel diatomeele sînt cunoscute în mare număr și din alte regiuni ale bazinului, prezența lor fiind semnalată și de R. Givulescu (1957) din deschiderea de la Cornișel de lîngă șosea, din care acest autor a recoltat numeroase plante și pe presupusul *Orygoceras fuchsi*.

Cu peste 80 de ani în urmă Pantoček a descris și a figurat de la Aleșd un număr de 104 specii de diatomee, printre care și numeroase genuri și specii noi: *Clavicula biharensis* Pant., *Coscinodiscus biharensis* Pant., *Epithemia biharensis* Pant., *Grammatophora biharensis* Pant., *Hyalodiscus biharensis* Pant., *Melosira biharensis* Pant., *M. elesdiana* Pant., *Navicula elesdiana* Pant., *Plagiogramma biharensis* Pant., *Surirella biharensis* Pant., etc.

Întreg acest ansamblu floristic este considerat de Pantoček ca fiind caracteristic apelor salmastre și calde. Majoritatea genurilor și speciilor descrise de el era cunoscută anterior din Marea Mediterană și din Oceanele Atlantic și Pacific, după cum o arată și numele unora dintre ele: *Anaulus mediterraneus* Grun., *Triceratium balearicum* Clew., *Rhabdonema adriatica* W. Sm., *Terpsinoë americana* Ralfs, *Stictodiscus californicus* Prev. etc.

Pantoček (1886) atribuie diatomeelor o vîrstă ponțiană care îi fusese comunicată de Martonfi, colectorul materialului. În afară de diatomee Pantoček mai arată că materialul studiat de el cuprinde și resturi de frunze, apoi foraminifere, radiolari, spiculi de spongiieri, mici cochilii de moluște precum și schelete de pești, dintre care el citează *Meletta sardinites*, specie denumită astăzi *Clupea sardinites* (Hekel). Prezența unei microflore salmastre precum și a acestui pește marin reprezintă de asemenea indicii cît se poate de concludente că nu poate fi vorba de sedimente de vîrstă pliocenă, ci că vîrsta diatomitului este și aici tot miocenă ca și în bazinul Zărândului.

Cele relatate precedent arată că Miocenul din sectorul cercetat al bazinului Vadului se prezintă sub un facies caracterizat prin abundența



materialului eruptiv și prin prezența diatomitului, facies mult diferit de acela al Pliocenului din sectorul de W al acestui bazin și din bazinele imediat învecinate, al Beiușului și Silvaniei, în care lipsesc centre de erupții locale, dar asemănător faciesului sub care se dezvoltă acest etaj în Miocenul din bazinul Zărandului.

Din punct de vedere litologic depozitele miocene se caracterizează, după cum am constatat, printr-o gamă foarte variată de roci, astfel că profilele urmărite pe marginile de N, de S și de E ale bazinului, deși destul de apropiate, diferă mult între ele. Această diferență a fost determinată în primul rând de constituția litologică diferită a ramei învecinate care aparține la două unități structurale deosebite. Datorită lipsei curenților în bazin, diferența dintre profile se manifestă în oarecare măsură chiar și în regiunile sale interne.

Pe rama de N a bazinului fundamentul fiind reprezentat în mod predominant prin roci dure: șisturi cristaline, gresii cuarțitice și calcare sau dolomite mezozoice, asistăm local (Peștiș etc.) la o dezvoltare mai mare a conglomeratului. Rama de E și de S fiind formată în general din roci mai puțin dure: calcare, dolomite, argile și gresii mezozoice, au luat naștere conglomerate mai puțin dezvoltate. Se constată că în Miocen sedimentele veneau în cea mai mare parte dinspre N unde munții Plopișului se aflau într-o mișcare de ridicare. Pădurea Craiului se prezenta în același timp pe o treaptă mai scufundată, fapt care reiese din prezența depozitelor sarmațiene peste calcarul cretacic inferior la altitudinea de 500 m la S de Aștileu.

Tectonica rupturală deși puțin importantă în cuprinsul bazinului, numeroasele variații de facies pe verticală și orizontală, precum și sărăcia în deschideri bune dintr-un complex de roci cu o diagenază puțin avansată, fac foarte dificilă corelarea depozitelor neogene chiar pe suprafețele relativ mari studiate.

Cercetările noastre au constatat existența a patru sectoare caracterizate printr-o dezvoltare litologică mai mult sau mai puțin independentă. Acestea au fost determinate de poziția lor în cadrul bazinului, de aportul de material de pe uscat, de adâncimea locală a bazinului, de salinitate etc. Începînd de la W spre E aceste sectoare sînt următoarele:

a) Sectorul Vîrciorog — Serghis cuprinde depozitele care apar între dealul Varului în N și rama de NE a munților Pădurea



Craiului în S. Acest sector prezintă depozitele bazale sub un facies dulcicol, iar cele superioare posedă un caracter salmastru pronunțat.

O succesiune bine deschisă poate fi urmărită la Vîrciorog pe valea Vișinilor și pe afluenții acesteia. Aici apar în bază conglomerate poligene cu ciment alb tufaceu în care sînt prinse blocuri de calcar urgonian bine rulate și blocuri de calcar tufaceu cu ceriți, slab rulate, nesortate. Blocurile de calcar cu ceriți dovedesc că aceste conglomerate nu reprezintă primul termen al Miocenului depus în bazin.

Peste conglomerate se dispun argile cărbunoase și cărbuni xiloizi cu o bogată faună de *Helix*, *Planorbis*, *Radiix* și opercule de gasteropode. Acestea suportă nisipuri și argile verzui bentonitice fără stratificație cu *Planorbis*, *Cyclotus subpictus* Sinz., *Hydrobia* sp.

În continuare la partea superioară apar tufite verzui bentonitizate cu *Ervilia dissita* Eichw., *Terebralia lignitarum* (Eichw.), *Pithocerithium rubiginosum* (Eichw.) etc. Pe o grosime de cca 25 m urmează o alternanță de calcar alb și de marne cenușii, ambele tufacee, argile cărbunoase, nisipuri etc., care conțin o bogată faună reprezentată prin specii de *Cerithium*, *Trochus*, *Mohrensternia*, *Bulla*, *Buccinum*, *Hydrobia*, *Theodoxus*, *Tapes*, *Mactra*, *Modiola*, *Cardium* etc.

În partea de E a localității Vîrciorog, la N de cătunul Cioncu, în același complex este bine conservată o faună cu: *Loripes*, *Pleurotoma*, *Cerithium*, *Cardium*, *Theodoxus* etc.

b) În sectorul Subpiatră — Hotar depozitele miocene apar între dealul Varului la S și valea Crișului Repede la N oferind deschideri bune pe văile de la S de Hotar și de Subpiatră. Depozitele sînt alcătuite în bază dintr-un orizont pelitic care suportă un complex de roci detritice cu fosile dulcicole.

Orizontul bazal pelitic este alcătuit dintr-o alternanță deasă de marno-argile cafenii, verzui sau cenușii, foioase și din strate milimetrice de tufuri și diatomite. Acestea din urmă prezintă pe fețele de stratificație numeroase ostracode, resturi de plante incarbonizate, rare hidrobii deformate, solzi și oase de pești. Rocile acestui orizont prezintă un aspect vărgat, determinat de alternanța dintre marno-argile și diatomite. Ele dovedesc caracterul intermitent al factorilor în special al erupțiilor vulcanice, care au favorizat dezvoltarea diatomeelor.

Spre partea superioară a orizontului, pe Valea Satului la Hotar, apare calcar tufaceu cu ervilii. Peste acesta se dispun aici calcare albi-



cioase de apă dulce, slab tufacee, lumașelice cu *Cerithium pictum* B a s t., *Mohrensternia inflata* (A n d r z.), *Hydrobia*, *Congeria*, *Radix*, *Theodoxus*.

Acestea suportă un pachet de roci continental-lacustre, alcătuit predominant din tufuri cenușii-gălbui, argile tufacee detritice, roșcate sau verzui, cu concreșteri calcaroase, în care puținele resturi organice sînt reprezentate prin *Cyclotus subpictus* S i n z. și rare hidrobii. De la partea superioară a acestui complex s-au recoltat de pe interfluviul dintre Valea Rece și Valea Satului, *Mohrensternia inflata* (A n d r z.) și *Ercilia dissita* E i c h w. Menționăm că acest pachet de tufuri de pe rama sudică a bazinului prezintă un caracter de transgresivitate dispunîndu-se direct peste rocile Cretacicului inferior și avînd remaniați numeroși galeți cu diametrul mai mic de 10 cm, bine rulați, alcătuiți exclusiv din porfire și din cuarțite permieni.

Peste pachetul tufaceu se dispun calcare albe, diagenizate, uneori oclitice, alcătuite aproape exclusiv din cochilii de hidrobii. Calcarele au o grosime de 10—15 m, sînt stratificate avînd uneori intercalații de marnocalcare tufacee. Ele suportă un complex tufaceu, continental-lacustru, alcătuit din argile tufacee roșcate sau verzui, din tufuri, nisipuri și mai rar din pietrișuri.

c) S e c t o r u l L u g a ș — T i n ă u d prezintă centrul de dezvoltare la Aleșd și pe valea Peștișului. Caracterul de transgresivitate a terenurilor superiori și absența forajelor nu permit urmărirea întregii succesiuni a Miocenului. Depozitele din acest sector prezintă deschideri bune în versantul drept al Crișului Repede, pe văile Lugașului, Șinteului și Florilor.

Pe versantul stîng al văii Lugașului, înspre baza seriei apar tufuri albe cu structură breicioasă, slab detritică, cu biotit, stratificate, alternînd cu nisipuri sau cu tufite fine. În acestea din urmă se observă uneori elemente cu diametrul pînă la 5 cm, alcătuite din marne cenușii, precum și rare fragmente de cochilii.

Pachetul tufitelor, cu o grosime de peste 5 m, suportă un complex tufaceu diatomitic, gros de cca 150 m, alcătuit din tufite și din șisturi diatomitice cu intercalații de marno-argile cenușii, negricioase, verzui sau cafenii, cu filme diatomitice. Complexul prezintă un aspect vărgat, determinat de alternanța dintre diatomite și marno-argile. În cadrul acestuia se dezvoltă uneori strate de diatomite cu o grosime de 2—5 m (Lugaș, Aleșd) apoi nisipuri, calcare diagenetizate etc. Alteori (valea



Șipotului la Peștiș etc.) în cadrul acestui complex se dezvoltă faciesuri cărbunoase. Resturile organice colectate din acest complex sînt rare. Ele constau din solzi și din oase de pește, din resturi de crabi, hidrobii deformatate, frunze și fructe de plante.

Spre partea superioară a complexului apar intercalații de calcare albe diagenetizate, cu aspect vacuolar, oolitice, cu numeroase hidrobii. Calcarele nu se dezvoltă uniform ci posedă un caracter lenticular. Ele apar în baza unui complex de roci deltaice care prezintă deschideri bune între Tinăud și Groși.

Rocile din complexul deltaic sînt reprezentate prin nisipuri argiloase, pietrișuri cu stratificație oblică, tufite cenușii-albicioase, argile tufacee roșcate cu pete verzui etc. Acest complex este foarte sărac în resturi organice, prezentînd doar rare gasteropode terestre (*Helix* etc.) care au furnizat materialul determinat de M. Rotarides (1925).

Spre partea superioară a acestui complex, care prezintă o grosime cuprinsă între 200 și 300 m, la Aușeu se dispune un lumașel gros de 5 cm cu *Tapes vitalianus* d'Orb., *Musculus sarmaticus* (Gatuev), *M. incrassatus* (d'Orb.), *Cardium* sp., *Cerithium* sp. etc., care suportă marne albe tufacee, slab diatomitice cu *Macra vitaliana* d'Orb., *Cardium* sp., resturi de pești și numeroase resturi de plante bine conservate.

O caracteristică a acestui complex este prezența a numeroase concrețiuni cretoase, uneori gipsoase, diagenetice și a eflorescențelor de gips.

d) Sectorul Gheghie-Valea Neagră cuprinde și regiunile satelor Borod, Cornițel, Vadul Crișului etc., adică întreaga terminație de E a bazinului. Întrucît baza depozitelor neogene este situată aici pe un relief relativ accidentat al fundamentului, ivirile care iau contact cu acesta nu posedă întotdeauna aceeași vîrstă, astfel că ele nu pot fi corelate perfect.

Peste formațiunile fundamentului se dispun, ca prim termen de sedimentare, bolovănișuri poligene pe valea Miulețului (Luncșoara), argile verzui pe valea Băița (Borod), argile tufitice detritice verzui în general nefosilifere și bentonitizate, detritice pe văile Măgurii și Brusturele (Cornițel). Acestea suportă un complex de roci pelitice alcătuit din marne cenușii — negricioase, tufuri și cărbuni. Unele intercalații sînt lumașelice fiind alcătuite local din hidrobii (văile Neagră, Măgurii, Cetii, Țava), din *Theodoxus* (valea Cetii), *Radix* (valea Neagră), congerii (valea Măgurii) etc. Urmează o suită de sedimente cu o grosime importantă, care poate fi



caracterizată prin expresia „marne albe tufacee” alcătuită dintr-o alternanță de marne albe cu cinerite, nisipuri și argile detritice și tufacee și cu pietrișuri, în care la diferite nivele apar orizonturi lumașelice cu o faună salmastră, precum urmează :

La Luncoșoara lumașelul conține *Tapes* cf. *vitalianus* (d'Orb.), *Pirenella picta* (Bast.), *Cardium* sp. etc., fosilele apărind spre baza marnelor tufacee ;

La Cetea R. Givulescu (1957) citează : *Syndesmia reflexa* Eichw., *Mactra* cf. *vitaliana* d'Orb., *Cardium vindobonense* Partsch, *Cardium politioanei* Jek. ;

Pe versantul sudic al dealului Colnici (Cornițel) noi am colectat formele : *Pirenella picta* (Bast.), *Tapes vitalianus* d'Orb., *Cardium obsoletum* Eichw., *Mactra vitaliana* d'Orb. etc. ;

În cursul superior al văii Țava (Bratca) la baza marnelor tufacee apare o faună reprezentată prin : *Pirenella picta* (Bast.), *Cardium obsoletum* Eichw. etc. ;

În restul succesiunii, cu excepția congeriilor mici, a hidrobiilor și a ostracodelor bogat reprezentate în intercalațiile de apă dulce cu lignit, fauna fosilă este cât se poate de săracă. Numai la E de Vadul Crișului și pe valea Beznei, în complexul marnelor tufacee au fost recoltate exemplare rare de *Cyclotus subpictus* Sinz.

Tot în cadrul acestui complex se dezvoltă uneori conglomerate deltaice iar alteori diatomite (Luncoșoara) destul de curate și cu o grosime de 2—3 m, apoi nisipuri cuarțoase albe (Delureni, Vadul Crișului) concreționate local sub formă de lentile. Tot în acest complex apare la Cornițel, Valea Neagră, Delureni, Luncoșoara, Aușeu etc. bogata floră fosilă studiată de R. Givulescu. Acesta denumesc complexul marnelor tufite sub numele de „complexul mediu al Pontianului sau stratele cu *Glyptostrobis europaeus*.”

Ultimul termen al Miocenului din acest sector, care are ca echivalent în sectorul Lugaș-Tinăud bolovănișuri cu intercalații de nisipuri și de tufuri, constă dintr-o alternanță deasă de nisipuri gălbui și de argile cenușii-verzui, micacee, în care apar fragmente de *Tapes* și de *Cardium* în dealul Spînzurătoarei (Delureni). Acest material, atribuit de R. Givulescu (1957) Pliocenului superior, reprezintă depozitele formate cu ocazia retragerii apelor din timpul Sarmatianului inferior. Tot atunci, la Cornițel în dealul Piatra Craiului la contactul cu rama, unde șoseaua atinge cota



maximă, s-au depus pietrișuri groase de cca 30 m, de geneză piemontană, atribuite anterior Pliocenului superior.

În cele patru sectoare descrise precedent se pot constata următoarele treceri litologice: de la sectorul Subpiatră la sectorul Lugaș, iar de la acesta la sectorul Gheghie — Valea Neagră. Sectorul Virciorog prezintă cea mai mare independență litologică.

Pentru întregul bazin trebuie să constatăm că fauna recoltată deși nu este prea bogată și variată, prezentând numeroase influențe dulcicole care au contribuit la eroarea de a se atribui depozitelor vârsta pliocenă, este totuși suficientă ca să putem afirma prezența Miocenului mediu și superior întregului sector de E al bazinului.

Remarcăm că în ultimii ani, cazurile cunoscute în care depozitele de vîrstă miocenă se prezintă sub faciesuri cu un grad de îndulcire mai mult sau mai puțin înaintat, devin tot mai numeroase. Astfel, cităm lucrarea lui C i c h a și S e n e ș (1965) care au arătat că local Tortonianul din regiunile centrală și de est ale Paratethysului se prezintă sub facies salmastru fiind caracterizat prin numeroase specii atribuite anterior, în mod obișnuit, numai Sarmațianului.

De asemenea în țara noastră este cunoscută, în întregul bazin al Bozoviciului prezența Tortonianului sub facies predominant fluviatil și de apă dulce cu *Unio* și cu strate de cărbuni, descris de O. I l i e s c u și colab. (1957).

Cuaternarul a reprezentat o epocă de continuare a eroziunii și de creare a reliefului actual, inițiată încă din timpul Miocenului superior cînd a început ridicarea întregului bloc al Munților Apuseni. Sedimentele cuaternare sînt reprezentate prin depozite de terasă și deluvio-proluviale mult mai dezvoltate pe partea stîngă a Crișului decît pe dreapta, ca o consecință a alunecării treptate spre N a cursului acestui rîu, de îndată ce a scăpat din strîmtoarea impusă de rocile dure ale Mezozoicului, prin care curge rîul în amonte de Vadul Crișului.

### Tectonica

Pentru înțelegerea problemelor tectonice ale regiunii cercetate este necesar să cunoaștem mai întîi structura și evoluția prezentate de unitățile care alcătuiesc rama bazinului.

O analiză succintă a structurii de ansamblu a masivului Munților Apuseni în limitele sale largi, cuprinse între văile Mureșului și a Someșului



mijlociu, arată că acest masiv constă din două blocuri cu dimensiuni diferite. Unul de N mai mic, care poate fi denumit și „Munții Apuseni ascunși”, a suferit o foarte intensă ridicare tectonică în tot intervalul cuprins între Cretacicul superior și Miocenul mediu. Celălalt bloc situat la S de Crișul Repede, Munții Apuseni propriu-ziși, prezintă dimensiuni mult mai mari și în același interval de timp a prezentat o ridicare mai puțin intensă. În tot timpul Mezozoicului cele două blocuri au suferit intense mișcări verticale, pozitive și negative, independente și adeseori de sens contrar.

Analizate mai de aproape, se constată că fiecare din aceste două mari blocuri constau din foarte numeroase alte blocuri mai mici care, la rîndul lor, au prezentat mișcări pozitive sau negative de intensitate diferită de acelea ale blocurilor învecinate.

Bazinul Vadului, se află situat pe zona de separare dintre cele două mari blocuri ale vechilor Munți Apuseni, zonă care se prelungește spre E pe la S de Huedin și SW de Cluj. Problemele diferite de acelea ale bazinelor învecinate, care se pun aici, sînt determinate de această amplasare specială a sa. Bazinul este limitat spre N de un complex de fracturi majore, jalonate și prin bogate apariții de eruptiv, care îl separă de unitatea foarte ridicată tectonic a Munților Apuseni ascunși. Aici Neogenul ia contact cu cristalinel. Spre S bazinul este limitat de o unitate mai puțin ridicată tectonic în care predomină depozitele de vîrstă mezozică. Fracturile de pe marginea de S a bazinului prezintă sărituri mult mai mici de-a lungul cărora Neogenul ia contact pe mari distanțe cu Cretacicul.

Blocul de N al Munților Apuseni ascunși unitar pînă în Tortonian, din care astăzi au mai rămas insulele de cristalinel ale horsturilor Plopiș, Meseș, Măgura Șimleului, Heghișa, Vîrfurile Codrului, Prisaca și Preluca, a fost ridicat foarte intens începînd din Danian pînă în Tortonianul mediu și erodat pînă la cristalinel. Ridicarea și erodarea au prezentat un maximum de intensitate în Danian-Paleocen cînd a luat naștere puternicul pachet al stratelor vîrgate inferioare de pe marginea de NW a bazinului Transilvaniei. Abia începînd din Tortonian și mai intens la începutul Pliocenului acest bloc — la rîndul lui din nou fragmentat și parțial scufundat — a permis invazia repetată a apelor neogene, dînd naștere bazinului Silvaniei.



Blocul de S, cel principal al Munților Apuseni, situat la S de văile Crișului Repede și Someșului Mic, și-a păstrat cuvertura sedimentară paleozoică superioară-mezozoică pe mari suprafețe, deoarece fragmentarea și mai ales ridicarea suferită în același interval de timp a fost mult mai redusă. Pentru acest motiv depozitele stratelor vârgate inferioare de pe marginea de NE a Munților Apuseni din regiunea izvoarelor Crișului Repede posedă grosimi cu mult mai mici în comparație cu regiunea situată imediat spre N. Ridicarea blocului de S se face simțită abia în timpul scufundării suferite de blocul din N și a atins maximum de intensitate în Pliocenul superior și în Cuaternar.

Aceste două mari blocuri sînt separate printr-o zonă de dislocație adîncă a fundamentului regiunilor carpatice, dislocație semnalată în lucrarea lui I. G a v ă t și colab. (1963) care o notează cu indicativul G 10. Această dislocație reprezintă în realitate un sistem de fracturi care a permis scufundarea fundamentului sub formă de blocuri cu dimensiuni reduse pe o lățime de cca 10 km, dînd astfel naștere bazinului Vadului. De aici provine îngustimea care caracterizează acest bazin, în comparație cu bazinele învecinate.

Limita de NE a bazinului, formată din cristalinul munților Plopiș, corespunde în linii generale direcției de cutare NW—SE caracteristică rocilor acestor munți. Fractura din NE a bazinului s-a instalat astfel pe direcția de cutare a cristalinului. Alura rectilinie pe o distanță de zeci de kilometri a acestei fracturi, care aduce în contact cristalinul cu Neogenul este o indicație importantă asupra profunzimii ei, în comparație cu fractura în zig-zag care limitează bazinul în S. Prezența eruptivului este o dovadă în plus despre importanța fracturii de pe marginea de NE a bazinului.

Această fractură constă dintr-un complex de falii paralele care au permis conservarea între cursurile superioare ale văilor Omului (Groși) și Frunții (Lugaș) a unor lambouri înguste dar mult alungite de cuarțite, dolomite și de calcare triasice, precum și a unui complex marno-grezos și conglomeratic de vîrstă cretacic-superioară. Depozitele mezozoice reprezintă aici o treaptă intermediară între regiunea puternic scufundată a bazinului și cea intens ridicată a horstului Plopișului. Ele ne indică pe de o parte compoziția stratigrafică prezentată de vechea cuvertură sedimentară a munților Plopișului, cuvertură distrusă de eroziune în pre-Tortonian, iar pe de altă parte rocile care alcătuiesc fundamentul preneogen al



bazinului Vadului. Totodată ele ne sugerează că suprafața ocupată de bazinul Silvaniei nu era supusă sedimentării în Jurasic și în Cretacicul inferior.

În afară de direcția de falie NW—SE, în cuprinsul cristalinului munților Plopiș constatăm și o direcție de falie E—W evidentă atât în limita terminală de NW a horstului Plopișului, cât și în direcția prezentată de eruptivul riolitic de la N de satele Cetea, Borod și Cornișel. Cele două direcții de falie pot fi constatate și în interiorul cristalinului, unde sînt indicate prin prezența izvoarelor de borviz și de direcțiile prezentate de unele sectoare ale văilor.

Fractura care a determinat limita de S a bazinului prezintă o săritură mai puțin importantă. Ea este lipsită de apariții de eruptiv și se prezintă sub forma unei linii frînte cu un grad de complicație înaintat. În capătul de E al bazinului între Bratea și Șuncuiuș linia prezintă o direcție generală NW—SE fiind influențată frecvent de faliile cu direcție NE—SW caracteristice sectorului de E foarte frămîntat al munților Pădurea Craiului.

Între Șuncuiuș și Vadul Crișului, ca efect al unor asemenea falii, Mezozoicul Pădurii Craiului trimite spre NE un pînten care determină îngustarea bazinului cu peste 1 km. Acest pînten delimitează spre W sectorul care mai de mult era denumit bazinul Borodului. De la Vadul Crișului în continuare spre W, fractura marginală a bazinului își menține direcția NW pînă la Butani delimitînd o regiune mai puțin frămîntată a ramei. Apoi fractura își schimbă direcția în E—W pînă la Subpiatră, unde ea se îndreaptă spre SW contribuind astfel la lărgirea bazinului. Limita între cele două sectoare, de E—adică cel studiat—și de W ale bazinului, a fost stabilită pe baza următoarelor patru criterii: *a*) compoziția stratigrafică deosebită a Neogenului; *b*) forma de graben cu o lățime aproape constantă a sectorului de E; *c*) prezența depozitelor mezozoice pe marginea de S a munților Plopiș numai în dreptul sectorului de E și *d*) lărgirea pronunțată a bazinului începînd de la W de linia satelor Lugaș-Serghiș.

Istoria geologică a bazinului poate fi urmărită pînă cel puțin în Cretacicul superior. Primele mișcări care au schițat limitele sale sînt probabil cele austrice. Ele au permis pătrunderea în interiorul uscatului a unor ape puțin adînci care au dat naștere sedimentelor sub facies de Gosau



foarte bogate în fosile pe marginea de S a munților Plopiș la Cetea, Borod și Cornițel, precum și în capătul de E al bazinului la Valea Neagră.

Începînd din timpul mișcărilor laramice întregul masiv al Munților Apuseni ascunși, a făcut parte dintr-un imens uscat care a fost supus eroziunii pînă în Tortonianul superior. Abia la această dată încep prăbușirile care aveau să dea naștere și bazinului Vadului. Prăbușirile n-au avut loc pretutindeni deodată ci, începînd din W ele au înaintat succesiv spre E astfel că sectorul de care ne ocupăm a fost atins numai la sfîrșitul Tortonianului. Printre consecințele acestei prăbușiri constatăm și trezirea activității vulcanice.

Retragerea apelor din sectorul de W al bazinului, după depunerea Miocenului, a fost determinată de structura în numeroase blocuri de mici dimensiuni a versantului panonic al Munților Apuseni precum și de mișcările independente suferite de aceste blocuri în diferitele faze de mișcări.

Cele două unități structurale, care formează rama bazinului, au suferit ridicări de intensitate diversă și anume la date diferite. Pînă în Sarmațian mișcarea de ridicare a horstului Plopiș a continuat destul de intens contribuind astfel la îndepărtarea în cea mai mare parte a acoperișului său de Mezozoic și la formarea conglomeratelor piemontane din sectorul Lugaș-Tinăud.

Masivul Plopișului nu s-a manifestat ca un bloc unitar. El este străbătut de un sistem de fracturi cu direcția E—W care îl separă într-un sector de NW foarte ridicat tectonic și complet dezgolit de Mezozoic, de unul de SE mai puțin ridicat tectonic, care a păstrat depozite mezozoice în regiunea situată la N de satul Cornițel. Cele două sectoare sînt separate parțial prin zona de eruptiv Cetea-Cornițel a cărei lățime se urcă pînă la 5 km.

Ridicarea mai intensă a blocului munților Plopiș în timpul Tortonianului se manifestă și prin faptul că, la evacuarea apelor din bazin în timpul Sarmațianului mediu, cursul Crișului a fost împins către regiunea de S a golfului care, pe atunci, acoperea și o parte din marginea de NE a munților Pădurea Craiului. Aici, după ce apele Crișului au îndepărtat sedimentele miocene prin care au curs inițial, ele s-au angajat în sedimentele mezozoice în care acest riu urmărește și astăzi o albie săpată încă în Sarmațianul superior. În consecință, stabilirea rețele hidrografice actuale datează în unele sectoare încă din Miocenul superior.



Concomitent cu ridicarea marilor blocuri ale ramei avea loc scufundarea nenumăratelor blocuri mici care alcătuiesc fundamentul bazinului, delimitînd astfel întinderea actuală a acestuia.

Alternanța de horsturi și de bazine care caracterizează astăzi marginea de W a Munților Apuseni reprezintă un caracter devenit evident numai începînd de la sfîrșitul Pliocenului. Anterior, apele Neogenului acopereau pe mari suprafețe versantul de W al întregului masiv, înconjurînd cîteva insule și peninsule mici. Datorită ridicărilor pe care le-au suferit, acestea au fost dezgropate de sub un acoperiș subțire de sedimente neogene, apărînd astăzi dezvoltate sub formă de horsturi, care separă între ele bazine. Individualizarea bazinului Vadului, ca și a celorlalte bazine neogene externe, este consecința mișcărilor diferențiale de ridicare continuă a horsturilor și de scufundare a actualelor suprafețe ale bazinelor, singurele pe care s-au păstrat sedimentele neogene.

Masivul Pădurea Craiului și-a continuat ridicarea și în Cuaternar după cum reiese din alunecarea cu mulți kilometri spre N a cursului Crișului în sectorul de la W de Vad, de îndată ce apele sale scapă din cheile tăiate în rocile dure ale Mezozoicului. Începînd de la Vad spre W apele Crișului, curgînd prin depozite neogene abia cimentate, sînt însoțite pe stînga de terase bine dezvoltate, în timp ce pe malul drept apare numai terasa inferioară. Aici se constată în mod frecvent versanți foarte înclinați, prevăzuți cu numeroase alunecări de teren.

Probabil că încă la începutul Cuaternarului Borozelul se vărsa în Criș la Vadul Crișului, după cum o dovedește existența unei terase superioare care atestă drumul înspre WSW al cursului inferior al Borozelului.

Fazei de ridicare din Cuaternar a munților Pădurea Craiului i se datorește de asemenea geneza pietrișurilor care acoperă pe mari suprafețe unele regiuni înalte ale acestor munți. Pietrișurile sînt formate exclusiv din conglomeratele cuarțoase și din cuarțitele roșii de vîrstă permo-triassică. În E, ele apar sporadic în regiunea satului Vîrciorog unde constau din blocuri colțuroase de diferite dimensiuni al căror volum depășește uneori 1 m<sup>3</sup>. Tot micșorîndu-și dimensiunile, acest material poate fi urmărit spre W, unde formează mai întîi strate groase de zeci de metri, acoperînd culmi cu o înălțime de peste 200 m, deasupra nivelului actual al Crișului. În apropierea capătului de W al munților Pădurea Craiului, înainte de a dispărea, grosimea acestui material, ca și dimensiunile elementelor componente scad simțitor. Descreșterea dimensiunilor de la E spre W ale acestui



material dovedește direcția de transport suferită, în timp ce altitudinea lor mare atestă vârsta lor pliocen superioară — cuaternar inferioară, precum și ridicarea intensă suferită ulterior de munții Pădurea Craiului.

Conservarea depozitelor miocene în capătul de E al bazinului pe o suprafață compactă și la altitudine relativ mare se datorește ocolirii acestei regiuni de apele Crișului și angajării acestora în rocile dure ale Triasicului în care și-au săpat o vale prevăzută cu multe chei.

Datorită fundamentului lor cristalino-mezozoic rigid, depozitele neogene au rămas necutate. Pe marginea de N a bazinului, în regiunea cuprinsă între Borozel și Aușeu, depozitele prezintă unele slabe înclinări spre N sau NE. Pe acestea noi le atribuim mișcărilor relativ recente suferite de blocurile din fundament care au deranjat și acoperișul lor neogen. Structura sinclinală a bazinului, afirmată de R. G i v u l e s c u, nu se confirmă.

Începînd din regiunea de E spre cea de W forajele permit să urmărim scufundarea fundamentului preneogen. Acesta a fost întilnit în regiunea satului Valea Neagră la numai 120 m sub formă de calcar cu hipuriți. La Cornișel cristalinelul a fost constatat la 227 m, iar la Banlaca calcarul triasic se află la 375 m. Mai departe spre W forajele adînci de 500 m n-au mai atins fundamentul. Acesta nu este deci numai accidentat, dar și cu o alcătuire stratigrafică variată.

Întrucît privește cuvertura neogenă este probabil ca aceasta să fie străbătută de numeroase falii. Totuși faliile nu pot fi recunoscute cu claritate din cauza lipsei unor nivele reper. Existența faliilor o deducem însă din orientarea anormală a rețelei hidrografice de pe dreapta Crișului Repede. Anume, toți afluenții Borozelului, situați între Borod și Topa, precum și afluenții Crișului pînă la Aleșd în loc să prezinte cursuri orientate spre SW, pentru a se încadra în panta generală a regiunii, curg mai întii în direcție opusă, NW—SE, ca și cînd ar indica o veche direcție de curgere a Crișului de la W spre E. Direcția anormală a acestor afluenți o atribuim faptului că văile lor s-au stabilit pe fracturi orientate NW—SE, care au determinat și înclinările spre NE ale depozitelor miocene.

În schimb n-am putut constata existența faliilor orientate E—W și N—S care ar încadra, după R. G i v u l e s c u, regiunea orașului Aleșd. Aceste falii au fost admise probabil în ideea că rocile diatomitice ar fi de vîrstă pliocenă.



Corespunzător faliilor orientate NE—SW ale fundamentului pre-neogen din Pădurea Craiului de E este posibil ca și umplutura bazinului să comporte aceste direcții de falieri. Unele slabe decroșări cu această direcție prezentate de rocile ramei ar putea fi o dovadă.

În încheiere este cazul să subliniem că, datorită poziției și genezei sale, bazinul Vadului prezintă caractere cu totul particulare de acele ale bazinelor învecinate.

### BIBLIOGRAFIE

- Boué A. (1833) Journal d'un voyage géologique fait à travers la chaîne des Carpathes en Bucovine, Transylvanie et Maramuresch. *Mém. Soc. Géol. France*, I, 1. Paris.
- Čičha I., Seněš J. (1965) Miozän der Westkarpaten. I. Stratigraphie. *Lucrările Institutului Geologic „Dionisie Stur”*. Bratislava.
- Ciupagea D. (1955) Depresiunea Panonică. Metodele cele mai eficace de cercetare în lucrările geologice. Partea I. *Centrul de Documentare al Industriei chimice și petroliere*. București.
- Drăghiceanu M. (1930) Tectonica Transilvaniei, II. Liniile tectonice directrice în munții Bihorului și Codrului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XII. București.
- Ficheux R. (1928) Remarques sur le réseau hydrographique du Bihor septentrional (Munții Apuseni). *Mélanges*. București.
- Gavăț I. și colab. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. — *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geof.* I/1. București.
- Givulescu R. (1944) Notă asupra florei sarmatice din estul bazinului Borod (județul Bihor). *Rev. Muz. Miner.-Geol.*, VIII/1. Cluj.
- (1948) Deux formes nouvelles pour la flore fossile de Roumanie. — *Bull. Soc. Sci.* X. Cluj.
- (1948) Recherches géologiques dans l'est du district de Bihor entre le Crișul Repede et les Monts du Rez. *Bull. d. S. et T. de la Polytechnique de Timișoara*. XIII/3.
- (1951) Flora fosilă de la Lunșoara (regiunea Bihor). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Științ.* II/1—2. Cluj.
- (1952) Note paleobotanice, I. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Științ.* III/1—2. Cluj.
- (1953) Noi contribuții la stratigrafia porțiunii de est a bazinului neogen al Borodului (județul Bihor). *D. S. Com. Geol.*, XXXVII. București.
- (1954) Notă asupra Neogenului din bazinul Borodului (regiunea Oradea). *Stud. Cerc. Științ.* V/3—4. Cluj.
- (1956) Date noi pentru flora terțiară a R.P.R. *Comun. Acad. R.P.R.*, VI/10. București.
- (1957) — Die altpliozäne Flora von Valea Neagră (Reg. Oradea). *N. Jg. Geol. Pal.*, Mh. 5. Stuttgart.



- (1957 a) Flora pliocenă de la Cornișel (regiunea Oradea). *Acad. R.P.R., Monogr. Geol. Pal.*, București.
  - (1957 b) Note paleobotanice, III. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.-Geogr.*, VIII/3—4. Cluj.
  - (1957 c) Cercetări geologice în bazinul neogen al Borodului. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. științ.*, VIII/1—2. Cluj.
  - (1960) Die fossile Flora Rumäniens. *Ber. Geol. Gesell.*, D.D.R., 5/4. Berlin.
  - (1960 a) Neue Untersuchungen über die pflanzenführenden Mergel von Gheghie (Bez. Oradea, Rumänien). *Acta Botanica*, VI/1—2. Budapest.
  - (1961) Die fossile Flora von Beznea (Bez. Oradea). *N. Jb. Geol. Pal.*, 113/3. Stuttgart.
  - (1961 a) Bemerkungen über die Pannon-Floren des Boroder Beckens und ihre Verhältnisse zu den Floren von Mittel-Europa. *Bol. Jb.* 81/1—2. Stuttgart.
  - (1964) Contribuții la cunoașterea activității vulcanice din bazinul Borodului. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.-Geogr. și Geofiz., seria Geol.*, 1, 9. București.
  - (1964 a) Noi semnalări de conuri fosile de Pinus și Picea din Transilvania. *Acad. R.P.R., Stud. și Cerc. de Geol.-Geogr. Geofiz.*, 9/1. București.
  - (1966) Die fossile Flora Rumäniens (Erste Ergänzung). *Ber. Geol. Gesell.*, D.D.R., 11/3. Berlin.
- Iliescu O., Radu A., Lică Maria (1967) Geologia bazinului Bozovici. *D. S. Com. Geol.* LIII/1. București.
- Kräutner Th. (1934) Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transylvanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII. București.
- (1939) Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Rom. Geol.* IV. București.
- Lazăr V. (1910) Geologische Verhältnisse der Kohlenflözte von Nagybáród. *Földt. Közl.*, XL. Budapest.
- (1912) Bericht über die im Sommer 1909 in der Umgebung von Nagybáród vorgenommenen geologischen Arbeiten. *Jber. k. ung. geol. A. f. 1909.* Budapest.
- Martonfi L. (1882) Asvany-földtani kirandulas a Sebes-Körösvölgyeben (Excursie mineralogic-geologică pe valea Crișului Repede). *Ow. term. tud. Ertes.*, VII/2. Cluj.
- Mátyasovsky J. (1883) Bericht über die geologischen Detailaufnahmen am NW—Ende des Rézgebirges in der Gegend zwischen Nagy-Báród und Felső-Derna. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1884.* Budapest.
- (1884) Der Királyhágo und das Tal des Sebes Körös-Flusses von Bucsa bis Rev. *Földt. Közl.* Budapest.
- Noszky J., Roth Telegd K. (1848) A Rézhegység fiatól harmadkeri fedő képződményei (Cuvertura terțiar superioară din Munții Rez). *Földt. Közl.*, LXXVIII. Budapest.
- Paucă M. (1932) Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII. București.
- (1953) Geologia regiunii Tătăruș—Suplac de Barcău. *An. Com. Geol.*, XXV. București.
  - (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol. Rom.* XXXIV. București.
  - (1964) Bazinul neogen al Silvaniei. *An. Inst. Geol. Rom.* XXXIV. București.



- Pantocsek J. (1886—1889) Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns, I—III Nagy-Tapolcsány.
- Popescu-Voitești I. (1935) Evoluția geologico-paleontologică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*. V, 2. Cluj.
- Protescu O. (1932) Rezervele de cărbuni din România. *Stud. Tehn. Econ.* III/8. București.
- Roth Telegd K. (1913) Die Nordost- und Südseite des Rézgebirges. *Jber. d. k. ung. geol. A. f. 1912*. Budapest.
- (1914) Fortsetzungsweise Reambulierung des Rézgebirges. *Jber. d. k. ung. geol. A. f. 1913*. Budapest.
- Rotarides M. (1925) Beiträge zur Kenntnis der sarmatischen Landschneckenfauna des Rézgebirges im Kom. Bihar. *Ann. mus. nat. hung.*, XXII. Budapest.
- Szontagh Th. (1890) Geologische Studien in der Umgebung von Grosswardein, Püspök- und Felixbad, sowie im Gebirge und Hügellande am linken Ufer der Schnellen Körös von Krajnikfalva (Joseni) bis Grosswardein (Oradea). *Jber. d. k. ung. geol. A. f. 1889*. Budapest.
- (1896) Geologische Studien im nordwestlichen Teile des Biharer Kiralyerdölggebirges. *Földt. Közl.* XXVI. Budapest.
- Szurovy Gy. (1948) Erdgeschichtliche und geotektonische Entwicklung der grossen ungarischen Tiefebene. *Földt. Közl.* XXVI. Budapest.

## BASSIN NÉOGÈNE DE VADUL

PAR

M. PAUCĂ, D. ISTOCESCU, FELICIA ISTOCESCU

(Résumé)

Parmi les dépressions néogènes externes des Carpates Occidentales ce bassin possède la surface la plus réduite et témoigne d'une évolution assez à part. Alors que dans les autres bassins chaque étage transgresse les précédents, celui de Vadul atteint la surface maximum au Sarmatien inférieur, après quoi les eaux du Pliocène ne sont revenues que dans les secteur occidental.

Le bassin est compris entre deux systèmes de fractures majeures à rejets inégaux, plus grands au N, moindres au S. Vers le N il prend contact avec le bloc fortement soulevé, à la suite des mouvements tectoniques, et intensément érodé, du Cristallin des monts Plopiș dont il est séparé localement par des éruptions néozoïques. Le bloc du S des monts Pădurea Craiului, moins soulevé, a gardé à peu près intacte sa couverture méso-



zoïque. L'érosion a partout mis en évidence, très nettement, les limites du bassin dont les roches néogènes, fort peu cimentées, contrastent avec celles cristallino-mésozoïques, très dures, du bord.

Les fractures marginales ont favorisé la formation de dépôts hydrothermaux riches en fossiles sarmatiens.

Le bassin est constitué de deux secteurs : l'un occidental qui comporte des dépôts tortoniens, sarmatiens, pliocènes et quaternaires, l'autre oriental composé uniquement de sédiments tortoniens, sarmatiens et quaternaires. L'absence des évaporites ainsi que l'épaisseur réduite de ses dépôts prouvent qu'il s'agit de la partie toute supérieure du Tortonien.

Dans le secteur oriental, les forages ont relevé la présence du Tortonien saumâtre ; même les mollusques (espèces d'*Ostrea* etc.) attribués auparavant à cet étage et qui avaient été — pensait-on — remaniés au Sarmatien inférieur, ne plaident pas d'une façon probante en faveur de cet âge, étant donné que les formes strictement marines (coraux, échinoïdes, brachiopodes) manquent justement.

Le Miocène est représenté par des dépôts qui renferment une faune saumâtre assez riche (*Cerithium*, *Trochus*, *Mohrensternia*, *Cyclotus*, *Tapes*, *Mactra*, *Cardium*, *Modiola* etc.), nombre de gastéropodes terrestres ainsi qu'une flore très abondante. Le complexe supérieur formé de sables nonfossilifères, déposés pendant la retraite des eaux, appartient probablement au Sarmatien. Ces vingt dernières années une grande partie des dépôts sarmatiens était attribuée au Pliocène.

Le lit de Crișul Repede entre Bratca et Vadul Crișului, plus profond entaillé dans les roches dures de la bordure, relève que le bassin recouvrait, au Miocène, une surface plus vaste et que le soulèvement intense du massif Plopiș a poussé les cours des eaux vers la limite méridionale du bassin. Par conséquent, l'âge du lit du Criș est sarmatien dans ce secteur.

Le Miocène occupe à lui seul le secteur oriental du bassin, alors que dans celui occidental il n'affleure que sous forme de lambeaux le long des limites du bassin recouvert par le Pliocène. Il est présent aussi dans nombre de forages. Son épaisseur, très variable, allant des dizaines de mètres dans les forages du secteur occidental du bassin, est une conséquence du relief créé par l'érosion au cours de la période continentale prépontienne. Dans le secteur oriental, le Miocène, épais de 100 m jusqu'à 600 m, prend l'aspect d'une alternance de marnes, marnes sableuses, grès faiblement cimentés, de rares marno-calcaires et, localement, de graviers deltaïques,



le tout alternant à son tour avec nombre d'intercalations de cinérites rhyolitiques blanches.

Les couches de cinérites à épaisseurs très variées, dont le matériel terrigène manque et dont les limites supérieure et inférieure se détachent nettement, prouvent que le matériel constituant s'est déposé directement de l'air au cours des éruptions et qu'elles ne sont pas le résultat du remaniement de tufs éruptifs d'un âge plus ancien présents sur le continent. Il s'avère ainsi que l'activité volcanique déployée au N des villages Borod et Cetea, qu'on attribuait naguère uniquement au Crétacé supérieur, s'est poursuivie au Miocène également avec une intensité remarquable. Cette conclusion n'est pas pour nous surprendre puisque les autres bassins externes des Monts Apuseni ont subi, eux-aussi, une intense activité éruptive d'âge tortonien et sarmatien. L'existence d'éruptions pliocènes n'a pas été prouvée.

La présence des cinérites entraîne le développement, localement très abondant, des diatomites miocènes dont, en 1885, on a déterminé 104 espèces marines. Des gisements de diatomite se développent également par endroits, épais de plusieurs mètres. C'est à tort qu'ils ont été attribués au Pliocène. Dans le diatomite d'Aleșd, Pantocsek cite, aussi, la présence d'un poisson marin, *Clupea sardinites* (H e c k e l).

La proximité du continent, l'abondance des dépôts pélitiques et le caractère calme de la sédimentation du secteur oriental fort rétréci du bassin ont conduit à la fossilisation d'une riche flore de *Cormophytes terrestres*, 150 espèces environ. Il est inexact d'attribuer, comme on le faisait jusqu'ici, cette flore au Pliocène, cette attribution ne reposant que sur l'existence d'une seule espèce d'animal, *Orygoceras fuchsi* (K i t t l) elle-même déterminée de façon éronée et ignorant les caractères de la flore qui comporte 45 % formes tropicales, 30 % formes méditerranéennes et 20 % seulement formes propres aux régions tempérées.

Par suite de nos recherches il ressort que les restes attribués à *Orygoceras fuchsi* représentent, en réalité, un Ptéropode qu'il faut attribuer au Miocène, époque à laquelle la communication avec les mers ouvertes était encore possible. Au Pliocène, la Dépression Pannonienne submergée par des eaux douces, était tout à fait isolée des eaux de l'Océan Mondial.

Au Miocène, dans l'extrémité orientale du bassin, apparaissent, temporairement, des conditions de sédimentation limniques (*Congerina*, *Hydrobia*) dues aux eaux provenant du continent. Celles-ci poussaient vers l'W



les eaux saumâtres rendant ainsi possible le dépôt des couches de lignite. Le régime de sédimentation saumâtre recouvrait pourtant le bassin, avec intermittence, jusqu'à son extrémité orientale.

On ne saurait retrouver le Pliocène dans le secteur oriental du bassin, ainsi qu'il a été admis les vingt dernières années, vu que les dépôts du bassin manquent totalement d'espèces de *Melanopsis* et des *Congéries* à moule épaisse et à grande taille, caractéristiques à cet âge. Ce n'est qu'associé à celles-ci qu'apparaît *Orygoceras fuchsi*, inconnu partout dans les dépôts miocènes bien qu'il apparaisse dans des dizaines de localités de la Dépression Pannonienne. Il faut encore remarquer que ce qu'on attribuait jusqu'ici à l'espèce *Congeria banatica* H o e r n e s est en réalité une espèce nouvelle, endémique.

L'existence, en grandes quantités, des intercalations de tufs, rhyolitiques dans le secteur oriental du bassin exclue également la présence du Pliocène qui, dans les bassins néogènes avoisinants, ne contient que très rarement des traces de cinérites andésitiques.

La tectonique des dépôts néogènes représente un chapitre que les géologues ont ignoré par le passé. R. G i v u l e s c u seul, en 1957, exprime l'idée que le secteur oriental du bassin représente un large synclinal.

Pour comprendre la tectonique des dépôts néogènes il est nécessaire d'en connaître d'abord la structure du bord et du soubassement. Les derniers plissements subis par la région appartiennent probablement à la phase autrichienne dont l'intensité a été faible. A partir du Crétacé supérieur, de nombreux mouvements verticaux ont entraîné l'affaissement, sur de vastes surfaces, des dépôts en faciès de Gosau du Crétacé supérieur, qui apparaissaient le long des limites et, probablement aussi, dans le soubassement du bassin, en les préservant ainsi contre l'érosion. Les mouvements laramiens ont été les premiers ayant contribué à la formation du bassin. Ils sont simultanés aux mouvements de soulèvement qui ont fixé les limites des horsts des monts Plopiș et Pădurea Craiului.

Grâce aux nombreux forages exécutés ces vingt dernières années nous avons pu constater les formations du soubassement préneogène et leurs profondeurs. A l'extrémité orientale, fort rétrécie, du bassin, les forages ont atteint un relief accidenté, formé de roches cristallino-mésozoïques situées entre 200 et 500 m en profondeur. À partir de Vadul Crișului vers l'W, là où le bassin commence à s'élargir, le soubassement



préneogène, formé notamment de dépôts mésozoïques, s'affaisse progressivement jusqu'à des profondeurs atteignant 2000 m environ.

Toutes ces données nous permettent d'avancer que le soubassement préneogène du bassin présente une constitution stratigraphique et une structure tout aussi compliquée par les failles que l'unité voisine du S, Pădurea Craiului.

Le soubassement du bassin possède, lui-aussi, nombre de failles transversales qui ont permis l'affaissement, vers l'W, en nombreux gradins, des roches de divers âges.

Les mouvements styriques tardifs ont entraîné en premier lieu l'envahissement, par les eaux tortoniennes, du tiers occidental, d'abord, du bassin et ont déterminé, au début du Sarmatien, les affaissements qui esquissent les limites extrêmes du bassin. Les mouvements de la phase attique ont mis à sec tout le bassin et ont déterminé la création d'un relief terrestre après quoi, par la transgression de la phase rhodanique les eaux du Pliocène sont revenues, mais pour remplir uniquement le secteur occidental. Enfin, les mouvements de la phase valaque ont provoqué la retraite complète des eaux.

L'analyse lithologique et granulométrique des sédiments d'âge pliocène supérieur du secteur occidental du bassin relève que le matériel composant ne provient pas des régions toutes proches, mais bien que celui-ci a été apporté de quelque part de loin. Le maximum de tri que décèle le matériel le prouve suffisamment. Le matériel des sédiments du Pliocène supérieur des bassins néogènes extérieurs provient du bassin de Transylvanie. Après les dépôts du Pontien, vu que ce bassin était entièrement exondé sa région septentrionale, a été soumise à une érosion intense qui a affecté non seulement les dépôts du Pliocène inférieur mais aussi ceux sarmatiens, voire ceux tortoniens.

Les sédiments du bassin ont été charriés par-dessus les monts de Meseș et Plopiș, encore partiellement soulevés à l'époque, dans les bassins néogènes extérieurs. Ce n'est que parce que les horsts formés du Cristallin et du Mésozoïque, situés au N et au NE de la vallée Crișul Repede, n'ont atteint leurs hauteurs actuelles qu'au Quaternaire, que ce mouvement de déplacement du matériel a été possible.

Les mouvements subis par les divers blocs du soubassement du bassin n'ont pas été sans agir sur la disposition des sédiments néozoïques. Cette influence est évidente surtout dans le secteur oriental où les sédiments sont



plus minces et, étant donné les âge plus ancien, ont eu à subir des mouvements plus nombreux durant les phases orogéniques.

A partir de la région au N d'Aleşd jusqu'à Corniţel et Valea Neagră on peut constater fréquemment l'existence de couches inclinées vers le NE ou le N ce qui semble infirmer l'ancienne opinion sur la faible structure synclinale du bassin. De telles positions anormales ne s'expliquent que par l'influence des mouvements des blocs du soubassement. Vu qu'il s'agit d'un complexe de roches à constitution lithologique peu variée et très peu cimentées, qui manquent de niveau repère, les failles de la région, dont les rejets sont réduits, ne peuvent être facilement identifiées à la surface. Leur existence nous est pourtant révélée, entre autres, par l'orientation anormale du réseau hydrographique de la droite de Crişul Repede. En effet, tous les affluents du ruisseau Borozel, situés entre les villages Borod et Topa et ceux de Crişul Repede jusqu'à Aleşd, au lieu d'avoir les cours orientés du NE au SW, selon la pente générale de la région, coulent d'abord en direction opposée, NW—SE, comme pour indiquer une ancienne direction, de l'W vers l'E, de Crişul Repede. Si ces affluents ont pris cette direction anormale c'est que leurs vallées se sont établies probablement le long des lignes de fractures orientées NW—SE.

C'est toujours sur le compte de la phase d'érosion, fin du Pliocène, que nous devons mettre les graviers, de dimensions gigantesques parfois, apparaissant sur de vastes surfaces dans le massif de Pietra Craiului. Les graviers sont formés exclusivement de conglomérats et de quartzites rouges d'âge permien supérieur. À l'E ils apparaissent sporadiquement dans la région du village Vîrciorog où ils forment des blocs anguleux dont le volume dépasse parfois 1 m<sup>3</sup>. On peut les poursuivre vers l'W en diminuant de dimensions, formant quand même des couches épaisses de dizaines de mètres, jusqu'à l'extrémité presque de ces montagnes, recouvrant des cimes situées à des centaines de mètres au-dessus du niveau du Criş. La diminution des dimensions de l'E vers l'W témoigne de la direction de transport, cependant que la grande altitude atteste leur vieux âge et le soulèvement qu'ont subi à l'époque les Monts de Pădurea Craiului.

Pour ce qui est des derniers mouvements quaternaires nous ferons remarquer le déplacement continu vers le N du cours de Crişul Repede, dès qu'il s'échappe, à Vad, des gorges qu'il a creusées, au Sarmatien supérieur déjà, dans les calcaires mésozoïques. A cause de ce déplacement le cours de Borozel, qui auparavant se jetait dans le Criş à Vad, ainsi qu'en



témoigne la présence d'une terrasse moyenne, rejoint le cours du Criș beaucoup plus bas, à l'endroit du village Gheghie. Ce glissement vers le N du cours du Criș a déterminé la formation d'une succession de terrasses bien développées au S de son lit alors que la rive droite en est longées par des terrasses très faiblement développées, voire par des talus glissants..

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte géologique du secteur oriental du bassin de Vadul.

**Quaternaire.** *Holocène* : 1 a, anciennes alluvions ; 1 b, alluvions récentes ; 1 c, glissements de terrain ; 1 d, cônes de déjection ; 1 e, déluvions de pente ; 2 a, terrasse inférieure ; 2 b, terrasse basse. *Pléistocène* : 3 a, alluvions ; 3 b, dépôts alluviaux-déluviaux (argiles à bohnerz) ; 3 c, éboulis de pente ; 3 d, argile à blocs (cailloutis de pédiment) ; 4 a, terrasse supérieure ; 4 b, terrasse moyenne. **Pliocène.** *Pliocène supérieur* : 5, complexe sableux. **Miocène.** *Sarmatien* : 6, horizon supérieur (a, sableux ; b, cailloutis) ; horizon moyen (c, marnes tuffacées ; d, complexe détritique continental — lacustre ; e, calcaires à *Hydrobia*) ; horizon inférieur à charbons, diatomites. *Tortonien* : 7, marnes blanches. **Éruptif néogène** : 8, rhyolites. **Subassement cristallino-mésozoïque.** *Mésozoïque* : 9, calcaires, grès, dolomies, marnocalcaires triasiques, jurassiques et crétacés. *Cristallin* : 10, micaschistes, gneiss, quartzites, calcaires cristallins, 11, faille ; 12, carrières ou l'on extrait la pierre ; 13, direction des coupes géologiques.

### Planche II

Coupes géologiques dans le secteur oriental du bassin de Vadul.  
Même explication que pour la planche I.

### Planche III

Colonnes stratigraphiques du secteur oriental du bassin du Vadul.

1, calcaires (a, détritiques ; b, tuffacés ; c, lumachelliques) ; 2, marnes (a, grises micacées ; b, blanches tuffacées) ; 3, argiles ; 4, marno-argiles feuilltées ; 5 a, sables, grès ; 5 b, cailloutis, conglomérats ; 6, tufs (a, cinérites ; b, tuffites) ; 7, charbons.



CONȚINUT

1. INTRODUCERE

2. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN ROMÂNIA

3. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA MOLDOVA

4. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA BULGARIA

5. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA UCRAINA

6. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA BELARUS

7. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA POLONIA

8. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA CECHEA

9. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SLOVACIA

10. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA HUNGARIA

11. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA ROMÂNIA

12. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SERBIA

13. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA CROAȚIA

14. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA BOSNIA ȘI HERCEGOVINA

15. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA MONTENEGRO

16. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA ALBANIA

17. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GREECEA

18. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA TURCIA

19. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIRIA

20. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA IRAK

21. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA EGIPȚ

22. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA ISRAEL

23. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA JORDANIA

24. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIRIA

25. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA IRAN

26. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA AFGHANISTAN

27. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA PAKISTAN

28. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA INDIA

29. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA CHINA

30. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA JAPAN

31. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA COREEA

32. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA VIETNAM

33. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA LAOS

34. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA CAMBODIA

35. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA THAILAND

36. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA MALAYZIA

37. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SINGAPORE

38. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA AUSTRALIA

39. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA NOU ZELAND

40. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA ARGENTINA

41. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA BRAZIL

42. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA CHILE

43. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA PERU

44. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA COLOMBIA

45. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA VENEZUELA

46. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA CUBA

47. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA MEXIC

48. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUATEMALA

49. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA EL SALVADOR

50. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA NICARAGUA

51. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA COSTA RICA

52. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA PANAMA

53. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA DOMINICAN REPUBLIC

54. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA HAITI

55. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA JAMAICA

56. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA TRINIDAD ȘI TOBAGO

57. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUYANA

58. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SURINAM

59. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA

60. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

61. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA LIBERIA

62. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA COTE D'IVOIRE

63. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GABON

64. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

65. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SENEGAL

66. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

67. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

68. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

69. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

70. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

71. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

72. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

73. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

74. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

75. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

76. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

77. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

78. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

79. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

80. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

81. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

82. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

83. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

84. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

85. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

86. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

87. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

88. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

89. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

90. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

91. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

92. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

93. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

94. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

95. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

96. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

97. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

98. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE

99. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA GUINEA BISSAU

100. SCURT ISTORIC AL STUDIILOR DE GEOL. ÎN REPUBLICA SIERRA LEONE



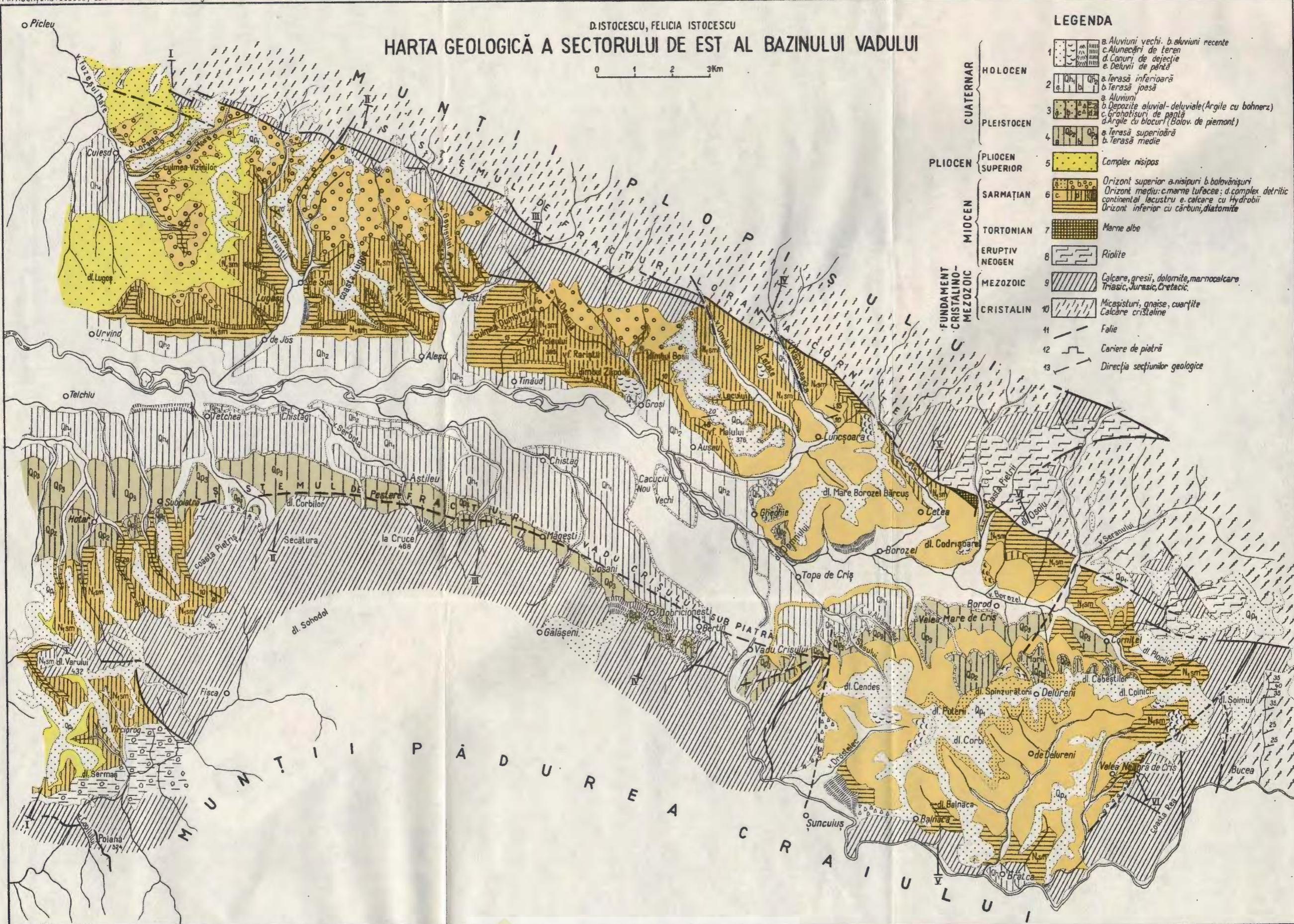
# HARTA GEOLOGICĂ A SECTORULUI DE EST AL BAZINULUI VADULUI

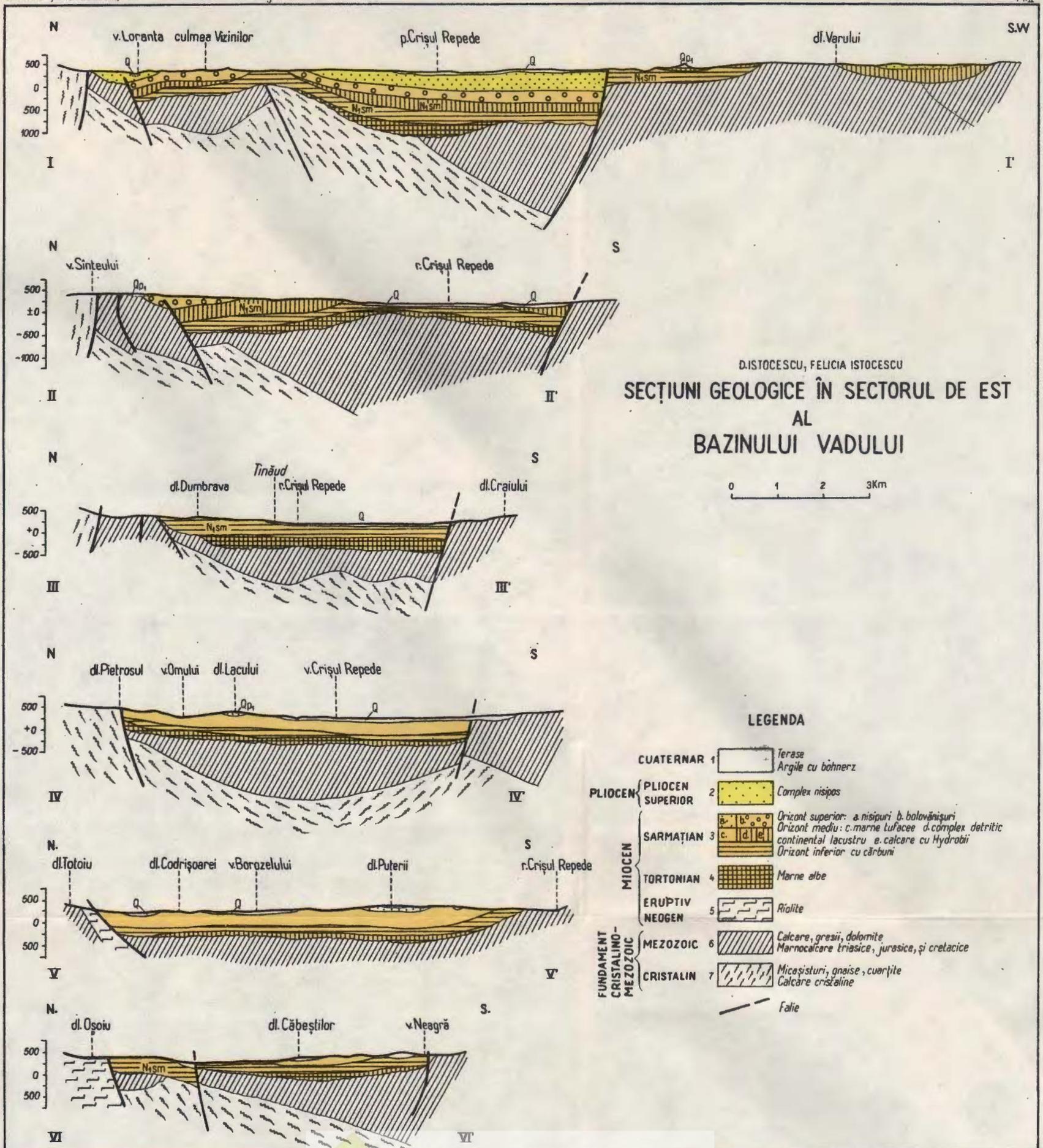
D. ISTOCESCU, FELICIA ISTOCESCU

0 1 2 3 Km

## LEGENDA

CUATERNAR	HOLOCEN	1	a. Aluviuni vechi. b. aluviuni recente c. Alunecări de teren d. Canuri de dejecție e. Deluvii de pântă
	PLEISTOCEN	2	a. Terasă inferioară b. Terasă joasă
PLIOCEN	PLIOCEN SUPERIOR	3	a. Aluviuni b. Depozite aluvial-deluviale (Argile cu bolnerez) c. Grohotisuri de pântă d. Argile cu blocuri (Bolov. de piemont)
		4	a. Terasă superioară b. Terasă medie
MIOCEN	SARMAȚIAN	5	Complex nisipos
	TORTONIAN	6	Orizont superior a. nisipuri b. bolovănișuri Orizont mediu: c. marnă tufacee; d. complex detritic continental lacustru e. calcare cu Hydrobii Orizont inferior cu cărbuni, diatomite
	ERUPTIV NEOGEN	7	Marne albe
FUNDAMENT CRISTALINO-MEZOZOIC	MEZOZOIC	8	Riolite
	CRISTALIN	9	Calcare, gresii, dolomite, marnocalcare Triasic, Jurassic, Cretacic
		10	Micasisturi, gnaise, cuarțite Calcare cristaline
		11	Falie
		12	Cariere de piatră
		13	Direcția secțiunilor geologice





D. ISTOCEȘCU F. ISTOCEȘCU

# COLOANE STRATIGRAFICE PENTRU DEPOZITELE SARMAȚIENE DIN PARTEA ESTICĂ A BAZ. VADULUI

0 20 40 60 m

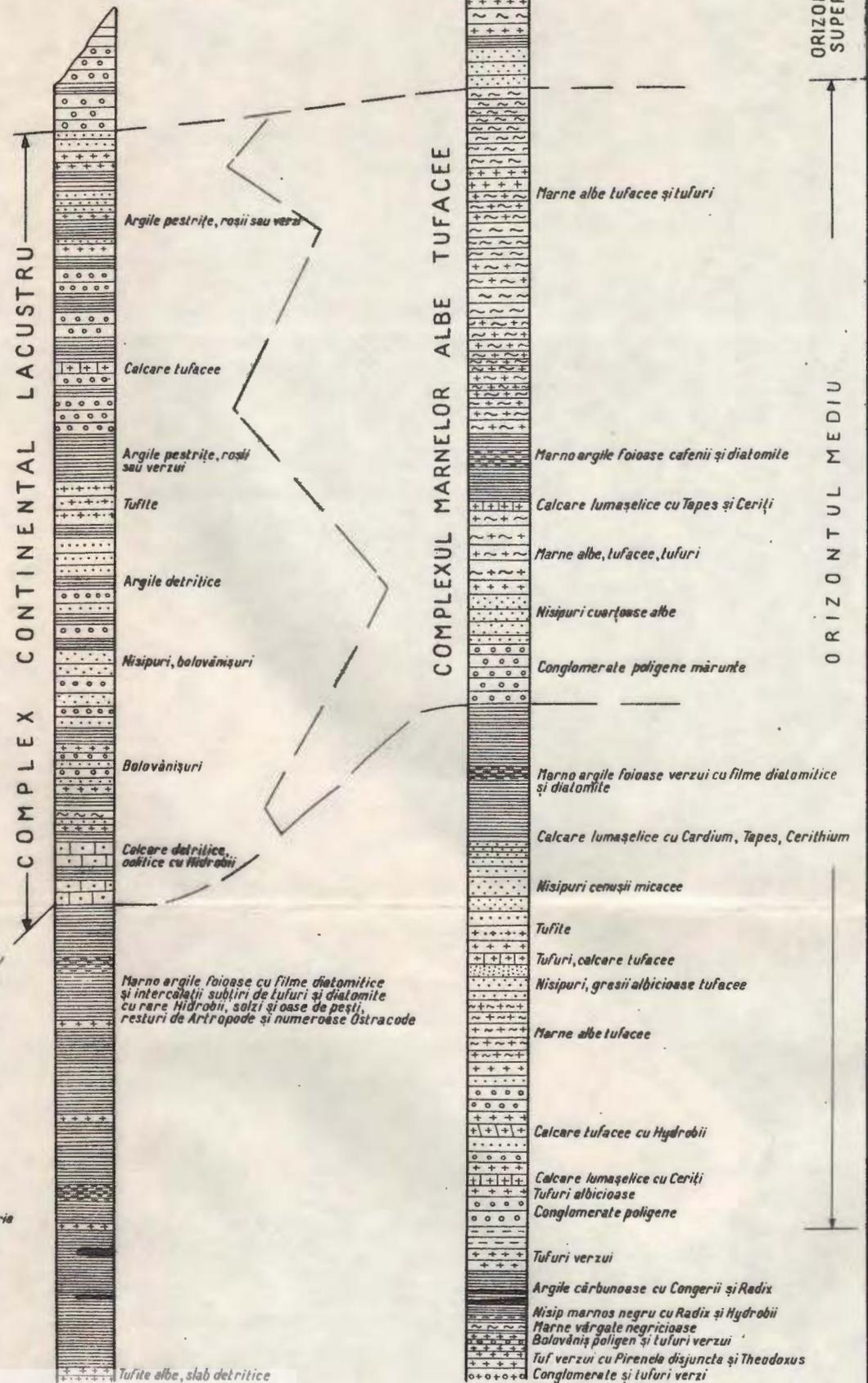
SECTORUL GROȘI LUNCȘOARA  
CORNÎTEL VADU CRIȘULUI

SECTORUL LUGAS  
TINĂUD

ORIZONTUL  
SUPERIOR

## LEGENDA

- 1 a. Calcare detritice, b. calcare tufacee, c. calcare lumașelice
- 2 a. Marne cenușii micacee, b. Marne albe tufacee
- 3 Argile
- 4 Marno-argile foioase
- 5 a. Nisipuri, gresii, b. Bolovănișuri, conglomerate
- 6 Tufuri: a. Cinerite, b. Tufite.
- 7 Cărbuni



FORMAȚIUNILE CRETACICE PE MARGINEA NORDICĂ A DEPRESIUNII GETICE, ÎNTRE VALEA OLTULUI ȘI MASIVUL VÎNTURARIȚA (CARPAȚII MERIDIONALI)<sup>1</sup>

DE

GR. POPESCU<sup>2</sup>, D. PATRULIUS<sup>3</sup>

---

**Abstract**

The Cretaceous Formations on the Northern Border of the Getic Depression, between the Olt River and Vinturarița Massif (South Carpathians). West of the Olt river the crystalline schists of the Getic Nappe support Cretaceous and Paleogene molasse formations, reaching 10.000 m thickness. The Cretaceous rock-sequence, 6.500 m thick, is divisible into two parts corresponding each to an independent sedimentary cycle: (1) Albian (?) conglomerates and sandstones overlain by Vraconian—Turonian siltstones, argillaceous shales and marls; (2) Santonian (?) — Lower Campanian conglomerates overlain by Upper Campanian—Maastrichtian silty and marly-argillaceous shales, as well as sandstones. Two major unconformities have been identified: between the Turonian — (may be also Coniacian) marls and the Santonian (?) — Lower Campanian conglomerates; (2) between the Maastrichtian shales and the overlaying Eocene conglomerates. It is supposed that the molasse basin was not displaced by overthrusting during its post-Albian evolution, but that the Danubian Autochthonous has been subjected to underthrusting during the Upper Cretaceous.

---

**I. Introducere și istorie.** În vremea când G. h. Murgoci studia formațiunile terțiare din Oltenia (1904—1907), nu se cunoștea prezența Cretacicului superior în cuprinsul acestei depresiuni. Numai la N de culmea

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 24 februarie 1967.

<sup>2</sup> Comitetul de Stat al Geologiei, Calea Griviței nr. 64, București.

<sup>3</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Coziei, în bazinul Brezoi, K. Redlich menționase, încă de la 1899, depozite marnoase senoniene cu inocerami și blocuri de calcare cu rudiști.

Fără să fie în posesia unor dovezi paleontologice concludente, G. h. Murgoci (1907) presupune totuși că o parte din seria groasă a depozitelor grezo-conglomeratice considerate eocene, dezvoltate între valea Olului și Vinturarița, ar aparține Cretacicului superior.

G. h. Murgoci afirmă că flișul Olteniei începe cu Cenomanianul, ca și în Muntenia și precizează : „se poate că o parte din conglomeratele, gresiile și marnele ce constituie munții la NW de Cozia și Sturii Olăneștilor până la Piatra Stogului să aparțină Cretacicului superior (Cenomanian și Senonian), deși probe absolute despre această aserțiune nu avem” (p. 26). El poate invoca numai faptul că aceste formațiuni „sînt în continuitate topografică” cu depozitele senoniene din bazinul Brezoi, cu care se leagă printr-o fișie îngustă de-a lungul Văii lui Stan.

În comentariul său, pentru a sprijini vîrsta cretacică a depozitelor arătate, G. h. Murgoci mai aduce și alte argumente : „Avînd în vedere pe de o parte grosimea acestor formațiuni la W de Mînăstirea Cozia și faciesul lor asemenea cu depozitele din bazinul Brezoiului ; pe de altă parte considerînd stratigrafia și tectonica simplă a regiunii, putem cu multă posibilitate considera complexul de roci de la N de Piscul Cînelui ca cretacice, asemenea și corespunzătoare faciesului conglomeratic al flișului din regiunea Prahovei” (p. 26). Desigur, G. h. Murgoci s-a referit în regiunea Prahovei la conglomeratele de Bucegi, făcînd astfel pentru prima dată apropierea stratigrafică între acestea și conglomeratele din Sturii Olăneștilor.

G. h. Murgoci mai menționează că a găsit pe vîrfurile Cîndoaia : „în niște gresii asemenea cu cele de la Vasilatu (bazinul Brezoi), urme de fosile, mule și goluri, nedeterminabile dar de un facies străin Terțiarului ; după frînturile de cochilii ce se văd în numeroase eșantioane și mai ales după o mulă foarte probabil de *Inoceramus*, avem aici cu multă probabilitate continuarea gresiilor senoniene cu Inocerami de la Brezoi” (p. 27).

O faună cretacică-superioară este menționată mai tîrziu de I. Popescu-Voitești (1918) din marne și gresii „ce apar în cotul intrînd spre Cristalin al sedimentarului dintre vîrfurile Cîndoaia, vîrfurile Folia și vîrfurile cu Stogu”. Din gresii se citează următoarele forme : Polipieri (numeroși), *Avicula* sp. (cf. *A. caudigera* Zitt., *Exogyra* sp., *Cucullaea* (*Arca*) cf. *Royana* d'Orb. ; iar din marne : *Micraster* cf. *cortestudinarum* Goldf.,



*Inoceramus crispus* M a n t., *Scaphites* sp., *Ammonites obscurus* S c h l ü t e r, *Baculites* sp.

Pe schița de hartă publicată de I. P o p e s c u - V o i t e ș t i (1918), delimitarea Cretacicului menționat apare astfel, încît răspîndirea lui coincide cu partea inferioară a conglomeratelor care constituie primul termen al seriei cretaceice separate de autorii prezentei lucrări. Partea superioară a acestui orizont de conglomerate este comparată de I. P o p e s c u - V o i t e ș t i cu conglomeratele de Brezoi și atribuită Danianului (?) sau Eocenului (?). Pe aceeași hartă, I. P o p e s c u - V o i t e ș t i indică două puncte fosilifere. Unul dintre aceste puncte este figurat sub vîrfurile Cîndoaia, coincizînd deci cu regiunea din care G h. M u r g o c i citează „urme de fosile, mule și goluri indeterminabile”.

Ulterior, I. P o p e s c u - V o i t e ș t i (1935) rezumă alcătuirea litologică și conținutul faunistic al Senonianului în această regiune, astfel: „este reprezentat printr-o alternanță de conglomerate roșietice, de gresii cenușii și de marne alburii; conglomeratele de bază fiind așezate direct peste calcarele culmii Burila (Vînturarița). Spre N de Stogu, peste Cristalinul de mai la N (vîrfurile Cîndoaia) el apare reprezentat prin gresii cenușii cu Polipieri, *Inoceramus crispus*, *Baculites*, *Scaphites*, etc.”.

În legătură cu descrierea lui I. P o p e s c u - V o i t e ș t i, putem preciza chiar aici că în cercetările din această regiune autorii n-au întîlnit conglomeratele roșietice, menționate de acesta; în orice caz n-au fost întîlnite conglomerate cu ciment roșiatic.

În general, sedimentarul de la sud de cristalinul Coziei a fost cercetat prin comparație și prin corelări cu depozitele din bazinul Brezoiului, dîndu-se diferite interpretări stratigrafice. Este de aceea indicat să fie amintite principalele date geologice referitoare la acest bazin.

În bazinul Brezoiului, K. R e d l i c h (1899) a separat pe baze paleontologice depozite de vîrstă senoniană, formate din marne și gresii. K. R e d l i c h descrie și blocuri de calcare cu hipuriți și calcare cu foraminifere din conglomeratele de pe valea Lotrului, atribuindu-le Senonianului (facies de Gosau). În aceste calcare citează și secțiuni de *Actaeonella*. Făcînd legătura dintre depozitele din bazinul Brezoi și cele de pe versantul sudic al Coziei, K. R e d l i c h menționează că a întîlnit calcare de tip Gosau, și pe drumul de la Priporu spre Poiana, formînd aici, probabil, blocuri foarte mari în conglomeratele eocene. Mai tîrziu, tot pe versantul sudic al



Coziei, V. Dragoș (1953), a identificat aceste calcare și ca formațiune în loc, stînd direct pe cristalin, la fundul văii Pătești și mai spre E.

I. Popescu-Voitești (1918) menționează din bazinul Brezoi între altele, următoarea faună, provenind din marne, în apropiere de gura văii Vasilatu și din malul drept al Lotrului (pe poteca ce duce spre Valea lui Stan): *Micraster* cf. *cortestudinarium* Goldf., *Inoceramus crispus* Mant., *Inoceramus* cf. *brongniarti* Sow., *Pachydiscus* cf. *sobrobustus* Seun., *Pachydiscus galicianus* Favre, *Gaudryceras* cf. *mite* Hauer, *Scaphites roemeri* d'Orb., *Scaphites* sp., *Hamites* sp. (din grupul *H. multinosus* Schlüter), *Baculites* sp.

Ca și Gh. Murgoci, și I. Popescu-Voitești insistă asupra asemănării litologice a depozitelor cretacice din bazinul văii Olănești și din bazinul Brezoi. I. Popescu-Voitești care a studiat îndeaproape bazinul Brezoi, găsește și o asemănare faunistică între cele două regiuni. De asemenea, găsește în bazinul văii Olănești, echivalentul „conglomeratelor de Brezoi”.

Pentru a încheia, considerăm indicat să mai precizăm că în succesiunea depozitelor cretacice din bazinul Brezoi, K. Redlich situează conglomeratele cu blocuri de calcare organogene de tip Gosau la partea inferioară a seriei, iar marnele și gresiile cu faună la partea superioară, ceea ce, după cum s-a putut constata pe teren, de unul din noi, este eronat. Această inversare a succesiunii stratigrafice este semnalată și de I. Popescu-Voitești care stabilește succesiunea normală, situînd marnele și gresiile fosilifere în bază, iar conglomeratele la partea superioară (conglomeratele de Brezoi).

Depozitele cretacice din regiunea în care le-a semnalat Gh. Murgoci și I. Popescu-Voitești (între Vînturarița și vîrfurile Naruțu) sînt separate pe harta geologică a României la scara 1:500.000, a cărei editare a început în 1942. Este însă de remarcat că delimitarea lor nu corespunde nici cu răspîndirea arătată de Gh. Murgoci și nici cu limitele trasate de I. Popescu-Voitești; ea nu corespunde nici cu răspîndirea cunoscută în prezent, în urma cercetărilor făcute de Gr. Popescu (1954).

Cercetarea depozitelor conglomeratice dintre riul Olt și culmea Vînturarița a fost începută de unul din autori în 1950, găsind cu această ocazie o faună cu *Parapachydiscus gollevilensis* și *Baculites* sp. aff. *B. vertebralis* (Gr. Popescu, 1952). Găsirea acestei faune a relevat pre-



zența Senonianului superior în seria depozitelor conglomeratice din profilul văii Olănești, la un nivel stratigrafic mult superior celui arătat de G. h. Murgoci și I. Popescu-Voitești și a determinat totdeodată continuarea cercetărilor asupra întregii serii de depozite de pe marginea nordică a depresiunii getice.

Cercetările continuate de același autor în 1951 au condus la descoperirea a numeroase alte puncte fosilifere cu faună cretacică în profilele tuturor văilor principale care străbat de la N la S depozitele grezo-conglomeratice, între valea Otăsău — masivul Vinturarița la W și pîriul Păușa, dincolo de Olt, la E. Aceste rezultate au permis o primă separare, pe baze paleontologice, a Cretacicului și Eocenului în această regiune (G. r. P o p e s c u, 1954).

În lucrarea de față, autorii înfățișează studiul stratigrafic și paleontologic al depozitelor cretacice din regiunea amintită mai sus și corelările posibile cu regiuni învecinate. Harta geologică anexată cuprinde un cadru mai larg. În partea de nord, contactul cu cristalinul Lotrului și al Coziei este redat în parte după harta geologică 1:500.000 și în parte după Ș. t. G. h. i. k. a. B. u. d. e. ș. t. i (1958), iar în partea de S, completarea este făcută după harta unuia dintre autori (G. r. P o p e s c u, 1954).

## II. Stratigrafia depozitelor cretacice

Depozitele grezo-conglomeratice dezvoltate pe marginea depresiunii getice între valea Otăsău și râul Olt ocupă un golf înaintat spre N al acestei depresiuni, mărginit la NW de masivul calcaros al Vinturariței și cristalinul Lotrului, iar la NE de prelungirea vestică a culmii Cozia pînă la Valea lui Stan. Pe direcția de dezvoltare maximă, ce coincide cu cursul pîriului Radița-Olănești, și al văii Muereasca, aceste depozite ating grosimea considerabilă de aproximativ 10.000 m, între substratul cristalin din zona muntele Stogu-Cîndoaia și limita cu Oligocenul. O grosime cumulată de cel puțin 6500 m revine depozitelor aparținînd Cretacicului, iar restul reprezintă Eocenul.

Față de aria relativ restrînsă de la NW de Piscul Cîinelui indicată de G. h. Murgoci și I. Popescu-Voitești, răspîndirea depozitelor cretacice așa cum rezultă din datele paleontologice este mult mai mare. Limita lor sudică trece pe la S de Schitul Iezerului de pe pîriul Cheia, N de Băile Olănești, S de mînăstirea Frăsinet pe valea Muereasca și traversează râul Olt spre E, pe la S de confluența pîriului Păușa.



Profile relativ bune pentru urmărirea întregii serii a depozitelor cretacice se întâlnesc pe pîrîul Cheia, pe pîrîul Radița-Olănești și pe valea Muereasca. Stivele puternice de conglomerate, în special cele ale orizontului superior de conglomerate cretacice, ca și conglomeratele eocene inferioare, tăiate adînc de apă, dau cursului superior al acestor văi un caracter deosebit de sălbatic, rar întîlnit în Carpați. Praguri înalte și repezi, ca și marmite adînci denumite local „căldări” și „bildane”, fac uneori înaintarea pe aceste văi anevoioasă sau chiar imposibilă. Pe alocuri, conglomeratele formează pereți și turnuri ascuțite ce seridică zeci de metri vertical deasupra apei, dînd naștere la adevărate chei. În toponimie, aceste forme de eroziune poartă numele de „ziduri” și „pile” sau „cucuiie”, cum sînt „Zidul Vîntului”, „Cucuiul Mînzului” sau „Bildanele Pilei”. Traseele lungi și grele ale acestor văi prin conglomerate, fac ca ele să fie puțin umblate, iar cercetarea geologică se face în condițiuni destul de grele.

Pe profilele transversale deschise în văile Radița-Olănești și Cheia am separat în Cretacic două tipuri diferite de depozite, unul constituit din conglomerate și gresii și celălalt din marno-argile nisipoase. Acestea se repetă stratigrafic formînd o succesiune cu patru orizonturi grupate cîte două, în două cicluri de sedimentare. Deși întreaga serie a depozitelor cretacice, ca de altfel și seria paleogenă, formează un mare homoclin cu cădere spre SSE, urmărirea celor patru orizonturi pe direcție este relativ dificilă din cauza variațiilor litologice, cît și a discordanțelor însoțite de depășirea unor termeni stratigrafici de către alții.

**1. Orizontul inferior de gresii și conglomerate.** Primul ciclu al Cretacicului începe cu depozite grezo-conglomeratice ce stau în discordanță pe terenurile mezozoice mai vechi și cristalinul munților Lotrului, precum și pe cristalinul Coziei. La izvoarele pîrîului Radița, în regiunea vîrfului Cîndoaia, orizontul inferior, grezo-conglomeratic, al Cretacicului ia contact cu cristalinul Lotrului. Spre SW, același orizont ia contact cu calcarele mezozoice din masivul Vînturarița, iar spre E, în regiunea vîrfului Năruțu, cu cristalinul Coziei și cu brexia de Brezoi.

Grosimea cea mai mare a acestui orizont, aproximativ 2500 m, se întîlnește în profilul pîrîului Radița. În acest profil, partea inferioară a orizontului este predominant grezoasă, alcătuită din gresii grosiere, uneori în bancuri de 2—4 m grosime, cu intercalații locale de gresii marnoase și marno-argile nisipoase și rar de conglomerate. Pe un interval stratigrafic restrîns se intercalează și un pachet de gresii fine, calcaroase, trecînd la



calcare grezoase cenușii, în strate subțiri, ce oferă un contrast izbitor, prin faciesul lor litologic, cu restul seriei grezo-conglomeratice în care se intercalează. Aceste roci calcaroase se regăsesc frecvent, ca elemente remaniate în bancurile de conglomerate din partea superioară a orizontului.

În partea superioară a orizontului predomină conglomeratele cu bancuri de 5—6 m grosime. Local, se întâlnesc și intercalații de marno-argile grezoase și gresii subțiri, formînd pachete pînă la 20 m grosime. Conglomeratele sînt formate din șisturi cristaline aparținînd seriei cristaline a Lotrului (gnaise, micașturi, pegmatite). Unele conglomerate sînt formate din elemente mari, trunchiate, cu o dispoziție haotică. În același banc de conglomerate, se întâlnesc în unele cazuri, alături de componentele bine rotunjite, și componente semirotunjite, precum și lespezi sau blocuri colțuroase. Cu același contur de lespezi cu muchii se întâlnesc și elemente provenind din calcarele grezoase cenușii semnalate ca strate intercalate, în partea inferioară a orizontului. Aceste grade diferite de erodare nu pare să fi fost determinate de duritatea rocilor, atîta vreme cît ele se constată și la același tip de rocă. Se poate deduce astfel, că fiecare nou aport de material sedimentar psefitic s-a făcut nu numai pe seama unor roci care intrau prima dată în circulație, ci și pe seama resedimentării parțiale a primelor depozite acumulate. Dacă ținem seama și de stratificație, care prezintă adesea caracterele stratificației încrucișate, cu lentilizări bruște ale stratelor, precum și de așezările haotice de componente nesortate, trebuie să admitem că aceste conglomerate reprezintă o formațiune de depuneri torențiale.

Spre W, în profilul văii Cheia, orizontul grezo-conglomeratic inferior are o grosime mult mai mică, de numai 800 m, și ia contact cu calcarele mezozoice din masivul Vînturarița. Aici este reprezentată însă numai partea superioară a orizontului, formată din conglomerate în bancuri groase și nivele de marno-argile. Față de profilul pîriului Rădița, în acest profil, conglomeratele conțin numeroase componente de calcare mezozoice provenind din culmea Vînturarița. Contactul cu calcarele mezozoice se face printr-un banc puternic de conglomerate și este redresat pînă la verticală. În conglomerat se observă unele fețe de ruptură scrijilate, dovadă a unor solicitări tectonice. Nu avem însă motive întemeiate să considerăm acest contact ca un plan de ruptură care poate duce la ideea unei încălecări, ci îl interpretăm ca un contact primar de discordanță adus în poziție verticală prin mișcări intra-sau post-cretacice. În calcarele mezozoice, în apro-



pierea contactului, nu se observă urme de stratificație. Din contră, masa calcarului, prezintă crăpături și suturi care conturează forme de blocuri de diferite dimensiuni. Totodată calcarul este înșămîntat cu numeroase fragmente de șisturi cristaline. Aceste două caractere sugerează pînă la evidență că nu este vorba de calcare mezozoice *in situ*, ci de o formațiune cu blocuri cimentate la un loc cu fragmente de șisturi cristaline, născută odată cu începutul fazei de acumulare a depozitelor cretaceice în zona calcarelor mezozoice din masivul Vînturarița.

Fundul văii Radița și al Văii lui Stan unde se întîlnește cea mai mare grosime a depozitelor, corespunde zonei celei mai coborîte a depresiunii în care s-au acumulat primele depozite ale ciclului de sedimentare cretacic, în timp ce regiunea din valea Cheia spre SW reprezintă un sector mai ridicat, intrat mai tîrziu în zona de acumulare a depozitelor, fapt ce demonstrează în același timp lărgirea treptată a ariei de sedimentare a Cretacicului.

Aceleași raporturi față de substrat se constată la E, spre valea Oltului. Depozitele orizontului inferior de gresii și conglomerate se opresc succesiv spre SE în cristalinul Coziei, astfel încît apofiza acestui cristalin de la S de minăstirea Turnu este îmbrăcată de un nivel mai nou al Cretacicului, respectiv de orizontul superior de conglomerate.

**2. Orizontul inferior marno-argilos.** De la conglomeratele orizontului inferior se trece printr-o alternanță de gresii groase și marno-argile, la o serie marno-argiloasă ce constituie un orizont cu grosimea de 800 m. În profilul văii Radița și al văii Olănești, acest orizont este format din marne tari, nisipoase, negricioase, micacee, pînă la siltite și uneori gresii argiloase cu intercalații rare de gresii subțiri și de marno-calcare ferugi-noase, dezvoltate lenticular. Aceste marno-calcare, de culoare portocalie, sînt un constituent distinctiv pentru orizontul inferior marno-argilos, ele neîntîlnindu-se în orizontul de marno-argile superior. Este de menționat de asemenea, că la partea superioară a acestei serii marno-argiloase se intercalează bancuri groase de gresii moi, nisipoase.

Spre W, în profilul văii Cheia, se întîlnesc în acest orizont și intercalații de marne fine, tari, reiate, în care se găsesc, cel mai frecvent, cochilii de amoniți.

În profilul aceleiași văi, în partea superioară a orizontului, se găsește un nivel litologic, gros de cca 40 m, format din marne calcaroase nisipoase, fără stratificație evidentă, și marnocalcare grezoase, albicioase, cu așchii



de calcit și cu numeroase fragmente de inocerami. La acest nivel se dezvoltă și marno-calcare grezoase de culoare roșie-cărămizie, de asemenea bogate în fragmente de inocerami.

Același facies litologic îl îmbracă și depozitele vraconian-cenomaniene pe anumite zone în regiunea de curbură a Carpaților orientali, descrise în bazinul superior al văii Prahovei și al văii Teleajenului ca „seria de Dumbrăvioara” (G. r. P o p e s c u, 1954, 1958), precum și la Rîpile Icoveștilor și la Cotenesti pe valea Dîmboviței, sau în culoarul Dîmbovicioara (G. M u r g e a n u și D. P a t r u l i u s, 1954).

Din valea Cheia spre SW ca și din valea Radița spre E, respectiv spre valea Lotrișoara, continuarea acestui orizont nu poate fi urmărită în condițiuni clare. Spre SW, în profilul văii Otăsău, seria de depozite cuprinsă între calcarele mezozoice la N de Miocenul transgresiv la S nu mai cuprinde nivele de marne, fiind în întregime conglomeratică. În lipsă de faună, mai mult pe considerente cartografice am separat aici, partea inferioară a conglomeratelor ca aparținînd Cretacicului superior. Închiderea înainte de valea Otăsăului a orizontului marno-argilos inferior am interpretat-o ca o închidere stratigrafică, prin așezarea discordantă a orizontului următor de conglomerate (orizontul superior). Această interpretare este sugerată de discordanța unghiulară care se constată din harta geologică la SW de pîrîul Radița, între orizontul marno-argilos inferior și orizontul de conglomerate din acoperiș și care apare evidentă atît pe înclinarea cît și pe direcția stratelor. Trebuie remarcat totodată că această discordanță este cea mai importantă care se evidențiază în suita depozitelor cretacice din această regiune, putînd să îndreptățească separarea a două cicluri de sedimentare.

La E de pîrîul Radița, unde posedăm mai puține date, acest orizont se prelungeste foarte probabil pînă pe cristalinel Coziei.

În marnele acestui orizont, la diferite nivele, este conținută o faună constînd din amoniți și inocerami și o microfaună cu forme calcaroase. Analiza acestei faune este redată în capitolul următor.

**3. Orizontul superior de conglomerate.** Acest al doilea orizont de conglomerate este dezvoltat în întreaga regiune, între cristalinel Coziei la E și valea Otăsăului la W. Grosimea lui maximă atinge 2800—3000 m în regiunea valea Muereasca—valea Olănești. Conglomeratele sînt mai puternic dezvoltate în acest orizont. Ele predomină mai ales în partea lui mediană, ca bancuri cu grosimi de 7—8 m, formate din elemente mari de



gnaise, micașturi, pegmatite, cuarțite negre și cuarțite albe. În conglomeratele cu elemente mai mici predomină cuarțitele albe, bine rotunjite. În partea inferioară a orizontului se întâlnesc și intercalații de gresii groșiere în bancuri groase. La partea superioară intervin nivele de marne nisipoase care sînt parțial erodate și remaniate ca fragmente mari în conglomeratele de deasupra. Apar chiar nivele de adevărate brezii formate în cea mai mare parte din lespezi de marne, provenite din distrugerea substratului apropiat și redistribuirea materialului în condiții de acumulare rapidă.

Spre SW, în valea Otăsău, grosimea orizontului superior de conglomerate se reduce la jumătate din grosimea măsurată în profilul văii Olănești. Această reducere de grosime considerăm că ar corespunde întârzierii cu care conglomeratele acestui orizont ajung să se instaleze pe marginea vestică a bazinului, peste care se extind treptat, prin lărgirea ariei de sedimentare față de depozitele mai vechi.

Nu putem preciza suficient de documentat în ce fel se dezvoltă conglomeratele acestui orizont la E, spre valea Oltului. În profilul văii Oltului, între mînăstirea Cozia și mînăstirea Turnu se întâlnește, în contact cu cristalinelul, un facies mixt format dintr-o alternanță de gresii și marne, local și din gresii conglomeratice. Spre amonte predomină gresiile în bancuri groase, dar nu se individualizează un nivel de conglomerate. O corelare cartografică, pe baza direcției stratelor, arată destul de evident că această serie corespunde orizontului superior de conglomerate din valea Olănești și din valea Muereasca, care suferă deci, spre valea Oltului, o schimbare laterală de facies.

Este ușor de remarcat că orizontul superior de conglomerate marchează o nouă extindere a ariei de sedimentare a Cretacicului superior, atît spre SW, cum s-a arătat mai înainte, cît și spre E, unde acoperă noi terenuri ale cristalinelului Coziei. Considerăm de aceea justificat să separăm în Cretacicul din această regiune, cum s-a sugerat deja mai sus, două cicluri de sedimentare, cel de al doilea ciclu fiind marcat prin discordanța de la baza acestui orizont superior de conglomerate. Asupra semnificației acestor două cicluri de sedimentare pentru evoluția geologică a regiunii, se va reveni mai departe.

În legătură cu orizontul superior de conglomerate mai trebuie menționată prezența unor blocuri de calcare organogene cu *Orbitoizi* și *Actacnella* pe valea Căldărilor și pe valea Muereasca. Astfel de blocuri apar pe



văi numai începînd din zona orizontului superior de conglomerate, spre aval, ceea ce poate constitui o indicație în legătură cu originea lor.

Originea acestor calcare pe înălțimile Sturilor (Sturii Olăneștilor), unde presupune V. Dragoș (1955) că s-ar afla dezvoltate formațiuni recifale, nu corespunde realității. În Sturii Olăneștilor sînt dezvoltate conglomeratele orizontului inferior care, se va arăta mai departe, nu depășesc ca vîrstă Vraconianul—Cenomaniianul, în timp ce calcarele în discuție reprezintă Santonian-Campanianul, în facies de Gosau.

Ca și în bazinul Brezoi, unde au fost descrise de K. Redlich (1899), și în regiunea la care ne-am referit, blocurile de calcare organogene provin din conglomerate, respectiv din conglomeratele orizontului superior, din care s-au desprins, fiind purtate apoi în aval. K. Redlich (1899) și Șt. Ghika-Budești (1958) explică proveniența lor în conglomerate, prin distrugerea unor recifi dezvoltați în însăși zona de acumulare a conglomeratelor (K. Redlich), sau într-o zonă litorală mai internă (Șt. Ghika-Budești).

**4. Orizontul superior marno-argilos.** Al doilea ciclu de sedimentare, care începe cu orizontul superior de conglomerate, se încheie, ca și primul ciclu, cu o serie predominant aleuritică ce constituie un al doilea orizont marno-argilos, cel superior, și ultimul al seriei cretaceice.

Sectorul de dezvoltare maximă a marno-argilelor din orizontul superior (pînă la 700 m grosime) se întîlnește la E de valea Olănești, în regiunea valea Muereasca — valea Căciulata, fiind deci deplasat puțin spre E față de sectorul de dezvoltare maximă a orizonturilor precedente, care se situa în lungul văii Rădița-Olănești.

În cea mai mare parte a acestui orizont predomină marno-argilele nisipoase și siltitele cenușii-negriceoase, foarte micacee, cu dese intercalații subțiri (2—10 cm grosime) de gresii micacee. Cel mai adesea, gresiile subțiri au o textură ondulată, iar uneori prezintă hieroglife. Excepțional, s-au întîlnit intercalații de marno-calcare cu fucoide.

În partea inferioară a orizontului, intercalațiile de gresii sînt mai groase și mai dese, astfel încît de la orizontul precedent de conglomerate la orizontul superior marno-argilos are loc o trecere gradată, prin nivele de gresii în bancuri groase și microconglomerate, între care marno-argilele rămîn subordonate.

Foarte adesea, marnele acestui orizont prezintă o spărtură caracteristică, constînd în formarea unor riduri concentrice, care imită în mod



izbitor mulajele de inocerami. Pe gresii, se întâlnesc uneori impresiuni caracteristice de *Spirophyton*.

Ca și în orizontul marno-argilos inferior, se întâlnesc și în marno-argilele superioare frecvente resturi organice, constând în mici lameli-branhiate, echinoide, amoniți și mai ales inocerami, asupra cărora se va reveni mai departe.

Spre E, orizontul marno-argilos superior traversează valea Oltului în regiunea văii Păușa, iar în continuare, după indicațiile lui V. D r a g o ș (1955) se pare că se închide, fiind trunchiat de conglomeratele bazale eocene care se întind mult spre N, în discordanță. Partea lui superioară este deschisă pe dreapta Oltului, în malul șoselei, la ieșire din stațiunea Călimănești, iar partea inferioară, în care se intercalează conglomerate, apare în deschideri pe stînga Oltului, în amonte de valea Păușa.

Înspre SW, în valea Olănești și mai ales în valea Cheia, orizontul superior de marno-argile apare mult redus ca grosime. În valea Olănești, se intercalează în partea lui inferioară conglomerate în bancuri metrice, iar în valea Cheia, marno-argilele propriu-zise formează un pachet de numai 200 m grosime, situat sub limita cu Eocenul. Din interpretarea datelor de cartare deducem că, cel puțin în parte, reducerea grosimii marno-argilelor ca orizont litologic se datorește persistenței în această zonă a faciesului conglomeratic al orizontului superior de conglomerate, deasupra limitei la care se oprește în zona de la E de valea Olănești. Pe de altă parte, grosimea mai mică cu care apare seria marno-argiloasă la W de valea Olănești este foarte probabil și un efect al extinderii Eocenului în această zonă peste partea superioară a depozitelor cretacee.

Extinderea conglomeratelor eocene peste Cretacic este însoțită de o slabă discordanță unghiulară, vizibilă în profilul văii Muereasca și menționată și în profilul văii Olănești (G r. P o p e s c u, 1952). Spre W de valea Olănești, conglomeratele eocene acoperă progresiv orizontul superior marno-argilos (valea Cheia), ajungînd în contact cu orizontul superior de conglomerate (valea Otăsău) și apoi cu calcarele mezozoice ale ramei bazinului (mînăstirea Arnota). De asemenea, la E de Olt, după cum s-a arătat mai sus, conglomeratele eocene se extind mult spre N peste depozitele cretacee, ajungînd pe cristalinelul Coziei.

**Brecia de Brezoi.** Din păcate n-am avut posibilitatea să cercetăm decît sporadic această formațiune cu totul particulară, al cărei mod de



formare și poziție în scara stratigrafică au rămas pînă în prezent probleme în discuție.

Șt. Ghika-Budești (1958) ajunge la părerea definitivă că : „această formațiune nu poate fi considerată ca o brechie tectonică, ci s-a format pe un relief accidentat, în pantă pronunțată, din blocuri colțuroase, îngrămădite în zonele depresionare cu torenți și conuri de dejecție. Apare probabil că, în anumite zone, formarea unor asemenea megabrechii a avut loc pe taluzul continental cu alunecarea de pachete întregi de roci consolidate”. Șt. Ghika-Budești consideră brechia de Brezoi ca un facies psefitic al Senonianului „de pe taluzele submarine înclinate” și de pe pantele exondate, putînd să fie în partea bazală mai veche decît Senonianul, eventual cenomaniană.

Două fapte ni se par remarcabile cu privire la brechia de Brezoi, ele fiind evidente și pe harta publicată de Șt. Ghika-Budești (1958).

În primul rînd, brechia de Brezoi apare numai în aureola sedimentară a pintenului cristalin al Coziei care a avut o evoluție tectonică proprie, diferită de cea a molului cristalin al Lotrului. În al doilea rînd depozitele acestei formațiuni urmăresc de o parte marginea cristalinului de Cozia între Valea lui Stan și pîrîul Păușa, ca o fișie paralelă și în contact direct cu această margine, iar de cealaltă parte, intersectează oblic, ca aspect cartografic, toate orizonturile Neocretacicului care se dezvoltă în largul golfului Olănești, începînd cel puțin din Vraconian pînă în Santonian-Campanian. Aceeași dispunere a brechiei se constată și în bazinul Brezoiului, în raport cu corpurile de cristalin de Cozia de la mînăstirea Cornet și de la Călinești.

Dependența brechiei de Brezoi exclusiv de pintenul cristalin al Coziei și dispunerea ei în contact direct cu marginea acestuia, conduce la ideea că masivul cristalin al Coziei a jucat rolul unei cordiliere în timpul sedimentării depozitelor neocretacice. Se explică astfel formarea brechiei, ca facies particular, dezvoltat la țărmlul abrupt al golfului și sincron cu seria depozitelor dezvoltate în zona de larg a acestuia.

Considerăm aici, că în partea de NW, în regiunea vîrfului Năruțu, brechiile sînt de vîrstă vraconiană, pentru a deveni tot mai noi pe măsură ce ne deplasăm în lungul marginii cristalinului spre SE, astfel ca în valea Oltului, în jurul apofizei de la S de mînăstirea Turnu și la N de aceasta, să fie de vîrstă senoniană.



O distribuție analoagă a faciesurilor se întâlnește și în bazinul Brezoiului, în legătură cu creasta de gnaise oculare de la mînăstirea Cornet. Analiza hărții lui Ș t. G h i k a-B u d e ș t i (1958) scoate clar în evidență că în lungul văii Călinești, brexia de Brezoi, orientată paralel cu cristalinul, vine în contact, în mod succesiv cu orizontul inferior marnos al Cretacicului și cu orizontul superior de conglomerate, în același fel ca și la S de masivul Coziei. Brexia reprezintă și aici faciesul de țarm, sincron cu cele două orizonturi litologice dezvoltate spre largul bazinului.

În această interpretare este de așteptat ca uneori brexia de Brezoi să fie de vîrstă mai nouă, eocenă, atîta vreme cît condițiile de formare, legate de pantele abrupte ale cordilierii cristalinului de Cozia au persistat și în Eocen. Acesta ar putea fi cazul pentru cea mai mare parte a brechiilor de pe valea Călinești, dacă se ia în considerare vîrsta eocenă atribuită orizontului superior de conglomerate din această regiune, și pentru brexia de Brezoi menționată de Ș t. G h i k a-B u d e ș t i (1958), după L. M r a z e c, pe valea Călugăriței, în amonte de cheile Argeșului.

### III. Fauna orizonturilor marno-argiloase

În ambele orizonturi marno-argiloase ale Cretacicului s-a recoltat faună de la diferite nivele stratigrafice. Unele nivele conțin o abundență microfauună, iar altele, — amoniți, echinoide și mai ales inocerami. Echinoide au fost găsite numai în orizontul superior, dar exemplarele recoltate sînt deformatate și fragmentare încît nici o determinare generică nu este posibilă. De asemenea, inoceramii, deși întîlniți frecvent, sînt deseori fragmentați și indeterminabili. În ce privește restul faunei, formată din amoniți, aceasta cuprinde forme caracteristice pentru diferite nivele ale unui larg interval stratigrafic care cuprinde în bază Vraconianul și în partea terminală Maestrichtianul.

1. Fauna cea mai bogată a orizontului marno-argilos inferior a fost găsit în valea Cheia. În acest loc au fost identificate patru nivele fosilifere.

a) Primul nivel constituit din siltite tari, puțin marnoase, cu benzi subțiri de gresie fină și cu fețe de separație plane, conține între altele, formele: *Stoliczkaia* sp. (pl. I, fig. 2, 3), *Scaphites* sp. (ex. gr. *S. simplex*) (pl. I, fig. 5), *Idiohamites* (?) sp. (pl. I, fig. 1), *Mortoniceras* sp. (pl. I, fig. 4), *Pteraptychus* sp. (pl. I, fig. 6).

Amoniții au de obicei testul conservat, dar sînt deformați prin aplatare, iar liniile lor suturale sînt indistincte. Determinarea exemplarelor este astfel foarte dificilă.



Exemplarele de *Stoliczkaia* sp. reprezintă tururi interne cu câteva coaste lungi și drepte, bine desenate pînă la marginea ombilicală, unde sînt uneori îngroșate. Între coastele lungi se intercalează 4—5 coaste ce se șterg pe mijlocul flancurilor. Unele din aceste exemplare sînt comparabile cu tururile interne de *Stoliczkaia dispar* d'Orbigny, figurate de Pictet și Campiche (Matériaux Pal. Suisse, 1860; pl. XXXVIII) și mai ales cu exemplare juvenile de *S. dorsetensis* Spath (Pal. Society, 1929; vol. LXXXIII, pl. XXXII, fig. 7).

Singurul exemplar de *Scaphites* sp. găsit la acest nivel este de talie mică, prevăzut cu coaste fine și dese, uneori bifurcate la mijlocul flancurilor. Se apropie prin ornamentația sa de unele exemplare de *Scaphites simplex* Jukes-Brown, figurate de Spath (Pal. Society, 1937; vol. XII, pl. LVII, fig. 16—18), de care se deosebește însă prin flancurile mai puțin convexe. Se mai aseamănă cu un exemplar figurat sub numele, probabil impropriu, de *Scaphites aequalis* Sowerby, de către Naidin (în M. M. Moskwină, 1959, pl. VII/2), dar a cărei ornamentație este constituită din coaste încă mai fine și bifurcate numai în treimea externă a flancurilor.

Judecînd după prezența genului *Stoliczkaia*, acest prim nivel fosilifer aparține Vraconianului; nu este însă exclus să cuprindă și o parte din Cenomanian.

b) Cel de al doilea nivel este constituit din marne tari cenușii cu bogată microfaună. Speciile cele mai reprezentative sînt; după determinările făcute de Th. Neagu: *Globotruncana schneegansi* Sigal, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti angusticarinata* (Gandolfi), *G. lapparenti coronata* Bolli, *Rugoglobigerina* cf. *praehelvetica* Trujillo, *Quadriformina allomorphinoides* Reuss, *Gyroidinoides nitida* (Reuss), *Gaudryna cretacea* Reuss.

Asociația menționată indică prezența unui nivel relativ ridicat al Turonianului.

c) Cel de al treilea nivel este constituit din gresii fine, pînă la siltite argiloase ce conțin rari amoniți, printre care *Damesites* sp.

d) În sfîrșit, cel de al patrulea nivel cuprinde marne calcaroase tari, nisipoase, de culoare alb-verzuie sau roșie, cu fragmente mari de inocerami avînd o ornamentație comparabilă cu cea a speciei *Inoceramus cuvieri* Sowerby, și cu bogată microfaună cuprinzînd între altele următoarele specii identificate de T. Neagu: *Globotruncana lapparenti lapparenti*



Brotzen, *G. lapparenti angusticarinata* (Gandolfi), *G. lapparenti tricarinata* (Quereau), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Arenobulimina prestii* (Reuss), *Textulariella humilis* (Tolman), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Gaudryna cretacea* (Reuss).

Judecînd după această asociație, ultimul nivel fosilifer aparține fie părții terminale a Turonianului, fie Coniacianului.

Din același orizont marno-argilos inferior provine din alt loc un exemplar juvenil de *Schloenbachia subplana* (Mantell) (pl. I, fig. 8) cu testul parțial conservat, prevăzut cu coaste subțiri flexuoase, regulat bifurcate, cu striuri de creștere între coaste, cu carene latero-ventrale fin crenelate. La un diametru în jur de 14 mm coastele se prelungesc puțin pe partea ventrală, care este tectiformă. Această specie indică prezența și a Cenomanianului în orizontul menționat.

Mai este de semnalat din același orizont un amonit cu caractere foarte particulare, găsit pe pîrul Mînzului și care prin modul de înfășurare se apropie de *Polyptychoceras*, iar prin ornamentație de *Diplomoceras*. Este vorba de un exemplar cu înfășurare hamitoidă (pl. I, fig. 7) cu 3 segmente drepte, foarte apropiate, unite prin două cõturi strînse, cu coaste transversale relativ groase, foarte apropiate și plate, atenuate pînă la dispariție spre marginea dorsală a flancurilor, ca la *Diplomoceras*, dar bine distincte pe marginea ventrală prin adîncirea șanțurilor care le despart. Spre apertură coastele se șterg complet. Este foarte probabil vorba de o specie nouă a cărui apartenență generică nu poate fi precizată (? *Plesiohamites*), linia suturală nefiind vizibilă.

2. Cel de al doilea orizont — orizontul marno-argilos superior — constituit din depozite marno-argiloase și siltite, conține o faună mai bogată în valea Olăneștilor unde au fost identificate 2 nivele fosilifere cu asociație similară, cuprinzînd următoarele forme: *Pachydiscus gollevilensis* (d'Orbigny) (pl. II, fig. 1), *P. neubergicus* (Hauer) (pl. II, fig. 2), *Hoplöscaphites constrictus* (Sowerby) (pl. II, fig. 4), *Hauericeras* sp. aff. *H. fayoli* (Grossouvre), *Gaudryceras* sp., *Baculites* sp. aff. *B. vertebralis* Lamarek (pl. II, fig. 5), *Inoceramus* sp. aff. *I. tegulatus* Müller (pl. II, fig. 3).

Formele citate de *Hauericeras*, *Gaudryceras* și *Inoceramus* se găsesc numai în nivelul inferior. Amoniții au deseori testul conservat, ca și în primul orizont marno-argilos. Judecînd după asociația menționată, cea



mai mare parte a orizontului marno-argilos superior aparține Maestrichtianului. Nu este însă exclus ca partea lui inferioară să reprezinte Campanianul superior.

În același orizont, în valea Căciulatei a fost găsit un exemplar de amonit desfășurat (pl. II, fig. 7) reprezentat printr-un fragment de crosă ușor arcuit, a cărui ornamentație constituită din coaste transversale subțiri, ascuțite, puțin proeminente și separate prin intervale relativ largi și netede, amintește unele specii de *Glyptoxoceras* din Campanian (*G. indicum* F o r b e s și *G. subcompressum* F o r b e s). Tot în același orizont, în valea Muereasca, se găsesc intercalații subțiri de microconglomerate cu *Orbitoides*.

În orizontul superior de conglomerate situat între cele două orizonturi cu depozite marno-argiloase și siltite nu au fost identificate nivele fosilifere, dar pe văile ce îl străbat se găsesc spre aval blocuri de calcare cu *Actaeonella*. Asemenea blocuri nu se întâlnesc în amonte de orizontul de conglomerate, astfel încât, după toate aparențele, calcarele menționate provin din acest orizont. Ele sînt comparabile cu cele semnalate de K. R e d l i c h (1899), în conglomeratele de pe valea Lotrului la Brezoi; de asemenea cu cele găsite de V. D r a g o ș (1955) la est de Olt pe clina sudică a Coziei și care conțin și acolo exemplare de *Actaeonella* (*A. crassa* d' O r b i g n y) și rudiști. Ținînd seama de faptul că în Munții Apuseni calcarele faciesului de Gosau se găsesc dezvoltate mai ales în intervalul Santonianului și Campanianului inferior, se poate presupune că orizontul superior de conglomerate aparține și el aceluiași interval.

#### IV. Corelări bio- și litostratigrafice cu alte sectoare ale Carpaților Meridionali și cu regiuni limitrofe

Cele 4 orizonturi ale Cretacicului din sectorul Olănești-Vinturarița pot fi corelate în felul următor :

Orizontul inferior grezo-conglomeratic ocupă aceeași poziție și prezintă aceeași compoziție litologică ca și complexul grezo-conglomeratic care în valea Dîmboviței, între Cotenești și Lăicăi, suportă în discordanță marne și siltite marnoase cu faună vraconiană (C. M u r g e a n u și D. P a t r u l i u s, 1957). Prin intermediul acestui complex poate fi paralelizat și cu conglomeratele albiene din masivul Bucegi.

Orizontul inferior de gresii și conglomerate ar putea deci să reprezinte Albianul și eventual Vraconianul inferior.



Orizontul marno-argilos inferior revine, după fauna sa, intervalului Vraconian-Turonian și cuprinde eventual și Coniacianul în partea sa terminală. Acest orizont este corelabil cu succesiunea marnelor cenușii și roșii care în valea Dîmboviței, în împrejurimile Stoenestilor și Coteneștilor, este cuprinsă între complexul grezo-conglomeratic albian și gresia roșie cu echinoide a Santonianului-Campanianului inferior de la Poarta Muscelului (G. M u r g e a n u și D. P a t r u l i u s, 1957).

Orizontul superior de conglomerate ocupă poziția gresiei roșii menționate mai sus și ca atare ar putea să aparțină aceluiași interval stratigrafic: Santonian-Campanian inferior.

Orizontul marno-argilos superior reprezintă Maestrichtianul și foarte probabil Campanianul superior. El este corelabil cu marnele cenușii din împrejurimile Cîmpulungului care conțin o faună caracteristică pentru intervalul Campanian superior — Maestrichtian cu *Pachydiscus gollivilensis* d' O r b i g n y, *Diplomoceras* (?) sp., *Hauericeras* sp., *Inoceramus* sp. (ex. gr. *I. balticus* — *I. regularis*)<sup>4</sup>.

Această schemă preliminară de corelare cronostratigrafică și în parte litostratigrafică, reprezintă o primă încercare de coordonare într-un cadru regional. Ea va putea fi desigur detaliată prin cercetări ulterioare, mai ales în ce privește zonele micropaleontologice.

Așa cum s-a arătat succesiunea depozitelor cretacee din golful Olănești cuprinde două cicluri de sedimentare fiecare începînd cu un orizont foarte gros de conglomerate. Între marnele care constituie partea terminală a primului ciclu și conglomeratele situate în baza celui de al doilea ciclu există o discontinuitate litologică foarte netă și nu este exclus ca local să existe și o lacună. Este de reamintit că o discontinuitate cu lacună, pe alocuri importantă, a fost de asemenea notată în succesiunea terenurilor cretacee, predominant marnoase, dezvoltate între valea Dîmboviței și valea Doftanei. În această regiune primul ciclu cuprinde Vraconianul în bază și Turonianul (poate și Coniacianul) în partea superioară, iar cel de al doilea ciclu Santonianul, Campanianul și Maestrichtianul sau numai ultimele două etaje. Pe unele profile, în special pe flancul de la N al sinclinalului Slănicului, Coniacianul — și uneori și Turonianul în întregime — lipsește complet (Gura Beliei, Runcu și Plaiul Giurcului la W de Petroșița).

<sup>4</sup> Faună recoltată de A. I. B e r a la Piatra Vulpii.



Un profil foarte instructiv de acest fel se observă la Lăicăi în valea Ialomiței unde gresia marnoasă roșie a Santonian-Campanianului inferior se așterne direct pe marne cenușii aparținând Turonianului inferior (G. Murgescu, D. Patruș și colab., 1963).

Această discontinuitate cu lacună este evident datorită unor oscilații corespunzătoare fazei de diastrofism subhercinice.

O altă succesiune a terenurilor neocretacice comparabile cu cea descrisă din împrejurimile Olăneștilor a fost recent semnalată în Banat, la Șopot (A. I. Codarcea și Gr. Pop, 1963). Și acolo se disting două cicluri de sedimentare. Primul cuprinde în bază calcare și gresii calcaroase microconglomeratice atribuite Cenomanianului. Acest orizont bazal suportă depozite marnoase cu microfaună turoniană. Cel de al doilea începe cu conglomerate urmate de gresii și depozite marnoase cu forme de inocerami ce indică prezența Senonianului superior.

Două cicluri de sedimentare se recunosc de asemenea în succesiunea terenurilor neocretacice din bazinul Hațegului. Judecând după observațiile făcute de unul din autorii lucrării de față (G. Murgescu și D. Patruș, 1960), succesiunea depozitelor care urmează în acest bazin peste calcare urgoniene cuprinde în bază bauxite, în parte cel puțin resedimentate, și urmate în continuitate de o stivă groasă de gresii masive, ce aparține poate Vraconianului. Gresile masive suportă depozite marnoase și grezoase cu faună cenomaniană (*Mantelliceras* sp.) și turoniană (*Mammites* sp.). Succesiunea descrisă constituie un prim ciclu de sedimentare. Cel de al doilea are în bază un orizont conglomeratic ce conține rari hipuriți, și este urmat de depozite marnoase și de tipul fliš, aparținând Senonianului superior. Succesiunea este încununată de formația roșie cu Dinosaurieni a Cretacicului terminal, care îmbracă caractere de molasă.

La Tohan, în partea de nord a culoarului Dîmbovicioarei, pare să existe de asemenea o discontinuitate. Primul ciclu are în bază gresii masive și conglomerate vracono-cenomaniene, iar în partea terminală, marne roșii ce aparțin Coniacianului. Cel de al doilea ciclu începe și el local cu conglomerate, urmate de marne ale Santonian-Campanianului (Eugenia Negreanu Gheorghiu, 1961).

Pe marginea de nord a masivului cristalin getic, în împrejurimile Sibiului, mai precis la Cisnădioara, au fost încă de mult semnalate depozite grezoase cenomaniene, și breccii calcaroase cu rudiști, atribuite Turonianului, dar care, judecând după stratigrafia depozitelor neocretacice din



Munții Apuseni, aparțin mai degrabă Santonianului sau Campanianului inferior. Aceste brecii ar fi deci situate în baza unui al doilea ciclu de sedimentare.

Cercetări recente efectuate de *Marcela Dessila-Codârcea* (1965, pag. 75) în regiunea Defileului Oltului au arătat că depozitele Cretacicului superior se găsesc adânc insinuate în interiorul masivului cristalin getic, unde constituie umplutura unor grabene. În urma observațiilor făcute, autoarea presupune că în această parte a masivului getic exista în timpul Cretacicului superior un culoar de legătură între bazinul Transilvaniei și depresiunea getică.

Dacă examinăm în ansamblu terenurile Albianului și Cretacicului superior dezvoltate pe marginile masivului getic sau în bazinele și culoarele sale interne se constată că faciesul dominant al acestora este detritic, reprezentat prin gresii sau conglomerate; local, mai ales în partea de E, se dezvoltă și faciesul pur pelagic, reprezentat prin marne cu foraminifere. Depozitele detritice ale Albianului și Cretacicului superior ating grosimea cea mai mare pe marginea de nord a depresiunii getice (6500 m) și în bazinul Hațegului, (mai mult de 5000 m după datele lui *F. Lauer*), acestea fiind cele mai mari grosimi cunoscute pentru aceste formațiuni la noi în țară.

Cea mai mare parte a acestor depozite îmbracă faciesul de molasă; numai local și la anumite nivele se întâlnesc și formații cu caractere de fliș sau formații sublitorale cu faună bogată (bazinul Hațegului). Caracterul de molasă al Cretacicului superior din aria masivului getic și este și mai evident în bazinul Rusca Montană unde se întâlnesc și intercalații de carbuni și nivele cu faună salmastră.

Judecând după succesiunea depozitelor neocretace din golful Olănești, exista aici două cicluri de depozite molasice de importanță aproape egală. Molasa superioară, senoniană, are însă o dezvoltare mult mai mare, dacă considerăm extinderea ei pe ansamblul masivului getic. Molasa inferioară (Albian(?)-Turonian și eventual Coniacian) este dezvoltată mai ales în acest sector al Carpaților meridionali, iar de aici spre E termenii ei inferiori se mențin cu aceleași caractere până în partea de S a Carpaților orientali (complexul grezo-conglomeratic vraconian-cenomaniian din culoarul Dîmbovicioarei, conglomeratele de Bucegi albiene). În aceeași direcție, în schimb, depozitele siltice care constituie termenii ei superiori sînt înlocuiți prin depozite pelagice cu foraminifere.



Din aceste constatări se poate trage concluzia că principala orogeneză cretacică (orogeneză în sensul propriu al cuvântului, adică ridicare de munți) a avut loc mai târziu în partea de vest a Carpaților meridionali și mai devreme în partea lor de est și în părțile mai interne ale Carpaților orientali. În partea centrală a Carpaților meridionali orogeneza începută în Albian sau înaintea Albianului a continuat în tot Cretacicul superior, așa cum arată dezvoltarea spectaculară a molasei cretacice din golful Olănești. Este probabil că această molasă să se prelungească cu aceeași grosime spre W, sub depozitele neozoice din avant-fosa carpatică, fapt ce ar putea explica și minimumul gravimetric, atât de important, din bazinul văii Jiului.

Dezvoltarea enormă a molasei cretacice (și eocene) în golful Olănești rămâne un fapt remarcabil și ne întrebăm dacă nu este cazul să fie pusă în legătură marea subsidență din această regiune cu o condiție tectonică profundă pentru care ar pleda și faptul că în această regiune se plasează un focar de cutremure.

O problemă mult mai dificilă pe care o ridică vârsta și faciesurile depozitelor cretacice menționate se pune în legătură cu etapele de tectorogeneză cretacică în cursul cărora s-a constituit structura Carpaților meridionali.

După cum relevă structura podișului Mehedinților, principala mișcare de translație a pînzei getice a avut loc în cursul Cretacicului superior (sigur după Cenomanian), poate în cursul fazei subhercinice, dacă nu chiar la sfîrșitul Senonianului. Mișcări corespunzătoare fazei subhercinice sînt înscrise și în discontinuitățile de sedimentare constatate în diferitele bazine pe marginea și în interiorul Carpaților meridionali și pînă în regiunea de curbură a Carpaților orientali. Totuși este greu de imaginat că pînza getică s-ar fi deplasat în sectorul Vînturarița-Olănești purtînd în partea ei frontală stiva foarte groasă a molasei albiene(?)-turoniene, ca apoi, în același sector, exact peste prima molasă cretacică deplasată odată cu pînza, să se acumuleze depozitele celei de a doua molase cretacice. Ipoteza unei translații a pînzei în cursul fazei laramice este încă mai puțin verosimilă pentru sectorul golfului Olăneștilor unde molasa paleogenă se așterne pe depozite cretacice însumînd 6500 m grosime. Astfel, s-ar putea presupune că în acest sector, pînza n-a mai înaintat după mișcările mezocretacice, partea ei frontală fiind îngropată sub sedimentele primului ciclu molasic, cu alte cuvinte că în sectorul Olănești-Vînturarița, pînza



s-a pus definitiv în loc înaintea Albianului, sau cel mai târziu înaintea Vraconianului. Pe de altă parte însă, mai la W, (semifereastră Parîngului), sînt semnalate totuși raporturi de încălecare ale pînzei getice peste depozite aparținînd Albianului și Cretacicului superior, anume: strate de Nadanova aparținînd Albian(?) - Cenomanianului și o formațiune de Wildflysch discordantă pe stratele de Nadanova (A. I. Codarcea și C. Drăghici, 1966). Această situație s-ar putea explica admitînd că nu pînza este cea care a suferit o mișcare de translație, ci autohtonul ei (subîmpingere). În lumina acestei ipoteze golful Olăneștilor a constituit o regiune de acumulare persistînd pe același loc începînd din Albian (?) sau Vraconian și pînă în Paleogen, mișcările paroxismale de translație ale autohtonului înscriindu-se sub formă de discontinuități în succesiunea depozitelor cretacice-paleogene, anume după Turonian (eventual Coniacian) și după Maestrichtian.

## BIBLIOGRAFIE

- Codarcea A. I., Drăghici C. (1966) Observații geologice în regiunea Polovragi. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.-Geogr.*, II/2. București.
- Pop Gr. (1963) Contribuții la cunoașterea Cretacicului din zona Șopot (Banatul de sud). *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.-Geogr.* VIII/2. București.
- Codarcea - Dessila Marcela (1965) Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari - Cîsnădioara - Sadu. *Mem. Com. Geol.* VI. București.
- Dragoș V. (1953) Cercetări geologice asupra regiunii dintre riurile Topolog și Olt (comunicare preliminară). *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949-1950). București.
- (1955) Asupra structurii geologice a regiunii dintre Rîul Topolog și Valea Olănești. *D. S. Com. Geol.* XXXIX. (1951-1952).
- Ghika - Budești Șt. (1958) Depresiunea intramontană Loviștea și creasta horstului Cozia. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* III/1-2. București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934) Evolution géologique de la Roumanie - Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI (1931). București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1957) Le Crétacé supérieure en bordure de la Leaota et l'âge des Conglomerats de Bucegi. *Acad. R.P.R., Revue de géologie et de géographie*, I, București.
- Patrulius D. (1960) Les formations mésozoïques des Carpates roumaines et de leur avant-pays. *Ann. Inst. Geol. publ. hungarici*, XLIX/1 (Matériaux de la conférence du Mésozoïque). Budapesta.
- Patrulius D. și colab. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. geol. Carpatobalcică (Congresul V, 1961, București)*, III/2. București.



PLANŞA I.



## PLANȘA I

- Fig. 1. — *Idiohamites* (?) sp.,  $\times 1$ .  
Fig. 2, 3. — *Stoliczkaia* sp.,  $\times 2$ .  
Fig. 4. — *Mortoniceras* sp.,  $\times 2$ .  
Fig. 5. — *Scaphites* sp. (ex. gr. *S. simplex*),  $\times 2$ .  
Fig. 6. — *Pteraptychus* sp.,  $\times 2$ .  
Fig. 7. — *Plesiohamites* (?) sp.,  $\times 0,5$ .  
Fig. 8. — *Schloenbachia subplana* (Mantell),  $\times 3$ .

GR. POPESCU, D. PATRULIUS. Formațiunile cretacice pe marginea N a  
depresiunii getice. Pl. I.



1



2



7



3



4



5



6



8

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



PLANȘA II



## PLAȘA II

- Fig. 1. — *Pachydiscus gollevilensis* (d'Orbigny); × 1.  
Fig. 2. — *Pachydiscus neubergicus* (Hauer); × 1.  
Fig. 3. — *Inoceramus* sp. aff. *I. tegulatus* Müller; × 1.  
Fig. 4. — *Hoploscaphites constrictus* (Sowerby); × 1.  
Fig. 5. — *Baculites* sp. aff. *B. vertebralis* Lamarck; × 1.  
Fig. 6. — *Glyptoxoceras* (?) sp.; × 1.

GR. POPESCU, D. PATRULIUS. Formațiunile cretacice pe marginea N a  
depresiunii getice. Pl. II.



1



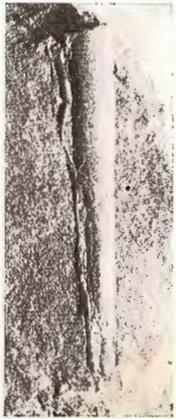
3



4



2



5



6

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



- Murgoci Gh. (1907) Terțiarul din Oltenia, cu privire la sare, petrol și ape minerale. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București.
- Negreanu - Gheață Eugenia (1961) Notă preliminară asupra orizontării Cretacului și Paleogenului din regiunea Tohan. *Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geol.*, VII. București.
- Popescu - Voitești I. (1918) Pinza conglomeratului de Bucegi în valea Oltului cu date noi asupra structurii acestei văi, în regiunea Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII. București.
- (1935) Evoluția geologică a pământului românesc. *Rev. Muzeului Geol. Univ. Cluj*, V. Cluj.
- Popescu Gr. (1952) Notă asupra prezenței Senonianului superior la nord de Băile Olănești (Depresiunea Getică). *Com. Acad. R.P.R.* II/11—12 (1951). București.
- (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora—Rimnicul Vilcea—Olănești. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București.
- (1954) Asupra unor brecii cu blocuri în Flișul cretacic din bazinul văii Prahova. *Bul. Științ. Acad. R.P.R., Secț. Șt. Biol.-Agron.-Geol.-Geogr.* VI/2 (1952). București.
- (1958) Contribuții la stratigrafia flișului Cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* III/3—4. București.
- Redlich K. (1899) Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltetztales in Rumänien. *Jahrbuch geol. R. A.* XLIX. Viena.

LES FORMATIONS CRÉTACÉES SUR LA MARGE NORD DE LA  
DÉPRESSION GÉTIQUE, ENTRE LA VALLÉE DE L'OLT ET  
LE MASSIF DE VÎNTURARIȚA  
(CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR

GR. POPESCU, D. PATRULIUS

(Résumé)

*Introduction.* Les formations néocrétacées qui occupent à l'W de l'Olt un golfe avancé vers le N de la Dépression Gétique (Golfe d'Olănești) ont été partiellement décrites par Gh. Murgoci et I. Popescu-Voitești. Néanmoins, l'aire d'extension attribuée à ces formations par les auteurs cités est beaucoup plus restreinte que celle qu'elles occupent effectivement et à en juger d'après les faunes signalées par I. Popescu-Voitești seul le Sénonien y serait représenté. C'est seulement bien plus tard que l'un des auteurs du présent ouvrage (Gr. Popescu, 1952)



a précisé que les dépôts néocrétacés de ce secteur de la Dépression Gétique s'étendent beaucoup plus loin vers le sud qu'on ne le pensait auparavant et que leur terme supérieur représente le Maestrichtien.

**Stratigraphie** L'étude des formations crétacées qui recouvrent entre l'Olt et le Massif de Vînturarița les schistes cristallins de la Nappe Gétique est rendue particulièrement malaisée par le relief accidenté de la région, contrée d'aspect sauvage, fortement boisée. L'accès le long des cours d'eau y est rendu difficile par des marmites profondes, des cascades, des gorges étroites découpées dans des conglomérats.

Les coupes les plus instructives qu'on peut y observer sont celles des Vallées de Cheia, Radița-Olănești et Muereasca. Dans le secteur que traversent les deux dernières vallées la succession des dépôts qui occupent le golfe d'Olănești atteint 10.000 m d'épaisseur, dont 6500 m reviennent aux formations crétacées et le reste à des formations paléogènes. Les dépôts crétacés appartiennent à deux cycles de sédimentation chacun de ces cycles comporte des conglomérats à la partie inférieure et des roches argilo-marneuses et siltiques à la partie supérieure. Dans la succession des dépôts crétacés on distingue donc quatre formations.

1. *Complexe gréso-conglomératique inférieur.* Ce complexe repose au N sur les schistes cristallins du môle de Lotru et de la crête de Cozia, à l'W sur les calcaires jurassiques du Massif de Vînturarița et sur une brèche calcaire qui en constitue le toit. Leur épaisseur atteint 2500 m. La partie inférieure en est constituée principalement de grès en gros bancs, la partie supérieure — de conglomérats. On y remarque des niveaux de conglomérats chaotiques à éléments de dimensions très variées dont certains sont constitués de grès provenant de la même formation. L'aspect de ces conglomérats, de même que la stratification entrecroisée qu'on y observe suggèrent des dépôts d'origine torrentielle.

2. *Complexe marno-argileux inférieur.* Les dépôts de ce complexe qui surmontent avec transition lithologique les conglomérats du mur ont jusqu'à 800 m d'épaisseur. Il s'agit principalement d'argiles marneuses dures, sableuses et micacées, noirâtres, de siltites et de grès en couches minces. Un élément lithologique caractéristique de ce complexe est représenté par des concrétions lenticulaires de calcaire ferrugineux. La partie terminale du complexe comporte localement (Vallée de Cheia) des marnes et des marnocalcaires sableux, gris clair ou rouges, riches en fragments d'Inocérames.



3. *Complexe conglomeratique supérieur.* Cette formation qui repose en discordance sur la précédente atteint 3000 m d'épaisseur. Les conglomérats se développent surtout à la partie moyenne où ils constituent des bancs épais de 7—8 m à gros blocs de schistes cristallins. Des grès grossiers en constituent localement la base. Ce complexe déborde le précédent tant à l'E qu'au SW.

4. *Complexe marno-argileux supérieur.* Cette quatrième et dernière formation du Crétacé a jusqu'à 700 m d'épaisseur. Elle est constituée principalement d'argiles marneuses et sableuses et de siltites micacées grises à noirâtres, avec intercalations de grès micacés en couches minces. Des grès en gros bancs développés en base marquent le passage aux conglomérats subjacents. Sur ce complexe reposent avec discordance des conglomérats éocènes (Vallée d'Olănești.)

*La brèche de Brezoi.* Cette formation très particulière, dont la position stratigraphique prête encore à discussion, est développée sur la marge S de l'éperon formé par le massif cristallin de Cozia. Les trois premières formations crétacées décrites précédemment, dirigées obliquement vers le NE, viennent se confondre dans ce liséré de brèche. La brèche de Brezoi se présente donc comme une formation hétérochrone dont les blocs, souvent gigantesques, de schistes cristallins, ont été fournis par la crête de Cozia durant un long intervalle de temps qui va de l'Albien (?) ou du Vraconien jusqu'au Sénonien supérieur au moins.

**Les faunes des formations crétacées.** Les documents paléontologiques qui ont permis de dater cette énorme succession de dépôts crétacés ont été fournis presque exclusivement par les roches argilo-marneuses, marneuses et siltiques qui constituent le terme supérieur des deux cycles sédimentaires mentionnés. Le complexe argilo-marneux inférieur contient une faune plus riche dans la vallée de Cheia où l'on distingue quatre niveaux fossilifères. Le niveau le plus bas contient presque exclusivement des Ammonites dont *Stoliczkaia* sp. et une espèce de *Scaphites* comparable à *S. simplex* J u k e s B r o w n indiquent la présence du Vraconien. Il en résulte que la masse puissante des grès et des conglomérats qui constitue le mur de ce niveau appartient au Crétacé inférieur, plus exactement au Vraconien ou à l'Albien *sensu stricto*. Le deuxième niveau constitué de marnes grises contient une riche association microfaunique (p. 325) indiquant la présence du Turonien supérieur. Le troisième niveau formé par des



siltites et de grès fins a fourni un exemplaire de *Damesites* sp. Ce niveau appartient lui-aussi au Turonien supérieur sinon au Coniacien. Enfin, le quatrième niveau, à marnes, en partie rouges contient des Inocérames de grande taille et des Foraminifères calcaires dont l'association (p. 325) est représentative pour l'intervalle du Turonien terminal-Coniacien. Le même complexe argilo-marneux inférieur a fourni en outre une Ammonite caractéristique du Cénomanién, notamment *Schloenbachia plana* (M a n t e l l). Du complexe conglomératique supérieur attribué au Santonien? — Campanien inférieur proviennent des gros blocs de calcaire à *Actaeonella* et *Orbitoïdes* qu'on trouve dans les vallées traversant le complexe mentionné seulement en aval de sa base.

Le deuxième complexe argilo-marneux a fourni une riche faune maestrichtienne (p. 326) dans la vallée d'Olănești. On doit y signaler en outre la présence d'une Ammonite déroulée (Valea Olăneștilor) rappelant certaines espèces de *Glyptoxoceras* du Campanien), de même que la présence d'Orbitoïdes dans certaines intercalations microconglomératiques (Vallée Muereasca).

**Corrélations bio- et lithostratigraphiques avec d'autres secteurs des Carpates Méridionales et des régions limitrophes.** Le premier complexe gréso-conglomératique est comparable par sa lithologie et sa position stratigraphique à celui qui plus à l'E, dans la Vallée de la Dîmbovița, supporte en discordance des dépôts vraconiens (G. M u r g e a n u et D. P a t r u l i u s 1957) et qui à son tour représente l'équivalent de la masse des conglomérats de Bucegi attribuée à l'Albien. Le complexe marno-argileux inférieur (Vraconien-Turonien et probablement aussi Coniacien) est corrélable aux marnes grises et rouges qui dans la vallée de Dîmbovița contiennent des associations d'Ammonites caractéristiques du Vraconien, du Cénomanién et du Turonien et qui y supportent en discordance un grès rouge du Santonien-Campanien inférieur. Le deuxième complexe conglomératique est corrélable par sa position stratigraphique au grès rouge mentionné. Enfin le complexe marno-argileux supérieur (Campanien supérieur-Maestrichtien) représente l'équivalent des marnes grises qui dans les environs de Cîmpulung Muscel contiennent des Inocérames et des Ammonites caractéristiques pour le même intervalle.

La discontinuité avec discordance observée dans le golfe d'Olănești entre le cycle Albien (?) — Turonien (ou Coniacien) et le cycle Santonien-



(?) — Maestrichtien et qui correspond à la phase de diastrophisme subhercynienne, semble représenter un fait général pour tout le territoire des Carpates Méridionales, et également pour les zones internes de la courbure des Carpates Orientales. Une discontinuité située au même niveau est signalée par A. I. C o d a r c e a et G r. P o p (1963) au Banat Occidental (Șopot). Elle est également évidente dans le Bassin de Hațeg et dans les environs de Sibiu (Cisnădioara). Des observations faites dans les environs de Tohan (au SW de Brașov) ou sur de marnes rouges coniaciennes repose un conglomérat surmonté de marnes grises du Santonien-Campanien, plaidant dans le même sens. Enfin est à noter que la même discontinuité, bien évidente dans la vallée de Dîmbovița, se retrouve plus à l'W jusque dans la vallée de Doftana accompagnée d'une lacune qui peut embrasser localement le Coniacien et même le Turonien en entier.

L'ensemble des formations crétacées du golfe d'Olănești présente les caractères évidents d'une molasse. Le développement de cette molasse marque la grande poussée orogénique qui à partir de l'Albien et jusqu'au Maestrichtien y compris achève l'évolution géosynclinaline des Carpates Méridionales dont la chaîne est définitivement consolidée avant le début de l'Éocène.

Les observations faites par les auteurs du présent ouvrage sur les formations crétacées du Golfe d'Olănești et qui démontrent que le premier cycle sédimentaire qui s'y trouve représenté appartient à l'Albien (?) — Turonien (ou Coniacien), soulèvent un problème bien ardu concernant la tectogenèse des Carpates Méridionales, notamment celui relatif au moment et au mécanisme de mise en place de la Nappe Gétique. Selon toute vraisemblance le Golfe d'Olănești n'a pas subi des mouvements de translation au cours de son évolution à partir de l'Albien ou du Vraconien. On pourrait en déduire que la mise en place de la Nappe Gétique a eu lieu au cours de la première phase des mouvements autrichiens. Néanmoins à l'W, sur le pourtour de la demi-fenêtre du Parîng, la nappe repose sur une formation de Wildfysch appartenant au Crétacé supérieur, discordante sur des marnes albiennes-vraconiennes peut-être aussi cénomaniennes. La seule explication qu'on peut fournir à cette situation c'est que l'autochtone et non pas la nappe est celui qui a été soumis à un mouvement de translation (sous-poussée).



## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique des terrains crétacés et paléogènes situés entre la vallée de l'Olt et le massif de Vinturarița.

- 1, Burdigalien-Helvétien ; 2, Oligocène ; 3, Eocène : a, conglomérats ; b, marnes, argiles et gris ; 4, horizon supérieur marno-argileux (Campanien supérieur-Maestrichtien) ; 5, horizon supérieur des conglomérats (Santonien-Campanien inférieur) ; 6, horizon inférieur marno-argileux (Vraconien-Coniacien) ; 7, horizon inférieur des conglomérats (Albien-Vraconien inférieur ?) ; 8, brèche de Brezoi ; 9, calcaires mésozoïques ; 10, cristallin de Cozia ; 11, cristallin de Lotru ; 12, gisements fossilifères dans les terrains crétacés ; 13, direction et pendage des couches ; 14, faille ; 15, limite de transgression.



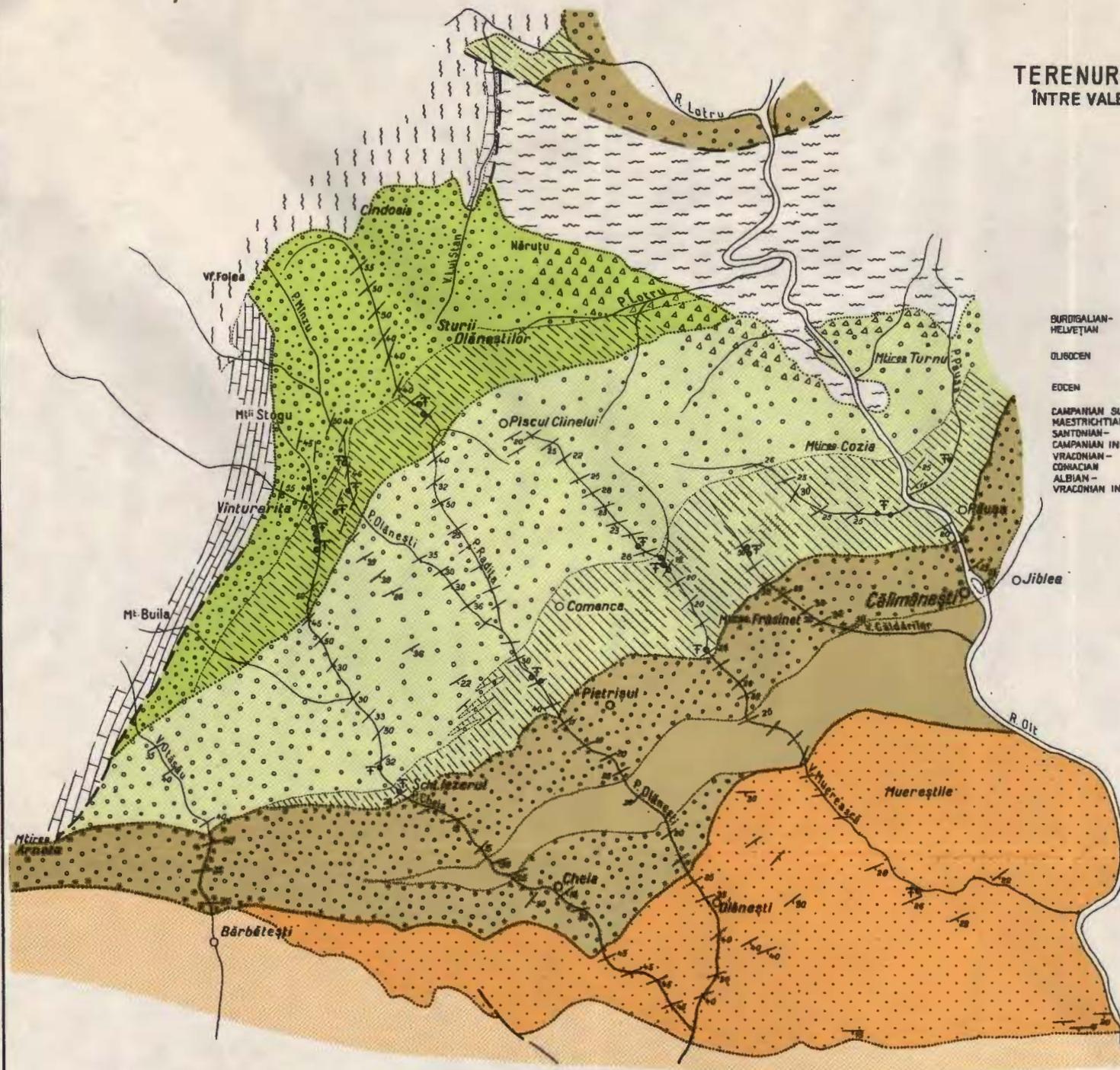
GR. POPESCU

# HARTA GEOLOGICĂ A TERENURILOR CRETACICE ȘI PALEOGENE ÎNTRU VALEA OLTULUI ȘI MASIVUL VÎNTURARIȚA

0 1 2 3 Km

## LEGENDA

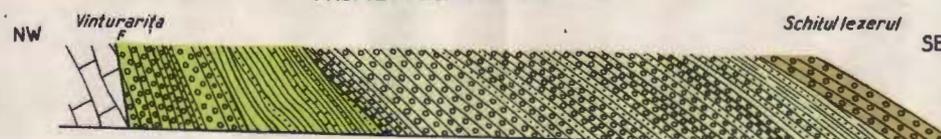
BURDIGALIAN- HELVETIAN	1		
OLIGOCEN	2		
Eocen	3		
CAMPANIAN SUR- MAESTRICHIAN	4		a-Conglomerate
SANTONIAN- CAMPANIAN INF.	5		b-Marna, argile și gresii
VRACONIAN- CORACIAN	6		Orizont superior de conglomerate
ALBIAN- VRACONIAN INF.	7		Orizont inferior de conglomerate
	8		Orizont inferior de conglomerate
	9		Calcare mezozoice
	10		Cristalinul Lotruului
	11		Cristalinul Coziei
	12		Puncte fosilifere în terenurile cretacice
	13		Direcția și înclinarea stratului
	14		Fale
	15		Limită de transgresiune



PROFIL ÎN LUNGUL VĂII RADIȚA-OLĂNEȘTI (Sectorul de grosime maximă a depozitelor)



PROFIL ÎN LUNGUL VĂII CHEIA



SEDIMENTARUL PALEOZOIC ȘI MEZOZOIC DE LA  
GRĂDIȘTEA DE MUNTE (ZONA PUI — CARPAȚII  
MERIDIONALI) <sup>1</sup>

DE  
AL. STILLĂ <sup>2</sup>

**Abstract**

The Palaeozoic and Mesozoic Sedimentary Series in Grădiștea de Munte (Pui Zone, South Carpathians). A Palaeozoic and Mesozoic sequence, situated in the northern outermost part of the Pui Zone is described and dated. In this area too the presence of the marginal fault is noticed. At its limit the Sedimentary Series in the Pui Zone comes westwards into contact with the Sebeș Crystalline.

Suprafața la care ne vom referi în cele ce urmează este situată pe interfluviul drept al văii Grădiștei (Godianului) aval de cetatea dacică de la Grădiștea de Munte (Sarmizegetusa).

Valea Godianului (Grădiștei), afluentă a Mureșului puțin mai la nord de Orăștie, străbate în jumătatea superioară a cursului său formațiunile cristalofiliene repartizate „seriei de Sebeș” (A. I. Codarcea 1940, L. Pavelescu 1955).

În sectorul de confluență al văilor Anineșu și Godianu, pe harta geologică 1:500.000, editată de Comitetul de Stat al Geologiei, este figurat, în complexul metamorfic al seriei de Sebeș un petec de calcare cristaline.

Harta geologică anexă Ghidului excursiilor Congresului Asociației carpato-balcanice (1961) înscrie acestor depozite semnătura de Cretacic

---

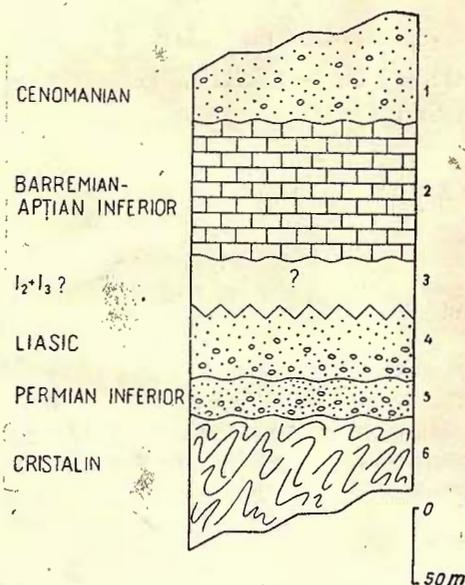
<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 7 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Șos. Kiseleff nr. 2, București.



superior, în timp ce pe macheta foi geologice 1 :200.000 Orăștie sînt repartizate Jurasicului superior-Neocomianului.

Cîteva profile de recunoaștere executate pe arealul aflat în discuție ne-au permis să stabilim faptul că depozitele acestea prezintă identitate cu depozitele sedimentare ale zonei Pui, căreia genetic îi aparțin.



Coloană stratigrafică a depozitelor de la Grădiștea de Munte.

1, Cenomanian : gresii și microconglomerate micaferă gri; 2, Barremian - Aptian inferior : calcare albicioase masive; 3,  $J_2 + J_3$ ?; 4, Liasic : conglomerate și gresii cuarțoase albe; 5, Permian inferior : conglomerate și gresii violacee; 6, Cristalin.

Colonne stratigraphique des dépôts de Grădiștea de Munte.

1, Cénomanién : grès et microconglomérats micaferes gris; 2, Barrémien - Aptien inférieur : calcaires blanchâtres massifs; 3,  $J_2 + J_3$ ?; 4, Lias : conglomérats et grès quartzeux blancs; 5, Permien inférieur : conglomérats et grès violacés; 6, Crystallin.

Peste șisturile cristaline, reprezentate prin micașturi cu mult muscovit, stau (fig. 1) gresii și conglomerate cuarțo-micaferă cu matricea roșu-violacee, comparabile litologic formațiunilor permieniene din sectorul Ciclovina. Grosimea acestui pachet detritic poate atinge 15—20 m.

O probă colectată din matricea gresiilor roșii indică un conținut în spori fosili din care s-a determinat : *Punctatisporites spathulatus* Singh și *Punctatisporites* sp.<sup>3</sup> Aceste forme se întîlnesc și în depozitele datate Permian inferior din sectorul Ciclovina, ceea ce ne permite să acordăm și conglomeratelor și gresiilor roșii de la Grădiștea de Munte aceeași vîrstă.

Deasupra gresiilor și conglomeratelor roșii stau, discordant, conglomerate albe, cu majoritatea elementelor de cuarț, elemente ale căror di-

<sup>3</sup> Determinările au fost efectuate de către geolog Sofia Luță, de la I.G.P.



mensiuni scad pe verticală, roca tinzînd a deveni o gresie grosieră. Faciesul acestor conglomerate albe cît și poziția stratigrafică pe care o ocupă, ne permite să le acordăm, prin similitudine cu sectorul Ciclovina, vîrsta liasică. Deși aceste gresii sînt în bună parte mascate de grohotișurile generate de calcarele care se dezvoltă la partea lor superioară, putem aprecia grosimea Liasicului ca reprezentînd valori de cca 50—60 m.

Aceleași grohotișuri ale calcarelor de deasupra s-ar putea să mascheze formațiuni mezo- și neojurasice cunoscute în restul zonei Pui, în continuarea depozitelor liasice. Pentru sectorul Grădiștea de Munte însă, existența mezo- și neojurasicului este discutabilă. Avînd în vedere poziția marginală pe care o ocupă sectorul Grădiștea de Munte în ansamblul domeniului de sedimentare Pui nu este exclus ca efecte ale mișcărilor orogene intraliasice să fi exondat regiunea la începutul Doggerului, după cum nu poate fi înlăturată și posibilitatea ca, după sedimentarea normală a Doggerului și Malmului, ridicări chimerice tardive să permită supunerea acestor depozite unui regim de eroziune intensă care a condus la totala lor îndepărtare.

Succesiunea stratigrafică din versantul drept al văii Grădiștei continuă cu calcare albe-cenușii, masive, uneori cu caracter pseudoolitic, recifale, cu abundenți corali, foraminifere și alte resturi organice, cu o cristalinitate destul de ridicată, echivalente calcarelor recifale din restul zonei Pui datate Barremian — Aptian inferior (G h. I l i e s c u și colab. 1960,<sup>4</sup> A. I. Stîllă, 1967).

Eroziunea a modelat în depozitele Cretaciacului inferior un platou calcaros, înalt de 60—70 m în care se dezvoltă frecvente forme de relief carstic (doline, grote, etc.)

În cîteva puncte am întîlnit, stînd peste calcarele cretacice inferioare, gresii cuarțoase, uneori grosiere, cenușii-albicioase, cu aspect murdar, care remaniază și elemente din calcarele subjacente. Menționăm, de asemenea, că pe întreaga suprafață a platoului calcaros se găsesc elemente dezagregate de cuarț, provenind din aceste gresii. Prin poziția lor stratigrafică aceste depozite aparțin ciclului de sedimentare cretacice superior. Datorită asemănării lor cu depozitele cenomaniene din restul zonei Pui, deși lipsesc argumentele paleontologice, le acordăm aceeași vîrstă.

În ceea ce privește relațiile tectonice în care se găsește petecul de depozite sedimentare de la Grădiștea de Munte, remarcăm faptul că

<sup>4</sup> G h. I l i e s c u și colab. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în bazinul Hațeg. 1960. Arh. Com. Stat Geol. București.



acesta repauzează în mod normal pe șisturile cristaline ale fundamentului în nord, est și sud, în timp ce spre vest se poate urmări clar un contact tectonic. De-a lungul unei linii de ruptură șisturile cristaline din vest încălecă peste formațiunile sedimentare din est. În ideea identității stratigrafice și faciale dintre depozitele sedimentare de la Grădiștea de Munte și cele din zona Pui, această linie de ruptură reprezintă prelungirea faliei marginale după care sedimentarul zonei Pui ia contact spre nord-vest cu Cristalinul de Sebeș. De altfel această situație este figurată și pe macheta foi geologice 1:200.000 Orăștie întocmită de Institutul Geologic.

Semnalaarea petecului de sedimentar de tip „Pui” de la Grădiștea de Munte ne permite să conchidem că domeniul de sedimentare în care s-au acumulat depozitele paleozoice și mezozoice din munții Sebeșului a avut o extindere mai mare decât cea cunoscută pînă acum, iar falia care mărginește spre vest aceste formațiuni sedimentare reprezintă un accident tectonic cu importanță regională.

#### BIBLIOGRAFIE

- Codârcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX. București.
- Codârcea Al. și colab. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Asoc. Geol. Carpato-Balcănică. Congr. V. Ghidul excursiilor*. București.
- Mamulea A. (1958) Studii geologice în regiunea Sinpetru—Pui (bazinul Hațeg). *An. Com. Geol. Rom.*, XXIV. București.
- Păvelescu L. (1955) Cercetări geologice și petrografice în munții Sebeș. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXVIII. București.
- Stănilă Al. (1967) Date noi asupra Malmului superior și Cretacicului inferior din zona Hațeg. *Dr. Sc. Com. Stat. Geol.*, LIII/1. București.

#### LE SÉDIMENTAIRE PALÉOZOÏQUE ET MÉSOZOÏQUE DE GRĂDIȘTEA DE MUNTE (ZONE DE PUI) CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR  
AL. STĂNILĂ  
(Résumé)

L'auteur décrit et établit l'âge, paléontologiquement, d'une succession paléozoïque et mésozoïque située à l'extrémité septentrionale de la



zone de Pui. Cette succession comprend : le Permien représenté par des grès et conglomérats rouge violacé, avec contenu pallinologique ; le Lias à conglomérats et grès blancs, quartzeux ; le Barrémien — Aptien inférieur-calcaire, récifal, blanc gris à coraux et foraminifères ; le Cénomaniens grossier comparable au terme basal du Crétacé supérieur du reste de la zone de Pui.

On y discute la possibilité de l'existence des dépôts méso- et néoju-rassiques, mais qui sont dissimulés par des formations quaternaires.

On reconnaît dans la zone de Grădiștea de Munte la faille marginale le long de laquelle le sédimentaire de la zone de Pui prend contact vers l'est avec le cristallin de Sebeș.





ASUPRA PREZENȚEI PERMIANULUI LA CICLOVINA (ZONA  
PUI — CARPAȚII MERIDIONALI)<sup>1</sup>

DE

AL. STILLĂ, SOFIA LUȚĂ<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of the Permian in Ciclovina (Pui Zone — South Carpathians). In the Pui Zone (Ciclovina sector) a detrital, quartzous, red-violaceous complex, comprising conglomerates and coarse sandstones is recorded. Because of its stratigraphic position, lithologic resemblance and palinologic content this complex is assigned to the Lower Permian.

Cercetările geologice anterioare (F. Laufer 1925, A. Mamulea 1958) au considerat drept cele mai vechi depozite sedimentare din zona Pui gresiile și conglomeratele cuarțoase din care F. Laufer (1925) citează speciile: *Cladophlibis lobifolia* Phillips, *Cladophlibis* cf. *denticulata* Brong., *Dychtiophilum acutilobum* Braun specii care indică vârsta liasică.

Investigațiile geologice pe care le-am executat în anii 1965—1966 ne-au permis să stabilim că formațiunile sedimentare mezozoice repauzează, în unele sectoare ale zonei Pui (Ciclovina, Piatra Roșie, Grădiștea de Munte), pe un sedimentar paleozoic.

Profilul cel mai bine deschis în formațiunile sedimentare paleozoice se află în sectorul Ciclovina (fig. 1), pe un afluent stîng al văii Morii. Aici,

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 7 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Șos. Kiseleff nr. 2. București.



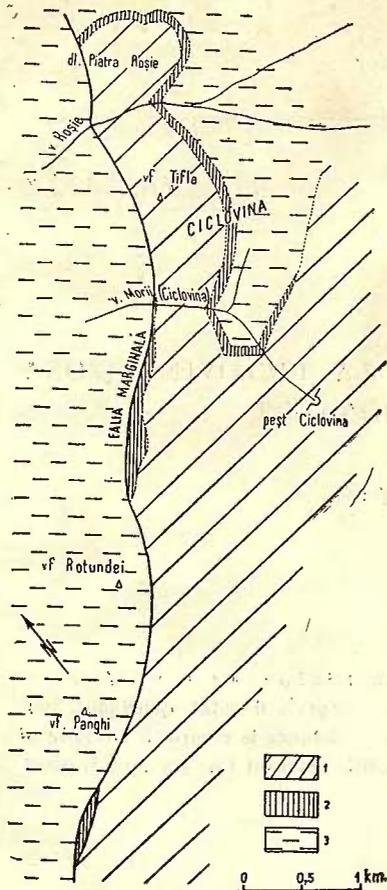


Fig. 1

Fig. 1.— Schița geologică a sectorului Ciclovina.

1, Jurasic—Cretacic; 2, Permian inferior; 3, Cristalin.

Esquisse géologique du secteur de Ciclovina.

1, Jurassique — Crétacé; 2, Permien inférieur; 3, Cristallin.

Fig. 2. — 1, *Azonomoletes vulgaris* (Ibr.) Luber.  $\times 1.000$ ; 2, *Cycadospites* sp.  $\times 1.000$ ; 3, *Cycadospites* sp.  $\times 1.000$ ; 4, *Leiotriletes gulaferus* Pot.  $\times 1.000$ ; 5, *Punctatisporites* sp.  $\times 1.000$ .

Fig. 3. — 1, *Vitreisporites* cf. *V. signatus* Leschig.  $\times 1.000$ ; 2, *Azonotriletes microrugosus* Ibr.  $\times 1.000$ ; 3, *Azonotriletes* cf. *A. rezistens* Luber.  $\times 1.000$ ; 4, *Punctatisporites spathulatus* Singh  $\times 1.000$ ; 5, *Azonotriletes* cf. *A. tuberculatus* Waltz.  $\times 1.000$ ; 6, *Punctatisporites marattioides* Singh  $\times 1.000$ .

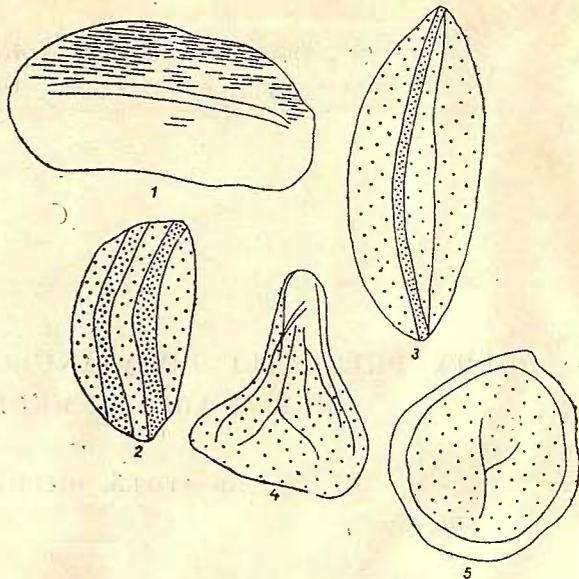


Fig. 2

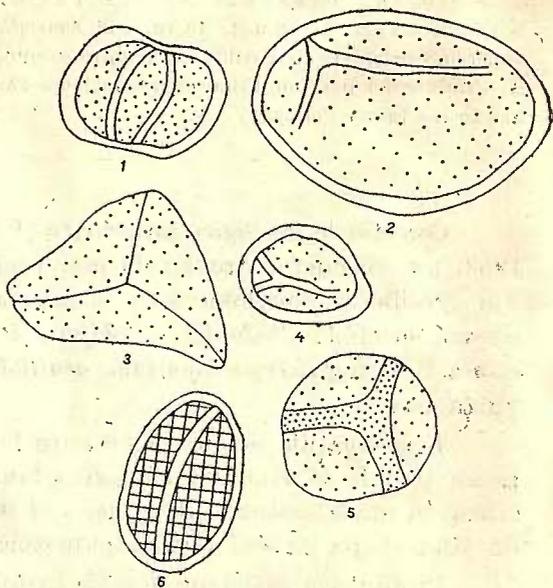


Fig. 3



peste șisturi cristaline de tip Sebeș, cuprinzînd gnaise oculare cu feldspați larg dezvoltăți, se poate urmări o succesiune care debutează cu conglomerate grosiere, avînd elementele cu diametrul de pînă la 15 — 20 cm. Componentele acestui conglomerat sînt reprezentate prin elemente, mai mult sau mai puțin rulate, de cuarț sau șisturi cristaline prinse într-o matrice roșie-violacee, micaferă.

Formațiunea în discuție se continuă cu conglomerate mai mărunte și gresii grosiere ce tind a deveni mai fine spre partea superioară.

Culoarea roșu-violacee a depozitului se menține ca o caracteristică, elementele din conglomerate avînd, de asemenea, o patină de alterație violacee.

Pe un relief evident, deasupra acestor depozite violacee, urmează conglomerate grosiere, albicioase, cu elemente, în cea mai mare parte, cuarțoase, care continuîndu-se cu gresii grosiere cuarțoase formează complexul de depozite ce conține flora liasică colectată și determinată de F. L a u f e r în 1925.

Depozitele sedimentare violacee descrise din sectorul Ciclovina-Piatra Roșie seamănă facial cu gresiile și conglomeratele roșii din Banat datate, pe baze paleontologice, Permian inferior, ceea ce ne permite să le echivalăm cu acestea.

În afara poziției stratigrafice și asemănărilor litologice cu depozite permiane din alte unități carpatice, conținutul palinologic constituie un alt argument pentru acordarea vârstei permiane acestor conglomerate și gresii.

Probe colectate din matricea conglomeratelor violacee au evidențiat o asociație de polen și spori care cuprinde : *Azonomonoletes vulgaris* (I b r.) L u b e r, *Leiotriletes gulaferus* P o t., *Punctatisporites* sp., *P. obliquus* K o s., *spathulatus* S i n g h, *Azonotriletes* cf. *tuberculatus* W a l t z, *A. microrugosus* I b r., *A. cf. rezistens* L u b e r, *Laevigatosporites* sp., *Pemphygaletes minor* L u b e r, *Reticulatosporites facetus* I b r., *Punctatosporites marattioides* S i n g h, *Cyclogranisporites leopoldi* K r e m p, *Cycadopites* sp., *Vitreisporites* cf. *signatus* L e s c h i k, *Ephedripites primus* K l a u s, *Pytiosporites* sp.

Analiza răspîndirii în timp a polenului și sporilor pe care îi cuprinde complexul detritic grosier, roșu-violaceu, confirmă vârsta permiană a depozitului, precizînd că acesta se plasează în Permianul inferior.

Asociația palinologică este foarte asemănătoare celor descrise în depozitele permiane din bazinul Doneț ( C e r n i a v s c a 1960), Irak



(Singh 1962) și Banat (Sofia Luță, Adina Visarion, Simona Gheroga 1965)<sup>3</sup>.

Semnalarea Permianului inferior din sectorul Ciclovina completează tabloul succesiunii stratigrafice din zona Pui și arată că legătura paleogeografică dintre aceasta și domeniile de sedimentare din partea internă a Carpaților meridionali a existat încă din Paleozoicul inferior.

### BIBLIOGRAFIE

- Cerniavska Sv. (1960) Palinologhiceschie isledovania camenogo uglia iz shafti Zelenigrad, Belogradcinscogo raion. *Trud. viarhu geologhiste na Bulgaria, Paleont.*, II. Sofia.
- Constantinoff D. (1958) Cercetări geologice în partea de SW a munților Sebeș. *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLIV. București.
- Laufer F. (1925) Studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg. *Ann. Inst. Geol. Rom.*, X. București.
- Mamulea A. (1958) Studii geologice în regiunea Sînpetru—Pui (bazinul Hațeg). *An. Com. Geol. Rom.*, XXIV. București.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S., Böldur C. (1965) Sedimentarul Paleozoic și Mezozoic al domeniului getic din partea de SW a Carpaților Meridionali. *An. Com. Geol.*, XXXIV/2. București.
- Singh H. P. (1964) A miospore assemblage from the Permian of Irak. *Paleontology*, VII/2. Londra.

### SUR LA PRÉSENCE DU PERMIEN A CICLOVINA (ZONE DE PUI — CARPATES MÉRIDIONALES)

PAR

AL. STILLĂ, SOFIA LUȚĂ

(Résumé)

Dans la zone de Pui (secteur de Ciclovina) on signale la présence d'un complexe détritique, quartzo-micafère, rouge violacé, qui comporte des conglomérats et des grès grossiers.

<sup>3</sup> Sofia Luță, Visarion Adina, Gheroga Simona. Raport geologic privind rezultatele cercetărilor palinologice asupra materialului recoltat din carotele mecanice ale sondelor Comitetului Geologic și cîteva profile caracteristice din zona Svinița—Svinecea Mare și a polenului recoltat din Grădina Botanică din Cluj și Parcul Sîmoria. 1965. *Arh. Com. Geol. București.*



Vu sa position stratigraphique (comprise entre le soubassement cristallin et les dépôts liasiques), sa ressemblance lithofaciale et son contenu pallinologique (*Leiotriletes gulaferus* P o t., *Vitreisporites* cf. *signatus* L e s c h i k, *Pytiosporites* sp., *Punctatisporites obliquus* K o s., *Punctatisporites spathulatus* S i n g h) ce complexe est attribué au Permien supérieur.

---





## STALAGMITE DE GHIATĂ TERMOINDICATOARE <sup>1</sup>

DE

I. VIEHMANN, GH. RACoviȚĂ <sup>2</sup>

---

### Abstract

**Thermoindicating Ice Stalagmites.** The authors describe the seasonal ice stalagmites in the Scărișoara Glacier characterized by a sequence on the vertical of some constrictions and swellings. The authors explain the morphology of the above pointing to the influence exercised by the factors of cavern microclimate, fact that accounts for their denomination of thermoindicators.

Lucrarea descrie cercetările cronologice întreprinse timp de aproape 4 ani în peștera Ghețarul de la Scărișoara pentru cunoașterea genezei formațiunilor de gheață numite „stalagmite bulbate”. Autorii au efectuat o serie de înregistrări microclimatice și măsurători morfometrice, ajungând la concluzia că aspectul caracteristic al acestor formațiuni se datorește variațiilor de climă din subteran. Din această cauză se propune pentru aceste stalagmite denumirea de *termoindicatoare*.

Stalagmitele de gheață din peștera Ghețarul de la Scărișoara (Munții Apuseni) pe care le descriem în această lucrare sînt importante pentru morfologia lor particulară. Ele prezintă din loc în loc strangulări acolo unde gheața are aspect mat și zone mai îngroșate în care gheața este clară, fapt care ne-a determinat să le numim stalagmite bulbate. Majoritatea formațiunilor amintite se află în aripa sudică a peșterii în așa numita „Rezervație Mare” la o adîncime de 88 m, și în sala „Biserica”, acolo unde se găsesc ultimele formațiuni de gheață (fig. 1).

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 21 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Institutul de Speologie „Emil Gh. Racoviță”, Secția Cluj.



Stalagmitile de gheață sînt *sezoniere*; creșterea lor începe în luna decembrie, culminează în februarie și încetează în aprilie-mai. Degenerarea începe din luna mai, uneori însă chiar din aprilie, iar în lunile iunie-iulie formațiunile sînt în întregime topite sau se prăbușesc.

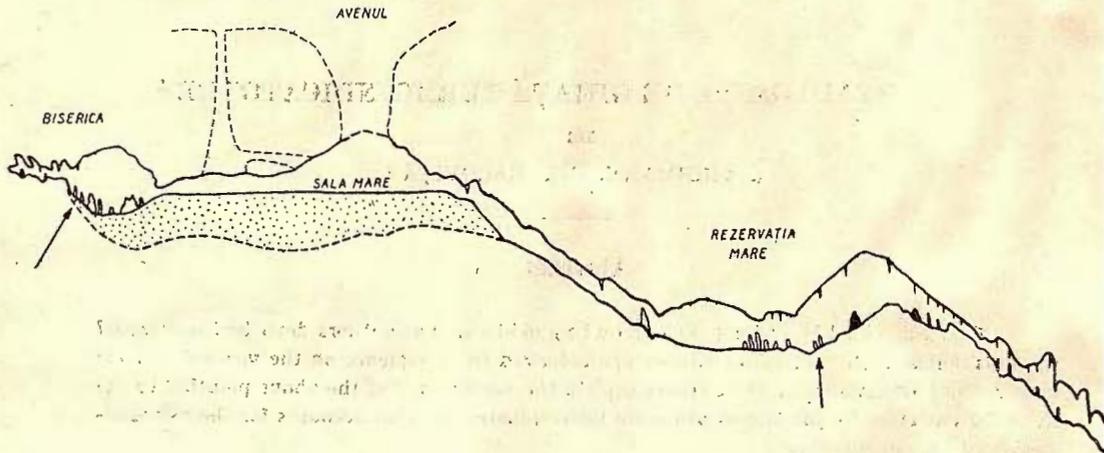


Fig. 1. — Profil transversal prin peștera Ghețarul de la Scărișoara.

La grotte „Ghețarul de la Scărișoara”, profil transversal.

Coloane de gheață asemănătoare au fost descrise de E. R a c o v i ț ă (1927) cu ocazia cercetărilor pe care le-a efectuat în anii 1921—1923 în sala „Biserica”. În porțiunea subțire a formațiunii se observă o calotă conică alcătuită dintr-o gheață albă presărată cu bule gazoase. E. R a c o v i ț ă presupune că această diferențiere de structură a gheții este un fenomen care apare numai după ce stalagmitile ajung la un anumit stadiu de dezvoltare. Autorul atribuie zonele mate regiunilor îngroșate, iar pe cele clare porțiunilor subțiate, adică invers față de constatările noastre. Aceasta se explică prin faptul că E. R a c o v i ț ă a cercetat formațiunile în timpul verii (iunie, iulie), cînd acestea sînt puternic acoperite cu gheață fagure și striuri Forell, fapt care împiedică observarea corectă prin transparență.

Stalagmitile de gheață din peștera Ghețarul de la Scărișoara au mai fost studiate și de M. Ș e r b a n, D. C o m a n și R. G i v u l e s c u (1948) care descriu printre alte tipuri și pe cele bulbate sub numele de stalagmite în formă de măciucă. Autorii redau concluziile enunțate în lucrarea lui E. R a c o v i ț ă (1927) aducînd o serie de completări, dintre care



unele apropiate rezultatelor cercetărilor noastre. Stalagmitele măciucate sînt considerate însă de ei ca fiind formațiuni permanente ce se află în zona cea mai profundă a zonei cu ghiață din peșteră, ("Elles sont les dernières formations permanentes"). Or, cercetările noastre, extinse pe o perioadă de aproape 4 ani, au dovedit contrariul; formațiunile în formă de măciucă, numite de noi *stalagmite bulbate*, sînt în marea lor majoritate formațiuni sezoniere. Localizarea lor în zona de limită a gheții corespunde cu aceea indicată de E. Hausser și R. Oedl (1926) în peștera Eisriesenwelt din Austria, pentru formațiuni similare.

M. Șerban, D. Coman și R. Givulescu remarcă în continuare faptul că temperatura aerului deasupra stalagmitelor măciucate în sala „Biserica”, Rezervația Mare și Rezervația Mică este în permanență de peste 0° C. Autorii presupun că fenomenul de condensare care are loc la contactul dintre aerul rece și cel cald ar contribui în mare măsură la geneza acestor stalagmite. Ipoteza este greu de admis, deoarece pungile de aer cald menționate se află în același timp și deasupra stalagmitelor permanente de tip obișnuit. De asemenea ne pare neîntemeiată ipoteza potrivit căreia viteza de congelare nu constituie un element important în formarea acestor stalagmite particulare. Reținem în schimb afirmația care se referă la faptul că în timpul unei congelări mai lente, picătura de apă poate avea o distribuție mai uniformă, iar la un îngheț brusc se va putea produce pe capul sferei o proeminență proprie stalagmitei de formă obișnuită. Această proeminență, afirmă în concluzie autorii sus-amintiți, în condițiuni din nou favorabile, va putea deveni suportul unei noi umflături.

G. Kyrle a publicat în 1929 un studiu important asupra acestor stalagmite de ghiață. El consideră că E. Berr și N. Hassinger (1902) sînt primii care le-au fotografiat și descris explicîndu-le totodată și geneza: „vîrfurile de ghiață ajunge prin creștere în regiunea temperaturii pozitive, aici se topește și apa se scurge în jos pe formațiune, unde, ajunsă în zona temperaturilor negative, îngheață imediat; astfel se formează măciuca”.

Cercetările noastre infirmă această ipoteză.

Vom reda în continuare concluziile lui G. Kyrle, deoarece acestea corespund în mare parte cu rezultatele cercetărilor noastre experimentale.

G. Kyrle a studiat aceste formațiuni în peștera Lur din Austria în luna februarie 1929. Plecînd de la aspectul lor din prima perioadă de



creștere, le-a dat denumirea de *măciuci* (Eiskeulen). Stalagmitele cercetate au fost fie simple măciuci alcătuite dintr-un picior lung și subțire cu vârful îngroșat, fie alcătuite din mai multe măciuci, de pildă trei, sau „dintr-o măciucă întreruptă de mai multe îngroșări globulare internodale”. Stalagmitele cele mai înalte au avut 110 și 150 cm, iar unicul ritm de picurare măsurat a prezentat debitul de 8 picături pe minut.

În privința condițiilor în care ele iau naștere G. Kyrle amintește următoarele: 1, variațiunile morfologice și structurale pe verticală sînt determinate de modificările de climă; 2, acestui tip de stalagmite de gheață îi corespunde o cantitate potrivită de apă de picurare; 3, deasupra măciucilor formate direct pe podeaua acoperită cu pietre a peșterii nu se aflau în tavan stalactite de gheață; 4, peștera în privința aerării este de tip static iar în iarna în care s-au făcut observațiile s-au înregistrat temperaturi scăzute.

Pentru cunoașterea structurii gheții, G. Kyrle a studiat zona subțiată, zona îngroșată, porțiunea de trecere și pătura superficială a gheții. Zonele subțiate cu aspect mat lăptos, se prezintă astfel deoarece s-au format la temperaturi scăzute cînd înghețarea rapidă a apei de picurare a determinat includerea unei cantități de aer, favorizînd totodată creșterea pe verticală. Cele îngroșate cu aspect clar, s-au format la temperaturi mai puțin scăzute, fapt care a permis eliminarea aerului din apa supusă înghețului. În aceste condiții apa de picurare a avut posibilitatea de a se prelinge mai mult pe capătul stalagmitei, ceea ce a favorizat creșterea în diametru. În zonele de trecere au fost observate canalicule fine și ramificate.

G. Kyrle a observat coloanele măciucate și în perioada lor de degenerare, de topire. Cu acest prilej a descoperit pe suprafața stalagmitelor un praf alb alcătuit din calcită, care s-ar datora evaporării gheții. Aceeași evaporare ar fi cauza modificărilor de simetrie care devin evidente la unele formațiuni în perioada de topire.

Înainte de a prezenta mersul cercetărilor și rezultatele obținute, vom descrie aspectul pe care l-au avut stalagmitele bulbate aflate în zona limită a stalagmitelor de gheață din Rezervația Mare, între anii 1963—1966.

*Morfografia stalagmitelor bulbate și metodele de studiu aplicate.* Luna martie 1963 a marcat începutul observațiilor asupra acestui grup de stalagmite de gheață. În martie și aprilie stalagmitele au avut înălțimea



maximă. Cea mai înaltă măsură 150 cm avînd un diametru foarte redus, în medie de 8—9 cm (pl. I).

Formațiunile erau alcătuite din 2—3 zone de ghiață clară care alterneau cu zone de ghiață mată. Porțiunile clare au prezentat la toate coloanele un diametru mai mare cu 1—3 cm decît al zonelor mate. În aprilie—mai s-a produs o îngroșare neobișnuită a porțiunilor apicale, iar în lunile următoare, ridicarea temperaturii a determinat prăbușirea și dispariția acestor stalagmite. Stalagmitele bulbate din primăvara anului 1963 au avut caracteristic aspectul *înalt și subțire*, porțiunea subțiată (mată) ocupînd aproape în întregime jumătatea inferioară a formațiunii, în timp ce zona sau zonele îngroșate (clare) ocupau jumătatea superioară a acesteia.

Primăvara anului 1964 a avut climatul cel mai potrivit pentru creșterea ideală a coloanelor de ghiață de tip „bulbat”. Această denumire ne-a fost sugerată tocmai de aspectul lor din acest an.

Grupul de stalagmite de ghiață era alcătuit dintr-un număr de 16, dintre care 10 prezentau o succesiune pe verticală de 6 zone clare și 6 zone mate (pl. II). Alternanța acestor zone de dimensiuni aproape egale a fost caracteristică acestui an și a constituit motivul principal al extinderii cercetărilor noastre.

La 20 mai 1964 stalagmitele se aflau pe cale de topire, aspectul lor fiind mat datorită apariției figurilor de topire (striuri Forell și Wabeneis). La 17 iunie nu le-am mai găsit în peșteră, ele se topiseră în întregime.

În intervalul ianuarie—mai 1965, s-a realizat observarea complexă a condițiilor de creștere a stalagmitelor bulbate. Ele au fost înconjurată de aparate și instalații experimentale, după cum urmează: termometru, termometru de maximă și minimă, higroraf, termograf, miră pentru controlul creșterilor, aparat fotografic pentru fotogrametrie, condensometru și ecrane anticurenți.

În acest an, stalagmitele au prezentat o înălțime maximă de 84 cm în luna aprilie și un număr de 2 zone clare și 2 mate (pl. III). Topirea lor cu apariția figurilor de topire a fost observată în luna mai.

În luna februarie a anului 1966 a avut loc un fenomen meteorologic, a cărui influență desigur s-a resimțit și asupra gheții din peșteră. Este vorba de apariția unei primăveri timpurii care s-a concretizat prin ridicarea temperaturii în a doua săptămîină a lunii februarie, la 16°C.



În condițiile altitudinii platoului carstic de la Scărișoara (1150 m), fenomenul a fost cu totul neobișnuit.

În luna martie — lună „cheie” în observarea acestor stalagmite — ele câștigaseră un spor de înălțime de numai 4—6 cm față de luna februarie. Formațiunea cea mai înaltă a atins 26 cm, iar topirea stalagmitelor a început deja în aprilie (pl. IV). Ele au prezentat forma cea mai simplă posibilă, adică aspectul de măciucă: un picior relativ mai subțire, ușor mat și un cap cu 2 cm mai gros alcătuit dintr-o gheață mai clară.

Pentru a se ajunge la o cunoaștere mai exactă a mecanismului particular de formare al stalagmitelor bulbate, în anii 1965 și 1966 au fost urmăriți o serie de parametri, care s-a considerat că ar putea influența geneza acestor formațiuni. Cîmpul principal al cercetărilor a fost situat în Rezervația Mare (fig. 1), unele observații efectuîndu-se și în sala „Biserica”.

**Temperatura de la exterior.** Un mic observator meteorologic, dotat cu termometre, termometre de maximă și minimă, barograf și higrograf, a fost instalat la o distanță de 300 m de peșteră și a funcționat în intervalul decembrie 1965—iunie 1966.

**Temperatura din subteran** a fost înregistrată în două puncte din vecinătatea stalagmitelor de gheață, precum și într-un al treilea identic cu locul propriu-zis al observațiilor. Citirile valorilor au fost făcute lunar, iar în intervalul februarie—martie 1965, zilnic.

**Apa de alimentare.** În luna mai 1964 au fost ridicate din Rezervația Mare un eșantion de gheață mată și un altul de gheață clară. După topirea acestora, examenul microscopic a permis observarea unei impurități albicioase, ceva mai concentrată în apa gheții mate. În luna ianuarie 1967 au fost ridicate alte 2 probe asemănătoare, de data aceasta din zona de limită a gheții din sala „Biserica”. Acest material a fost examinat cristalografic de către prof. dr. E. Stoicovici de la Catedra de Mineralogie a Universității din Cluj și rezultatele le vom arăta atunci cînd vom expune morfogeneza stalagmitelor bulbate.

Ritmul de picurare a fost citit lunar cu ajutorul cronometrului. Pentru a se cunoaște și continuitatea ritmicității, au fost făcute înregistrări cu ajutorul unui stalagmograf cu cilindru. Este vorba despre înregistrarea grafică a ritmicității picăturilor din tavanul peșterii, în dreptul stalagmitelor bulbate. Deoarece cercetările vor continua și în anul 1967, locul de picurare de la patru din stalagmitele grupului din Rezervația



Măre va fi controlat cu ajutorul unui stalagmograf static. În scopul de a avea informații cu privire la originea apei de picurare a fost instalat în bolta peșterii în apropierea coloanelor bulbate un condensimetru. Aparatul conceput de autori, constă dintr-un con îndreptat cu vârful în jos și care are o suprafață de 0,25 mp. Conul a fost ridicat în bolta peșterii. La un interval de 48 ore se citește apa de condensare prelinsă de pe con și captată într-un cilindru gradat, prins anume sub vârful conului.

Umiditatea aerului. Potrivit programului mai sus amintit au fost făcute înregistrări de umiditate relativă a aerului cu ajutorul unui higrograf.

Ventilația peșterii. În primele luni ale anului 1966, una din stalagmitelile de gheață a fost izolată de celelalte, fiind introdusă într-un cilindru de carton, iar în apropierea grupului a funcționat periodic și un barograf.

Morfometria formațiunilor. În lunile de dezvoltare a stalagmitelor de gheață din anii 1965 și 1966, două stalagmite bulbate au fost măsurate lunar (în februarie—martie 1965 zilnic) în ceea ce privește înălțimea și diametrul lor. Valorile au fost citite pe o miră de control, montată în mijlocul formațiunilor și controlate prin fotogrametrie. Mira a fost folosită la un moment dat și pentru a determina creșterea uneia dintre stalagmite, nu pe podeaua peșterii, ci chiar pe vârful mirei, adică la o înălțime de 150 cm de podea (între baza și vârful mirei s-a înregistrat un plus de  $0,3^{\circ}\text{C}$ ). Tehnica fotogrametriei a fost aplicată în două feluri și anume: a) fotografierea lunară a grupului de stalagmite bulbate (ianuarie—mai 1965 și 1966) în aceleași condiții (în negativ alb-negru și diapozitiv color); b) în intervalul februarie—martie 1965 a fost instalat permanent un aparat fotografic în peșteră. Acesta a fotografiat creșterea și modificările morfologice ale stalagmitelor, din două în două zile, timp de 52 de zile. Filmul obținut a reprezentat în același timp și controlul riguros al observațiilor morfometrice.

*Morfogeneza stalagmitelor bulbate.* Potrivit graficului din fig. 2, în care sînt reprezentate variațiile de temperatură și umiditate în raport cu apariția de îngroșări clare și gîtuiuri mate ale stalagmitelor în perioada 13 februarie—23 martie 1965, rezultă în mod evident dependența morfologiei formațiunilor bulbate de modificările de temperatură. Stalagmitelile s-au dezvoltat în anul 1965 din primele zile ale lunii ianuarie și pînă în ziua de 20 martie, cînd observațiile noastre au constatat încetarea



creșterii. Ștalagmita cea mai înaltă a avut 80 cm. Aceasta prezintă 3 zone mate (fig. 2,  $M_1$ ,  $M_2$  și  $M_3$ ) care corespund calendaristic la 3 minime de temperatură și anume:  $M_1$  la o temperatură de  $-3^{\circ}\text{C}$ ,  $M_2$  la o minimă

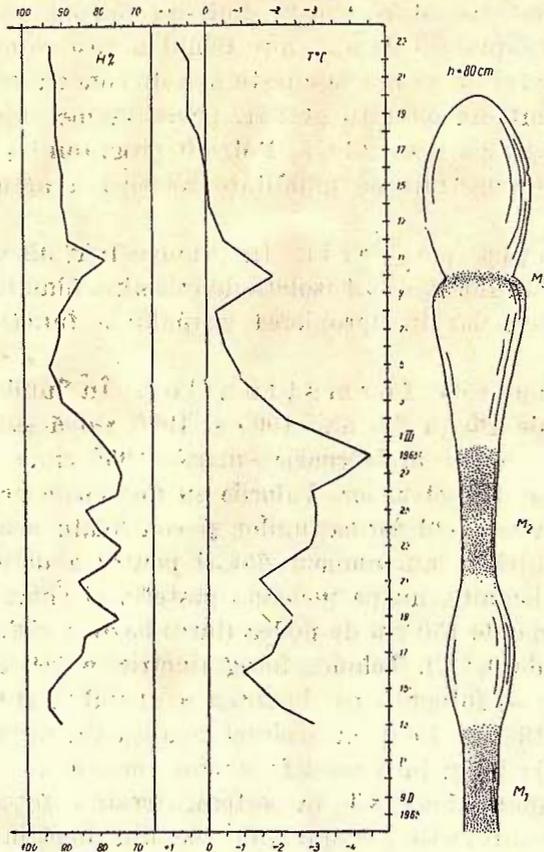


Fig. 2. — Variațiile de temperatură și umiditate în intervalul de creștere al ștalagmitului alăturat (7 II—24 III 1965).

Les variations de la température et de l'humidité entre le 7.II et le 24.III 1965, période de croissance de la stalagmite ci-jointe.

de  $-4,5^{\circ}\text{C}$ , iar  $M_3$  la o coborîre de la  $-0,3^{\circ}\text{C}$  la  $-1,8^{\circ}\text{C}$ . În consecință, porțiunile îngroșate și clare corespund ridicărilor de temperatură de la mai puțin de  $-3^{\circ}\text{C}$  la  $-1^{\circ}\text{C}$  și de la  $-4,5^{\circ}\text{C}$  la  $-0,3^{\circ}\text{C}$ .

Analiza cristalografică efectuată de profesorul E. Stoicovici, căruia îi mulțumim și pe această cale, asupra eșantioanelor de gheață bulbate din sala „Biserica”, au dovedit că zona mată cuprinde o cantitate mare de agregate granulare microlitice, idiomorfe de calcit romboedric. Cristalele prezintă birefringență mare și o culoare de interferență alb de ordin superior. Microscopul a pus în evidență și câteva cristale de calcedonie, slab birefringente. Prezența acestor microcristale se explică (P. A. Schoumsky, 1955) prin proprietatea pe care o are gheața, ca la o congelare lentă să expulzeze aceste incluziuni, în timp ce în cursul unei congelări accelerate (formarea zonelor mate) incluziunile sînt prinse în gheață. Cu prilejul cercetărilor noastre din anul 1964 și 1965, în interiorul zonelor mate au putut fi observate bule și canalicule Fugger umplute cu gaze. Potrivit părerii profesorului E. Stoicovici, aceste bule ar conține  $\text{CO}_2$ , care se eliberează obligatoriu la precipitarea bicarbonatului de calciu din soluție. Cauza apariției bulelor gazoase este aceeași cu a reținerii calcitei și anume, congelarea rapidă.

La producerea stalagmitelor bulbate participă și constanța ritmului de picurare. În luna februarie 1965 ritmicitatea a variat în timp de 15 zile numai între 1 picătură la 2 minute și 2 secunde și 1 picătură la 2 minute și 10 secunde (Rezervația Mare). Cu privire la datele furnizate de condensimetru observăm numai faptul că în lunile critice acesta a prezentat valori relativ constante; februarie—aprilie 1965 cu 17 apoi 15 cc/48 ore, iar în februarie—aprilie 1966 19 și din nou 19 cc/48 ore. Menționăm că valorile extreme înregistrate de acest aparat în cursul unui an au fost de 13 și 39 cc.

Stalagmitile bulbate prezentau în anul 1963 trei gîtuiuri, respectiv umflături, în 1964 șase, în 1965 două, iar în 1966 una. Aceasta, după cum s-a mai amintit, din cauza primăverii timpurii (februarie 1966).

Ele se produc în zonele de limită a gheții, adică în locurile învecinate izotermei de  $0^\circ\text{C}$ . Gîtuirile se produc la temperaturile mai scăzute, cînd viteza de congelare mare nu mai permite prelingerea picăturii în jurul capului apical; aceasta favorizează creșterea în înălțime. Porțiunile îngroșate se produc la o temperatură mai ridicată, cînd viteza de congelare este scăzută și picătura se prelinge, fapt care determină un câștig în diametru. Mecanismul corespunde concluziilor lui G. Kyrle (1929). Numărul gîtuirilor, simetria lor pe verticală sau uneori extinderea lor, precum și diferențele de diametre între gîtuiuri și îngroșări, ne pot da



informații asupra variațiilor de temperatură din perioada de dezvoltare a acestor formațiuni. Din acest motiv, credem că le putem considera stalagmite de gheață termoindicatoare.

### BIBLIOGRAFIE

- Berr E., Hassinger H. (1902). Das Geldbloch im Otscher. *Zeitschrift des Deutschen u. Osterr. Alpenvereins*. XXIII.
- Hauer E., Oedl R. (1926) Eisbildungen und meteorologische Beobachtungen aus der „Eisriesenwelt im Tennengebirge“. *Speläologische Monographien*, VI. Wien.
- Kyrle G. (1929) Beiträge zur Kenntnis der Eiskeulen in Hölen. *Mitt. der Geograph. Gesellschaft*, 72/1—4. Wien.
- Racovitza E. (1927) Observations sur la Glacière naturelle dite „Ghețarul de la Scărișoara“. *Bulet. Soc. de Șt. Cluj*, III.
- Schoumsky P. A. (1955) Principes de glaciologie structurale. *Paris C.N.R.S.*
- Șerban M., Coman D., Givulescu R. (1948) Découvertes récentes et observations sur la glacière naturelle dite „Ghețarul de la Scărișoara“ *Bulet. Soc. de Șt. Cluj*, X.
- Viehmann I., Racoviță Gh., Șerban M. (1965) Observațiuni asupra microclimei Ghețarului de la Scărișoara. *Lucr. Inst. de Speol. „Emil Racoviță“* București. Edit. Acad. R. S. România, IV.

### STALAGMITES DE GLACE THERMOINDICATRICES

PAR

I. VIEHMANN, GH. RACOVITĂ

(Résumé)

Dans ce travail les auteurs présentent la morphologie et la genèse des stalagmites saisonnières de glace de la grotte „Ghețarul de la Scărișoara“ (Monts Apuseni).

Tout à fait particulières sont les zones gonflées et les étranglements qui se succèdent.

Les auteurs ont surveillé ces formations pendant quatre années (1963—1966) en effectuant des observations mensuelles.



PLAȘA I



PLANȘA I

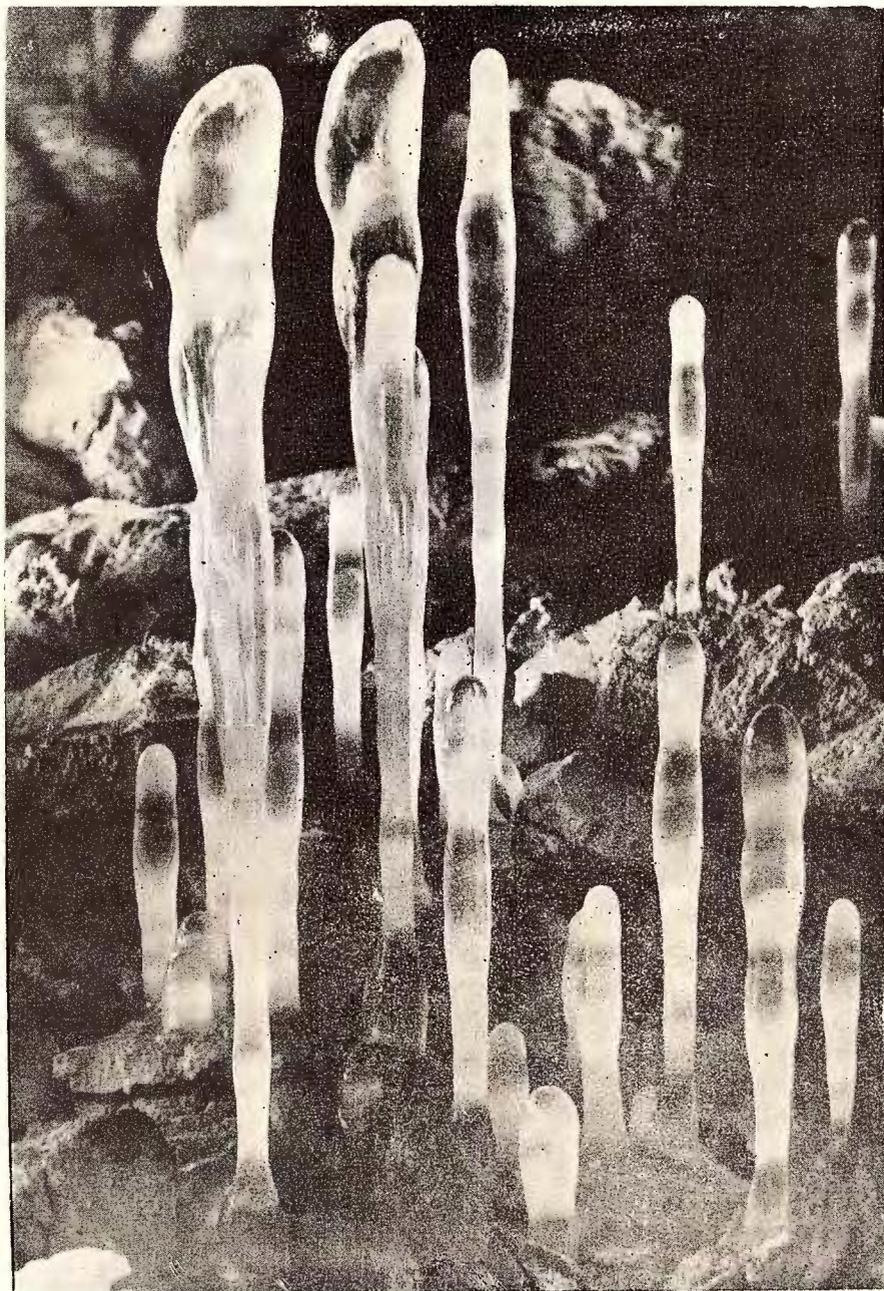
Stalagmitile de gheață bulbate în martie 1963.  
Stalagmites de glace „bulbeuses” en mars 1963.

362-1



Institutul Geologic al României

I. VIEHMANN, GH. RACOVITĂ. Stalagmite de gheață termoidicatore. Pl. I.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



## PLAȘA II

... ..  
... ..



## PLAȘA II

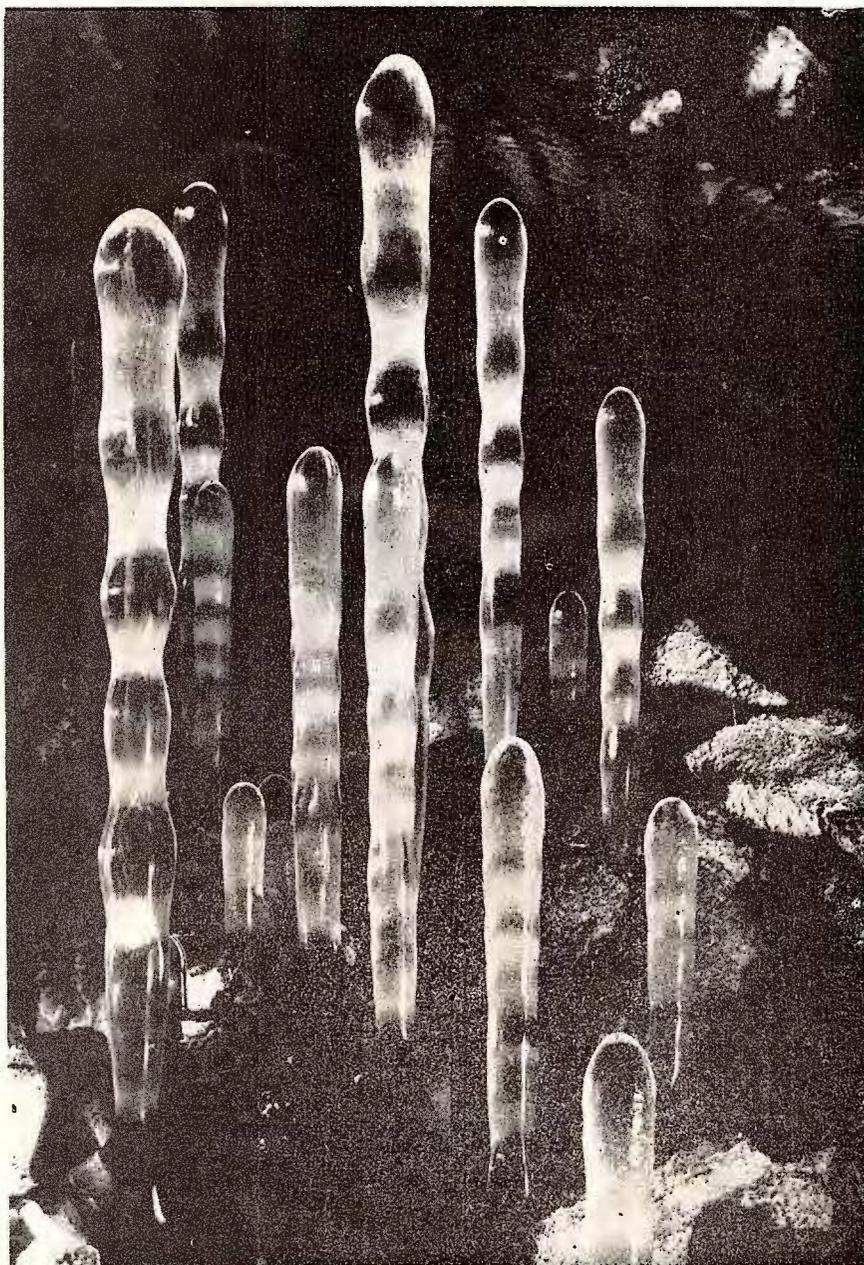
Stalagmitele de gheață bulbate în martie 1964.  
Stalagmites de glace „bulbeuses” en mars 1964.

362-3



Institutul Geologic al României

I. VIEHMANN, GH. RACOVITȚĂ. Stalagmite de gheață termoindicatoare.  
Pl. II.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol LIV/1.





PLAȘA III

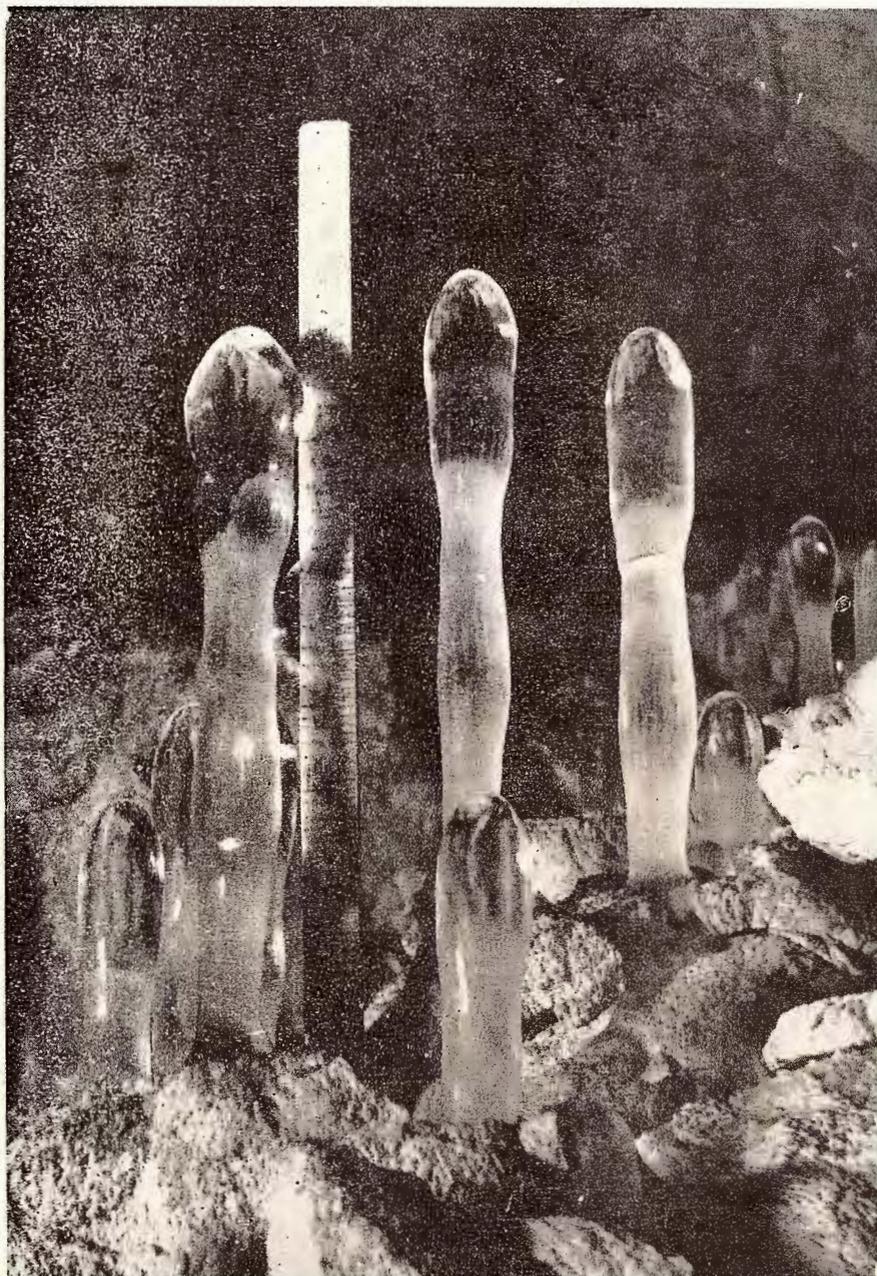
Stalagmitele de gheață bulbate în martie 1965.  
Stalagmites de glace „bulbeuses” en mars 1965.

362-5



Institutul Geologic al României

I. VIEHMANN, GH. RACOVITĂ. Stalagmite de gheață termoindicatoare.  
Pl. III.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



## PLAȘA IV

1950



PLAȘA IV

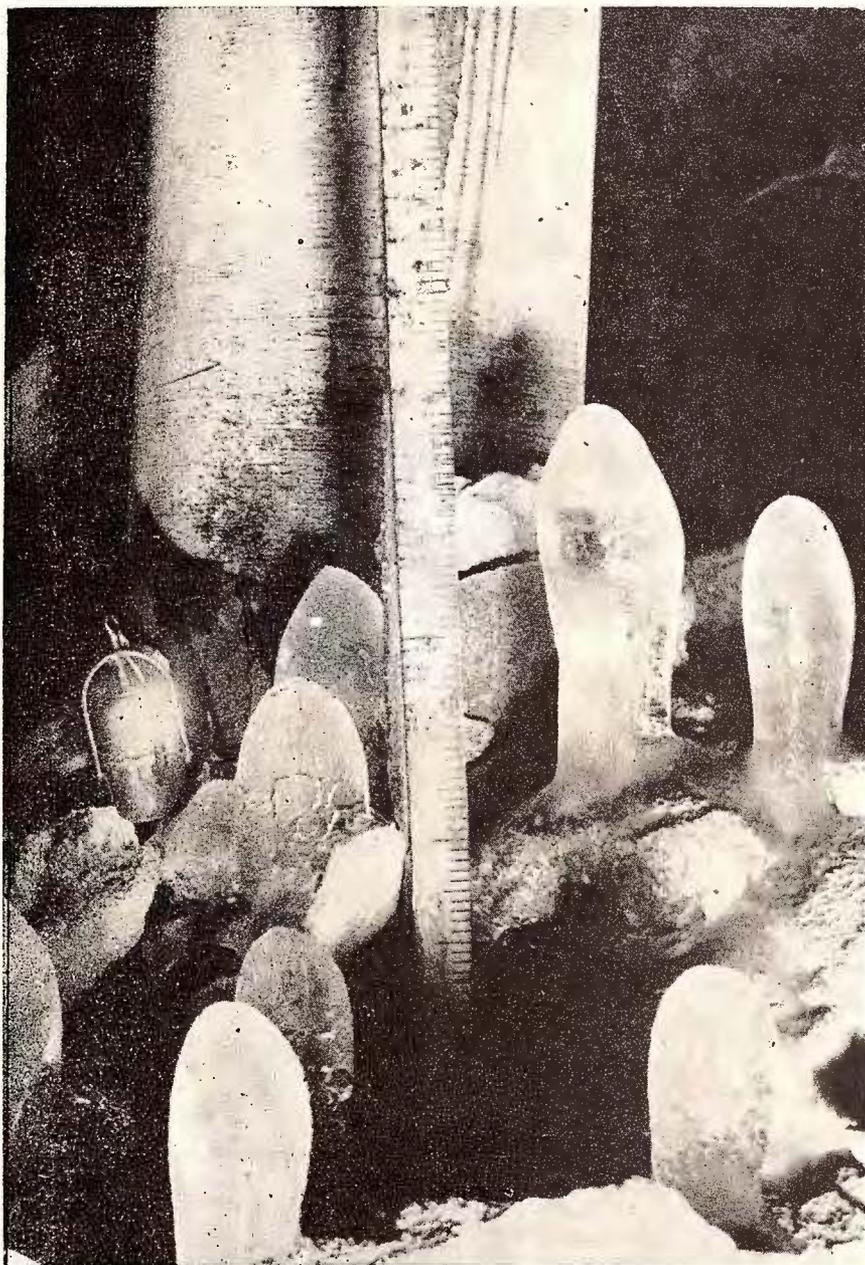
Stalagmitile de gheață bulbate în martie 1966.  
Stalagmites de glace „bulbeuses” en mars 1966.

362-7



Institutul Geologic al României

I. VIEHMANN, GH. RACVIȚĂ. Stalagmite de gheață termoidica-  
toare. Pl. IV.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/1.



Ils ont poursuivi les variations des facteurs climatiques de l'extérieur concomitantes avec celles du microclimat de la grotte, en utilisant en ce but des thermomètres, baromètres, thermohygrographes, stalagmographes, condensimètres et des appareils photo pour photogramétrie.

En conclusion ils ont établi que les zones étroites prennent naissance quand le climat est froid lorsque la goutte ayant une grande vitesse de congélation favorise la croissance en hauteur. L'aspect mat de cette zone est dû aux inclusions d'air et de calcite. Les zones gonflées se forment quand la température monte, la congélation étant en ce cas plus faible.

La glace n'a pas des inclusions d'air ce qui donne l'aspect clair à ces zones.

Les auteurs donnent aux stalagmites étudiées le nom de stalagmites thermoindicatrices.





## CUPRINS

### MINERALOGIE—PETROGRAFIE

Pag.

1. Berbeleac I. Asupra unor roci eruptive remaniate în depozitele cretacului inferior din regiunea Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului (Munții Metaliferi) . . . . . 15
2. Gherasi N. Metavulcanite keratofirice la Poiana Mărului (Banatul de E) . . . . . 27
3. Gherasi N., Medeșan Alexandra. Considerații asupra prezenței unor roci magmatogene bazice în munții Țarcu . . . . . 39
4. Gherasi N., Zimmermann Voichița, Zimmermann P. Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de N a munților Țarcu (Banatul de E) . . . . . 55
5. Maier O., Solomon I., Vasilescu G. Stratigrafia cristalinului epimetamorfic din partea de N a masivului Poiana Ruscă (regiunea Poeni—Bătrina—Roșcani) . . . . . 81
6. Rădulescu D., Peltz S. Asupra prezenței depozitelor de lahar în munții Călimani—Gurghiu—Harghita . . . . . 101
7. Zlatarova-Țop Lozana, Mureșan M., Nicoară B. Studiul rocilor eruptive bazice și ultrabazice din zona Agadici (Banatul de W) . . . . . 111

### PETROGRAFIE SEDIMENTARĂ

8. Papiu C. V., Minzatu Silvia, Iosof V., Giușcă R., Jacotă G. Contribuții la cunoașterea alcătuirii mineralogice și genezei lehmului bauxitifer din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni) . . . . . 151
9. Papiu C. V., Romanescu Olivia. Cercetări litologice în formațiunea senoniană de pe valea Arieșului (Munții Apuseni) . . . . . 187

### SEDIMENTOLOGIE

10. Polonic P., Polonic Gabriela. Direcții de transport în molasa helvețiană dintre valea Sucevei și valea Trotușului. . . . . 205



## STRATIGRAFIE

11. Boldur C., Iavorschi M., Braboveanu D. Cîteva date noi privind stratigrafia Jurasicului din Culmea Vinturarița (Carpații meridionali) . . . 217
12. Bordea S., Bordea Josefina, Georgescu V., Mantea G., Puricel R. Asupra prezenței unei faune hauteriviene în masivul calcareos Cetea—Pleașa din zona Galda—Rîmeți . . . . . 228
13. Bordea Josefina, Bordea S., Puricel R. Date noi asupra prezenței Oxfordianului în Munții Metaliferi . . . . . 239
14. Dragu Valentina, Edelstein O. Asupra prezenței Pannonianului la N și W de Băiuț (Baia Mare) . . . . . 243
15. Ghenea C., Ghenea Ana. Cîteva date privind poziția stratigrafică a cineritelor din Podișul Moldovenesc . . . . . 249
16. Niță Pion P. Observații noi asupra gipsurilor eocene din bazinul Transilvaniei . . . . . 257
17. Orășanu Th. Contribuții la studiul depozitelor sarmatiene din sinclinalul Melicești—Poiana Trestiei . . . . . 265
18. Paucă M., Istocescu D., Istocescu Felicia. Bazinul neogen al Vadului . . . . . 279
19. Popescu Gr., Patrușiu D. Formațiunile cretacee pe marginea nordică a depresiunii getice, între valea Oltului și masivul Vinturarița (Carpații meridionali) . . . . . 313
20. Stillă Al. Sedimentarul Paleozoic și Mezozoic de la Grădiștea de Munte (zona Pui—Carpații meridionali) . . . . . 341
21. Stillă Al., Luță Sofia. Asupra prezenței Permianului la Ciclovina (zona Pui—Carpații meridionali) . . . . . 347

## SPEOLOGIE

22. Viehmann I., Racoviță G.h. Stalagmite de gheață termoindicatoare. . . 358



## CONTENU

(RÉSUMÉS)

MINÉRALOGIE—PÉTROGRAPHIE	Page
1. Berbeleac I. Sur certaines roches éruptives remaniées dans les dépôts du Crétacé inférieur de la région de Valea Mică—Galați—Preseaca Ampoiului (Monts Métallifères) . . . . .	24
2. Gherasi N. Les métavolcanites këratoPHYRIQUES de Poiana Mărului. . . . .	35
3. Gherasi N., Mèdeşan Alexandra. Considérations sur la présence de certaines roches magmatogènes basiques dans les Monts de Ţarcu . . . . .	52
4. Gherasi N., Zimmermann P., Zimmermann Voichiţa. Structure et pétrographie des Schistes cristallins de la partie septentrional des Monts Ţarcu (Banat) . . . . .	76
5. Maier O., Solomon I., Vasilescu G. Stratigraphie du cristallin épi-métamorphique de la partie septentrionale du Massif de Poiana Ruscă (région de Poieni—Bătrina—Roşcani) . . . . .	97
6. Rădulescu D., Peltz S. Sur la présence des dépôts de coulées boueuses dans les Monts Călamani—Gurghiu—Harghita . . . . .	108
7. Zlatarova-Top Lozana, Mureşan M., Nicoară B. Étude des roches éruptives basiques et ultrabasiques de la zone d'Agadici (Banat occidental) . . . . .	144
PÉTROGRAPHIE SÉDIMENTAIRE	
8. Papiu C. V., Minzatu Silvia, Iosof V., Giuşcă R., Jacotă G. Contribution à la connaissance de la constitution minéralogique et de la genèse du lehm bauxitifère du Massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) . . . . .	181
9. Papiu C. V., Romanescu Olivia. Recherches lithologiques concernant la formation sénonienne située sur la vallée de l'Arieş (Monts Apuseni) . . . . .	201
SÉDIMENTOLOGIE	
10. Polonic P., Polonic Gabriela. Directions de transport de la molasse helvétique entre la vallée de Suceava et la vallée du Trotuş. . . . .	214



## STRATIGRAFIE

11. Boldur C., Iavorschi M., Braboveanu D. Quelques données nouvelles concernant la stratigraphie du Jurassique de la crête de Vintura-rița (Carpatés Méridionales) . . . . . 220
12. Bordea S., Bordea Josefina, Georgescu V., Mantea G., Puricel R. La présence d'une faune hauterivienne dans le massif calcaire de Cetea—Pleașa, de la zone de Galda—Rimeți . . . . . 234
13. Bordea Josefina, Borda S., Puricel R. Données nouvelles sur la présence de l'Oxfordien dans les Monts Métallifères. . . . . 246
14. Dragu Valentina, Edelstein O. La présence du Pannonien au N et à l'W de Băiuț (Baia Mare) . . . . . 247
15. Ghenea C., Ghenea Ana. Quelques données concernant la position stratigraphique des cinérites du Plateau moldave . . . . . 254
16. Niță Pion P. Nouvelles remarques concernant les gypses éocènes du bassin de Transylvanie. . . . . 262
17. Orășanu Th. Contribution à l'étude des dépôts sarmatiens du synclinal de Melicești—Poiana Trestiei (Subcarpatés de la Munténie). . . . . 276
18. Paucă M., Istocescu D., Istocescu Felicia. Bassin néogène de Vadul . . . . . 305
19. Popescu Gr., Patrulius D. Les formations crétacées sur la marge nord de la Dépression Gétique, entre la vallée de l'Olt et le Massif de Vintura-rița (Carpatés Méridionales) . . . . . 335
20. Stîllă Al. Le sédimentaire paléozoïque *et mésozoïque* de Munte (zone de Pui—Carpatés Méridionales) . . . . . 344
21. Stîllă Al., Luță Sofia. Sur la présence du Permien à Ciclovina (zone de Pui—Carpatés Méridionales). . . . . 350

## SPÉLÉOLOGIE

22. Viehmann I., Racoviță Gh. Stalagmites de glace thermoindicatrices. . . . . 362



## ERATĂ

La paginile 151-180 se vor corecta trimiterile  
la planșe în modul următor :

În loc de pl. I se va citi planșa VI.

În loc de pl. II se va citi planșa VII.

În loc de pl. III se va citi planșa VIII.

În loc de pl. IV se va citi planșa I.

În loc de pl. V se va citi planșa II.

În loc de pl. VI se va citi planșa III.

În loc de pl. VII se va citi planșa IV.

În loc de pl. VIII se va citi planșa V.

La pagina 154 rîndul 7-8, acolada de la punctul 4 se va citi la punctul 3.

<u>Pag.</u>	<u>Rîndul</u>	<u>în loc de :</u>	<u>se va citi :</u>
167	1	fig. 1	fig. 8
167	7	fig. 6,7	fig. 5,6,7
167	10	fig. 8	fig. 6
168	32	fig. 9	fig. 8



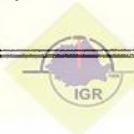
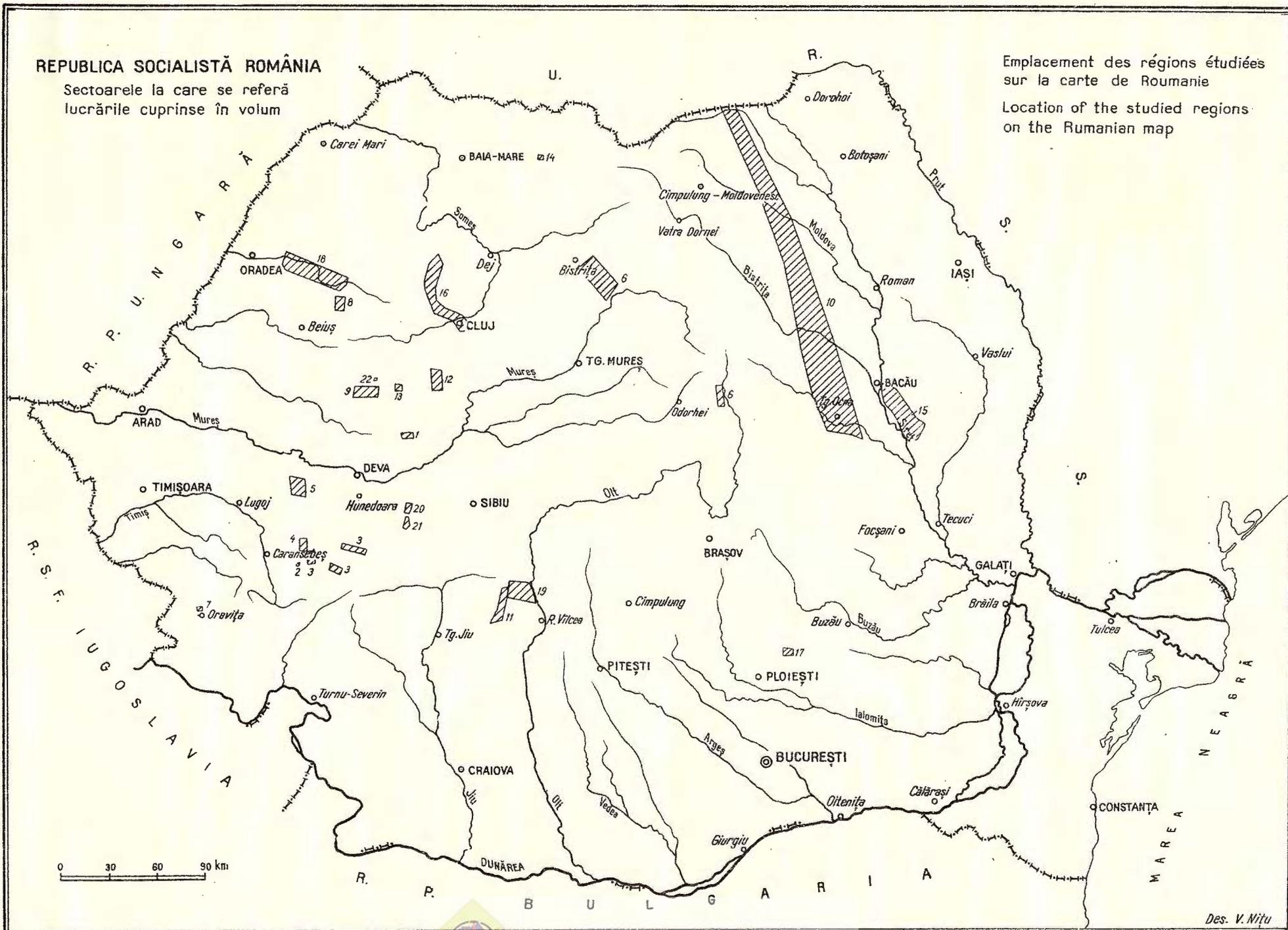
Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă  
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées  
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions  
on the Rumanian map



Redactor: MIRCEA PAUCĂ  
Tehnoredactor și corector: LIGIA FOTE  
Traduceri: M. SAULEA, M. HÂRJEU  
Ilustrația: V. NIȚU

---

*Dat la cules: ianuarie 1968. Bun de tipar: noiembrie 1968. Tiraaj: 1 550 ex.  
Hârtie cartografică tip III, Format 69×100/62. Coli de tipar: 26. Com. 37.  
Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(058).*

---

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică "Informația" str. Brezoianu nr. 23-25, București, Republica Socialistă România





Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMITE D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE  
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LIVI  
1966-1967



Institutul Geologic al României