

INSTITUTUL DE GEOLOGIE SI GEOFIZICĂ

B.I.G.

134572

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LXVI

1979

4. STRATIGRAFIE



BUCUREŞTI
1981



Institutul Geologic al României

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



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
SEDINTELOR

VOL. LXVI
(1979)

4. STRATIGRAFIE



BUCUREŞTI
1982



Institutul Geologic al României

MÉSOZOIQUE

CONTENU

	Page.
1. Alexandrescu Gr., Tăranu-Rogge Elena. Contributions à la connaissance des couches de Horgazu de la vallée de la Covasna (Carpates Orientales)	18
2. Bucur I., Bădăluță Aurelia, Popescu O. Nouvelles données sur la biostratigraphie des dépôts jurassiques et crétacés de la partie médiane de la zone de Reșița (Banat)	43
3. Ion Jana. Sur la signification géochronologique de la sous-zone à Marginotruncana tarfayensis (Lehmann)	53
4. Mantea Gh., Popa Elena, Iordan Magdalena. Biostratigraphic Data on the Eojurassic Deposits in the Someșul Cald Graben (the Bihor Mountains)	63
5. Baltres A., Mirăuță Elena, Gheorghian Doina. The Triassic Limestones from Popina Island, North Dobrogea	89
6. Patrulius D., Bordea S., Avram E. La brèche de Gugu — un exemple de contrôle tectonique de la sédimentation sur une plate-forme carbonatée barrémo-bedoulierine (Pădurea Craiului — Monts Apuseni)	109
7. Szász L. La signification biochronologique de la zone à Inoceramus schloenbachi J. Böhm en Roumanie et quelques problèmes de la limite Turonien-Coniacien.	119

NÉOZOIQUE

8. Gheța N., Bratu Elena. On the Presence of the Paleocene in the Getic Depression South of the Cozia-Ghițu Ridge	136
9. Ghenea C., Andreescu I., Bandrabur T., Cepaliga A., Mihăilă N., Trubihin V. Bio- and Magnetostratigraphic Correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene Formations of the Dacic Basin and Brașov Depression (East Carpathians)	139
10. Iva Mariana, Rusu A. La limite Éocène/Oligocène en Transylvanie d'après les Foraminifères planctoniques	157
11. Lubenescu Victoria. Le Pontien du Nord de Caransebes	186
12. Marinescu F., Motăș C. I., Papaianopol I. Remarks on the 9th Symposium of the Working Group for Paratethys — Sofia 1978	187
13. Micu M. Le Miocène présarmatiens dans le sommet Istrița	201
14. Micu M., Bratu Elena. Nouvelles données sur la stratigraphie et la structure de la nappe de Tarcău sur la vallée du Tazlău Mare	211
15. Savu Gh. M. Le groupe lacustre-volcanogène de Baraolt	225
16. Stancu Josefina. Précisions biostratigraphiques sur le Badénien de la Dépression de Beiuș	227
17. Zberea A., Stancu Josefina, Lubenescu Victoria, Zberea Maria. Le Badénien de Novaci-Streini (Olténie du Nord-Ouest).	247



CUPRINS

MEZOZOIC

	Pag.
1. Alexandrescu Gr., Țăranu-Rogge Elena. Contribuții la cunoașterea stratelor de Horgazu din valea Covasnei (Carpați Orientali)	5
2. Bucur I., Bădăluță Aurelia, Popescu O. Date noi privind biostratigrafia depozitelor jurasicice și cretacice din partea mediană a zonei Reșița (Banat)	21
3. Ion Jană. Sur la signification géochronologique de la sous-zone à Marginotruncana tarfayensis (Lehmann)	53
4. Mantea Gh., Popa Elena, Iordan Magdalena. Biostratigraphic Data on the Eojurassic Deposits in the Someșul Cald Graben (the Bihor Mountains)	63
5. Baltres A., Mirăuță Elena, Gheorghian Doina. The Triassic Limestones from Popina Island, North Dobrogea	89
6. Patrulius D., Bordea S., Avram E. La brèche de Gugu — un exemple de contrôle tectonique de la sédimentation sur une plate-forme carbonatée barréno-bedoulienne (Pădurea Craiului — Monts Apuseni)	109
7. Szász L. La signification biochronologique de la zone à <i>Inoceramus schloenbachi</i> J. Böhm en Roumanie et quelques problèmes de la limite Turonien-Coniacien	119

NEOZOIC

8. Gheță Nicolae, Bratu Elena. Asupra prezenței Paleocenului în depresiunea getică la sud de creasta Cozia-Ghițu	131
9. Ghenea C., Andreescu I., Bandrabur T., Cepaliga A., Mihăilă N., Trubihin V. Bio- and Magnetostratigraphic Correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene Formations of the Dacic Basin and Brașov Depression (East Carpathians)	139
10. Iva Mariana, Rusu A. La limite Eocène/Oligocène en Transylvanie précisée d'après les Foraminifères planctoniques	157
11. Lubenescu Victoria. Pontianul de la nord de Caransebeș	181
12. Marinescu F., Motăș C. I., Papaianopol I. Comentariu asupra celui de al IX-lea simposion al grupului de lucru pentru Paratethys — Sofia 1978	187
13. Micu M. Miocenul presarmătian din culmea Istriță	197
14. Micu M., Bratu Elena. Contribuții privind stratigrafia și structura pînzei de Tarcău din valea Tazlăului Mare	203
15. Savu Gh. M. Grupul lacustru-vulcanogen de Baraolt	213
16. Stancu Josefina. Précisions biostratigraphiques sur le Badénien de la dépression de Beiuș	227
17. Zberea A., Stancu Josefina, Lubenescu Victoria, Zberea Maria. Badenianul de la Novaci-Streini (Oltenia NW)	241





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRATELOR DE HORGAZU DIN VALEA COVASNEI (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

GRIGORE ALEXANDRESCU², ELENA ROGGE-ȚĂRANU²

Lithostratigraphy. Heavy minerals. Terrigene-mineralogic provinces. External flysch zone — Buzău Mountains. East Carpathians.

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Horgazu Beds in the Covasna Valley (East Carpathians). This paper deals with the stratigraphic succession of the Horgazu Beds, especially the constitution of the Horgazu sandstone (lithologic component of the Horgazu Beds). The heavy minerals of the Horgazu sandstone are represented by colourless garnet, opaque minerals, tourmaline, hornblende, epidote, staurolite, zircon, rutile, zoisite, sillimanite and chlorite. The characteristic paragenesis is given by the colourless garnet + tourmaline (or opaque minerals) + zircon.

I. Introducere

Cu ocazia unor lucrări de cartare geologică în vederea stabilirii caracteristicilor hidrominerale ale apelor de la Covasna, s-a ajuns la un grad mai avansat de cunoaștere stratigrafică și tectonică a formațiunilor care iau parte la alcătuirea acestei regiuni, respectiv pînza șisturilor negre și pînza de Tarcău.

Prezenta notă se ocupă numai cu o parte a rezultatelor obținute, respectiv cu stratele de Horgazu, după cum va reieși din cele ce urmează.

¹ Predată la 5 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 27 aprilie 1979, comunicată în ședința din 3 mai 1979.

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



II. Date stratigrafice sumare

În bazinul văii Covasna, la est de pînza șisturilor negre (Audia), se dezvoltă pinza de Tarcău (medio-marginală), la constituția căreia participă atât depozite cretacice, cît și paleogene. Depozitele cretacice îmbracă faciesuri particulare, fiind individualizate în următoarele entități litostratigrafice : șisturi negre (Hauterivian superior-Albian), strate de Cîrnu-Șiclău (Vraconian-Turonian) și strate de Horgazu (Senonian-? Paleocen).

Depozitele paleogene aparțin atât seriei eocene (gresia de Tarcău, strate de Podu-Secu și gresia bazală de Fusaru), cît și seriei oligocene (menilite și șisturi disodilice, strate de Pucioasa și gresia de Fusaru, etc.).

a) *Şisturile negre* apar sub forma unor butoniere constituind în ansamblu ceea ce este cunoscut sub numele de anticlinoriul Covasna-Şiclău (Băncilă, 1955). Această structură reprezintă o stivă de cute-falii (solzi) suprapuse și este secționată aproape transversal de valea Covasnei, oferind astfel unul dintre cele mai interesante profile din regiune (pl.).

b) *Stratele de Cîrnu-Şiclău* (Băncilă, 1955). Urmează peste șisturile negre și sunt constituite din două subdiviziuni : șisturi argiloase și argilite roșii și verzi, cu intercalații de radiolarite și tufite, iar la partea superioară se individualizează subdiviziunea marnocalcarelor cenușii.

c) *Stratele de Horgazu* (Băncilă, 1955 ; Senonian-? Paleocen). Acestea reprezintă faciesul intern al Senonianului de tip strate de Hangu, dezvoltate în partea externă și mediană a pînzei de Tarcău. Stratele de Horgazu sunt dezvoltate mai ales în regiunea de curbură a Carpaților Orientali și au fost descrise și numite astfel de Băncilă, după numele pîriului Horgazu, affluent al văii Covasna.

Ulterior, stratele de Horgazu au fost recunoscute atât în sectorul Comandău (bazinul văii Bisca Mare), cît și în văile Zăbala, Ghelința și Ojdula (Marinescu, 1962 ; Sandulescu, Sandulescu, 1964).

În bazinul văii Covasna, stratele de Horgazu aflorează în 3 zone : în parteaestică a anticlinoriului Covasna-Şiclău, în zona mediană (axială) a acestei structuri, precum și în partea sa vestică (pl.).

La est de anticlinoriul Covasna-Şiclău, stratele de Horgazu aflorează pe toți afluenții de pe partea stîngă a pîriului Horgazu (pîraiele Polocu I, Polocu II, Polocu III), de unde se continuă spre nord, prin pîriul Hancău (Miesului) și trec mai departe în valea Pava și apoi în pîriul Ghepii-Zăbala. În valea Covasnei (Zînelor) stratele de Horgazu apar atât în pîriul Chietag, cît și în aflorimentele de pe șoseaua forestieră din Poiana Chetăgului. De asemenea, se întîlnesc și în amonte de confluența pîriului Lorinț cu pîriul Elmeg, unde se afundă împreună cu șisturile negre și stratele de Cîrnu-Şiclău, sub gresia masivă de Tarcău (Eocen). În zona mediană a anticlinoriului Covasna-Şiclău, stratele de Horgazu apar la vest de

confluența pîriului Lorinț cu pîriul Chetag. Aici, ele sunt strivite între șisturile negre, iar mai spre nord, se regăsesc pe pîriul Hancău (pl., fig. 1).

În partea vestică a structurii Covasna-Șiclău, stratele de Horgazu apar în valea Covasnei, amonte și aval de podul Șiclăului (cariera Șiclău). Elemente provenind din stratele de Horgazu, se întâlnesc sub formă de blocuri și fragmente (arenite cuarțoase, siltite etc.) pe pîriul Hancău (în amonte de calea ferată forestieră) și în haldele provenind din puțurile săpate de fosta Întreprindere de stat pentru explorări miniere (ISEM), în versantul drept al pîriului Hancău. Aici, stratele de Horgazu sunt intens tectonizate, în zona de întretăiere a faliei Șiclău cu falia Covasna.

Litologie

Observațiile detaliate de teren (G.r. Alexandrescu în T. Bandrabur et al., 1977³) în bazinele văilor Covasna și Pava, asupra stratelor de Horgazu (înțelegind prin această denumire toate depozitele situate între stratele de Cîrnu-Șiclău, din pat și gresia de Tarcău, din acoperiș) ne-au permis să separăm în cadrul acestora (pl., fig. 1) următoarele subdiviziuni litologice :

1) *Marne argiloase cenușiu-negocioase (25-30 m)*. Constituite dintr-o alternanță predominant de marne argiloase cenușiu-negocioase, uneori roșcate, siltite centimetrice și arenite decimetrice (10-40 cm). Acest pachet urmează în mod normal peste suborizontul cu marnocalcare al stratelor de Cîrnu-Șiclău. Însă, de cele mai multe ori, se găsesc în contact tectonic cu suborizontul cu șisturi argiloase vărgate și radiolarite ale stratelor de Cîrnu-Șiclău.

2) *Gresia de Horgazu (80-100 m)*. Urmează peste pachetul precedent și este constituită preponderent din strate metrice (1-4 m) sau submetrice (0,2-0,8 m) de arenite cuarț-feldspatice, arcoziene sau subarcoziene. Între termenii extremi există toate tranzitiiile.

Materialul clastic terigen și detritusul organic, care iau parte la constituția gresiei de Horgazu, este reprezentat prin granule de cuarț și feldspați (potasici și calco-sodici) în proporție de 50-60%, la care se adaugă foițe de muscovit și biotit și fragmente litice provenite din roci eruptive (andezite, spilite, porfire, trahite etc.), roci metamorfice (meta-cuarțite cu biotit, clorit sau muscovit, filite cloritoase și sericito-cuarțoase, gneise cu microclin etc.) și roci sedimentare (marnocalcare și micrite preexistente etc.). La acestea se adaugă un procent mai redus de bioclaste (prisme de inocerami).

Gresia de Horgazu prezintă un grad avansat de imaturitate, prezintind toate caracterele unui fluxoturbidit proximal, fiind foarte asemănătoare din acest punct de vedere, cu gresia de Siriu, din pinza șisturilor negre, cu care este în parte echivalentă.

³ Arh. IGG, București.

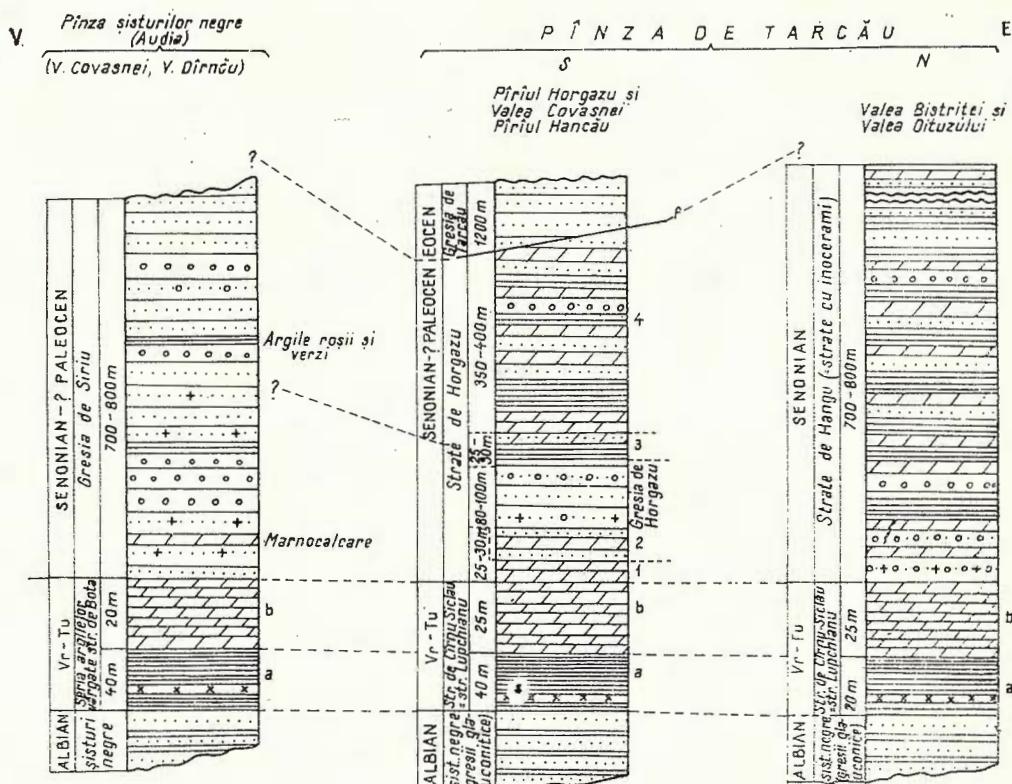


Fig. 1. — Coloane stratigrafice de corelare a depozitelor senoniene din pînza șisturilor negre și pînza de Tarcău.

a) suborizontul cu șisturi argiloase și argile vărgate, cu tufite și radiolarite ;
 b) suborizontul cu marnocalcare ; f, faille. 1, subdiviziunea inferioară ; 2, gresia de Horgazu ; 3, subdiviziunea cu marne cenușii și roșii ; 4, subdiviziunea superioară ; ++, fragmente de roci eruptive în gresia de Siriu, gresia de Horgazu și strate de Hangu ; XX, tufuri și tuffites în argile vărgate din pinza șisturilor negre și pînza de Tarcău.

Colonnes stratigraphiques de corrélation des dépôts sénoniens de la nappe des schistes noirs et la nappe de Tarcău.

a) le sous-horizon à schistes argileux et argiles bigarrées, avec tuffites et radio-larites ; b) le sous-horizon à marnocalcaires ; f, faille. 1, la subdivision inférieure ; 2, le grès de Horgazu ; 3, la subdivision à marnes grises et rouges ; 4, la subdivision supérieure ; ++, fragments de roches éruptives dans le grès de Siriu, le grès de Horgazu et les couches de Hangu ; XX, tufs et tuffites dans les argiles bigarrées de la nappe des schistes noirs et la nappe de Tarcău.

Materialul detritic de natură eruptivă care ia parte la constituția atit a gresiei de Siriu (Marinescu, 1962; Grigorescu, Anastasiu, 1976), cît și a gresiei de Horgazu (Sandulescu, Sandulescu, 1964) poate fi comparat, în lipsa altor elemente, cu un „fossil characteristic“. Pe baza acestui material eruptiv, se poate face echivalarea celor două entități litologice (gresia de Siriu și gresia de Horgazu, fig. 2).

După părerea noastră fragmentele de natură eruptivă, prezente în cele două entități litologice, pot fi considerate ca având aceeași valoare stratigrafică în corelare, ca și concrețiunile de rodocrozit cu radiolari, din seria argilelor vărgate (Vraconian superior-Turonian) din pînza șisturilor negre și pînza de Tarcău (Păiu et al., 1976).

Este cazul să facem mențiunea că gresia de Horgazu a fost separată de Săndulescu și Săndulescu (1964) ca o formațiune independentă și cartografiată sub numele de „orizontul gresiilor micacee masive cu marnocalcare“, și atașate așa numitelor „strate de Lupchianu superioare“. În același timp, autorii citați susțin că „stratele de Lupchianu superioare“ ar fi transgresive, ca urmare a mișcărilor embrionare de cutare, mișcări care s-au manifestat înaintea Turonianului (op. cit. pag. 386), considerind că „stratele de Lupchianu superioare“ cuprind cel puțin o parte din Turonian.

Noi nu putem adera la această părere, deoarece atit datele de teren, cît și cele de laborator, nu confirmă acest punct de vedere. Este mai logic în acest caz să ne raliem părerii emise de Băncilă și Marinescu (1966) care susțin că aceste gresii, respectiv gresia de Horgazu nu poate fi atribuită în nici un caz stratelor de Lupchianu sens Dumitrescu (1952).

Alți autori (Filipescu et al., 1961) au atribuit această gresie Eocenului, assimilînd-o în acest fel cu gresia de Tarcău.

În stadiul actual al cunoștințelor, gresia de Horgazu trebuie indubitatibil încadrată la Senonian, fiind un component litologic arenitic al stratelor de Horgazu.

3. Argile cenușii-verzui și marnocalcare roșii (25-30 m). Se dispun peste gresia de Horgazu, fiind constituite dintr-o alternanță ritmică, în care marnocalcarele și argilele marnoase dețin rolul principal. Acestea sunt dispuse în strate centimetrice (1-8 cm), iar între ele se intercalează șisturi argiloase cenușii, tot de ordinul centimetrilor. În afara acestor tipuri de roci se mai întîlnesc și siltite sau arenite (1-15 cm) și marnocalcare roșcate sau cărămizii (40-50 cm) vizibile pe șoseaua forestieră Poiana Chetagului etc.

Cu aceste caractere litologice acest pachet este bine reprezentat în valea Covasnei, aval de podul Șiclăului, pe pîrîul Horgazului (piraiele Polocu I, II, III) și pe șoseaua forestieră Covasna-Comandău, în Poiana Chetagului.

4. Argile cenușii, marnocalcare și gresii curbicorticale (350-400 m). Reprezintă entitatea litologică care deține volumul cel mai mare din stiva stratelor de Horgazu. Sunt constituite dintr-o alternanță ritmică, în

care se deosebesc secvențe detritice de arenite cuarțo-feldspatice, dispuse în strate centimetriche (1—4 cm) sau decimetriche, curbicorticale la partea superioară. Acestea sunt urmate de secvențe alcătuite din marne și marne argiloase de culoare cenușie sau cenușiu-albicioasă (1—50 cm). Marnocalcarele se asemănă, mergind uneori pînă la identitate, cu marnocalcarele din stratele de Hangu. Secvențelor marnoase, le urmează sisturi argiloase de culoare cenușiu-verzuie sau negricioasă, asemănătoare cu acelea din stratele de Hangu.

Raporturile stratelor de Horgazu cu formațiunile superjacente

În bazinile văilor Covasna (piraiele Chetag și Lorinț) și Pava, între stratele de Horgazu și gresia de Tarcău par să fie raporturi tectonice, raporturi care nu au fost suficient clarificate pînă la data actuală. În valea Covasnei, aval de podul Șiclăului, gresia de Tarcău repauzează tectonic peste subdiviziunea cu argile cenușii și marnocalcare roșii a stratelor de Horgazu.

În urma insistențelor depuse pe teren, nu am reușit să găsim un profil pe care să se poată observa trecerea de la stratele de Horgazu, la gresia de Tarcău. În acest sens, Săndulescu și Săndulescu (1964) menționează în valea Bisca Mare, la Comandău, la partea superioară a stratelor de Horgazu, un nivel constituit din arenite micacee de tip Tarcău, precum și intercalații de tipul stratelor cu inocerami, peste care ar urma așa-numitul „orizont bazal“ al gresiei de Tarcău.

Datorită faptului că orizontul bazal al gresiei de Tarcău nu se întilnește peste tot, lipsa acestuia este pusă de Săndulescu și Săndulescu (1964) tot pe seama mișcărilor de cutare embrionară, mișcări ce s-ar fi manifestat la finele Cretacicului superior (pag. 388), și care au provocat cutarea și exondarea anumitor zone, pe care astăzi se constată discordanțe locale (de exemplu pe anticlinalele Șiclău și Ojdula). Această ipoteză este foarte interesantă, însă mai necesită observații suplimentare. În fază actuală a cunoștințelor este greu să ne pronunțăm în această privință, avînd în vedere că pe flancul estic al structurii Covasna-Șiclău, gresia de Tarcău lasă impresia că se revîrsă peste stratele de Horgazu. Însă, în această parte, există mari suprafețe de teren acoperite de păduri de conifere și depozite cuaternare, care maschează în cea mai mare parte contactul dintre stratele de Horgazu și gresia de Tarcău. În consecință, deși opinâm pentru relații tectonice, problema raporturilor dintre stratele de Horgazu și gresia de Tarcău, rămîne să fie soluționată de cercetările viitoare.

Fosile și vîrstă. Resturile de organisme identificate pînă în prezent în stratele de Horgazu din zona Covasna, sunt reprezentate prin bucăți de cochilii de inocerami de talie mare, găsite pe pîrîul Horgazu și Valea Mare a Pavei, precum și pe pîrîul Ghepii-Zăbala (Băncilă, 1955; Marinescu, 1962). Toate aceste resturi provin probabil din subdiviziunea superioară a stratelor de Horgazu.



În secțiuni subțiri executate asupra marnocalcarelor roșii (de peste gresia de Horgazu) se menționează foraminifere calcaroase — *Globotruncana bicarenata* (Săndulescu, Săndulescu, 1964).

Microfauna stratelor de Horgazu a fost studiată de Jana Săndulescu (1972). Astfel, din primele două subdiviziuni (marnocalcare cenușii și gresia de Horgazu), autoarea citată a identificat în valea Covasnei, o asociatie de foraminifere cu *Hormosina ovulum gigantea* și *Uvigerinammina jankoi*, asociatie care ar indica prezența Senonianului inferior, în aceste două entități litologice. Din celelalte două subdiviziuni litologice, asociatiile de foraminifere ar arăta Senonianul inferior-Campanianul.

În secțiunile subțiri din marnocalcarele roșcate-cărămizii din subdiviziunea inferioară (de sub gresia de Horgazu) de pe pîrul Polocu I, am identificat forme de *Pithonella ovalis*, în asociatie cu specii de *Heterohelix*, radiolari și spiculi de spongieri (Alexandrescu et al., 1978). Prezența speciilor de *Pithonella ovalis* în această subdiviziune, ar fi un indiciu că partea inferioară a stratelor de Horgazu, ar avea vîrstă senonian inferioră, respectiv Coniacian.

În secțiunile subțiri din gresia de Horgazu, apar prisme de inocerami, iar I. Marinescu (date inedite) a observat în aceste gresii la podul Șiclaului, chiar fragmente de cochilii de inocerami.

În subdiviziunea superioară a stratelor de Horgazu (pe fețele inferioare ale unor arenite sau siltite) se întâlnesc numeroase „trace fossils”, cele mai numeroase aparținând viermilor din grupa *Helminthoida* div. sp. Asemenea ichnogenuri se găsesc în număr apreciabil și în stratele de Hangu, din zonele mai externe ale pînzei de Tarcău.

În lumina puținelor elemente paleontologice (macro și micro) cunoscute pînă în prezent din stratele de Horgazu din valea Covasna, se poate afirma că ele aparțin Senonianului, fără a putea vorbi cu siguranță de subetajele acestuia. Nu este exclusă nici prezența Paleocenului inferior, la partea lor superioară, aşa cum a afișat Jana Săndulescu (1972).

III. Studiul microscopic al mineralelor grele

Examenul microscopic a 24 probe (tab., fig. 2) din gresia de Horgazu, a pus în evidență prezența a 11 specii minerale, cu repartizare mai mult sau mai puțin specifică zonelor probate. Mineralele grele au fost descrise în ordinea participării lor procentuale.

Granatul incolor reprezintă mineralul cel mai important al fractiei grele din gresia de Horgazu și a fost găsit în toate probele analizate. Din examinarea areală a conținuturilor în granați se constată o ușoară scădere a procentajului acestora începînd de la exterior (est) spre interior (vest). Granatul incolor participă la alcătuirea fractiei grele prin conținuturi ridicate (79% în proba 8852). Analiza conținutului de granați pe clase granulometrice, evidențiază în genere un echilibru cantitativ în cazul claselor fină și foarte fină. În clasa medie, cantitatea de

Nr. crt.	Nr. probei	Proveniență	Clasa granulo-metrică
1	8653	Șoseaua Covasna – Comandău (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
2	8820	Piriul Polocu (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
3	8840	Piriul Polocu II (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
4	8850	Piriul Chetag (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
5	8850/8	Piriul Chetag (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
6	8852	Șoseaua Chetag-Comandău (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
7	8916	Piriul Pava (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
8	8959	Drumul de culme-Piriul Hancău (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
9	9172	Valea Pava (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
10	9174	Valea Pava (zona estică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
11	8806/2	Cariera Șiclău (Valea Covasnei) (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
12	8806/3	Cariera Șiclău (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
13	8806/4	Cariera Șiclău (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
14	8828	Valea Covasnei (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
15	9107 (bază)	Valea Covasnei (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
16	9107	Valea Covasnei (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
17	9107-A	Valea Covasnei (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
18	9107-B	Valea Covasnei (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
19	9107-D	Valea Covasnei (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
20	9119-E	Valea Covasnei (zona mediană)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
21	9119	Valea Covasnei (zona vestică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
22	9119/1	Valea Covasnei (zona vestică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
23	9119/2	Valea Covasnei (zona vestică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10
24	9119/4	Valea Covasnei -zona vestică)	0,10 – 0,063 0,25 – 0,10



BEL

grele din gresia de Horgazu

Minerale opace	Granat incolor	Minerale %									
		Turmalină	Hornblendă	Epidot	Staurolit	Zircon	Rutil	Zoizit + clinozoit	Sillimanit	Clorit	
30,70	51,20	5,50	1,90	1,00	0,70	2,90	3,40	1,50	—	—	
9,30	90,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
25,20	60,20	4,30	—	1,60	1,20	2,70	2,70	1,30	—	—	
80,60	10,30	2,60	—	3,90	—	—	—	2,60	—	—	
8,10	58,40	12,40	—	2,30	—	10,10	8,70	—	—	—	
20,60	70,50	4,70	1,20	1,40	—	—	—	—	1,60	—	
22,00	23,80	22,30	3,50	—	2,30	17,10	9,00	—	—	—	
100,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	77,80	7,00	1,60	2,00	1,60	4,80	4,00	1,20	—	—	
27,30	61,90	5,70	—	2,90	—	—	—	—	2,20	—	
1,60	79,00	9,50	2,30	1,60	—	1,90	3,00	—	1,10	—	
20,20	68,80	3,80	5,30	1,90	—	—	—	—	—	—	
—	78,10	9,90	3,60	1,80	1,80	2,20	1,30	—	1,30	—	
36,20	56,10	4,60	1,90	1,20	—	—	—	—	—	—	
3,20	70,50	6,20	6,40	2,00	—	5,50	6,20	—	—	—	
2,40	84,00	4,80	3,20	3,20	—	—	2,40	—	—	—	
28,00	47,60	2,30	8,40	—	0,80	8,60	4,30	—	—	—	
34,40	41,70	10,60	5,30	—	3,30	—	2,10	—	2,60	—	
20,40	55,10	6,40	3,30	—	—	6,70	8,10	—	—	—	
28,60	52,10	7,40	5,50	2,70	—	—	3,70	—	—	—	
16,20	54,50	8,60	3,00	1,10	1,10	7,90	7,60	—	—	—	
29,30	59,70	6,60	4,40	—	—	—	—	—	—	—	
24,40	60,10	4,80	3,00	—	1,80	3,60	2,30	—	—	—	
48,90	46,70	4,40	—	—	—	—	—	—	—	—	
29,90	59,10	3,90	—	2,60	1,90	2,60	—	—	—	—	
62,30	30,40	2,20	—	2,90	—	—	—	2,20	—	—	
24,10	27,80	18,50	7,40	—	—	11,10	11,10	—	—	—	
44,70	55,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
22,80	56,10	7,20	2,80	2,20	1,70	5,50	1,70	—	—	—	
81,70	12,20	—	6,10	—	—	—	—	—	—	—	
47,00	39,30	9,10	—	—	—	2,30	2,30	—	—	—	
100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
27,70	60,20	3,90	3,30	1,30	—	1,30	1,00	1,30	—	—	
34,60	51,50	3,40	3,40	2,10	—	2,50	2,50	—	—	—	
33,50	41,90	5,60	—	3,60	4,20	7,00	4,20	—	—	—	
27,00	65,00	2,40	—	3,20	—	—	—	—	—	2,40	
21,60	55,00	4,10	—	—	—	14,50	4,80	—	—	—	
17,20	64,20	9,30	5,30	—	4,00	—	—	—	—	—	
6,10	50,00	20,00	9,30	—	—	13,55	1,05	—	—	—	
53,80	28,90	5,30	8,80	—	1,60	1,60	—	—	—	—	
86,40	4,20	—	—	—	—	2,60	—	6,80	—	—	
96,20	—	—	—	3,80	—	—	—	—	—	—	
27,70	50,20	6,80	—	1,60	2,30	6,50	4,90	—	—	—	
66,70	13,90	19,40	—	—	—	—	—	—	—	—	
66,00	22,60	2,70	—	—	—	6,30	2,40	—	—	—	
89,40	10,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
5,90	65,20	5,00	2,00	—	—	21,90	—	—	—	—	
23,70	69,10	3,10	4,10	—	—	—	—	—	—	—	



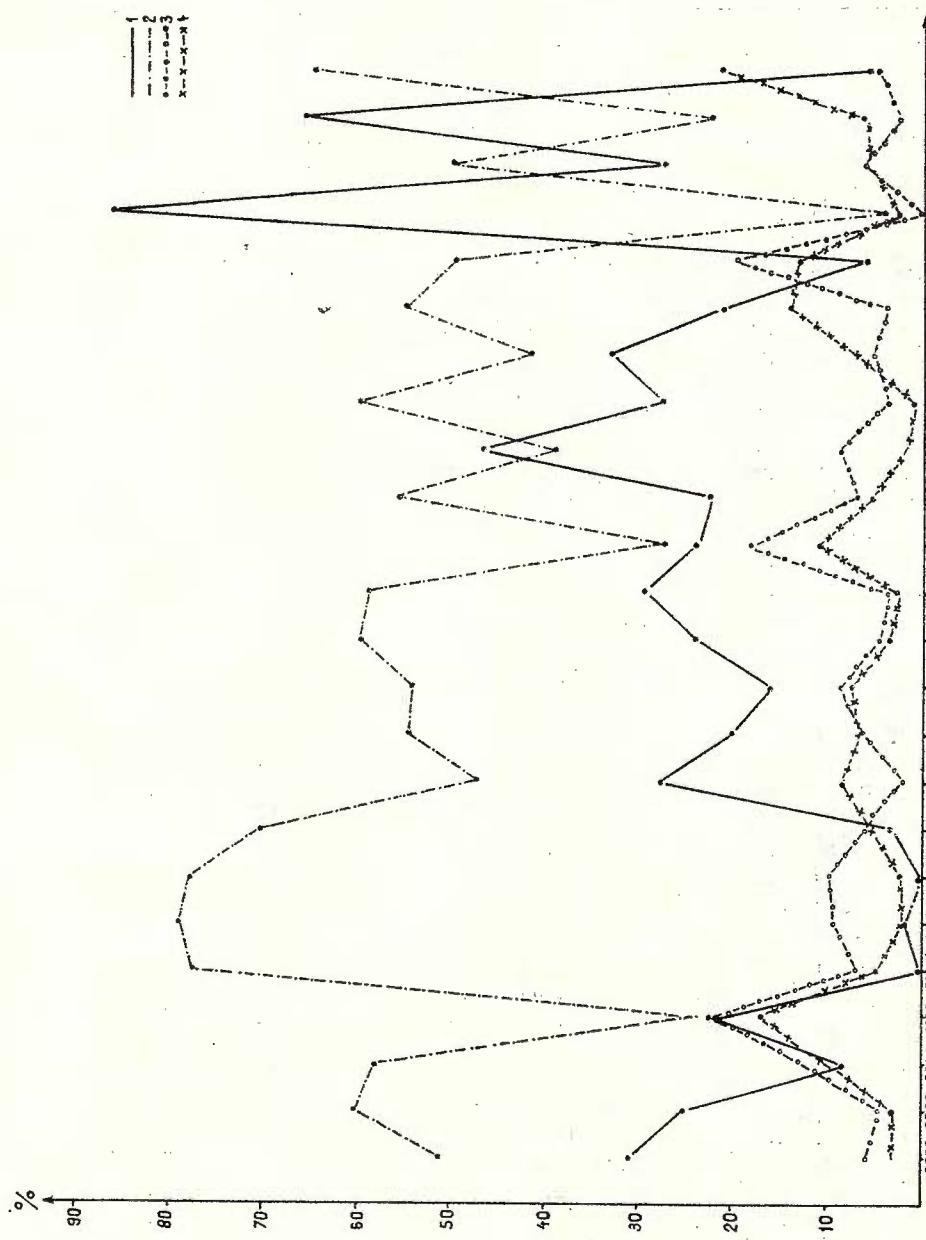


Fig. 2. — Diagramă cu variația procentuală a mineralelor opace, granatului incolor, turmalină și zirconului din gresia de Horgazu.

Diagramme avec la variation calculée en pour-cent des minéraux opaques, du grenat incolore, de la turmaline et du zircon du grès de Horgaz.

granați scade brusc, pentru a dispărea aproape cu desăvîrșire în clasa grosieră.

Granulele de granați sunt de regulă subcolțuroase, uneori subrotunjite și incolore.

Mineralele opace au fost considerate global, fiind reprezentate mai ales prin granule de oxizi ferici și amfiboli opacitizați. Cantitativ variază între 86,5% (proba 9119) și 1,5% (proba 8852). Apar sub formă de granule colțuroase sau rotunjite și prezintă creșteri procentuale continui de la clasele fine, spre cele grosiere (tab.). Aria de răspândire geografică a mineralelor opace se caracterizează prin prezența celor mai ridicate conținuturi în partea de vest a zonei gresiei de Horgazu, descrescînd treptat către partea sa de est.

Turmalina apare în granule prismatice, colțuroase, intens pleocroice, cu nuanțe variind de la galben pal, la brun închis sau negru. Cantitativ, variază între 0,5% (proba 9119) și 22% (proba 8850).

Hornblendă este prezentă sub formă de granule mai mult sau mai puțin prismatice, colțuroase, uneori torsionate, cu aspect striat și alterări angulare. Aria de răspândire geografică a hornblendei se caracterizează prin prezența celor mai ridicate conținuturi în partea estică a zonei gresiei de Horgazu, descrescînd treptat către partea sa vestică.

Epidotul apare sporadic avînd conținuturi pînă la 3,90% (proba 8820), fiind subcolțuros sau colțuros, rar prismatic, de culoare pal-verzuie pînă la verde. Cantitativ, granulele de epidot descresc de la est spre vest, adică de la zonele externe spre cele interne ale gresiei de Horgazu.

Staurolitul se prezintă în granule colțuroase, cu spărtură așchioasă sau concoidală, pleocroic, cu nuanțe pal-gălbui pînă la portocaliu. Conținuturile cele mai ridicate s-au înregistrat în parteă mediană a zonei gresiei de Horgazu (4,20% în proba 9107 B). În general staurolitul se concentrează în clasa 0,25-0,10 mm.

Zirconul apare în majoritatea probelor analizate, cu conținuturi mari de 21,90% (proba 9119/4). Se prezintă sub formă de granule mai mult sau mai puțin prismatice, incolore. Rar apar și granule rotunjite, datorate procesului de supracreștere. Concentrația maximă a zirconului este în clasa 0,10-0,063 mm.

Rutilul, asemenei zirconului, este prezent în cantități apreciabile de 11,10% (proba 8828), mai ales în parteă mediană a zonei gresiei de Horgazu. Granulele de rutil examineate sunt colțuroase sau subcolțuroase, colorate în galben-brun și sunt frecvent maclate polisintetic sau prezintă macle „în genunchi“.

Zoizitul și clinozoitul apar sporadic avînd conținuturi pînă la 6,80% (proba 9119). Acestea se prezintă în granule prismatice, colțuroase, incolore, pînă la pal-verzui. Aceste specii au fost considerate global, datorită înrudirii lor, cu mențiunea că procentajul de zoizit depășește cu regularitate pe cel al clinozoitului.

Sillimanitul a fost identificat în 5 probe provenind mai ales din partea estică a zonei cu gresie de Horgazu. Este prismatic, fibros, colțuros, incolor.

Cloritul a fost pus în evidență doar într-o singură probă (9107 B) apărînd sub formă de granule angulare, de culoare verde-gri pînă la verde-brui.

Examinarea mineralelor grele din gresia de Horgazu din valea Covasnei a permis separarea a două provincii terigeno-mineralogice : una cuprinde partea estică (externă), iar a doua se dezvoltă în partea mediană și vestică (internă) a zonei gresiei de Horgazu.

Parageneza caracteristică pentru zona estică este dată de granatul incolor + turmalină + zircon, iar pentru zona mediană și vestică (internă) este granatul incolor + minerale opace + zircon. Ambele provincii se caracterizează însă prin prezența grupului zircon + rutil + turmalină.

În zona externă se constată o corelație directă între conținutul granatului și al turmalinei și o corelare inversă a granatului incolor cu mineralele opace. Pentru zona mediană și vestică s-a constatat o corelație directă între granatul incolor și mineralele opace.

Transportul mineralelor grele s-a efectuat pe o distanță relativ redusă, iar mineralele sunt în zăcămînt primar, fapt dedus din caracterele structurale ale granulelor.

IV. Concluzii

În urma observațiilor detaliate asupra stratelor de Horgazu din valea Covasnei, s-au separat 4 subdiviziuni litologice : marni cenușiu-negricioase (25-30 m); gresia de Horgazu (80-100 m); argile cenușiu-verzui și marnocalcare roșii (25-30 m) și argile cenușii, marnocalcare și gresii curbicorticale (350-400 m).

Stratele de Horgazu învăluie anticlinoriul de șisturi negre Covasna-Șiiclău și aflorează în trei zone.

Gresia de Horgazu este un component litologic arenitic al stratelor de Horgazu și are un grad avansat de imaturitate, prezentînd caracterele unui depozit fluxo-turbiditic proximal.

Materialul clastic și detritusul organic care participă la constituția gresiei de Horgazu sunt reprezentate prin granule de cuarț și feldspați (potasici și calcosodici), imprimînd caracterul arcozian sau subarcozian al acesteia. Acestora li se adaugă granule și fragmente de natură eruptivă (andezite, spilite, porfire, trahite), metamorfică (filite, metacuarțite, gneise) și roci sedimentare (micrite etc.).

Materialul de natură eruptivă conținut de gresia de Siriu (din pînza șisturilor negre), și gresia de Horgazu (pînza de Tarcău) poate fi comparat cu un „fossil characteristic”, pe baza căruia se poate face corelarea celor două entități litologice.

Analiza mineralelor grele din gresia de Horgazu, a permis separarea a două provincii terigeno-mineralogice, fiecare dintre ele caracterizîndu-se prin parageneze caracteristice.



După depunerea stratelor de Cîrnu-Şiclău și a argilelor vărgate (pînza de Audia) condițiile de aport și sedimentare s-au schimbat, în cele două domenii de sedimentare (pînza de Audia și pînza de Tarcău). În ambele unități, după o perioadă scurtă de întrerupere (intracretacic superior) ne găsim în prezență unui aport masiv de material terigen, care ulterior a dat naștere gresiei de Siriu (pînza șisturilor negre — Audia) și gresiei de Horgazu (pînza de Tarcău).

Grosimea celor două entități litologice scade de la vest către est, fapt ce permite să conchidem că materialul clastic era adus dintr-o arie situată mai la interior (vestică).

Materialul detritic al acestor două stive (gresia de Siriu și gresia de Horgazu) a fost rezultatul unei denudări rapide și progresive, provenind dintr-o arie constituită predominant din roci metamorfice cu un grad mai avansat de metamorfism și parțial din roci sedimentare și eruptive.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr., Mirăuță Elena, Szász L. (1978) Date noi asupra răspândirii microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în Carpații Orientali și Dobrogea. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/4, București.
- Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediene a flișului. *Bul. Acad. R.P.R.*, VII, București.
- Marinescu I. (1966) Contribuții noi la cunoașterea geologiei regiunii Covasna. *An. Inst. Geol.*, XXXV, București.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.
- Filipescu M. et al. (1961) Privire generală asupra Flișului cretacic de la curbura Carpaților. *Asoc. Geol. Carp.-Balk., Ghidul excursiilor — Carpații Orientali*, București.
- Grigorescu D., Anastasiu N. (1976) Constituenți clastici grosieri ai depozitelor cretacice din unitatea șisturilor negre: semnificație sedimentologică. *Stud. cerc. geol.*, 21, București.
- Marinescu I. (1962) Structura geologică a flișului dintre valea Bîsca Mare și izvoarele Putnei. *D.S. Com. Geol.* XLVI, București.
- Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Voicu Gh., Iosof V., Colios Elena, Popescu Florica (1976) Considérations chimico-minéralogiques sur certaines roches à rhodochrosite du flysch des Carpates Orientales. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/1, București.
- Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq J. (1970) Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et déterminations. 550 p., 8 pl., 123 fig., 25 tabl., Paris.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1964) Cercetări geologice în regiunea Ojdula-Ghelința. *D. S. Inst. Geol.* XLIX/1, București.
- Săndulescu Jana (1972) Studiul micropaleontologic și stratigrafic al flișului cretacic superior-paleocen din regiunea Brețcu-Comandău. *Mem. Inst. Geol.*, XVII, București.



**CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES COUCHES
DE HORGAZU DE LA VALLÉE DE LA COVASNA
(CARPATES ORIENTALES)**

(Résumé)

Le caractère de nappe de charriage des schistes noirs (nappe des schistes noirs) dans la zone de Covasna est prouvé par la demi-fenêtre de Chiruș (pl.).

A la constitution de la nappe de Tarcău participent des dépôts d'âge crétacé et paléogène. Dans les dépôts crétacés on a distingué les suivantes entités lithostratigraphiques : schistes noirs (Hauterivien supérieur-Albien), couches de Cîrnun-Șiclău (Vraconien-Turonien) et couches de Horgazu (Sénonien-? Paléocène).

Les couches de Horgazu du bassin de la vallée de la Covasna représentent le faciès interne du Sénonien du type des couches de Hangu, de la partie médiane et externe de la nappe de Tarcău de la région de courbure des Carpates Orientales. Celles-ci revêtent le Crétacé inférieur du faciès des schistes noirs de l'anticlinorium Covasna-Șiclău et affleurent dans trois zones.

Dans les couches de Horgazu on a séparé quatre entités lithologiques : marnes grises noirâtres (25—30 m) ; le grès de Horgazu (80—100 m) ; argiles grises verdâtres et marnocalcaires rouges (25—30 m) et argiles grises, marnocalcaires et grès curbicorticaux (350—400 m).

Les débris d'organismes identifiés jusqu'à présent dans les couches de Horgazu sont représentés de fragments de coquilles d'Inocérames de grande taille, foraminifères calcaires (*Globotruncanes bicarinées*) et agglutinantes et en sections minces, à la base des couches de Horgazu, on a mis en évidence des espèces de *Pithonella ovalis* et *Heterohelix* div. sp., ainsi que de nombreuses traces d'activité organique (trace fossils).

Le grès de Horgazu a un degré avancé d'immaturité, présentant les caractères d'un dépôt fluxo-turbiditique proximal.

Le matériel clastique et le détritus organique qui participent à la constitution du grès de Horgazu sont représentés par des grains de quartz et feldspaths (potassiques et calco-sodiques), en imprimant aussi le caractère arkosien ou subarkosien de celui-ci. Viennent s'ajouter des grains de matériel de nature éruptive (andésites, spilites, porphyres etc.), métamorphique (métaquartzites, gneises, phyllites) et roches sédimentaires (micrites etc.).

Ce matériel de nature éruptive présent dans le grès de Siriu (nappe des schistes noirs) et le grès de Horgazu, peut être comparé avec un „fossile caractéristique“, à partir duquel on peut faire la corrélation des deux entités lithologiques.

L'analyse des minéraux lourds du grès de Horgazu de la vallée de la Covasna a permis la séparation de deux provinces terrigéno-minéralogiques. La paragenèse caractéristique pour la partie externe est donnée par le grenat incolore + tourmaline + zircon, et pour la partie médiane et interne la paragenèse est donnée par le grenat incolore + minéraux opaques + zircon. Les deux provinces sont caractérisées, toutefois, par la présence du groupe zircon + rutile + tourmaline.



Le transport des minéraux lourds s'est déroulé sur des distances assez réduites, et les minéraux semblent être en gisement primaire, fait déduit de leurs caractères structuraux.

Le matériel détritique du grès de Siriu et du grès de Horgazu est le résultat d'une dénudation rapide et progressive, provenant d'une aire constituée à dominance de roches métamorphiques et partiellement de roches sédimentaires et éruptives.

En considérant l'épaisseur des deux entités lithologiques (grès de Siriu et grès de Horgazu), qui diminue progressivement vers l'est, il est logique d'admettre que le matériel clastique était apporté d'une aire située plus à l'intérieur du domaine de déposition du grès de Siriu et du grès de Horgazu.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la zone de Covasna-Voinești.

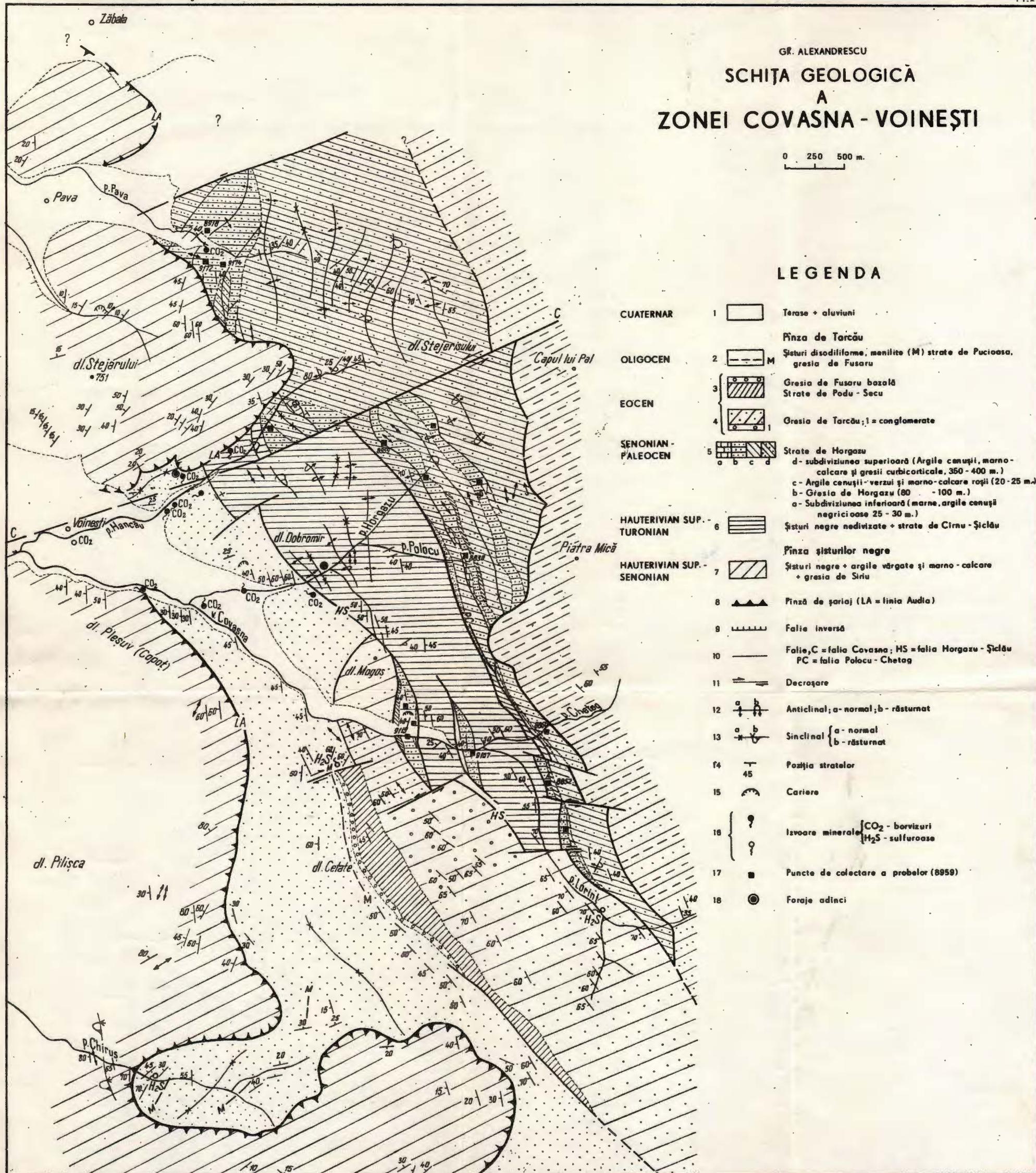
1, Quaternaire, terrasses + alluvions ; Nappe de Tarcău. 2, Oligocène, schistes disodiliformes, ménilites (M), couches de Pucioasa et grès de Fusaru ; 3, Eocène, couches de Podu-Secu et le grès de Fusaru basal ; 4, grès de Tarcău ; 5, Sénonien-Paléocène, couches de Horgazu ; 5a, subdivision inférieure (marnes, argiles grises et noirâtres, 25-30 m) ; 5b, grès de Horgazu (80-100 m) ; 5c, argiles gris-verdâtre et marnocalcaires rouges (20-25 m) ; 5d, subdivision supérieure (argiles grises, marnocalcaires et grès curbicorticaux, 350-400 m) ; 6, Hauterivien supérieur-Sénonien, schistes noirs non divisés + couches de Cîrnu-Șiclău.

Nappe des schistes noirs (Audia). 7, Hauterivien supérieur-Sénonien ; schistes noirs non divisés + argiles bigarrées et marnocalcaires + le grès de Siriu ; 8, nappe de charriage (LA = ligne Audia) ; 9, faille inverse ; 10, faille verticale ou subverticale (HS = faille Horgazu-Șiclău ; PC = faille Polocu-Chetag) ; 11, faille transversale (C = faille Covasna) ; 12, anticlinal : a = normal, b = renversé ; 13, synclinal : a = normal ; b = renversé ; 14, position des couches ; 15, carrières ; 16, sources de CO₂ — eaux minérales alcalines ; 17, sources sulfureuses ; 18, points de collection des échantillons ; 19, forages profonds.





Institutul Geologic al României



4. STRATIGRAFIE



DATE NOI PRIVIND BIOSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR
JURASICE ȘI CRETACICE DIN PARTEA MEDIANĂ A ZONEI
REȘIȚA (BANAT)¹

DE

IOAN BUCUR², AURELIA BĂDĂLUȚĂ³, OCTAVIAN POPESCU²

Jurassic. Cretaceous. Biostratigraphy. Lithostratigraphy. Micropalaeontologic analyses. Microfaunal assemblages. Algae. Sedimentary Getic domain. Reșița region. Banat.

Abstract

New Data on the Biostratigraphy of the Jurassic and Cretaceous Deposits in the Median Compartment of the Reșița Zone (Banat). The field researches and the correlations of the results of the macro- and micropalaeontological analysis pointed out new data on the biostratigraphy and the structure of the Mesozoic formations in Beu Sec region. An important element is constituted by the assemblage of foraminifera and alga from the limestones with siliceous accidents overlying the Crivina marls which puts under the badge of question the boundary between the Valanginian and the Hauterivian in this zone.

INTRODUCERE

Depozitele paleozoice și mezozoice cuprinse între valea Bîrzavei, la nord și Dunăre, la sud și cunoscute în literatura de specialitate sub denumirea de zona Reșița-Moldova Nouă (sau simplu, zona Reșița) se situează în partea internă a domeniului getic⁴ (vestul Carpaților Meridionali; Po p., 1974, 1976) (fig. 1).

¹ Predată la 18 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 20 mai 1979, comunicată în ședință din 22 mai 1979.

² Universitatea „Babeș-Bolyai“, catedra de Geologie. Str. M. Kogălniceanu nr. 1, Cluj-Napoca.

³ Universitatea „București“, facultatea de Geologie-Geografie. Bd. N. Bălcescu nr. 1, București.





Fig. 1. — Schiță cu amplasarea perimetrului Beu Sec în cadrul zonei Reșița, Banat.

Esquisse avec l'emplacement du périmètre Beu Sec dans le cadre de la zone de Reșița, Banat.

Fig. 2. — Schiță de hartă geologică.

1, calcare, marnocalcare și marne : Aptian superior ; 2, calcare recifale : Barremian-Aptian inferior ; 3, calcare cu accidente silicioase : Hauterivian ; 4, marne : Valanginian ; 5, calcare micritice : Tithonic superior-Berriasian ; 6, calcare noduloase : Kimmeridgian superior-Tithonic inferior ; 7, calcare cu benzi silicioase interstratificate : Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior ; 8, marnocalcare grezoase : Callovian superior-Oxfordian inferior ; 9, calcare grezoase silicioase : Callovian mediu ; 10, marne și marnocalcare : Aalenian-Callovian inferior ; 11, argile și stisoase bituminoase : Pliensbachian-Toarcian ; 12, conglomerate și gresii : Hettangian-Sinemurian ; 13, falie de încălcare ; 14, falie ; 15, ax de sinclinal ; 16, ax de anticlinal ; 17, poziția stratelor ; 18, linie de profil ; 19, amplasarea forajelor ; 20, punct fosilifer.

Esquisse de carte géologique.

1, calcaires, marnocalcaires et marnes : Aptien supérieur ; 2, calcaires récifaux : Barrémien-Aptien inférieur ; 3, calcaires avec accidents siliceux : Hauterivien ; 4, marnes : Valanginien ; 5, calcaires micritiques : Tithonique supérieur-Berriasien ; 6, calcaires noduleux : Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur ; 7, calcaires à bandes siliceuses interstratifiées : Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur ; 8, marnocalcaires gréseux : Callovien supérieur-Oxfordien inférieur ; 9, calcaires gréseux siliceux : Callovien moyen ; 10, marnes et marnocalcaires : Aalénien-Callovien inférieur ; 11, argiles schisteuses bitumineuses : Pliensbachien-Toarcien ; 12, conglomérats et grès : Hettangien-Sinemurien ; 13, faille de chevauchement ; 14, faille ; 15, axe de synclinal ; 16, axe d'anticlinal ; 17, position des couches ; 18, ligne de coupe ; 19, emplacement des forages ; 20, point fossilifère.

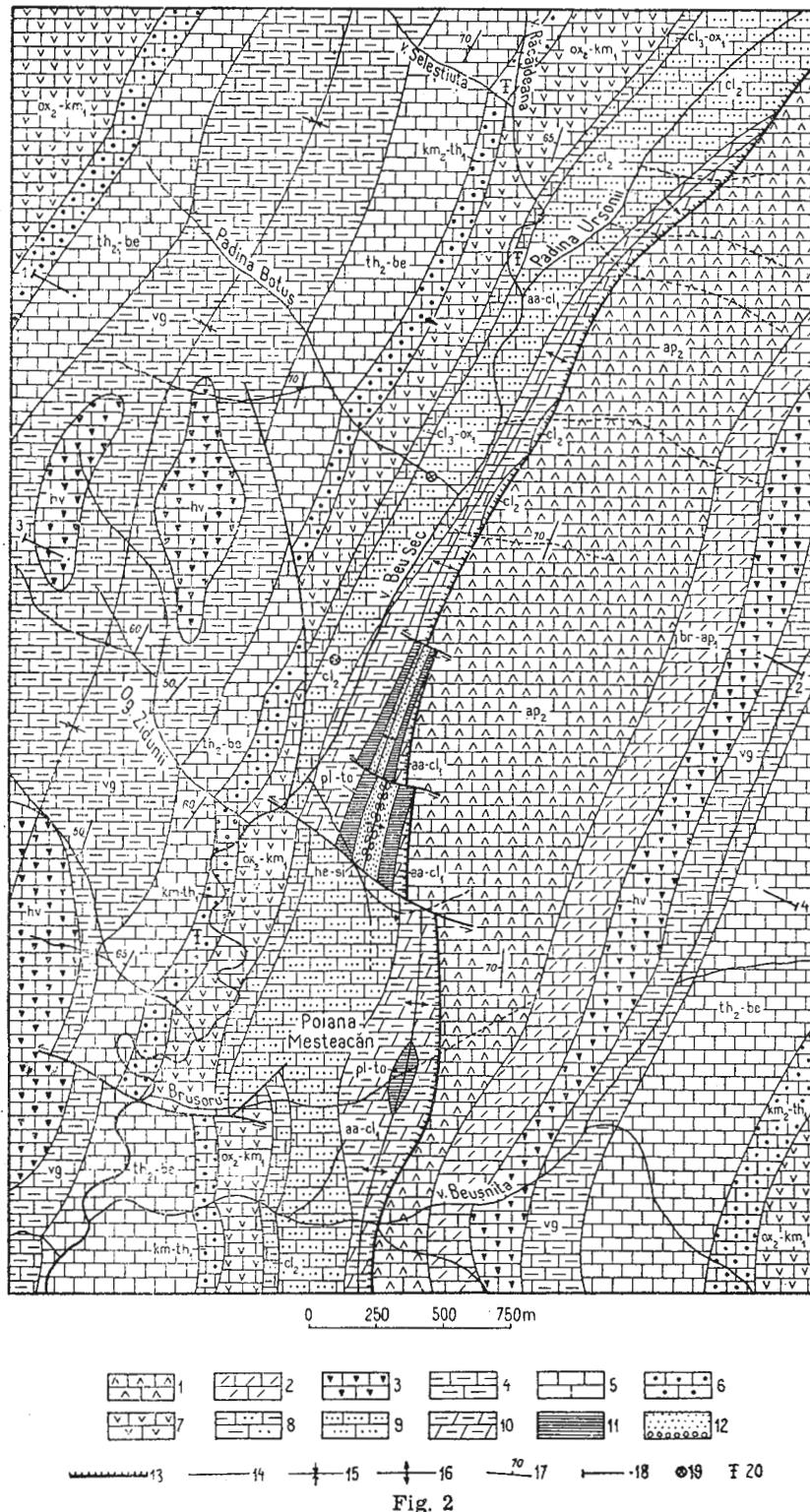


Fig. 2

Cercetările noastre au avut ca obiect depozitele mezozoice din regiunea Beu Sec-Beușnița (partea centrală a compartimentului median al zonei Reșița; Mutihac, 1959). Ele au dus la obținerea unor date noi privind structura, biostratigrafia și limitele unor formațiuni mezozoice din acest areal, date ce vor fi prezentate în continuare.

Amănunte asupra cercetărilor efectuate în zona Reșița pînă la începutul deceniuului al șaptelea, precum și o imagine de ansamblu asupra succesiunii stratigrafice și a principalelor elemente structurale și accidente tectonice, sînt date de Năstăseanu (1964) și Răileanu et al. (1964). Dintre lucrările care se referă în mod direct la compartimentul cuprins între valea Minișului și valea Nerei, precum și lucrări mai recente care se referă la limita dintre diferențele formațiuni, amintim: Bădăluță (1975, 1976); Bădăluță-Năstăseanu și Năstăseanu (1964); Dragastan, Bucur, Demeter (1978); Mutihac (1959, 1964); Năstăseanu (1963); Năstăseanu și Dincă (1962); Năstăseanu, Boldur, Stănoiu, Stillă (1964); Patrulius, Neagu, Avram, Pop (1976); Pop (1974, 1976).

SUCCESIUNEA BIOSTRATIGRAFICĂ ȘI LITOLOGICĂ A DEPOZITELOR DIN REGIUNEUA BEU SEC-BEUŞNIȚA

I. ANALIZA MACROPALEONTOLOGICĂ ȘI LITOLOGICĂ

Formațiunile mezozoice care alcătuiesc regiunea cercetată se aşază transgresiv și discordant peste gresiile și argilele roșietice permiene (Autunian, Năstăseanu et al., 1973) și cuprind termeni începînd cu Jurasicul inferior pînă la Aptianul superior (fig. 2, 3, 4). Succesiunea depozitelor jurasice, pînă la Callovianul mediu, poate fi urmărită în figura 5.

1. Hettangian-Toarcianul

Conglomeratele și gresiile hettangian-sinemuriene, ca și argilele șistoase bituminoase ale Pliensbachian-Toarcianului, apar la zi în perimetru cercetat, de-a lungul faliei Beu Sec, în axul unui anticlinal deversat și faliat (anticlinalul Beu Sec, fig. 3, 4). Ele au fost delimitate cartografie la sud de cantonul Beu Sec prin intermediul unor lucrări miniere de suprafață și a două galerii de coastă executate de IPEG „Banatul“. Atât în foraje cât și în lucrările miniere, formațiunile hettangian-sinemuriene conțin, la anumite nivele, resturi de plante, precum și rare cochilii de gasteropode paralice (*Straparolus* sp., pl. XII, fig. 1).

2. Aalenian-Callovianul inferior

Trecerea de la argilele șistoase ale Pliensbachian-Toarcianului la marnele grezoase aaleniene se face prin intermediul unui nivel gros de 10—15 m de marne cenușii, uneori lumașelice conținînd în special lame-



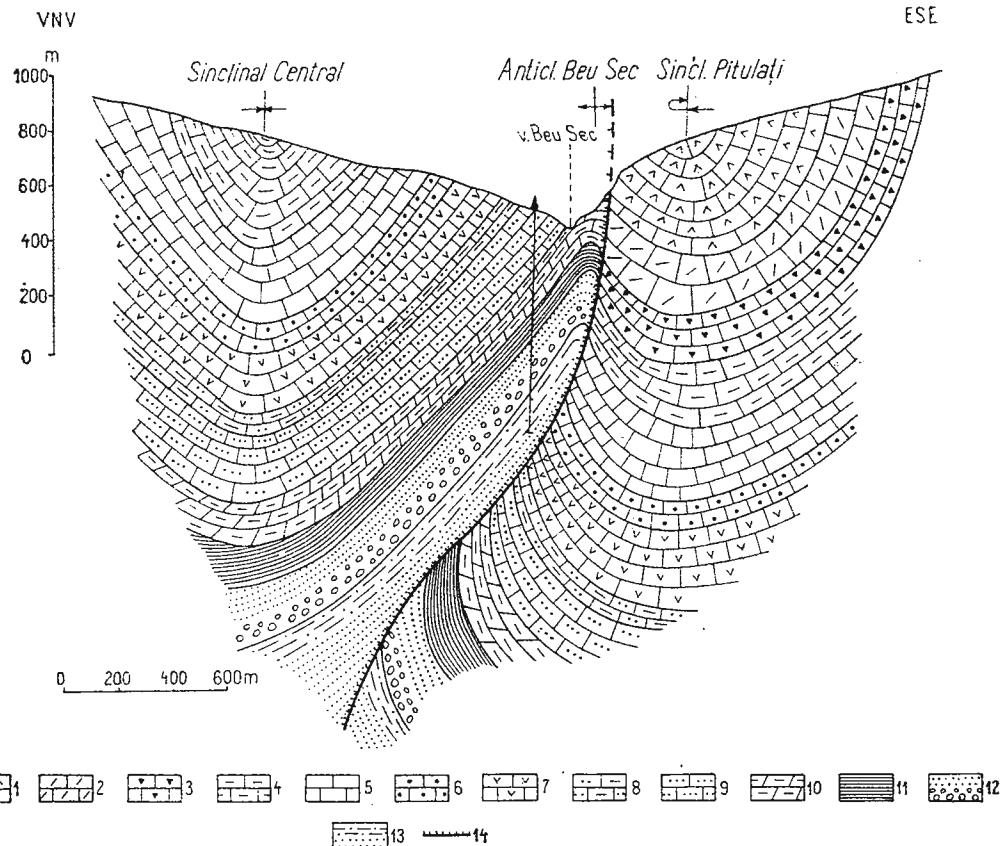


Fig. 3. — Secțiune geologică prin formațiunile străbătute de forajul Beu Sec (1).
 1, calcare, marnocalcare și marne : Aptian superior ; 2, calcare recifale : Barremian-Aptian inferior ; 3, calcare cu accidente silicioase : Hauterivian ; 4, marne : Valanginian ; 5, calcare micritice : Tithonic superior-Berriasian ; 6, calcare noduloase : Kimmeridgian superior-Tithonic inferior ; 7, calcare cu benzi silicioase interstratificate : Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior ; 8, marnocalcare grezoase : Callovian superior-Oxfordian inferior ; 9, calcare grezoase silicioase : Callovian mediu ; 10, marne și marnocalcare : Aalenian-Callovian inferior ; 11, argile șiștoase bituminoase : Pliensbachian-Toarcian ; 12, conglomerate și gresii : Hettangian-Sinemurian ; 13, gresii și argile grezoase : Permian ; 14, falie de încălecare.
 Section géologique à travers les formations traversées par le forage de Beu Sec (1).
 1, calcaires, marnocalcaires et marnes : Aptien supérieur ; 2, calcaires récifaux : Barrémien-Aptien inférieur ; 3, calcaires avec accidents siliceux : Hauterivien ; 4, marnes : Valanginien ; 5, calcaires micritiques : Tithonique supérieur-Berriasiens ; 6, calcaires noduleux : Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur ; 7, calcaires à bandes siliceuses interstratifiées : Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur ; 8, marnocalcaires gréseux : Callovien supérieur-Oxfordien inférieur ; 9, calcaires gréseux siliceux : Callovien moyen ; 10, marnes et marnocalcaires : Aalénien-Callovien inférieur ; 11, argiles schisteuses bitumineuses : Pliensbachien-Toarcien ; 12, conglomérats et grès : Hettangien-Sinemurien ; 13, grès et argiles gréseuses : Permien ; 14, faille de chevauchement.

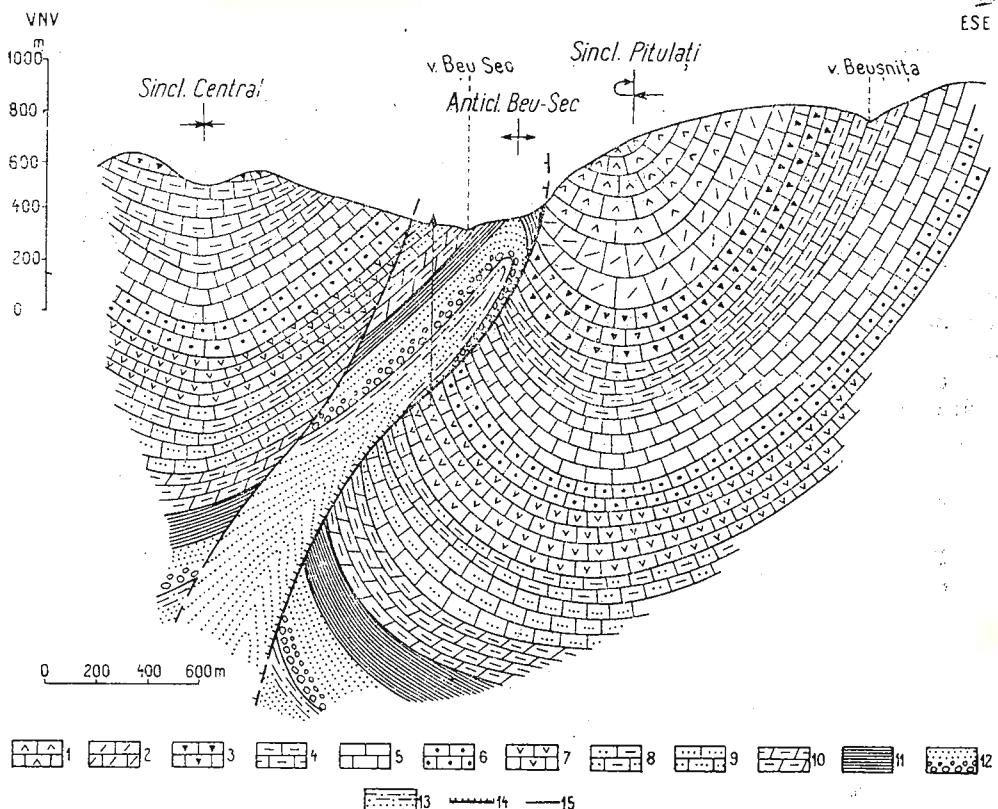


Fig. 4. — Secțiune geologică prin formațiunile străbătute de forajul Beu Sec (2).
 1, calcare, marnocalcare și marne : Aptian superior ; 2, calcare recifale : Barremian-Aptian inferior ; 3, calcare cu accidente silicioase : Hauterivian ; 4, marne : Valanginian ; 5, calcare micritice : Tithonic supérieur-Berriasiac ; 6, calcare noduloase : Kimmeridgian superior-Tithonic inferior ; 7, calcare cu benzi silicioase interstratificate : Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior ; 8, marnocalcare grezoase : Callovian superior-Oxfordian inferior ; 9, calcare grezoase silicioase : Callovian mediu ; 10, marne și marnocalcare : Aalenian-Callovian inferior ; 11, argile șistoase bituminoase : Pliensbachian-Toarcian ; 12, conglomerate și gresii : Hettangian-Sinemurian ; 13, gresii și argile grezoase : Permian ; 14, falie de încâlcare ; 15, falie.

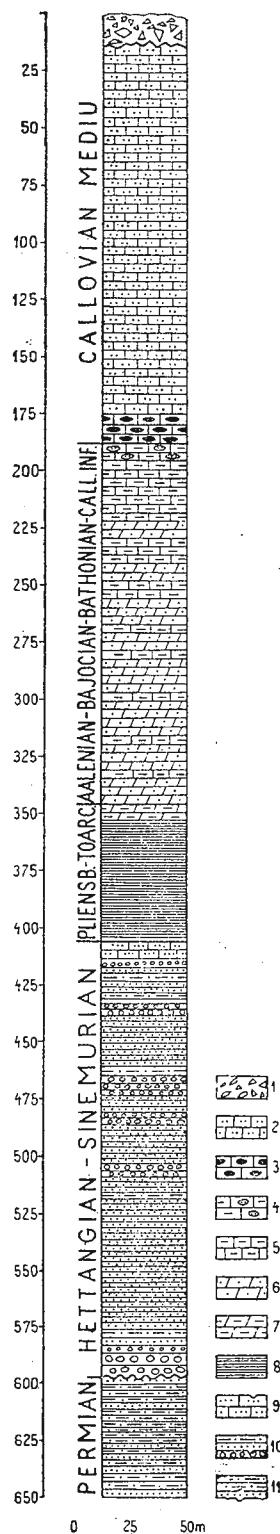
Section géologique à travers les formations traversées par le forage de Beu Sec (2).
 1, calcaires, marnocalcaires et marnes : Aptien supérieur ; 2, calcaires récifaux : Barrémien-Aptien inférieur ; 3, calcaires avec accidents siliceux : Hauterivien ; 4, marnes : Valanginien ; 5, calcaires micritiques : Tithonique supérieur-Berriasiac ; 6, calcaires noduleux : Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur ; 7, calcaires à bandes siliceuses interstratifiées : Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur ; 8, marnocalcaires gréseux : Callovien supérieur-Oxfordien inférieur ; 9, calcaires gréseux siliceux : Callovien moyen ; 10, marnes et marnocalcaires : Aalénien-Callovien inférieur ; 11, argiles schisteuses bitumineuses : Pliensbachien-Toarcien ; 12, conglomérats et grès : Hettangien-Sinemurien ; 13, grès et argiles gréseuses : Permien ; 14, faille de chevauchement ; 15, faille.

Fig. 5. — Coloană litologică cu formațiunile străbătute de forajul Beu Sec (1).

1, grohotiș de paniță ; 2, calcare grezoase silicioase ; 3, calcare grezoase cu elipsoizi silicioși ; 4, marnocalcare cu concrețiuni de calcare grezoase ; 5, marnocalcare ; 6, marne fin grezoase ; 7, argile marnoase ; 8, argile șistoase bituminoase ; 9, gresii ; 10, conglomerate, gresii și argile grezoase ; 11, gresii și argile grezoase roșiatice.

Colonne lithologique avec les formations traversées par le forage
Beu Sec (1).

1, éboulis de pente ; 2, calcaires gréseux siliceux ; 3, calcaires gréseaux à ellipsoïdes siliceux ; 4, marnocalcaires à concrétions de calcaires gréseux ; 5, marnocalcaires ; 6, marnes finement gréseuses ; 7, argiles marneuses ; 8, argiles schisteuses bitumineuses ; 9, grès ; 10, conglomérats, grès et argiles gréseuses ; 11, grès et argile gréseuses rougeâtres.



libranchiate mici, printre care *Corbula* sp. (pl. XII, fig. 2). Intervalul Aalenian-Bajocian-Bathonian-Callovian inferior se caracterizează prin prezența marnelor grezoase și a marnocalcarelor cenușii, corespunzătoare faciesului central al Doggerului (Năstăseanu, 1963) (fig. 5). În zona Anina, Bădăluță (1976) face o separare a celor patru etaje ale Doggerului după cum urmează : a) Aalenian cu : *Lucina despecta* Phil., *Ludwigia concava* Sow., *L. cornu* Buckm., etc. b) Bajocian-Bathonian inferior cu : *Leda lacryma* Sow., *Gervileia lanceolata* Muns., *Ostrea acuminata* Sow., etc. c) Bathonian superior cu : *Clydoniceras discus* Sow., *Delecticeras delectum* Ark., *Bositra buchi* (Roemer), etc. d) Callovian inferior cu : *Macrocephalites macrocephalus* Sch., *Oppelia calloviensis* Par. et Bon., *Oxytoma grandis* Băd., etc.

În regiunea Beu Sec, în partea mijlocie a acestei serii am identificat *Bositra buchi* (Roemer), *Griphaea* sp. și *Ostrea* sp. Partea superioară a succesiunii, pe o grosime de 20—30 m, este alcătuită din marnocalcare cenușii, uneori cu tentă gălbuiie, ce conțin numeroase concrețiuni de calcare grezoase, nivel corespunzător Callovianului inferior cu *Macrocephalites macrocephalus*.

3. Callovianul mediu (Calcarele de Gumpina)

Calcarele grezoase-silicioase ale Callovianului mediu au în bază un nivel de elipsoizi de silice (cca 15—20 m grosime) distinct și în perimetru Beu Sec. Muthac (1959) semnalează în calcarele grezoase cu concrețiuni silicioase din regiunea Anina, *Reineckeia* cf. *anceps* (Reinecke). Tot de la Anina (Bădăluță, 1976) și din regiunea văii Topla (Răileanu și Năstăseanu, 1964) se cunoaște, din calcarele grezoase de deasupra nivelului cu elipsoizi de silice, o associație de : *Isocrinus nicoletti* Desor., *Oxytoma munsteri* (Goldf.), *Entolium cingulatum* (Goldf.), *Reineckeia* cf. *anceps* (Reinecke), *Choffatia waageni* Teiss., *Hecticoceras metomphalum* Bon., *Grossouvria curvistica* (Opp.) etc., caracteristică Callovianului mediu.

Mentionăm că în dreptul cantonului Beu Sec (fig. 2), acolo, unde pe harta la scara 1:50 000, foaia 139 b (Lăpușnicul Mare) sunt figurate formațiuni liasice sub forma a două „bucle” în imediata vecinătate a faliei Beu Sec, lucrările miniere executate au întîlnit calcar grezoase cu accidente silicioase, facies litologic caracteristic Callovianului mediu.

4. Callovianul superior-Oxfordianul inferior și mediu (Marnele de Tămașa)

Calcarelor cu accidente silicioase ale Callovianului mediu le urmează o succesiune de 80—100 m grosime de marnocalcare grezoase în bancuri subțiri, decimetrice, ce se desfac adesea în placete cu grosimi centimetrice, a căror vîrstă a fost atribuită Callovianului superior-Oxfordianului inferior și mediu. O dovedă certă a existenței Callovianului superior în partea bazală a marnelor de Tămașa este adusă de Bădăluță



(1976) prin descoperirea în regiunea Anina a unei faune cu : *Kosmoceras spinosum* (S o w.), *K. duncani* (S o w.), *Phylloceras plicatum* N e u m.

În cîteva puncte fosilifere de pe valea Beu Sec, la cca 500 m aval de confluența văii Seleștiuța cu valea Răcăjdeana, am identificat în marnocalcarele grezoase : *Kosmoceras duncani* (S o w.) (pl. XII, fig. 4) și *Kosmoceras* sp. gr. *K. ornatum* (S o w.) (pl. XII, fig. 3), specii caracteristice pentru Callovianul superior, precum și *Hybolites* sp., *Phylloceras plicatum* N e u m., *Ptichophylloceras euphyllum* N e u m (pl. XII, fig. 6), *Sowerbyceras medium* J o l y (pl. XIII, fig. 8), *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *boweni* A r k. (microconca) (pl. XIII, fig. 1), *P. (Arisphinctes) helenae* de R i a z (microconca), *P. (Orthosphinctes) crotalinus* S i e m (pl. XII, fig. 5), *P. (Dichotomosphinctes)* cf. *airoldii* G e m m. (macroconca) (pl. XIII, fig. 4), *Campylites* (*Neopriionoceras*) *henrici* (d' O r b.), *Lithacoceras* (*Discosphinctes*) *richei* (de R i a z) (microconca), *L. (D.) idelettae* de R i a z (microconca) (pl. XIII, fig. 5), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) sp. gr. *T. costatum* O p p. (pl. XIII, fig. 2—3), *Orthaspidoceras* sp. (pl. XIII, fig. 6—7), specii caracteristice Oxfordianului inferior și mediu (B ourseau, 1977 ; M a l i n o w s k a, 1963 ; Brochwickz - L e w i n s k i, 1970, 1972 ; J o l y, 1970).

5. Oxfordianul superior-Kimmeridgianul inferior (Calcarele de Valea Aninei)

Calcarele de Valea Aninei, care se caracterizează prin prezența interstratificațiilor sub formă de benzi cu grosimi de 3—10 cm de jaspuri verzi sau rosiatice, sănt lipsite de macrofaună. Vîrsta lor a fost atribuită Oxfordianului superior-Kimmeridgianului inferior, ele fiind cuprinse între marnocalcarele grezoase cu faună oxfordian inferior-medie și calcarale noduloase ale Kimmeridgianului superior-Tithonicului inferior cu o bogată faună de amoniți.

6. Kimmeridgianul superior-Tithonicul inferior (Calcarele de Brădet)

În regiunea Beu Sec, calcarale de Brădat conțin o faună caracterizată prin prezența speciilor : *Haploceras* sp. gr. *H. leiosoma* O p p., *Sublithacoceras pseudojubatum* E n a y, *Subplanites* sp. gr. *S. contiguus* (C a t.) T o u c a s, *Phanerostephanus* sp. gr. *Ph. allobrogicus* E n a y, *Lemencia* sp. gr. *L. parvula* E n a y, *Perisphinctes* cf. *pseudocolubrinus* K i l., ? *Berriasella* sp. gr. *B. nitida* S c h n., *B. praecox* (S c h n.), precum și aptychi din grupele : *Hoplisuslaevaptychus* (pl. XIV, fig. 2), *Meginiilaevaptychus* (pl. XIV, fig. 1), *Brevislalaevaptychus* (pl. XIV, fig. 3), *Lamellaptychus* gr. A (pl. XIV, fig. 5—6), *L. gr. B* (pl. XIV, fig. 4), etc. Asociația este tipică pentru Tithonicul inferior submediteranean.

7. Tithonicul superior-Berriasianul inferior (Calcarele de Marila)

Calcarele de Marila sunt lipsite de macrofaună în partea lor inferioară. Mutihac (1957, 1959) citează o faună de amoniți berriasiensi din partea superioară a acestor calcare, odată cu apariția în ele a primelor intercalații marnoase. Patruiuș et al. (1976) arată că fauna de amoniți berriasiensi din partea superioară a calcarelor de Marila se situează la două nivele diferite. Un prim nivel cu *Pseudosubplanites grandis* (Mazonot) și *Berriasella ex gr. privasensis* (Picte) se localizează în zona cu *Calpionella alpina* și anume în partea superioară a subzonei Cadischiana (vezi Pop, 1974). Cel de-al doilea nivel cu *Fauriella cf. boissieri* (Picte) și *Fauriella latecostata* (Kilian) se localizează în partea inferioară a zonei cu *Calpionellopsis* (Berriasianul inferior-mediu).

În regiunea Beu Sec, în partea terminală a calcarelor de Marila am identificat, în intercalații marnoase, atât *Fauriella latecostata* (Kilian) cît și *F. boissieri* (Picte).

8. Berriasianul superior-Valanginianul (Marnele de Crivina)

Calcarelor de Marila le urmează în continuitate de sedimentare marnele de Crivina din care Mutihac (1959) citează o faună de amoniți, revizuită de Patruiuș et al. (1976) care cuprinde printre altele : *Bochianites neocomiensis* (d'Orb.), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.), *Kilianella (Lupovella ?) biformis* Sayn, *Olcostephanus* sp. specii care indică, după autorii citați, Valanginianul superior. Punctul fosilifer în care a fost găsită această faună (dealul Glava) este situat de Mutihac (1959) în partea mijlocie a marnelor de Crivina. Ca urmare, Patruiuș et al. (1976) plasează asocierea amintită în partea inferioară a zonei cu *Calpionellites darderi*. Autorii menționează de asemenea că zona cu *Calpionellopsis* (Pop, 1974) acoperă partea superioară a calcarelor de Marila pe cca 10—30 m și jumătatea inferioară a marnelor de Crivina, iar zona cu *Calpionellites darderi*, care o urmează, are limita superioară la cca 25 m mai jos de calcarele cu accidente silicioase considerate de vîrstă haueriviană.

Marnele de Crivina din regiunea Beu Sec conțin, în treimea lor inferioară o asociere de : *Neocomites pycnoptychus* Uhlig (pl. XIV, fig. 8), *Kilianella bochianensis* Uhlig (pl. XIV, fig. 7) și *Thurmaniceras* sp., caracteristică Valanginianului inferior.

9. Hauerivianul

Pentru Hauerivian (marnocalcare și calcare cu accidente silicioase) Năstăseanu și Dincă (1962) separă în zona Reșița două faciesuri : unul marno-calcaros, central, cu *Collyrites ovulum* (Des.) și unul calcaros, marginal, cu *Olcostephanus astierianus* (d'Orb.), *O. sayni* Kil.,



Desmoceras vocontium Say și Lory, *Kilianella roubaudiana* (d'Orb.). În legătură cu faciesul calcaros, autorii precizează că partea lui bazală, în care s-a întîlnit *Kilianella roubaudiana* (d'Orb.) ar putea apartine Valanginianului superior, care în această regiune îmbracă un facies calcaros asemănător Hauterivianului.

În perimetru Beu Sec formațiunile haueriviene apar sub forma unor martori de eroziune în zona axială a sinclinalului Central precum și ca o fâșie continuă în sinclinalul Pitulați.

10. Barremian-Aptianul

Seria calcaroasă se continuă cu o secvență de 200—300 m grosime de calcare recifale (calcarele de Plopă), din care s-a citat *Toucasia carinata* Math. (Răileanu et al., 1957), atribuită Barremianului-Aptianului inferior. Această serie suportă calcare organogene cu mai multe nivale de marne cu orbitoline la partea superioară. Năstăseanu (1964) menționează din calcarele cu intercalații de marne cu orbitoline din partea sudică a zonei Reșița (valea Radimnei) o asociație de Echinidae cu: *Salenia mammilata* Cotteau, *Peltastes archiaci* Cotteau, *Pseudodiadema malbosi* Cotteau, *Echinospatagus collegni* d'Orbigny, etc., caracteristică pentru Aptianul superior.

II. ANALIZA MICROFACIALĂ A SEDIMENTELOR CARBONATICE

Începînd cu calcarele de Valea Aninei (Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior) și pînă la stratele de Valea Minișului (Aptian superior), în întreaga zonă Reșița se instalează un regim de sedimentare carbonatică, mai întîi de adîncime (Oxfordian superior-Berriasian inferior) iar apoi cu caracter de apă puțin adîncă, cu unele episoade recifale (Hauterivian-Aptian superior). Această serie calcaroasă nu este întreruptă decît de depunerea marnelor de Crivina (Berriasian superior-Valanginian) și de unele secvențe marnoase din Aptianul superior.

Deoarece în perimetru cercetat de noi nu există o deschidere continuă a întregului interval stratigrafic de sedimente carbonatice, am executat o eșantionare pe trei secțiuni parțiale care, cumulate, dau o imagine de ansamblu asupra succesiunii calcarelor de la Oxfordianul superior (calcarele de Valea Aninei) pînă la Aptianul superior, inclusiv : A) secțiunea Beu Sec-Seleștiuța ; B) secțiunea Cetățuia ; C) secțiunea Est-cantonul Beu Sec (pl. I).

A) Secțiunea Beu Sec-Seleștiuța

Această secțiune cuprinde calcarele de Valea Aninei, calcarele de Brădet și calcarele de Marila, practic, întreaga succesiune de calcar bazinală (vezi Pop, 1976).



1. În calcarele de Valea Aninei (Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior) fracțiunea micritică este predominantă : micrite și pelmancrite, uneori intens fisurate ; diaclazele înguste, umplete secundar cu calcit sparitic sau remicriticizate, s-au format în mai multe generații ; rareori se pot observa și mici fragmente de quart. Subordonat apar biopelssparite cu rare oolite recristalizate (peletoid grainstones-packstones). Diferența în aspectul textural-structural, la diferite nivele în cadrul calcarelor de Valea Aninei, este un rezultat al originii lor diferite (Pop, 1976) ; calcarele predominant micritice sunt de origine pelagică, pe cind cele peletale și intraclastice s-au format pe baza fragmentelor remaine din sedimente depuse în zona marginală a bazinului, în ape cu adâncimi relativ mici, fapt ce se reflectă și în grosimea stratelor — mai mică la cele de origine pelagică și mai mare la cele allochemice. Acestea din urmă au fost afectate de numeroase alunecări intraformaționale de natură gravitațională ce pot fi observate și în perimetru cercetat de noi. Conținutul micropaleontologic al calcarelor de Valea Aninei este relativ sărac : *Colomisphaera ornata* Nowak, *Nannoconus* sp., radiolari și spiculi de spongieri calcitizați, *Globochaete alpina* Lombard, noduli de alge Cyanophyceae (microoncolithe), foraminifere mici, micro-radiole și piese scheletice de echinoderme. Toate aceste forme au o răspândire stratigrafică largă, exceptie făcind poate *Colomisphaera ornata*, citată din Kimmeridgianul și Tithonicul zonei Reșița (Morariu, 1976).

2. *Calcarele de Brădet* (Kimmeridgian superior-Tithonic inferior), cu aspect nodular, se exprimă, structural, predominant, prin biomicrite. Asociația lor micropaleontologică relativ bogată cantitativ, este alcătuită din putine specii : *Colomisphaera ornata* Nowak, radiolari calcitizați, rare foraminifere mici, *Globochaete alpina* Lombard (pl. X, fig. 1) și *Saccocoma* sp. (predominant). Mai pot fi observate nuclee de amoniți și secțiuni prin aptichi. Asociația de amoniți menționată la pagina 29 a fost găsită în partea mediană a calcarelor de Brădet, acolo unde aspectul lor nodular este foarte evident și unde ele prezintă numeroase intercalații stratiforme de brecii intraformaționale. Geneza acestui tip de calcare este legată de litificarea diagenetică timpurie a milurilor carbonatice pelagice, în condiții submarine (Pop, 1976).

3. *Calcarele de Marila* (Tithonic superior-Berriasian inferior) au, atât macroscopic cât și microscopic, un aspect omogen. Ele sunt stratificate în bancuri cu grosimi de 0,71—1,50 m. Limita dintre bancuri, întotdeauna bine marcată, netă, este dreaptă sau poate fi realizată de o suprafață stilolitică. Uneori se pot observa bancuri de 3—4 m grosime, alcătuite din mai multe nivale „sudate“ între ele de-a lungul unor suprafete stilolitice. Si în aceste calcare predominantă micritele de origine pelagică în care biofaza constă în principal din calpionelle. Pop (1974) a făcut, pe baza răspândirii calpionellelor din calcarele de Marila și marnele de Crivina din patru secțiuni, dintre care trei au fost ridicate în compartimentul median al zonei Reșița, o biozonare amănunțită a



intervalului Tithonic superior-Valanginian, după cum urmează : (1) Zona cu *Crassicollaria*, cu două subzone (subzona Intermedia și subzona Brevis) ; (2) Zona cu *Calpionella alpina* (sau zona Alpina, Patrulius et al., 1976), cu două subzone (subzona Alpina și subzona Cadischiana) ; (3) Zona cu *Calpionella elliptica* (sau zona Elliptica) ; (4) Zona cu *Calpionellopsis* ; (5) Zona cu *Calpionellites darderi* (sau zona Darderi). Limita dintre Tithonicul superior și Berriasian a fost trasată de autorul citat la partea superioară a subzonei Alpina.

Pe baza secțiunilor subțiri executate de noi prin calcarele de Marila, am putut delimita bine Tithonicul superior de Berriasian, prin identificarea cu certitudine a celor trei zone ce sunt incluse integral în aceste calcar, precum și a părții bazale a zonei cu *Calpionellopsis*, care este cuprinsă în cea mai mare parte în baza marnelor de Crivina. În Tithonicul superior am identificat : *Crassicollaria intermedia* (Duran d - Degla) (pl. II, fig. 2), *Crassicollaria brevis* Remane (pl. II, fig. 1 și 3), *Calpionella alpina* Lorenz (pl. II, fig. 4) (în explozie în proba 694), *Globochaete alpina* Lombard și *Nodophtalmidium* sp. Berriasianul inferior, căruia îi corespunde jumătatea superioară a calcarelor de Marila, conține : *Calpionella alpina* Lorenz (pl. II, fig. 5), *Crassicollaria massutiniana* (Colom), *Calpionella elliptica* Cadisch (pl. II, fig. 7—8 și 19) (predominant în proba 700), *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu și Filipescu), *Calpionellopsis simplex* (Colom) (proba 702), *Lorenziella hungarica* Knauer și Nagy, *Globochaete alpina* Lombard, *Nannoconus* sp., *Lenticulina* sp.

În partea nordică a regiunii, pe un areal restrâns (valea Selestiuța și la nord de această vale), am identificat în porțiunea terminală a calcarelor de Marila un nivel de 5—7 m grosime de calcare microbocioase. Acest nivel este alcătuit din cîteva bancuri cu grosimi de 1—1,5 m de calcare predominant biointrasparditice, cu biointraspărăite și bioinramicrite subordonate. Alochemele de dimensiuni mari, adesea angulare, au structuri variate, de la micritice pînă la pelspartice sau intraspartinice. Pot fi observate rare oolite, uneori recristalizate, precum și rare fragmente de cuarț și granule remaniate de glauconit. Cimentul este predominant micritic. Conținutul micropaleontologic al acestui nivel, foarte bogat și variat, constă din : *Calpionella alpina* Lorenz (pl. II, fig. 6), *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu și Filipescu) (pl. II, fig. 9—10), *Calpionellopsis simplex* (Colom) (pl. II, fig. 13—14), *C. oblonga* (Cadisch) (pl. II, fig. 15—18), *Lorenziella plicata* Remane, *Nannoconus* sp., *Patellina* sp. aff. *P. feifeli* (Pawlowski) (pl. VI, fig. 8 și pl. VII, fig. 1 și 4), *Patellina* sp. aff. *P. turriculata* Dieni și Massari (pl. VI, fig. 5), *Ichnusella* sp., *Lenticulina* sp., *Nodophtalmidium* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *Cayeuxia anae* Dragastan (pl. X, fig. 8—9), *Acicularia* sp. (pl. X, fig. 2), *Bacinella* sp., *Arabicodium* sp., *Lacrymorphus* sp., microoncolithe, microradiile și piese scheletice de echinoderme, *Cladocoropsis* sp., radiolari calcitizați.

Nivelul de calcare microbrecioase din partea terminală a calcarelor de Marila nu a mai fost întîlnit de noi în altă parte a regiunii cercetate și n-a mai fost amintit, pînă în prezent, în literatura de specialitate. Vîrsta lui poate fi stabilită exact ca fiind Berriasian median-superior, el situîndu-se în treimea inferioară a zonei cu *Calpionellopsis*. Modul de formare a acestor microbrecii rămîne o problemă deschisă; fie că el reprezintă un facies local datorat unor masive alunecări intraformatiionale, repetitive și de durată, fie că reprezintă un facies format în porțiunea superioară a unei pante submarine datorită ridicării temporare a unei regiuni învecinate; în acest caz, nivelul microbrecios ar avea un caracter „allodapic“ (format prin remanierea unor sedimente depuse într-o zonă învecinată, mai ridicată). Cea de a doua variantă nu se pare mai apropiată de realitate, în sprijinul ei venind o serie de elemente, de natură litologică (prezența oolitelor precum și a granulelor remaniate de glauconit, care ar putea sugera o rată scăzută a sedimentării și formarea posibilă a unor suprafețe de hard-grounds în ariile învecinate), sau de natură paleontologică (algele Codiaceae și Dasycladaceae remaniate, nodulii de alge Cyanophyceae, algele incrustante, foraminiferele Sprilinidae din grupa *Patellina-Ichnusella*, întîlnite de obicei în matricea micritică).

Partea terminală a secțiunii Beu Sec-Seleștiuța este reprezentată de baza marnelor de Crivina.

B) Secțiunea Cetățuia

Această secțiune a fost ridicată prin formațiunile care reprezintă partea terminală a marnelor de Crivina și jumătatea inferioară a calcarelor cu accidente silicioase, considerate de vîrstă haueriviană, din dealul Cetățuia (sud-vest de confluența Beului Sec cu Beușnița).

Partea terminală a marnelor de Crivina este alcătuită din marnocalcare cu structură micritică fină, a căror geneză este legată de existența unui procent mai ridicat de material argilos în mijlocul carbonatic de origine pelagică.

Odată cu apariția accidentelor silicioase, fractiunea calcaroasă devine predominantă și este alcătuită din biopelmicrite (preponderent), biopelssparite și biointrasparite (packstones, subordonat grainstones). Bioclastele sunt reprezentate în cea mai mare parte de foraminifere și subordonat de alge calcaroase, calcisfere (*Cadosina fusca* Wanner, pl. IX, fig. 7), piese scheletice de echinoderme, rari corali de dimensiuni mici, hidrozoare (*Cladocoropsis* sp.), radiolari și spiculi de spongieri calcitați și microorganisme Incertae Sedis (*Aeolissacus inconstans* Radoci).

În partea inferioară a calcarelor cu accidente silicioase din dealul Cetățuia am întîlnit următoarea associație de foraminifere și alge: *Pseudotextulariella salevensis*, *Charollais*, *Brönnimann* și *Zani-*

n etti (pl. III, fig. 1—10), *Pseudotextulariella* sp. aff. *P. ? scursellai* (De Castro) (pl. V, fig. 3), *Pseudotextulariella* sp. (pl. V, fig. 2), *? Sabaudia minuta* (Hofker) (pl. VI, fig. 1), *Pseudolituonella* sp. aff. *P. reicheli* (Marie) (pl. VIII, fig. 3), *Pseudolituonella* sp. (pl. VIII, fig. 4), *Patellina* sp. aff. *P. feifeli* (Paalzow) (pl. VII, fig. 2—3), *Ichnusella* sp. aff. *I. trocholinaeformis* Dieni și Massari (pl. VII, fig. 5), *Nautiloculina oolithica* Mohler (pl. VIII, fig. 2), *Valvulammina* sp., *Vermiporella* ? cf. *neocomiana* Dragastan, *Thaumatoporella parvo-vesiculifera* (Raineri), *Salpingoporella* sp., fragmente din taluri de Characeae.

Partea superioară a calcarelor cu accidente silicioase din dealul Cetățuia conține: *Cuneolina camposaurii* Sartoni și Crescenti (pl. IV, fig. 1—4), *Sabaudia auruncensis* (Ciochini și Di Napoli Alliata) (pl. IV, fig. 5—6), *? Sabaudia minuta* (Hofker) (pl. VI, fig. 2), *Pseudotextulariella* sp. (pl. V, fig. 1 și 4—5), *? Broeckinella magna* Septfontaine (pl. VI, fig. 3), *Nautiloculina oolithica* Mohler (pl. VIII, fig. 1), *Trocholina elongata* (Leupold) (pl. VII, fig. 6), *Pfenderina* sp. aff. *P. globosa* Foury (pl. VI, fig. 4), *Pseudolituonella* sp., *Lenticulina* sp., *Citaella* ? *favrei* Charollais, Brönnimann și Zaninetti (pl. VI, fig. 6—7), *Cayeuxia anae* Dragastan, *Vermiporella* ? cf. *neocomiana* Dragastan (pl. X, fig. 7), *Salpingoporella* sp., *Lithocodium aggregatum* Elliott (pl. X, fig. 10), *Ortonella* sp.

În dealul Cetățuia nu există o succesiune completă a calcarelor cu accidente silicioase de deasupra marnelor de Crivina ci doar aproximativ două treimi din această succesiune.

C) Secțiunea Est-cantonul Beu Sec

În această secțiune este cuprinsă partea terminală a calcarelor cu accidente silicioase ale Hauterivianului, calcarele recifale ale Barremianului-Aptianului inferior, precum și calcarele recifale și bioacumulate și marnocalcarele Aptianului superior. Dragastan et al. (1978) au alcătuit, pe bază unui foraj de referință de lîngă Șopotul Nou, o orizontare a depozitelor barremian-albian inferioare din partea central-estică a zonei Reșița, separînd patru biozone, după cum urmează: 1. biozona cu *Orbitolinopsis capuensis* (Barremian inferior); 2. biozona cu *Salpingoporella melitae* și *Debarina hahounerensis* (Barremian superior-Aptian inferior); 3. biozona cu *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (Aptian superior); 4. biozona cu *Nezzazata simplex simplex* (Albian inferior).

În secțiunea executată prin versantul calcaros de la est de cantonul Beu Sec nu am întîlnit, în intervalul Barremian-Aptian superior, speciile de mai sus, conducătoare de biozonă. Totuși, asociațiile de microorganisme identificate definesc, în ansamblu, intervalele stratigrafice separate.

Calcarele haueriviene sunt reprezentate în partea lor terminală de biomicrite cu accidente silicioase cu numeroși radiolari și spiculi de spongieri calcitizați, cu rare foraminifere (*Lenticulina* sp.) și piese scheletice de echinoderme. Ele suportă calcare recifale (calcarele de Plopă), alcătuite din biointrasparudite (predominant), biosparite și biointrasparite (subordonat), cu rare oolite, cu : *Orbitolinopsis buccifer* Arnau d-Vannesa și *Thieuloy* (pl. IX, fig. 1 și 3), *Orbitolinopsis* sp., *Trocholina aptiensis* Iovcheva (pl. IX, fig. 4), *Hensonina lenticularis* Henson (pl. IX, fig. 2), *Lenticulina* sp., *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz) (pl. X, fig. 5), *S. carpathica* Dragastan (pl. X, fig. 6), *Pseudactinoporella fragilis* Conrad (pl. XI, fig. 3), *Cymopolia* n. sp. (pl. XI, fig. 4), *Permocalculus budensis* Johnson, *Bacinella irregularis* Radovičić, *Lithocodium aggregatum* Elliott, briozoare, microradiole și piese scheletice de echinoderme, gasteropode mici. Urmează o succesiune de calcar și marnocalcare alcătuite din biomicrite, biopelssparite și dismicrite, cu intercalații de biosparite și bioinramicrite, cu : *Pseudotextulariella scarsellai* (De Castro), *Trocholina aptiensis* Iovcheva (pl. IX, fig. 5), *?Urgonina* sp., *Pfenderina* sp., *Nummoloculina* sp., *Acicularia endoi* Praturlon (pl. X, fig. 4), *Acicularia* sp. aff. *A. asteroidea* Bakalova (pl. X, fig. 3), *Cylindroporella elitzae* Bakalova (pl. XI, fig. 1—2), *Boueina hochstetteri* Toula, *B. globosa* Dragastan, Bucur, Demeter (pl. XI, fig. 5), *Cayeuxia septata* Bakalova (pl. X, fig. 11), *Arabicodium* sp., *Permocalculus* sp., *Bacinella irregularis* Radovičić, *Cadosina fusca* Wanner (pl. IX, fig. 6). Această asociație caracterizează Aptianul superior.

III. CONSIDERAȚII BIOSTRATIGRAFICE : LIMITA VALANGINIAN-HAUTERIVIAN

Vîrsta formațiunilor mezozoice din regiunea Beu Sec, dedusă pe baza asociațiilor de macrofaună și microorganisme identificate de noi, se încadrează în general în schema biostratigrafică stabilită anterior (Năstăseanu, 1964 ; Răileanu et al., 1964 ; Pop, 1974 ; Patruiliu et al., 1976 ; Bădăluță, 1976). Un aspect inedit îl dă prezența nivelului de calcare microbrecioase din partea terminală a calcarelor de Marila, cu un conținut micropaleontologic mult mai variat decât ceea ce se cunoștea pînă acum din aceste calcare. Acest nivel reprezintă de asemenea un episod aparte în evoluția paleogeografică a perimetru-lui cercetat și a zonei Reșița în general.

Din punct de vedere biostratigrafic, elementul cel mai important pe care îl aduce lucrarea de față este asociația de microorganisme din calcarele cu accidente silicioase, considerate de vîrstă haueriviană. Am separat această asociație pe două nivele distințe, deoarece sunt unele indicii micropaleontologice ale existenței Valanginianului superior în partea bazală a calcarelor cu accidente silicioase.



1. *Primul nivel*, conține foraminiferul *Pseudotextulariella salevensis* Charolla et al. Brönnimann și Zaninetti. Această specie a fost menționată din multe regiuni, din nivele stratigrafice care merg din Berriasianul superior pînă în Valanginianul superior, nefiind, în schimb, niciodată semnalată în Hauerivian. *P. salevensis* a fost descrisă inițial de Charolla et al. (1966) din Valanginianul superior din regiunea Geneva (Elveția). Jaffrezo (1973), semnalează această specie în Valanginianul din zona Corbière (Franța); Leikine și Villa (1975) citează *P. salevensis* din regiunea Djebel Youssef (Algeria) din formațiuni neocomiene a căror vîrstă este atribuită Valanginianului pe baza acestei forme; Zema et al. (1977), într-un studiu al formațiunilor neocomiene din Sardinia, includ *P. salevensis* într-o asociație caracteristică Valanginianului, cu: *Valdanchella miliani* (Schroeder), *Pfenderina neocomiensis* (Pfender), *Trocholina alpina* (Leupold), etc.; Septfontaine (1978) menționează *P. salevensis* din Valanginianul din Jura meridională (Savoie, Franța). În Iugoslavia această specie a fost întîlnită de Velič și Sokac (1978) în Valanginianul din regiunea Ogulin (Croatia centrală) și în Valanginianul de Istria de vest (Dinaridele externe). La noi în țară *P. salevensis* a mai fost identificată pînă acum doar în platforma moesică (Vinogradov și Dragastan, 1975) și în Dobrogea Centrală și de Sud (Patrulius et al., 1976; Neagu et al., 1977; Chiriac et al., 1977) în formațiuni a căror vîrstă a fost atribuită Valanginianului pe baza unor asociații macro și micropaleontologice.

Dintre microorganismele care sunt asociate cu *P. salevensis*, *Patellina aff. feifeli* și *Ichnusella aff. trocholinaeformis* sunt forme apropiate de cele descrise de Dieni și Massari (1966) din Valanginianul superior din regiunea Orosei (Sardinia). Vinogradov și Dragastan (1975) și Neagu et al. (1977) citează în asociație cu *P. salevensis*, printre altele, *Nautiloculina oolithica* și *Vermiporella? neocomiana*.

2. *Al doilea nivel*. Asociația de microorganisme de deasupra nivelului cu *P. salevensis*, conține în plus: *Cuneolina camposaurii*, *Sabaudia auruncensis*, *Pfenderina aff. globosa*, *Citaella? favrei*, cea din urmă fiind semnalată de Vinogradov și Dragastan (1975) în formațiuni ce stau la baza Hauerivianului. Inițial această formă a fost descrisă din Valanginianul superior-Hauerivianul din regiunea Geneva (Charolla et al., 1966).

Mai trebuie de asemenea menționat că Năstaseanu și Dinca (1962) presupun existența Valanginianului superior în baza calcarelor considerate de vîrstă haueriviană. Această remarcă se referă la Hauerivianul în facies marginal, în care autorii au găsit o asociație macrofaunistică mai bogată. În Hauerivianul în facies central, dovezile paleontologice citate sunt mai sărace și nelocalizate cu exactitate în profilul de pe valea Minișului, astfel încît posibilitatea existenței Valanginianului superior poate fi presupusă, prin extensie, și în baza acestor formațiuni.

După cum s-a văzut (pg. 30), în treimea lor inferioară marnele de Crivina conțin o asociație de macrofaună cu *Neocomites pycnoptychus*, *Kilianella bochianensis* și *Thurmaniceras* sp., care indică vîrstă valanginiană inferioară pentru acest interval.

Fauna cu amoniți de vîrstă valanginiană superioară citată de Muthac (1959) și revizuită de Patrulius et al. (1976), provine din partea mijlocie a marnelor de Crivina, respectiv din jumătatea inferioară a zonei Darderi. Această zonă are limita superioară la cca 25 m de baza calcarelor cu accidente silicioase (Pop, 1974; Patrulius et al., 1976). Aceste date nu exclud posibilitatea ca baza calcarelor cu accidente silicioase să aparțină, ca și intervalul superior al marnelor de Crivina fără calpionelle, Valanginianului superior (decit în măsura în care se consideră că disparația calpionellelor coincide cu finele Valanginianului; Alleman et al., 1971).

Tinând cont de toate aceste date se poate trage concluzia că partea bazală a calcarelor cu accidente silicioase de deasupra marnelor de Crivina, pe o grosime de 50—80 m, poate să aparțină Valanginianului superior (pl. I). În acest caz, din succesiunea totală a Valanginianului, doar aproximativ o treime revine Valanginianului inferior și mai bine de două treimi Valanginianului superior.

IV. ELEMENTE STRUCTURALE ȘI ACCIDENTE TECTONICE

Trei importante structuri plicative alcătuiesc regiunea cercetată: sinclinalul Pitulați, anticlinalul Beu Sec și sinclinalul Central. Primele două sunt despărțite între ele de falia Beu Sec, de asemenea accident tectonic de importanță majoră. Legat de aceasta, există un sistem de falii transversale și oblice care au cauzat mișcarea pe verticală și decroșarea unor blocuri cu suprafață mai redusă (fig. 2):

Sinclinalul Pitulați are în axul său formațiunile Apitanului superior. Flancul vestic, inclusiv o parte a Apitanului superior, este încălcat de anticlinalul Beu Sec. Flancul estic se continuă cu structura anticinală Pleșiva (fig. 3 și 4).

Anticlinalul Beu Sec are flancul estic laminat de falia Beu Sec și este ușor deversat spre est. Axul anticlinalului este alcătuit din formațiunile Liasicului inferior, care apar la zi la cca 1'000—1'500 m aval de cantonul Beu Sec. Un sistem de falii transversale face ca formațiunile Liasicului să se afundă treptat, atât înspre nord cît și înspre sud, odată cu pătrunderea sub planul faliei de încălcare a axului de anticinal. Apariția în vecinătatea faliei a celor două „petice“ de Callovian mediu în dreptul cantonului Beu Sec, precum și a Doggerului (Aalenian-Callovian inferior) în zona de aflorare a Liasicului inferior și în poiana Mestecăcan, este legată de persistența unei părți a flancului estic, laminat, al anticlinalului Beu Sec (fig. 3 și 4).

Sinclinalul Central ocupă partea vestică a perimetru lui avind în ax fie calcarale cu accidente silicioase ale Valanginianului superior(?) - Hauterivianului, care au fost în bună parte îndepărtați prin eroziune, fie marnele și marnocalcarele Berriasianului superior-Valanginianului (marnele de Crivina). Sinclinalul Central este una din structurile cele mai importante ale zonei Reșița, putindu-se urmări pe tot cuprinsul ei, de la Birzava pînă la Dunăre (Năstaseanu, 1964).

În afară de accidentele tectonice amintite, în cea mai mare parte cunoscute și din lucrările anterioare, semnalăm falia de decroșare de pe pîrul Brusor, evidențiată de prezența unor formațiuni brecifiante tectonice, precum și de o repetare a succesiunii stratigrafice la nivelul Callovianului superior-Kimmeridgianului inferior.

CONCLUZII

În urma cercetărilor efectuate asupra formațiunilor mezozoice din perimetrul Beu Sec, au rezultat o serie de elemente noi privind biostratigrafia și structura acestor formațiuni, care pot fi rezumate astfel :

a) Facem remarcată și în zona Beu Sec prezența unei macrofaune cu Kosmoceratinae, caracteristică pentru Callovianul superior, precum și a unei asociații de Perisphinctinae, pentru Oxfordianul mediu. Am identificat o faună bogată pentru Tithonicul inferior. De asemenea subliniem prezența în perimetrul cercetat a unei faune beriasiene și a unei asociații de *Neocomites*, *Kilianella* și *Thurmaniceras*, caracteristică Valanginianului inferior.

b) În partea terminală a calcarelor de Marila am identificat un nivel local de calcare microbrecioase, cu o bogată asociație de tintinnide, foraminifere și alge calcaroase, facies litologic care nu a mai fost amintit în zona Reșița.

c) Pe baza unei asociații de foraminifere și alge identificate în calcarale cu accidente silicioase de deasupra marnelor de Crivina, considerăm că este posibil ca partea bazală a calcarelor cu accidente silicioase să aparțină Valanginianului superior. Ca atare am trasat, cu semn de întrebare, limita dintre Valanginian și Hauterivian în treimea inferioară a acestor calcară.

d) Asociațiile de microorganisme menționate în intervalul Barremian-Aptian superior reprezintă un element nou în regiunea cercetată și un argument paleontologic sigur pentru datarea acestor calcară.

e) Am detaliat cartografic răspîndirea formațiunilor liasice de la sud de cantonul Beu Sec, schimbînd parțial imaginea asupra structurii părții centrale a regiunii prin evidențierea faptului că aflorează și o parte a flancului estic al anticlinalului Beu Sec. În același sens au fost interpretate și ivirile de Callovian mediu de la est de cantonul Beu Sec.



BIBLIOGRAFIE

- Allemann Fr., Catalano R., Farès F., Remane J. (1971) Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean Province. *Proceed. of the II Plankt. Conf.*, Roma.
- Grün W., Wiedmann J. (1975) The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Mem. du B.R.G.M.*, 86 : Col. sur la lim. Jurass.-Cret., Lyon-Neuchâtel (sept. 1973).
 - Azema J., Chabrier G., Fourcade E., Jaffrezo M. (1977) Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. *Rev. Micropal.* 20/3, Paris.
 - Bakalova Dechka (1971) Nouvelles espèces de Dasycladaceae (Algae) dans les sédiments urgoniens du Prebalkan Central. *Bull. Geol. Inst. Ser. Paleont.* XX, Sofia.
 - (1975) Algues calcaires des sédiments urgoniens dans la montagne de Prebalkan Central (Bulgarie centrale). *Bulg. Acad. Sciences, Paleont. Statigr. Litol.*, 2, Sofia.
 - Bădăluță Aurelia (1975) Biostratigraphie des formations du Tithonique-Valanginien et la limite Jurassique-Crétacé dans le Banat occidental (Roumanie). *Mem. B.R.G.M.*, 86 : Col. sur la lim. Jurass.-Crét., Lyon-Neuchâtel (sept. 1973).
 - (1976) Précisions biostratigraphiques sur la série mésojurassique d'Anina (zone Reșița, Banat). *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXII/4, București.
 - Bădăluță-Năstăseanu Aurelia, Năstăseanu S. (1964) Contribuții la cunoașterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice și a limitei dintre Jurasic și Cretacic în zona Reșița (Banat). *An. Com. Geol.* XXXIV/2, București.
 - (1965) Geologia regiunii Anina, cu privire specială asupra Jurasicului (zona Reșița, Banat). *Teza de doctorat*. Autoreferat litografiat. Universitatea București.
 - Benest M. C., Coiffait P., Fourcade E., Jaffrezo M. (1975) Essai de détermination de la limite Jurassique-Crétacé par l'étude des microfaciès dans la série de plate-forme du domaine méditerranéen occidental. *Mém. B.R.G.M.*, 86 : Col. sur la limite Jurass.-Crét., Lyon-Neuchâtel (sept. 1973).
 - Bourseau J. P. (1977) L'Oxfordien moyen a nodules des „Terres noires“ de Beauvoisin (Drome). *Nouv. Arch. Mus. Nat.* 15, Lyon.
 - Brochwicz-Lewinski W. (1970) Biostratigraphy of Oxfordian limestones from the Zawodzie Quarries in Częstochowa Polish Jura Chain. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Géol. Géogr.* XVIII/4, Varșovia.
 - (1972) Middle Oxfordian representatives of the genera Lithacoceras Hyatt, 1900, and Liosphinctes Buckman, 1925, from the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.* 22/3, Varșovia.
 - Brönnimann P., Conrad M. A. (1968) Remarks on morphology and occurrence of *Pseudotextulariella*? *scarsellai* (De Castro) in the Lower Cretaceous of the Geneva region. *Geologica Romana*, VII, Roma.

- Bucur I. (1977) Microfaciesurile calcarelor Cretacicului inferior de la Ciclova (Banat). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/4, București.
- Charollais J., Brönnimann P., Zaninetti Louiset (1966) Troisième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description de *Pseudotextulariella salevensis* n. sp. *Haplophragmoides joukowski* n. sp., *Citaella* ? favrei n. sp. *Arch. Sci. Genève*, 19/1, Genève.
- Chiriac M., Bărbulescu Aurelia, Neagu Th., Dragastan O. (1977) La Dobrogea Centrale et du Sud pendant le Jurassique et le Crétacé. *Rev. Roum. Géol.-Géogr.-Géophys.*, Géol. 21, București.
- Conrad M. A. (1970) Barremian and Lower Aptian Dasycladaceae in the area surrounding Geneva (Switzerland). *Geologica Romana*, IX, Roma.
- Dieni L., Massari F. (1966) I foraminiferi del Valanginiano superiore di Orosei (Sardegna). *Paleont. Italica*, 61, n. ser. 3, Pisa.
- Donze P., Enay R. (1961) Les Céphalopodes du Tithonique inférieur de la Croix-de-Saint-Cincons près Chambéry (Savoie). *Trav. Lab. Géol. Lyon*. N.S., 7, Lyon.
- Dragastan O., Bucur I., Demeter I. (1978) Date noi privind biostratigrafia părții central-estice a zonei Reșița-Moldova Nouă obținute prin forajul de referință de la Sopotul Nou. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/4, București.
- Folk R. L. (1962) Spectral subdivision of limestone types. *Amm. Assoc. of Petrol. Geol., Class. of carb. rocks, a symposium*, Mem. 1, Denver (Apr., 1961).
- Fourcade E., Jerez L., Rodriguez T., Jaffrezo M. (1972) El Jurásico terminal y el Cretáceo inferior de la Sierra de la Muela (Provincia de Murcia). Consideraciones sobre los biozonas con foraminíferos del Albense-Aptense del sureste de España. *Rev. Esp. Micropal. Nr. Extr.* 1972, Madrid.
- Gasiowski S. M. (1960) Remarques sur les Laevaptychi. *Rocz. Pol. Towar. Geol.*, XXX/1, Varșovia.
- (1962) Sur les Aptychi à côtes. *Rocz. Polsk. Towar. Geol.* XXXII/2, Varșovia.
- Gušić I. (1975) Lower Cretaceous imperforate Foraminiferida of Mt. Medvednica, Northern Croatia. *Pal. Jugoslavica*, 14, Zagreb.
- Jaffrezo M. (1973—1974) Les Algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières. *Rev. Micropal.*, 16/2 și 17/1, Paris.
- Joly B. (1976) Les Phylloceratidae Malgaches au Jurassique. *Doc. Lab. Géol. Sci.*, 67, Lyon.
- Le Hegarat G. (1973) Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Thèse*, 2 vol., Lyon.
- Leikine M., Vila J. M. (1975) Microfossiles jurassiques et crétacés des hautes plaines sétifiennes au Djebel Youssef et Djebel Braou (Algérie). Conséquences structurales. *Rev. Micropal.*, 18/2, Paris.
- Malinowska Lidia (1963) Stratigrafia Oxfordu Juri Czestochowskiej na podstawie amonitów. *Inst. Geol. Prace*, XXXVI.
- Morariu Alexandra (1976) Notă asupra Stomiosphaeridelor (Incertae Sedis) din Valea Minișului (zona Reșița, Carpații Meridionali). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/3, București.



- Mutihac V. (1957) Contribuții la cunoașterea Cretacicului dintre Valea Minișului și Valea Nerei (Banat). *Bul. Acad. R.P.R., secț. Geol.-Geogr.*, II, București.
- (1959) Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă (Banat). Ed. Acad., București.
 - (1964) Problema limitelor Berriasianului în zona Reșița-Moldova Nouă. *D.S. Com. Geol.* L/1, București.
- Năstăseanu S. (1963) Faciesurile Doggerului în zona Reșița-Moldova Nouă. *Congr. V, Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, București.
- (1964) Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița-Moldova Nouă. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
 - Dincă Al. (1962) Contribuții la cunoașterea Hauterivianului din zona Reșița-Moldova Nouă-Banat. *D.S. Com. Geol.*, XLVIII, București.
 - Boldur C., Stănoiu I., Stillă Al. (1964) Considerații asupra limitei dintre Jurasicul și Cretacicul zonei Reșița-Moldova Nouă (Banat). *D.S. Com. Geol.*, L/1, București.
 - Stănoiu I., Bițoianu Cornelia (1973) Corelarea formațiunilor molaselor hercinice (Westfalian-Permian) din partea vestică a Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol.*, XL, București.
- Neagu Th., Pană Ioana, Dragastan O. (1977) Biostratigraphie de la série des calcaires éocrétacés de l'aire Cernavoda-Alimanu-Ostrov. *Rev. Roum. Géol.-Géophys.-Géograph.*, Géol., 21, București.
- Patrulius D., Neagu Th., Avram E., Pop Gr. (1976) The Jurassic-Cretaceous boundary beds in Romania. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, București.
- Pop Gr. (1974) Les zones de Calpionellides tithoniques-valanginiennes du sillon de Reșița (Carpates Meridionales). *Rev. Roum. de Géol.-Géophys.-Géograph.*, Géol., 18, București.
- (1976) Origin of some mesozoic basinal limestones from the Reșița zone (South Carpathians). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLVIII, București.
- Răileanu Gr., Năstăseanu S., Mutihac V. (1957) Cercetări geologice în regiunea Anina-Doman (zona Reșița-Moldova Nouă, Banat). *Bul. Acad. R.P.R., secț. Geol.-Geograf.*, II/2, București.
- Năstăseanu Aurelia (1964) Contributions à la connaissance du Callovien de la zone Reșița. *Rev. Roum. Géol.-Géophys.-Géograph.*, Géol., 9/1, București.
 - 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.
- Sayn G. (1907) Les Ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paléont.*, XV/23, Paris.
- Septfontaine M. (1978) Broeckinella magna n. sp., un nouveau grand Foraminifère dans le Valanginien de Jura Méridional (Savoie, France). *Rev. Micropal.*, 21/1, Paris.
- Sokac B., Velič I. (1978) Biostratigrafika istraživanja donje krede vanjskih Dinarida (I). Neokom zapadne Istre. *Geol. Vjesnik*, 30/1, Zagreb.
- Trejo M. (1976) Tintinidos mesozoicos de Mexico (Taxonomía y datos paleobiológicos). *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, XXVII/10—12, Mexico.

- Uhlig V. (1901) Ueber die Cephalopodenfauna der Teschner und Grodischter Schichten. *Denk. Math.-Naturw. Kl. K. Akad. Wiss.*, 72.
- Velič I., Sokač B. (1978) Biostratigrafska analiza jure i donje krede šire okolice Okulina (središnja Hrvatska). *Geol. Vjesnik*, 30/1, Zagreb.
- Vila J. M. (1974) Le Rocher de Constantine : stratigraphie, microfaunes et position structurale. *Bul. Soc. d'Hist. Nat. de l'Afrique du Nord*, 65/1—2, Alger.
- Vinogradov C., Dragastan O. (1975) Microfacial study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits from the Central part of the Moesic Platform (Romania). *Rev. Roum. Géol.-Géophys.-Géograph.*, *Géol.*, 19, Bucureşti.
- Wiedmann J. (1973) The Jurassic-Cretaceous boundary as one of the Mesozoic system boundaries. *Mém. B.R.G.M.*, 86 : Col. sur la lim. Jurass.-Crét., Lyon-Neuchâtel (sept., 1973).

NOUVELLES DONNÉES SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS JURASSIQUES ET CRÉTACÉS DE LA PARTIE MÉDIANE DE LA ZONE DE REŞITA (BANAT)

(Résumé)

Les formations mésozoïques qui constituent la région étudiée reposent transgressivement et en discordance sur les grès et les argiles rougeâtres permianes et comprennent des termes depuis le Hettangien et jusqu'à l'Aptien supérieur (figures 2, 3 et 4).

La succession lithologique des dépôts jurassiques jusqu'au Callovien moyen peut être suivie dans la figure 5.

En quelques points fossilifères (fig. 2) nous avons trouvé des associations macrofaunistiques caractéristiques pour les intervalles : Callovien supérieur, Oxfordien inférieur, Tithonique inférieur, Berriassien et Valanginien inférieur.

L'analyse microfaciale des sédiments carbonatiques a été fondée sur trois sections qui, cumulées, donnaient une image d'ensemble sur la succession des calcaires depuis l'Oxfordien supérieur (calcaires de Valea Aninei) jusqu'à l'Aptien supérieur y compris : A) section Beu Sec-Seleștiuța ; B) section Cetățuia ; C) section Est-canton Beu Sec (pl. I).

Par suite des recherches effectuées en terrain et de la corrélation des données d'analyse macro- et micropaléontologique, ont résulté une série de nouveaux éléments sur la biostratigraphie et la structure de ces formations, qu'on pourrait résumer ainsi :

1. Nous remarquons dans la zone de Beu Sec aussi la présence d'une macrofaune à Kosmoceratinae caractéristique du Callovien supérieur : *Kosmoceras dun-canii* (Sow.) (pl. XII, fig. 4) et *K. sp. gr. K. ornatum* (Sow.) (pl. XII, fig. 3) et d'une association de Perisphinctinae pour l'Oxfordien moyen : *Phylloceras plicatum* Neum., *Ptichophylloceras euphyllum* Neum. (pl. XII, fig. 6), *Sower-*

blyceras medium Joly (pl. XIII, fig. 8), *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *boweni* Ark. (pl. XIII, fig. 1), *P.* (*Arisphinctes*) *helena*e de Riaz, *P.* (*Orthosphinctes*) *crotalinus* Seim. (pl. XII, fig. 5), *P.* (*Dichotomosphinctes*) cf. *airoldii* Gemm. (pl. XIII, fig. 4), *Campylites* (*Neoprioceras*) *henrici* (d'Orb.), *Lithacoceras* (*Discosphinctes*) *richei* (de Riaz), *L.* (*D.*) *ideletae* de Riaz (pl. XIII, fig. 5), *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) sp. gr. *T. costatum* Opp. (pl. XIII, fig. 2 et 3), *Orthaspidoceras* sp. (pl. XIII, fig. 6 et 7).

Nous avons identifié une faune typique pour le Tithonique inférieur : *Haploceras* sp. gr. *H. leiosoma* Opp., *Sublithacoceras pseudojubatum* Enay, *Subplanites* sp. gr. *S. contiguus* (Cat.) Toucas, *Phanerostephanus* sp. gr. *Ph. allobrogicus* Enay, *Lemencia* sp. gr. *L. parvula* Enay, *Perisphinctes* cf. *pseudocolubrinus* Kil., ? *Berriasella* sp. gr. *B. nitida* Schn., *B. praecox* (Schn.), ainsi que des *Aptychus* des groupes : *Hoplislaevaptychus* (pl. XIV, fig. 2), *Meneginilaevaptychus* (pl. XIV, fig. 1), *Brevislaevaptychus* (pl. XIV, fig. 3), *Lamellaptychus* gr. A. (pl. XIV, fig. 5 et 6), *L.* gr. B. (pl. XIV, fig. 4).

Soulignons aussi la présence du Berriassien à : *Fauriella latecostata* (Kil.) et *F. boissieri* (Picet) et du Valanginien inférieur avec un association caractéristique de *Neocomites pycnoptychus* Uhlig (pl. XIV, fig. 8), *Kilianella bochianensis* Uhlig (pl. XIV, fig. 7) et *Thurmaniceras* sp.

2. Dans la partie terminale des calcaires de Marila nous avons identifié un niveau local de calcaires microbrécheux, faciès lithologique omis dans la zone de Reșița et qui abritait une riche association de Tintinnides, Foraminifères et Algues calcaires : *Calpionella alpina* Lorenz (pl. II, fig. 6), *Tintinnopsis carpatica* (Murg. et Filip.) (pl. II, fig. 9 et 10), *Calpionellopsis simplex* (Colom) (pl. II, fig. 13 et 14), *C. oblonga* (Cadišch) (pl. II, fig. 15—18), *Lorenziella plicata* Remane, *Nannoconus* sp., *Patellina* sp. aff. *P. feifeli* (Paalzow) (pl. VI, fig. 8 et pl. VII, fig. 1 et 4), *P.* sp. aff. *P. turriculata* Dieni et Massari (pl. VI, fig. 5), *Ichnusella* sp., *Lenticulina* sp., *Nodophtalmidium* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *Cayeuxia anae* Dragastan (pl. X, fig. 8 et 9), *Acicularia* sp. (pl. X, fig. 2), *Bacinella* sp., *Arabicodium* sp., *Lacrymorphus* sp., micro-oncolithes, microradioles et pièces squelettiques d'échinodermes, *Cladocoropsis* sp., Radiolaires calcités.

3. Nous avons séparé les associations de microorganismes des calcaires à accidents siliceux situés au-dessus des marnes de Crivina sur deux niveaux : a) en base, un premier niveau avec : *Pseudotextulariella salevensis* Charrolais, Brönnimann et Zaninetti (pl. III, fig. 1—10), *P.* sp. aff. *P.* ? *Scarsellai* (de Castro) (pl. V, fig. 3), *P.* sp. (pl. V, fig. 2), ? *Sabaudia minuta* (Hofker) (pl. VI, fig. 1), *Pseudolituonella* sp. aff. *P. reicheli* (Marie) (pl. VIII, fig. 3), *P.* sp. (pl. VIII, fig. 4), *Patellina* sp. aff. *P. feifeli* (Paalzow) (pl. VII, fig. 2 et 3), *Ichnusella* sp. aff. *I. trocholinaeformis* Dieni et Massari (pl. VII, fig. 5), *Nautiloculina oolithica* Mohler (pl. VIII, fig. 2), *Valvullammina* sp., *Vermiporella* ? cf. *neocomiana* Dragastan, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Salpingoporella* sp., fragments des thalles de Characeae.

b) Un deuxième niveau, avec : *Cuneolina camposaurii* Sartoni et Crescenti (pl. IV, fig. 1—4), *Sabaudia auruncensis* (Ciochini et Di Napoli Alliata) (pl. IV, fig. 5 et 6), ? *Sabaudia minuta* (Hofker) (pl. VI, fig. 2),

Pseudotextulariella sp. (pl. V, fig. 1 et 4—5), ?*Broeckinella magna* Septfontaine (pl. VI, fig. 3), *Nautiloculina oolithica* Mohler (pl. VIII, fig. 1), *Trocholina elongata* (Leupold) (pl. VII, fig. 6), *Pfenderina* sp. aff. *P. globosa* Foury (pl. VI, fig. 4), *Pseudolituonella* sp., *Lenticulina* sp., *Citella*? favrei Charollais, Brönnimann et Zaninetti (pl. VI, fig. 6 et 7), *Cayeuxia anae* Dragastan, *Vermiporella*? cf. *neocomiana* Dragastan (pl. X, fig. 7), *Salpingoporella* sp., *Lithocodium aggregatum* Elliott (pl. X, fig. 10), *Ortonella* sp.

A partir de l'association de Foraminifères et d'Algues identifiées au premier niveau, nous considérons qu'il est possible que la partie basale des calcaires à accidents siliceux, contenant le foraminifère *Pseudotextulariella salevensis*, appartienne au Valanginien supérieur. C'est pourquoi nous avons marqué par un point d'interrogation la limite Valanginien/Hauterivien, dans le tiers inférieur de ces calcaires.

4. Les associations de microorganismes mentionnées dans l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur : *Orbitolinopsis buccifer* Arnould-Vanneau et Thieuley (pl. IX, fig. 1 et 3), *Trocholina aptiensis* Iovcheva (pl. IX, fig. 4), *H. lenticularis* Henson (pl. IX, fig. 2), *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz) (pl. X, fig. 5), *S. carpathica* Dragastan (pl. X, fig. 6), *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad (pl. XI, fig. 3), *Cympolia* n. sp. (pl. XI, fig. 4), *Permocalculus budaensis* Johnson, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Bacinella irregularis* Radocič et, dans l'Aptien supérieur : *Pseudotextulariella*? *scarsellai* (de Castro), *Trocholina aptiensis* Iovcheva (pl. IX, fig. 5), *Acicularia endoi* Praturlon (pl. X, fig. 4), *A. sp. aff. A. asteroidea* Bakalova (pl. X, fig. 3), *Cylindroporella elitzae* Bakalova (pl. XI, fig. 1 et 2), *Boueina hochstetteri* Toula, *B. globosa* Dragastan, Bucur, Demeter (pl. XI, fig. 5), *Cayeuxia septata* Bakalova (pl. X, fig. 11) représentent un élément nouveau dans la région en discussion et des arguments paléontologiques certains pour la datation de ces calcaires.

5. Nous avons détaillé cartographiquement la répartition des formations liasiques du Sud du canton Beu Sec, en changeant partiellement l'image sur la structure de la partie centrale de la région par la mise en évidence du fait qu'une partie du flanc oriental de l'anticlinal Beu Sec y affleurerait également. Dans le même sens ont été interprétées les apparitions du Callovien moyen de l'Est du canton Beu Sec.

EXPLICATION DE PLANCHES

Planche I

Colonne lithologique et microfaciale avec les formations géologiques du périmètre Beu Sec (compartiment central de la zone de Reșița, Banat).

1, calcaires gréseux ; 2, marnocalcaires gréseux ; 3, calcaires à bandes de jaspe ; 4, calcaires noduleux ; 5, calcaires sublithographiques ; 6, brèches calcaires ; 7, marnocalcaires ; 8, calcaires à accidents siliceux ; 9, calcaires récifaux ; 10, calcaires récifaux et marnocalcaires ; 11, micrite ; 12, dismicrite ; 13, pélmicrite ; 14, intramicrite ; 15, pelsparite ; 16, intrasparsite ; 17, intrasparsudite.



Planche II

- Fig. 1 și 3. — *Crassicollaria brevis* Remane. Calcarele de Marila. Tithonic superior. $\times 200$.
 Calcaires de Marila. Tithonique supérieur. $\times 200$.
- Fig. 2. — *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga). Calcarele de Marila. Tithonic superior. $\times 200$.
 Calcaires de Marila. Tithonique supérieur. $\times 200$.
- Fig. 4—6. — *Calpionella alpina* Lorenz. Calcarele de Marila. Tithonic superior. $\times 200$.
 Calcaires de Marila. Tithonique supérieur. $\times 200$.
- Fig. 7—8 și 19. — *Calpionella elliptica* Cadisch. Calcarele de Marila. Berriasian inferior. Fig. 7—8, $\times 200$; fig. 19, $\times 400$.
 Calcaires de Marila. Berriasiens inférieur. Fig. 7—8, $\times 200$; fig. 19, $\times 400$.
- Fig. 9—11. — *Tintinnopsella carpatica* (Murgeanu și Filipescu). Fig. 9—10 — calcarele de Marila. Berriasiens inferior; $\times 200$; fig. 11 — marnele de Crivina. Berriasiens supérieur. $\times 160$.
 Fig. 9—10 — calcaires de Marila. Berriasiens inférieur; $\times 200$; fig. 11 — marnes de Crivina. Berriasiens supérieur. $\times 160$.
- Fig. 12. — *Tintinnopsella longa* (Colom). Marnele de Crivina. Berriasiens superior. $\times 160$.
 Marnes de Crivina. Berriasiens supérieur. $\times 160$.
- Fig. 13—14. — *Calpionellopsis simplex* (Colom). Calcarele de Marila — nivelul microbrecios. Berriasiens mediu-superior. $\times 200$.
 Calcaires de Marila — niveau microbrécheux. Berriasiens moyen-supérieur. $\times 200$.
- Fig. 15—18. — *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). Calcarele de Marila — nivelul microbrecios. Berriasiens mediu-superior. $\times 200$.
 Calcaires de Marila — niveau microbrécheux. Berriasiens moyen-supérieur. $\times 200$.

Planche III

- Fig. 1—10. — *Pseudotextulariella salevensis* Charollais, Brönnimann și Zaninetti. Calcarele cu accidente silicioase-nivelul inferior. ? Valanginian superior. Fig. 1—2 și fig. 7, $\times 190$; fig. 3—4, $\times 120$; fig. 5—6, $\times 145$; fig. 8, $\times 125$; fig. 9, $\times 160$; fig. 10, $\times 100$.
Pseudotextulariella salevensis Charollais, Brönnimann et Zaninetti. Calcaires avec accidents siliceux-niveau inférieur. ? Valanginien supérieur. Fig. 1—2 et fig. 7, $\times 190$; fig. 3—4, $\times 120$; fig. 5—6, $\times 145$; fig. 8, $\times 125$; fig. 9, $\times 160$; fig. 10, $\times 100$.

Planche IV

- Fig. 1—4. — *Cuneolina camposaurii* Sartoni și Crescenti. Calcarele cu accidente silicioase-nivelul superior. Hauterivian. Fig. 1—2, $\times 100$; fig. 3—4, $\times 110$.

Cuneolina camposaurii Sartoni et Crescenti. Calcaires avec accidents siliceux-niveau supérieur. Hauterivien. Fig. 1—2, $\times 100$; fig. 3—4, $\times 110$.

Fig. 5—6. — *Sabaudia auruncensis* Ciocchini și Di Napoli Alliata. Calcarele cu accidente silicioase. Fig. 5 — nivelul superior. Hauterivian. $\times 115$; fig. 6 — nivelul inferior. ? Valanginian superior. $\times 130$.

Sabaudia auruncensis Ciocchini et Di Napoli Alliata. Calcaires avec accidents siliceux. Fig. 5 — niveau supérieur. Hauterivien. $\times 115$; fig. 6 — niveau inférieur; ? Valanginien supérieur. $\times 130$.

Planche V

Fig. 1—2 și 4—5. — *Pseudotextulariella* sp. Calcarele cu accidente silicioase. Fig. 1 — nivelul superior. Hauterivian. $\times 140$; fig. 2 — nivelul inferior. ? Valanginian superior. $\times 125$; fig. 4 — nivelul superior. Hauterivian. $\times 115$; fig. 5 — nivelul superior. Hauterivian. $\times 130$.

Pseudotextulariella sp. Calcaires avec accidents siliceux. Fig. 1 — niveau supérieur. Hauterivien. $\times 140$; fig. 2 — niveau inférieur. ? Valanginien supérieur. $\times 125$; fig. 4 — niveau supérieur. Hauterivien. $\times 115$; fig. 5 — niveau supérieur. Hauterivien. $\times 130$.

Fig. 3. — ? *Pseudotextulariella* aff. *scarsellai* (De Castro). Calcarele cu accidente silicioase. Nivelul inferior. ? Valanginian superior. $\times 120$.

? *Pseudotextulariella* aff. *scarsellai* (De Castro). Calcaires avec accidents siliceux. Niveau inférieur. ? Valanginien supérieur. $\times 120$.

Planche VI

Fig. 1. — *Sabaudia minuta* (Hofker). Calcarele cu accidente silicioase — nivelul inferior. ? Valanginian superior. $\times 160$.
Calcaires avec accidents siliceux — niveau inférieur. ? Valanginien supérieur. $\times 160$.

Fig. 2. — ? *Sabaudia minuta* (Hofker). Calcarele cu accidente silicioase — nivelul superior. Hauterivian. $\times 150$.
Calcaires avec accidents siliceux — niveau supérieur. Hauterivien. $\times 150$.

Fig. 3. — ? *Brocchinella magna* Septfontaine. Calcarele cu accidente silicioase — nivelul superior. Hauterivian. $\times 150$.
Calcaires avec accidents siliceux — niveau supérieur. Hauterivien. $\times 150$.

Fig. 4. — *Pfenderina* aff. *globosa* Foury. Calcarele cu accidente silicioase — nivelul superior. Hauterivian. $\times 100$.
Calcaires avec accidents siliceux — niveau supérieur. Hauterivien. $\times 100$.

Fig. 5. — *Patellina* aff. *turriculata* Dieni și Massari. Calcarele de Marila — nivelul microbreccios. Berriasian mediu-superior. $\times 90$.
Calcaires de Marila — niveau microbrécheux. Berriasien moyen-supérieur. $\times 90$.

Fig. 6—7. — *Citaella*? *favrei* Charollais, Brönnimann și Zanninetti. Calcarele cu accidente silicioase — nivelul superior. Hauterivian. Fig. 6, $\times 285$; fig. 7, $\times 190$.



Calcaires avec accidents siliceux — niveau supérieur. Hauterivien. Fig. 6, $\times 285$; fig. 7, $\times 190$.

Fig. 8. — *Patellina* sp. Calcarele de Marila — nivelul microbrecios. Berriasian mediu-superior. $\times 120$.

Calcaires de Marila — niveau microbrécheux. Berriasien moyen-supérieur. $\times 120$.

Planche VII

Fig. 1—4. — *Patellina* aff. *feifeli* (Paalzow). Fig. 1 și 4 — calcarele de Marila-nivelul microbrecios; Berriasian mediu-superior; $\times 130$; fig. 2 — calcarele cu accidente silicioase-nivelul inferior; ? Valanginian superior; $\times 160$; fig. 3 — calcarele cu accidente silicioase-nivelul superior; Hauterivian; $\times 150$.

Fig. 1 et 4 — calcaires de Marila-niveau microbrécheux; Berriasien moyen-supérieur; $\times 130$; fig. 2 — calcaires avec accidents siliceux-niveau inférieur; ? Valanginien supérieur; $\times 160$; fig. 3 — calcaires avec accidents siliceux-niveau supérieur; Hauterivien; $\times 150$.

Fig. 5. — *Ichnusella* aff. *trocholinaeformis* Dieni și Massari. Calcarele cu accidente silicioase-nivelul superior. Hauterivian. $\times 190$.

Calcaires avec accidents siliceux-niveau supérieur. Hauterivien. $\times 190$.

Fig. 6. — *Trocholina elongata* (Leupold). Calcarele cu accidente silicioase-nivelul superior. Hauterivian. $\times 120$.

Calcaires avec accidents siliceux-niveau supérieur. Hauterivien. $\times 120$.

Planche VIII

Fig. 1—2. — *Nautiloculina oolithica* Mohler. Calcarele cu accidente silicioase-nivelul superior. Hauterivian. Fig. 1, $\times 85$; fig. 2, $\times 180$.

Calcaires avec accidents siliceux-niveau supérieur. Hauterivien. Fig. 1, $\times 85$; fig. 2, $\times 180$.

Fig. 3. — *Pseudolituonella* aff. *reicheli* (Marie). Calcarele cu accidente silicioase-nivelul inferior. ? Valanginian superior. $\times 120$.

Calcaires avec accidents siliceux-niveau inférieur. ? Valanginien supérieur. $\times 120$.

Fig. 4. — *Pseudolituonella* sp. Calcarele cu accidente silicioase-nivelul inferior. ? Valanginian superior. $\times 150$.

Calcaires avec accidents siliceux-niveau inférieur. ? Valanginien supérieur. $\times 150$.

Planche IX

Fig. 1 și 3. — *Orbitolinopsis buccifer* Arnaud-Vanneau și Thieuloy. Calcarele de Plopa. Barremian-Aptian inferior. $\times 50$.

Calcaires de Plopa. Barrémien-Aptien inférieur. $\times 50$.



Fig. 2. — *Hensonina lenticularis* (Henson). Calcarele de Plopa. Barremian-Aptian inferior. $\times 110$.

Calcaires de Plopa. Barrémien-Aptien inférieur. $\times 110$.

Fig. 4—5. — *Trocholina aptiensis* Lovcheva. Fig. 4 — calcarale de Plopa. Barremian-Aptian inferior. $\times 100$; fig. 5 — Aptian superior. $\times 125$.

Fig. 4 — calcaires de Plopa. Barrémien-Aptien inférieur. $\times 100$; fig. 5 — Aptien supérieur. $\times 125$.

Fig. 6—7. — *Cadosina fusca* Wanner. Fig. 6 — Aptian superior. $\times 100$; fig. 7 — calcarale cu accidente silicioase-nivelul inferior. ? Valanginian superior. $\times 150$.

Fig. 6 — Aptien supérieur. $\times 100$; fig. 7 — calcaires avec accidents siliceux-niveau inférieur. ? Valanginien supérieur. $\times 150$.

Planche X

Fig. 1. — *Globochaete alpina* Lombard. Calcarele de Brădet. Tithonic inferior. $\times 190$.

Calcaires de Brădet. Tithonique inférieur. $\times 190$.

Fig. 2. — *Acicularia* sp. Calcarele de Marila — nivelul microbrecios. Berriasian mediu-superior. $\times 125$.

Calcaires de Marila — niveau, microbrécheux. Berriasien moyen-supérieur. $\times 125$.

Fig. 3. — *Acicularia asteroidea* Bakalova. Aptian superior. $\times 50$.

Aptien supérieur. $\times 50$.

Fig. 4. — *Acicularia endoi* Praturlon. Aptian superior. $\times 100$.

Aptien supérieur. $\times 100$.

Fig. 5. — *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz). Calcarele de Plopa. Barremian-Aptian inferior. $\times 90$.

Calcaires de Plopa. Barrémien-Aptien inférieur. $\times 90$.

Fig. 6. — *Salpingoporella carpathica* Dragastan. Calcarele de Plopa. Barremian-Aptian inferior. $\times 100$.

Calcaires de Plopa. Barrémien-Aptien inférieur. $\times 100$.

Fig. 7. — *Vermiporella*? cf. *neocomiana* Dragastan. Calcarele cu accidente silicioase — nivelul superior. Hauerivian. $\times 140$.

Calcaires avec accidents siliceux — niveau supérieur. Hautevien. $\times 140$.

Fig. 8—9. — *Cayeuxia anae* Dragastan. Calcarele de Marila — nivelul microbrecios. Berriasian mediu-superior. Fig. 8, $\times 65$; fig. 9, $\times 130$.

Calcaires de Marila — niveau microbrécheux. Berriasien moyen-supérieur. Fig. 8, $\times 65$; fig. 9, $\times 130$.

Fig. 10. — *Lithocodium aggregatum* Elliott. Calcarele cu accidente silicioase — nivelul superior. Hauerivian. $\times 55$.

Calcaires avec accidents siliceux — niveau supérieur. Hautevien. $\times 55$.

Fig. 11. — *Cayeuxia septata* Bakalova. Aptian superior. $\times 50$.

Aptien supérieur. $\times 50$.

Planche XI

- Fig. 1—2. — *Cylindroporella elitzae* Bakalova. Aptian superior. $\times 45$.
Aptien supérieur. $\times 45$.
- Fig. 3. — *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad. Calcarele de Plopa. Barremian-Aptian inferior. $\times 50$.
Calcaires de Plopa. Barrémien-Aptien inférieur. $\times 50$.
- Fig. 4. — *Cymopolia* n. sp. Calcarele de Plopa. Barremian-Aptian inferior. $\times 30$.
Calcaires de Plopa. Barrémien-Aptien inférieur. $\times 30$.
- Fig. 5. — *Boueina globosa* Dragastan, Bucur și Demeter. Aptian superior. $\times 40$.
Aptien supérieur. $\times 40$.

Planche XII

- Fig. 1. — *Straparolus* sp. Liasic inferior. $\times 1$.
Lias inférieur. $\times 1$.
- Fig. 2. — *Corbula* sp. Toarcian. $\times 2$.
Toarcien. $\times 2$.
- Fig. 3. — *Kosmoceras* sp. gr. *K. ornatum* (Sow.). Marnele de Tămașa. Callovian superior. $\times 1$.
Marnes de Tămașa. Callovien supérieur. $\times 1$.
- Fig. 4. — *Kosmoceras duncani* (Sow.). Marnele de Tămașa. Callovian superior. $\times 0,75$.
Marnes de Tămașa. Callovien supérieur. $\times 0,75$.
- Fig. 5. — *Perisphinctes (Orthosphinctes) crotalinus* Siem. (macroconca). Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 1$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 1$.
- Fig. 6. — *Ptychophylloceras euphyllum* Neum. Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 0,75$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 0,75$.

Planche XIII

- Fig. 1. — *Perisphinctes (Perisphinctes) boweni* Arkel (microconca). Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 0,75$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 0,75$.
- Fig. 2—3. — *Taramelliceras (Taramelliceras)* sp. gr. *T. costatum* Oppel. Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 0,75$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 0,75$.
- Fig. 4. — *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) cf. airoldii* Gemm. (macroconca). Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 0,75$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 0,75$.
- Fig. 5. — *Lithacoceras (Discosphinctes) idelettae* de Riaz (microconca). Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 1$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 1$.



Fig. 6—7. — *Orthaspidoceras* sp. Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 1$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 1$.

Fig. 8. — *Sowerbyceras medium* Joly. Marnele de Tămașa. Oxfordian mediu. $\times 1$.
Marnes de Tămașa. Oxfordien moyen. $\times 1$.

Planche XIV

Fig. 1. — *Meneginiilaevaptychus*. Calcarele de Brădet. Tithonic inferior. $\times 0,75$.
Calcaires de Brădet. Tithonique inférieur. $\times 0,75$.

Fig. 2. — *Hoplisuslaevaptychus*. Calcarele de Brădet. Tithonic inferior. $\times 1$.
Calcaires de Brădet. Tithonique inférieur. $\times 1$.

Fig. 3. — *Brevislaevaptychus*. Calcarele de Brădet. Tithonic inferior. $\times 1$.
Calcaires de Brădet. Tithonique inférieur. $\times 1$.

Fig. 4. — *Lamellaptychus* gr. B. Calcarele de Brădet. Tithonic inferior. $\times 1$.
Calcaires de Brădet. Tithonique inférieur. $\times 1$.

Fig. 5—6. — *Lamellaptychus* gr. A. Calcarele de Brădet. Tithonic inferior. $\times 1$.
Calcaires de Brădet. Tithonique inférieur. $\times 1$.

Fig. 7. — *Kilianella bochianensis* Uhlig. Marnele de Crivina. Valanginian inferior. $\times 1$.
Marnes de Crivina. Valanginien inférieur. $\times 1$.

Fig. 8. — *Neocomites pycnoptychus* Uhlig. Marnele de Crivina. Valanginian inferior. $\times 1$.
Marnes de Crivina. Valanginien inférieur. $\times 1$.





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE



Project 58 : Mid-Cretaceous Events

SUR LA SIGNIFICATION GÉOCHRONOLOGIQUE DE LA SOUS-ZONE À MARGINOTRUNCANA TARFAYENSIS (LEHMANN)¹

PAR

JANA ION²

*Foraminifera. Turonian-Coniacian boundary. Geochronology. Biostratigraphy.
Zonation. Index fossil.*

Abstract

On the Geochronologic Significance of the Bichorizon with Marginotruncana tarfayensis (Lehmann). In Romania, the species *M. tarfayensis* is considered, on the basis of the geochronology by ammonites, an index fossil for the lower boundary of the Coniacian, as arbitrarily suggested by Porthault (1974). Within the Zone "Grandes Rosalines plates", several subzones are distinguished: Marginotruncana coronata Subzone for the Upper Turonian with *Subprionocyclus normalis*; Marginotruncana tarfayensis Subzone for the extreme basis of the Coniacian — according to Szász (1979) — with *Forresteria petrociliensis* and *Inoceramus schloenbachi*. The beds with *F. petrociliensis*, *I. schloenbachi* and the first occurrence of the species *M. tarfayensis* in Romania are correlated with the beds in the southeast of France, which contain the first appearance of *M. tarfayensis* both representing the extreme base of the Coniacian unknown at the stratotype.

Pour l'intervalle depuis le Turonien moyen jusqu'au Coniacien inférieur — c'est-à-dire l'intervalle *Romaniceras ornatissimum/R. bizeti*, jusqu'à *Barroisiceras haberfellneri*, ou l'intervalle après l'apparition de l'espèce *Helvetoglobotruncana helvetica* jusqu'à l'apparition de l'espèce *Dicarinella concavata* — il est difficile d'élaborer la biostratigraphie à partir des Foraminifères. Pour cet intervalle, mais surtout à la limite

¹ Recue le 28 Mars 1979, acceptée pour publication le 8 Mai 1979, communiquée dans la séance du 15 Mai 1979.

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



Institutul Geologic al României

Turonien-Coniacien, la chronologie fondée sur la macrofaune, l'harmonisation des échelles des zones à Ammonites, Inocérames, Rudites et Echinides soulèvent des questions. Les difficultés viennent des régions types : dans la région type du Turonien (Touraine, d'Orbigny, 1842) les dépôts sont pauvres en macrofaune, ceux du Turonien supérieur renferment des niveaux indurés („hardgrounds“) ; dans la région type du Coniacien (Cognac, Coud, 1857) la limite Turonien/Coniacien est une surface d'érosion. Donc, dans les régions type on ne connaît pas l'évolution de la faune à la limite Turonien-Coniacien et les étages respectifs sont incomplets ; la zone à *Barroisiceras haberfellneri* c'est la première zone du Coniacien — dans le cas de la biochronologie sur les Ammonites — mais n'indique pas en réalité ses premiers niveaux.

L'étude de la limite Turonien-Coniacien en dehors de la région type, dans des faciès et à partir des critères différents a mené à un nombre égal de conclusions diverses. Ainsi, quant à la chronologie sur la base de l'évolution de la faune d'Inocérames — qui a comme région type le bassin germanique mais est beaucoup employée à l'établissement de la géochronologie du reste des provinces paléoclimatiques aussi — il y a des opinions divergeantes sur la position de la limite Turonien/Coniacien par rapport à la zone à *Inoceramus schloenbachi* (équivalente de la zone à *I. deformis* d'Amérique, U.R.S.S.) : conformément à l'échelle des zones d'Inocérames établie dans le bassin germanique, la zone à *I. schloenbachi* est d'âge Turonien supérieur et la limite avec le Coniacien est tracée au-dessus de celle-ci ; ou c'est la première zone du Coniacien, conception acceptée tout d'abord en Amérique et U.R.S.S., ensuite reprise en discussion dans le reste de l'Europe aussi par suite de la découverte, en quelques régions, de la coexistence de l'espèce *I. schloenbachi* à Ammonites du Coniacien inférieur.

Toutes ces difficultés dans la caractérisation de la limite Turonien-Coniacien se sont reflétées également dans le cas de la biostratigraphie à partir des Foraminifères. C'est pourquoi en Europe et Afrique du Nord c'est chose courante que le Turonien supérieur et la base du Coniacien — jusqu'à l'apparition des concavates correspondant au début de la zone à *B. haberfellneri* — soient caractérisés, en ensemble par la même association représentative pour les zones dénommées : „grandes Rosalines“ (Sigał, 1955), „grandes Rosalines seules“ (Lehmann, 1962), „grandes Rosalines plates“ (Sigał, 1966), „schneegansi“ (Dabiecz, 1955), „G. renzi-G. sigali“ (Van Hinte, 1976). Dans l'acceptation donnée à la zone à *I. deformis* (= *I. schloenbachi*) au Coniacien, on considère que la limite Turonien/Coniacien est repérée par la limite inférieure de l'intervalle occupé par : la zone à *Marginotruncana renzi* avec la partie spirale plate, au Trinidad (Bölli, 1957) comme Range-zone ou au Mexique et Texas (Pessagno, 1967) comme Acme-zone ; la zone à „*Globotruncana renzi* et *G. coronata*“, en Crimée (Maslakova en Guide Book, Europ. Coloq. Micropal., 1971) ; l'association à *G. coronata* dans la Plate-forme Russe (Naidin et Kopaevici,



1977), à *G. coronata* et *G. angusticarinata* dans les Carpathes de l'Ukraine (fide Stratigr. U.R.S.S., 1971).

Dans le néostratotype du Coniacien, proposé par Salaj en Tunisie (1973) — avec la géochronologie établie à partir des Echinides — le Coniacien se distingue du Turonien (Salaj, 1970 ; Salaj et Bellier, 1971, préimprimé) par le début de l'espèce *Dicarinella cachensis* (Douglas) (zone à „*G. cachensis*“, Douglas, 1967) et *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi). La dernière espèce est considérée dans les Carpathes Occidentales aussi (bien que la zone à *I. schloenbachi/I. deformis* soit acceptée au Turonien supérieur), comme indiquant le Coniacien (zone „*G. angusticarinata*“, Salaj et Samuel, 1966).

L'emploi des espèces *MARGINOTRUNCANA „renzi“* (Gandolfi) — avec la partie spirale plate, *M. coronata* (Bölli), *M. angusticarinata* (Gandolfi), *Dicarinella cachensis* (Douglas) comme repères pour la limite Turonien-Coniacien, tel que dans les situations mentionnées, est problématique, ou pour mieux dire, peut avoir seulement valeur locale, puisque ces espèces sont citées, en Europe du moins, comme débutant également dans le Turonien moyen ou supérieur.

Le problème de la caractérisation biostratigraphique de la limite Turonien/Cénomanien a été abordé le dernier temps — du point de vue des Foraminifères planctoniques — dans le sud-est de la France, à partir des travaux de Donze, Porthault, Tomel, Villoutryes (1970) et dans le thèse de Porthault (1974). Au sud-est de la France — où les successions turonien-coniaciennes sont en continuité de sédimentation — entre les dernières couches appartenant à la zone à *Romaniceras deveriai* et les premiers niveaux de la zone à *Barroisceras haberfellneri* et avec la microfaune de la zone *Dicarinella concavata*, les auteurs mentionnés ont mis en évidence des couches (200 m d'épaisseur maximale), qui correspondraient aux „couches de passage“ (sensu Grossouvre, 1901), qui manquent à la limite Turonien/Coniacien dans les régions type. Porthault (1974) a proposé que la limite Turonien/Coniacien soit tracée dans ces couches, à la première apparition des espèces *MARGINOTRUNCANA tarfayensis* (Lehmann), *M. sinuosa* (Porthault). Leur niveau de début se place bien au-dessous de ceux dans lesquels apparaissent les premiers *Peroniceras*, tant dans les Alpes Maritimes (d'après Donze et al., 1970, dans la coupe de Puget-Theñiers, 25 m plus bas du niveau d'apparition de *Peroniceras moureti* Gross débute les espèces *M. tarfayensis* et *M. sinuosa*), ainsi que dans la Fosse vocontienne (Porthault, 1974); sur certaines coupes (Fosse vocontienne, Porthault, 1974), les couches d'apparition de ces espèces de Foraminifères abritent toujours *I. ex gr. schloenbachi*, qui persiste dans les couches sousjacentes où elles sont toutefois en association avec la macrofaune turonienne supérieure.

Sur les espèces proposées par Porthault comme repères pour la limite inférieure du Coniacien remarquons que seulement *M. tar-*



fayensis n'est pas citée jusqu'à présent dans des dépôts plus anciens que le Coniacien et donc son début — au moins pour le domaine méditerranéen — est un indicateur de cet étage ; l'espèce *M. sinuosa* est connue dans les dépôts du Turonien supérieur aussi (ex. Longaria 1976, préimprimé), donc on ne peut pas l'employer comme repère dans le sens proposé par Porthault.

La position de la zone à *I. schloenbachi* et de la limite Turonien/Coniacien a été récemment mise en discussion en Roumanie par Szász (1979). A partir de plusieurs coupes de régions différentes (bassin de Babadag, monts Perșani, dépression géétique), cet auteur arrive à la conclusion que : „En Roumanie la présence du Turonien supérieur est prouvée à l'aide des Ammonites seulement dans les monts Perșani, où en association avec *Subprionocyclus normalis* (Anderson), sont rencontrés des Inocérames de petite taille du groupe *I. vancouverensis* (Shumard) Tröger. Une association d'Inocérames pareille est rencontrée dans le bassin de Babadag aussi, mais sans Ammonites caractéristiques. Les associations d'Inocérames de la zone à *I. schloenbachi* Böhm, dans toutes les sections étudiées, sont rencontrées en ensemble avec des Ammonites caractéristiques au Coniacien inférieur. Donc, en accordant priorité à l'échelle biochronologique fondée sur l'évolution des Ammonites, la zone à *I. schloenbachi* Böhm de Roumanie se place dans le Coniacien inférieur et non pas dans le Turonien supérieur, selon ce que pensent les auteurs allemands et polonais. Dans la dépression géétique et le bassin de Babadag, sur le niveau à *Inoceramus schloenbachi* et *Forresteria* ou *Barroisiceras* suit un niveau à *I. mantelli* et *Protexanites* ou *Peroniceras*. L'affirmation de Seitz (1962), selon laquelle la première apparition des Inocérames du groupe *I. mantelli* marque la base du Coniacien, s'avère donc être inexacte. Cette association doit être caractérisée comme définissant la deuxième biozone du Coniacien“. L'auteur affirme ensuite que reste ouvert le problème si tout le Turonien supérieur germanique doit être attaché au Coniacien ou seulement sa partie supérieure, vu que les couches à *I. schloenbachi* Böhm du bassin germanique dans les acceptations de certains auteurs représentent le Turonien supérieur tout entier et dans l'acception des autres auteurs — seulement sa partie supérieure.

Dans les échantillons des niveaux à faune prélevée des coupes étudiées par Szász — qu'il a eu l'amabilité de mettre à notre disposition — nous avons mis en évidence la suivante microfaune : a) dans les couches à *Subprionocyclus normalis* (Anderson) des monts Perșani (Vallée Cărbunelui) l'association (Jana Ion in D. Patrulius et al., 1977³) à *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi), *M. sinuosa* Porthault, *M. marginata* (Reuss), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. coronata* (Bölli), *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Stensioina praeevoluta* Brodt

³ Arch. IGG, Bucarest.

z en ; b) dans les couches à *Inoceramus schloenbachi* Böhm et *Forresteria petrocoriensis* (Coq.) de la dépression géétique (coupe de Cheia) l'association à *Marginotruncana tarfayensis* (Lehmann), *M. „renzi“* (Gandolfi)- avec la partie spirale plate, *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. coronata* (Bölli) (en abondance), *M. undulata* (Lehmanna), *M. iliei* n. sp.

Dans le Néocrétacé de Tara Birsei — étudié par nous du point de vue micropaléontologique jusqu'au détail des niveaux à épaisseurs centimétriques — après les couches avec apparition d'espèces du groupe „grandes Rosalines plates“ et avant les couches avec apparition de l'espèce *D. concavata* s'interposent les couches où débutent *M. tarfayensis*, *M. „renzi“*- avec la partie spirale plate dans une association avec : *M. schneegansi* (Sigal), *M. sigali* (Reichel), *M. marginata* (Reuss), *M. renzi* (Gandolfi)- avec la partie spirale convexe, *M. pseudolinneiana* Pessagno, *Dicarinella (?) loeblichae* (Doughlas), *D. canaliculata* (Reuss), *D. indica* (Jacob et Sastry), *Halvetoglobotruncana helvetica* (Bölli), *H. praehelvetica* (Trujillo), *H. paradubia* (Sigal), *H. inornata* (Bölli), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.).

Même si l'on fait abstraction de l'échelle des Inocérames avec la zone I. schloenbachi attachée au Coniacien, il est évident que, pour les associations de Foraminifères de Roumanie que nous avons présentées, la géochronologie fondée sur les Ammonites, corroborée avec les autres données fournies par les couches du Turonien supérieur et du Coniacien, autorise les suivantes conclusions :

a) — l'association du Turonien supérieur renferme les espèces *M. coronata*, *M. angusticarinata*, donc — dans notre cas — ces Foraminifères sont inutilisables comme repères pour la limite inférieure du Coniacien, comme c'est le cas de la Crimée, la Plate-forme Russe, les Carpates d'Ukraine. A la même association appartient *M. sinuosa*, qui apparaît ici toujours plus tôt (ainsi qu'en Longoria, 1976, préimprimé) et donc elle aussi ne peut avoir valeur de repère pour la limite inférieure du Coniacien, selon la proposition de Porthault (1974).

— Pour les espèces de la zone des „grandes Rosalines plates“ (*M. coronata* et *M. angusticarinata*), leur présence est argumentée dans le Turonien supérieur, mais non pas l'âge des niveaux de leur véritable début (l'espèce *M. coronata* est citée en Europe de l'Ouest à partir du Turonien moyen aussi). Nous avons conservé toujours la conception courante que leur début marquerait le commencement du Turonien supérieur.

b) — *M. tarfayensis* et *M. „renzi“*- avec la partie spirale plate apparaissent dans la base extrême du Coniacien, dont ils marquent la limite inférieure, conformément à la valeur chronologique accordée par Szász (1979) aux couches à *I. schloenbachi* et les premiers Ammonites coniacien (= la première zone de faune du Coniacien), dans laquelle ils débutent.

— Le début, argumenté avec des Ammonites, de l'espèce *M. tarfayensis* dans l'extrême base du Coniacien, atteste la valeur géochronologique — espèce guide de la limite inférieure du Coniacien — que Portaault lui a arbitrairement accordée (1974) dans le sud-est de la France où, malheureusement, les couches dans lesquelles elle apparaissent ne contiennent pas d'Ammonites à même de permettre une corrélation orthochronologique.

Remarquons que les situations analysées des monts Perşani et de la dépression géétique, sont les seules, au moins en Roumanie, dans lesquelles on a pu établir jusqu'à présent la valeur géochronologique du début de l'association *M. tarfayensis* et notamment la différence entre l'association du Turonien supérieur et celle coniacienne immédiatement supérieure. Jusqu'à maintenant d'habitude en Roumanie, ainsi qu'en bien de situations du domaine méditerranéen, le Turonien supérieur et la base du Coniacien étaient caractérisés par la même association à „grandes Rosalines plattes“. L'attestation de l'espèce *M. tarfayensis* comme repère de la limite inférieure du Coniacien nous permet la réalisation du suivant découpage dans la zone des „grandes Rosalines plattes“ (zone définie par Sigal, 1966, pour caractériser l'intervalle depuis la première apparition des espèces du groupe *lapparenti-angusticarinata-coronata* jusqu'à l'apparition des concavates), employée par nous (Jana Sandulescu, 1969 ; Jana Ion, 1975, 1976, 1979) afin de caractériser l'intervalle Turonien supérieur-l'extrême base du Coniacien :

— la sous-zone *M. coronata* (*Turonien supérieur*) représentant l'intervalle depuis la première apparition des espèces *M. coronata* (Böllii), *M. angusticarinata* (Gandolfi) jusqu'à la première apparition de l'espèce *M. tarfayensis* (Lehmann) ou *M. „renzi“* (Gandolfi) — avec la partie spirale platte. Dans cette sous-zone débutent aussi : *M. sinuosa* (Portaault) et *M. pseudolinneiana* (Pessagno). La zone *M. coronata* a été désignée jusqu'à présent, mais avec un autre contenu : comme une zone de fréquence (Acme-zone) pour le Turonien supérieur d'Egypte (Berkman et al., 1969) et de Belgique (Moorkens, 1969) ; comme zone d'intervalle pour le Santonien de Californie (Douglas, 1967) ;

— la sous-zone *M. tarfayensis* (*extrême base du Coniacien*) représentant l'intervalle de la première apparition de l'espèce *M. tarfayensis* jusqu'à la première apparition de l'espèce *Dicarinella concavata* ; à sa limite inférieure débute aussi *M. „renzi“* — avec la partie spirale platte.

Il résulte, des données présentées, les suivantes corrélations et conclusions (fig.) :

— Les couches avec l'association *I. schloenbachi* et Ammonites du Coniacien inférieur — représentant la première zone du Coniacien conformément à l'argumentation de Szász (1979) — et avec le début de l'espèce *M. tarfayensis*, se place dans l'intervalle de la „zone intermédiaire“ (sensu Grossouvre, 1901), qui correspondrait aux dépôts absents à la limite Turonien-Coniacien dans les régions types, mais qui



ETAGES	FRANCE SUD-EST			ROUMANIE		
	Zones "Ammonites"	Macrofaune (2) Donze et al. 1964 (3) Porthault 1974	Foraminifères Porthault 1974	Macrofaune fide Szasz 1979	Foraminifères Jana Ian (dans le présente étude)	grandes Rosaliines plates Zones et sous-zones
Espèces guides			Espèces guides			
CONNAISSANCES INFERIEUR						
	B. aff. haberfeldieri P. aff. haberfeldieri P. aff. mouretii (2) (3). ex. gcf. schloenbachii			Co 1 (1) T. tschotkovi haplophyllum P. peroniceras aff. I. dauidicium, I. gcf. I. inconspicua, I. manelli	D. concavata M. sinuosa A. cretacea M. "renzi" M. engusticarinata	Dicarinella concaavaata M. tarayensis D. concavata M. terebratula
TURONIEN SUPERIEUR						
	M. coronata non carinata P. peroniceras ceverai			Tu 5 I. inconstans, I. schloenbachii, Forrestiera petroconensis (?)	M. sinuosa M. terebratula Subplanoculus normalis (3)	M. coronata
				Tu 4		

(1) M. persani (Ormenis); (2) Szasz; (3) Patruilius
 (1) M. persani (Ormenis); (2) Szasz; (3) Patruilius
 Depress. Gélique (V. Cheia - Vinturari); Szasz, 1979
 (3) M. persani (V. Cărbunelui - Racosul de Sus); Szasz, 1979

(1) Donze et al. 1964, Porthault 1974 = couches de passage du Turonien au Coniacien qui correspondent aux faciès sédimentaires observés dans les stratotypes; (2) à Puget-Théniers (Alpes-Maritimes); (3) à Drôme;
 (?) identificatien incertaine

Essai de corrélation des données biostratigraphiques connues à la limite Turonien-Coniacien dans le sud-est de la France et en Roumanie.

ont été mis en évidence par Porthault (1974) dans le sud-est de la France.

— Elles viennent en corrélation avec les couches du sud-est de la France, dans lesquelles apparaît l'espèce *M. tarfayensis* et existe aussi *I. ex gr. schloenbachi*, couches considérées par Porthault (1974) comme représentant l'extrême base du Coniacien.

— L'existence, à la base du Coniacien de Roumanie, des couches à *I. schloenbachi* et à Ammonites coniaciens n'implique pas partout l'attribution de l'entièvre zone à *I. schloenbachi* à cet étage. Dans le sud-est de la France, selon ce que nous avons montré, *I. ex gr. schloenbachi* existe à la base du Coniacien, donc situation pareille à celle de Roumanie, mais aussi plus bas en association avec de la faune du Turonien supérieur. Il est possible que cette espèce n'ait pas partout le même moment d'apparition, ce qui expliquerait son existence en Roumanie seulement dans les niveaux à Ammonites du Coniacien inférieur, comme en Amérique et U.R.S.S.

BIBLIOGRAPHIE

- Beckmann J. P., El-Heiny I., Kerdany M. T., Said R., Violti C. (1969) Standard planktonic zones in Egypt. Proc. 1 st. intern. Conf. on plankt. microfos., Geneva, 1967, E. J. Brill ed. Leiden, II, pp. 92—103.
- Bolli H. (1957) The genre Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad. B.W.I.U.S. Mat. Mus. Bull. 215, pp. 51—60, Washington.
- Dalbiez F. (1955) The genus Globotruncana in Tunisia. Micropal. 1, 2, pp. 161—171, New York.
- Donze P., Porthault B., Thomel G., Willoutreys O. (de) (1970) Le Sénonien inférieur de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune. Géobios, 13, 2, pp. 41—106, Lyon.
- Douglas R. G. (1967) Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California. Part 1-Systematics, Micropal. 15, 2, pp. 151—209, New York.
- Hinte J. E. van (1977) A Cretaceous time scale. Repr. from private circulation from The American Assoc. of Petrol. Geolog. Bull., 60, 4, April 1976, pp. 498—516.
- Ion Jana (1975) Le Crétacé supérieur de Rîşnov. Guide des excurs. XIV Colloq. Europ. Micropal., pp. 99—104, Bucarest.
- (1976) Zones de foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. D.S. Inst. geol. geofiz. LXII (1974—1975), 4, pp. 93—120, Bucureşti.
- Lehmann R. (1962) Etude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la Province Tarfaya (Maroc occidentale). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 21, 156, pp. 133—159, Rabat.



- Moorkens T. (1969) Quelques Globotruncanidae et Rotaliporidae du Cénomanien, Turonien et Coniacien de la Belgique. *Proc. 1 st. intern. conf. on plankt. microfoss.*, Géneve, 1967, E. J. Brill. ed. Leiden, II, pp. 435—459.
- Naidin D. P., Kopaevici L. F. (1977) O zonalnem dalenii verhevo mela evropeisoi paleobiograficeskoi oblasti. *Biullet. Moscovsk. Obscestva ispitatelyei prirodi. Otdelgeologiceskii* 5, 52, 5, Moscow.
- Porthault B. (1974) Le Crétacé supérieur de la „Fose Vocontienne“ et des régions limitrophes (France sud-est). Micropaleontologie, stratigraphie, paléo-écologie. *Thèse devant l'Univ. Claude Bernard*, Lyon.
- Salaj I., Samuel O. (1966) Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Bratislava.
- (1970) Quelques remarques sur les problèmes de microbiostratigraphie du Crétacé supérieur et du Paléogène. IV *Colloque Africain de Micropal.*, Abidjan, 1970, pp. 357—374, Nice.
 - (1973) Proposition pour des néostratotypes du Crétacé supérieur en vue de la zonation des régions de la Téthys. Livre Jubilaire M. Solignac. *Annales des Mines et de la Géologie*, 26, pp. 219—222, Tunis.
- Săndulescu Jana (1969) Globotruncanidae zones in the Upper Cretaceous within the Tara Birsei area (Crystalline-Mesozoic zone, Eastern Carpathians). *Rocznik Polsk. Tow. Geol. XXXIX*, 1—3, pp. 183—212, Krakow.
- Sigal J. (1955) Notes micropaleontologiques nord-africaines. Du Cénomanien au Santonien : zones et limites en facies pélagiques. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 8, pp. 157—180, Paris.
- Szász L. (1982) Semnificația biocronologică a zonei cu *Inoceramus schloenbachi* I. Böhm în România și unele probleme ale limitei Turonian-Coniacian. *D.S. Inst. geol. geofiz. LXVI/4*, București.
- * * * Guide Book, XII European Micropal. Colloq., U.S.S.R., 1971.
- * * * Stratigrafia U.R.S.S. VIII, Kreida. Academia Nauk U.R.S.S., Inst. Geol. Nauk. Naukova Dumka, Kiiv, 1971.



Geological Institute of Romania
Institutul Geologic al României

The Geological Institute of Romania (IGR) is a public research institution, part of the National Research Council (CNCS), which carries out geological research in the fields of mineral resources, energy, environment, and natural hazards. The IGR has a long history of geological research, dating back to the early 19th century. It is one of the most important geological research institutions in Europe, with a strong international reputation.

The IGR's main research areas include:

- Mineral resources: The IGR carries out research on the distribution, occurrence, and potential of mineral resources in Romania, including coal, oil, gas, and various metals and non-metals.
- Energy: The IGR carries out research on the development of energy resources, including oil and gas exploration, geothermal energy, and renewable energy sources such as wind and solar power.
- Environment: The IGR carries out research on the impact of human activity on the environment, including climate change, soil degradation, and water pollution.
- Natural hazards: The IGR carries out research on natural hazards, including earthquakes, tsunamis, and volcanic eruptions, and their impact on society and the environment.

The IGR has a large number of research facilities and laboratories, including a geological museum, a library, and a collection of geological specimens. The IGR also has a strong network of international research partners and collaborates with other research institutions both in Romania and abroad.

The IGR's research activities are funded by the Romanian government, the European Union, and other international organizations. The IGR's work is essential for the development of Romania's economy and for the protection of the environment and natural resources.



Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

BIOSTRATIGRAPHIC DATA ON THE EOJURASSIC DEPOSITS IN THE SOMEŞUL CALD GRABEN (THE BIHOR MOUNTAINS)¹

BY

GHEORGHE MANTEA², ELENA POPA², MAGDALENA IORDAN²

Biostratigraphy. Lower Jurassic. Toarcian. Brachiopoda. Ammonoidea. Faunal assemblages. Bihor unit. Bihor Mountains.

Sommaire

Données biostratigraphiques sur les dépôts éojurassiques du graben Someşul Cald (Monts Bihor). Les auteurs distinguent dans le Jurassique inférieur de l'autochtone de Bihor, secteur Someşul Cald, trois formations : détritique (Hettangien-Sinémurien inférieur) ; calcaire (Sinémurien supérieur-Pliensbachien) ; marneuse (Toarcien). Les âges respectifs ont été établis sur la base de l'étude des : Ammonites, Brachiopodes, Bivalves et Bélemnites. On a identifié les suivantes zones de Brachiopodes : Dunrobinensis, Cornuta et Acuta, et les zones d'Ammonites : Spinatum, Tenuicostatum, Bifrons, Variabilis, Thouarsense et Insigne.

Recent researches (1974—1978) brought about the accumulation of new data on the lithologic, stratonomic and biostratigraphic features of the Eojurassic deposits in the Someşul Cald spring zone, known in the relevant literature as the "Someşul Cald Graben" (Fig.).

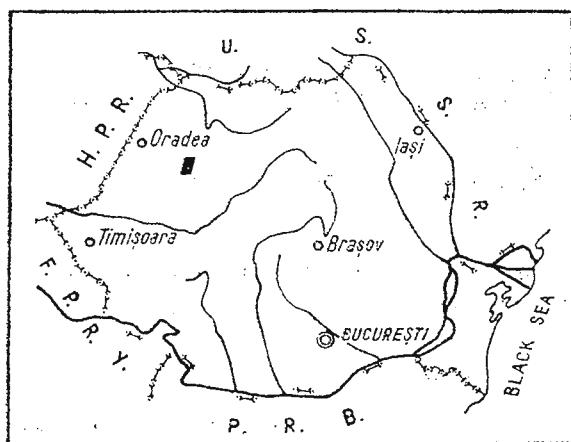
A first piece of information referring to the Lower Jurassic formations in the study zone dates back since 1876, when Koch remarked the Liassic deposits on the occasion of an excursion in the Onceasa area. Later on, Prümics (1889, 1890) assigned a detrital series, constituted of white and red conglomerates associated with quartz standstones, to

¹ Received June 26 1978, accepted for publication December 1 1978, presented at Meeting on February 2 1979.

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



the Lower Liassic. Szadeczky (1905) contested the Eoliassic age of the above-mentioned detrital series which he considered Permian in age. Finally, in 1910, Szontagh, Pálfy and Rozloznik (1913) appreciated that in the Someșul Cald spring zone the Mesozoic belongs to the Bihor facies. In 1942, Kräutner published a synthesis on this region in which he distinguished the Lower Liassic in the facies of the



Sketch with the location of the study region.

conglomerates and quartz sandstones; he also pointed out the great similarity with the Verrucano facies. It is to be mentioned that the author distinguished the Middle and the Upper Liassic in a single stratigraphic entity. In 1965, G. H. Mantea et al.³ presented a new geological map of this zone on a scale of 1 : 10,000 including the following separations: Hettangian, Sinemurian, Pliensbachian, Domerian and Toarcian. The authors pointed out the lithofacial similarities of these deposits with the equivalent ones in Pădurea Craiului and give a lithologic description of the Eojurassic deposits from the Someșul Cald Graben; they also mention a fauna of bivalves, brachiopods, ammonites and belemnites.

In the Someșul Cald spring zone, as well as the whole Apuseni Mountains, at the end of the Triassic there is a modification of the palaeogeographic configuration as a result of the old Kimmerian movements. Concomitantly with the uplift of the relief, new sources of detrital sediments, mostly continental, occur as well. It is to be mentioned that the Eojurassic formations within the Bihor Autochthon, which includes the Someșul Cald spring zone too, developed in Gresten facies.

In the Someșul Cald Graben, as well as in other sectors of the Bihor Autochthon (Iancovici et al., 1976) such as in the Pădurea

³ Arch. MMPC, Bucharest.

Craiului, the Remetei Graben inclusively, and the Central Bihor, the Lower Jurassic is constituted of three formations, as follows :

- A) a detrital formation, a probable equivalent of the Gresten sandstone comprised within the Hettangian-Lower Sinemurian interval ;
- B) a calcareous formation, similar to the Gresten sandstone, developed in the Upper Sinemurian-Pliensbachian ;
- C) a marly formation Toarcian in age.

In order to give a more suggestive lithologic, stratonomic and biostratigraphic description of the Lower Jurassic deposits and to facilitate eventual correlations, we shall refer further on only to those sectors in which the Lower Jurassic presents successions as complete as possible (Onceasa Valley, Piriul Ars, Alunul Mic Valley, Someşul Cald spring zone).

A) The Detrital Formation (Hettangian-Lower Sinemurian)

In the zone of the Someşul Cald Graben, the Hettangian-Lower Sinemurian deposits overlie transgressively and unconformably, without exception, the crystalline schists of the Arada Series, the Middle Triassic (?), the massive, reefal limestones of the Wetterstein type, even the Scărița Beds (Upper Triassic ?).

In the area of the Onceasa Valley, the paleokarst carved in limestones of the Wetterstein type is overlain by a 10 m thick packet of red, quartz conglomerates in which elements of white quartz, with a diameter ranging from 1—2 mm to 3—4 cm, are included in a red-yellowish, sandy-quartz, clay matrix. It follows an 8 m thick packet of white-pink, quartz sandstones, well-stratified either as slabs, 30—40 cm in thickness, or as centimetric plates. On the vertical, the quartz-sandstones are replaced by unstratified leafy, fine-micaceous, brick-red, clay shales, with frequent siltic intercalations. Then, there is a gradual passing to a red-violaceous, micaceous sandy episode and again to a packet of quartz conglomerates. Further on, the Onceasa Valley presents an uninterrupted outcrop in fine-micaceous, brick red-yellowish-grey, siltic clay shales, which alternate with brick red-yellowish-grey quartz sandstones, stratified as centimetric plates. Towards the upper part of the interval, the sandstones are replaced by conglomerate levels and grey-bluish-yellowish, micaceous sandstones. After a new grey-yellowish clay intercalation, spathic, sandy, grey-blackish limestones, stratified in 30—35 cm thick banks including true lumachelle of *Gryphaea*, develop even in the river bed. The pile of the above-mentioned deposits reaches 155 m in thickness.

As concerns the age of this formation, it is to be mentioned that from the packet of sandy, grey limestones the species *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow, known in the Upper Hettangian-Lower Sinemurian, was recorded and determined.



A similar sequence can be noticed in the Someșul Cald spring zone. Here, the biomicritic limestones of the Wetterstein type are overlain by the Eojurassic detrital series, 160 m in thickness, constituted of alternations of white and red quartz conglomerates, quartz sandstones, reddish-violaceous-brick red micaferous sandstones and red-violaceous, green or grey-blackish clay, sometimes siltic shales. This series ends with a packet of yellowish, micaferous sandstones, 5 m in thickness, and a pile of grey-sandy limestones, with a strong encrinitic character, stratified in banks of 40—45 cm, reaching 9 m in thickness. From these limestones there were sampled numerous specimens of *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow., a species pointing to the Upper Hettangian-Lower Sinemurian interval. The limestones with *Gryphaea* are pelsparitic, with deformed pellets, micritic, grey, as well as arenitic, bioclastic, encrinitic, with remnants of bivalves and nodosariids.

In the area of Pîriul Ars, north of the Muncelul Summit, the Lower Jurassic presents an extremely interesting succession. It is constituted of an alternation of brick-red sandstones and red-violaceous clays in the basal part. Mention should be made of the fact that the conglomerates are entirely missing. The detrital sequence, 40 m thick, overlies transgressively and unconformably the limestones of the Wetterstein type and is overlain by a carbonatic packet, 7 m thick, constituted of grey, sandy limestones which contain lumachelles of *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow.

South-east of the Pîriul Ars, in the area of the Alunul Mic Valley, at the contact of the Eojurassic detrital series with the Triassic palaeokarst (biomicrites of the Wetterstein type) there is a lithostratigraphic entity consisting of red shales and grey, micritic limestones, indicating a certain similitude with the Carpathian Keuper. From the lithologic and stratonomic point of view as well as concerns the stratigraphic position this entity is similar to the Scărița Beds (Upper Triassic ?) pointed out in the Central Bihor (Ianovici et al., 1976).

The Scărița Beds are overlain by a quartzitic conglomerate of about 8 m thick, followed by a pile, 75 m thick, of reddish-brick red sandstones alternating with red-violaceous clay shales. At the upper part of the sequence the sandstones become yellowish-micaferous, and the clay shales, grey-blackish. Unlike the sectors studied till now, in the Alunul Mic sector, the carbonatic sequences with *Gryphaea* do not occur in the lithostratigraphic column of the Hettangian-Lower Sinemurian. However, within the same interval one can notice the horizon of the yellowish-micaferous quartz sandstones, comparable with the horizon of the sandstones with *Arietites bucklandi* of the Pădurea Craiului (Răileanu, 1956).

The study of the lithologic, stratonomic and biostratigraphic elements typical of the Eojurassic detrital formation in the Someșul Cald spring zone pointed out the existence of unsignificant facies variations as well as of some differences of stratigraphic thicknesses, practically



negligible, indicating conditions of sedimentation approximately similar on the whole territory of the Someşul Cald Graben. In fact, the uniformity of the Hettangian-Lower Sinemurian detrital formation is also characteristic of the neighbouring zones (the Central Bihor, the central and the south-eastern part of the Pădurea Craiului massif, the Remeți Graben, inclusively).

B) The Calcareous Formation (Upper Sinemurian-Pliensbachian)

The calcareous formation, equivalent to the Gresten limestone, represents the manifestation of the processes of sedimentation which took place during the Upper Sinemurian-Pliensbachian. Within this formation two stratigraphic entities can be distinguished : the Upper Sinemurian-Carixian and the Domerian.

In the Onceasa Valley area, the grey, sandy, spathic limestones with *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow. are overlain by a series of yellowish-reddish, coarse calcareous sandstones, occurring as 15—25—40 cm thick banks. It is followed by a packet of red, sandy limestones with bioclasts associated with reddish, siltic calcarenites (together reaching 4 m) and by a pile, 5 m thick, of reddish, coarse, quartz sandstones. Then, on an area of 15 m, there are grey or reddish, bioclastic-crinoidal, sandy, spathic limestones, stratified in 30—35 cm thick banks, with a red-yellowish alteration. The characteristic microfacies is represented by grey-reddish encrinitic limestones with remains of bivalves, brachiopods, gastropods, non-determinable ammonites, belemnites, entroces of crinoids, spicules of sponges, textulariids, *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Glomospira* sp., *Involutina liassica* (Jones), *lituolides* (*Haplophragmoides* sp.) in association with pelspartites with crinoids, microgastropods, *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Globochaete alpina* Lombard, etc. It is to be mentioned the frequency of the large-sized bivalves like the *Gryphaea gigantea* J. Sow., species particularly found at the upper part of the Gresten limestone. In the Onceasa Valley, Poiana Onceasa and Piatra Tilharului, in the reddish, spathic limestones, the following brachiopods have been identified :

Tetrahynchia aff. *tetrahedra* (Sow.)

Tetrahynchia *subconcinna* (Dav.)

Gibbirhynchia sp.

Lobothyris aff. *punctata* (Sow.)

Zeilleria sp.

According to Tchoumatchenko (1971, 1972 a, b; Sapunov, Tchoumatchenko, Shopov, 1976), this assemblage indicates the Dunrobinensis Zone, the Upper Sinemurian-Lower Carixian respectively. Among these species, *Tetrahynchia subconcinna* and *Lobothyris punctata* are proper to the basal part of the zone, whereas *Tetrahynchia tetrahedra* points to the upper part.



In the Someșul Cald spring zone, the Gresten limestone overlies in continuity of sedimentation the sandy, encrinitic limestones with lumachelles of *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow., represented by reddish, sandy, microdetritic limestones with bioclasts, stratified as banks of 0.60—0.85 m, grey-blackish, sandy, spathic limestones with encrinitic levels. This calcareous formation, 45 m thick, is made up, toward the basal part, of pink, coarse calcareous sandstones and whitish, quartz sandstones appearing as irregular bands, even as beds which do not exceed 5—6 m in thickness. From the microfacial point of view, the Gresten limestone is constituted of arenites, partly crinoidal, and pelsparites with *Globochaete alpina* Lombard, *Trocholina* sp., lenticulines, nodosariids etc.

In the zone of the confluence of the Someșul Cald with the Cetățile Rădesii Brook, in the Cetățile Rădesii Brook, the Alunul Mare Valley and Piatra Colțului Summit, the fauna occurring in the grey and reddish, spathic limestones is constituted of numerous species of brachiopods, bivalves, belemnites and remains of undeterminable ammonites. Generally, the assemblage of brachiopods attests the existence of the Dunrobinensis and Cornuta zones. For instance, *Zeilleria indentata* (Sow.), identified in the left side of the Alunul Mare Valley, characterized the upper part of the Dunrobinensis Zone, whereas *Lobothyris* aff. *punctata* (Sow.) points to the existence of the Walcotti Zone, too. *Cincta subnumismalis* (Dav.), *Spiriferina alpina* Oppel., *Spiriferina hartmanni* (Zeitzen) etc. appear in association with the above-mentioned forms. This assemblage is specific to the Upper Sinemurian-Carixian interval. Among bivalves, the species *Gryphaea gigantea* J. Sow. and *Entolium liassimum* Nyst. have to be pointed out. Mention should be made of the fact that the species *Gryphaea gigantea* J. Sow., frequently found in most of the outcrops, occurred in the Middle Carixian (the Ibex Zone).

North of the Someșul Cald spring zone, in the Piriul Ars sector, under the Piatra Arsă Summit, the grey, sandy limestones with *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow. is overlain by a packet of grey-blackish, spathic limestones, 7 m thick, and by friable, coarse, whitish, quartz sandstones, lenticularly developed, reaching 6 m in thickness. It is followed by a 27 m calcareous pile formed of grey-blackish, bioclastic, crinoidal, spathic limestones, stratified in banks of 35—50 m thick, and grey-blackish oölitic calcarenites. The characteristic microfacial assemblage includes grey pelsparites and subordinately oösparites and ööpelmicrites with encrinitic levels with *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Lagenia* sp., ostracods, crinoids, *Globochaete alpina* Lombard, etc.

From this sequence come specimens of belemnites and gastropods as well as a fauna of brachiopods typical of the Upper Sinemurian-



Carixian. The assemblage of brachiopods is constituted of the species, as follows :

- Spiriferina alpina* Oppel
- Spiriferina hartmanni* (Ziet.)
- Spiriferina* sp.
- ? *Tetrahynchia* sp.
- Lobothyris subpunctata* (Dav.)
- Lobothyris edwardsii* (Dav.)
- Lobothyris* sp.
- Cincta numismalis* (Valeanc.)
- Zeilleria* sp.

Studying Tchoumatchenko's schemes (1971, 1972 a, b, 1976) referring to the appartenance of these species to the typical zones, one may notice that species *Cincta numismalis* indicates the Dunrobinensis Zone; *Spiriferina hartmanni* occurs only in the Carixian, while *Spiriferina alpina* in the whole Sinemurian-Pliensbachian interval. *Lobothyris subpunctata* and *L. edwardsii* appear in an extremely wide interval, from the Dunrobinensis Zone up to the Domerian base, in the Cornuta Zone.

In the southern part of the Someşul Cald Graben, in the Alunul Mic Valley, the Gresten limestone reaches 25 m in thickness and is formed of grey-sandy, spathic limestones with reddish sequences, predominantly encrinitic, with frequent diaclases filled with white calcite, with a typical yellowish alteration, generally stratified as banks of 0.40—0.50 m. At the lower part of the succession detrital intercalations occur, as well; they are represented by whitish, calcareous sandstones and reddish, coarse quartz sandstones forming levels 4—5 m thick.

In the Alunul Mic Valley, the fauna of the Gresten limestone consists of bivalves (*Gryphaea gigantea* J. Sow., *Aequipecten aequivalvis* Sow., *Gryphaea* sp.), brachiopods (fragments of *Cincta* sp., *Spiriferina* sp.), belemnites, ammonites (undeterminable fragments) etc.

The examination of the Lower Jurassic biostratigraphic columns at the level of the Upper Sinemurian-Carixian formation indicates that the formation of the Gresten limestone has a constant development on the whole territory of the Someşul Cald Graben. It points out the stabilization tendency of the conditions of sedimentation, an event observed in the neighbouring regions, as well.

In the Onceasa sector, the Domerian carbonatic deposits are represented by a pile, of about 10 m thick, of grey, bioclastic, fine detrital limestones with rare encrinitic sequences, overlain by a packet of grey-blackish, sandy, bioclastic limestones, with frequent siliceous accidents, stratified in banks of 30—40 cm thick, alternating with black, sand marls and blackish siltites. The grey-blackish limestones have an obvious spongolitic character; the siliceous accidents usually are nodular, more rarely stratiform, similar to the cherts found in the Domerian



limestones of the Pădurea Craiului. In the median part of the succession one can notice a level, about 1 m thick, of marly-limestones rich in glauconite. Both the limestones with siliceous accidents and the grey-blackish marls contain numerous belemnites, ammonites, brachiopods, bivalves, entroces, and radioles of echinids etc.

At the upper part of the succession of Domerian limestones the following species have been identified : *Pleuroceras solare* (Phillips), *P. gigas* Howarth, *P. spinatum* (Bruguiere), *P. aff. hawskerense* Y. and B., an assemblage typical of the Spinatum Zone.

The fauna of brachiopods recorded from the Onceasa Valley, Poiana Onceasa and Piatra Tilharului includes the species, as follows :

- Homoeorhynchia maninensis* Siblik
- Spiriferina tumida typica* Sucić
- Spiriferina alpina falloti* (Cor.)
- Spiriferina rostrata* (Schlotheim)
- Spiriferina ? villosa* Quenst.
- Spiriferina* sp.
- Lobothyris* sp.
- Zeilleria* sp.

The species *Spiriferina alpina falloti*, *S. tumida typica*, *Lobothyris* sp. and *Zeilleria* sp. characterize the Cornuta Zone, the Upper Carixian-Lower Domerian, respectively. The upper part of the Domerian, represented by the Acuta Zone, comprises the species *Homoeorhynchia maninensis*, *Spiriferina villosa* and *S. rostrata*. Among belemnites, species *Belemnites paxillosum* Lamk. has to be mentioned.

The microfacies of the Domerian limestones is dominated by the oölitic encrinite-calcarenite assemblage with numerous specimens of *Involutina liassica* (Jones), *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Trocholina* sp., entroces and ostracods.

In the sector of the Someșul Cald spring zone, the Domerian deposits, 18 m thick, are constituted of blackish, sandy marls, grey-blackish, bioclastic, finely detrital limestones and black limestones with siliceous accidents identical with those in the Onceasa Valley. They contain a fauna of belemnites, ammonites, brachiopods, bivalves, remains of echinids etc. The species of ammonites characterize the Spinatum Zone [*Pleuroceras* sp. ex gr. *P. spinatum* — specimen sampled from Pirlul Sec; *Pleuroceras solare* (Phillips) — from the Alunul Mare Valley]. The assemblage of brachiopods indicates the Domerian. Thus, the Cornuta Zone — in the Upper Carixian-Lower Domerian — is pointed out by the species *Cincta subnumismalis* (Dav.), *Spiriferina alpina* Oppel, *S. tumida* Sucić, *S. haueri* Corroy. The upper part of the Domerian, the Acuta Zone respectively, is characterized by the species *Homoeorhynchia acuta* (Sow.), *H. maninensis* Siblik and *Spiriferina rostrata* (Schlotheim). These species were identified at the confluence of the Someșul Cald Valley with the Cetățile Rădesii Brook, as well as on the left side of the Alunul Mic Valley. Among belemnites,



which constitute an extremely abundant fauna but, unfortunately, badly preserved, only the species *Belemnites paxillosum* Lamk. has been determined up to the present.

The Domerian deposits are well developed in the Pîrîul Ars zone, even under the Piatra Arsă Summit. Here, excellent outcrops indicate a continuity from the Carixian to the Domerian. We mention this fact and consider it significant because, in the Onceasa Valley area as well as in the Someşul Cald spring zone, there are some indications that the Domerian deposits would present a tendency of transgression over the previous terms, in the sense that they overlie different terms of the Gresten limestone succession — Upper Sinemurian-Carixian — quartz sandstones or crinoidal spathic limestones, respectively. However, the transgressive character of the Domerian was pointed out by Elena Popa in the Remeți Graben, where in places the Domerian limestone directly overlies the Anisian dolomites. In the Pîrîul Ars sector, the Carixian encrinitic limestones are overlain by a sequence, 20 m thick, of sandy, black marls with grey-blackish, crinoidal, bioclastic limestones, with frequent siliceous accidents of the chert type. Here, an 85 cm thick level of marly limestones rich in glauconite can be also noticed.

As in the case of the preceding sectors, in the Pîrîul Ars sector the Domerian age of the deposits described is argued by means of a fauna of ammonites, belemnites, brachiopods, bivalves, gastropods.

The ammonites recorded from the Pîrîul Ars — *Pleuroceras solare* (Phillips) and *P. spinatum* (Brug.) — point to the Spinatum Zone. Among the brachiopods from the Pîrîul Ars and under the Piatra Arsă Summit, the species *Lobothyris subpunctata* (Dav.) and *L. edwardsii* (Dav.) are typical of the Cornuta Zone, therefore of the Lower Domerian. Species *Homoeorhynchia slovenica* (Siblik), coming from the above-mentioned points, occurs only in the Acuta Zone and, thus, marks the upper part of the Domerian corresponding to the Spinatum Zone.

Within the Alunul Mic Valley, in the Upper Sinemurian-Carixian, the Gresten limestone is constituted, at its upper part, of grey and reddish, spathic limestones. They are overlain by a succession of blackish, bioclastic, detrital limestones, partly marly, and black limestones with siliceous accidents which presents a level, of about 25 cm thick, enriched in glauconite. The succession of bioclastic-encrinitic limestones and of those with cherts reaches 18 cm in thickness.

A fauna of ammonites, belemnites, brachiopods and bivalves was recorded from the Domerian deposits developed in the Alunul Mic sector. Among ammonites, species *Pleuroceras hawskerense* (Y. and B.) belong to the Spinatum Zone of the Upper Domerian. From the Alunul Mic Valley a fragment of *Arieticeras* (?), badly preserved, was recorded, too. From the large number of belemnites from the Alunul Mic Valley, the species *Belemnites paxillosum* Lamk. was determined and among the brachiopods, *Spiriferina* sp. and *Lobothyris* sp.

On the whole, the Upper Sinemurian-Pliensbachian calcareous formation, whose thickness varies from 40 to 52 m, has a unitary litho-

biostratigraphic composition, the facies variation, both vertically and laterally, being practically negligible.

On the territory of the Someșul Cald Graben, the spreading area of the calcareous formation is much more restricted in comparison with the Hettangian-Lower Sinemurian subjacent formation. This modification of the palaeogeographic configuration has to be connected with the shifting of the area of sedimentation of the Bihor Autochthon northwards, an event recorded both in the southeastern part of the Pădurea Craiului, the Remeți Graben territory respectively, and in the northeastern part of this massif. In these sectors, the deposits belonging to the Gresten limestone formation directly overlie the Triassic limestones. This tilting movement, which determined the before-mentioned palaeogeographic modifications, is probably due to the part played by the Gilău massif in the geologic evolution of the North Apuseni Mountains.

C) The Toarcian Marly Formation

This formation is characterized by an extremely uniform lithologic composition; the fauna is mostly constituted of ammonites and belemnites, with rare bivalves and brachiopods.

Within the Onceasa Valley sector, the Toarcian is made up, in its basal part, of blackish-grey, micaceous marls, blackish, marly siltites, indurated black marls, grey-blackish, marly limestones with phosphatic concretions (phosphate mammelone nodules) and levels of blackish, spathic calcarenites, rich in pyrite. Frequently, the marls and marly limestones are substituted, on the vertical, with grey-blackish limestones, with a pronounced micritic character. This succession reaches 20 m in thickness.

In the Onceasa sector, in the Toarcian succession the zones with Tenuicostatum, Bifrons and Thouarsense could be pointed out relying on the ammonites.

The Tenuicostatum Zone was identified on the basis of the species *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (Simpson), coming from grey-blackish marls.

The Bifrons Zone was pointed out relying on the species *Hildoceras sublevisoni* (Fucini) and *Hildoceras lusitanicum* (Meister) originating in marly deposits.

At the terminal part of the Toarcian succession in the Onceasa Valley, there are marls and blackish marly limestones, indurated, stratified in banks, 30—40 cm thick, partly with phosphatic mammelone concretions. From this marly-calcareous packet, which does not exceed 9 m, the species *Pseudogrammoceras struckmanni* (Derrickmann) was identified, which indicates the Thouarsense Zone of the Upper Toarcian.

In the Onceasa Valley sector, the assemblage of marls and limestones with phosphatic nodules, which ends the Toarcian interval, is



overlain by grey and reddish, bioclastic, crinoidal limestones, associated with red, ferruginous oöpelmicrites with belemnites and numerous bivalves of the *Entolium* type. This entity, which does not exceed 2 m in thickness, represents the Middle Jurassic, the Aalenian-Callovian respectively.

In the westernmost part of the Someşul Cald Graben, in the Someşul Cald spring zone respectively, the Toarcian is constituted of an alternation of grey-blackish, siltic marls, grey-black marly limestones with the same phosphatic mamelonate concretions, stratified in banks, 35—45 m thick, and black marls, extremely hard, unstratified, which form a packet of about 20 m thick. This blackish, marly-calcareous pile, which also includes an intercalation, 0.80 m thick, of grey-blackish, spathic-crinoidal, bioclastic calcarenites, reaches 18 m in thickness, from which 8 m are constituted of the grey, micaceous marls from the basement. In the Pîriul Sec and Alunul Mare Valley, left tributaries of the Someşul Cald in the spring zone, several ammonites from this basal horizon were determined: the species *Hildoceras sublevisoni* (Fucini) in Pîriul Sec and the species *Pseudolioceras cf. gradatum* Buckman in the Alunul Mare Valley. These species indicate the Bifrons and Variabilis zones.

In Pîriul Negru and Cetăile Rădesii Brook, right tributaries of the Someşul Cald, the species *Pseudogrammoceras struckmanni* (D enck.) and *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.) belonging to the Thouarsense Zone, the Bingmanni and Thouarsense subzones (sensu Gabilly et al., in Mouterde et al., 1971) were identified in the black marls, extremely hard, with phosphatic concretions. In the Toarcian marls and limestones, abundant remains of belemnites, bivalves and brachiopods frequently occur in association with ammonites.

Near by the Cetăile Rădesii Cave, the level of blackish marls indurated with *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.) is overlain by a packet, 15 m thick, of grey-bluish-blackish, marly-siltic limestones with phosphatic nodules. They contain ammonites preserved in phosphate, unfortunately impossible to be removed and determined. It is possible that this level may represent the Lower Aalenian because further on, in a zone of about 1 m thick, there are blackish limestones with yellow and red spots of the Fleckenkalk type and bioclastic, crinoidal marls with red, ferruginous marls, and oöpelmicrites with belemnites and bivalves, indicating the Lower Bajocian age. The Lower Jurassic lithostratigraphic columns exhibits, towards its upper part, in the Someşul Cald spring zone, a succession of marls and limestones indicating a marly and carbonatic sedimentation under conditions of a relatively stable platform.

On the territory of the Somesul Cald Graben there is not an obvious discontinuity between the Toarcian and the Aalenian or the Aalenian and the Lower Bajocian, as pointed out by Patrulius (in

Ianovici et al., 1976) in the central part of the Pădurea Craiu-lui massif.

Under the Piatra Arsă Summit and in Pîrîul Ars, the Toarcian deposits can be studied in excellent outcrops. In the base, there is a packet, 3 m thick, of grey-black, micaceous, siltic marls, overlain by grey, crinoidal, spathic limestones, 2 m thick; there follows a succession of grey-blackish, siltic marls and marly limestones (10 m thick) which ends with a marly series with phosphatic concretions (10 m). In the Pîrîul Ars area, the Toarcian deposits amount to 25 m. The fauna of the Toarcian marls and limestones consists of ammonites, belemnites and rare bivalves. From the basal part of the sequence, from grey-blackish marls, respectively, the species *Dactylioceras semicelatum* (Simpson), an ammonite indicating the Tenuicostatum Zone, was collected and determined. 8 m upwards, from a packet of blackish marls, the species *Hildoceras sublevisorum* (Fucini) was identified, which indicates the Bifrons Zone, the Sublevisorum Subzone respectively. A specimen of *Phymatoceras* sp. was sampled from a marly packet situated above the marls with *H. sublevisorum*. Under the Piatra Arsă Summit, the species *Haugia illustris* (Denchmann), representative of the Variabilis Zone, was recorded from blackish, siltic marls.

In the Upper Toarcian deposits, represented by marly limestones and marls indurated with phosphatic concretions, the species *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denchmann) and *Grammoceras aff. thouarsense* (d'Orbigny) — indicating the Thouarsense Zone — were identified under the Piatra Arsă Summit and specimens of *Pseudogrammoceras* sp. ex gr. *fallaciosum* (Bayle) from the Insigne Zone were recorded in Pîrîul Ars.

In this sector of the Pîrîul Ars, a change of the lithological aspect occurs in the terminal sequence of the Toarcian, too. Thus, the deposits become mostly phosphatic, their colour becomes blackish-bluish and the degree of induration is high. These modifications indicate an episode of the Fleckenkalk type, similar to that in the Someșul Cald spring zone. It is possible that the Toarcian, eventually the Lower Aalenian, might be represented in this sequence of about 1.5 m thick. Further on, this calcareous intercalation with phosphatic concretions is overlain by a packet, 26 m thick, of crinoidal calcarenites and red ferruginous oöpelmicrites, associated with spotted, yellowish limestones, with numerous remains of bivalves, brachiopods and belemnites. This sequence belongs to the Bajocian-Callovian.

Within the area of the Alunul Mic Valley, the Toarcian is 20 m thick and is constituted of grey, siltic, micaceous marls, in the base (8 m thick), then grey-blackish, encrinitic calcarenites with frequent phosphatic concretions (3 m thick), and a succession of blackish-bluish, indurated marly limestones with numerous phosphatic mamelonate concretions.



The fauna of these marly limestones and marls consists of ammonites, belemnites and bivalves. Among the species of ammonites recorded from the Toarcian deposits, the species *Hildoceras lusitanicum* (Meister), originating in the right side of the Alunul Mic Valley, points to the Bifrons Zone, Sublevisoni Subzone. From the same profile several specimens of *Pseudogrammoceras* sp. were recorded from the Thouarsense Zone.

Under the Piatra Alunului Summit, the edge between the Alunul Mic and Ponor valleys respectively, the grey-blackish-bluish marly limestones of the Fleckenkalk type are overlain by a packet, of about 2 m. thick, of red-ferruginous, oölitic calcarenites with *Entolium* and belemnites, associated with grey-reddish, crinoidal, spathic limestones and spotted, yellowish marly limestones.

On the whole territory of the Someşul Cald Graben, the Middle Jurassic deposits, of the above-described type, are overlain by a massive, reefal limestone (the Farcu limestone — Oxfordian-Kimmeridgian-Lower Tithonian) consisting of bioclastic micrites with echinoderms, isolated corals and branching or encrusting hydrozoa. There follows an algolitic limestones of lagoon facies with oncoides (Albioara limestone), Upper Tithonian in age. This facies ends the Jurassic cycle in this zone.

Referring to the geological evolution of the study region, it is to be mentioned that the Someşul Cald spring zone represents the southernmost part of the Bihor Platform, a palaeogeographic unit defined by Patrulius (in Ianovici et al., 1976) on the territory of the Apuseni Mountains, which was separated from the Mecsek ditch by a threshold of the crystalline basement (Preluca dorsal line).

The Lower Jurassic represents a distinct stage in the evolution of the Bihor Platform, the Hettangian-Lower Bajocian interval starting with the sedimentation of some deposits of continental facies under the conditions of a lacustrine medium up to palustrine (C. V. Papu et al., 1969)⁴. Thus a detrital formation is individualized, which has a wide spreading in the Someşul Cald spring zone.

During the next stage (Upper Sinemurian-Pliensbachian) there was a change of the palaeogeographic configuration, in the sense that the area of sedimentation moved northwards. The consequence of that movement is very obvious in the southern sectors of the Someşul Cald Graben where the calcareous formation deposited during the Upper Sinemurian-Pliensbachian occupies a reduced area as compared to the subjacent formation. This tilting movement, determined by the Gilău crystalline spur, seems to loose gradually its intensity as the spreading area of the Toarcian deposits overlaps almost perfectly that of the Gresten limestone.

⁴ Arch. IGG, Bucharest.

Results and Conclusions

1. Within the Gresten facies Eojurassic deposits of the Someșul Cald Graben, reaching 200 m in thickness, three lithobiostatigraphic units (detrital, calcareous, marly), known from the Bihor Autochthon, have been identified.

2. Within the detrital formation (Hettangian-Lower Sinemurian), mainly constituted of red, continental deposits the presence of the species *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow. has been pointed out.

3. Within the calcareous formation (which may be correlated with the Gresten limestone) (40 m thick) belonging to the Upper Sinemurian-Pliensbachian, represented by an alternation of crinoidal, bioclastic limestones and detrital, sandy formations, palaeontologic zones considered as correlation guide marks have been identified on the basis of a macrofauna of ammonites and brachiopods. On the basis of the brachiopods, the following zones have been emphasized :

— Dunrobinensis Zone (Upper Sinemurian-Lower Carixian) relying on the assemblage : *Tetrarhynchia subconcinna* (Dav.), *Lobothyris punctata* (Sow.), *Cincta numismalis* (Valenc.), *Zeilleria indenta* (Sow.).

— Cornuta Zone (Upper Carixian-Lower Domerian), on the basis of *Spiriferina tumida typica* Sučić, *Lobothyris subpunctata* (Dav.), *Zeilleria* sp.

— Acuta Zone (Upper Domerian-base of the Lower Toarcian), on the basis of *Homoeorhynchia acuta* (Sow.), *H. maninensis* (Siblik), *H. slovenica* (Siblik), *Spiriferina rostrata* (Schloeth.), *S. villosa* Quenst.

On the basis of an ammonite assemblage consisting of *Pleuroceras solare* (Phillips), *P. gigas* Howarth, *P. spinatum* (Bruguière), *P. hawskerense* (Y. et B.), Spinatum Zone (Upper Domerian) has been pointed out.

The microfacies of the Domerian limestones, dominated by the encrinite-oölitic calcarenite association, is constituted of a lot of specimens of *Involutina liassica* (Jones), *Globochaete alpina* Lombard, *Trocholina* sp., nodosariids, *Lenticulina*, entrocs and ostracods.

4. The marly (Toarcian) formation of the Fleckenmergel type, 25 m thick, constituted of marls, siltites and limestones, consists of several ammonite assemblages, characterizing the following zones :

— Tenuicostatum Zone (Lower Toarcian) indicated by the species *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (Simpson).

— Bifrons Zone (Middle Toarcian) pointed out by *Hildoceras sublevisoni* (Fucini) and *H. lusitanicum* (Meister).

— Variabilis Zone (Middle Toarcian) pointed out by the species *Haugia illustris* (Denckmann).



— Thouarsense Zone (Upper Toarcian) indicated by *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann), *Grammoceras* aff. *thouarsense* (d'Orb.).

— Insigne Zone (Upper Toarcian) pointed out relying on a specimen of *Pseudogrammoceras* sp. ex gr. *fallaciosum* (Bayle).

SYSTEMATIC STUDY

Suborder **Ostreina** Féru s a c, 1882

Family **Gryphaeidae** Vyalov, 1936

Genus **Gryphaea** Lamarck, 1801

Gryphaea arcuata obliquata J. Sow.

References : 1968 *Gryphaea arcuata obliquata* J. Sow. in A. Hallam, p. 113, Pl. 10, Figs. 27—31.

Sample number : 9.

The samples of our collection can be compared with those attributed to this subspecies by Hallam in 1968. According to Hallam subspecies *G. arcuata obliquata* J. Sow. differs from *G. arcuata incurva* J. Sow. by the absence or a very poor development of a ditch as well as by its small size.

Occurrence and Stratigraphic Position : Onceasa Valley.

This subspecies develops within the interval between Angulata and Bucklandi Zone (Upper Hettangian-Lower Sinemurian).

Suborder **Ammonitina** Hyatt, 1889

Family **Amaltheidae** Hyatt, 1867

Genus **Pleuroceras** Hyatt, 1867

Pleuroceras solare (Phillips)

Pl. II, Figs. 2, 2 a, 3, 3 a

References : 1958 *Pleuroceras solare* (Phillips) in Howarth, p. 28, Pl. V, Fig. 1 (neotype), Pl. V, Figs. 2—7.

Sample number : 2.

Comparative estimations : The specimen of our collection, coming from the Ruginii Valley, can be compared both with the neotype illustrated by Howarth and with the topotypes presented by the same author.

Occurrence and Stratigraphic Position : Ruginii Valley and Valea Arsă. Domerian. Spinatum Zone. Apyrenum Subzone.

Pleuroceras gigas Howarth

Pl. II, Fig. 4

References : 1958 *Pleuroceras gigas* Howarth in Howarth, p. 48, Pl. X, Figs. 1, 2 (Fig. 1 = holotype).



Sample number : 1.

Comparative estimations : Species *P. gigas* presents some similarities with *P. solare* (Phillips), but the former has much larger sizes.

According to Howarth, the specimens of *P. gigas* with diameters greater than 200—220 mm, carena and chevrons disappear.

Occurrence and Stratigraphic Position : Onceasa Valley. Domerian. Spinatum Zone. Probably the Apyrenum Subzone.

Pleuroceras spinatum (Bruguière)

References : *Pleuroceras spinatum* (Bruguière) in Howarth 1958, p. 36, Pl. VII, Fig. 2 (neotype) and Pl. VII, Figs. 3 a, b — 5 a, b.

Sample number : 2.

Comparative estimations : The specimens of our collection can be compared with the neotype illustrated by Howarth as well as with other specimens attributed to the species *P. solare*, described and illustrated by the same author.

Occurrence and Stratigraphic Position : Onceasa Valley and Pîriul Ars. Domerian. Spinatum Zone (the upper half of the Apyrenum Subzone and the Hawskerense Subzone).

Pleuroceras hawskerense (Young and Bird)

Pl. II, Figs. 1, 1 a

References : 1958 *Pleuroceras hawskerense* (Y. et B.) in Howarth, p. 45, Pl. IX, Figs. 3, 5—8, Pl. 10, Fig. 4.

Sample number : 2.

Dimensions (in the order : whorl height, whorl breadth, umbilical width) : at 75 mm diameter : 23 (0.30), 21 (0.28), 30 (0.40). 30 ribs at 75 mm diameter.

Comparative estimations : Our specimen, originating in the Ponorului Valley, can be compared with the specimens of *P. hawskerense* (Y. and B.) illustrated by Howarth (1958) on Pl. IX, Figs. 3 and 8. It cannot be confused with *P. paucicostatum* Howarth, although there are certain similarities, the latter having a smaller number of ribs. (However, Howarth, 1958, pointed out that the number of ribs constitutes a criterion of differentiation between the two species when there are isolated specimens).

Occurrence and Stratigraphic Position : Ponorului and Onceasa valleys. Domerian. Spinatum Zone. Hawskerense Subzone.



Family **Dactylioceratidae** Hyatt, 1867Genus **Dactylioceras** Hyatt, 1867*Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* (Simpson)

Pl. III, Figs. 2, 2 a

References: *Dactylioceras semicelatum* Simpson in Buckman, 1911, Y.T.A., Pl. 31 (holotype), 1927 *Kryptodactylides semicelatum* Simpson sp., 1843, Buckman Y.T.A., Pl. 31 A, 1957 *Dactylioceras semicelatum* Simpson, P. L. Maubeuge, Zone à *Dactylioceras*, Pl. 2, Fig. 3; Pl. 4, Fig. 8; Pl. 7, Fig. 14; p. 191—199, 1960 *Dactylioceras (Kryptodactylides) semicelatum* (Simpson). Hoffmann und Martin, p. 110—112, Pl. 9, Fig. 6. 1962 *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* (Simpson), Howarth, The Jet Rock Series, p. 408. 1963 *Dactylioceras semicelatum* (Simpson) Sapunov I. p. 109, Pl. I, Figs. 3 a, b. 1966 *Dactylioceras (Dactylioceras) semicelatum* (Simpson) G. Pinna, Ammoniti del Lias superiore..., F. 93, Table 7, Fig. 19. 1968 *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* Simpson, Hoffmann, Neue Ammonitenfunde..., Pl. 2, Figs. 1, 2. 1971 *Dactylioceras (Orthodactylites) cf. semicelatum* (Simpson), Pinna and Levi-Setti, I. Dactylioceratidae..., Pl. II, Figs. 3, 4, 15 a, b, p. 88, 90. 1972 *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* (Simpson) Reinhard Schmidt-Effing, Die Dactylioceratidae..., p. 95, Pl. 4, Figs. 1, 2 a, 3 a, b, 4 a, b; Pl. 19, Fig. 13, Text fig. 16, 17; 1973 M. K. Howarth, p. 262, pl. 6, fig. 1; pl. 7, figs. 1, 2; pl. 8, figs. 1—4; pl. 9, figs. 1—3.

Sample number : 1.

Description : The specimen of our collection has, on the last whorl, 60 main ribs which are bifurcate in the middle of the flank. The ribs are slightly prorsiradiate, with a stronger inflection in the siphonal area.

Comparative estimations : According to the ornamentation and the rib number, our specimen can be compared with the specimens of *D. semicelatum* (Simpson) described by Hoffmann (1968, with 60—70 ribs on the last whorl).

As compared to the holotype, our specimen has a less dense ribbing.

Any confusion with *D. crassulosum* Simpson is not possible, its holotype having 40 ribs on the spiral whorl and in connection with it a clear delimitation of the main ribs is very striking. As against *D. athleticum* Simpson, the rib bifurcation occurs near the external edge of the shell. *D. tenuicostatum* Young and Bird has a larger number of ribs (about 100) which are more prorsiradiate.

Occurrence and Stratigraphic Position : Onceasa Valley. Lower Toarcian, Tenuicostatum Zone.

Remarks : Hoffmann and Martin (1960) specified that in Germany *D. Semicelatum* appears before *D. tenuicostatum*, immediately above the Spinatum Zone.



Family **Hildoceratidae** Hyatt, 1867
 Genus **Pseudolioceras** Buckman, 1899
Pseudolioceras cf. gradatum Buckman
 Pl. V, Figs. 1, 1 a

References : 1889 *Pseudolioceras compactile* (Simpson) in Buckmann, Pl. XX, Figs. 3, 4, p. 85. 1904 *Pseudolioceras gradatum* Buckman in Buckman, p. CLVIII.

Sample number : 1.

Comparative estimations : Our specimen, having a vertical umbilical wall, can be compared with the species *P. gradatum* Buckman (Buckman, 1899, Pl. XX, Figs. 3, 4). This species differs from *P. compactile* (Simpson) which has a concave umbilical wall.

Occurrence and Stratigraphic Position : Alunul Mare Valley. Toarcian. Variabilis Zone ?

Genus **Hildoceras** Hyatt, 1867
Hildoceras sublevisoni (Fucini)
 Pl. III, Figs. 3, 4

Lectotype : *Ammonites levisoni* (Simpson) Dumortier, 1874, p. 49, Pl. 9, Figs. 3, 4 in M. K. Mitzopoulos, 1930, Pl. V, Fig. 1 (fide S. Elmí, 1967, p. 232).

Other references : 1904 *Hildoceras bifrons* Brug., G. Prinz, Pl. VI, Figs. 1, 2, 7 and *Hildoceras levisoni* Simps., G. Prinz, p. 127. 1962 *Hildoceras sublevisoni* Fucini, M. K. Howarth, p. 410. 1967 *Hildoceras sublevisoni* Fucini; B. Geczy, p. 127, Pl. II, Fig. 5, Pl. III, Fig. 4; Geczy 1967 a, p. 130, Pl. XXIX, Fig. 11, Pl. XXX, Fig. 4; Pl. LXIV, Fig. 45. G. Elmí 1967, p. 232, Fig. 44/3. 1972 *Hildoceras sublevisoni* (Fucini); J. Guex, p. 639, Pl. VI, Fig. 2.

non 1932 *Hildoceras sublevisoni* Fucini; G. Merla, p. 51, Pl. 7, Fig. 1, 10.

Sample number : 13.

Description : Our specimens present a very evolute shell, with strong ribs, very spaced (three times narrower than the intercostal intervals) rursiradiate, slightly arched towards the posterior, which become more attenuated before reaching the external margin. The inner half of the flank is perfectly smooth.

Comparative estimations : Our specimens can be compared with the lectotype and the specimens assigned to this species by other authors (Elmí, 1967; Geczy, 1967, 1967 a; Guex, 1972).

Occurrence and Stratigraphic Position : Onceasa Valley, Pirul Ars, Pirul Sec. Toarcian, Bifrons Zone, Sublevisoni Subzone.



Hildoceras lusitanicum (Meister)

Pl. III, Figs. 5, 6

References : 1932 *Hildoceras sublevisoni* Fucini, G. Merla, Pl. 7, Figs. 1, 10 (fide S. Elm i 1967, p. 227). 1967 *Hildoceras lusitanicum* (Meister), S. Elm i, p. 234, Fig. 45/1. 1972 *Hildoceras lusitanicum* (Meister) J. Gue x, p. 639, Pl. VII, Fig. 4.

Sample number : 6.

Description : Evolute shell, ornamented by about 50 fine ribs and a slightly visible groove.

Comparative estimations : Species *H. lusitanicum* (Meister) has a finer ribbing than *H. sublevisoni*, unlike the latter, the former presents a lateral groove (slightly visible).

Occurrence and Stratigraphic Position : Onceasa Valley and Alunul Mic Valley. Toarcian. Bifrons Zone, Sublevisoni Subzone.

Genus *Grammoceras* Hyatt, 1867*Grammoceras* aff. *thouarsense* *thouarsense* (d'Orb.)

Pl. VI, Fig. 3

Type reference : *Ammonites thouarsensis* d'Orbigny, in d'Orbigny (1843) Ceph. Jar..., Pl. LVII, Figs. 1—3.

Sample number : 1.

A specimen of our collection (coming from the same stratigraphic level with *P. Struckmanni* (Denckmann), is close to the species *Gr. thouarsense thouarsense* (d'Orb.) according to its ribbing.

Occurrence and Stratigraphic Position : Piatra Arsă Summit. Toarcian, Thoursense Zone.

Genus *Pseudogrammoceras* Buck.*Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann)

Pl. V, Fig. 3 ; Pl. VI, Figs. 1, 2

Holotype : 1887 *Ammonites* (? *Harpoceras*) *Struckmanni* (Denckmann) Denckmann, p. 72; Pl. III, Fig. 1; Pl. X, Fig. 15. 1964 *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann), Stankewich, p. 31, Pl. VIII, Fig. 2. 1966 *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), Noutzoubidze, Pl. XXII, Fig. 3. 1968 *Pseudogrammoceras subregale* Pinna, Pinna, Pl. IV, Fig. 9, 9 a. 1976 *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann) Gabilly, Figs. 85—87, 104; Pl. XXI, Figs. 1—6; Pl. XII, Fig. 1, Pl. XXIII, Figs. 11—12.

non 1961 *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann), Dean, Donovan, Howarth, Pl. 74 (Figs. 1 a—1 b).

Sample number : 3.



Biometric Data :

Specimen A — dimensions (in the order : whorl height, whorl breadth, umbilical width) : at 95 mm diameter ; 36 (0.37), 20 (0.21), 40 (0.42) ; 55 ribs at 95 mm diameter.

Specimen A of our collection, originating in the Onceasa Valley, can be compared with the holotype (illustrated by Denckmann, 1887, Pl. III, Fig. 1), then by Gabilly (1975, Pl. XXI, Figs. 4—6) as regards its size, the number of radial lines (55—56) as well as their shape. Although specimen A has an abrupt umbilical wall (Subvertical) like *P. subregale* Pinna, it differs from the latter by a large number of ribs (70) as well as a more marked median inflection.

Referring to the size, specimen A can be compared with a specimen coming from Saint Denis (existing in Gabilly Collection), attributed to the species *P. struckmanni* (Denckmann) and noted with Ps 37 (see Gabilly, 1976, Table 19, p. 128).

Occurrence and Stratigraphic Position : Onceasa Valley and Piatra Arsă. Toarcian. Thouarsense Zone, Bingmanni Subzone.

Genus Phymatoceras Hyatt, 1867

Phymatoceras sp.

Pl. IV, Figs. 1—4

Several specimens of this genus were recorded from the Toarcian in the profile of the Onceasa Valley and Pîriul Ars.

Genus Haugia Buckmann, 1888

Haugia illustris (Denckmann)

Pl. V, Fig. 2

References : 1887 *Ammonites illustris* Denckmann, in Denckmann, Pl. VI, Figs. 1, 1 a. 1972 *Haugia illustris* (Denckmann) in J. Guex, Pl. I, Figs. 4, 9, Pl. II, Fig. 2. 1976 *Haugia* (*Haugia*) *illustris* (Denckmann) in J. Gabilly, p. 87, Pl. XII, Figs. 3, 4.

Sample number : 1.

Comparative estimations : Our specimen, although deformed by compression, presents characters which permit its comparison with *H. illustris* Denckmann presented by Denckmann (1887), Pl. VI, Fig. 1, and a specimen attributed by J. Guex (1972) to the same species (Pl. II, Fig. 2).

This specimen has a crenate involute shell, with an oxiconic structure, fine ribs which arch prorsiradiately up to the carena, several perumbilical tubercles, elongated, much more rare than the ribs.



Occurrence and Stratigraphic Position : Piatra Arsă Summit. Toarcian, Variabilis Zone.

Mention should be made of the fact that at Piatra Arsă Summit there is a stratigraphic condensation of the Variabilis and Thouarsense zones.

REFERENCES

- Buckman S. S. (1887—1907) A monograph on the Inferior-Oolite ammonites of the British Islands. *Palaeont. Soc. London*.
- (1909—1930) Yorkshire Type Ammonites. I—VII Wheldon and Wesley, Ltd.
- Dean W. T., Donovan D. T., Howarth M. K. (1961) The Liassic Ammonites zones and subzones of North-West European province. *Bull. British Mus. (Nat. Hist.)* 4 (10), London.
- Denckmann A. (1887) Über geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nordlich Goslar, mit besonder Berücksichtigung der Fauna des oberen Lias. *Abh. Geol. Spezialk. preussthür. Staaten*, 8, 108 p., 10 pl., Berlin.
- Elmi S. (1967) Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. *Thèse Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 19, (1, 2, 3), p. 1—845, 17 pl., Lyon.
- Gabilly J. (1967) Evolution et systématique des Phymatoceratinæ et des Grammoceratinæ (Hildocerataceæ Ammonitina) de la région de Thouars, stratotype du Toarcien. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, LIV, 124, p. 1—196, Paris.
- Geczy B. (1967 a) Ammonoidés jurassiques de Csernye, Montagne Bakony. Part. II (excl. Hammatoceratidae). *Geol. Hungarica, ser. Paleont.* 35, 413, Budapest.
- (1967 b) Upper Liassic ammonites from Urkut, Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary. *Ann. Univ. Sci. Budapest, sect. geol.* X, Budapest.
- Guex J. (1972 a) Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure Sud des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurées par Monestier (1931). *Eclogae géol. Helv.* 65 (3), p. 611—645, Bâle.
- Giuşcă D. (1950) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *Ann. Com. Géol.* XXIII, Bucureşti.
- Hallam A. (1968) Morphology, palaeoecology and evolution of the genus Gryphaea in the British Lias. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London. Ser. B*, 792, 254, London.
- Hoffmann K., Martin G. (1960) Die Zone des Dactylioceras tenuicostatum (Toarcian, Lias) in NW und SW Deutschland. *Paläont. Zeits.* 34, p. 103—149, Stuttgart.
- (1968) Neue Ammonitenfunde aus dem Harzvorlandes und ihre feinstratigraphische Bedeutung. *Geol. Jb.* 85 p, 1—32.
- Howarth M. K. (1958) A Monograph of the ammonites of the Liassic family Amaltheidae in Britain. *Paleontographical Society*, London.



- (1962) The jet Rock Series and the Alum Shale Series of the Yorkshire coast. *Proc. Yorks. geol. Soc.* 33 (4), p. 381—422, Leeds.
 - (1973) The stratigraphy and ammonite fauna of the Upper Liassic Grey Shales of the Yorkshire coast. *Bull. Br. Mus. (nat. Hist.) Geol.* London.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni, Ed. Acad. R.S.R., 1976, București.
- Koch A. und Dezsö (1876) Bericht über einer Besuch der knochenhöhle Onceasa und vergleichende Studien am skeletz von Ursus spelaeus. *Erd. Muz. geol. Evk.*, I, 1876, p. 129.
- Kräutner Th. (1942) Les dépôts mésozoïques dans la région des sources du Someșul Cald et de Vlădeasa. *D.S. Inst. Géol.* XXVII (1939—1940), 77—99, București.
- Mouterde R., Enay R., Cariou E., Contini D., Elmi S., Gabilly J., Mangold Ch., Mattei J., Rioult M., Thierry J., Tintant H. (1971) Les zones du Jurassique en France. *Extrait du C.R. Sommaire des séances de la société géologique de France*, 6, pg. 76, Paris.
- Merla G. (1932) Ammoniti giuresi dell'Appennino Centrale. I: Hildoceratidae. *Palaeontog. Ital.* XXXIII, p. 1—54, pl. I—VIII, Rome.
- Mitzopoulos M. K. (1930) Beiträge zur Cephalopoden fauna des oberen Lias der Alta Brianza. *Pragm. Akad. Athènes B*, 117 p., VIII pl., Athènes.
- Noutsoubidze K. (1966) Nouvelle faune du Caucase. *Acad. Nauk. Grusinskoi S.S.R. Inst.* 8 N.S.
- Orbigny A. d' (1843) Paléontologie française, terrains jurassiques. I: Céphalopodes. Masson éd. 642, 234 pl., Paris.
- Pálfy M. V. (1913) Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1913.
- Pinna G. (1966) Ammoniti del Lias sup. dell'Alpe Turati. Dactylioceratidae. *Mem. Soc. Ital. Sci. Nat.* XIV/II, Roma.
- (1968) Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba. Como) Parte III: famiglie Lithoceratidae, Nannolythoceratidae, Hammatoceratidae (excl. Phymatoceratinae), Hildoceratidae (excl. Hildoceratinae e Bouleiceratinae). *Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. Mus. Milano* 17 (I), p. 1—69, 8 tav. 6 fig.
- Pinna G., Levi-Setti F. (1971) Dactylioceratidae della Provincia Mediterranea. *Mem. Soc. Ital. Sci. Nat.* XIX/II.
- Popa Elena (1977) Studiul geologic al depozitelor mezozoice din partea de est a Pădurii Craiului (Munții Apuseni). Rezumatul tezei de doctorat.
- Preda I. (1967) Brahiopodele jurasice de la Roșia (Munții Pădurea Craiului). *Anal. Univ. Buc., Sec. științ. nat. Geol.-Geogr.*, XVI/1, p. 47—71, 9 pl., București.
- Primics G. (1889) Bericht über die geologische Detailaufnahme im Vlădeasa-Gebirgszug des Kolozs — Biharer Gebirges. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1889, p. 66—79, Budapest.

- (1890) Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Teile des Bihargebirges im Jahre 1890 bewerkstelligte geologische Detailaufnahme. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1890, p. 44—62, Budapest.
- Prinz G. (1904) Die Fauna der älteren Jurabildungen im nord-östlichen Bakony. Mitteil. *Jahresb. kön. Ungar. Geol. Anstalt*, 15, Budapest.
- Răileanu G. r. (1956) Cercetări geologice în regiunea Roşia (Munții Pădurea Craiului). *Anal. Univ. „C. I. Parhon“*, 12, 213—228, Bucureşti.
- Jordan Magdalena (1964) Studiu de brahiopode liasice din zona Svinia. *Stud. cerc. geogr.-geol. geof., ser. Sed. I*, 9, p. 3—24, 8 pl., Bucureşti.
- Sapunov I., Tchoumatchenko P., Shopov V. (1976) Stratigraphie et paleoecologie du Jurassique inférieur dans une partie de Bulgarie occidentale. *Ann. Univ. Sofia, Fac. Géol. Géogr. I-Géol.* 67, 1974—1975, Sofia.
- Stankevitch E. S. (1964) Ammonites jurassiques des sédiments sablo-argileux au Nord de Zapadnogo, Caucase. Moscou-Leningrad. Acad. Sci., p. 1—68, XX pl.
- Szadeczky I. V. (1905) Bericht über die im Jahre 1905 im Bihargebirges vorgenommene geologische Aufnahme. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1905, p. 144—151.
- Szontagh T., Pálfy M. V., Rozloznik P. (1910) Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1910, p. 84—98.
- Tchoumatchenko P. (1971) Notes sur la répartition stratigraphique des brachiopodes du Jurassique inférieur dans les Balkanides centrales et occidentales (Bulgarie). *Colloque Jurass. Luxembourg, 1967, Mém. B.R.G.M. Fr.* 75, Paris.
- (1972 a) Repartition stratigraphique des brachiopodes du jurassique inférieur du Balcan Central et occidentale et du Kraiste (Bulgarie). *Bull. Geol. Inst. Ser. Strat. Lithol. XXI*, p. 63—84, Sofia.
- (1972 b) Thanatocoenoses and biotopes of Lower Jurassic Brachiopods in Central and Western Bulgaria. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 12, p. 227—242, Amsterdam.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

- Fig. 1, 1 a. — *Pleuroceras hawskerense* (Young et Bird). Domerian. Spinatum Zone. Ponor Valley. X1.
- Fig. 2, 2 a. — *Pleuroceras solare* (Phillips). Domerian. Spinatum Zone. Ruginii Valley.
- Fig. 3, 3 a. — *Pleuroceras solare* (Phillips). Domerian. Spinatum Zone. Alunul Mare Valley.
- Fig. 4. — *Pleuroceras gigas* Howarth. Domerian. Spinatum Zone. Onceasa Valley.
- All species are natural-size.



Plate III

- Fig. 1. — *Dactylioceras* sp. Toarcian. Onceasa Valley. $\times 1$.
- Fig. 2, 2 a. — *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* (Simpson). Toarcian. Tenuicostatum Zone. Onceasa Valley. $\times 1$.
- Fig. 3. — *Hildoceras sublevisorum* (Fucini). Toarcian. Bifrons Zone. Piriul Ars. $\times 5/6$.
- Fig. 4. — *Hildoceras sublevisorum* (Fucini). Onceasa Valley. $\times 1$.
- Fig. 5. — *Hildoceras lusitanicum* (Meister). Toarcian. Bifrons Zone. Onceasa Valley. $\times 13/12$.
- Fig. 6. — *Hildoceras lusitanicum* (Meister). Alunul Mic Valley. $\times 6/5$.

Plate IV

- Figs. 1, 2. — *Phymatoceras* sp. Toarcian. Piriul Ars. $\times 1$.
- Figs. 3, 4. — *Phymatoceras* sp. Toarcian. Onceasa Valley. Fig. 3 — $\times 1$; Fig. 4 — $\times 3/4$.
- Fig. 5. — *Pseudogrammoceras* sp. ex gr. *fallaciosum* (Bayle). Toarcian. Piriul Ars. $\times 1$.

Plate V

- Fig. 1, 1 a. — *Pseudolioceras cf. gradatum* Buckman. Toarcian. Variabilis Zone. Alunul Mare Valley. $\times 1$.
- Fig. 2. — *Haugia illustris* (Denckmann). Toarcian. Variabilis Zone. Piatra Arsă Summit. $\times 4/5$.
- Fig. 3. — *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann). Toarcian. Thouarsense Zone. Onceasa Valley. $\times 1$.

Plate VI

- Figs. 1, 2. — *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann). Toarcian. Thouarsense Zone. Piatra Arsă Summit. $\times 1$.
- Fig. 3. — *Grammoceras aff. thouarsense* (d'Orb.). Toarcian. Thouarsense Zone. Piatra Arsă Summit. $\times 1$.

Plate VII

- Fig. 1. — *Tetrahynchia* aff. *tetrahedra* (Sowerby). Onceasa Valley.
- Fig. 2 a—d. — *Tetrahynchia subconcinna* (Davidson). Onceasa Valley.
- Fig. 3 a, c. — *Homoeorhynchia acuta* (Sowerby). Someșul Cald Valley.
- Fig. 4 c, d. — *Homoeorhynchia acuta* (Sow.). Someșul Cald.
- Fig. 5 a, b, d. — *Homoeorhynchia maninensis* Siblik. Someșul Cald.
- Fig. 6 a—d. — *Homoeorhynchia slovenica* (Siblik). Piriul Ars.
- Fig. 7 a—d. — *Spiriferina rostrata* Schlotheim. Piatra Colțului Summit.
- Fig. 8 a—d. — *Spiriferina tumida haueri* Corroy. Someșul Cald.
- Fig. 9 a—e. — *Spiriferina tumida typica* Sučić. Someșul Cald.

Fig. 10 a—d. — *Spiriferina tumida typica* Sučić. Someşul Cald.

a, pedicle valve; b, brachial valve; c, lateral view; d, anterior view;
e, posterior view. All figures are natural size.

Plate VIII..

Fig. 1 a—d. — *Spiriferina alpina falloti* Corroy. Onceasa Valley.

Fig. 2 a—d. — *Spiriferina hartmanni* (Zieten). Someşul Cald.

Fig. 3 a—d. — *Lobothyris subpunctata* (Davidson). Pîrîul Ars.

Fig. 4 a—c. — *Lobothyris edwardsi* (Davidson). Pîrîul Ars.

Fig. 5. — *Lobothyris aff. punctata* (Sowerby). Someşul Cald.

Fig. 6 a—d. — *Lobothyris punctata* (Sowerby). Onceasa Valley.

All figures are natural-size.

Plate IX

Fig. 1 a—d. — *Lobothyris* sp. Onceasa Valley.

Fig. 2 a—d. — *Cincta numismalis* Lamark. Pîrîul Ars.

Fig. 3 a—d. — *Cincta subnumismalis* (Davidson). Someşul Cald.

Fig. 4 a—d. — *Zeilleria* sp. Someşul Cald.

Fig. 5 a—c. — *Zeilleria indentata* (Sowerby). Someşul Cald.

Fig. 6. — *Pecten* sp. Someşul Cald.

Natural-size.

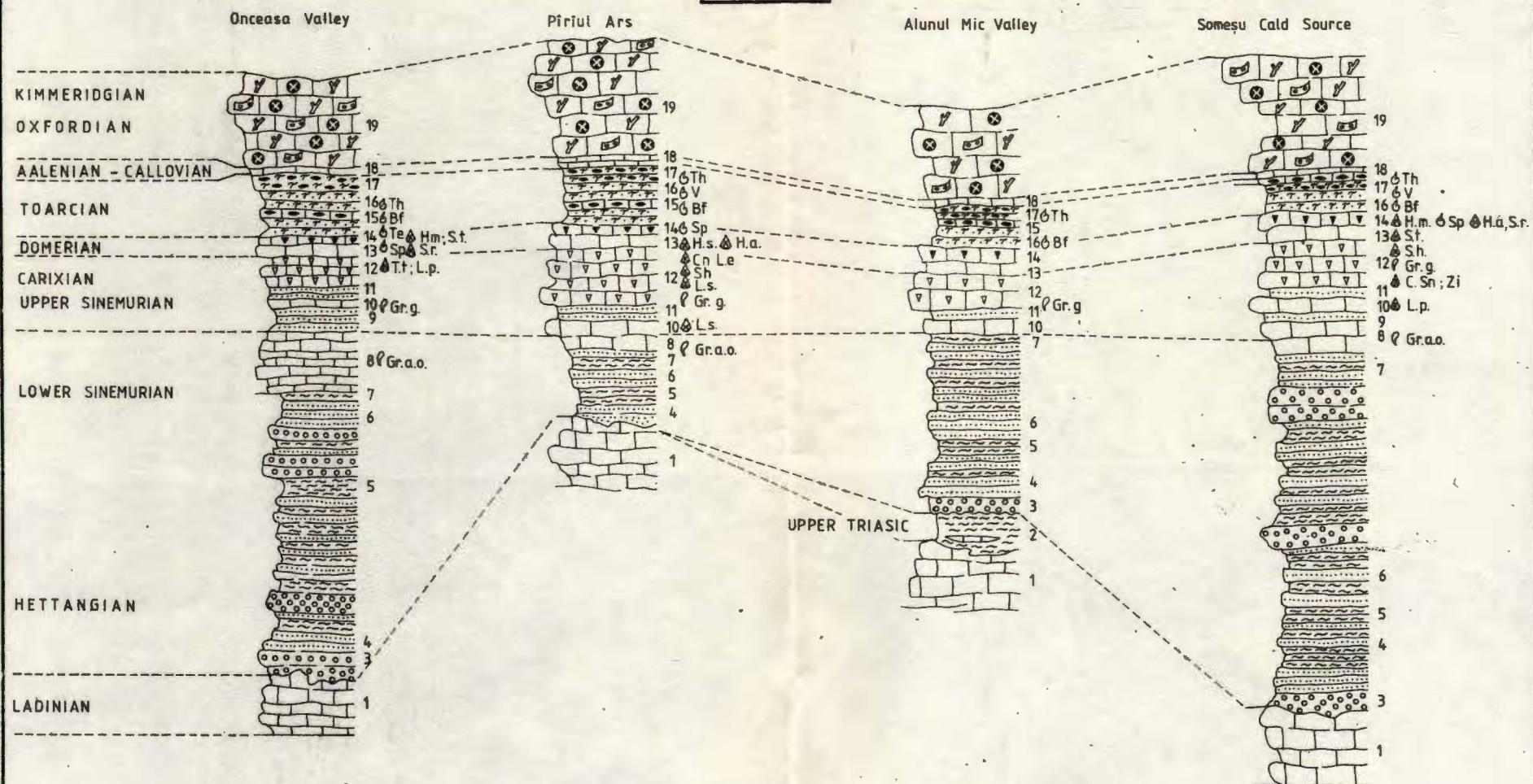




Institutul Geologic al României

LITHOSTRATIGRAPHIC COLUMNS OF THE LOWER JURASSIC
IN THE "SOMEȘUL CALD GRABEN" ZONE

0 20 40 60m



L E G E N D

1	Massive biomicritic limestones (Wetterstein type).	7	Grey blackish clay shales	13	Finely detrital limestones, grey bioclastites
2	Red clay shales associated with lens-shaped finely micritic grey limestones (Scărița beds)	8	Grey micrites and microbiocalcareites	14	Grey-blackish limestones partly with silicious accidents, limestones associated with black marls
3	Red and white orthoconglomerates	9	Calcareous sandstones	15	Grey spathic calcarenites with phosphatic concretions
4	Brick-red quartz sandstones	10	Red sandy limestones with bioclasts, oolithic calcarenites	16	Siltic micaceous grey blackish marls
5	Red clay shales	11	Reddish coarse quartz sandstones	17	Black marls indurated with phosphatic concretions
6	White and pink orthoquartzites	12	Reddish spathic limestones, calcarenites	18	Grey and reddish spathic limestones, reddish copelmicrites
				19	Bioclastic micrites with echinoderms, isolated corals and branching or incrusted hydrozoa ("Farcu Limestone")

- ▲ L.s. Lobothyris subpunctata
- ▲ C.n. Ciacta numismalis
- ▲ S.t. Spiriferina tumida
- ▲ Lsv. Lobothyris subovoidea
- ▲ L.p. Lobothyris punctata
- ▲ T.t. Tetrarhynchia tetrahedra
- ▲ L.e. Lobothyris edwardsii

- ▲ H.a. Homoeorhynchia acuta
- ▲ H.s. Homoeorhynchia slovenica
- ▲ H.m. Homoeorhynchia maninensis
- ▲ S.r. Spiriferina rostrata
- ▲ S.h. Spiriferina hartmanni
- ▲ Z.i. Zeilleria indentata
- ▲ C.s. Ciacta subnumismalis

- ♀ Gr.g. Gryphaea gigantea
- ♀ Gr.o. Gryphaea arcuata obtiquata
- ♂ Sp.Z. Spinatum
- ♂ Te.Z. Tenuicostatum
- ♂ Bf.Z. Bifrons
- ♂ V.Z. Variabilis
- ♂ Th.Z. Thouarsense

4. STRATIGRAFIE



Project 4 : The Triassic of the Tethys Realm

THE TRIASSIC LIMESTONES FROM POPINA ISLAND, NORTH DOBROGEA¹

BY

ALBERT BALTRES², ELENA MIRĂUȚĂ², DOINA GHEORGHIAN²

Triassic. Bioclastic limestones. Microfacies. Calcirudites. Calcareous. Palaeontologic systematic description. Conodonts. Foraminifera. Sponges. Corals. Algae. Tulcea zone. North Dobrogea.

Sommaire

Les calcaires triasiques de l'île de Popina, Dobrogea du Nord. Le Trias de l'île Popina (zone de Tulcea, Dobrogea du Nord) est représenté par des calcaires gris et roses de Wetterstein (Ladinien-Cordévolien) recouverts, avec une discordance (disconformity), par des calcaires rouges briques (Carnien terminal-Norien). Les calcaires gris et roses situés au-dessous de la discordance sont des calcirudites et des calcarénites bioclastiques moyennement stratifiées, qui abritent, pas souvent, de petites colonies de coraux en position de croissance. Une large variété de biota incult *Tubiphytes obscurus* et *Ladinella porata*, qui sont les constituants les plus importants et, sporadiquement, des Algues (*Solenopora*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Zonotrichites* (= *Cayeuxia*)), Foraminifères benthiques (*Involutina*, *Trocholina*, „*Trochammina*“ *persublima*, ? *Nodosaria ordinata*, *Astracolomia marschalli*, Ophthalmodiinae, Glomospires *Planiinvoluta carinata*), plusieurs espèces de Coraux, rares Spongaires non-segmentés (possible le genre *Peridonella*), fréquentes Sphinctozoaires (*Cryptocoelia zitteli*, *Uvanella irregularis*, *Colospongia*, ? *Amblysiphonella*), rares Bryozoaires, Ostracodes, bioclastes d'Echinodermes, Brachyopodes juvéniles, Bivalves, Gastéropodes à spire haute, organismes problématiques (*Baccanella floriformis*). La texture dépositionnelle est de trois types : a) bindstone dans leques des croutes porostromatiques, Foraminifères calcitornellides et *Baccanella* encroûtent des Coraux den-

¹ Received May 9 1979, accepted for publication May 23 1979, presented at Meeting of June 1 1979.

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



droïdes et le sédiment bioclastique ; b) wackestone et packstone bioclastique à matrix calcisiltique de pellets algaux ; c) grainstone bioclastique cimenté à sparite radiaire-fibreux. Wilson (1975) a suggéré que les calcaires de Wetterstein s'étaient accumulés en „offshore banks“, au-dessous de la base des vagues.

Les calcaires rouge brique transgressifs sur la partie supérieure, érodée, des calcaires de Wetterstein et du remplissage des dikes neptuniens creusés dans les calcaires de Wetterstein ont une fine lamination. Les laminae sont constituées de : (i) calcisiltites pellétales ; (ii) calcilutites à bioclastes d'Echinodermes et Globochaete gigantesques (*G. iulia* n. sp. Baltres) ; (iii) calcarénites à bioclastes de petites bivalves à coquille mince ; (iv) micrites cryptalgales. L'âge de ces calcaires est Carnien terminal, établi sur la base d'une association de Conodontes à *Gondolella polygnathiformis*, *Metapolygnathus nodosus*, *M. abneptis* provenant d'un dike neptunien. De nombreuses Foraminifères détachées sont surtout des Miliolidés et Nodosaires. D'un autre neptunien dike, rempli à calcarénite intraclastique recristallisée et dolomitisée, provient une deuxième association de Conodontes d'âge norien à *Metapolygnathus abneptis*, *M. abneptis* stade *bidentatus*, *Gondolella navicula steinbergensis*, *G. navicula hallstattensis*. De plus, sont présentes les Foraminifères *Ophthalmidium exiguum*, *Cornuloculina* sp., *Quinqueloculina nucleiformis*. Les calcaires rouge brique appartiennent à une transgression marine sur une surface d'âge pré-Carnien terminal érodée et se sont déposés dans des eaux quelque peu plus profondes que les calcaires de Wetterstein.

INTRODUCTION

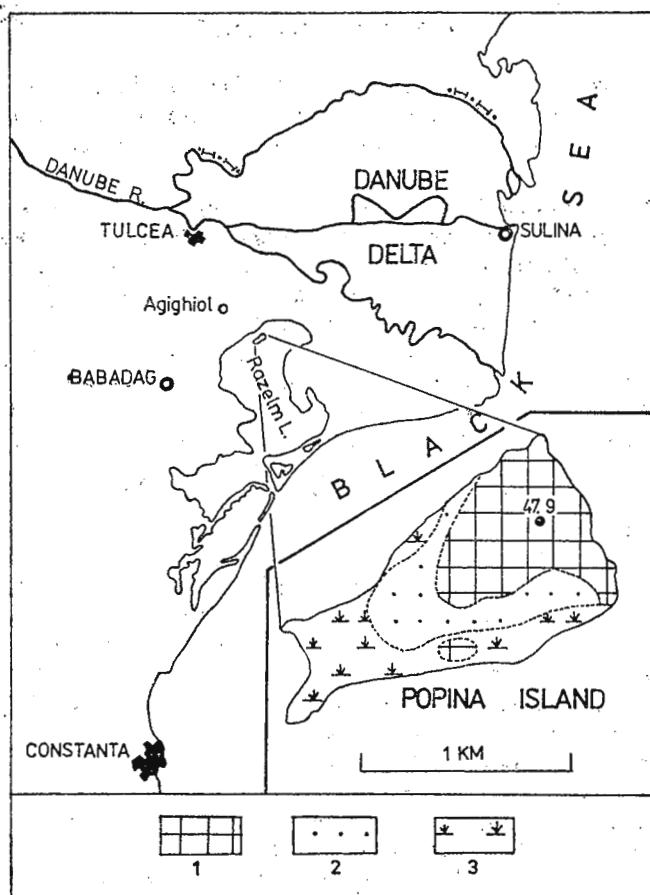
The Popina Island is located about 2 km from the northern shore of the Razelm Lake and 6 km from the western one (Fig.). It affords a unique opportunity in North Dobrogea to observe Wetterstein-type limestones. These are followed by a second stratigraphic unit forming a veneer on a disconformity and filling neptunian dikes.

At the base of the northern cliff of the island occur whitish-grey and pink limestones, sometimes with poorly marked, discontinuous bedding planes dipping 20–25 degrees northeastwards. The same limestones appear in the central part of the island forming a relief with a maximum elevation of 47.9 m. The limestones are almost exclusively bioclastic calcirudites and coarse calcarenites of Wetterstein-type. On weathered surfaces one can often see coral debris and more rarely segmented sponges (assigned to the genera *Colospongia* — Pl. IV, Fig. 2 — and ? *Amblysiphonella*), gastropods and orthoceratids, but never brachiopods. In places there occur zoned, circular or oval corpuscles, with a diameter of 1–2 cm, resembling oncoids, but in fact several generations of radial-fibrous calcite cements around bioclastic cores („*Evinospongia*“). Embedded in calcirudites there occur rare dendroid corals in life position, with thin branches reaching laterally up to 50 cm and vertically 15–20 cm (Pl. V, Figs. 1, 2). Colonies of cerioid corals, with a diameter of 10–15 cm, draw lobate outline in the bedding plane.



Two species of solitary corals occur as well (Pl. V, Fig. 2). Frequent are open spaces with several generations of fibrous sparite cements and with a red aphanitic sediment in the middle.

A disconformity and some neptunian dikes cut the Wetterstein-type limestones. The disconformity is an erosional relief of significant



Geologic sketch of the Popina Island.

1, Triassic limestones ; 2, loess deposits ; 3, swamps.

amplitude excavated up to one meter deep in the Wetterstein-type limestones; the thickness of the thin-bedded, reddish-brown sediment of the disconformity reaches 3 m (Pl. I). The vertical neptunian dikes are 5—20 cm in width and can be followed on the bedding plane on distances of 0.5 to 3 meters; their depth is unknown. One of them is infilled with a reddish-brown limestone closely resembling the sediment on the described disconformity and provided conodonts characteristic

of the Late Carnian. Other neptunian dike with a different infill contains Norian conodonts. Although the palaeontologic content of the limestones overlying the post-Wetterstein disconformity is unknown, but whose macroscopic aspect is comparable with that of the neptunian dike infilling, we also consider it Upper Carnian and/or Norian.

PREVIOUS STUDIES

The first geologic observation on the Popina Island seem to belong to captain T. Spratt who pointed out the existence of some calcareous shales with a rich fauna, assumed to be Triassic in age (in Peters, 1866, p. 89, 160).

In a short geographic and geologic study on Dobrogea, Peters (1866) paid a special attention to the Popina Island and described the limestones and illustrated few fossils. Initially, he considered these limestones as representing the "Hierlatz Beds", later on he reconsidered his opinion and considered them equivalent of the Köves-Kallya and Mikultschütz beds of Upper Silezia; he assigned them to the Lower Muschelkalk. Peters described grey, sometimes red, spathic limestones, with crinoid-bearing levels, weathering like dolomites, with many brachiopods among which the species *Spiriferina mentzeli* Dunk., *Sp. gregaria* Suess, *Rhynchonella orientalis* Peters n. sp., *Terebratula vulgaris* Schlothe., *Natica* sp. (similar to *N. sublineata* Münnst.), *Euomphalus* sp., *Ammonites* sp. (group A. aon Münnst.). The limestone dips 20—25° eastwards and northeastwards. According to Peters, similar limestones with these of the Popina Island overlie the Niculitel melaphyre. Redlich (1897) recorded brachiopods in the Popina Island adding new species to Peters' list: *Spiriferina pontica* Bittn., *Retzia* cf. *schwageri* Bittn., *Waldheimia angusta* Schlothe. and *Pecten* sp. He considered the limestones of the Popina Island Upper Muschelkalk. Anastasiu (1897) assigned the Popina red limestones to the *Ceratites trinodosus* (Virgorian) zone. The comparison of the fossils of Popina with those of Esino, Venice and Lunéville made Anastasiu (1898) assign these limestones to the Upper Muschelkalk. He also pointed out the abundance of brachiopods and the almost total absence of cephalopods and considered it a main feature of the Triassic. Arthaber (1906) added *Rhynchonella refractifrons* to Peters' list and attributed the Popina Island deposits to the Anisian (*Trinodosus* horizon). Kittl (1908) emphasized the reefal aspect of the Triassic limestones of the Popina Island. In 1910 there were published two works of Simionescu referring to the Popina Island fauna, one of them having a monographic character. Simionescu (1910) identified sponges, corals, echinoderms, brachiopods, bivalves, gastropods, cephalopods. On the basis of the species determined, he came to the conclusion that the fauna has many affinities with that of the St. Cassian beds (Upper Ladinian) and, subordinately, with that of Muschelkalk or the fauna of higher levels. He added new species of brachiopods to the



list of fossils : *Koninckina arthaberi* Sim., *Spiriferina megarhyncha* Bittn., var. *dobrogiaca* Sim., *Sp. fortis* Bittn., *Sp. cf. köveskallien-* sis Boeckh, *Sp. cf. pia* Bittn., *Sp. aff. badiotica* Bittn., *Retzia cf. beneckeai* Bittn., *Rhynchonella viezzzenensis* Wilk., *Rh. dinarica* Bittn., var. *lata* Sim., *Rh. tricostata* Münst., *Waldheimia münsteri* d'Orb., *W. angustaeformis* Boeckh, *Terebratula romanica* Sim., *T. sturi* Lbe., *T. neglecta* Bittn., *T. debilis* Bittn., *T. cf. cassiana* Bittn., beside bivalves, corals, sponges, gastropods. Arthaber (1915) regarded the almost exclusive presence of brachiopods and bivalves in what he named breccified marls of the Popina Island as characteristic of the Middle Triassic and the lower part of the Upper Triassic. In his paper "General View on the Geology of Dobrogea" (1927), Simionescu assigned the grey limestones of the Popina Island to the Middle Triassic, thus maintaining his opinions previously expressed. Atanasiu (1940), in his monograph on the geology of Dobrogea, equated the grey, fossiliferous limestones of the Popina Island with the red limestones with cephalopods of Agighiol, considering them as representing different facies of the *Trachyceras aon* zone (Late Ladinian). Mirăută et Mirăută (1958)³ considered the grey, massive, slightly dolomitized and fossiliferous limestones of the Popina Island as reefal formations, different as regards the facies from the St. Cassian beds which, in the Alps, occur mainly as marly facies ; the reef-like bedded, brecciated limestones of Enisala and Zebil Quarry may probably be in relation with these reefs. Mutihac (1962, 1968) assigned the Popina Island calcareous deposits to the Anisian-Ladinian, and later to the Anisian-Lower Carnian (Mutihac, 1964) ; he emphasized the progressive development of the limestones with brachiopods from the meridian of the village of Agighiol eastwards. At the same time Mutihac pointed out the facies difference between the limestones with brachiopods of Popina and the St. Cassian beds ; however, he considered them equivalent from the stratigraphic point of view. In an unpublished synthesis on the Mesozoic formations of North Dobrogea, Elena Mirăută (in Patrulius et al., 1974)⁴ described, in a separate chapter, the "Popina Limestone" (Lower Carnian) and its occurrence and gave a complete list of the fauna determined until that time.

NEW DATA ON THE TRIASSIC OF THE POPINA ISLAND

1. The Microfacies and the Palaeontologic Content of the Ladinian-Lower Carnian (Cordevolian) Calcirudites and Calcareous

The calcirudites are made up of coral debris resulting from the breakdown of dendroid (Pl. X, Fig. 1) or solitary corals (*Pinacophyllum*) (Pl. VIII, Figs. 1, 2). The size of the fragments reaches 1—2 cm. Intra-

^{3, 4} Unpublished report, Arch. IGG, Bucharest.



clastic calcirudites occur subordinately (Pl. X, Fig. 2). They are constituted of angular clasts of (i) micrite with *Tubiphytes* and *Ladinella*, (ii) pelletal micrite with sessile foraminifera, (iii) porostromatic micrite; rare angular bioclasts occur too.

The coarse bioclastic calcarenites can be formed exclusively of *Tubiphytes* (Pl. VI, Figs. 1, 3, 5, 6; Pl. XII, Figs. 1, 2) or *Ladinella* and *Tubiphytes* nodules. These organisms probably lived attached on the subaquatic vegetation from which the nodules detached easily and became simple sedimentary particles accumulated *in situ*. The epibionts *Ladinella* and *Tubiphytes* are often found fixed on various objects: the former prefers the corals (Pl. VIII, Figs. 1, 2) but it can also attach on nodules of *Tubiphytes* (Pl. VI, Fig. 2) for which it represents in turn a support. They are in life position only in case when they settled on the pseudostromatic algal crusts (Pl. VIII, Figs. 1, 2).

Tubiphytes obscurus Maslov, the most important constituent of the Wetterstein-type limestones of the Popina Island, occurs as isolated or coalescent pustules (Pl. VI, Figs. 1, 3, 6) which reach 3—5 mm in length and 1.25 mm in diameter. Two types are recognized: one of dense, opaque micrite (Pl. VI, Figs. 3, 6; Pl. VII, Figs. 1, 2) and another with a reticulate aspect (Pl. VI, Fig. 1) resembling the specimens illustrated by Maslov (1956). Few *Tubiphytes* nodules include calcite pseudomorphs after dolomite rhombs (Pl. VI, Fig. 4). It indicates that the algal micrite in the nodules might have been initially magnesian calcite, similar to that in the living corallinacean algae in which the dolomite may be synthesized by ordered substitution of magnesium ions into calcium positions in the calcite lattice (Schlanger, 1957). Various other types of skeletal remains are also present: algae [*Solenopora* sp. (Pl. VII, Fig. 1), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Rainier) (Pl. VIII, Figs. 2, 4), *Zonotrichites* (= *Cayeuxia*) (Pl. VII, Fig. 3)], foraminifera [*Involutina* (Pl. II, Figs. 1—4), *Trocholina* (Pl. II, Figs. 5, 7), rare specimens of "*Trochammina*" *persublima* Kristian-Tollmann (Pl. II, Fig. 9), ? *Nodosaria ordinata* Trifonova (Pl. XVI, Fig. 6) and *Austrocolumia marschalli* Oberhauser (Pl. XVI, Fig. 7), ophthalmiids, rare glomospires, sessile foraminifera (*Planiovoluta carinata* Leischner (Pl. III, Fig. 1), *Planiovoluta* sp. (Pl. III, Fig. 4)], several species of corals, rare nonsegmented sponges, possibly belonging to the genus *Peroniella* (Pl. III, Fig. 7) and relatively frequent sphinctozoans [*Cryptocoelia zitteli* Steinmann (Pl. IV, Fig. 1), *Uvanella irregularis* Ott (Pl. IV, Figs. 3, 5, ? 6) to which we may add, from field observations, *Colospongia* sp. (Pl. IV, Fig. 2) and ? *Amblysiphonella* sp.], rare bryozoans, ostracods, echinoderm debris, juvenile brachiopods, bivalves, high-spined gastropods.

The binder of the calcirudites and calcarenites is of three types.

(a) *Pseudostromatic* crusts frequently including foraminifera [Calictornellidae (Pl. IV, Figs. 1, 2; Pl. IX, Figs. 1, 2; Pl. X, Figs. 1), globular (Pl. III, Fig. 5) and tubular forms (Pl. II, Fig. 8)], *Microtubus communis*

Flügel (Pl. III, Fig. 6), as well as *Baccanella floriformis* Pantíć (Pl. VI, Figs. 7, 8; Pl. IX, Fig. 2). These crusts are common in the coralline calcirudites, but they are also present around small dendroid corals in life position. The coatings of variable thickness present a gentle lamination and contain recognizable algal filaments. They invade the spaces among the neighbouring branches of the dendroid corals in which they extend as small protuberances (*Tubiphytes*) and bridges constituting an organic binder, resulting a bindstone (Pl. VIII, Figs. 1, 2).

(b) *Calcsiltite matrix* consisting of minute algal pellets associated with tubular sessile foraminifera having micrite walls. Calcsiltite matrix is a common constituent in bioclastic wackestone (Pl. XII, Fig. 1) and packstone. The often loose aspect of the matrix results from the recrystallization, sometimes strong, of the micritic pellets (Pl. XI, Figs. 1, 2) which in places masks the original texture; the sessile foraminifera, resistant to recrystallization, are well preserved.

(c) *Radial-fibrous sparite* cement forming several generations around the particles when the sediment is depleted of carbonate silt fraction. The depositional texture resulted is bioclastic (Pl. XIII, Fig. 2) and intraclastic grainstone.

Where the pelletal calcsiltite matrix was partly removed, resulting a solution microkarst the void was filled with ochreous, radial-fibrous sparite (Pl. X, Fig. 2; Pl. XIII, Fig. 1). Partly, the sparite can be a product of matrix recrystallization.

The palaeontologic content and the microfacies of the described calcarenite are perfectly comparable with those of the Wetterstein Limestones of the Northern Limestone Alps, Ladinian-Cordevolian in age. According to Jendrejáková (1973), the presence of Involutinids proves the extending of the Wetterstein Limestones until the Cordevolian.

As regards the depositional environment of the Wetterstein Limestones, Wilson (1975) proved that in the Northern Limestone Alps they are not of reefal type, for two reasons: (1) the absence of framework builders capable to erect a rigid edifice resistant to the wave pressure and (2) the transitional deposits to the basin facies (Partnach beds) are not reef flank breccias but deep-water sediments (Reifling Limestones with cherts) (See also Bechstädt and Mostler, 1976, who cannot explain the lack of the flank facies). Consequently, the Wetterstein Limestones can be interpreted only as offshore bank accumulations. These limestones located at the outermost part of the bank resulted from the accumulation of badly sorted bioclastic sediments on the slope. This unwinnowed substratum, as it was below the wave base, facilitated the settling of incrusting biota, calcareous sponges and clusters of dendroid corals. The identity of facies of the calcirudites and calcarenites in the Popina Island with those of the Northern Limestone Alps justifies, in our opinion, a similar interpretation of the depositional conditions in both cases.



2. Microfacies and Micropalaeontologic Content of the Late Carnian and Norian Limestones Filling Neptunian Dikes

The neptunian dikes cutting the Wetterstein Limestones contain two distinct infillings, different in age : (a) reddish-brown, Late Carnian limestones, and (b) Norian limestones. Closely resembling type (a) limestones are the sediments above the erosional disconformity.

(a) *The reddish-brown limestones* show, in thin section, a distinct banding given by millimeter-thick laminae of four sediment types :

(i) Pseudopelletal calcisiltites ;

(ii) Calcilutites with iron-stained echinoderm debris surrounded by a microsparitic fringe resulted from the recrystallization of the nearby micrite (Pl. XVII, Figs. 1, 2). In addition, the calcilutites contain frequently a giant ?*Globochaete* assigned here to a new species — ?*Globochaete iulia* Baltres n. sp. As holotype was designated the specimen illustrated in Plate XVII, Figure 1. ?*Globochaete iulia* is a subcircular, oval or reniform spherulite with a diameter of maximum 2 mm. The microstructure is organized in a distinct radial and a tangential pattern (Pl. XVII, Fig. 1 ; Pl. XVIII, Figs. 1, 2). The radially oriented calcite fibers are length-fast. The tangential pattern is given by fine, smooth, concentric cracks extended sometimes into the surrounding matrix. In crossed nicols a pseudo-uniaxial interference cross is always present. SEM images obtained by us are similar both for the "true" *Globochaete* and for our new species. ?*Globochaete iulia* was also recognized by us (Baltres) in Norian limestones described by Mirăuță and Gheorghian (1975) ;

(iii) Calcarenites with comminuted, thin-shelled bivalves in sparite cement (Pl. XVIII, Figs. 1, 2) and scarce *Globochaete*, ophthalmiid and calcitornellid foraminifera and small echinoid spines. Gradual transitions to bioclastic micrite with echinoderm debris and spar-surrounded filaments are common (Pl. XIX, Figs. 1, 2). In addition, millimeter-sized pseudopelletal calcisiltite and calcarenite intraclasts (sediment types (i) and (iii), respectively) are very frequent. A ten millimeter lithoclast with *Ladinella porata* probably originate in the neptunian dike wall.

(iv) Micritic stringers with ghosts of blue-green algae filaments.

The laminated limestones supplied the following conodont species⁵ : *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov, *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi), *M. abneptis* (Huckriede) which certainly indicate the Late Carnian. Beside conodonts, these limestones are rich in foraminifera. Two samples supplied the following species⁶ : *Ophthalmidium exiguum* Koehn-Zaninetti, *O. cf. O. triadicum* (Kristan), *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollmann, *Pseudo-*

⁵ Identified by Elena Mirăuță.

⁶ Identified by Doina Gheorghian.



nodosaria obconica (Reuss), ?*Palmula popinæ* n. sp. Gheorghian, *Frondicularia* sp. 7, *Frondicularia* sp. 8, *Lenticulina (Astacolus)* sp. 7, *Lenticulina* sp., ?*Diplotrema* sp. (sample 3384) and *Verneuilinoides mauritii* Terq., *Ophthalmidium exiguum* Koehn-Zaninetti, O. cf. *O. triadicum* (Kristan), ?*Cornuloculina* sp. 2, *Pseudonodosaria obconica* (Reuss), ?*Palmula popinæ* n. sp. Gheorghian, *Frondicularia* sp. c, *F. lordosa* (Loeblich & Tappan), *Frondicularia* sp. 7, Fr. sp. 8, *Lenticulina (A)* sp. 7, *L. (L.)* sp., *Tetrataxis* sp. (sample 3384 A). In both samples foraminifera occur mainly as internal moulds. The *Ophthalmidium exiguum* (associated with *Lenticulina* and *Frondicularia* moulds) was also found by us in the Anisian limestones from Colții Nădașului (Perșani Mountains), but the other miliolid species have been encountered only in the Upper Triassic. In thin sections, the poorly preserved foraminifera are rare. Some specimens resemble those illustrated by Zaninetti (1969, Pl. III, Figs. A—C) and determined as *Hemigordius*? aff. *chialingchiangensis* (Ho). This comparison with the detached foraminifera and considering their shape and size made us conclude that our specimens in Plate XVI, Figures 1 and 3 might be sections through what we determined as *Ophthalmidium exiguum* Koehn-Zaninetti (Pl. XIV, Figs. 9—11). As concerns the specimen in Plate XVI, Fig. 2, it might be a section through *Cornuloculina* sp. 2 (Pl. XIV, Figs. 4—8). The specimens in Plate XVI, Figs. 4, 5, somewhat similar to *Agathammina australpina* Kristan-Töllmann represent in fact sections through *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Töllmann (Pl. XIV, Figs. 12—23).

(b) *The Norian limestones.* A different limestone type was found in another neptunian dike, namely a recrystallized and dolomitized intraclastic medium-grained calcarenite. Rare echinoid debris with syntaxial overgrowths, foraminifera (calcitornellids, small involutinids and *Glomospira*) and ostracods are also included. Microsparite substitutes an original interstitial micrite. The identified conodonts⁵ are *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede) specimen similar to that illustrated by Krystyn (1973, Pl. IV, Figs. 1, 2) (Pl. XIII, Fig. 7). Another specimen belonging to the same species (Pl. XIII, Fig. 8) is incomplete and was assigned to the *bidentatus* stadium (sensu Kozur, 1972), *Gondolella navicula steinbergensis* (Moshér) (Pl. XIII, Figs. 9, 10) and *G. navicula hallstattensis* (Moshér) (Pl. XIII, Fig. 11) are also found in the above-mentioned assemblage. This assemblage indicates a Norian age (probably the upper part of the period) due to the presence of the two subspecies of *Gondolella* and the species *M. abneptis* stadium *bidentatus*.

The Late Carnian and Norian limestones filling the neptunian dikes cut in the Wetterstein Limestones (Ladinian-Lower Carnian) as well as the disconformity at the top of the Wetterstein-type limestones are proofs for a significant sedimentation gap covering probably the stratigraphic interval of the Julian and part of the Tuvalian. Within

the same interval the Northern Limestone Alps were the place of a significant change in the sedimentation pattern, the carbonate sedimentation being replaced by the terrigenous one (the Lunz beds) (Tollmann, 1976, p. 132—133).

SYSTEMATIC DESCRIPTION

(by DOINA GHEORGHIAN)

? *Tetrataxis* sp.

Pl. XIV, Figs. 24, 25

There is only one specimen, a fragmentary internal mould, which might belong to the genus *Tetrataxis*.

Sizes : maximum diameter 0.43 mm.

I.G.G. Collection, no. P. 102, 195.

Ophthalmidium exiguum Koehn-Zaninetti

Pl. XIV, Figs. 9—11; Pl. XVI, Figs. 1, 3

Ophthalmidium exiguum. Koehn-Zaninetti — Mirăuță, Gheorghian (1978), p. 144, Pl. XVI, Figs. 1—4, 7—10.

The detached specimens from the Carnian limestones are similar to those from the Colții Nadașului Anisian limestones (Persani) determined as *O. exiguum*.

Sizes : diameter 0.24—0.31 mm ; thickness 0.12 mm.

I.G.G. Collection, no. P. 102, 196.

Ophthalmidium cf. *O. triadicum* (Kristan)

Pl. XIV, Figs. 1—3

Spirophthalmidium triadicum Kristan-Kristan (1957), p. 290, Pl. 25, Figs. 2—4 ; *Ophthalmidium triadicum* (Kristan)-Zaninetti (1976), p. 146, Pl. 7, Figs. 28, 29.

The test consists of a spherical proloculus, followed by chambers not exceeding 1/2 whorls, coiled in a single plane, so that the test thickness does not exceed the diameter of the last chamber. Terminal aperture with a slightly enverted margin. Our specimens are much smaller than the holotype.

Sizes : length 0.52—0.54 mm ; width 0.36 mm ; thickness 0.05 mm.
I.G.G. Collection, no. P. 102, 197.

? *Cornuloculina* sp. 2

Pl. XIV, Figs. 4—8 ; Pl. XVI, Fig. 2

Free shell, with an evolute planispiral coiling, formed of a globular proloculus, followed by a secondary chamber which does not seem to exceed a whorl ; the next chambers, more thickened in the first third,



are like a horn. At some specimens two chambers can be noticed, at others only 2—5—3 chambers on a whorl. Most of the specimens are internal moulds, more or less preserved.

Sizes : diameter 0.29—0.36 mm ; thickness 0.07—0.08 mm ; proloculus diameter 0.03—0.07 mm.

I.G.G. Collection, no. P. 102, 198—102, 200.

Quinqueloculina nucleiformis Kristan-Tollmann

Pl. XVI, Figs. 12—23 ; Pl. XVI, Figs. 4, 5

Quinqueloculina nucleiformis Kristan-Tollmann — Mirăuță, Gheorghian (1978), p. 146, Pl. X, Figs. 10, 11.

We had numerous specimens, whole or only internal moulds, at our disposal ; they are a little smaller than those from the Rarău Norian limestones.

Sizes : length 0.28—0.43 ; width 0.12—0.17 mm ; neck thickness 0.03—0.04 mm.

I.G.G. Collection, no. P. 102, 201 ; 102, 202.

Frondicularia sp., cf. *F. lordosa* (Loeblich et Tappan)

Pl. XV, Figs. 43, 44

Frondicularia sp. 1 — Mirăuță, Gheorghian (1975), p. 71, Pl. V, Figs. 27, 28 ; Mirăuță, Gheorghian (1978), p. 147, Pl. V, Figs. 12—15.

Our specimens are only internal moulds, identical with those from the Colții Nadașului Anisian limestones ; they are also similar with those from Upper Triassic limestones of North Dobrogea.

Sizes : length 0.42 mm ; width 0.31 mm, maximum thickness 0.14 mm ; proloculus diameter 0.10 mm.

I.G.G. Collection, no. P. 102, 203.

Frondicularia sp. 7

Pl. XV, Figs. 41, 42

Lanceolate internal mould with a spherical proloculus followed by 4—6 slightly arched, low chambers, increasing progressively in size. An elongate, shallow groove can be seen along the median part of both flat sides of the test.

Sizes : length 0.45 mm ; width 0.21 mm ; proloculus diameter 0.033 mm ; maximum thickness 0.12 mm ; length of the last chamber 0.10 mm.

I.G.G. Collection, no. P. 102, 204.

Frondicularia sp. 8
Pl. XV, Figs. 46—48

Internal mould, elongated, flat, formed of a globular proloculus, followed by 5—6 chambers, each as an overturned V in shape, with a progressive growth, embracing one another; apertural neck very short.

Sizes : length 0.40 mm ; width 0.19 mm ; maximum thickness 0.10 mm ; proloculus diameter 0.01 mm ; length of the last chamber 0.12 mm.

I.G.G. Collection, no. P. 102, 205.

Lenticulina (*Astacolus*) sp. 7
Pl. XV, Figs. 49—56

We included here all the *Lenticulina* moulds with an obvious uncoiling tendency, made up of a spherical proloculus, followed by 4—7 chambers with various shapes, placed along a curved axis. The apertural necks, visible at most of the specimens are situated towards the outer margin.

Sizes : 0.29—0.43 ; thickness 0.10—0.14 mm, proloculus diameter 0.07—0.08 mm.

I.G.G. Collection no. P. 102, 206.

Lenticulina (*Lenticulina*) sp.
Pl. XV, Figs. 57—60

Lens-shaped internal moulds obviously belonging to 2 distinct species.

	Figs. 57, 58	Figs. 59, 60
Shape : diameter	0.35	0.45 mm
thickness	0.11	0.19 mm
proloculus diameter	0.05	0.08 mm

I.G.G. Collection, no. P. 102, 206.

? *Palmula popinae* n. sp. Gheorghian
Pl. XV, Figs. 29—40

Syntypes : I.G.G. Collection, no. P. 102, 208.

Derivatio nominis : after the name of the occurrence place.

Locus typicus : Popina Island.

Stratum typicum : reddish-brown limestones, Late Carnian.

Material : 15 specimens as internal moulds.

Description : Flat, palmate, internal mould. Microspherical forms, with the initial part like that of *Citharina*, could be easily assigned to the genus *Citharinella*; the macrospherical forms have a distinct initial chamber, embraced by a couple of elongated chambers (Figs. 35, 37, 38), whereas the next ones, with a frondicularoid disposition, are situated in a plan turned about 90° against the first ones. As the median part is masked by several excrescences, which seem to be rudimentary



chambers, disposed on the same plane with the first pair of chambers, it is difficult to establish whether there is a single chamber strongly arched (*Frondicularia*) or a couple of chambers (*Sigmomorphina*). At the specimen illustrated in Figure 40, one of these excrescences is like a bifid tooth. Aperture, on a short neck situated at the median part. An attempt to reconstruct the shell would result in a flat test, with a carena in the median part which can bifurcate towards the terminal part.

Observations. The test restored is similar to *Falsopalmula dolomitica* Oberhauser which, however, is described as having its initial part like *Marginulina*, the aperture an elongated slit, and longer sizes. If our microspherical forms could be easily assigned to the genus *Citharinella*, at the macrospherical forms the disposition of the first chamber is clearly different from *Citharinella* and from *Palmula*, so that it might be a new genus. A detailed immersion study of the species *Falsopalmula dolomitica* Oberhauser seems necessary for the clearing up of the taxonomic assignment of our specimens.

Pseudonodosaria obconica (Reuss)

Pl. XV, Fig. 45

Pseudonodosaria obconica (Reuss) — Mirăuță, Gheorghian (1975), p. 70,
Pl. IV, Figs. 9, 10, 13.

The Popina Island specimens are only internal moulds. Fragments which seem to belong to the same species occur in thin sections.

Sizes : length 0.42 mm ; thickness 0.21 mm ; proloculus diameter 0.08 mm.

I.G.G. Collection no. P. 102, 207.

Variostomatid

Test free, trochospiral, lenticular, unequal, biconvex ; on the slightly arched, spiral part, appear all the chambers, separated by oblique sutures, hardly distinguished ; on the strongly arched, umbilical part, one can see only the chambers of the last whorl, separated by hardly visible radial sutures ; periphery slightly rounded, nonlobate. One broken specimen exhibits on its apertural face, at the last chamber base, a low arched aperture with smooth margins.

Sizes : diameter 0.31 mm ; length 0.19 mm.

I.G.G. Collection no. P. 102, 209.

REFERENCES

- Anastasiu V. (1897) Le Trias de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 3, XXV, Paris.
— (1898) Contributions à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Ter-
rains secondaires. Thèse. Paris.



- Arthaber G. von. (1906) Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. *Trias der Dobrudscha*. Stuttgart.
- Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, Iași.
- Bechstädt T., Mostler H. (1976) Riff-Becken Entwicklung in der Mittel-trias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. *Z. dt. geol. Ges.* 127, Hannover.
- Flügel E. (1978) Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. 454 p., Springer, Berlin.
- Jablonský E. (1973) Neue Erkenntnisse über die Morphologie der Art *Cryptocoelia zitteli* Steinmann, 1882 (Sphinctozoa). *Casopis pro min. a geol.* 18/2.
- Jendrejáková O. (1973) Foraminiferen aus Dasycladaceen-Fazies der Trias Westkarpaten. *Geol. Zborník Geol. Carpathica*, 24/1, Bratislava.
- Kittl E. (1908) Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der nord-östlichen Dobrudscha. *Denkschr. Acad. Wiss.* LXXXI, Wien.
- Kristan E. (1957) Ophthalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. *Jahrb. Geol. B.A.* 100/2, Wien.
- Maslov V. P. (1956) Iskopaemie izvestkovie vodorosli SSSR. *Akad. nauk SSSR, Trudy inst. geol. nauk*, 160, 301 p., Moskow.
- Mello J. (1974) Facial development and facial relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians. Southern part of Gemerids). *Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.* (Wien 1974), 2, Wien.
- Mirăuță Elena, Gheorghian Doina (1975) Norian conodonts and foraminifers from north Dobrogea. *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXI/3, București.
- Gheorghian Doina (1978) Etude microfaunique des formations triasiques (transylvaines, bucovinienes et gétiques) des Carpates Orientales. *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXIV/3, București.
- Mutihac V. (1962) Observațiuni asupra Triasicului de la Agighiol-Zebil (Dobrogea de nord). *D.S. Com. Geol.*, XLVI (1958—1959), București.
- (1964) Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol.* XXXIV/1, București.
- Ott E. (1967) Segmentierte Kalkschwämmme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mittel-trias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, N.F., 131, 96 p., Munich.
- (1972) Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 21, Innsbruck.
- Peters K. (1866) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschr. d. math.-naturw. Kl. Akad. Wiss.* XXVII/II, Wien.
- Polák M., Jablonský E. (1973) Biohermné dolomity chočského prikrovu Malej Fatry. *Geol. práce. Spravi* 61, Bratislava.
- Redlich K. A. (1897) Studii geologice in România. *Bul. Soc. ing. și ind. de mine din România*, I—IV, București.
- Schlanger S. O. (1957) Dolomite growth in coralline algae. *Journ. sediment. Petrology* 27/2, Menasha.
- Simionescu I. (1910 a) Sur quelques points fossilifères du Trias de Dobrogea. *Ann. Sci. Univ. Iassy*. Iași.

- (1910 b) Studii geologice și paleontologice din Dobrogea IV. Fauna triasică din insula Popina. *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, XXII, București.
 - (1927) Aperçu géologique sur la Dobrogea. *Assoc. pour l'avanc. géol. Carp., II-ème réun. en Roumanie*, București.
- Tollmann A. (1976) Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. *Franz Deuticke*, 580 p., Wien.
- Wilson J. L. (1975) Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, 471 p., Berlin.
- Zaninetti Louisette (1976) Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les Domaines Mésogéens Européen et Asiatique. *Riv. Ital. Pal.*, 82/1, 258 p., Milano.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Contact between the Wetterstein-type white limestones (Ladinian-Cordevolian) and the reddish-brown bedded limestones (possibly Late Carnian) of the Popina Island, marked by an erosion relief excavated up to a depth of 1 m in the Wetterstein-type limestones. In the bottom right-hand one can observe clearly a depression in the Wetterstein-type limestones, infilled with reddish-brown limestones, thin bedded towards the base. In the top left-hand the red limestones overlie a small elevation of the erosion relief. The arrows indicate the disconformity. The bar in the bottom right-hand is 10 cm long. Photo A. Baltres.

Plate II

Foraminifera from the Wetterstein-type limestones, except Figure 6 which shows foraminifera from the Late Carnian reddish-brown limestones.

Fig. 1. — *Involutina* sp. Maximum diameter 1.4 mm.

Fig. 2. — *Involutina* sp. with sessile foraminifera. Maximum diameter 1.85 mm.

Fig. 3. — *Involutina* sp. Maximum diameter 1.47 mm.

Fig. 4. — *Involutina* sp. with sessile foraminifera. Maximum diameter 1.64 mm.

Fig. 5. — *Trocholina* sp. in intraclast. Maximum diameter 0.70 mm.

Fig. 6. — *Planiinvoluta* sp. from reddish-brown limestone, Late Carnian. Maximum diameter 0.336 mm.

Fig. 7. — *Trocholina* sp. Maximum diameter 0.84 mm.

Fig. 8. — Tubular foraminifera in pelletal limestone. Length 0.59 mm; diameter 0.42—0.70 mm.

Fig. 9. — "Trochammina" *persublima* Kristan-Tollmann. Maximum diameter 0.73 mm.



Plate III

Sessile foraminifera and nonsegmented sponges from the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — *Planiinvoluta carinata* Leischner incrusting a gastropod. $\times 26$.

Fig. 2. — Sessile foraminifera with enterolithic aspect (? *Tolyppammina*) incrusting an intraclast. $\times 26$.

Fig. 3. — *Planiinvoluta* on "Evinospongia". $\times 26$.

Fig. 4. — *Planiinvoluta* on gastropod shell. $\times 26$.

Fig. 5. — Sessile foraminifera with a globular test, associated with micrites produced by blue-green algae. $\times 26$.

Fig. 6. — *Microtubus communis* Flügel in bindstone (see also Plate VIII, Fig. 1, top right-hand). $\times 26$.

Fig. 7. — Nonsegmented sponge (? *Peronidella*). Negative image. $\times 6.75$.

Plate IV

Nonsegmented sponges from the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — *Cryptocoelia zitteli* Steinmann. Outer diameter 5.35 mm; diameter of the axial canal 1 mm. Negative image.

Fig. 2. — *Colospongia* sp. Outcrop photo.

Fig. 3. — *Uvanella irregularis* Ott. Maximum diameter 4.25 mm; diameter of the axial canal 0.8 mm. Negative image.

Fig. 4. — Cross-section through an undetermined sponge. $\times 26$.

Fig. 5. — *Uvanella irregularis* Ott. incrusting a bioclast. $\times 26$.

Fig. 6. — ? *Uvanella* sp. on bioclast. $\times 26$. Image comparable with that from Flügel (1978, Plate 31, Fig. 3) assigned to a genus related to *Deningeria*.

Plate V

Corals from the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — Cross-section through a colony of dendroid corals. Outcrop photo.

Fig. 2. — Cross-section through a solitary coral with a diameter of 3 cm. Outcrop photo.

Fig. 3. — Cross-section through a solitary coral with a diameter of 5.25 mm. Negative image.

Plate VI

Incrusting organisms from the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — Cross-section through *Tubiphytes obscurus* Maslov with a diameter of 0.125 mm. The reticulate structure can be observed.

Fig. 2. — Recrystallized *Ladinella porata* (L) incrusting a nodule of *Tubiphytes* (T) with a diameter of 0.98 mm.

Fig. 3. — Cross-section through fused nodules of *Tubiphytes*. Diameter of the largest nodule 0.84 mm.



Fig. 4. — *Ladinella porata* Ott. Maximum diameter 0.88 mm.

Fig. 5. — Microsparitic pseudomorphs after dolomite rhombohedra (D) in *Tubiphytes*. Maximum size of the rhombohedra 0.24 mm.

Fig. 6. — Longitudinal and cross-section through *Tubiphytes*. Diameter of nodules 0.6 mm.

Fig. 7. — *Baccanella floriformis* Pantić in bindstone (see also Plate VIII, Fig. 1). $\times 40$.

Fig. 8. — *Baccanella floriformis* Pantić. $\times 80$.

Plate VII

Algae from the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — *Solenopora* bioclast in calcirudite. Maximum diameter 6.3 mm; diameter of the tubes 0.028—0.042 mm.

Fig. 2. — *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Rainieri). Thickness of the cell lamina 0.056 mm.

Fig. 3. — *Zonotrichites* (= *Cayauxia*). Diameter of the tubes 0.014—0.028 mm.

Fig. 4. — Detail to Figure 2. Cell diameter 0.028—0.042 mm.

Figs. 5, 6. — Wavy crusts of algal micrite and sessile foraminifera on bioclasts. In Figure 5 one can observe rare dolomite rhombohedrons replaced by microsparite.

Plate VIII

Microfacies of the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Figs. 1, 2. — Bindstone resulted from the incrustation of a bioclastic calcarenite with corals (*Pinacophyllum*) by algae (A), sessile foraminifera (F) and problematic organisms — *Ladinella porata* (L) and *Baccanella floriformis* (B). Figure 2 represents an enlarged portion of Figure 1. For details see also Plate IX, Figures 1, 2. The length of Figure 1 is 13.5 mm and of Figure 2—9 mm.

Plate IX

Microfacies of the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Figs. 1, 2. — Details to Plate VIII, Figures 1, 2. Algal micritic crusts (A) associated with sessile foraminifera (F) and *Baccanella floriformis* (B). Length of both photos — 2.5 mm.

Plate X

Microfacies of the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — Bindstone: Corals incrusted with sessile foraminifera (F). In the bottom of the figure one can observe micrite with algal pellets and rare bioclasts of *Tubiphytes*. For details see also Plate XI, Figure 2. The length of the figure is 13 mm.

Fig. 2. — Intraclastic calcirudite mainly constituted of angular lithoclasts of micrites with *Tubiphytes* (T) and pelletal micrites of algal origin (A). The



binder is partly a calcisiltitic matrix constituted of algal pellets (M) and partly radial-fibrous sparitic cement (S). It is possible that the sparitic cement might fill the microcarstic voids resulted from the leaching of the pelletal matrix. The long side of the figure is 12.3 mm.

Plate XI

Microfacies of the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — Detail in the pelletal calcisiltitic matrix of the wackestones with *Tubiphytes* from Plate XII, Figure 1. The length of the figure is 2.5 mm.

Fig. 2. — Detail in the algal pelletal matrix associated with the bindstones from Plate IX, Figure 1. The length of the figure is 2.5 mm.

Plate XII

Microfacies of the Wetterstein-type limestones (Ladinian-Cordevolian).

Fig. 1. — Wackestone with *Tubiphytes* nodules disseminated in the calcisiltitic matrix (M) mainly constituted of algal pellets. The voids occupied by the radial-fibrous sparite (S) are microcarstic voids resulted from the leaching of the matrix. For details in the calcisiltitic matrix see also Plate XI, Figure 1. The length of the figure is 13.5 mm.

Fig. 2. — *Tubiphytes* nodules up to 5.5 mm long and bioclasts within a calcarenite cemented with radial-fibrous sparite. The voids not filled by cement are occupied by a vadose silt (V). In the bottom of the image one can observe relics of pelletal sediment (M) which probably constituted initially the matrix of the whole sediment. The length of figure is 14 mm.

Plate XIII

Figs. 1—2. — *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov (samples 3384 A and 3384); oral view; b, aboral view. $\times 40$.

Figs. 3—5. — *Metapolyganthus nodosus* (Hayashi) (sample 3384 A); a, oral view; b, aboral view. $\times 40$.

Figs. 6—8. — *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede) (Fig. 6, sample 3384 A, others from sample 3385). a, lateral view; b, aboral view; (at Fig. 7, c, aboral view). $\times 40$.

Figs. 9, 10. — *Gondolella navicula steinbergensis* (Mosher) (sample 3385); a, lateral view; b, oral view; c, aboral view. $\times 40$.

Fig. 11. — *Gondolella navicula* cf. *hallstattensis* (Mosher) (sample 3385). a, oral view; b, aboral view. $\times 25$.

Plate XIV

Figs. 1—3. — *Ophthalmidium* cf. *O. triadicum* (Kristan) (sample 3384 A).

Figs. 4—8. — ?*Cornuloculina* sp. 2 (sample 3384 A).

Figs. 9—11. — *Ophthalmidium exiguum* Koehn-Zaninetti (sample 3384).

Figs. 12—23. — *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollmann (Figs. 12—19, sample 3384 A; Figs. 20—23, sample 3384).

Figs. 24, 25. — ?*Tetrataxis* sp. (sample 3384 A).

Figs. 26—28. — ?*Variostomatid* (sample 3384 A).

Figures 1, 4—8, 9 and 20—25 represent internal moulds.

Plate XV

Figs. 1—12. — ?*Palmula popinae* n. sp. (sample 3384 A).

Figs. 13, 14. — *Frondicularia* sp. 7 (sample 3384 A).

Figs. 15, 16. — *Frondicularia* sp. cf. *F. lordosa* (Loeblich et Tappan) (sample 3384 A).

Fig. 17. — *Pseudonodosaria obconica* (Reuss) (sample 3384 A).

Figs. 18—20. — *Frondicularia* sp. 8 (sample 3384 A).

Figs. 21—28. — *Lenticulina* (*Astacolus*) sp. 7 (sample 3384 A).

Figs. 29—32. — *Lenticulina* (*Lenticulina*) sp. (sample 3384 A).

All the figures represent internal moulds.

Plate XVI

Fig. 1. — ?*Ophthalmidium exiguum* Koehn-Zaninetti. Diameter 0.350 mm (130 \times).

Fig. 2. — ?*Cornuloculina* sp. Diameter 0.460 mm (130 \times).

Fig. 3. — ?*Ophthalmidium exiguum* Koehn-Zaninetti. Diameter 0.280 mm (130 \times).

Fig. 4. — ?*Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollmann. Height 0.350 mm (130 \times). Detail from Plate XIX, Fig. 2 (axial section).

Fig. 5. — ?*Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollmann. Width 0.154 mm (130 \times) (cross-section).

Fig. 6. — *Nodosaria ordinata* Trifonova. Length 0.42 mm (120 \times).

Fig. 7. — *Austrocolomia marschalli* Oberhauser. Length 0.170 mm (120 \times).

Fig. 8. — ?*Variostoma* sp. Height 0.730 mm; maximum diameter 0.500 (68 \times).

Fig. 9. — ?*Variostomatid*. Diameter 0.560 mm (68 \times).

Specimens from Figures 1—5, 8 and 9 come from reddish-brown limestones (Late Carnian), and those from Figures 6 and 7 from the Wetterstein-type limestones.

Plate XVII

Microfacies of the Late Carnian limestones infilling neptunian dikes.

Fig. 1. — Calcirudite with disseminated, fine comminuted bioclasts and ?*Globochaete iulia* Baltres n. sp. (holotype, top left-hand). Diameter of the corpuscle from this figure 0.70 mm. The long side of the figure is 25 mm long.

Fig. 2. — Calcirudite with rare bioclasts of echinoderms impregnated with iron oxides and surrounded by microsparitic fringes. The length of the figure is 25 mm.



Plate XVIII

Microfacies of the Late Carnian limestones infilling neptunian dikes.

Figs. 1, 2. — Calcarenites with bioclasts resulted by comminution of thin shelled small-sized bivalves, and *?Globochaete iulia* Baltres n. sp. (whole or fragmented). The binder is a sparitic cement (Fig. 1) or it has a mixed character (matrix and sparitic cement) (Fig. 2), making the transition to the calcarenites with micritic matrix similar to those from Plate XIX, Figure 1. The length of both figures is 25 mm.

Plate XIX

Microfacies of the Late Carnian limestones infilling neptunian dikes.

Figs. 1, 2. — Calcarenites with thin-shelled bivalve bioclasts and echinoderm monocrystals (E) in micritic binder (Fig. 1) gradually pass to micrites with echinoderm bioclasts, ophthalmiid foraminifera and filaments surrounded by neomorphic sparite (Fig. 2). The length of both figures is 25 mm.



4. STRATIGRAFIE

LA BRÈCHE DE GUGU — UN EXEMPLE DE CONTRÔLE TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION SUR UNE PLATE-FORME CARBONATÉE BARRÉMO-BEDOULIENNE (PĂDUREA CRAIULUI — MONTS APUSENI)¹

PAR

DAN PATRULIU², SEVER BORDEA², EMIL AVRAM²

*Breccias. Pachyodont-limestones. Tectonic control of the sedimentation.
Barremian. Aptian. Bedoulian. Gargasian. Bihor Autochthon. Diastrophism.
Austro-alpine tectogenesis. Bihor Unit. Pădurea Craiului Mountains.*

Abstract

The Gugu Breccia — an example of tectonic control of sedimentation on a Barremian-Bedoulian carbonate platform (Pădurea Craiului — Apuseni Mts). In the course of the Lower Aptian the carbonate platform of the Bihor Autochthon has been subjected to faulting accounting for local accumulation of breccia from fault scarps. The unconformable cover of both the breccia and the upraised blocks, subsequently leveled by erosion, consists either of pachyodont-limestone rich in orbitolinids or directly by marls (Ecleja Formation) whose base varies in age from the late Bedoulian to the late Gargasian. These early Aptian uplifting movements in the northern Apuseni Mts correspond (or nearly so) with the austro-alpine phase of crustal shortening that affected the Carpathian Arc.

Dans la partie centrale du vaste plateau karstique de Pădurea Craiului (Autochtone de Bihor), aux sources de Valea Mnierei, affleure une brèche calcaire d'extension limitée, mais bien remarquable par plusieurs particularités. Quoique l'un de nous (Dan Patruliș) en ait reconnu depuis longtemps l'existence il ne l'a pas signalé comme

¹ Reçu le 9 Mai 1979, accepté le 10 Mai 1979, présenté à la séance du 15 Juin 1979.

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



unité lithostratigraphique distincte des terrains crétacés de Pădurea Craiului à cause des incertitudes concernant sa position stratigraphique (contacts tectoniques avec les formations adjacentes). C'est en 1978 que des forages effectués pour l'exploration des bauxites en ont mis en évidence la position sous la formation d'Ecleja d'âge bédoulien supérieur-gargasien. En outre des observations faites dans les petites carrières récentes démontrent de manière indubitable la nature exclusivement sédimentaire de cette brèche.

Nous devons nous rappeler que, conformément au schéma stratigraphique courant pour le territoire de l'Autochtone de Bihor, résumé par Patruliu in Ianovici et al., 1976, la calcaire inférieur à pachyodontes (Barrémien-Bédoulien inférieur) est surmonté en continuité de sédimentation par les „couches“ d'Ecleja (Patruliu et al., 1968) moyennant une alternance de marnes, marnocalcaires et calcaires bioclastiques à matrice micritique, riches en orbitolines. La découverte d'une brèche, marquant un épisode de sédimentation catastrophique à la fin du Barrémien ou peu après, nous a conduit à réexaminer les données biostratigraphiques fournies par le calcaires à pachyodontes inférieur et la formation d'Ecleja. A cet effet nous avons effectué d'une part (D. Patruliu) une étude micropaléontologique systématique, en lames minces, des calcaires barrémiens, d'autre part (E. Avram) la révision des céphalopodes signalées par Istoescu (1970) à la base de la formation d'Ecleja et l'étude de celles qui y ont été recueillies depuis lors par E. Avram, S. Bordea, M. Ștefănescu.

Le calcaire à pachyodontes inférieur. Dans le bassin de Valea Mnierei l'épaisseur de cette formation varie de 70 m au sud (Dimbu Letei) jusqu'à plus de 600 m au nord (flanc nord du synclinal de Miniș). Au nord, cette succession est divisible en deux ou en quatre membres. Là où elle n'en comporte que deux, le membre inférieur, épais de 200 à 250 m, est principalement constitué de calcaires mudstone et packstone plus ou moins riches en foraminifères, en majorité miliolidés, tandis que le membre supérieur, dont l'épaisseur varié de 200 à plus 400 m, s'en distingue par une forte proportion de calcarénites et calcirudites bioclastiques (grainstone et respectivement, rudstone) à foraminifères à test épais, gastéropodes, pachyodontes, nombreux débris d'echinodermes (en particulier des radioles d'echinoïdes), brachiopodes peu abondants, coraux, algues dont *Boueina*. Un microfaciès particulier de ces calcaires récifogènes est une bioclastite formée exclusivement de débris de mollusques à coquille épaisse recristallisées.

Dans un secteur d'étendue restreinte (sources de Valea Poenii) le membre inférieur est doublé par une intercalation de calcaire bioclastique qui se présente sous la forme d'une lentille très étalée. C'est

dans ce secteur que la succession du calcaire à pachyodontes inférieur comporte 4 membres, notamment :

1. 10—40 m de calcaires mudstone et packstone riches en miliolidés, à texture fenestrale laminoïde, à accidents siliceux encroûtants (de forme circulaire ou polygonale sur la tranche des bancs), à biostromes de pachyodontes de petite taille dont la valve adhérente, à enroulement hélicoïdale laxe, est comparable à celle de *Requienia minor* Duvillé ;

2. jusqu'à 30 m de calcaires bioclastiques principalement packstone, avec intercalations subordonnées de grainstone ou rudstone, localement un peu oolithiques, à de nombreux débris d'algues telles que *Boueina* sp., *Salpingoporella genevensis* (Conrad), *Actinoporella podolica* Alth., „*Dasycladacea*“ *dalmatica* Radocić, une espèce probablement nouvelle de *Cylindroporella*, à foraminifères à test épais dont des lituolidés, une grosse trocholine conique comparable à *T. alpina* (Leupold), *Pfenderina ex gr. globosa* Fury, des gros miliolidés, à petits brachiopodes dont des thécidées (Pajaud et Patruillus, 1968), à petits gastéropodes et bivalves dont des pachyodontes, à petits coraux, hydrozoaires et bryozoaires, à crinoïdes ; ces calcaires bioclastiques présentent de rares accidents siliceux, noduleux ou encroûtants et par endroits une stratification oblique ;

3. environ 200 m de calcaires principalement de type mudstone ou packstone pelletal (rarement wackestone) à foraminifères dont des miliolidés en grand nombre, à *Salpingoporella dinarica* (Radocić) très abondante à certains niveaux, à biostromes de grands et petits pachyodontes, ces derniers comparables à *Requienia minor* Duvillé ; la succession des calcaires micritiques comporte également des intercalations subordonnées de calcarénites de type grainstone, bioclastiques et oncolithiques, à gros miliolidés, trocholines, salpingoporelles, *Cayeuxia*, débris de bivalves (en particulier pachyodontes), débris peu abondants d'échinodermes ; dans l'intervalle qui comporte des intercalations de calcarénites bioclastiques il y a en outre des gros pachyodontes à coquille noire (ou brune), des gastéropodes, des brachiopodes, des bryozoaires, des coraux et autres organismes constructeurs dont *Chaetetopsis* et des stromatoporidés ;

4. le membre supérieur à calcarénites et calcirudites bioclastiques dont la faune, sur le versant nord de Valea Poenii, comporte dès la base des orbitolines dont *Palorbitolina lenticularis* et des espèces d'*Orbitolinopsis*, *Pfenderina globosa* Fury, *Pseudotextulariella scarsellata* (De Castro), *Sabaudia minuta* Hofker, des nerinéidés dont *Phaneropyxis ex gr. anguillina* (Cast. y Barc.), deux sortes de gros pachyodontes : les uns à coquille brune ou noire (*Requienia* ou *Matheronina*), les autres à coquille très épaisse blanche (*Horiopleura* ou *Monopleura*). Le premier niveau d'occurrence en masse des orbitolines marque approximativement la limite entre le Barrémien inférieur et le Barrémien supérieur, respectivement entre le membre 3 et le membre 4 de cette succession.

La brèche de Gugu. Aux sources de Valea Mnierii, la zone d'affleurement de cette brèche (voir planche) est dominée au sud par une colline (Ecleja Roșiorului) dont le faîte est constitué de grès hettangiens avec quelques petits pointements de calcaires massifs ladiniens. Sur le versant nord de cette colline, la succession des terrains jurassiques qui fait suite aux grès hettangiens, comprend des calcaires argileux et silteux du Sinémurien supérieur-Pliensbachien, des marnes toarciniennes, des marnes silteuses et oolithiques du Bajocien inférieur, des calcaires massifs récifogènes du Tithonique (Calcaire de Cornet). Tous ces termes viennent en contact avec la brèche de Gugu le long d'un feuille dirigée WNW-ESE (fig. 2). Sur le versant nord de Valea Mnierii la brèche est surmonté par un calcaire sombre peu épais. C'est un packstone bioclastique à gros pachyodontes et orbitolines (base de la formation d'Ecleja). Des marnes feuilletées à teinte d'altération jaunâtre lui font suite. Cet ensemble est dominé au nord par un escarpement de calcaires barrémiens (Coasta Jocarului). La brèche et la formation d'Ecleja qui en constitue le toit viennent en contact avec les calcaires barrémiens de Coasta Jocarului, le long d'une grande faille parallèle à la première. La brèche de Gugu s'étend vers l'est au delà de la jonction entre la route goudronnée Aștileu-Roșia-Beiuș et la route qui va de Gugu à Vadu Crișului, jusqu'à une faille NE-SW.

Plus loin vers l'est, entre Dîmbu Letii et les sources de Valea Vida, la route vers Roșia offre une coupe complète à partir des bauxites qui constituent la base de la série éocrétacée et jusqu'aux marnes de la formation d'Ecleja (fig. 1). Dans cette coupe le calcaire inférieur à pachyodontes n'a qu'environ 80 m d'épaisseur et en jugeant d'après ses microfaciès (principalement calcaires mudstone et packstone à foraminières abondants ; structure fenestrale laminoïde) seul le Barrémien infé-

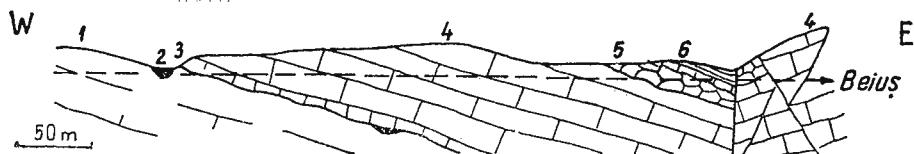


Fig. 1. — Coupe de Dîmbu Letii (route d'Aștileu vers Beiuș).
1, calcaire de Cornet (Tithonique) ; 2, bauxite (Néocomien) ; 3, calcaire à characés (Néocomien probable) ; 4, calcaire à pachyodontes inférieur (Barrémien) ; 5, brèche de Gugu (Bédoulien probable) ; 6, formation d'Ecleja avec calcaire à orbitolines en base (Bédoulien supérieur et Gargasien probable).

rieur y est représenté. Suit la brèche de Gugu ayant au moins 10 m d'épaisseur, avec un peu de matériel interstiel argileux rouge ou marnieux jaunâtre. La formation d'Ecleja, qui constitue le terme suivant, comporte en base un banc de calcaire rouge à taches grises. C'est un packstone bioclastique à *Palorbitolina lenticularis*, petits coraux, cri-

noïdes. Les marnes feuillétées qui le surmontent ont fourni *Mesohibolithes* sp.

La brèche de Gugu est principalement constituée de calcaires barrémiens, de type mudstone, ou packstone à foraminifères plus ou moins abondants, les miliolidés étant dominants. Certains de ces calcaires contiennent des pachyodontes de grande taille à coquille noire. Sont à noter des variétés de micrite bioclastique et oncolithique à salpingoporelles, *Cayeuxia*, débris d'échinodermes et brachiopodes, ou à petits coraux et thécidées, ainsi que des variétés de grainstone bioclastique à *Salpingoporella genevensis* (Conrad) ou à petits brachiopodes et *Lopha*. Ces microfaciès sont comparables à ceux des calcaires bioclastiques qui constituent le deuxième membre du Barrémien inférieur aux sources de Valea Poenii. A ces calcaires viennent s'ajouter comme éléments subordonnés des calcaires mudstone à ostracodes abondants ou à characées, identiques à ceux qu'on trouve au toit des bauxites néocomiennes, ainsi que des bauxites qu'on trouve seulement sur le versant sud de Valea Mnierii formant des petites agglomérations au sein des brèches calcaires, ce qui prouve que le matériel n'a pas été dispersé par le transport, mais qu'il provient d'une source toute proche, en occurrence par du flanc nord de l'anticlinal d'Ecleja.

À la proximité de ce flanc il y a aussi de très gros blocs de calcaire bioclastique clair comparable au calcaire de Cornet, mais dont l'âge tithonique n'a pu être encore prouvée de façon certaine.

Les éléments calcaires de la brèche de Gugu forment un amas chaotique. Leur diamètre varie de quelques centimètres à quelques mètres. Par soudure intime des éléments certaines parties de cette brèche offrent l'aspect d'un calcaire compact. Dans d'autres parties l'individualité des éléments est mise en évidence par un peu de matériel interstitiel rouge. Il y a en outre des intercalations lenticulaires de schistes argileux brique et par endroits dans ces schistes des enclaves de calcaire detritique laminitique (calcisiltites et calcarénites), beige à taches ou bandes brique nettement contournées.

Deux caractères font de la brèche de Gugu une formation bien remarquable par rapport aux autres brèches mésozoïques des Monts Apuseni :

— bon nombre des éléments de calcaire barrémien sont de couleur rouge, rose ou grise à taches rouges ; les éléments de couleur rouge se trouvent habituellement dispersés parmi des éléments dont la couleur varie du gris clair-blanchâtre au gris foncé, ce qui prouve que la coloration rouge était acquise avant la mise en place finale du detritus calcaire ; on doit noter toutefois qu'au centre de Pădurea Craiului le calcaire inférieur à pachyodontes ne présente nulle part de niveaux rouges ce qui nous fait penser que cette coloration est due à un pro-

cessus secondaire de diffusion des oxydes fériaux dans les éboulis provenant des calcaires gris³ ;

— des zones étendues de la brèche présentent un ciment calcique spathique par endroits si abondant qu'on dirait à première vue que les éléments flottent dans de la calcite ; cette spathite est identique à celle qui constitue le remplissage d'anciennes cavités karstiques dans les calcaires tithoniques de la même région.

Des brèches analogues à ciment spathique abondant sont signalées dans les Alpes Orientales comme dépôts de fore-reef du Calcaire de Wetterstein.

Les données dont nous disposons actuellement nous suggèrent les étapes suivantes dans la genèse de la brèche de Gugu :

— au début du Bédoulien, au cours du démembrement de la plate-forme carbonatée eocrétacée, entre le bloc tectonique d'Ecleja qui subit une forte surrection et le bloc de Coasta Jocarului qui se maintient en position plus basse s'individualise un graben étroit ;

— ce couloir est alimenté du sud par des éboulis de calcaire barrémien, de bauxites et probablement aussi de calcaire tithonique, et du nord exclusivement de calcaires barrémiens ;

— là où les éboulis sont formés de petits blocs il y a compaction avec soudure ultérieure des éléments, par contre à l'abri des très gros blocs il subsiste des cavités qui sont progressivement remplies de sédiment argileux rouge et de silt calcaire ;

— suit une étape de dissolution karstique agissant le long des joints entre les éléments et aboutissant à la formation d'un réseau vaculaire ultérieurement rempli de calcite spathique.

La formation d'Ecleja. Cette formation est essentiellement constituée de marnes sombres dont la partie inférieure comporte habituellement, sur une épaisseur variant de quelques mètres (Dîmbu Letii) à 100 m (versant gauche de Valea Mnierii et affluents gauches de Valea Poenii), des intercalations de marnocalcaire et de calcaire packstone bioclastique. Localement ces derniers constituent des petites enclaves lenticulaires riches en coraux. Par altération les calcaires prennent une teinte caractéristique jaunâtre virant au violacé. Leur faune comprend des orbitolines, très abondantes à certains niveaux, des gros miliolidés, des mollusques dont des pachyodontes à coquille brune ou noire souvent comme fragments, des débris d'échinoïdes et de crinoïdes, de petits coraux. La matrice micritique de ces calcaires contient par endroits des hedbergelles. En outre dans les marnes et les marnocalcaires de la partie basale de la formation d'Ecleja on trouve occasionnellement des bélémnites et des ammonites. Les bélémnites sont en majorité des Neo-

³ Un exemple d'impregnation diffuse secondaire d'un calcaire par des oxydes ferriaux nous est fournie par le mur de quelques accumulations de bauxites du territoire même de Pădurea Craiului.

hibolites dont certains exemplaires rappellent *N. aptiensis* Stolley, d'autres *N. inflexus* Stolley. *Mesohibolites* est très rare. Deux localités sont particulièrement remarquables par la diversité des ammonites qu'on trouve à la base même de la formation : le versant gauche de Valea Vasii, à 150 m en amont du confluent avec Pîriu Măgurii (au nord de Dobrești) et Dealu Varului (près de Vîrciorog). Sur le versant gauche de Valea Vasii le calcaire à pachyodontes inférieur est surmonté avec discontinuité lithologique évidente par un banc de marne calcaire compacte à rares bélémnites. Suivant des schistes marneux à *Colombiceras* (*Colombiceras*) cf. *subpeltoceratoides* (Sinzow), *C. (C.) tobleri discoidalis* (Sinzow), *C. (C.) tobleri* (Jacob), *C. (Egoianiceras)* aff. *multicostatum* Avram, *Pseudohaploceras* cf. *matheroni* (d'Orb.), *Cheloniceras* (*Epicheloniceras*) aff. *tschernischewi* (Sinzow). Là donc, la base de la formation d'Ecleja est d'âge gargasien. Une discontinuité lithologique nette à la limite entre le calcaire à pachyodontes inférieur et la formation d'Ecleja s'observe également dans le secteur de Dealu Varului où la base des marnes qui surmontent les calcaires comporte deux niveaux à ammonites : l'un du Bédoulien supérieur à *Dufrenoyia* cf. *discoidalis* Casey et *D. cf. notha* Casey, l'autre du Gargasien à *Cheloniceras* (*Epicheloniceras*) aff. *martini* (d'Orb.), *Colombiceras* (*Colombiceras*) cf. *subpeltoceratoides* (Sinzow), *C. (C.) tolberi discoidalis* (Sinzow), *Ammonitoceras* ex gr. *A. lahuseni* Sinzow — espèce probablement nouvelle, *Pseudocrioceratites pseudoelegans* Egolian, *Simionescites* ? sp.

La conclusion essentielle qui se dégage de toutes ces observations c'est qu'après la sédimentation du calcaire à pachyodontes inférieur, d'âge barrémien et éventuellement aussi Bédoulien inférieur, la plate-forme carbonatée de l'autochtone de Bihor, entraînée dans un mouvement général de surrection, a été sujette à une tectonique rupturale avec rejet par endroits considérable des failles qui en sont résultées (fig. 2). Cette étape de diastrophisme est mise en évidence par : (1) la lacune statigraphique qui dans le cadre de certains compartiments tectoniques couvre la totalité du Barrémien supérieur et probablement aussi une bonne partie du Barrémien inférieur (Dîmbu Letii) ; (2) la genèse, probablement au cours du Bédoulien inférieur, de la brèche de Gugu qui provient d'éboulis fournis par des escarpements de faille ; (3) la position discordante de la formation d'Ecleja dont la sédimentation débute dans certains secteurs au Bédoulien supérieur, dans d'autres au Gargasien. Il y a de bonnes raisons pour supposer que c'est au cours de la même étape qu'ont pris naissance sous forme embrionnaire quelques-uns des éléments structuraux majeurs de l'autochtone de Bihor, tels que le horst de Cărmazan, l'anticlinal d'Ecleja Roșiorului, l'anticlinal de Dealu Crucii. Dans le cas de ce dernier, qui se trouve situé au centre même de Pădurea Craiului, on doit spécialement noter que près de son flanc nord, à l'est de Secătura, sur une tranche peu épaisse du calcaire de Cornet (Tithonique inférieur) repose directement des cal-

caires sombres riches en orbitolines. Quoique sur le territoire de l'autochtone de Bihor elle n'ait eu que des effets épilogéniques, cette étape de diastrophisme semble bien être contemporaine à la phase tectogé-

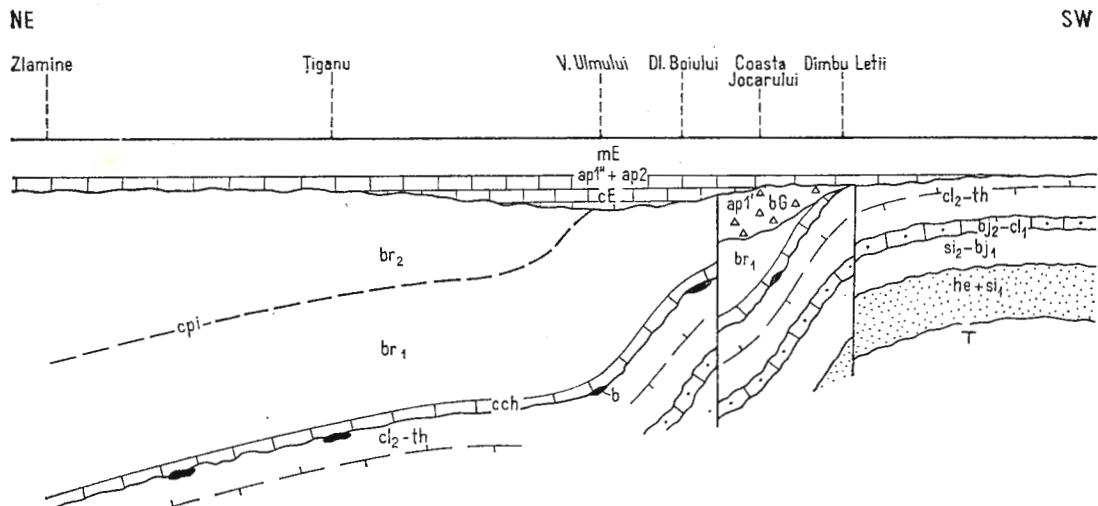


Fig. 2. — Modèle paléostructural de la partie centrale de Pădurea Craiului au début du Gargasien.

Calcaire de Wetterstein (T) ; grès de l'Hettangien-Sinémurien inférieur (he-si₁) ; calcaires et marnes du Sinémurien supérieur-Bajocien inférieur (si₂-bj₁) ; calcaires du Bajocien supérieur-Callovien inférieur (bj₂-cl₁) ; calcaires du Callovien moyen-Tithonique (cl₂-th) avec dépressions karstiques logeant des accumulations de bauxite néocomienne ; cch-calcaire à characés (Néocomien probable) ; cpi-calcaire à pachyodontes inférieur avec la limite présumée entre le Barrémien inférieur (br₁) et le Barrémien supérieur (br₂) ; bG-Brèche de Gugu (Bédoulien probable) ; cE-Calcaire d'Ecleja (Bédoulien supérieur probable) ; mE-Marnes d'Ecleja (Bédoulien supérieur et Gargasien).

nique austro-alpine qui sur le territoire de l'arc carpathique a eu pour conséquence des déformations considérables allant jusqu'à la formation de nappes.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., 631 p., București.

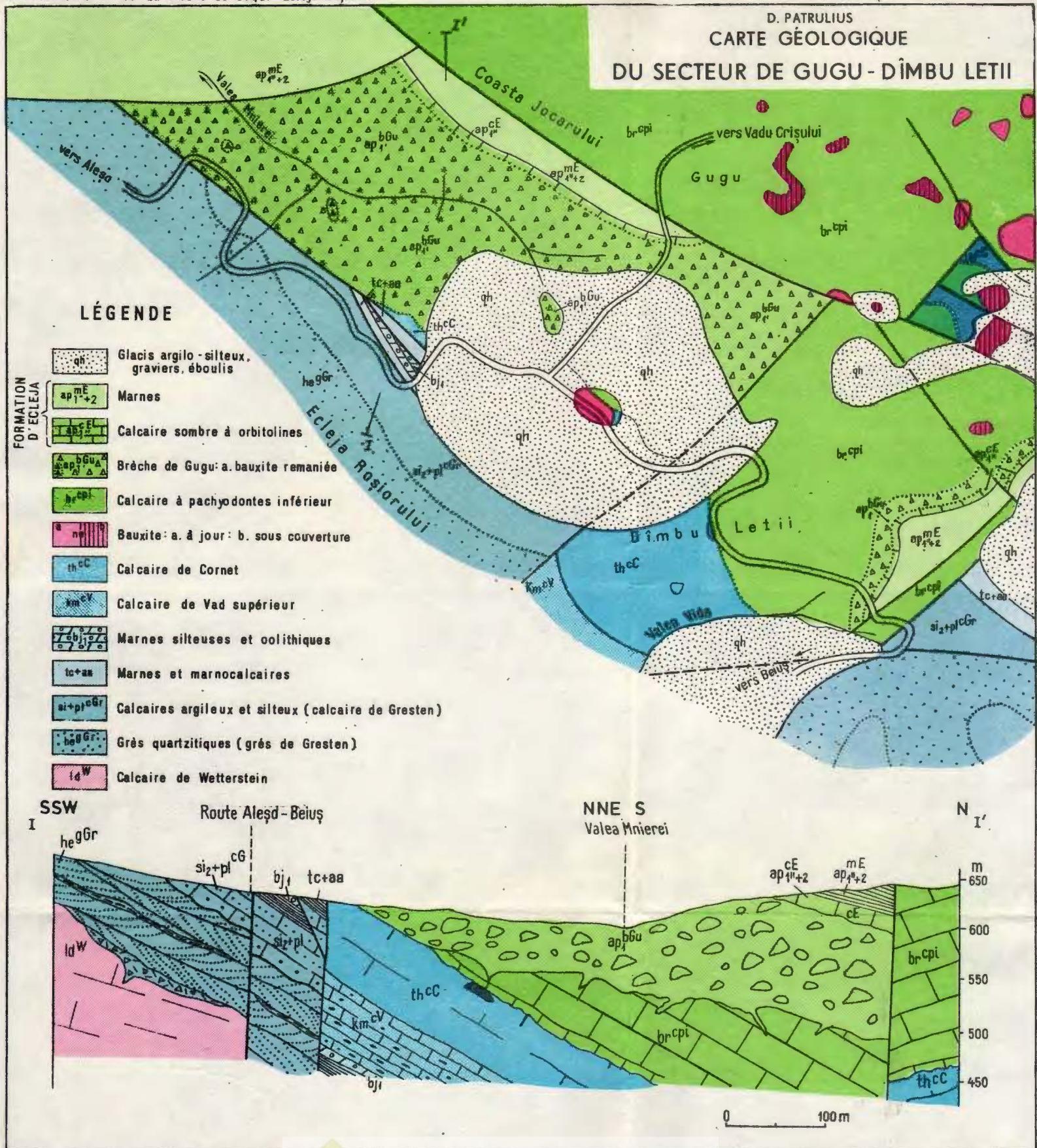
- Istocescu D. (1970) Stratigrafia și fauna depozitelor cretacice din zona Vîrciorog-Copăcel. *D.S. Inst. Geol.* LIV, 4 (1966—1967), p. 161—164, București.
- Pajaud D., Patrulius D. (1968) Sur la présence des Thécidées dans le Barrémien à faciès urgonien des Monts Apuseni. *C.R. Soc. géol. France*, 3, p. 81—83, Paris.
- Patrulius D., Lupu M., Borcoș M. (1968) Note explicative à la feuille 9 Șimleu Silvaniei de la Carte géologique de la R. S. Roumanie au 200 000^e (éditée par l'Institut Géologique), 44 p., București.





Institutul Geologic al României

D. PATRULIU
CARTE GÉOLOGIQUE
DU SECTEUR DE GUGU - DÎMBU LETII



4. STRATIGRAFIE



Project 58 : Mid-Cretaceous Events

LA SIGNIFICATION BIOCHRONOLOGIQUE DE LA ZONE À INOCERAMUS SCHLOENBACHI J. BÖHM EN ROUMANIE ET QUELQUES PROBLÈMES DE LA LIMITE TURONIEN-CONIACIEN¹

PAR

LADISLAU SZÁSZ²

Inocerams. Biostratigraphy. Stratigraphic boundary. Turonian/Coniacian. Inner flysch zone. Perșani Mountains. Sedimentary Getic domain. Vînturarița. North Dobrogea-Babadag Basin.

Abstract

Biochronological Significance of the *Inoceramus schloenbachi* J. Böhm Zone in Romania and Some Problems of the Turonian-Coniacian Boundary. This paper deals with the Upper Turonian-Lower Coniacian fauna assemblages in the Perșani Mountains, the Getic Depression and the Babadag Basin. It is established that the levels with ammonites characteristic of the Upper Turonian (the deposits with *Subpionocyclus normalis* Anderson) contain only small-sized inocerami of the type *I. ex gr. vancouverensis* Shumard, *I. falcatus* Heinz, *I. websteri* Mant. etc. without *I. schloenbachi* or other species of the assemblage with *I. schloenbachi*. The typical assemblage with *I. schloenbachi* occurs together with ammonites such as *Barriosiceras haberfellneri* (Haauer), *Forresteria* (Reesideoceras) *petrocoriensis* (Coquand) etc. The above-mentioned level is overlain by the second Lower Coniacian fauna level with *Peroñiceras moureti* Gross. and *Inoceramus mantelli* Merçey. For this reason, in Romania the whole assemblage with *I. schloenbachi* occurs only in the basal Coniacian and *I. mantelli* is specific to the second biozone of the Lower Coniacian. The paper also refers to some aspects concerning the correlation of the biochronologic scales based on the ammono-

¹ Reçu le 13 Février 1979, accepté le 16 Février 1979, présenté à la séance du 6 Mars 1979.

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



nite evolution with those based on inocerami, as well as to the possibilities of correlation of the Turonian and Coniacian deposits, and the boundary of these stages in the north and south of Europe.

Introduction

Les dépôts attribués au Turonien et au Coniacien sont largement répandus en Roumanie dans presque toutes les unités structurales.

Dans une série de travaux, quelques-uns à caractère monographique, qui portent sur des régions classiques tel que le Bassin de Babadag (Mirăuță et Mirăuță, 1964), les Monts Persani (Păuliuc, 1968) et la dépression géétique (Boldor et al., 1970; Todirijă - Mihăilescu, 1973) on suppose l'existence d'une continuité de sédimentation entre le Turonien et le Coniacien. Dans ces travaux on ne fait pas une délimitation tranchante entre les associations de faune caractérisant le Turonien supérieur et celles appartenant au Coniacien. Le plus souvent, on présente des listes de faune communes au Turonien supérieur et au Coniacien, les dépôts étant attribués dans leur ensemble au Turonien-Coniacien. Une délimitation claire entre le Turonien et le Coniacien n'a été possible ni sur la base de la microfaune, la limite respective se plaçant dans l'intervalle de la zone „grandes rosalines plates“ (Janaión, 1976). Dans notre pays, les dépôts contenant d'*Inoceramus schloenbachi* Böhm sont attribués au Turonien supérieur, en considérant caractéristiques pour le Coniacien les espèces *I. involutus* Sow., *I. kleini* Müller, *I. sublabiatus* Müller etc., ainsi que des espèces des genres d'Ammonites *Peroniceras*, *Barroisiceras*, *Nowakites* etc.

Nos recherches et nos travaux de lever des dernières années dans les Monts Persani, dans la dépression géétique et dans le Bassin de Babadag — région à dépôts assez riches en Inocérames et Ammonites on révélé qu'il n'existe pas une corrélation concordante entre l'échelle biochronologique fondée sur la distribution des Inocérames et l'échelle orthochronologique des Ammonites. Les causes de ces non concordances, ainsi que la détermination des critères plus judicieux quant à la délimitation du Turonien supérieur du Coniacien en Roumanie font l'objet de cette étude³.

Successions lithologiques et associations de faune

1. Monts Persani

Les dépôts attribués au Turonien-Coniacien dans les Monts Persani ont une dominance marneuse, étant constitués de marnes silthiques

³ Une partie du matériel paléontologique qui est à la base de la présente étude a été collectée par D. Patrulius, P. Dumitriacă, D. Grigorescu et N. Martinof, qui l'ont mis très aimablement à notre disposition pour étude et détermination.



grises clair bien stratifiées, avec intercalations de marnocalcaires. En certains secteurs (vallée Satului-Ormeniș, ruisseau Racilor-Augustin), la partie terminale des dépôts est faite de marnes silthiques rougeâtres. L'épaisseur maximale du paquet marneux est rencontrée sur la vallée Satului, où elle atteint 100 m. Ici, la partie inférieure de la succession appartient certainement au Turonien inférieur, renfermant des exemplaires d'*Inoceramus labiatus* Schloth., et sa partie supérieure appartient indubitablement au Coniacien, fait prouvé par l'existence d'un exemplaire de *Tissotiooides haplophyllum* (Redtenbacher), trouvé par nous, et d'un exemplaire de *Peroniceras* aff. *dravidicum*, collecté et déterminé par Patruilius (1954), associés à des Inocérames du groupe *I. inconstans* Woods. Pour la partie médiane du complexe on ne dispose pas de suffisantes données paléontologiques, de sorte qu'on ne peut pas discuter le problème de la limite Turonien-Coniacien. On ne sait ni s'il y a continuité de sédimentation du Turonien inférieur au Coniacien.

Dans les autres secteurs, le paquet marneux est plus mince et commence par des niveaux plus récents du Turonien. Sur la vallée Cărbunelui-Racoșul de Sus, près de la base du paquet marneux, il y a un niveau fossifère duquel nous avons déterminé des exemplaires de *Subprionocyclus normalis* (Anderson), *S. cf. neptuni* (Günitz), *Damesites sugata* (Forbes), *Puzosia ex gr. orientalis* Matsumoto etc., en associations avec des Inocérames de petite taille, dont citons : *I. ex gr. vancouverensis* Tröger (Shumard ?), *I. glatziae* Flegel, *I. cf. protractus* Scupin, *I. cf. lusatiae* Anderson etc. Les espèces mentionnées du genre *Subprionocyclus* démontrent que le niveau en question appartient au Turonien supérieur ; Racoșul de Sus est jusqu'à présent l'unique endroit en Roumanie où la présence de ce sous-étage est prouvée à base d'Ammonites. Il faut souligner qu'en semble avec cette faune on n'a pas rencontré *I. schloenbachi* Böhm ou d'autres espèces caractéristique de la zone à *I. schloenbachi*, la zone respective ayant une position stratigraphique plus élevée.

2. Dépression géétique

Les dépôts post-cénomaniens de ce secteur sont transgressifs et discordants soit sur une formation vracono-cénomanienne (vallée Cheia), soit sur des calcaires d'âge jurassique supérieur (vallée Olănești), soit directement sur les schistes cristallins du domaine géétique (Cîndoia, bassin Brezoi).

La coupe la plus complète est ouverte sur la vallée Cheia. Ici les dépôts post-cénomaniens débutent par un paquet de congolomérats et grès, épais d'environ 25—30 m. Sur cet horizon suivent des marnes sableuses gris foncé, compactes, faiblement stratifiées, qui s'achèvent par un niveau de marnes rouges silthiques et de marnocalcaires gris compacts. L'épaisseur du paquet marneux tout entier est de 65—70 m,



dont 5 m représentent les marnes rouges et les marnocalcaires compacts. Suit une formation épaisse de 300—400 m, représentée par des marno-argiles silthiques à nombreux niveaux concrétionnaires ferrugineux.

A quelques mètres seulement au-dessous du niveau des marnes rouges il y a un niveau fossilifère extrêmement riche en Inocérames, auquel s'ajoutent des Ammonites, Echinides, Crinoïdes, dents de poissons (requins), débris de plantes (*Eucalyptus* — d'après N. Ticleanu, communication verbale). Le niveau fossilifère a une épaisseur totale à peine de 3—4 m. Les faunes trouvées aux niveaux plus hauts ne sont pas concluantes pour établir l'âge des dépôts-source.

Du niveau fossilifère nous avons déterminé, parmi d'autres Inocérames : *Inoceramus schloenbachi* J. Böhm

Inoceramus deformis Meek

Inoceramus inconstans inconstans Woods

Inoceramus inconstans Woods ssp. indéf.

Inoceramus crassus crassus Petrascheck

Inoceramus stillei Heinz

Inoceramus simionescui Pauliuc

Inoceramus cf. zeltbergensis Heinz

Inoceramus incurvatissimus Tröger etc.

Ammonites : *Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* (Copard)

Sornayceras aff. *omorii* Matsunoto

Nowakites lemavchandi (Grossouvre)

Nowakites karezi (Grossouvre)

Neocrioceras (Schlueterella) kossmati (Simionescu)

Phylloceras (Hyporbulites) sp. etc.

A cet ensemble fossile s'ajoutent bon nombre d'exemplaires de *Micraster cortestudinarium* Goldfuß.

Observons donc qu'il s'agit d'une association d'Inocérames typique pour la zone à *I. schloenbachi* Böhm, mais qui — d'après la chronologie des Ammonites — appartiendrait au Coniacien inférieur vu que l'espèce *Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* (Copard) caractéristique du Coniacien inférieur apparaît de la base du niveau fossilifère. Il est également à remarquer le fait que, même parmi les Inocérames, il y a des espèces considérées jusqu'à présent coniaciennes aussi, par exemple *I. incurvatissimus* Tröger. En échange, on n'a trouvé aucun exemplaire de *I. mantelli* Merçey, dont l'apparition marquerait — d'après Seitz (1962) la base du Coniacien. Cette espèce apparaît dans la dépression gétique à un niveau plus haut du Coniacien, elle étant très fréquente dans le bassin Brezoi, représentée par les sous-espèces *I. mantelli mantelli* Merçey et *I. mantelli subrhenanus* Seitz associées à des Ammonites appartenant aux genres *Sornayceras*, *Cobbanoceras*, *Protexanites* cf. *strozzi* (Desio), *Gaudryceras glaneggensis* (Redtenbacher) etc. (Szász, 1976). Au niveau avec *I. mantelli* Merçey du bassin Brezoi correspondent, au moins partiellement, les marnes sab-

lonneuses dures de la vallée Olănești (le point dénommé „Rampa“), d'où Todirîță-Mihăilescu (1973, pl. VI, fig. 1) citent sous le nom de *I. aff. sublabiatus* Müller un Inocérame qui, en réalité, pourrait appartenir à l'espèce *I. mantelli* Mercéy.

Par conséquent, pour l'existence du Turonien supérieur (et du Turonien en général) dans la dépression gétique il n'y a pas de preuves paléontologiques, l'exemplaire de *Lewesiceras* sp. cité par Boldor et al. (1970), ainsi que toutes les espèces d'Inocérames attribuées par Todirîță-Mihăilescu (1973) — avec certaines réserves — au Turonien supérieur étant cantonnées dans le Coniacien.

Dans le cadre du Coniacien de cette zone on peut séparer deux associations paléontologique distinctes :

a) L'association à *Inoceramus schloenbachi* Böhm et *Forresteria (Reesideoceras) petrocoriensis* (C o q u a n d) à la base et

b) L'association à *Inoceramus mantelli* Mercéy et *Protexanites cf. strozzi* (Desio), qui est située plus haut dans le Coniacien, mais qui appartient probablement toujours au Coniacien inférieur.

3. Bassin de Babadag

La coupe la plus intéressante du Bassin de Babadag est située près de la localité Caugagia, sur la colline Bal Bair, citée par Macovei (Macovei et Athanasiu, 1934) en raison de sa richesse en fossiles. Les dépôts sont constitués, du point de vue lithologique de calcaires jaunâtres, faiblement gréseux, à bancs épais de 10—15 cm, dans lesquels apparaissent des intercalations de calcaires blancs à teinte verdâtre. Ces calcaires abritent de nombreux exemplaires d'Inocérames, Ammonites, Echinides etc. Le paquet fossilifère ouvert sur une épaisseur de 10—15 m ne présente pas de variations de faune d'un niveau à l'autre.

Mirăuță et Mirăuță (1964) citent de cet endroit deux associations de faune : la première à *Inoceramus lamarcki* Park., *I. cf. inaequivalis* Schlüter, *I. inconstans* Woods, *I. cf. carpathicus* Sim., *I. waltersdorffensis* Andert, *I. wandereri* Andert, *I. schloenbachi* Böhm. etc., attribuée au Turonien moyen et supérieur ; la deuxième, à *Micraster cortestudinarium* Goldf., *Inoceramus sublabiatus* Müller, *I. cf. subpercostatus* Andert, *Barroisiceras haberfellneri* (Hauer), „*Puzosia*“ lemarchandi Gross. etc. — au Coniacien.

Les recherches en terrain n'ont pas confirmé l'âge turonien de la première association citée, du fait que *Barroisiceras haberfellneri* (Hauer), espèce index pour le Coniacien inférieur, apparaissait même du premier niveau fossilifère à près de Caugagia, et que dans les bancs surmontant ce niveau il y a de nombreux exemplaires d'Inocérames, dont nous avons déterminé :

Inoceramus schloenbachi Böhm.

Inoceramus deformis Meek

Inoceramus crassus crassus Petrascheck

- Inoceramus crassus anderti* Szász (Mscr.)
Inoceramus rotundatus Fiege
Inoceramus woodsi Fiege (non Böhm.)
Inoceramus fiegei Tröger
Inoceramus waltersdorffensis waltersdorffensis Andert
Inoceramus inconstans Woods ssp. indét.
Inoceramus inconstans sussexiensis Szász (Mscr.)
Inoceramus lusatiae Andert
Inoceramus cf. sublabiatus Müller
Inoceramus incurvatisimus Tröger etc.

Du même intervalle proviennent, outre les Inocérames, de nombreux exemplaires de *Micraster cortestudinarium* Goldf. et des Ammonites appartenant aux genres *Barroisiceras*, *Harleites*, *Yabeiceras*, *Austiniceras*, *Scaphites*, *Gaudryceras* etc. L'association de faune toute entière est cantonnée donc dans le Coniacien inférieur. En ce qui concerne les relations entre le Turonien supérieur et le Coniacien, la coupe de Caugagia n'offre pas de données significatives, parce que les dépôts situés immédiatement au-dessous du niveau à *Barroisiceras haberfellneri* (Hauer) ne contiennent pas de macrofaune. Dans d'autres secteurs du Bassin de Babadag (au sud de la localité Visterna et sur le bord du lac Zmeica), justement sous les calcaires qui appartiennent — d'après leur faciès — au Coniacien, occurrent des calcaires blancs faiblement sablonneux, à niveau lummachelliques de petites Inocérames dans lesquels, après une détermination préliminaire, on a identifié les espèces : *I. ex gr. vancouverensis* (Schumard ?), *I. falcatus* Heinz, *I. websteri* Mantt. etc., donc une association comparable à celle du niveau à *Subprionocyclus normalis* des Monts Persani. Malheureusement, dans le Bassin de Babadag nous n'avons trouvé dans le niveau en discussion que des exemplaires de *Lewesiceras vaju* (Stol.) et la répartition stratigraphique exacte de cette espèce n'est pas encore connue.

Les dépôts à *Barroisiceras* et *Inoceramus schloenbachi* Böhm. sont surmontés en continuité de sédimentation par des calcaires gréseux jaunâtres avec accidents siliceux, qui vers l'intérieur du synclinal Caugagia-Jurilovca sont remplacés latéralement par des marnes et marnocalcaires jaunâtres, moins souvent gris. Dans ces dépôts, dans les carrières situées au nord de la localité Baia et entre Baia et Ceamurlia de Jos, nous avons déterminé une association de faune avec :

- Inoceramus mantelli mantelli* Margey
Inoceramus mantelli beyenburgi Seitz
Peroniceras mourtei Gross
Peroniceras czoernigi (Redtenb.)
Peroniceras tridorsatum (Schlüter)
Nowakites karezi (Gross) etc.

Dans le Bassin de Babadag ce sont les plus nouveaux dépôts du Crétacé supérieur ouverts au jour. La position des dépôts à *I. man-*

telli du Bassin de Babadag est donc identique à celle des dépôts de la dépression géétique.

Pour résumer ce que nous avons exposé jusqu'à présent, on peut faire les suivantes constatations :

1. En Roumanie la présence du Turonien supérieur est prouvée à base d'Ammonites seulement dans les Monts Perșani, où l'on rencontre d'Inocérames de petite taille du groupe *I. vancouverensis* (Shumard ?) ensemble avec *Subprionocyclus normalis* (Anderson). Une association d'Inocérames semblable est rencontrée aussi dans le Bassin de Babadag, mais sans Ammonites caractéristiques.

2. Les associations d'Inocérames de la zone à *I. schloenbachi* Böhm. dans tous les secteurs étudiés sont rencontrées ensemble avec des Ammonites caractéristiques du Coniacien inférieur. Par suite, en donnant priorité à l'échelle biochronologique fondée sur l'évolution des Ammonites, la zone à *I. schloenbachi* Böhm. se place en Roumanie au Coniacien inférieur et non pas dans le Turonien supérieur, comme le considèrent les auteurs allemands et polonais.

3. Dans la dépression géétique et dans le Bassin de Babadag, sur le niveau à *I. schloenbachi* et *Forresteria* ou *Barroisiceras* suit un niveau avec *I. mantelli* et *Protexanites* ou *Peroniceras*, ce qui prouve l'inexactitude de l'affirmation de Seitz (1962), selon lequel la première apparition des Inocérames du groupe *I. mantelli* serait marqueur de la base du Coniacien. Cette association doit être considérée comme caractéristique pour la deuxième biozone du Coniacien.

Problèmes de corrélations inter-régionales de la limite Turonien-Coniacien

Le dernier temps, la limite Turonien-Coniacien a été discutée en plusieurs études, mais sans arriver à une solution satisfaisante.

Il n'y a pas longtemps on acceptait presque sans réserves la conception biochronologique des auteurs allemands, fondée par Schlüter (1876) particulièrement sur l'évolution des faunes avec Inocérames, complétée ensuite par Heinz (1928), Heine (1929), Petrascheck (1933, fide Radwanska, 1963), Andert (1934), Seitz (1959), Tröger (1966, 1967, 1979, 1971) etc. D'après cette conception, la biozone avec *Inoceramus schloenbachi* Böhm. appartiendrait au Turonien et la limite Turonien-Coniacien serait à tracer pardessus les couches avec *I. schloenbachi*.

L'essai de Seitz (1959) de corrélérer le Crétacé supérieur d'Europe et d'Amérique du Nord à partir d'Inocérames part lui-aussi de la même conception, en admettant que la zone avec *I. deformis* dont l'espèce indexe serait synonyme, d'après Seitz, de *I. schloenbachi* d'Europe soit située en Amérique du Nord aussi dans le Turonien supérieur, et non pas dans le Coniacien, comme le pensaient les auteurs américains.

Récemment le problème de la limite Turonien-Coniacien a été relancé par Radwanska (1963), qui constatait que dans la région



des Sudètes existent ensemble, dans le même niveau stratigraphique, *Inoceramus schloenbachi* B ö h m. et *Peroniceras westfalicum* (Schlüter?), espèce citée en général du Coniacien. L'auteur n'arrive pas à une conclusion définitive, mais admet la possibilité que la zone avec *I. schloenbachi* se situe dans le Coniacien.

La coexistence des Ammonites coniaciens avec des Inocérames considérés en Europe caractéristique du Turonien supérieur a été constatée également par Scott & Cobban (1964) dans la formation de Niobrara (U.S.A.). Ici, *I. deformis* Meek et *I. erectus* Meek apparaissent pour la première fois à un niveau contenant *Forresteria hobsoni* Reeside, sous le niveau respectif existant seulement des Inocérames de petite taille (*I. aff. perplexus* Whitfield), pareils à l'espèce *I. costellatus* Woods (= *I. vancouverensis* in Tröger, 1967), de l'Europe ou à *I. incertus* Jimbo du Japon (Scott & Cobban, 1964).

Commentant ces situations, Seitz (1965) affirme que les couches avec *I. deformis* d'Amérique, notamment les couches à *I. schloenbachi* d'Europe devraient être attachées au Coniacien inférieur, en admettant toutefois la possibilité (d'après Wright) que certains genres d'Ammonites considérés caractéristiques du Coniacien apparaissent en réalité dès le Turonien supérieur.

Dans les différentes régions de l'Union Soviétique, où les Inocérames sont employés aussi comme principaux indicateurs biochronologiques pour le Crétacé supérieur, la majeure partie des auteurs dont Pasternak et al. (1968), Naidin (1969), Aliev et al. (1970) considèrent que toute l'association de la zone avec *I. schloenbachi* entre dans l'association avec *I. wandereri* et appartient au Coniacien inférieur, et les Inocérames „involuts“ comme *I. involutus* Sov., *I. koeneni* Müller caractérisent le Coniacien supérieur.

Tröger (1971), en commentant le problème de la limite Turonien-Coniacien à partir de la parachronologie des Inocérames, présente deux hypothèses :

1. Le Coniacien débute une fois par l'apparition des Inocérames du groupe avec *I. inconstans*, *I. waltersdorffensis*, *I. fiegei*, *I. dresdensis* etc.

2. Le Coniacien commence une fois par l'apparition du *I. mantelli* (et ses sous-espèces) et des premiers Inocérames „involuts“ (*I. koeneni*, *I. incurvatissimus*). Dans l'ouvrage cité, Tröger adopte la deuxième hypothèse, donc il place la zone avec *I. schloenbachi* dans le Turonien supérieur.

On constate donc que les opinions sont assez divergentes d'un auteur à l'autre en ce qui concerne la limite Turonien-Coniacien, ainsi qu'ils sont divers les critères pris en considération.

Dans la présente étude on a pris comme critère de base pour tracer la limite Turonien-Coniacien l'évolution des faunes d'Ammonites, en partant de la constatation que les genres et les espèces d'Ammonites

caractéristiques du Turonien et du Coniacien avaient une large répartition géographique, mais qu'ils étaient moins liés aux faciès que d'autres groupes d'organismes, ce qui autorise des corrélations inter-régionales plus certaines.

Ainsi, pour le Turonien supérieur sont caractéristiques les espèces des genres *Subprionocyclus*, *Prionocyclus*, *Reesidites* etc., espèces connues en diverses régions d'Europe, Amérique du Nord, Japon etc. Seulement dans le cas de l'espèce *Subprionocyclus neptuni* (Geinitz) il y a un décalage plus important, elle étant située en Europe dans le Turonien supérieur et au Japon à la partie terminale de Turonien moyen (Matsumoto, 1977).

Les genres d'Ammonites caractéristiques du Coniacien d'Europe sont : *Barroisiceras*, *Forresteria* (avec le sous-genre *Reesideoceras*), *Harleites*, *Gauthiericeras*, *Peroniceras*, *Tissotioides* etc. A l'exception-près du dernier genre, qui jusqu'à présent est limité à l'Europe, tous les genres cités sont bien représentés sur d'autres continents aussi.

Il faut remarquer que bien de genres caractéristiques du Coniacien des régions classiques d'Europe et d'autres continents sont retrouvés dans les dépôts de Roumanie, des affinités évidentes existant avec les faunes coniaciennes de Glanegg et Gams des Alpes (fide Redtenbacher, 1873 ; Brinkmann, 1935 ; Reyment, 1953), Dieulefit et Villedieu de France (fide Fallot, 1885 ; de Grossouvre, 1894), Espagne (fide Wiedmann, 1960, 1964) ou Bohème (fide Fritsch et Schloenbach, 1872). En plus, en Roumanie (Bassin de Babadag) il y a aussi un genre inconnu jusqu'à présent en Europe, *Yabeiceras*, qui au Japon et Madagascar est localisé strictement dans le Coniacien (Matsumoto, 1969).

Nous considérons donc pleinement prouvée l'appartenance des dépôts abritant les espèces des genres ci-mentionnés au Coniacien, ensemble avec toute l'association d'Inocérames du même niveau, vu que ni en Roumanie, ni en autre part on n'a trouvé de genres ou espèces d'Ammonites caractéristiques du Turonien supérieur ensemble avec des genres ou espèces d'Ammonites considérées caractéristiques du Coniacien, la différence de composition des associations des deux étages restant tranchante.

Si l'on interprète les choses de cette manière, il est normal de trouver *I. schloenbachi* Böhm., *I. deformis* Meek et d'autres espèces de l'association respective ensemble avec des Ammonites des genres *Peroniceras*, *Gauthiericeras* ou *Barroisiceras*, toute l'association se plâtant dans le Coniacien inférieur.

Est confirmée aussi la conception des auteurs soviétiques qui rangent l'association avec *I. schloenbachi* Böhm. dans le Coniacien inférieur, même si dans l'association respective on ne connaît pas jusqu'à présent d'Ammonites caractéristiques du Coniacien.

A partir de l'idée que l'association avec *I. schloenbachi* Böhm. est synchrone partout, il faut admettre que, en Allemagne et Pologne



également, les couches renfermant l'association en question appartiennent toujours au Coniacien inférieur.

Un problème encore en discussion est si les couches avec *I. schloenbachi* Böhm. représentent tout le Turonien supérieur de type germanique, d'après Andert (1934) ou Seitz (1959, 1965), ou seulement sa partie supérieure (selon ce qui ressort de l'ouvrage de Tröger, 1967, Cieslinsky, 1963, Cieslinsky et Pozarysky, 1970). Dans le dernier cas, la partie inférieure du Turonien supérieur serait caractérisée par des Inocérames du groupe *I. inconstans* Woods, *I. fiegei* Tröger, *I. dresdensis* Tröger, *I. lusatiae* Andert, sans exister dans l'association *I. schloenbachi* Böhm., *I. deformis* Meek ou *I. ernsti* Heinz.

Dans un ouvrage plus récent, Tröger (1971) plaide pour la première variante, en raison du fait que dans la coupe de la mine Grimberg IV de Bergkamen (RDA) même de la base de la séquence attribuée au Turonien supérieur apparaissent les espèces : *I. schloenbachi* J. Böhm., *I. inconstans lueckendorfensis* Tröger, *I. inconstans inconstans* Woods, *I. rotundatus* Fiege, *I. waltersdorfensis hannoverensis* Heinze, *I. fiegei fiegei* Tröger etc. et dans les niveaux plus hauts, associés aux espèces mentionnées, on rencontre aussi : *I. vancouverensis* Schumard, *I. lusatiae* Andert, *I. ernsti* Heinze etc.

Il est donc évident que dans cette coupe on ne peut pas séparer deux biozones distinctes dans le cadre de ce qu'on a considéré Turonien supérieur dans l'acception allemande, donc tout l'intervalle revient probablement au Coniacien inférieur, tel qu'il a été imaginé par Tröger dans l'ouvrage mentionné. Mais, compte tenu du fait que dans les couches avec *I. schloenbachi* Böhm. de cette coupe, ainsi que des autres coupes d'Allemagne ayant servi à la réalisation de l'échelle biochronologique de l'intervalle Turonien-Coniacien ne sont cités d'Ammoneites caractéristiques ni pour le Turonien supérieur, ni pour le Coniacien, jusqu'à l'apparition de données supplémentaires le problème reste toujours ouvert.

BIBLIOGRAPHIE

- Aliiev M. M., Pavlova M. M., Zabelina T. M. (1970) K stratigrafii verhne-melovich otlojenii zapadnoi Turkmenii. In : *Iurskie, melovie i paleoghenovie otlojenia zapada Srednei Azii*, Izd. „Nauka“, Moskva.
- Andert H. (1934) Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken III. Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. *Abh. preuss. geol. L. A.*, N. F., 159, Berlin.
- Boldor C., Stillia A., Iavorschi M., Dumitru I. (1970) Date noi în cunoașterea stratigrafiei și tectonicii sedimentarului mezozoic de la N de Olănești (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LV/5, București.
- Brinkmann R. (1935) Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, 15, Hamburg.



- Cieslinki S. (1963) Die Grundlagen der Biostratigraphie der Oberkreide in Polen. *Ber. geol. Ges. DDR*, 8, 2, Berlin.
- Pozaryski W. (1970) Cretaceous. In: The stratigraphy of the Mesozoic in the margin of the Holy Cross Mts. *Prace I.G.*, 56; Warszawa.
- Fallot E. (1885) Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans les Sud-Est de la France. Paris.
- Fritsch A., Schloenbach V. (1872) Cephalopoden der böhmischen Kreideformation. Praga.
- Grossouvre A. de (1894) Recherches sur la craie supérieure. 2^e partie. Paléontologie. Les Ammonites de la craie supérieure. *Mém. Expl. Carte géol. France*, Paris.
- Heine F. (1929) Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und unteren Unterenons. *Abh. preuss. geol. L.A.*, N.F., 120, Berlin.
- Heinz R. (1928) Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen-Schale und ihre stratigraphische Bedeutung. Beiträge zur Kenntniss der oberkretazischen Inoceramen IV. *Mitt. Min.-Geol. Saatsinst. Hamburg*, 10, Hamburg.
- Ion Jană (1976) Zones de Foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/4, Bucureşti.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacée. *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, Bucureşti.
- Matsumoto T. (1969) A Monograph of the Collignoniceratidae from Hokkaido, Part III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, 19, Fukuoka.
- (1977) Zonal correlation of the Upper Cretaceous in Japan. *Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap.*, 21.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea). *An. Com. Geol.*, XXXIII, Bucureşti.
- Naidin D. P. (1969) Biostratigraphie und Paläogeographie der Oberen Kreide der Russischen Tafel. *Geol. Jb.*, 87, Hannover.
- Pasternak S. I., Gavrilishin V. I., Ginda V. A., Kotsyubinsky S. P., Senkovsky Y. N. (1968) Stratigraphy and Fauna of the Cretaceous deposits of the West of the Ukraine (Without the Carpathians). Kiev (Ucr.).
- Patrulius D. (1954) Observațiuni asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și din Perșani. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII, Bucureşti.
- Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perșanilor centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *Com. Stat. Geol., Inst. Geol., Stud. tehn. econ., ser. J* (4), Bucureşti.
- Radwanska Z. (1963) Die Grenze zwischen dem Turon und Coniac in der inneresudetischen Mulde und dem Neissegraben. *Ber. geol. Ges. DDR*, 8, 2, Berlin.
- Redtenbacher A. (1873) Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. *Abh. k. geol. R.A.*, 5, 5, Wien.
- Reyment R. A. (1958) Neubeschreibung der Redtenbacher'schen Ammoniten-originale aus den Gosauschichten. *Stockholm contr. in Geology*, II, 3, Stockholm.
- Schlüter C. (1876) Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. *Palaeontographica*, 24, Cassel.

- Scott G. R., Cobban W. A. (1964) Stratigraphy of the Niobrara formation at Pueblo, Colorado. *U.S. geol. Survey, Prof. Pap.*, 454 L, Washington.
- Seitz O. (1959) Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe der Inoceramen. *Congr. géol. internat. XX Crétacé* (1965), Mexico.
- (1962) Über Inoceramus (Platyceramus) mantelli Mercey (Barrois) aus dem Coniac und die Frage des Byssus-Ausschnittes bei Oberkreide-Inoceramen. *Geol. Jb.*, 79, Hannover.
 - (1965) Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II. Teil-Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung Sphenoceramus J. Böhm. *Beih. Geol. Jb.*, H. 69, Hannover.
- Szász L. (1976) Biostratigrafia și paleontologia Cretacicului superior din bazinul Brezoi (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/4, București.
- Todirită - Mihăilescu V. (1973) Contribuții la studiul depozitelor cretace de pe flancul nord-estic al culmii Vînturarița. *An. Univ. București, Geol.*, XXII, București.
- Tröger K.-A. (1966) Biostratigraphie der Inoceramen des Ober-Alb bis Unter-Coniac in der DDR. *Abh. zentr. geol. Inst.*, H. 5, Berlin.
- (1967) Zur Paläontologie Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon).
 - Teil I (1967) Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol.*, 12, Dresden.
 - Teil II (1969) Stratigraphie und faziellen Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland (subherzyne Kreide) und dem Ohm-Gebirge. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol.*, 13, Dresden.
 - (1971 ?) Zur Biostratigraphie des Ober-Turon bis Unter-Santon aus dem Schachtaufschluss der Zeche Grimberg IV bei Bergkamen (BRD). *Freib. Forsch.-H.*, C 298, Leipzig.
- Wiedmann J. (1960) Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. *Colloque sur le Crétacé supérieur français*, Dijon (Extr.).

1981

D.S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVI (1979). Pag. 131—137

4. STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI PALEOCENULUI ÎN DEPRESIUNEA GETICĂ LA SUD DE CREASTA COZIA-GHIȚU¹

DE

NICOLAE GHETĂ², ELENA BRATU²

Paleocene. Microbiostratigraphy. Lithostratigraphy. Nannoplankton. Southern Subcarpathian zone. Argeș Hillocks.

Sommaire

Sur la présence du Paléocène dans la Dépression Gétoise au sud de la crête Cozia-Ghițu. Les investigations cartographiques et paléontologiques dans la partie centrale de la Dépression Gétoise ont conduit à l'identification des dépôts paléocènes qui sont caractérisés par les intercalations de pélites rouges (couches de Valea Limpede). Les foraminifères planctoniques et le nannoplancton calcaire de cette formation prouvent l'âge Danien supérieur, à savoir les zones standard NP₁₀—NP₁₂ Ilerdien.

Primele noastre cercetări în depozitele de pelite argiloase roșii și cenușii-verzui din valea Pătești au relevat existența unor asociații de foraminifere planconice paleocen superioare-eocen inferioare. Continuarea cercetărilor de teren, spre est, pentru găsirea unor profile mai complete, s-a dovedit foarte fructuoasă din acest punct de vedere. Astfel în regiunea situată la sud și creasta Cozia-Ghițu la est de valea Oltului, începând cu aflorimentele din profilul văii Băiașului, s-au putut urmări cu oarecare dificultate — din cauza deschiderilor rare a numeroaselor pornituri — pînă în valea Topologului, un pachet de depozite predominant argiloase și siltice a cărui trăsătură caracteristică este dată de prezența intercalatiilor de culoare roșie sau verde și de participarea

¹ Predată la 7 mai 1979, acceptată pentru publicare la 9 mai 1979, comunicată în ședința din 15 mai 1979.

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



sporadică a gresiilor subțiri cu ciment calcaros. Din aceste depozite s-au recoltat mai multe probe al căror conținut în foraminifere planctonice și nannoplancton este de vîrstă paleocenă.

Din lucrările ce tratează problemele stratigrafiei formațiunilor sedimentare din partea centrală a depresiunii getice, se observă faptul că pînă în anul 1953, nici un autor nu pune problema existenței Paleocene-nului în această zonă. Astfel, Ștefănescu (1885, 1897), Gr. Ștefănescu (1885), Murgoci (1907), Popescu-Voitești (1909, 1910, 1916), Grozescu (1961), Murgeanu (1948), Dragoș (1952, 1953, 1955), Popescu (1954), consideră că transgresiunea terțiară are loc în Eocen, majoritatea celor cîtați considerind-o eocen-medie. Murgoci (1907) este primul care figurează pe harta anexată lucrării, o bandă continuă de depozite cretacice la sud de cristalinul creștei Cozia-Ghițu. Ulterior toți autori au considerat că depozitele ce acopereau cristalinul în regiunea menționată erau eocene cu excepția lui Dragoș (1953) și Popescu (1954) care reconsideră vîrstă cretacică a unei părți din succesiunea depozitelor din partea centrală a depresiunii getice.

Iorgulescu (1953) presupune că în gresia de Turnu de pe valea Oltului să fie reprezentat și Paleocenul; Popescu și Patrulius (1968) ca și Szász (în Popescu et al., 1977) (1 : 50 000) arată că de fapt gresia de Turnu este de vîrstă cretacic-superioară.

Tătarim (1964) de asemenea își pune problema existenței Paleocenului în conglomeratele de Călimănești de pe valea Argeșului.

Ștefănescu et al. (1965)³ au separat în partea centrală a depresiunii getice între valea Băiașului și valea Limpedea peste orizontul conglomeratic ce acoperă formațiunile cristaline, stratele de Valea Limpedea — caracterizate prin prezența pelitelor roșii și deasupra acestora, un orizont marnos-grezos; toate cele 3 orizonturi sunt însă atribuite Eocenului.

În continuare vom descrie unele profile, a căror succesiune litostratigrafică și al căror conținut micropaleontologic ne-au arătat prezența unor depozite paleocene. Pe valea Pătești (fig. 1) amonte de localitatea cu același nume se poate urmări o succesiune ce începe cu un pachet alcătuit dintr-o alternanță ritmică de pelite cenușii-negricioase micaferică și gresii decimetrice calcaroase ce aparțin marnelor de Căciulata de vîrstă campanian-maestrichtiană. Urmează un al doilea pachet de culoare cenușiu-verzuie cu pete roșii și verzi, cu rare intercalații de gresii centimetrice și nisipuri. Succesiunea este în continuare acoperită de o pornitură din care apar cîteva aflorimente sporadice în care argilele roșii și verzi au rare intercalații grezoase.

După o lacună de observație, în versantul drept al văii apare primul afloriment de conglomerate poligene cu intercalații de gresii ce pot fi atribuite conglomeratelor de Călimănești. Au o grosime de 50 m și cuprind intercalații de marne cu blocuri de șisturi cristaline.

³ Arh. IGG, București.

Conținutul micropaleontologic al pelitelor roșii și verzui din partea bazală a succesiunii (fig. 1, proba 1267) este reprezentat prin următoarea asociatie de microforaminifere: *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *S. velascoensis* (Cushman), *Globigerina inaequispira* Subb. ce indică o vîrstă paleocenă fără a putea aduce precizuni în plus.

Din următoarea probă (proba 1268, fig. 1) s-au determinat: *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *S. crassa* (Schutzkaja), *S. velascoensis* (Cush.), *S. triangularis* (White), *Acarinina acarinata*

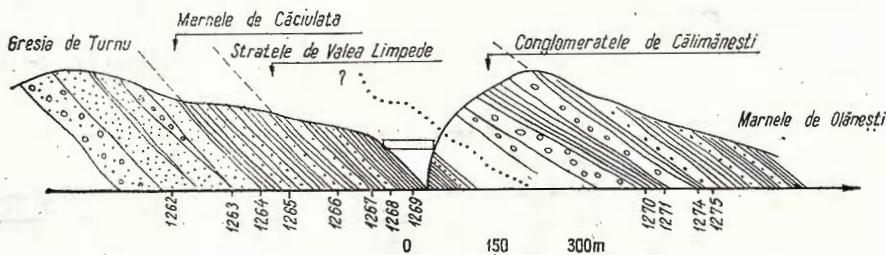


Fig. 1. — Profil pe valea Pătești (versant drept).

Coupe sur la vallée de Pătești (versant droit).

Subb., *A. triplex* *Subb.*, *Morozovella aequa* (Cushmann & Renz), asociatie ce poate fi localizată la limita Paleocen/Eocen inferior.

Nannoplanctonul calcaros (fig. 1, proba 1267) este reprezentat prin următoarea asociatie: *Chiasmolithus californicus* (Sull.), *Fasciculithus involutus* (Bram. & Sull.), *Heliolithus riedeli* (Bram. & Sull.), *Discoaster gemmens* Stradner, *Discoaster multiradiatus* Bram. & Riedel. În proba 1268 se mai adaugă la această asociatie și *Tribrachiatus ortostylus* (Bram. & Riedel) dind indicații pentru apartenența acestei asociatii la zonele NP₁₀-NP₁₂.

Alt profil interesant ce intersectează succesiunea cu pelite roșii se află pe pîrîul Băieșu, între cătunele Pripoare și Surdoiu (fig. 2). Aici, peste șisturile cristaline se găsește o brecie sedimentară de 10—15 m, urmată de gresii grosiere friabile și microconglomerate cu blocuri de calcare cu corali, calcare cretoase, amfibolite asemănătoare cu ceea ce în valea Oltului a fost denumit gresie de Turnu. Urmează o alternanță ritmică de pelite negre micaferă și gresii centimetrice sau decimetrice cu ciment calcaros, alternanță ce poate fi atribuită marnelor de Căciulata.

În continuare, aflorimentele sunt mai rare, dar pe un affluent stîng (Apa Roșie) este deschisă succesiunea cu pelite și siltite roșii, stratificate centimetric, cu separații nisipoase și intercalări de argile verzui și cenușii ce devin predominante spre partea superioară.

Peste stratele de Valea Limpedea se găsește un paquet de gresii grosiere și microconglomerate cu intercalări de marne gălbui cu galeti de șisturi cristaline sau de argile roșii. În aceste argile roșii s-au întîl-

nit și lentile subțiri de pietrișuri cu numuliți remaniați. Întregul pachet poate fi atribuit ca și pe valea Pătești unei părți a conglomeratelor de Călimănești. Succesiunea se continuă cu marne cenușii sau gălbui cu intercalații nisipoase subțiri și gresii calcaroase, asemănătoare marnelor de Olănești.

Probele colectate de pe acest profil, indică în intervalul dintre probele 5036–5035 (fig. 2), o vîrstă danian superioară-paleocen inferioară, în baza următoarei asociații de foraminifere planctonice și nanno-

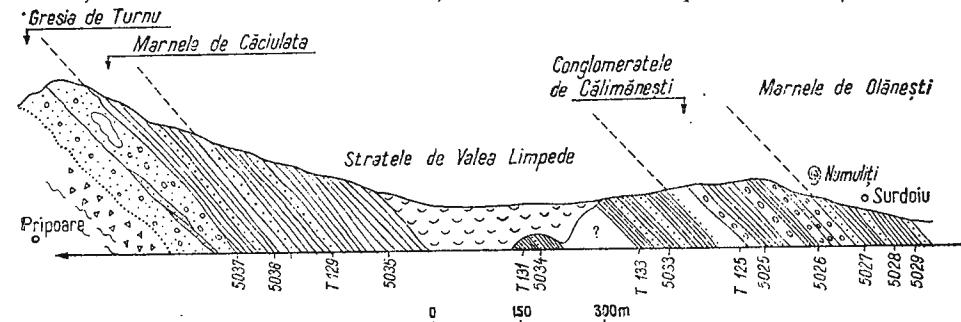


Fig. 2. — Profil pe valea Băiașu între Pripoare și Surdoiu.
Coupe sur la vallée de Băiașu entre Pripoare et Surdoiu.

plancton calcaros : *Globorotalia varianta* (Sub b.) (frecv.), *Gl. pseudobulloides* (Plum m er), *Acarinina incostans* (Sub b.), *Globigerina trivalis* (Sub b.), *Morozovella conicotruncata* (Sub b.), *Chiloguembelina crinita* (Glaessner) și *Coccilithus apomemoneumus* Hay & Mohler, *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), *Ecriconchia subpertusa* Hay & Mohler, *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), *Markalius inversus* (Defl.). Nannoplanctonul calcaros arată că asociația este perfect asemănătoare cu cea identificată la Daubjerg în zona cu *Globoconusa daubjergensis* (Perc h - Nielsen, 1969), iar foraminiferele planctonice se situează la limita Danian/Paleocen mediu.

În continuare din probele 5035–5034 (fig. 2) s-a determinat o asociație de microforaminifere ce poate fi atribuită părții superioare a Paleocenului și Eocenului inferior : *Subbotina linaperta* (Finlay), *S. velascoensis* (Cushman), *Acarinina pentacamerata* (Sub b.), *A. pseudotopilensis* Sub b., *A. acarinata* Sub b., *A. triplex* Sub b., *Globorotalia pseudoscitula* Glaessn., *Gl. pseudobulloides* Plum m er, *Globigerinella voluta* (White), *Morozovella conicotruncata* Sub b., *M. marginodentata* (Sub b.), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cush. & Pantón) și *Silicobathysiphon gerrochi*, foarte frecvent.

În acest interval, pe lîngă asociația de nannoplancton calcaros citată mai sus apar și *Fasciculithus tympaniformis*, *Neochiasozygus chiastus* (Bram. & Sull.), *Ellipsolithus distichus* (Bram. & Sull.) *Chiasmolithus bidens* (Bram. & Sull.) și *Toweius craticulus* Hay & Mohler,

ce se constituie într-o asociație care poate fi încadrată în zona NP₆ adică în partea medie-superioară a Paleocenului.

Imediat sub primele bancuri conglomeratice (proba 5033, fig. 2) asociația de nannoplancton se modifică prin apariția unor specii ca: *Trybrachiatus artostylus* (Bram. & Sull.) și *Sphenolithus radians* (Defl.) caracteristice zonelor NP₁₀₋₁₂ (Eocen inferior).

Mai spre est, pe valea Satului, affluent stâng al văii Topologului în dreptul comunei Sălătrucu de Sus, se regăsesc depozitele cu pelite roșii.

Din aceste depozite, atribuite stratelor de Valea Limpedea s-au prelevat probe a căror vîrstă paleocenă este indicată de următoarea asociație micropaleontologică: *Subbotina triloculinoidea* (Plummer), *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), *Acarinina acarinata* Subb., *Chiloguembelina crinita* (Glaesner) și *Fasciculithus involutus* (Bram. & Sull.), *Chiasmolithus californicus* (Sull.), *Ericsonia cava* Hay & Mohler, *Neochiastozygus concinnus* (Marti), *Cyclococcolithus formosus* Kampfner. La partea superioară a succesiunii acestei formațiuni a fost surprinsă trecerea spre Eocenul inferior, relevată de următoarea asociație de nannoplancton: *Discoaster multiradiatus* Bram. & Riedel, *D. salisburgensis* Bram. & Riedel, *Ellipsolithus macellus* Bram. & Sull., *Toweius craticulus* Hay & Mohler și *Tribrachiatus ortostylus* (Bram. & Sull.), specii din zona NP₁₀₋₁₂ și o asociație săracă de foraminifere de aceeași vîrstă: *Subbotina triloculinoidea* (Plummer), *Globorotalia varianta* (Subb.), *Acarinina* div. sp.

Rezultatele cercetărilor micropaleontologice pun astfel în evidență asociații de foraminifere planctonice și de nannoplancton de vîrstă paleocenă, în depozite, situate la est de Olt începînd cu zona de la est de falia Omul și pînă în bazinul văii Limpedea.

Prezența acestor depozite caracterizate de existența pelitelor roșii cu microfauna de vîrstă paleocenă, ar putea sugera ideea unei continuități de sedimentare între Cretacic și Paleogen. Totuși rezultatele micropaleontologice obținute pînă în prezent, nu pot decît să pledeze pentru o lacună de sedimentare între Maestrichtianul superior și Danianul superior.

Cercetările viitoare poate vor aduce completări în succesiunea microbiostatigrafică maestrichtian/danian sau vor arăta în ce interval de timp mai precis se poate vorbi de o lacună de sedimentare.

BIBLIOGRAFIE

- Dragoș V. (1952) Studiu geologic preliminar al văii Vilsanului. D.S. Inst. Geol., XXXIII, p. 17—24, București.
 — (1953) Cercetări geologice asupra regiunii dintre Rîurile Topolog și Olt. D.S. Com. Geol., XXXVII, p. 55—76, București.

- (1955) Asupra structurii geologice a regiunii dintre rîul Topolog și valea Olănești. *D.S. Com. Geol.*, XXXIX, p. 5—15, București.
- Grozescu H. (1916) Cîteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre rîul Tîrgului și rîul Topolog. *D.S. Inst. Geol.*, VII, p. 307—314, București.
- Murgeanu G. (1948) Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vîlsanului (Mounténie occidentale). *C.R. Inst. Geol.*, XXVI, p. 63—86, București.
- Murgoci G. (1907) Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minereale. *An. Inst. Geol.*, I, 1, p. 1—128, București.
- Perch-Nielsen (1969) Die Coccolithen einiger Dänischer Maastrichtien und Danien lokalitäten. *Medd. Dansk Geol. Forening* 19, 1, p. 51—68, Kobenhaven.
- Popescu B., Bratu Elena, Gheța N., Popescu Daniela (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei formațiunilor paleogene dintre Olt și Olănești (Depresiunea Getică). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, p. 265—278, București.
- Szász L., Hann H., Schuster A. (1977) Foaja Călimănești, 126 b, sc. 1 : 50 000, București.
- Popescu Gr. (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora-Rm. Vilcea-Olănești (depresiunea Getică). *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII, p. 118—136, București.
- Patrulius D. (1968) Formațiunile cretace de pe marginea nordică a depresiunii getice între valea Oltului și masivul Vînturarița. *D.S. Inst. Geol.*, LIV, 1, p. 335—345, București.
- Popescu-Voitești I. (1909) Contribuții la studiul geologic și paleontologic al regiunii musclelor dintre rîurile Dîmbovița și Olt. *An. Inst. Geol.*, II, 3, p. 207—280, București.
- (1910) Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression Gétique. *An. Inst. Geol.*, III, 2, București.
- Ștefănescu Gr. (1884) Relațione sumară asupra lucrărilor biuroului geologic în anul 1883. *An. Biur. Geol.*, I, p. 46—66, București.
- Ștefănescu S. (1885) Memoriul relativ la geologia jud. Argeș. *An. Biur. Geol.*, II, p. 115—1148, București.
- (1897) Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique. These p. 66—86, Lille.
- Tătărîm N. (1964) Contribuții la cunoașterea faunei paleogene de la Căpățineni (regiunea Argeș). *An. Univ. Buc. ser. St. Nat.*, XIII, 2, p. 75—82, București.

ON THE PRESENCE OF THE PALEOCENE IN THE GETIC DEPRESSION SOUTH OF THE COZIA-GHÎTU RIDGE

(Summary)

Some sections in the central part of the Getic Depression exhibit terrestrial pelitic and silty sedimentary sequences with red clay intercalations (Valea Limpedea Beds). They lie between the Căciulata marls (Upper Campanian-Lower

Maestrichtian) and the Călimănești conglomerates (Ypresian); the Băieșu Valley profile displays the most biostratigraphically complete sequence, wherein the Valea Limpedea Beds are characterized by Upper Danian-Lower Eocene micro-palaeontologic assemblages.

In the lower part of the Valea Limpedea Beds the assemblage is composed of *Coccolithus apomnemoneumus* Hay & Mohler, *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), *Ericsonia subpertusa* Hay & Mohler, *Ericsonia cava* Hay & Mohler, *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), *Markalius inversus* (Defl.) and state the Upper Danian age (NP 2).

The middle part of the Valea Limpedea Beds yielded the following assemblage: *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler, *Neochiastozygus chiastus* (Bram. & Sull.), *Ellipsolithus distichus* (Bram. & Sull.), *Chiasmolithus bidens* (Bram. & Sull.) and *Toweius craticulus* Hay & Mohler of Middle Paleocene (? Thanetian) age or NP 6 zone.

The upper part of the Valea Limpedea Beds, which probably substitutes most of the Călimănești conglomerates, shows an assemblage with a Lower Eocene character constituted of *Trybrachiatus ortostylus* (Bram. & Sull.), *Sphenolithus radians* (Defl.), *Ellipsolithus macellus* (Bram. & Sull.), *Discoaster multiradiatus* Bram. & Riedel, *Discoaster salisburgensis* Stradner, species of NP₁₀₋₁₂ zones.

In the Valea Limpedea Beds the planktonic foraminifera assemblages are distributed as follows:

- in the lower part such assemblages occur at the Danian-Middle Paleocene limit and are represented by *Globorotalia varianta* (Subb.), *G. pseudobulloides* (Plum.), *Acarinina inconstans* (Subb.), *Subbotina triviales* (Subb.), *Morozovella conicotruncata* (Subb.) and *Chiloguembelina crinita* (Glaess.);

- in most of the red deposits the assemblage is constituted of *Subbotina triloculinoides* (Plum.), *S. velascoensis* (Cuslu.), *S. crassa* (Slitz.), *S. triangularis* (White), *Acarinina acarinata* Subb., *A. triplex* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *A. pentacamerata* Subb., *Globorotalia pseudoscitula* (Glaess.); *Globigerinella voluta* (White), *Morozovella conicotruncata* (Subb.), *M. marginodentata* (Subb.), *M. aqua* (Cush. & Renz), *Pseudohastigerina Wilcoxensis* and *Chiloguembelina crinita* (Glaess.) of Ilerdian age.



Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE



Project 25 : Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys

BIO- AND MAGNETOSTRATIGRAPHIC CORRELATIONS ON THE PLIOCENE AND LOWER PLEISTOCENE FORMATIONS OF THE DACIC BASIN AND BRAŞOV DEPRESSION (EAST CARPATHIANS)¹

BY

CONSTANTIN GHENEA², ION ANDREESCU², TODERITĂ BANDRABUR²,
A. CEPALIGA³, NICOLAE MIHĂILĂ², V. TRUBIHIN⁴

Biostratigraphy. Magnetostratigraphy. Pliocene. Pleistocene. Stratigraphic boundary. Fauna assemblage. Stratotype. Biozones. Basaltic volcanism. Volcano-sedimentary formation-coaly complex. Mollusca. Mammalia. Dacic basin. Neogene basin — Braşov. East Carpathians.

Sommaire

Corrélations bio- et magnétostratigraphiques des formations pliocènes et pléistocènes du Bassin Dacique et de la dépression de Braşov (Roumanie). Dans cette étude sont présentées les premières tentatives d'intégrer les déterminations paléomagnétiques dans les schémas biostratigraphiques classiques du Pliocène et du Pléistocène. Les coupes étudiées sont situées, dans le Bassin Dacique, dans les régions où ont été définis les stratotypes du Dacien (vallée de Slănic-Buzău) et du Levantin (Bucovăt-Olténie), ainsi que dans le Bassin de Braşov, unité dont on a décrit les faunes de vertébrés fossiles (Baraolt-Căpeni) et les formations volcaniques. Les résultats ont indiqué la limite entre les époques Gilbert et Gauss à la base des couches à *Rugunio lenticularis* dans le Bassin Dacique et à la partie supérieure du complexe charbonneux du Bassin de Braşov. Selon les mêmes résultats, à la partie inférieure des basaltes de la zone de Bogata-Racoş se trouve „Gilsa-Olduvai event“, ce qui concorde avec l'âge de 1.4 M.A. estimé pour les coulées inférieures de basaltes de Racoş.

¹ Received April 23 1979, accepted for publication April 24 1979, presented at Meeting of May 4 1979.

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

³ Institut Geografii Acad. Sci. Staromonetnii 29, Moskwa, U.S.S.R.

⁴ Institut Geologii Acad. Sci. Pijevskii 7, Moskwa, U.R.S.S.



1. Introduction

This paper comprises the preliminary results obtained by some researches, carried out by Romanian and Russian specialists, referring to the integration of the paleomagnetic studies with the classical biostratigraphic data known in the Pliocene and the Lower Pleistocene of the Dacic Basin. With a view to establishing a chronostratigraphic scale — which will allow more accurate correlations with the Pontocaspian Basin — the results obtained up to now permit, for the first time in the Romanian relevant literature, some correlations even with a more general character, of the stratigraphic sequences in the Pliocene-Lower Pleistocene interval, calibrated with the paleomagnetic scale.

In the present state of research, the problem of the Pliocene-Pleistocene boundary could be only partly tackled. Other studies carried out in regions with continuous sedimentary sequences within the Upper Neogene-Quaternary interval are to bring more substantial contributions in this respect. Also, results are expected regarding a better knowledge of the last 1.8 m.y. with a view to extending the correlations, on a large scale, on this interval which represents the period assigned to the Quaternary. However, some preliminary results will be presented in the areas where the investigation of the deposits belonging to this time interval was possible.

In order to clear up some stratigraphic questions in domains where the fossil vertebrate faunas, found in Plio-Pleistocene formations, permitted correlations with deposits considered classic in Europe, the researches carried out extended in the Brașov Basin, too (Fig. 1).

2. General Problems on the Pliocene in the Dacic Basin

In the Romanian literature, the denomination of the Dacic Basin refers to a rather large sedimentation area surrounded by the South Carpathians, the Balkans and the Danube. In this way, it mostly overlaps the structural unit represented by the Moesian Platform; however, it includes the Foreland to the north, on the external margin of the Carpathians, and the Lom Depression (Bulgaria) to the south-west. Eastwards, the Dacic Basin seems to continue up to the Carpathian Bend Zone.

During the Pliocene, the evolution of the Dacic Basin is marked by general geological phenomena which characterize the whole Paratethys domain. The brackish-lacustrine sequences, formed within the whole Upper Neogene interval, have been defined in different ways (by the authors). Beginning with Lyell (1833) who proposed the term Pliocene for the Tertiary deposits with young faunas, which unconformably overlain the Miocene succession, the chronostratigraphic terminology used for the Pliocene was very much discussed in the course of time. For the Dacic Basin the term Pliocene has been used



since 1884—1888; subsequently, for the formations rich in molluscan faunas which follow after the Miocene deposits, there have been used the stratigraphic denominations which came into general use.

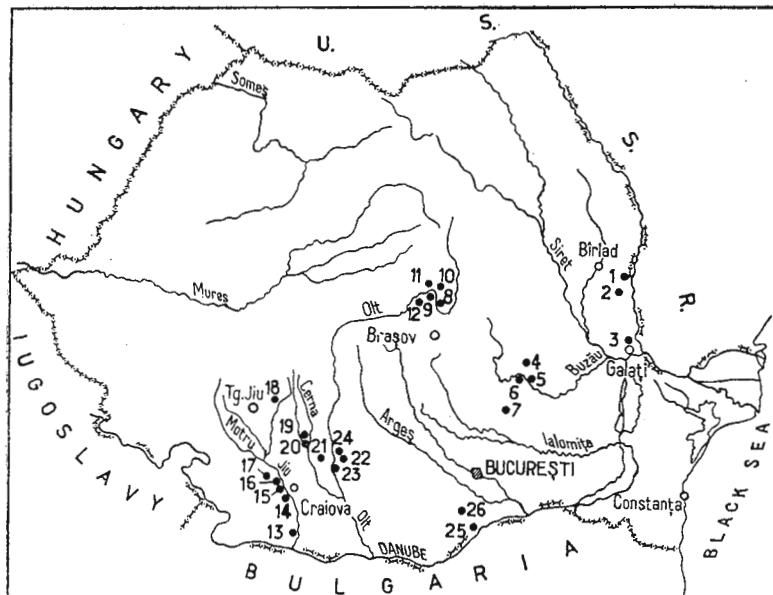


Fig. 1. — Localities mentioned in the text.

- 1, Mălușteni ; 2, Beresti ; 3, Tulucești ; 4, Beceni ; 5, Plescoi ; 6, Cindești ;
- 7, Călugăreni ; 8, Iarăș ; 9, Măieruș ; 10, Baraolt ; 11, Racoș ; 12, Hoghiz ;
- 13, Valea Stanciului ; 14, Podari ; 15, Bucovăț ; 16, Cretești ; 17, Cernătești ;
- 18, Bengești ; 19, Tetoiu ; 20, Irimești ; 21, Izvoru ; 22, Slatina ; 23, Milcovu-Clocociov ; 24, Cherlești ; 25, Frătești ; 26, Uzunu.

The Meotian stage, initially considered the first stage of the Pliocene, was defined by Andrusov (1890); Teisseyre (1909) gave details on its facies and paleontologic content in the Dacic Basin. In general, the strata with brackish fauna (*Dosinia*) are assigned to the lower part of the Meotian and a complex of strata with "*Leptodontida*", having *Congeria novorossica* as a limit horizon, to the Upper Meotian. Recently, the Meotian has been included into the Miocene.

The Pontian stage was introduced by Le Play (1842) for the calcareous deposits of Odessa, Novocerkask and Taganrog. Barbot de Marney (1869) used this denomination only for the first two types of deposits, the outcrops of the last locality being assigned to the Sarmatian. Andrusov (1886) came to the same conclusion; however, in 1890 he extended the meaning, including in the Pontian

stage the whole interval between the Meotian and the Kimmerian. This meaning has been used by the researchers who studied the Dacic Basin. Nowadays, although there are different opinions on the term Pontian, it is considered that its subdivision into three terms: Odes-sian (the *Congeria rumana* beds), Portaferian (*Congeria rhomboidea* and its equivalents) and Bosphorian (the *Phyllocardium planum planum* beds) corresponds best to the situation in the whole Paratethys.

The Dacian stage was defined by Teisseyre (1907) approxima-tely at the same time when Andrusov proposed the denomination Kimmerian for the "limonitic beds" of Kertch and Taman. In the course of time in the relevant literature there were several contro-versys, generated particularly by the stratigraphic importance attached or not to *Prosodacna* and *Pachydacna*, elements specific to this stage which, however, appear beside Pontian faunas. As a matter of fact, it represents the period during which a freshening of the waters of the Dacic Basin takes place as a result of its isolation from the Panno-nian and Euxinic basins. In the latest literature, it is considered that the lower part comprises the *Pachydacna* and *Styloceratina* beds, while the upper part is characterized by *Prosodacna* of the "Psilodon" type.

It is not necessary to lay stress on details, as the stratigraphic problems referring to the Moetian, Pontian and Dacian constituted the object of very minute debates (Andreescu, 1972, 1974; Hanganu, 1956; Macarowici, 1962, 1965; Marinescu, 1978; Marinescu et al., 1972; Motas et al., 1973; Pană, 1966 etc.).

The Romanian Stage (= ? Levantin). The upper part of the Plio-cene includes deposits with a fresh water fauna, in which continental episodes occur as well characterized by coarse deposits with faunas of fossil vertebrates. For a long time they were described, in the relevant literature, as Levantin. The term Levantin, used first by Hochstetter (1870) for the fresh water formations in the Turkish Neogene, acquired several meanings. The difference between the "Palu-dine Beds" and the *Unio* and *Viviparus* beds in Oltenia have been sub-sequently observed in Yugoslavia (Paul and Neumann, 1875; Fuchs, 1877; Andrusov, 1895). Sabba Ștefănescu (1897) proposed that the faunal and lithological horizons separated at Bucovăt (Craiova) to be considered as reference section of this stage.

As there is no radiochronostratigraphic scale to clear up the question of the lower boundary of the Pleistocene, the defining of the Romanian as a stage which comprises the last two horizons of the Dacian in the Berca-Arbănașî zone (the Dacian stratotype) and the Lower Levantin (in Ștefănescu's acception) was only provisional.

For this reason, the present researches, based on paleomagnetic studies carried out on some classical profiles, bring essential contri-

butions to the correct interpretation of the stratigraphic volume assigned to the Upper Pliocene and gave the possibility of correlations with formations of the Euxinic Domain.

However, some specifications on the recent data referring to the Pliocene/Pleistocene boundary are necessary.

3. Actual Problems on the Pliocene/Pleistocene Boundary

The decision adopted at the 18th International Geological Congress (London, 1948) established the Neogene/Quaternary boundary to be located at the first deterioration of the climate noticed in the Italian Neogene sequence, on the basis of the "changes in the marine fauna". This general criterion has been confirmed afterwards at all international congresses, symposia and meetings. Calabria has been considered the type region and the Pleistocene base has been defined in the section of Santa Maria di Catanzaro, at the level of the horizon G-G (Gignoux, 1910, 1913).

The following biostratigraphic studies carried out at Catanzaro and la Castella (about 40 km east of Santa Maria di Catanzaro) pointed to a Pleistocene sequence rich in pelagic and bentonic organisms. Lately, researches carried out within the international programmes (recently a new stratotype of the Calabrian has been proposed at Vrica — Selli et al., 1977) have led to a more detailed knowledge of the planktonic foraminifera (very abundant in Calabria) and bentonic foraminifera, ostracods, mollusca, calcareous nannoplankton, diatoms, radiolarins, silicoflagelates, brachiopods, echinoderms etc. The climate deterioration has been ascertained from the development of the cold taxa, and the boundary established at the first occurrence of the beds with *Hyalinea balthica* and *Globigerina truncatulinoides* considered typical of the Pleistocene base. The latest studies on the deep-sea sediments have introduced these criteria for the determination of the Pleistocene base, replacing the Calabrian conventional species *Arctica islandica* and *Terebratula ampula*, on the basis of which Gignoux recognized the cooling of the climate at the beginning of the Calabrian.

Although no radiometric age determination is available in the type regions, the correlations with the deep-sea sediments have been possible using the paleomagnetic data. With that end in view Cox's paleomagnetic scale (1969) has been extended to the deep-sea sequences (Hays et al., 1969; Ingle, 1975; Berggren and Couvering, 1974; Shackleton and Opdyke, 1976 etc.). The results of the Deep-Sea Drilling Project indicated about 1.8 m.y. for the Pleistocene base.

As the chronostratigraphic units and their limits can be defined only in marine sequences, efforts have been made to correlate and calibrate the continental formations assigned to the Pleistocene. A period of time the continental Villafranchian was considered an equivalent of the Calabrian. The Villafranchian, being based on fossil vertebrates:



(Pareto, 1865), constitutes the oldest definition of the continental formations still used. The Villafranchian (as biochronostratigraphic subdivision) used in a large sense included several local faunal levels where *Elephas*, *Leptobos* and *Equus*, considered typical of this assemblage, have been identified. The unsubstantiality of this defining was initially pointed out by Savage and Curtis (1970) and Azzaroli (1970) who found no evidence of the existence of any of the mentioned elements in the outcrops at Villafranca d'Asti, where the stratotype had been established.

Recently, new data on the sequence of the Villafranchian faunas in the Mediterranean region have been obtained (Azzaroli, 1970, 1975, 1977; Ambrosetti et al., 1972 etc.). Some radiometric data indicate that the Villafranchian corresponds to a time interval generally ranging between 3.8 m.y. and 1 m.y. (the lower limit of the Villafranchian being even at 4.2 m.y. — Ambrosetti et al., 1972). Consequently, the Villafranchian seems to correspond to the proper Villafranchian (Villafranca d'Asti).

For Romania, it has been accepted (Liteanu, 1953) that the horizons with *Unio procumbens* and *Unio stefănescui* from Craiova, in which there are remnants of *Archidiskodon meridionalis* (Schovreth et al., 1963), should be assigned to the Pleistocene. As a result, the Middle and Upper Levantin in Sabba Stefanescu's scheme have been attributed to the Quaternary. Subsequently, it was proposed that only the Upper Villafranchian, counterpart of the typical Calabrian, should represent the Pleistocene (Ghenea, 1977). The necessity to review the outcrops with Levantin molluscan faunas in the Dacic Basin became obvious when complex biostratigraphic, radiometric and paleomagnetic researches, in the Euxinic Domain, revealed that the *Unio* sculptured forms of the Levantin fauna represent thermophile elements which disappeared at the end of the Akchiagylian) (= Pliocene) (Cepaliga, 1972; Nikivorova et al., 1977). Thus detailed paleomagnetic researches in the Dacic Basin became necessary for the correlation of the Plio-Quaternary sequences with equivalent formations in the Pontocaspic Basin, even on a global scale.

Specification concerning the terms used in the chronology of the magnetic polarities. The magnetostratigraphic correlations are based on the inversion sequence of the magnetic field recorded by the magnetic minerals from the analysed rocks. Initially based on the radiometric data on the continental lavas, as well as measurements of the magnetic field directions, the chronopaleomagnetic scale (Cox et al., 1964; Cox et al., 1969) was applied to the study of the oceanic samples (Opdyke et al., 1966), details being obtained, which constituted important reference points in the last 5.2 m.y., epochs of polarity ranging between 0.7—1.8 m.y., each epoch including shorter polarity events — usually less than 0.2 m.y. On the chronopaleomagnetic scale, the Brunhes normal polarity epoch (about 0.7 m.y.) is followed by the Matuyama reversed



polarity epoch (about 2.4 m.y.). In the middle of the Matuyama epoch it was identified a normal polarity period very significant as it corresponds, in the oceanic sediments, to the limit where *Globorotalia truncatulinoides* is found (approximately at the Pliocene/Pleistocene boundary). Although there were many discussions on the terminology used for this event, it is considered that the denomination "Olduvai", given for the first time on the occasion of the researches on the basalts and tuffs of Olduvay Gorge, corresponds to the Gilsa normal event. The time interval covered by this period would range between 1.87—1.67 m.y. (Berggren and Couvering, 1974).

On the chronopaleomagnetic scale, the Matuyama reversed magnetization period is followed by the Gauss normal polarity epoch; at about 3.32 m.y. the magnetization sense changes, passing to the Gilbert reversed polarity epoch. In order to understand better the stratigraphic volume studied in the Dacic Basin, it is necessary to mention that, at present, the Pliocene lower boundary, established according to several criteria (planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, radiolaria), should be situated within the interval 4.9—5.4 m.y. (Berggren and Couvering, 1974; Cita, 1974).

Mention should be made of the fact that the magnetic inversions, being recorded on a global scale, were very important in correlations on a large scale. However, the application of the paleomagnetic researches, when no radiometric data are available, should be based on biostratigraphic criteria in order to define in time the individual position of a magnetic inversion. This fact was taken into account in the researches out in the Dacic Basin.

4. Biostratigraphy of the Pliocene-Lower Pleistocene Deposits in the Dacic Basin

According to the present acceptance regarding the Miocene-Pliocene boundary, it has been ascertained that, in the Dacic Basin, the Pliocene begins approximately at the base of the Dacian.

As mentioned in the previous chapter, the Dacian was separated by Teisseyre (1907) as an independent chronostratigraphic unit, situated between the Pontian and the "Levantin".

Lately, the Dacian has been redefined (Andreeescu, 1972) as the time during which *Pachydacna* beds (= Lower Dacian = Getian) and the *Pachyprionopleura* ex gr. *haueri* and *P. ex gr. neumayri* beds (= Upper Dacian = Parscovian) have been deposited in the Dacic Basin. The beds with smooth unionids and *Viviparus* ex gr. *bifarcinatus*, previously assigned to the Upper Dacian, are now reported to the Romanian stage (Motăș, Papai anopol, 1972; Andreeescu, 1972, 1975 etc.).

Lithologically, the Dacian is represented by several facies: clays, sandy clays, sands, sandstones, in places with coaly intercalations.



According to the latest researches (Andreeescu, 1975, 1978 in litt.; Semenenko, 1978; Takhtakischvili, 1978 etc.) the Dacian stage corresponds entirely to the Kimmerian stage in the Euxinic Basin.

The Romanian is the chronostratigraphic unit delimited, in the Dacic Basin, by the Dacian at the lower part and the Lower Pleistocene at the upper part.

At the stratotype, located on the Slănicu de Buzău Valley, the village of Beceni, the Romanian includes the beds with smooth unionids and *Viviparus bifarinatus*, the beds with sculptured unionids (= "Levatin fauna" auct.), as well as nonfossiliferous deposits, representing a part of the Cindești Beds.

In different parts of the Dacic Basin, mammal faunas have been found which, together with the molluscan faunas, facilitated a biozonation of the Romanian.

Within the stratotype area of the Romanian the Rîmna and Cindești formations have been separated. The Rîmna formation is represented by a sequence of pelitic and psamitic deposits with coal intercalations (Andreeescu, 1973). The Cindești formation (= Cindești beds; Mrázec and Teisséry, 1901) is constituted of an alternation of clays, sandy clays and sands with pebbles lenses, at the lower part, sands, pebbles and gravels, at the upper part. The lithologic constitution of the Lower Romanian deposits is relatively constant (alternation of pelites and psamites with coal intercalations) in the whole Dacic Basin.

The Cindești formation also extends regionally. At the same time one can notice a gradual passing to finer and finer facies from north to south, towards the domain of the External Romanian Plain.

The relevant literature as well as the unpublished data (Andreeescu, 1978, in litt.) allow us to attempt a biozonation of the Romanian deposits on the basis of the molluscan faunas and partly on the mammals (Pl. I).

At the lower part of the Romanian there is *Viviparus bifarinatus* zone, within which two subzones can be distinguished: a) *Viviparus bifarinatus-Jazkoa sturdzae* and b) *Viviparus stricturatus-Psilunio sandbergeri-P. sibinensis*. The fossil assemblage of the *V. bifarinatus* zone is relatively scarce, indicating a transition from the Dacian unionids and viviparids to the "Levantin" ones. At the same time it is considered that this biozone is typical of the Lower Romanian.

In the north-easternmost part of the Dacic Basin, this zone corresponds to the Berești and Mălușteni deposits with mammal fauna (= Berești beds; Ghenea, 1968). The Berești-Mălușteni fauna, described first by Simionescu (1930, 1932), and then by Macarović (1967, 1972), Ghenea, Rădulescu (1964), Rădulescu, Samson (1967, 1972) is equivalent to the lower part of the Moldavian complex in the south of the U.S.S.R. (Kuchurgan) and to the Lower Villafranchian in the south-west Europe.



The next zone, *Rugunio lenticularis*, corresponds to the interval within which the sculptured unionids and the ornamented viviparids ("Levantin" fauna) occur and develop luxuriantly in the Dacic Basin; smooth unionids and viviparids are also found.

The faunal assemblage of this zone is particularly rich and varied. Among the characteristic species of unionids and viviparids may be mentioned: *Sulcopotomida porumbarui*, *S. herjeui*, *Cuneopsisidea recurvus*, *C. vukotinovici*, *C. sculpta*, *C. iconomanus*, *C. beyrichi*, *C. doljensis*, *Rytia bielzi*, *R. brandzae*, *R. slavonica*, *R. conemenosi*, *Wenziella clivosa*, *W. subclivosa*, *W. cymatoides*, *W. gorjensis*, *Rugunio condai*, *R. turburensis*, *R. mojsvari*, *R. novskäensis*, *R. pilari*, *Pristinunio pristinus*, *P. davilai*, *Cyclopotomida munieri*, *C. pannonica*, *Psilunio craiovensis*, *P. altecarinatus*, *Ebersininaia stefănescui*, *Plicatibaphia flabel-latiformis*, *Microcondylea cf. poratica*, *Unio haekeli*, *Potamoscapha krejci*, *Pseudohyriopsis problematica*, *Viviparus bifarinatus*, *V. strictratus*, *V. rudis*, *V. turgidus*, *V. strossmayerianus*, *V. craiovensis*, *V. mammatus* etc.

It is worth mentioning that the moment of appearance of the "Levantin fauna" of unionids and viviparids coincides, in some parts of the Dacic Basin, with the beginning of the Cindești formation.

Recent researches (Andreeșcu, 1978, in litt.) rendered evident the possibility to divide the *Rugunio lenticularis* zone into four sub-zones (Pl. I): a) *Rugunio lenticularis-Rytia brandzae-Cyclopotomida munieri*; b) *Cuneopsisidea herjeui-Pristinunio pristinus*; c) *Rytia bielzi-Ebersininaia stefănescui*; d) *Cuneopsisidea iconomanus-Rugunio turburensis*.

At the level of these subzones, mammal remains have been found in the Cindești formation: those from the Tulucești and Cernătești deposits are the best known ones. A characteristic of these deposits is the coexistence of the mastodons (*Z. borsoni*, *A. arvernensis*) with the primitive elephant (*A. rumanus*) beside which *Paracamelus alutensis*, *Equus stenonis* and *Cervus issiodorensis* (Ghenea, Rădulescu, 1964) are reported from Tulucești, and *Dicerorhinus cf. etruscus*, *Equus* sp. and *Cervus* sp. (Schoveth et al., 1963) from Cernătești.

The two mammal localities mentioned above can be correlated with the Kotlovina fauna (=the upper Moldavian complex; Nikiforova, 1972) in the south of the U.S.S.R., as well as with the upper part of the Lower Villafranchian fauna (Montopoli) in south-west Europe.

The *R. lenticularis* zone is overlain by the *Ebersininaia milcovensis-Rugunio riphaei* zone which is limited, at the upper part, by the *Unio apscheronicus* zone of the basal Pleistocene.

The fossil assemblage of the last zone of the Romanian is characterized by the disappearance of most of the genera and species of the previous zone, the persistence of some species, and the appearance of new genera (*Bogatschevia*) and species such as: *Ebersininaia neustruevi*,



E. milcovensis, *Bogatschevia tamanensis*, *B. bugasica*, *Rugunio riphaei*, *R. geometrica*, *Viviparus fasciatus* etc.

The interval covered by this zone corresponds to the upper part of the Cîndești formation.

Within *E. milcovensis-R. geometrica* zone, four subzones can be separated : a) *E. milcovensis-Viviparus turritus*; b) *Bogatschevia tamanensis*; c) *Unio kujalnicensis*; d) *Rugunio riphaei-Wenziella wilhelmi*.

The mammal faunas at Milcovu de Jos, Slatina, Cherlești corresponding to the *E. milcovensis-R. geometrica* zone and equivalent to the Haprobian complex in the south of the U.S.S.R. and to the Middle Villafranchian (partly the Upper Villafranchian, too) (Roccaneyra, Saint-Vallier, Le Coupet, Olivola) in West Europe, have been recently described (Feru et al., 1978) in different points in the central-western sector of the Dacic Basin. Among the large mammals found in the Olt Valley area, *A. gromovi* is the most important species, and among the micro-mammals, mention should be made of : *Dolomys milleri*, *Mimomys minor*, *M. pliocenicus*, *Borsodia petenyi*, *Allactaga ukrainika* etc. (Feru et al., 1978).

The data referring to the Romanian biostratigraphy point out that this stage corresponds almost entirely to the Akchiagylian stage in the U.S.S.R., many of the zones and subzones separated by us occurring in the Euxino-Caspic Domain. Further researches will reveal details of this biozonation as well as more precise correlations between different subunits of the Romanian and Akchiagylian.

The Lower Pleistocene is represented, in the plain of the Carpathian Foredeep, by the upper part of the Cîndești formation and the Frătești formation, constituted of sands, pebbles and boulders. According to the relevant literature (Litescu, 1952; Litescu, Bandrabur, 1957; Bandrabur, 1971 etc.) a superposition of the Frătești formation as against the Cîndești formation is noticed in the western part of the Dacic Basin.

Two biozones can be separated with enough accuracy in the Lower Pleistocene of the Dacic Basin : a) *Unio apscheronicus* zone; b) *Bogatschevia sturi* zone. Both biozones offer the possibility to correlate the deposits of the lower part of the Pleistocene within the Pannonian, Dacic and Euxino-Caspic basins.

The fossil assemblage of the first biozone comprises the following taxa : *Unio tumidus*, *Bogatschevia* sp., *Corbicula fluminalis*, *Viviparus sinzovi*, *Fagotia esperioides* etc. The Tetoiu mammal faunas, the lower part (= Tetoiu 1; Samson, Rădulescu, 1973) which marks the Lower Pleistocene base, correspond to this biozone.

The *B. sturi* biozone contains a very poor faunal assemblage. At this level the last appearance, within the Paratethys, of some sculptured unionids : *Wenziella wilhelmi*, *W. pseudosturi* is recorded.

The mammal faunas corresponding to the *B. sturi* biozone are located at the Tetoiu 2 (Frătești), Izvoru.

On the whole the two biozones of the Lower Pleistocene are characterized by the appearance of the species *A. meridionalis*, being thus comparable to the Odessian complex in the U.R.S.S. (= Lower Apseronian) to the median part of the Upper Villafranchian (Senèze) in the south-west Europe.

Magnetostratigraphy

Several Pliocene sequences in the Dacic Basin were sampled for paleomagnetic analyses.

The results lead to the following observations : a) the Dacian-Romanian boundary is established in the Gilbert epoch, at the level of the Cochiti event ; it corresponds to an age of about 3.7—3.8 m.y. (Pl. I) ; b) the boundary between the biozones *V. bifarinatus* and *R. lenticularis* is established at the level of the limit between the Gilbert and Gauss epochs ; it corresponds to an age of 3.3 m.y. ; c) subzone d — *C. iconomianus* — *R. turburensis* (= the Pleșcoi beds), at the upper part of *R. lenticularis*, is located in the Gauss epoch, at the level of the Kaena event ; it corresponds to the age of 2.8—2.9 m.y.

The results of the paleomagnetic analyses in the Podari-Bucovăț sector are unsignificant ; they need further details.

5. Biostratigraphy of the Pliocene-Lower Pleistocene Deposits in the Brașov Basin

To obtain an unitary image concerning the correlation of the Upper Pliocene-Lower Pleistocene deposits in the Dacic Basin it was necessary to extend the bio- and magnetostratigraphic researches in the interior of the Carpathian Bend Zone, namely the Brașov Basin area. This fact was determined by existence of some mammal faunas which permit both a detailed division of the deposits in the Brașov Basin and the possibility of correlation with the classical mammal deposits in Eurasia.

The Brașov Basin has a tectonic origin constituting a graben, delimited by a system of longitudinal and transversal faults. The basin occurs as a distinct unit during the Pliocene. The Brașov Depression was covered by a shallow lake, sometimes with deltaic episodes, in which an alternation of marls and clays with coals, sands and pebbles were deposited ; at certain levels some intercalations of epiclastites, pyroclastites and andesitic lavas appear. Towards the upper part, the sequence continues with sands, pebbles and clays.

In order to follow some problems referring to the age of some eruptive rocks the paleomagnetic researches (Fig. 2) also extended to areas of the Perșani Mountains (the Racoș-Hoghiz localities).



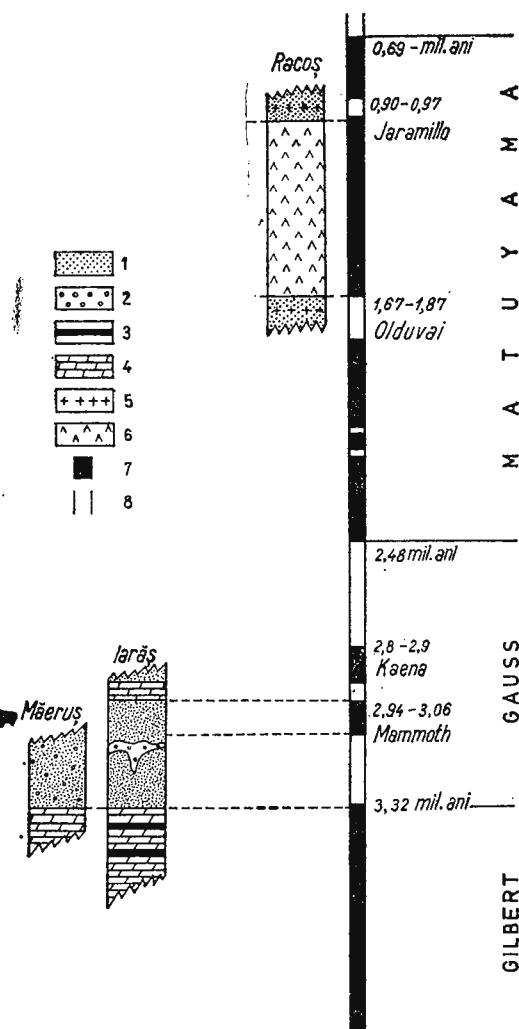


Fig. 2. — Researched paleomagnetic sections.
1, sands ; 2, pebbles ;
3, coals ; 4, marls ; 5,
tuffs ; 6, basalts ; 7, re-
verse ; 8, direct.

The Coal Pelitic Complex. The Cretaceous deposits are unconformably overlain by a generally pelitic sequence constituted of marls and clays with coals (beds I—III). However, pebbles, sands (especially in the base), pelosiderites and diatomites occur at different levels, too. The lutitic intercalations also include a rich but not significant fauna of limnic and terrestrial molluscs. The characteristic feature of this complex is given by the mammal fauna of *Zygolophodon borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Tapirus arvernensis*, *Dicerorhinus leptorhinus*, *Sus minor*, *Sus provincialis*, *Macrohippus sylvarum*, *Metacervoceros af., pardinensis*, *Protarctos böckii*, *Parailurus anglicus*, *Castor praefiber*, *Prospalax priscus*,

Dolichopithecus ruscinensis, *Mesopithecus monspessulanum*, *Romanocastor capeniensis*, *Canis* sp., *Parabos* sp., *Megaloceros* sp., *Hipparium* sp., described by Halavas' 1891; Schlosser, 1899; Kormos, 1933, 1937; Mottl, 1939; Kretzoi, 1954; Rădulescu et al., 1965, 1969; Samson et al., 1969, 1973.

The 3rd coal bed is overlain by white or greenish marls and coal clays (beds IV—V), where specimens of *Paradacna fuchsi* and *Limnocardium baraci* are frequently found.

The above mentioned fauna suggests the Lower Villafranchian age (Rădulescu et al., 1965, 1969; Samson et al., 1969, 1973) for the coal pelitic complex.

The Andesitic Volcano-Sedimentary Sequence. The marls with *Paradacna fuchsi* of Iarăş are overlain by sands and pebbles in which strong phenomena of crioturbations and strips of iron and manganese oxides are quite obvious. The upper part of the sequence ends with tuffaceous, white marls with *Paradacna fuchsi*, diatomites, coarse ferruginous sandstones, clays and sandy clays. In detrital sediments there are remains of *Zygolophodon borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Tapirus arvernensis*, *Hipparium* cf. *malostenense*, *Ursus etruscus*, *Hystrix* cf. *refossa*, *Parabos* sp., *Gazella* sp., *Cervus* sp., *Castor* sp., *Dicerorhinus* sp. (Kormos, 1937; Kretzoi, 1954; Rădulescu et al., 1965, 1969).

Towards the centre of the basin (Baraolt zone) the described deposits are accompanied by white tuffaceous marls with *Paradacna fuchsi*, sands, pebbles, pelosiderites, agglomerates, tuffs and andesitic lavas.

The faunal assemblage of these deposits dated them as Lower Villafranchian age (Rădulescu et al., 1965, 1969; Samson et al., 1969, 1973).

In the Racoş-Hoghiz area the Cretaceous or Miocene deposits are overlain by marls, sands, pebbles, sandy clays with white limestones, andesitic, pyroclastics and epiclastics (the lower volcano-sedimentary sequence).

Remains of *Anancus arvernensis*, *Gazella* sp., *Archidiskodon meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus* have been found (Mihăilă et al., 1972, 1973) from the arenitic deposits.

Mammal faunas of these deposits made possible their assigning to the Lower and Middle Villafranchian age (Mihăilă et al., 1972, 1977).

The Basaltic Volcanics. The basaltic lavas overlain the lower-volcano-sedimentary sequence constituted of sands with *Archidiskodon meridionalis* and *Dicerorhinus etruscus* in the lower part. Megascopically, basalts appear as black or grey-blackish, fine rocks. However, scoriaceous, alveolar and massive structures can be distinguished. The porphyritic structure determined by phenocrysts of plagioclase (2—5%), olivine (3—14%) and augite (6—10%) is pointed out by the microscopic analyses.



The groundmass consists of microlites of plagioclase, olivine, augite, magnetite and presents a microdoleritic, intersertal pilotaxitic structure,

The petrographic and petrochemical study made us to assign the Perșani basalts (Mihăilă et al., 1972) to the alkaline basalt group, namely to the nepheline olivine basalts.

The remains of *Archidiskodon meridionalis* and *Dicerorhinus etruscus*, in the base of the basaltic lavas, indicate that the effusive activity took place as earlier as the Lower Pleistocene (Mihăilă et al., 1972, 1977).

The Sandy-Clayey Complex. In the Brașov Depression, the sequence goes on with sands, pebbles and clays which contain remains of *Archidiskodon meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Hippotigris cf. stenonis*, *Hippotigris sussenbornensis*, *Equus aluticus*, *Allocaelaphus arambourgi*, *Trogontherium cf. boisvilletti*, *Cervus* sp. (Litcanu et al., 1962; Rădulescu et al., 1965, 1969; Samson et al., 1969, 1972).

The Upper Basaltic Volcano-Sedimentary Sequence. The basaltic lavas in the Racoș-Hoghiz area are overlain by sands, pebbles, marls, microconglomerates, tuffs, bombs, lapillis, scoriae. Remains of *Parelephas trogontheri*, *Equus masbachensis*, *Cervus ex gr. elaphus* (Mihăilă et al., 1972, 1977) have been gathered from the arenitic intercalations. The identified faunal assemblage permitted its assigning to a stratigraphic interval equivalent to the Middle Pleistocene (Mihăilă et al., 1972, 1977).

The litho-biostratigraphic complexes are rendered schematically in Plate 2.

Magnetostratigraphy

The Pliocene deposits of the Măerus and Iarăș areas (Fig. 1) have been sampled for paleomagnetic analyses.

The results of these investigations pointed to a reversed magnetization of the coaly pelitic complex. According to the mammal assemblages found in this complex, which indicated the Lowermost Villafranchian, this interval would correspond to the Gilbert epoch.

A direct magnetization, corresponding to the Gauss magnetization epoch, is emphasized for the upper part of this section.

The sands with iron bands and manganese oxides, at the terminal part of the Iarăș sequence, indicated a reversed magnetization which changes its sense when entering the sandy marls with *Paradacna fuchsii*. Taking into account the mammal assemblage and the paleomagnetic results it is possible they might correspond to an event of the Gauss epoch.

The age of the effusive activity which generated the Perșani basalts may be interpreted on the basis of the paleomagnetic researches carried out on the Racoș and Hoghiz sequences (Fig. 1).



From the above mentioned sequences one can notice that the basaltic lavas overlie and are overlain by volcano-sedimentary deposits. This situation is emphasized by the paleomagnetic determination, as well. Thus, a direct magnetization corresponds to the lower volcano-sedimentary sequence; the polarity of the magnetic field is reversed when entering the basaltic lavas.

The change of the magnetic declination is recorded again when entering the upper volcano-sedimentary sequence.

According to the mammal assemblage found in the deposits which underlie and overlie the basalts, these inversions would belong to the Matuyama epoch and would correspond to the Olduvai and Jaramillo events.

The absolute age is available for the basalts (about 1.4 m.y.) obtained on some samples from the Racoș quarry (Mihăilă-oral communication).

REFERENCES

- Alexeeva I. L. (1961) Drevneisaia fauna mlecopitaiuscii antropogena iuga evropeiscoi ciasti SSSR. *Voprosi gheologhii antropogena*, VI, Congres I.N.Q.U.A., Varșovia.
- Alimen H., Rădulescu C., Samson P. (1968) Précision paléontologiques et indices climatique relatifs aux couches Pléistocènes de la Dépression de Brașov. *Bul. Soc. Géol. Franc.*, 7, ser. X, pg. 549—560, Paris.
- Andreeescu I. (1971) Contribution à l'étude du Dacien et du Roumanien de la zone de courbure des Carpates Orientales. *D.S. Inst. Geol. LVIII/4* (1971), 131—151, București.
- (1974) Observații asupra delimitării, subdiviziunii și poziției stratigrafice a Meotianului. *D.S. Inst. Geol.*, LX/4 (1971—1973), pg. 59—84, București.
 - (1975) Romanian stage. *Com. Medit. Neog. Strat., Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages*. II, Bratislava.
 - (1978) Stratigrafia depozitelor neogene superioare și cuaternare din estul Bazinului Dacic (sectorul Milcov-Buzău). Manuscris.
- Andrusov N. (1886) Die Schichten von Kamysh-Burun. *Iahrb. d. k. k. geol. R.A. Wien* 36, 1, pg. 127—140, Wien.
- (1890) Die Kalkstein von Kertsch und seine Fauna. *Verch. d. russ. Kais. Mineral. Gesellsch.* ser. 2, 26 (193—345), St. Petersburg.
 - (1895) Kurze Bemerkungen über einige neogen Ablagerungen Rumäniens. *Verhand. Kaiserl. Geol. Reichs* 7, 189—197.
- Atanasiu I. (1940) Contributions à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* 20, 147—175, București.
- Azzaroli A. (1970) Villafranchian correlations based on large mammals. *Giorn. Geol.* (2) 35, I, pg. 111—131, Bologna.
- (1975) Communications, Recomandations, Conclusions. *Groupe de Travail limite Pliocène-Quaternaire. Mem. B.R.G.M.*, 78, 1, pg. 2, Paris.



- (1977) The Villafranchian stage in Italy. *Giorn. Geol.* XLI, I-II.
- Ambrosetti P., Azzaroli A., Bonadonna F., Follieri M. (1972) A scheme of Pleistocene Chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy. *Bull. Soc. Geol. It.* 91, pg. 169—184, Roma.
- Bandrabur T. (1971) Geologia cîmpiei dunărene dintre Jiu și Olt. *Stud. tehn. econ. seria J., Stratigrafie*, 9, București.
- Barbot de Marny (1869) Esquisse géologique du gouvernement de Cherson. *Bull. Soc. Géol. Fr. ser. III*, 21, 368, Paris.
- Berggren W. A., Van Couvering J. A. (1974) The late neogene biostratigraphy geochronology and palaeoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeocol.*, 16, Spec. Issue.
- Cepaliga A. L. (1972) Neogen cetverticinaia granița po datym faunu presno-vodnih moluscov. *Sborn. date M. Granița među neogenom i cetverticinom sistemî*.
- Cita M. B. (1974) Stratigraphie du Néogène dans les fonds marins de la Méditerranée. *Proc. V. Cong. néog. Médit. Lyon — 1971 B.R.G.M. Mem.* 78 (1) pg. 387—397.
- Cox A., Doell R., Dalrymple R. (1964) Geomagnetic polarity epoch. *Science*, 143, pg. 1537—1543.
- (1969) Geomagnetic reversals. *Science*, 163, pg. 237—245.
- Feru M., Rădulescu C., Samson P. (1978) Biostratigraphie (Micromammifères) de dépôts plio-pleistocènes de la zone de Slatina (dép. d'Olt). *Travaux de L'institut de Spéléologie „Emile Racovitză“*, XVIII/1978, București.
- Fuchs T. (1877) Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 31, 680.
- Ghenea C., Rădulescu C. (1964) Contribuții la cunoașterea unei faune villafranchiene în Podișul Moldovenesc. *D.S. Com. Geol.*, L, București.
- (1968) Studiul depozitelor pliocene dintre valea Prutului și valea Birladului. *Com. Stat Geol. Stud. tehn., econ., I, Stratigrafie*, 6, București.
- (1977) Stage of researches concerning the Pliocen-Pleistocene Boundary in Romania, Bulgaria and Greece. *Giorn. Geol.* XLI, I-II, Bologna.
- Halavats G. (1891) Die ungarländischen fossilen Biberreste. *Termész. Füz.* 14, Budapest.
- Hanganu E. (1966) Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen și Prahova. *Inst. geol. Stud. tehn. econ., seria J*, 2, București.
- Hays J. D., Saito T., Opdyke N., Burkle L. H. (1969) Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific; their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, pg. 1481—1514.
- Hochstetter J. (1870) Die geologische Verhältnisse des östlichen Teilen der europäischen Türkei. *Jahrb. Königl. Kaiserl. Geol. Reich.* 20, 365—461.
- Ingle J. C. (1975) Pleistocene and Pliocene foraminifera from the Sea of Japan, Leg. 31, *Deep Sea Drilling Project*, 18, Washington.
- Jekelius E. (1932) Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* 2, București.
- Kormos T. (1935) Beiträge zur Kenntnis der Gattung Parailurus. *Mitt. Ib. Kgl. ung. geol. Anst.* 30—2, Budapest.

- (1937) Neue Beiträge zur Kenntnis der Gattung Prospalax. *Allatt. Közlem* 34, 3—4, Budapest.
- Krejci-Graf K. (1932) Parallelisierung des sudosteuropäische. *Pliozäns. Geol. Rundschau*, 23 (6) 300—339.
- Kretzoi M. (1954) Bericht über die Calabrische (Villafranchische) Fauna vom Kisláng. *Kom. Fejér. Iber. ung. geol. Anst.* 1953, I, Budapest.
- Le Play (1842) Formation tertiaire de la steppe pontique. In Demidof voyage dans la Rusie méridionale et la Crimée. 4, 150—168.
- Liteanu E. (1952) Geologia zonei orașului București. *Inst. Geol. Rom. Stud. tehn. econ., seria E*, 1 (*Hidrogeologie*). București.
- (1953) Limita superioară a Terțiului din aria de dezvoltare a lacului pliocen din Cîmpia Română. *Com. Geol. Stud. tehn. econ., E*, 2, 5—79, București.
- Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). *St. cerc. geol. Acad. R.P.R.* VII/3—4, pg. 485—511, București.
- Macarovici N. (1962) Observations stratigraphiques sur la structure Berca-Arbănași. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Série Geologie*, 6, 1, 5—20, București.
- Marinescu Fl., Motaș I. (1965) Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien s. str. du Bassin Dacique. *St. cerc. geol. geof. geograf., Ser. Geologie*, 10, 2, 313—323, București.
- Marinescu Fl., Andreeșcu I., Gheorghian D., Gheorghian M., Mirza I., Motaș I., Orășanu Th., Papaianopol I., Popescu G., Rusu A., Suraru N. C. (1972) Guide de l'excursion de la V-ème réunion du Groupe de Travail pour la Paratethys. *Inst. Geol. Guide de l'excursion* 9, București.
- (1978) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. Ed. Acad. R.S.R., 1—134, București.
- Mihăilă N. (1969) Contribuții la cunoașterea Romanianului din zona Rm. Vilcea-Vilsănești. *D.S. Inst. Geol.*, LV/3, București.
- Peltz S., Wonner F. (1972) Date noi privind depozitele cuaternare și vulcanismul bazaltic din regiunea Hoghiz-Veneția (munții Perșani). *Inst. Geol. Stud. tehn. econ., seria H*, 4, pg. 69—83, București.
- Peltz S. (1977) Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Hegheș (Racoșu de Jos-Munții Perșani). *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXIII/5, pg. 69—83, București.
- Motaș I. C., Papaianopol I. (1972) Biostratigrafia succesiunii Meotian-Pleistocen dintre Călugăreni și Vadu Săpat (jud. Prahova). *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 4, *Stratigrafie*, București.
- Andreeșcu I., Papaianopol I. (1973) Les prosodacnes du sousgenre Psilodon. *Mem. Inst. Geol.* 18, 57—78, București.
- Mrazec L., Teisseyre W. (1901) Über oligozäne klippe am Rande der Karpaten bei Bacău (Moldau). *Jahrb. d. k. k. geol. R.A.* LI, Wien.
- Nikiforova K. V. (1962) O stratigraficesco verhnî pliotenâ po dannim fauna mlecopitaiusciih. *Trudî comissii po izuceniiu. Cetverticinova perioada XIX*, Moscova.



- (1977) The Boundary between the Neogene and Quaternary in the territory of the European part of the U.S.S.R. *Giorn. Geol.* XLI, I-II, pg. 217—224, Bologna.
- Opdyke N. D., Glass B., Hays J., Foster J. (1966) Paleomagnetic study of Antarctic deep sea cores. *Sciences*, 154, pg. 349—357.
- Pană Ioana (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa. *Stud. tehn. econ.*, seria J, 112 p., București.
- Paul M., Neumayr N. (1875) Die Congeriens und Paludinen Schichten Slavonien und deren Fauna. *Abhandl. Königl. Kaiserl. Géol. Reichs.* 7 (3) 1—106.
- Peltz S. (1971) Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul Munților Harghita și nord-estul Bazinului Baraolt. *D.S. Inst. Geol.*, LVII/5, pg. 173—189, București.
- Rădulescu C., Samson P., Mihăilă N., Kovács A. (1965) Contributions à la connaissance des faunes de Mammifères pléistocènes de la Dépression de Brașov. *Eiszeitalter. u. Gegenwart*, 16, Öhringen/Würt.
- Samson P., Rădulescu C., Kovács A. (1969) Faunele de mamifere și stratigrafia Cuaternarului în Depresiunea Brașov-Aluta. Muzeul Sf. Gheorghe, pag. 193—209, Sf. Gheorghe.
- Rădulescu C. (1973) Les faunes de Mammifères et la limite Pliocène-Pléistocène en Roumanie. *Travaux de l'institut de Spéléologie „Emil Racoviță“*. Acad. XII, pg. 191—228, București.
- Schooverth E., Feru M., Șerbănescu U., Todor R. (1963) Observații asupra Villafranchianului din bazinul mijlociu al Jiului. *Inst. Geol. Stud. tehn. econ.*, E, 6, București.
- Selli R., Accorsi C., Bandini M., Bertolani Marchetti, Bigazzi O., Bonadonna F., Borsetti A., Coti F., Colalongo M., D'Onofrio, Landini W., Menesini E., Mezzetti R., Pasini G., Savelli C., Tampieri R. (1977) The Vrica Section (Calabria-Italy) a potential Neogene (Quaternary Boundary stratotype). *Giorn. Geol.* XLII, 1, Bologna.
- Semenenko N., Pevzner M. A. (1979) Korrelatia mio-plioenă pontocaspia po biostratigraficescoi i paleomagnatnîm dannim. *Izvest. A.N. SSSR*, ser. Geologie, 1, Moscova.
- Shakleton N. I., Opdyke N. D. (1976) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core : Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.* 145, pg. 449—464.
- Savage D., Curtis G. H. (1970) The Villafranchian stage. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 124, 19, 207—231.
- Ștefănescu Sabba (1897) Etude sur les terrains tertiaires du Roumanie. Lille, 178 p.
- Taktakișvili I. G. (1978) Stratotip stratigraficesnih granit Egriiskogo iarusa (plioen). *Soob. GSSR*, 91, 1, Tbilisi.
- Teisseyre W. (1907) Guide du III-e Congrès Internat. du petrol 1, București.
- (1909) Asupra etajelor Meotic, Pontic și Dacic în regiunea subcarpatică a Munteniei de răsărit. *An. Inst. Geol. Rom.* (1908), pg. 331—338, București.



PLIOCENE - LOWER PLEISTOCENE MAGNETOSTRATIGRAPHY AND BIOSTRATIGRAPHY IN THE DACIAN BASIN

C. GHENEÀ et al. Pliocene and Lower Pleistocene Formations

Pl. I

QUATERNARY PLEISTOCEN	CRONOSTRATIGRAPHIC UNITS	PALEOMAGNETIC SCALE	SELECTED SELECTIONS PALEOMAGNETICALLY INVESTIGATED	BIOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS (MOLLUSCS ZONES)	TYPE LOCALITIES (MOLLUSCS)	EQUIVALENT MAMMALIAN ASSEMBLAGES (LOCALITIES)*	
T E R	A R Y	1,5	Oltuvarai	b. Bogatschevia sturi	Izvoru Uzunu	Tetoiu II Izvoru Frătești	
P L I	E N C	2,0		a. <i>Unio apscheronicus</i>	Slatina III	Tetoiu I	
O A C I A N	R O M A N	2,5		d. <i>Rugunio raphaeli</i> , <i>Wenzieldi wilhelmi</i>	Cherlești	Cherlești	
Pleistocenian	Lower	3,0	Kaend	Rugunio raphaeli	Slatina II	Slatina II	
Getian	Upper	3,5	Mamnothoidea	c. <i>Viviparus fasciatus</i> V. <i>subconcinus</i>	Slatina I	Slatina I	
		4,0	Lodz	b. <i>Bogatschevia tamanensis</i> <i>Rugunio geometrica</i>	Clucociov		
		4,5		a. <i>Ebersininctia milcovensis</i>	Milcovu de jos	Milcovu de Jos	
		5,0		e. <i>Cuneopsisidea iconomanus</i> - <i>Rugunio turburensis</i>	Pleșcoi	Tulucesti, Cer-	
				c. <i>Ritia bielzi</i> - <i>Ebersininctia stefanescui</i>	Cretești Podari	nătești	
				b. <i>Cuneopsisidea herjeui</i> - <i>Pristinum pristinus</i>	Bucovăț Podari		
				a. <i>Rugunio lenticularis</i> - <i>Ritia brandzae</i>	Becani		
				f. <i>Psilunio sandbergeri</i> - <i>Ps. sibinensis</i>	Călugăreni		
				g. <i>Juzkaoa sturdzae</i> - <i>Psilunio ex gr neumagri</i>	Beceni	Berești-Mălăsteni	
				h. <i>Pachyprionopleura ex gr neumagri</i>	Beceni		
				i. <i>Pachyprionopleura ex gr haueci</i>	Beceni		
				j. <i>Pachydaena mirabilis</i> <i>Pachyprionopleura munieri</i>	Beceni Bengestii		

LEGEND

- Clay
- Clay with lignite intercalations
- Sandy clay
- Sand
- Cross bedded-sand with pebbles lenses
- Normal polarity
- Reversed polarity
- Gaps

PLIOCENE - LOWER PLEISTOCENE MAGNETOSTRATIGRAPHY IN THE DACIAN BASIN

C. GHENEA et al. Pliocene and Lower Pleistocene Formations

PI. II

LITHO-BIOSTRATIGRAPHIC COMPLEXES IN THE BRAŞOV - RACOŞ - HOGHIZ ZONE			CORRELATION WITH CLASSIC FAUNA		
AGE	LITHOLOGICAL COMPLEXES	FAUNA COMPLEXES	U.S.S.R.	FRANCE	ITALY
PALeO MAGN SCALE	Baraolt - Iarăş	Racoş - Hoghiz	Baracit - Iarăş		
MIDDLE	Sands pebbles clays 0,69-0,95 Jaramillo	Scoria bombs lavas lapilli; sands pebbles marls (Upper volcano sedimentary basalitic sequence)	P. trogontheri, Praelacces latifrons, E. cf. mosbachiensis Dicerorhinus Kirchbergensis	Tiraspol complex	
LOWER	Clayey sandy complex	Basalt eruption	A. meridionalis, D. etruscus, H. stemonis.	Tamar complex	Farneta
Y	1,67-1,87 Olduvai			Senze	Ollivola
W	Volcano sedimentary andesitic sequence: agglomerates and andesitic lavas, tuffs, sands, pelosiderites, sandstones, pebbles, marls. 2,4	Volcano-sedimentary basalitic sequence piroclastites tuffs sands pebbles limestones marls	Z. borsoni, A. arvernensis, T. arvernensis, H. cf. malostenense, D. etruscus, Hystrix cf. refossa; Parabos sp; Gazella sp; Cervus sp; Castor sp; Dicerorhinus sp;	Haprof complex	Villafranca d'Asti
E	2,8-2,9 Kaenc			Etouaires	
O	2,94-3,05 Mammoth				
P	3,3	Marls with P fuxi (coal beds IV-V)	Z. borsoni, A. arvernensis, T. arvernensis, D. cf. leptorhinus, S. minor, S. provincialis, M. sylvarum, P. böckii, P. anglicus, C. praefiber, D. rusciniensis, Canis sp. Parabos sp. Megaloceros sp.	Moldovian complex	
Gilbert	Marls and clays with coals (beds I-III)			Viallette	

4. STRATIGRAFIE

LA LIMITÉ EOCÈNE/OLIGOCÈNE EN TRANSYLVANIE D'APRÈS LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES¹

PAR

MARIANA IVA², ANATOL RUSU²

Stratigraphic boundary. Eocene/Oligocene. Planktonic foraminifera. Biozones. Brebi Marls. Paleogene zone in NW Transylvania.

Abstract

The Eocene/Oligocene Boundary in Transylvania by means of Planktonic Foraminifera. The study of the planktonic foraminifera from the Brebi Marls (= Bryozoan Marls) allowed the separation of two Mediterranean biozones in Transylvania: the *Globorotalia cerroazulensis* zone (with two subzones), characteristic of the Priabonian, and the *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra* zone, Oligocene in age. The boundary between the two zones, indicated by the disappearance of *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* and *Gt. cerroazulensis cunialensis* and the appearance of *Globigerina ampliapertura*, corresponds to the Eocene/Oligocene boundary in the Mesogeari realm. It is situated in the upper third of the Brebi Marls and is marked in the field by the *Pycnodonte gigantica* guide-level. The evolution of the marine microfaunas (foraminifera, ostracods, nannoplankton) in Transylvania points out that the Eocene/Oligocene boundary has to be placed at the end of the Priabonian, namely between the Lattorfian and the Rupelian (*s.l.*) of the northern domain.

I. Introduction

Malgré les progrès réalisés par la biostratigraphie les dernières deux décades, la limite Eocène/Oligocène persiste à rester l'un des problèmes controversés de la stratigraphie du Paléogène.

¹ Reçu le 3 Avril 1979, acceptée pour publication le 9 Mai 1979, communiquée dans la séance du 15 Mai 1979.

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



Il y a à présent dans le monde deux conceptions principales essentiellement différentes en ce qui concerne la position de cette limite :

- a) à la base du Lattorfien du domaine septentrional et des équivalents de cet étage ;
- b) entre le Lattorfien et le Rupélien, dans le domaine septentrional ou au-dessus du Priabonien dans le domaine mésogén.

Selon ce que l'on observe, le problème central du choix de la limite Eocène/Oligocène se résume à la manière d'interpréter l'étage Lattorfien, soit éocène soit oligocène.

a) *La limite Eocène/Oligocène* située à la base du Lattorfien est soutenue par les géologues oubt-allemands et belgiens, principalement sur des critères d'ordre historique (Beyrich — le créateur de l'Oligocène, 1854 — englobait dans ce système des dépôts attribués plus tard au Lattorfien) et partiellement tectono-paléogéographiques : le fait que localement, à savoir en Allemagne et en Belgique, les dépôts lattorfiens et notamment du Tongrien inférieur, sont transgressifs sur des termes plus anciens. Il faut souligner cependant que cette transgression n'est pas accompagnée d'un renouvellement marquant dans la faune marine, qui conserve son cachet éocénique. On connaît que les faunes d'Ostracodes (Keij, 1957 ; Keen, 1968) et des Foraminifères (Bartjes, 1958 ; Drooger, 1964) des Sables de Grimmingen (Tongrien inférieur = Lattorfien) de Belgique ont un caractère éocénique accusé, de sorte que dans les faciès plus éloignés de la bordure du continent il est difficile à séparer un Tongrien inférieur du reste de l'Eocène (Drooger, 1964, 1969). Quant à la faune de Mollusques marins (organismes ayant représenté le principal support biostratigraphique pour la caractérisation des étages paléogènes du domaine nordique), il est pratiquement impossible de séparer une association des dépôts lattorfiens des associations de faciès similaire du reste de l'Eocène supérieur.

Il résulte de ce qu'on a présenté, qu'à partir du critère biostratigraphique on ne peut pas étayer l'emplacement de la limite en discussion à la base du Lattorfien.

b) *La limite Eocène/Oligocène* placée entre le Lattorfien et le Rupélien ou au-dessus du Priabonien, position étayée par l'évolution de la faune marine, est utilisée par les géologues français, oubt-allemands, soviétique et des pays méditerranéens. Placée de la sorte, cette coupure a été employée telle quelle encore avant l'introduction du terme de „Oligocène“, correspondant à la limite Eocène/Miocène (ainsi que ces séries ont été conçues d'abord par Ch. Lyell en 1833), mais elle a été vite abandonnée.

Tant qu'on considérait que le Lattorfien était l'équivalent du San-noisien et qu'il trouvait son correspondant dans les dépôts surmontant



le Priabonien mésogéen, tout paraissait concourir pour emplacer la limite Eocène/Oligocène à la base du Lattorfien.

Après Cavelier (1976)³, dans la première moitié de notre siècle, ce sont les anglais A. G. Wrigley et A. G. Davis qui restent les adeptes du Lattorfien-Eocène. L'idée de tracer la limite Eocène/Oligocène au-dessus du Lattorfien a été relancée dans la sixième décennie par I. A. Korobkov (fide Korobkov, 1961) et soutenue depuis 1957 par Krutsch et Lotsch. Ceux-ci, travaillant dans la région du stratotype, ont offert de forts arguments pour l'appartenance du Lattorfien (désigné comme Eocène 5) à l'Eocène supérieur. Pour les dépôts de la base de l'Oligocène situés entre le Lattorfien et le Rupélien type de Dumont (Rupélien s.s.), Krutsch et Lotsch (1963) proposent l'étage Conow, qui ne représente qu'un synonyme plus récent de l'Hénisien (= Tongrien supérieur) de Belgique.

Ensuite, bon nombre de spécialistes (Pomerol, 1964 ; Kljushnikov, 1964 ; Cavelier, 1968, 1970, 1975, 1976⁴ ; Rusu, 1974⁵, 1977 etc.) se sont convaincus de la justesse de cette position fondée sur des arguments fournis par l'évolution du monde animal, particulièrement par le renouvellement des faunes marines.

La limite Eocène/Oligocène située entre le Lattorfien et le Rupélien s.l. est marquée en Eurasie aussi par la faune de Mammifères terrestres — la „Grande coupure de Stehlin“ — et correspond, d'après Cavelier (1968, 1976⁶) à une phase de soulèvement de la catène alpine (mouvements pyrénéens), ainsi qu'à un refroidissement majeur du climat (le „Grand rafraîchissement oligocène“).

Interprétée ainsi la limite Eocène/Oligocène, on obtient une parfaite concordance entre les propositions de la majeure partie des spécialistes et on la trace de la sorte suivante :

1. entre le Priabonien et l'Oligocène dans la région méditerranéenne, ce qui correspond à la limite Jacksonien/Vicksburgien aux Etats Unis ;

2. à la base du Rupélien s.l. (y compris le Tongrien supérieur = Hénisien), notamment des Couches de Hempstead, du Stampien redéfini (avec le faciès sannoisien à la base), de „l'étage Conow“, de l'Horizon de Kadum etc. dans le domaine septentrional.

La position de la limite Eocène/Oligocène au-dessus du Priabonien suppose la connaissance exacte de la limite supérieure de cet étage. On connaît que le Priabonien a l'extension de la zone à *Num-*

³ C. Cavelier (1976) La limite Eocène-Oligocène en Europe occidentale. Thèse offset, Paris.

⁴ Op. cit., point 3.

⁵ A. Rusu (1974) Stratigraphie des dépôts oligocènes de la région de Treznea-Hida-Poiana Blenchii (NO de Transylvanie) — (en roumain). Thèse de doctorat. Univ. Bucureşti.

⁶ Op. cit., point 3.



mulites fabianii s.l. (Cita, 1969, 1975) et que dans la région du stratotype il finit par la zone à *Globigerina gortanii* correspondant à la zone standard P 17 de Foraminifères planctoniques (Blow, 1969). Dans la section de Possagno (Italie), Tumakine et Bollì (1970, 1975) séparent la zone à *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*, comme la dernière zone du Priabonien, en remarquant à la fois que la limite Eocène/Oligocène y est faiblement marquée dans la microfaune de planctoniques.

D'après les équivalences de Roth, Bauman et Bertolinò (1971) sur des coupes de l'Appénin (où l'on a étudié simultanément les Foraminifères planctoniques et le nannoplancton), il résulte que la dernière zone de Foraminifères planctoniques du Priabonien abrite l'association de nannoplancton de la zone à *Ericsonia subdisticha* (NP 21), zone caractéristique pour le Latorfien septentrional.

Du point de vue de la biostratigraphie, la coupure Eocène/Oligocène correspond donc au moment de disparition de l'espèce *Nummulites fabianii* Prever (forme typique) et on la trace approximativement entre les zones standard P 17 et P 18 (Blow, 1969) des Foraminifères planctoniques ou NP 21 et NP 22 (Martini, 1971) de nannoplancton.

II. Conceptions sur la limite Eocène/Oligocène en Transylvanie

Depuis Hoffmann (1879, 1887) et Koch (1880, 1894) et jusqu'à une période assez récente, la limite Eocène/Oligocène était tracée dans le bassin de Transylvanie entre les Marnes de Brebi (= Marnes à Bryozoaires) — les derniers dépôts appartenant à l'Eocène — et les Couches de Hoia — le premier terme oligocène. Placée correctement au-dessus des dépôts priaboniens, on a attribué les dépôts surjacent, soit à l'Oligocène inférieur avec valeur d'étage (Hoffmann, 1887), soit au Ligurien (Koch, 1894) ou au Latorfien (Dumitrescu, 1957; Meszáros, 1957). La situation est pareille à celle d'Italie et du Sud de la France, où l'on tentait de délimiter un Oligocène inférieur (= Latorfien) en dessus du Priabonien de Munier-Chalmas et de Lapparent (1893).

Par suite de l'étude des Nummulites du Calcaire de Hoia et de la partie basale des Couches de Mera, Bombiță (1957) a avancé l'idée, reprise plus tard (Bombiță et Moisescu, 1968, p. 716) que la limite Eocène-Oligocène se placerait au-dessus du dernier niveau à Nummulites, c'est-à-dire à l'intérieur des Couches de Mera.

Une position tout à fait différente est adoptée par Martini et Moisescu (1974) qui, en établissant dans les Marnes à Bryozoaires (= Marnes de Brebi) la zone à *Ericsonia subdisticha* (NP 21), ont attribué cet horizon, presque entièrement, à l'Oligocène inférieur. Il en résulte implicitement que la limite Eocène/Oligocène, correspondant au



seuil situé entre les zones standard NP 20 et NP 21, se placerait vers la base des Marnes de Brebi.

La zonation réalisée par les auteurs cités a le mérite d'avoir établi pour la première fois la position correcte du Lattorfien en Transylvanie, mais en l'interprétant d'après la conception des auteurs ouest-allemands, comme Oligocène (Martin et Ritzkowski, 1969).

On arrivait ainsi à la situation insolite pour le domaine mesogéen de tracer la limite Eocène/Oligocène à travers la zone à *Nummulites fabianii* typique, immédiatement au-dessus du niveau epibolique de cette espèce.

Les résultats de Martin et Moisescu (1974) ont été reinterprétés par Rusu (1974⁷, 1977; Rusu et Drăgănescu, 1976), qui a montré que la limite Eocène/Oligocène „...serait située à la base du Calcaire de Hoia, en vertu de sa macrofaune, et quelques mètres plus bas (à la partie supérieure des Marnes à Bryozaires) du fait de son nannoplancton (entre les zones standard NP 21 et NP 22, si l'on considère la limite entre ces zones en tant que limite supérieure du Lattorfien)" (Rusu, 1977, p. 80)⁸.

Si jusque les dernières années l'attention des stratigraphes était dirigée, en ce qui concerne cette limite, vers les dépôts surmontant le Calcaire de Hoia, le dernier temps les recherches ont visé les dépôts au dessous de cet horizon, notamment les Marnes de Brebi et le Calcaire de Cozla. Les résultats les plus importants ont été obtenus par l'étude micropaléontologique des Marnes de Brebi et ils en mettent tous en évidence un seuil bionomique vers la partie supérieure. Ainsi, la limite Eocène/Oligocène, tracée sur la base du nannoplancton calcaire à la disparition de l'espèce *Cyclococcolithus formosus* Kampfner, se place à 6 mètres au-dessous du sommet des Marnes de Brebi, dans la coupe de Turea (Popescu et Gheță, 1972, pl. II) et à 4,3 m dans la coupe de Mera (Martin et Moisescu, 1974, fig. 3), c'est-à-dire dans l'intervalle situé entre le niveau à *Pycnodonte gigantica* et la base du Calcaire de Hoia. Mentionnons que l'établissement de la limite supérieure de la zone à *Ericsonia subdisticha* (NP 21) seulement en fonction de la disparition des exemplaires de *Cyclococcolithus formosus* reste assez approximatif, vu qu'au-dessus du niveau à *Pycnodonte gigantica* cette forme apparaît tout à fait sporadiquement⁹.

Dans l'intervalle à *Pycnodonte gigantica* on a mis également en évidence la présence d'une coupure bionomique et dans la faune d'Ostracodes (Olteanu et Popescu, 1973) — une coupure ignorée alors

⁷ Op. cit., point 5.

⁸ A cette occasion il faut souligner que le classement des couches de Hoia dans le Priabonien, ainsi qu'elles apparaissent sur la carte géologique de la R.S.R. échelle 1 : 50 000, feuilles Jibou (1975), Illeanda (1976) et Mezeș (1977) — dont j'ai été parmi les auteurs — ne m'appartient pas (A. Rusu).

⁹ N. Gheță — information orale.

par les auteurs. Plus tard, Olteanu (1977)¹⁰ a séparé dans les Marnes de Brebi deux zones d'Ostracodes avec l'extension des formes index : la zone à *Phlyctocythere eocaenica* Keij, sous la niveau à *Pycnodonte gigantica*, et la zone à *Paijenborchella tricostata* (L n k s.), au-dessus de ce niveau. L'auteur considère la première zone éocène et la deuxième de passage Eocène/Oligocène, „...dans laquelle s'achève l'évolution des dernières espèces éocènes et apparaissent les premières espèces du nouvel ensemble faunique de type Oligocène (Olteanu, 1977¹¹, p. 18). En effet, pour nous, la zone à *Paijenborchella tricostata* doit être attribuée à l'Oligocène et sur la base des Ostracodes, la limite Eocène/Oligocène est tracée entre les deux zones.

L'étude des associations des Foraminifères planctoniques, qui fait l'objet de cet ouvrage, vient confirmer l'interprétation mentionnée ci-dessus quant à l'emplacement de cette limite en Transylvanie.

III. Les associations de Foraminifères planctoniques des Marnes de Brebi

La dernière unité lithostratigraphique de l'Eocène du Nord-Ouest de la Transylvanie est représentée par les Marnes de Brebi, situées entre le Calcaire de Cluj à la base et le Calcaire de Hoia ou les Couches de Mera à la partie supérieure (pl. I).

Les analyses micropaléontologiques plus anciennes sur les Marnes de Brebi (= Marnes à Bryozoaires) ont mis en évidence l'abondance en Foraminifères benthiques, en signalant quelques formes planctoniques aussi.

Ainsi, dans la liste présentée par Koch (1894) apparaissent 5 espèces de Foraminifères planctoniques (quelques-uns incorrectement déterminées), auxquelles Barbu (1956, 1961, 1963) ajoutent 3 espèces et une sous-espèce. Nos recherches mettent en évidence une riche faune de Foraminifères planctoniques, dont nous avons déterminé 40 taxons, à savoir : *Globigerina linaperta* Finlay, *G. inaequispira* Subbotina, *G. bulloides compacta* Subbotina, *G. hagni* Gohrbandt, *G. gnaucki* Blow & Banner, *G. corpulenta* Subbotina, *G. ouachitaensis* Howe & Wallace, *G. praebulloides leroyi* Blow & Banner, *G. postcretacea* Mjatliuk, *G. tripartita* Koch, *G. inflata* d'Orb., *G. eocaena* Gumbel, *G. officinalis* Subbotina, *G. gortanii* gortanii Borsetti, *G. ciperoensis angustumibilicata* Bölli, *G. ciperoensis ciperoensis* Bölli, *G. ampliapertura* Bölli, *G. tapurensis* Blow & Banner, *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole), *Gt. cerroazulensis pomeroli* Toumarkine & Bölli,

¹⁰ R. Olteanu. Etude stratigraphique et micropaléontologique des dépôts éocène-oligocènes de la région de Cluj-Mera-Săvădisla (résumé de la thèse de doctorat, en roumain), Univ. „Al. I. Cuza“, 1977, Iasi.

¹¹ Op. cit., point 10.



Gt. cerroazulensis cocoaensis Cushman, *Gt. cerroazulensis cunialensis* Toumarkine & Bölli, *Gt. bolivariana bolivariana* (Petters), *Gt. bolivariana pannonica* Samuel, *Gt. variabiliformis* (Subb.), *Gt. increbescens* Bandy, *Gt. brevispira* (Subb.), *Gt. munda* (Jenkins), *Gt. liverovskae* (Bykova), *Gt. opima nana* Bölli, *Gt. pseudotopilensis* (Subb.), *Gt. continuosa* Blow, *Gt. rugosoaculeata* (Subb.), *Subbotina crassaformis* Galloway & Wissler, *Globigerinita unicava* Bölli, Loeblich & Tappan, *Globigerapsis rubriformis* (Subb.), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *P. naguewichiensis* (Matiuk), *Chiloguembelina gracilima* Andreæ, *Chiloguembelina cubensis* Palmer.

Les coupes, échantillonnées de façon rigoureuse, se placent dans l'aire du Meseș — où les Marnes de Brebi ont 50—60 m d'épaisseur — et sont, du Nord au Sud les suivantes : Valea Pietrii au SO de Ciglean (fig. 1, coupe I) ; Valea lui Jolj à l'Est de Brebi (fig. 1, coupe II), vallée du Pomătu au Sud de Moigrad (fig. 1, coupe III) ; vallée de Bozna, dans le village Bozna (fig. 1, coupe IV), et vallée Dănaïi à l'Ouest de Bodia (fig. 1, coupe V).

Dans celles-ci nous avons observé la répartition des Foraminifères planctoniques et leur fréquence relative, ce qui nous a permis de séparer deux zones de Foraminifères planctoniques d'importance chrono-stratigraphique particulière.

La coupe la plus représentative du point de vue microfaunique est celle de Valea lui Jolj (fig. 2) — section type des Marnes de Brebi — qui sera présentée en détail. Les autres sont des coupes complémentaires, surtout pour la partie supérieure de la formation, et seront traitées plus sommairement.

Dans le versant droit de Valea lui Jolj (fig. 2) les premiers 6 mètres de l'horizon des Marnes de Brebi sont presque dépourvus de Foraminifères planctoniques, l'échantillon 111 prélevé au dessus du niveau à *Nummulites fabianii* (marnocalcaires à rares Nummulites) n'a livré aucune microfaune, seulement l'échantillon 112 — contient de *Globigerina ouachitaensis*. Sur les suivants 30 m, jusqu'à la base du niveau à *Pycnodonte gigantica*, apparaissent dans l'association de Foraminifères planctoniques des représentants du groupe *Globorotalia cerroazulensis* (fig. 2), ce qui a permis la délimitation de la zone à *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis*.

L'intervalle comportant l'occurrence de la sous-espèce *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*, de la partie supérieure de la zone mentionnée, offre la possibilité de séparer la subzone à *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*, la dernière subzone du Priabonien mésogénien. La situation est pareille à celle du Piémont, présentée par Gelati (1974), qui sépare dans la zone à *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* deux subzones : dans la partie inférieure la subzone à *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*, correspondant approximativement à la zone standard de Foraminifères planctoniques P 16 de l'échelle de Blow



(1969), et à la partie supérieure — la subzone à *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis*, correspondant à la zone standard P 17 (fig. 7).

Une fois séparée la subzone à *Globorotalia cunialensis*, retenons pour la subdivision inférieure le nom de subzone à *Globorotalia cer-*

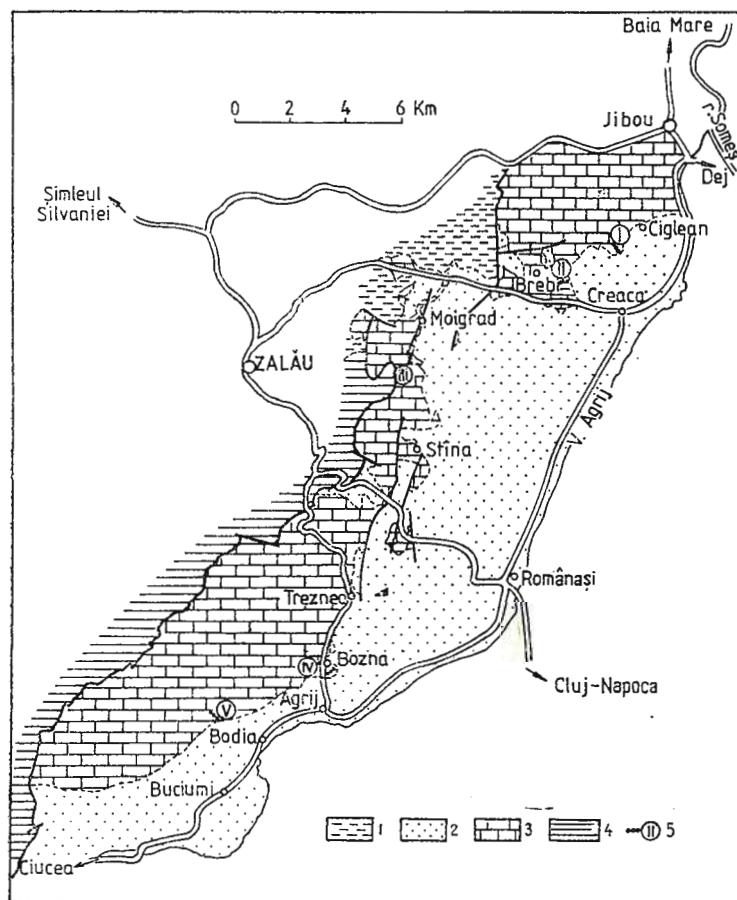


Fig. 1. — Esquisse géologique de l'aire du Meseș, avec la localisation des sections échantillonées.

1, Miocène ; 2, Cligocene ; 3, Eocène ; 4, roches métamorphiques ; 5, coupe échantillonnée.

azulensis cocoaensis avec l'extension de celle accordée par Gelati (1974), sans avoir trouvé dans nos coupes d'indices sur la limite inférieure.

L'association de Foraminifères planctoniques de la subzone à *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* de Brebi comporte de : *Globigerina*

gortanii, *G. praebulloides*, *G. inflata*, *G. linaperta*, *G. eocaena*, *G. ouachitaensis*, *G. bulloides compacta*, *G. inaequispira*, *Globorotalia variabiliformis*, *Gt. liverovskae*, *Gt. bolivariana bolivariana*, *G. bolivariana pannonica*, *Gt. cerroazulensis cerroazulensis*, *Gt. cerroazulensis pomeroli*, *Gt. cerroazulensis cocoaensis*.

La subzone supérieure à *Globorotalia cerroazulensis cunialensis* comprend : *Globigerina eocaena*, *G. praebulloides*, *G. postcretacea*, *G. offi-*

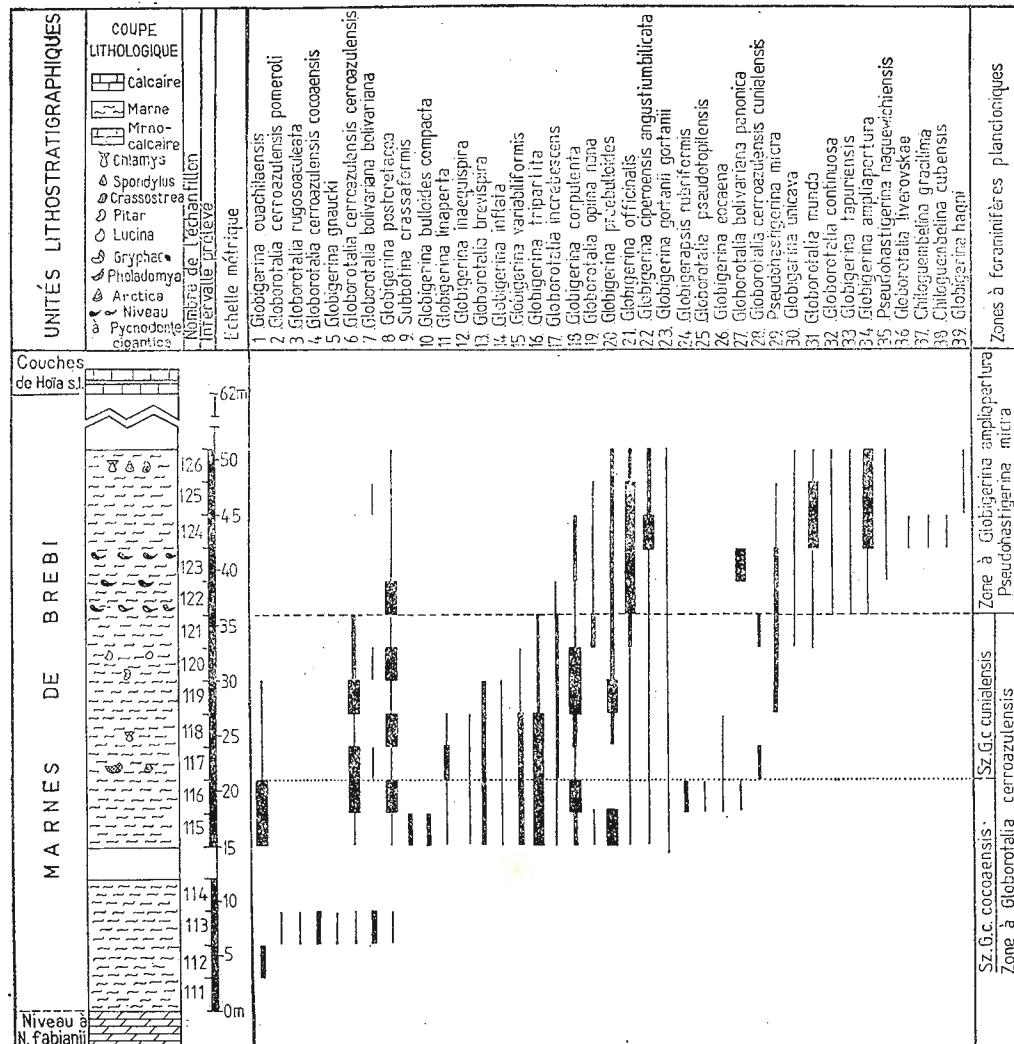


Fig. 2. — Distribution des foraminifères planctoniques dans les Marnes de Brebi de leur section type — Valea lui Jolj (E de la localité de Brebi).



cinalis, *G. angustumumbilicata*, *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *Gt. cerroazulensis cunialensis*, *Gt. bolivariana bolivariana*, *Gt. bolivariana pannonica*, *Pseudohastigerina micra*.

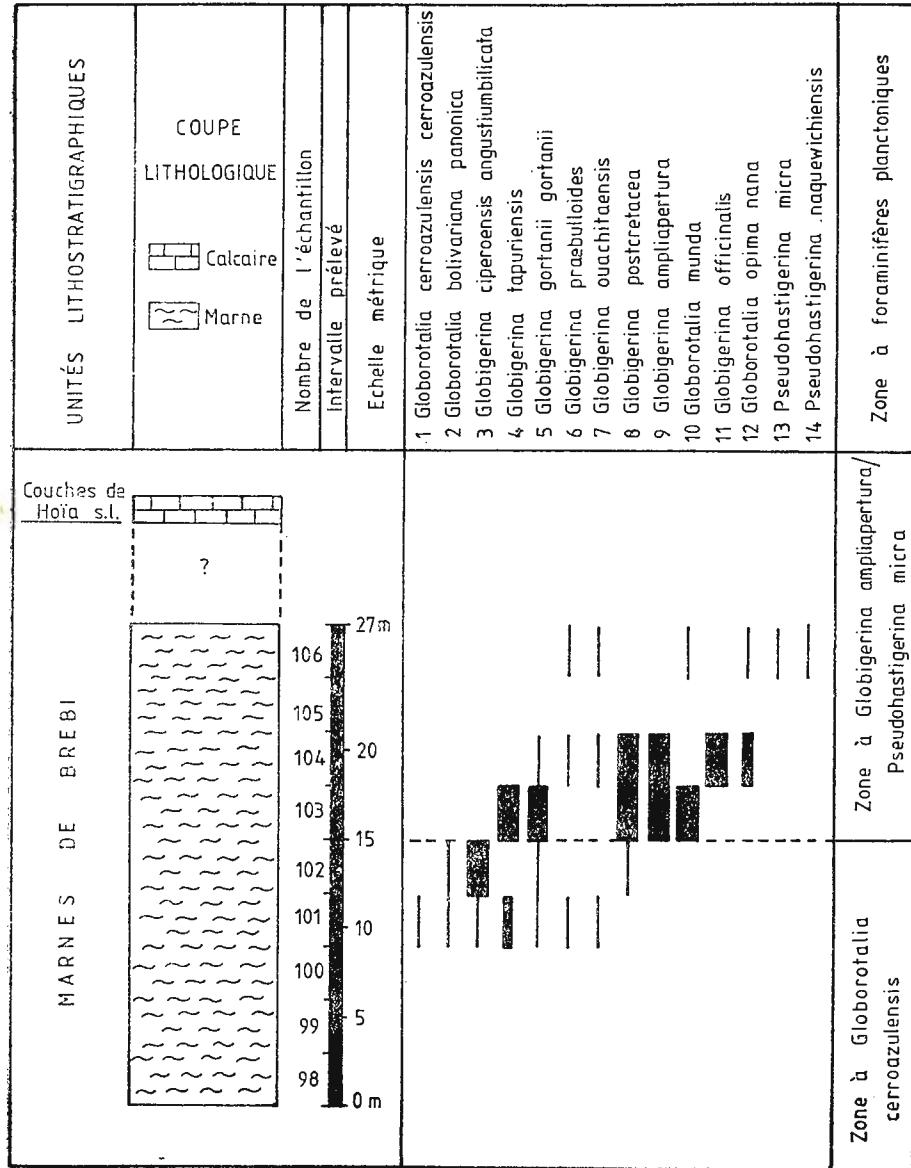


Fig. 3. — Distribution des foraminifères planctoniques dans les Marnes de Brebi de la section située sur la vallée du Pomătu (S de la localité de Moigrad).

Dans les coupes de la vallée du Pomătu près de Moigrad (fig. 3, échantillons 101 et 102) et sur la vallée Dăñăii de Bodia (fig. 4, échantillon 386) la zone à *Globorotalia cerroazulensis* est faiblement représentée et on ne peut pas la subdiviser.

Dans les dépôts placés entre le Calcaire de Cluj et le niveau à *Pycnodonte gigantica* du nord-ouest de la Transylvanie, c'est-à-dire dans l'intervalle de la zone à *Globorotalia cerroazulensis*, on trouve une riche faune de Foraminifères benthiques, dont les plus fréquents sont : *Pararotalia lithothamnica lithothamnica* (Uhlig), *P. lithothamnica pinaren sis* Cushman & Bermudes, *Miliolina trigonula* (Lmk), *Cibicides dampelae dampelae* Bykova & Chramaja.

L'ensemble de Foraminifères planctoniques rencontré dans la zone à *Globorotalia cerroazulensis* de Transylvanie rappelle très bien celui connu du même intervalle en Italie : dans les Marnes de Brendola du stratotype (M. B. Cita, 1969), dans la coupe de Possagno (Toumařkin et Bölli, 1970, 1975) et surtout dans la coupe de Costa Merlassino (Gelati, 1974). Gelati (1974) remarque l'absence, dans cette coupe, des marqueurs importants (*Hantkenina*, *Globigerinatheka*, *Cassigerinella chipolensis*), tout en précisant que leur absence dans la faune de Foraminifères planctoniques ne rends pas impossible la délimitation des biozones, puisque la présence des taxons contemporains du groupe *Globorotalia cerroazulensis*, *Globigerina ampliapertura*, *G. tapuriensis*, *Pseudohastigerina micra* etc. est suffisante.

L'intervalle stratigraphique des Marnes de Brebi, délimité entre le niveau à *Nummulites fabianii* à la base et le niveau à *Pycnodonte gigantica* à la partie supérieure, peut être corrélé — à partir de la faune des Foraminifères pélagiques — avec les Marnes à Bryozoaires d'Hongrie, abritant la zone à *Turborotalia cocoaensis* (Sztrákos, 1974) ; avec les dépôts Priabonien supérieur de M. Bakony, dans lesquels Samuel (1972) a séparé la zone à *Globigerina angustumibilicata* ; avec les dépôts de l'Eocène supérieur (zone à *Globigerina officinalis* — Samuel et Salaj, 1968) des Carpates occidentales (Slovaquie) ; avec les dépôts de l'Eocène supérieur de Pologne, qui renferment la première association à *Globigerina ampliapertura*, *G. praebulloides*, *Globorotalia cerroazulensis* (= *Turborotalia centralis*) etc. (Pożarska et Odrzywolska-Bienkowa, 1977) ; avec les dépôts d'âge éocène supérieur du niveau des couches à *Lirolepis caucasica* Rom. (Subbotina, 1953) de Crimée, Caucase, Mangışlak et Ust-Iurt etc.

Au niveau des premiers exemplaires de *Pycnodonte gigantica* (échantillon 122 dans la coupe de Valea lui Jolj, fig. 2) disparaissent une série de taxons tels que *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *Gt. cerroazulensis cunialensis*, *Globigerina tripartita* et apparaissent les espèces *Globigerina ampliapertura*, *G. tapuriensis* et *Globorotalia continuosa*. Cette coupure bionomique est bien évidente aussi dans la coupe de Moigrad, entre les échantillons 102 et 103 (fig. 3).

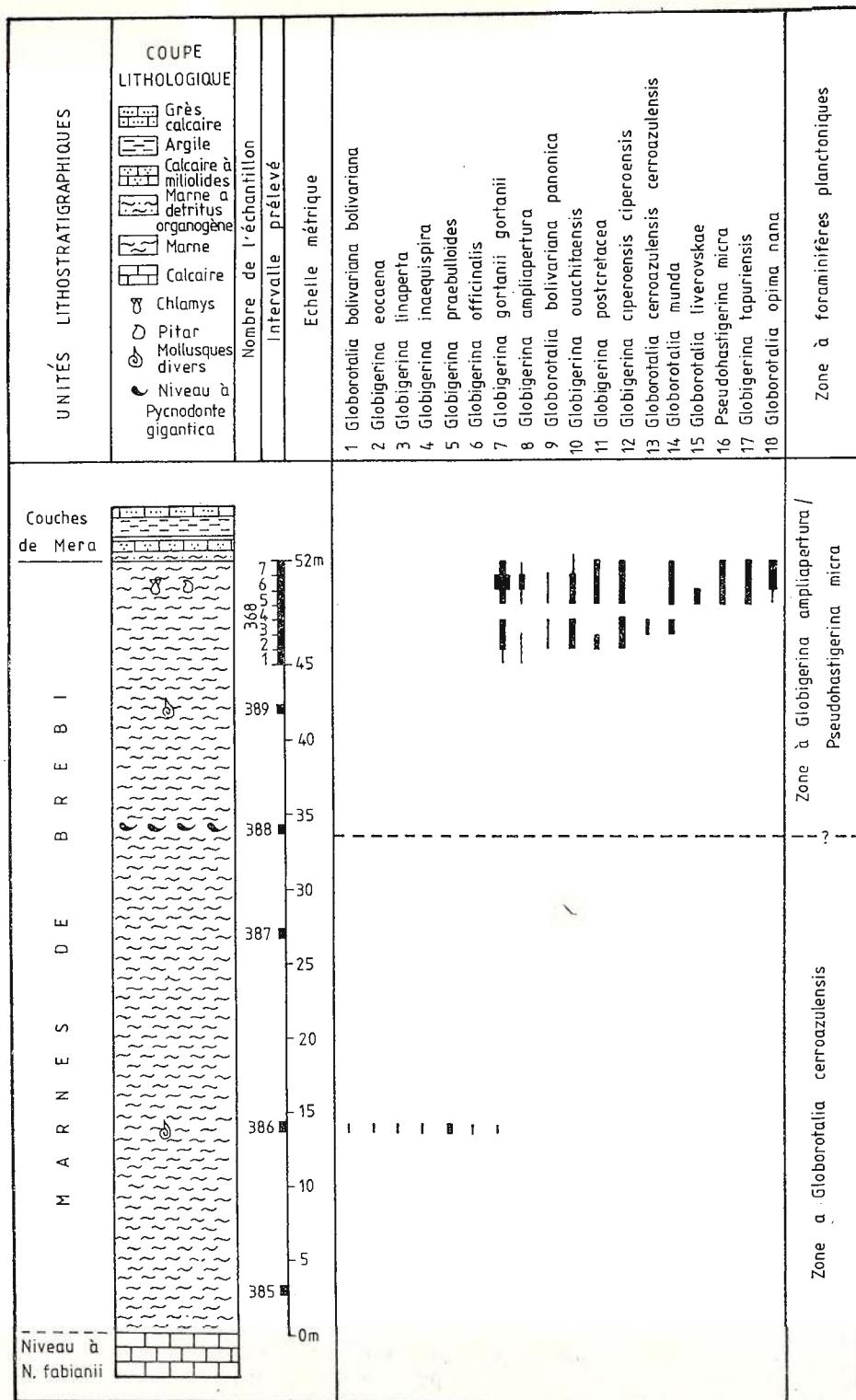


Fig. 4. — Distribution des foraminifères planctoniques dans les Marnes de Brebi de la section située sur la vallée Dăñăli (O de la localité de Bodia).

Dans l'intervalle entre le niveau à *Pycnodonte gigantica* et le Calcaire de Hoia apparaissent également dans le bassin les formes : *Globigerina hagni*, *G. liverovskae*, *G. ciperoensis ciperoensis*, *Chiloguembelina gracilima*, *C. cubensis* et *Pseudohastigerina naguewichensis* tandis que les espèces *Globigerina officinalis*, *G. angustumibilicata* et *Globorotalia munda*, rencontrées aussi plus bas, ont ici la fréquence maximale. La présence du taxon *Globigerina ampliapertura* offre la possibilité de séparer la zone à *Globigerina ampliapertura*, telle qu'elle a été distinguée par Berggren (1969 a) et Postuma (1971). Pour l'intervalle de distribution simultanée des espèces *Globigerina ampliapertura* et *Pseudohastigerina micra*, Gelati (1974) propose la zone à *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra*, correspondant à-peu-près aux zones standard P 18 et P 19 de Blow (1969), zone utilisée aussi dans la présente étude (fig. 7).

La partie terminale des Marnes de Brebi, qui n'affleure pas dans la coupe de Brebi, a pu être échantillonnée dans les sections de Ciglean (fig. 5), Bozna (fig. 6) et Bodia (fig. 4) ; on a établi que l'association de la zone à *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra* était rencontrée jusque sous les Couches de Mera. Il est bien probable que dans cet intervalle apparaisse une série de formes remaniées, tel qu'on suppose qu'il se passe probablement avec les exemplaires de *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* des échantillons 423/2—3 de Bozna (fig. 6) et 368/3 de Bodia (fig. 4).

L'absence de certaines espèces planctoniques tropicales présentes d'habitude à la limite Eocène/Oligocène dans le domaine mésogénien, par exemple *Cribrohantkenina danvillensis* (Howe & Wallace), *Cassigerinella chipolensis* (Cush. & Ponton) est supplante en Transylvanie par des espèces contemporaines, presque également importantes, notamment : *Chiloguembelina gracilima*, *Globigerina tapuriensis*, *G. angustumibilicata*, *G. continuosa*, *G. unicava*, *G. munda*, *Globorotalia liverovskae*, *Pseudohastigerina naguewichiensis*.

La présence de ces taxons dans l'intervalle situé entre le niveau à *Pycnodonte gigantica* et le Calcaire de Hoia atteste l'âge oligocène de la partie supérieure des Marnes de Brebi.

Nous signalons que dans les joints marneux des Calcaires de Cozla de la station balnéaire de Buzușa nous avons rencontré les formes *Pseudohastigerina micra* et *Chiloguembelina gracilima*, espèces qui dans l'aire du Meseș n'apparaissent ensemble que dans la zone à *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra*. Leur présence à environ 8 m sous le sommet de la formation calcaire prouve qu'au moins cette section de la partie terminale du Calcaire de Cozla de l'aire de Preluca appartient à l'Oligocène.

L'association de Foraminifères planctoniques de la zone à *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra* de Transylvanie est presque identique avec son homonyme établi par Gelati (1974) à Costa Merlassimo au Piémont et avec celle mentionnée par Toluma-



kine et Bölli (1975) à Possagno, dans les dépôts oligocènes situés au-dessus de la zone à *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*.

Berggren (1969 b) présente des faunes comparables des Foraminifères dans les dépôts de l'Oligocène inférieur à *Pseudohastigerina micra*, *Globigerina officinalis* et *Globorotalia munda* de Belgique, Pays-

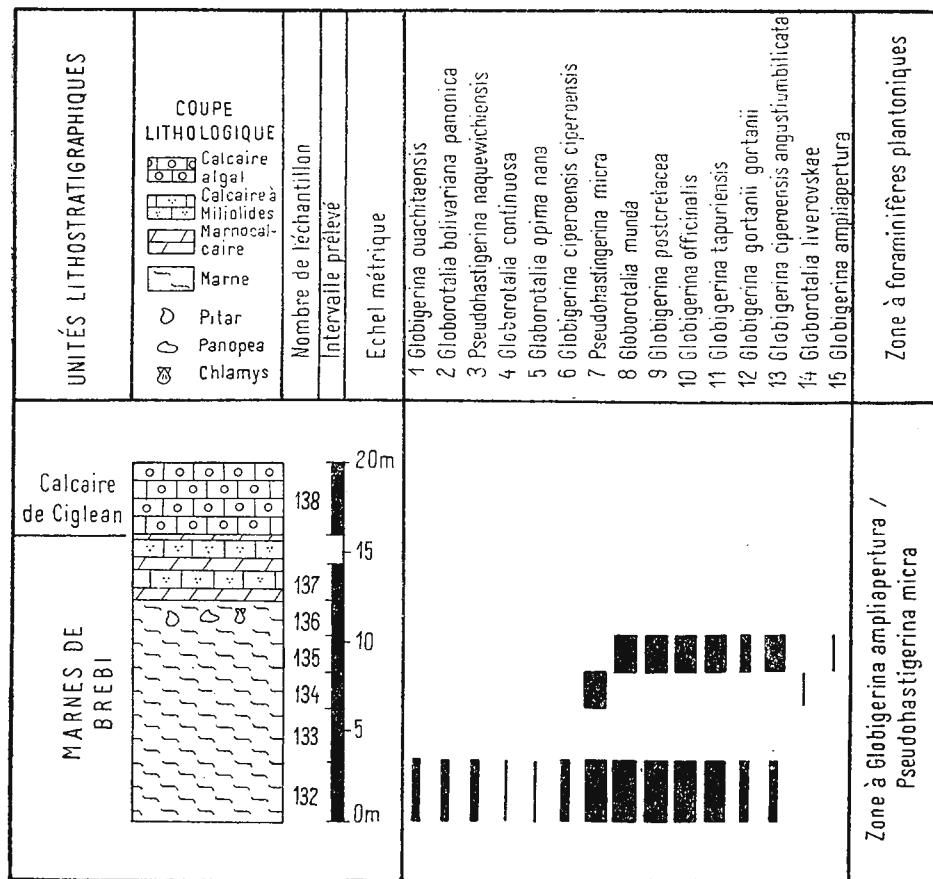


Fig. 5. — Distribution des foraminifères planctoniques dans les Marnes de Brebi de la section située sur le ruisseau Valea Pietrii (SO de la localité de Ciglean).

Bas et du Nord de l'Allemagne. Dans le sud de la partie européenne de l'Union Soviétique on connaît des associations à *Pseudohastigerina micra*, *P. naguewichiensis*, *Globorotalia liverovskae*, *Globigerina officinalis*, *G. ouachitaensis* etc. dans des dépôts de l'Oligocène basal (Horizon de Khadum et de Polianitzk) (voir Subbotina, 1953, 1960; Pečenkina, 1971; Pečenkina et Holodina, 1971).

Chez nous, une microfaune caractéristique pour la zone à *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra* a été rencontrée à la partie terminale des Marnes d'Olănești (Popescu et al., 1976, p. 270), mais on l'a considérée comme appartenant au Priabonien. Nous pensons qu'elle appartient en réalité à l'Oligocène basal (post-Latorfien).

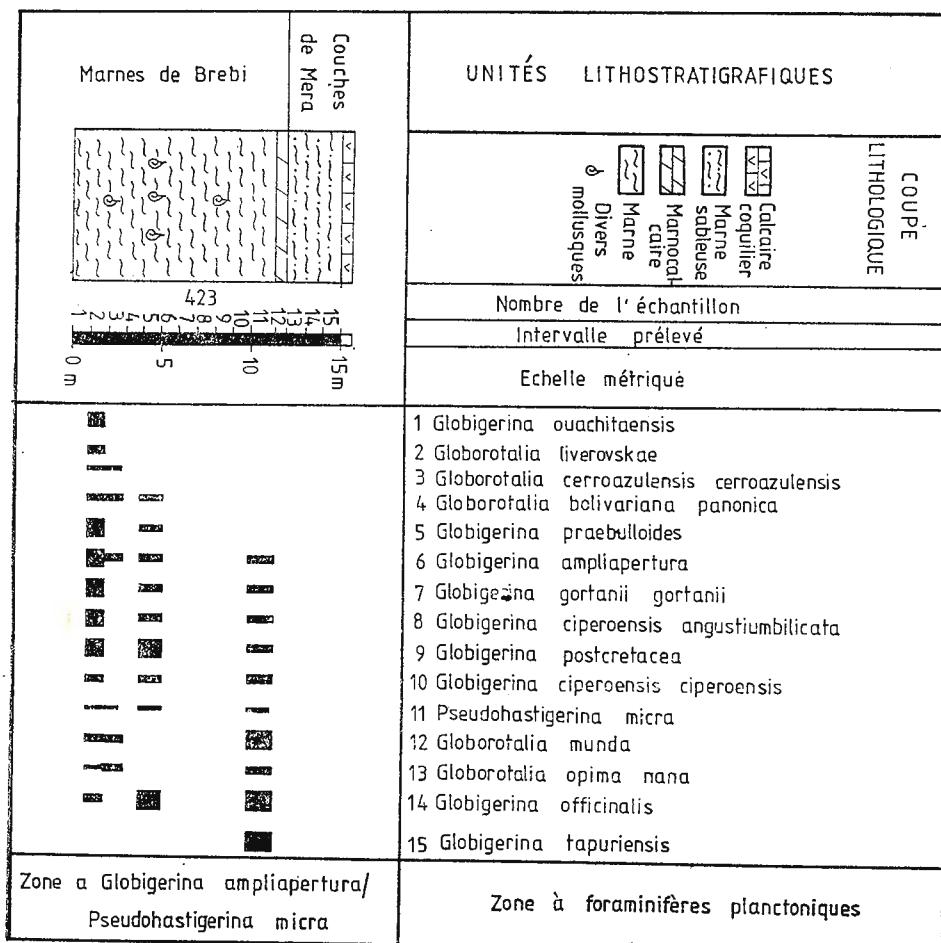


Fig. 6. — Distribution des foraminifères planctoniques dans les Marnes de Brebi de la section située sur la vallée de Bozna (localité de Bozna).

Dans l'association de Foraminifères benthiques, *Pararotalia lithothamnica pinarensis* Cushman & Bermudez reste toujours à la même fréquence élevée, ainsi qu'au-dessous du niveau à *Pycnodonte gigantica*, suivie par *P. lithothamnica lithothamnica* (Uhlig), *P. curry* Loeblich & Tappan, *P. audouini* (d'Orb.), *Almaena alticosta* (Ten

BOLLI 1966 Les Caraïbes	BLOW 1969	BERGGREN 1969 Libie	BAUMANN 1970 Appénin central	TOUMARKINE & BOLLI 1970, 1975 Treviso	GELATI 1974 Piémont	IVA & RUSSU 1979 Transylvanie	Chronostratigraphie
							Unités
<i>Globigerina ampliapertura</i> <i>Pseudostegigerina ampliapertura</i> <i>Pseudostegigerina sellii</i> <i>Globigerinella chipiensis</i> <i>Hastigerina mucra</i>	<i>Globigerina ampliapertura</i> <i>P 20</i>	<i>Globigerina ampliapertura</i> <i>Globigerina ampliapertura</i> <i>Globigerina sellii</i>	<i>Globigerina euaperta</i>	<i>Globigerina angiporoides</i> <i>Globigerina angiporoides</i>	<i>Globigerina ampliapertura</i> <i>Pseudostegigerina mucra</i>	<i>Globigerinella ampliapertura</i> <i>Pseudostegigerina mucra</i>	Marmitage
<i>Cassigerinella chipiensis</i> <i>Hastigerina mucra</i>	<i>Globigerina tapuriensis P 18</i>	<i>Globigerina gortanii P 18</i>	<i>Globigerina gortanii</i>	<i>Globigerina gortanii</i> <i>Globigerina centralis P 17</i>	<i>Globigerina gortanii</i> <i>Globigerina gortanii</i>	<i>Globigerina cerroazulensis</i> <i>Globigerina cerroazulensis</i>	NP23
<i>Globigerina cerro - azulensis</i>	<i>Cribroshankenia infusa</i> <i>P 16</i>	<i>Globigerina cerroazulensis</i>	<i>Globigerina cerroazulensis</i>	<i>Globigerina cerroazulensis</i>	<i>Globigerina cerroazulensis</i>	<i>Globigerinella cerroazulensis</i> <i>Globigerinella cerroazulensis</i>	NP22
<i>Globigerapsis seminivoluta</i>	<i>Globigerapsis mexicana</i> <i>P 15</i>	<i>Globigerapsis seminivoluta</i>	<i>Globigerapsis mexicana</i>	<i>Globigerapsis mexicana</i>	<i>Globigerinella cerroazulensis</i> <i>Globigerinella cerroazulensis</i>	<i>Globigerinella semivoluta</i>	NP21
							NP20
							E 0 C E N E
							P i a b o

Fig. 7. — Corrélation proposée de différentes zonations de foraminifères planctoniques de l'intervalle Eocène supérieur-Oligocène basal.



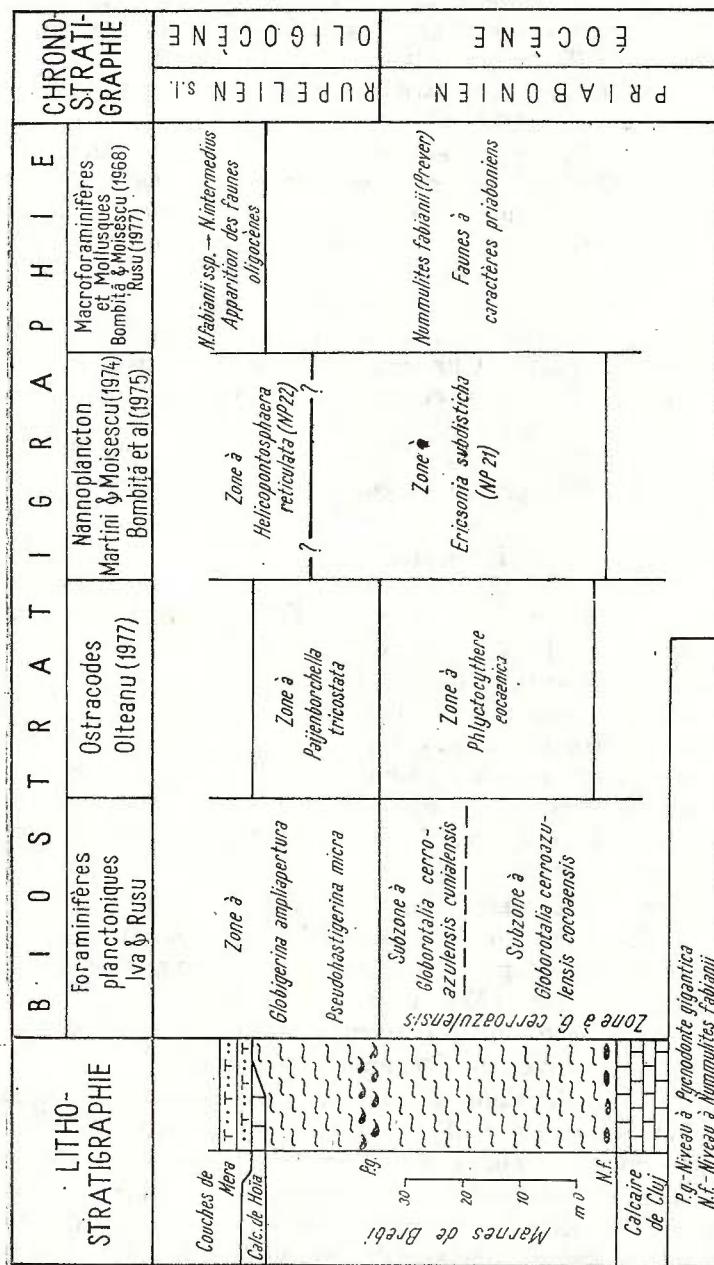


Fig. 8. — Correspondance entre les zones micropaléontologiques et la macrofaune à la limite Eocène/Oligocène en Transylvanie.

Dam & Reinhold) et *Asterigerina bradhorstiana* Grammann. Beaucoup de ces taxons sont connus dans les Broeckenhurst Beds en Angleterre (Loeblich & Tappan, 1957), dans les dépôts bartoniens s.l. et stampiens du Bassin de Paris (Le Calvez, 1970) et dans les Sables de Grimmertingen de Belgique (Willems, 1972).

Le seuil bionomique situé entre la zone à *Globorotalia cerroazulensis* et la zone à *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra* de Transylvanie, placé au même niveau que celui donné par des Ostracodes (fig. 8), correspond à la limite Priabonien/Oligocène dans les coupes de référence du Paléogène d'Italie.

Définie de la sorte, sur des faunes du domaine mésogénien, où le Priabonien — le dernier étage de l'Eocène — est bien délimité, il est certain que la limite Eocène/Oligocène est beaucoup plus précisément fixée que par des corrélations avec le domaine septentrional. Cette couverture se place dans la section type des Marnes de Brebi, à 25 m environ sous le sommet de ce membre et elle est marquée en Transylvanie, par une heureuse coïncidence, par le niveau-repère à *Pycnodonte gigantica*.

IV. Conclusions

La détermination de 40 taxons de Foraminifères planctoniques dans les Marnes de Brebi nous a porté à évidenter deux biozones avec une importance chronostratigraphique particulière : la zone à *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (avec deux sub-zones : la subzone à *Globorotalia cerroazulensis cocoaensis* et la subzone à *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*), caractéristique du Priabonien, zone reconnue pour la première fois dans notre pays, et la zone à *Globigerina ampliapertura/Pseudohastigerina micra*, d'âge oligocène, les deux considérées dans l'acceptation de GELATI (1974).

La limite entre les deux zones — donnée par l'extinction des taxons *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* et *Globorotalia cerroazulensis cunialensis* et l'apparition de l'espèce *Globigerina ampliapertura* correspondant à la limite Eocène/Oligocène du domaine mésogénien — se place dans le tiers supérieur des Marnes de Brebi et elle est marquée en Transylvanie par le niveau à *Pycnodonte gigantica*.

L'évolution des microfaunes marines (Foraminifères, Ostracodes) et du nannoplancton calcaire de Transylvanie prouve que la limite Eocène/Oligocène doit être placée au sommet du Priabonien, c'est-à-dire entre le Lattorfien et le Rupélien s.l. (Hénisien + Rupélien s.s.) ; le Paléogène transylvain offre lui-aussi la preuve de l'équivalence du Lattorfien septentrional (zone standard de nannoplancton NP 21) avec la partie supérieure du Priabonien mésogénien.



BIBLIOGRAPHIE

- Barbu I. Z. (1956) Contribuții la studiul microfaunei din paleogenul Transilvaniei de NV. *An. Univ. C. I. Parhon*, ser. *St. Nat.* 10, p. 155—163, București.
- (1961) Microfauna seriei marine superioare din imprejurimile Jiboului. *An. Univ. C. I. Parhon*, ser. *St. Nat., Geol.-Geogr.* 27, p. 37—54, București.
 - (1963) Microfauna depozitelor sedimentare paleogene din imprejurimile Clujului. *An. Univ. București*, ser. *St. Nat., Geol.-Geogr.* 37, p. 51—68, București.
- Batjes D. A. J. (1958) Foraminifera of the Oligocene of Belgium. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.* 143, 188 p., Bruxelles.
- Berggren W. A. (1969 a) Biostratigraphy and planktonic foraminiferal zonation of the Tertiary System of the Sirte Basin of Libya, North Africa. *Proc. I. Intern. Conf. Plankt. Microfossils* 1, p. 104—120, Leiden.
- (1969 b) Paleogene Biostratigraphy and planktonic Foraminifera of Northern Europe. *Proc. I Intern. Conf. Plankt. Microfossils* 1, p. 121—160, Leiden.
- Blow W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. *Proc. I. Intern. Conf. Plankt. Microfossils* 1, p. 190—314, Leiden.
- Bolli H. M. (1966) Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Bol. Inf. Asoc. Venezolana Geol. Min. Petrol.* 9, 1, p. 1—26, Enero.
- Bombiță G. (1957) Semnificația stratigrafică a citorva specii de numuliți din Transilvania. *Com. Acad. R.P.R.* VII, 10, p. 895—901, București.
- Moisescu V. (1968) Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie. *Mém. BRGM* 58, p. 693—729, Paris.
- Bratu Elena, Ghetea N. (1972) Zonarea depozitelor în facies de șotriile ale Paleocen-Eocenului (Carpații Orientali) pe baza foraminiferelor planctonice și a nannoplanctonului calcaros. *Stud. cerc. geol.* 17, 2, p. 232—334, București.
- Castellarin A., Cita M. B. (1969) La coupe priabonienne de Nago (Prov. Trento) et la limite Eocène-Oligocène. *Mém. BRGM* 69, p. 93—118, Paris.
- Cavelier C. (1968) L'Eocène supérieur et la base de l'Oligocène en Europe occidentale. *Mém. BRGM* 58, p. 507—527, Paris.
- (1972) L'âge priabonien supérieur de la zone à Ericsonia subdisticha en Italie et l'attribution des Latdorf Schichten à l'Eocène supérieur. *Bull. BRGM* (2), 1, 4, p. 15—24, Paris.
 - (1975) Le diachronism de la zone à Ericsonia subdisticha (Nannoplancton) et la position de la limite Éocène-Oligocène en Europe et en Amérique du Nord. *Bull. BRGM* (2), 4, 3, p. 201—225, Paris.
- Cita M. B. (1969) Le Paléocène et l'Eocène de l'Italie du Nord. *Mém. BRGM* 69, p. 417—428, Paris.
- Drooger C. W. (1964) Les microfaunes de l'Eocène-Oligocène du Bassin nordique. *Mém. BRGM* 28, p. 547—552, Paris.
- (1969) Microfauna close to the Eocene-Oligocene boundary in the boring at Kallo. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 11, p. 9—27, Bruxelles.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării cretacicului superior și paleogenului din bazinul Lăpușului (Nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petrol Gaze*, III, p. 19—44, București.



- Gelati R. (1974) Il limite Eocene-Oligocene nella successione stratigrafica di Costa Merlassino (Alessandria). *Riv. Ital. Paleont.* 80, 1, p. 49—74, Milano.
- Hofmann K. (1879) Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitatus während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közl.* IX, 5—6, p. 231—283, Budapest.
- (1887) Geologischen Notizen über die krystallinischen Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Anstalt f. 1885*, p. 31—61, Budapest.
- Hoooyberghs H. J. F. (1977) Remarks on the Eocene/Oligocene boundary, with some preliminary results of the study of Eocene/Oligocene planktonic Foraminifera in Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.* 85, 3—4, p. 117—127, Bruxelles.
- Keen M. C. (1968) Ostracodes de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur dans les Bassin de Paris, du Hampshire et de la Belgique et leur contribution à l'échelle stratigraphique. *Mém. BRGM* 58, p. 137—146, Paris.
- Keij A. J. (1957) Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.* 136, 210 p., Bruxelles.
- Kljushnikov M. N. (1964) L'Eocène supérieur d'Ukraine et le problème du Latorfien. *Mém. BRGM* 28, p. 777—788, Paris.
- Koch A. (1880) Über das Tertiär in Siebenbürgens. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Paläont.* I, p. 283—285, Stuttgart.
- (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I Paläogene Abtheilung. *Mith. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* X, 6, p. 177—399, Budapest.
- Korobkov I. A. (1961) K voprosu o graniče eočena i oligočena. *Sov. Gheol.* 9, p. 57—70, Moscova.
- Krutsch W., Lotsch D. (1957) Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. *Geologie* 6, 5, p. 476—501, Berlin.
- (1963) Gliederung und Parallelisierung der Ablagerungen des höheren Eozäns und des tieferen und mittleren Oligozäns in West- und Mitteleuropa und die Lage der Eozän/Oligozän-Grenze in diesem Gebiet. *Geologie. Beiheft* 38, p. 1—63, Berlin.
- Le Calvez Y. (1970) Contribution à l'étude des foraminifères paléogènes du bassin de Paris. Ed. CNRS, 326 p., Paris.
- Martini E. (1971) Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II Plankt. Conf.*, p. 739—785, Roma.
- Moisescu V. (1974) Nannoplankton-Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin (NW Siebenbürgisches Becken, Rumänien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1, p. 18—37, Stuttgart.
- Ritzkovski S. (1969) Die Grenze Eozän/Oligozäne in der Typus-Region des Unteroligozäns (Helmstedt-Egeln-Latdorf). *Mém. BRGM* 69, p. 233—237, Paris.
- Mészáros N. (1957) Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R., 174 p., București.
- Iliescu O., Petre I. (1970) Unele considerații asupra limitei Eocen-Oligocen în forajele de la Jac-Lupoiaia (Valea Agrijului, județul Sălaj), *D.S. Inst. Geol.* LV, 4, p. 165—173, București.



- Munier-Chalmas E. Ph., L'Apparent A. de (1893) Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), XXI, p. 438—488, Paris.
- Olteanu R., Popescu B. (1973) Contribuții paleontologice și sedimentologice privind evoluția ostracodelor în Eocenul de la vest de Cluj. *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. Geol.* 18, 1, p. 245—260, București.
- Pecenkina A. P. (1971) Mikropaleontologicheskaya harakteristika niznei ciasti oligoțena Krîma, Pricernomorskoi vpadinî, zapadno i centralinogo Predkavkazia. In „Strat. i paleogeogr. Kainoz. gazonest. obl. Iuga Sov. Soi.“ 31/39—32/40, p. 104—115, Moscova.
- Holodilina T. S. (1971) Nekotorie dannie o stratigrafii paleoghenovih otlojenii mejdurecia Volghi i Urala po faune foraminifer. In „Strat. i paleogeogr. Kainoz. gazonest. obl. Iuga Sov. Soi.“ 31/39—32/40, p. 25—36, Moscova.
- Pomerol Ch. (1964) Le Bartonien du Bassin de Paris; interprétation stratigraphique et essai de corrélation avec les bassins de Belgique et du Hampshire. *Mém. BRGM* 28, I, p. 153—168, Paris.
- Popescu B., Gheță N. (1972) Nannoplanctonul calcaros din orizontul marnelor cu briozoare de la vest de Cluj (Bazinul Transilvaniei). *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 3, p. 129—140, București.
- Bratu Elena, Gheță N., Popescu Daniela (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei formațiunilor paleogene dintre Olt și Olănești (Depresiunea Getică). *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXII, 4, p. 265—278, București.
- Postuma J. A. (1971) Manual of Planktonic Foraminifera. *Elsevier Publ. Company*, 420 p., Amsterdam.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bienkowa E. (1977) O górnym eocenie w Polsce. *Kwartalnik Geol.* 21, 1, p. 59—68, Warszawa.
- Roth P. H., Baumann P., Bertolino V. (1971) Late eocene-oligocene calcareous nannoplankton from Central and North Italy. *Proc. II Plankt. Conf.* p. 1 069—1 097, Roma.
- Rusu A. (1977) Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii). *An. Inst. Geol. Geofiz.* LI, p. 69—223, București.
- Drăgănescu A. (1976) Facies-zoned carbonate sedimentation at the time of the Hoia Limestone (Upper Tongrian) in NW Transylvania (Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.* XLVIII, p. 141—169, București.
- Samuel O. (1972) Planktonic Foraminifera from the Eocene in the Bakony mountains (Hungary). *Sbor. geol. vied, Západné Karpaty* 17, p. 165—206, Bratislava.
- Salaj J. (1968) Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geol. ústav D. Štúra*, 232 p., Bratislava.
- Stainforth R. M., Lamb J. L., Luterbacher H., Beard J. H., Jeffords R. M. (1975) Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *Kansas Univ. Paleont. Contrib. Art.* 62, 162 p., Lawrence.
- Subbotina N. N. (1953) Iskopaemie foraminiferi SSSR. Globigerinidi, Hantkeninidi i Globorotaliidi. *Trudi VNIGRI n. ser. L*, 76, 296 p., Leningrad.

- (1960) Pelaghiceskie foraminiferi paleoghenovih otlojenii iuga SSSR. In „Paleog. otloj. iuga Evrop. ciasti SSSR.“ p. 24—36, Moscova.
- Sztrákos K. (1974) Paleogene Planktonic Foraminiferal Zones in North-eastern Hungary. *Frags. Min. Pal.* 5, p. 29—60, Budapest.
- Toumarkine M., Bolli H. M. (1970) Evolution de *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) dans l'Eocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). *Rev. de Micropaléont.* 13, 3, p. 131—145, Paris.
- (1975) Foraminifères Planctoniques de l'Eocène Moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno. *Mém. suisses de Paléont.* 97, p. 69—83, Basel.
- Willems W. (1972) Benthonic Foraminifera from the type-locality of the Sands of Grimmertingen (Lower Oligocene of Belgium). *Bull. Soc. belge Géol-Paléont. Hydrol.* 81, 1—2, p. 27—51, Bruxelles.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

- Fig. 1 a, b. — *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* (Cole). Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 114.
- Fig. 2 a, b. — *Globorotalia cerroazulensis cocoensis* Cushman. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 113.
- Fig. 3 a, b. — *Globorotalia cerroazulensis possagnoensis* Toumarkine et Bolli. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 114.

Planche III

- Fig. 1 a, b, c. — *Globorotalia cerroazulensis cunialensis* Toumarkine et Bolli. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 117.
- Fig. 2, a, b, c. — *Globigerina officinalis* Subbotina. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.
- Fig. 3 a, b, c. — *Globorotalia bolivariana* Petters. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.

Planche IV

- Fig. 1 a, b. — *Globigerina ciperoensis angustumbilicata* Bolli. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 125.
- Fig. 2. — *Chiloguembelina gracilima* Andreae. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 124.
- Fig. 3 a, b, c. — *Globorotalia munda* Jenkins. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 126.
- Fig. 4 a, b, c. — *Pseudohastigerina naguewichensis* Mjatliuk. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 124.



Fig. 5 a, b, c. — *Pseudohastigerina micra* (Cole). Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 124.

Fig. 6. — *Chiloguembelina ex gr. cubensis* Palmer. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 124.

Planche V

Fig. 1 a, b, c. — *Globigerina bulloides compacta* Subbotina. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 115.

Fig. 2 a, b, c. — *Globigerina corpulenta* Subbotina. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 115.

Fig. 3 a, b, c. — *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 115.

Fig. 4 a, b, c. — *Globigerina praebulloides leroyi* Blow et Banner. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 115.

Planche VI

Fig. 1 a, b, c. — *Globigerina ciperoensis angustumbilicata* Bolli. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 124.

Fig. 2 a, b, c. — *Globigerina postcretacea* Mjatliuc. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 115.

Fig. 3 a, b, c. — *Globigerapsis rubriformis* (Subbotina). Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.

Fig. 4 a, b, c. — *Globigerina inaequispira* Subbotina. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 115.

Planche VII

Fig. 1 a, b, c. — *Globorotalia bolivariana pannonica* Samuel. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.

Fig. 2 a, b, c. — *Globigerina tripartita* Koch. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 115.

Fig. 3 a, b, c. — *Globorotalia (T.) increbescens* (Bandy). Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.

Fig. 4 a, b, c. — *Globigerina eocaena* Gumbel. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.

Planche VIII

Fig. 1 a, b, c. — *Globorotalia opima nana* Bolli. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.

Fig. 2 a, b, c. — *Globorotalia pseudotopilensis* Subbotina. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 116.

Fig. 3 a, b, c. — *Globigerina unicava* Bolli, Loeblich, Tappan. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 126.

Fig. 4 a, b, c. — *Globigerina inflata* Subbotina. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 119.



Planche IX

Fig. 1 a, b, c. — *Globigerina hagni* Gorham. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 126.

Fig. 2 a, b, c. — *Globigerina gortani* Borsetti. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 126.

Fig. 3 a, b, c. — *Globorotalia continuosa* Blow. Marnes de Brebi, Valea lui Jolj, échantillon 124.



POSITION DES MARNES DE BREBI DANS LA SUCCESSION LITHO - ET BIOSTRATIGRAPHIQUE DU PALÉOGÈNE
DE L'aire de Meșe (NO de Transylvanie)

MARIANA IVA, A. RUSU. Limite Eocène / Oligocène en Transylvanie.

PI. I

		UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES	MOLLUSQUES	ECHINIDES	OSTRACODES	MACROFORAMINIFÈRES	MICROFORAMINIFÈRES	NANOPLANCTON	ZONES STANDARD Nannoplanc. MARTINI-1970	ETAGES Forem.planct. BLOW-1965	
		Couches de Coruș	<i>Chlamys pseudobaudanti</i> <i>Glycymeris fichteli</i>				<i>Cribroplanion dolfusii</i> <i>Cribroelphidium onerosum</i>		NN1	N4	
		Couches de Sînmihai	<i>Crassostrea aginensis</i> <i>Polyymesoda bronniarti</i>	<i>Tymponotonus marginatus</i>					NP25	P22	
		Couches de Zimbor	<i>Amusiopecten burdigalensis</i> <i>Crassostrea cyathula s.s.</i> <i>Polyymesoda convexa s.s.</i>				<i>Globigerina ampliapertura</i> <i>Almaena hieroglyphica</i>	<i>Z. Sphenolithus ciperaensis</i>	NP24	P21	
		Grès de Var	<i>Polyemesoda convexa s.s.</i> <i>Cardium, Congeria</i>					<i>Z. Sphenolithus distentus</i>	NP23	P20	
		Couches de Cetate	<i>Lenticulum triangulum</i> <i>Cardium lipoldi</i> <i>Lenticulum vinogradskii</i> <i>Nucula comta</i>		<i>Haplocytheridea helvetica</i> <i>Cythereidea intermedia, C. pernota</i>		<i>Dorothyia textilaroides</i> <i>Glandulina aequalis</i>	<i>Z. Sphenolithus predistentus</i>			
		Couches de Illeanda									
		Couches de Creaca	<i>Cardium lipoldi</i> <i>Lenticulum vinogradskii</i>								
		Couches de Moigrăd									
		Couches de Mera	<i>Crassostrea multiplicata</i> <i>Polyemesoda vapincana</i> <i>Ampullinopsis crassatina</i> <i>Tymponotonus labyrinthum</i>	<i>Pecten arcuatus</i>	<i>Scutella subtrigona</i>	<i>Z. Cytheretta tenuistriata</i>	<i>Nummulites fabianii</i> → <i>N. intermedius</i>	<i>Spiroloculina elongata</i> <i>S. bidentata</i>	NP22	P19	
		Couches de Curtuiș				<i>Z. Paijenburchella tricostata</i>	<i>Nummulites chavanesi, N. fabianii</i>	<i>Pararotalia lithothamnica</i>	<i>Z. Helicopontosphaera reticulata</i>		
		Couche de Clujana				<i>Z. Phlyctocythere eocaenica</i>	<i>Discocyclina pratti</i> <i>Operculina alpina</i> <i>Silvestriella tetraedra</i>	<i>pinarensis</i>	<i>Z. Ericsonia subdisticha</i>	NP21	P17
		Marnes de Brebi	<i>Chlamys biarritzensis</i>		<i>Leiopedina samusi</i> <i>Laganum transsilvanicum</i> <i>Hemaster nux</i>	<i>Z. Pokorniella longicostata</i>	<i>N. chavanesi</i> <i>N. aff. fabianii</i> <i>N. aff. perforatus</i>	<i>Sphaerogypsina globulus</i>	<i>Z. Sphenolithus pseudoradians</i>	NP20	P16
		Niveau à <i>N. fabianii</i>				<i>Z. Hermanites longicostatus</i>	<i>Nummulites incrassatus</i>	<i>Pararotalia calcar</i>	<i>Pararotalia lithothamnica s.s.</i>		
		Calcaire de Cluj									
		Couches de Turbuța	<i>Lymnaea michelini</i> <i>Planorbis paciacensis</i>								
		Grès de Racoti	<i>Miltha gigantea</i>		<i>Schizaster archiaci</i> <i>Hemaster nux</i>		<i>Nummulites aff. fabianii</i> <i>Linderina brugesi</i>				
		Marnes de Mortanusa	<i>Crassostrea bersonensis</i> <i>Venus subaglaurae</i>	<i>Crassatella gigantica</i>	<i>Z. Quadracythere leghiensis</i> <i>Q. napocensis</i>		<i>N. garnieri, N. chavanesi</i>				
		Niveau à <i>N. perforatus</i>			<i>Z. Bairdopilata giberti</i> <i>Leguminocythereis striatopunctata</i>		<i>N. perforatus</i>				
		Couches de Căpuș	<i>Gryphaea eszterhazyi</i>	<i>Gryphaea grongnarii</i>	<i>Echinolampas calvimonitanus</i>		<i>N. millecaput, N. cressus</i>				
		Horizon du gypse inférieur	<i>Venerella secunda</i> <i>Anomia tenuistriata</i>	<i>Euspatangus hainaldi</i>	<i>Conocyclus conoideus</i>	<i>Z. Cytherella pustulosa</i>	<i>N. striatus</i>	<i>Alveolina elongata</i> <i>Alveolina fusiformis</i>			
		Couches de Jibou						<i>Pararotalia inermis</i> <i>P. spinigera</i>			

1. *Z. Truncorotaloides rohri* 2. *Z. Globorotalia cerroazulensis* 3. *Z. Globigerina ampliapertura / Pseudohastigerina micra*

Mollusques et Echinides - A. Rusu; Ostracodes - R. Olteanu; grands Foraminifères -

G. Bombiti - Microforaminifères - M. Iva - Nannoplanc. N. Ghetea

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

4. STRATIGRAFIE

PONTIANUL DE LA NORD DE CARANSEBEŞ¹
DE
VICTORIA LUBENESCU²

Pontian. New fossiliferous point. Mollusca. Systematic description. Biostratigraphy. Intermontane basins. Caransebeş.

Abstract

The Pontian North of Caransebeş. A new fossiliferous point with Lower Pontian fauna is pointed out in a zone much more southern than the one in which such deposits are known, namely the right side of the Timiş Valley. This fauna is similar to the Crivina fauna. Indications for the Portaferrian are missing.

Nota de faţă are ca obiect studiul unor moluşte recoltate de geologul V. Ştefanuț³ din depozitele neogene ale bazinului Caransebeş-Lugoj, cu ocazia unor prospecţiuni geologice efectuate în 1978.

Biostratigrafia Neogenului din regiune a format obiectul studiilor a numeroşi cercetători între care îi amintim pe Loczy (1882), Halaváts (1890—1893), Gillette (1943), Jekelius (1944), Marinescu (1967—1977), Florei (1970), Drăgănescu (1967), Lubenescu (1965⁴, 1970 a, b), Orăsanu et al. (1971).

În ultima lucrare asupra Pannonianului din Banat, Marinescu et al. (1978) separă Malvensian în sectorul de la est de valea Timişului și, respectiv, la nord de Caransebeş.

Lubenescu et al. (1970 a) semnalează la sud de Tincova numeroase exemplare de limnōcardiide și congerii (*Congeria partschi* etc.) și o asociatie de ostracode : *Pontoniella acuminata* (Zall.), *Paracypris*

¹ Predată la 29 martie 1979, acceptată pentru publicare la 2 aprilie 1979, comunicată în ședința din 6 aprilie 1979.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeş nr. 1, București, 32.

³ Mulțumesc colegului V. Ştefanuț pentru materialul paleontologic pus la dispoziție.

⁴ Arh. GPSMS, București.



lobata Zall., *Bakunella extensa* (Zall.), *Cytheridea pannonica* M. hes etc. ce se întâlnesc frecvent în Pontian. Cu toate acestea lipsa unor faune de moluște pontiene ne-a condus în a atribui depozitelor respective vîrstă pannoniană (zona C+D).

Punctele fosilifere necunoscute pînă în prezent sunt situate pe valea Borlanului, affluent drept al văii Tîmîș, la est de comuna Constantin Daicoviciu (Căvăran), la 15 km nord de Caransebeș.

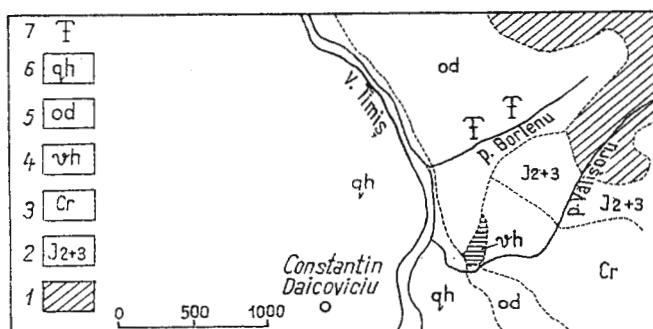


Fig. 1. — Schiță geologică a sectorului de la nord de Caransebeș.

1, Precambrian ; 2, Jurasic ; 3, Cretacic ; 4, Volhinian ;
5, Pontian-Odessian ; 6, Holocen (șesuri aluviale) ; 7, punct fosilifer.

Esquisse géologique du secteur situé au nord de Caransebeș.

1, Précambrien ; 2, Jurassique ; 3, Crétacé ; 4, Volhynien ;
5, Pontien-Odessian ; 6, Holocène (plaines alluviales) ;
7, point fossilifère.

Depozitele ceroctate sunt alcătuite din argile, marne, nisipuri argiloase cenușii și nisipuri feruginoase. Transgresiv și discordant peste formațiuni aparținînd Permianului, se dispun argile cenușii și gălbui uneori vineții, fin micacee, stratificate, cu intercalatii subțiri de nisipuri argiloase, fosilifere, care devin frecvente la partea superioară. Acestea suportă nisipuri cenușii, argiloase, micacee și mai rar nisipuri ruginii, cimentate, în care apar lumașele constituite dintr-o aglomerare de moluște. Depozitele terminale sunt reprezentate prin argile marnoase, cenușii, gălbui, fine, stratificate. În total a fost observată o succesiune litologică pe cca 50 m grosime în care dispoziția faunei de moluște este diferită. Astfel în partea bazală apare o asociație săracă iar în partea superioară, frecvența și diversitatea faunei crește. Din argilele primului afloriment au fost determinate :

- Congeria unguiculata* prae Müns t.
- Congeria* aff. *Congeria kyjovense* (Prochazka)
- Congeria zahalkai* Spalek
- Dreissenomya* (*Sinucongeria*) *aperta* (Deshayes)

Din cel de al doilea afloriment din nisipuri argiloase am determinat :

Congeria aff. Congeria kyjovensis (Prochazka)

Valenciennius cf. Valenciennius bonéi Hanganu

Limnocardium (Arpadicardium) mayeri Brus.

? *Pseudocatillus* sp.

Melanopsis sp.

De asemenea a mai fost determinată de Radu Olteanu o asociație de ostracode de vîrstă pontiană, pentru care îi mulțumim și pe această cale :

Pontoniella acuminata striata Mandelstam

Candona (Linaeocypris) reticulata (Mehes)

Amplocypris cf. major Krstic

Leptocythere sp.

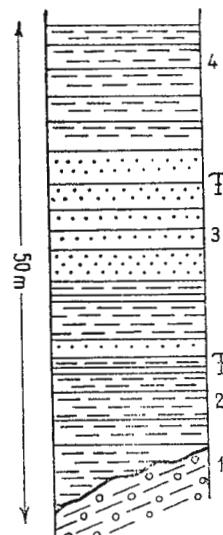
Din analiza paleontologică efectuată reiese că depozitele de pe valea Borlanului sunt similare cu cele de la Crivina. După cum arată Marinescu et al. (1977) aproximativ la mijlocul aflorimentului de

Fig. 2. — Coloană litologică în depozitele pontiene de pe pîrul Borlanului.

1, formațiuni permiene ; 2, argile cenușiu-gălbui și vineții, fosilifere, cu intercalări subțiri de nisipuri ; 3, nisipuri argiloase, fosilifere, și nisipuri ruginii, cu lumașele de moluște ; 4, argile cenușiu-gălbui, stratificate ; F, punct fosilifer.

Colonne lithologique dans les dépôts pontiens situés sur le ruisseau Borlanului.

1, formations permianes ; 2, argiles gris jaunâtre et violacées, fossilifères, avec minces intercalations de sables ; 3, sables argileux, fossilifères, et sables rouilleux, avec lumachelles de Mollusques ; 4, argiles gris jaunâtre, stratifiées ; F, point fossilifère.



la Crivina se întâlnește un banc de congerii dintre care menționează : *Congeria unguiculata*, *C. kyjovense*, *C. zahalkai* etc. De asemenea autorii remarcă abundența mare a *Congeriei kyjovensis* față de *C. zahalkai* și *C. unguiculata*, observație valabilă și pentru zăcăminte faunistice de la nord de Caransebeș. Într-adevăr *Congeria kyjovensis* este prezentă în cele 2 aflorimente, însă cu o frecvență mai mare în primul iar *C. unguiculata* și *C. zahalkai* se întâlnesc rar numai în primul afloriment.

Prezența congeriilor menționate mai sus în asociație cu *Dreissennomyia (Sinucongeria) aperta* și *Valenciennius cf. Valenciennius bonéi* și frecvențe ostracode din grupul *Pontoniella* și *Bakunella*, ne permit

a acorda vîrsta ponțiană depozitelor dintre Tincova și valea Vâlișorul (N de Caransebeș). Putem preciza că este prezent probabil Ponțianul inferior, lipsind deocamdată dovezi pentru Portaferrian.

Prin descoperirea faunelor de mai sus se pot trage și concluzii de ordin paleogeografic.

Observații paleontologice

Congeria aff. C. kyjovense (Prochazka)

Pl., fig. 1, 3, 5, 6

Descriind pentru prima dată această specie din colecția lui Prochazka, Spalek a avut la dispoziție un material paleontologic aflat într-o stare precară de conservare, reprezentat numai prin părți din zona umbonală pe care le-a figurat numai cu partea internă. Autorul remarcă robustețea lor față de *Congeria ornitopsis* precum și carena tăioasă situată foarte aproape de marginea inferioară.

Lipsa unor date mai precise privind aspectul morfologic al speciei *C. kyjovensis*, ne crează unele dificultăți de comparație. Exemplarele studiate de noi sunt bine conservate, par a fi de talie ceva mai mare și cu aripa dorsală bine evidențiată. Pe cîmpul dorsal este vizibilă o zonă depresionară situată în apropierea marginii dorsale superioare. Spre deosebire de exemplarele figurate de Spalek, specimenele noastre au marginea dorsală superioară dreaptă, de lungime aproape egală cu cea dorsală inferioară, cu care se racordează treptat, formind un unghi de cca 90 grade.

Considerăm că exemplarele noastre aparțin probabil unei subspecii noi, asupra căreia vom reveni într-o viitoare lucrare.

Valenciennius cf. Valenciennius bonei

Pl., fig. 4

În depozitele argilo-nisipoase superioare am întîlnit și o specie de *Valenciennius* de talie medie bogat ornamentată cu coaste concentrice, subțiri, dezvoltate în mod egal pe toată suprafața, aşa cum remarcă și Hanganu în diagnoza dată pentru această specie (p. 23). Exemplarul nostru, nu este bine conservat în regiunea pliului sifonal, dar se asemănă cel mai mult la talie și aspect morfologic cu cel descris de Hanganu din depozitele Ponțianului inferior din bazinul dacic. Specia nu a mai fost semnalată în Ponțianul pannonic.

BIBLIOGRAFIE

Drăgănescu A. (1967) Contribuții la biostratigrafia depozitelor pannoniene de pe rama estică a bazinului Lugoj (regiunea Crișu-Crivina-Jurești). D.S. Inst. Geol. LV/5, București.



- Florei N. (1972) Stratigrafia și fauna Neogenului de pe bordura nordică și nord-vestică a Munților Semenic (regiunea Zorlențul Mare-Delinești-Rugi). Univ. București Fac. Geol.-Geogr., Teză de doctorat, București.
- Gillet Susette (1943) Les Limnocardiides des couches a Congeries de Roumanie. *Mém. Inst. géol. roum.*, IV, București.
- Halaváts J. (1893) Die Umgebung von Lupak, Kölnic, Szocson und Nagy-Zorlenz. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. fur* 1891, Budapest.
- (1897) Die westliche Umgebung von Karansebeș. *Jahrb. d. k. ung. geol. R.A.* Budapest.
- Hanganu Elisabeta (1972) Des especes de Valenciennius au Pontien du Bassin Dacique. *Rev. Roum. Géol. Géogr. Ser. Géologie*, 16/1, București.
- Loczy L. (1882) Geologische Notizen aus dem Nordlichen Teile des Krasser Komitates. *Foldt. Kozl. Kiadja e magyar. Fldt. Tarsulat*, Bd. XLI, Budapest.
- Lubenescu Victoria, Sîrbu Filofteia, Odobescu Tamara (1970 a) Contribuții la stratigrafia Neogenului din regiunea Reșița, Caransebeș, Lugoj (Banatul de est). *D.S. Inst. Geol.* LV/4, București.
- Pavnotescu Viorica (1970 b) Contribuții la stratigrafia Neogenului din bazinul Caransebeș. *D.S. Inst. Geol.* LVI/4, București.
- Marinescu Fl. (1967) Observații asupra Pannonianului de la Caransebeș. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geogr. geofiz. seria Geologie*, L/2, București.
- red. coord. (1972) Guide l'excursion de la V-e réunion du groupe de travail pour le Paratethis. *Inst. Geol. Guide* 9, Bucarest.
- Olteanu R., Rogge-Tărănu Elena, Popescu Agapia (1977) Le Pannonien du Banat. *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXIII/4, București.
- Orăsanu T., Marinescu Fl., Potocceanu Elena, Olteanu R. (1971) Biostratigrafia depozitelor neogene de pe rama nord-vestică a munților Poiana Ruscă. *D.S. Inst. Geol.* LVII/4 (1969), București.
- Spalek V. (1937) Dreisseney skupiny triangulares na Morave. *Acta societatis scient. nat. morav.* X/6, Brno.

DISCUȚII

Fl. Marinescu: Nota prezentată de autor are o importanță deosebită, pentru completarea imaginii paleogeografice reconstituită de noi în anii trecuți. Este astfel interesant de remarcat existența acestei ingresiuni la nivelul Pontianului inferior, ingresiune pusă bine în evidență de profilul descris acum. Așa cum reiese din prezentare, aici lipsesc depozitele de la baza profilului Criciova-Crivina, fiind prezente doar depozitele ce apar la Crivina. De asemenea trebuie subliniată răspândirea speciei *Congeria kujovense*; în Banat a fost întâlnită nu numai în acest sector, dar și mai spre vest, la sud de Zorlenț, unde ceea ce am semnalat mai de mult drept *Congeria cf. C. croatica* nu este altceva decit tot această specie.



LE PONTIEN DU NORD DE CARANSEBEŞ

(Résumé)

Les auteurs présentent l'étude de quelques Mollusques récoltés des dépôts néogènes du Bassin de Caransebeş-Lugoj.

Les points fossilifères, inconnus jusqu'à présent, sont situés sur le ruisseau Borlanului, affluent droit de la vallée du Timiş, à l'Est de la commune Constantin Daicoviciu (Căvăran). On y a déterminé *Congeria ungulacaprae* Müns., *C. aff. C. kyjovensis* (Prochazka), *C. zahalkai* Spalek, *Dreissenomya (Sinucongeria) aperta* (Desh.), *Valenciennius cf. bonei*. Les dépôts du ruisseau Borlanului sont pareils à ceux de Crivina. L'analyse paléontologique effectuée révèle la présence du Pontien inférieur (Odessien), faute d'indices pour le Portaferrien.

Congeria aff. Congeria kyjovensis semble être une sous-espèce de *Congeria kyjovensis* (Prochazka).

La présente note, qui a un caractère préliminaire, apporte des compléments sur l'aspect paléogéographique du Bassin de Caransebeş-Lugoj dans le Pontien.

EXPLICATIA PLANŞEI

- Fig. 1, 3, 5, 6. — *Congeria aff. Congeria kyjovensis* (Prochazka) ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
- Fig. 2. — *Dreissenomya (Sinucongeria) aperta* (Deshayes) ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
- Fig. 4. — *Valenciennius cf. Valenciennius bonei* Hanganu ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
- Fig. 7. — *Congeria sp.* ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
- Fig. 8. — *Congeria ungulacaprae* Müns. ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
- Fig. 9. — *Congeria zahalkai* Spalek ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
- Fig. 10. — *Limnocardium (Arpadicardium) mayeri* Brusina ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).
- Fig. 11. — ? *Pseudocatilus* sp. ($\times 1$), pîrîul Borlanului, Ponțian (Odessien).
Ruisseau Borlanului, Pontien (Odessien).



4. STRATIGRAFIE



Project 25 : Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys
Neogene

COMENTARIU ASUPRA CELUI DE AL IX-LEA SIMPOSION AL GRUPULUI DE LUCRU PENTRU PARATETHYS — SOFIA 1978¹

DE

FLORIAN MARINESCU², IONEL C. MOTĂŞ², IOAN PAPAIANOPOL²

*Stratigraphic correlations. Neogene nomenclature. Caucasian, Tarhanian,
Badenian, Pontian. Paratethys.*

Abstract

Remarks on the 9th Symposium of the Working Group for Paratethys — Sofia 1978. This paper presents the main problems discussed at the above-mentioned symposium and remarks on some points of view to which the authors of the present paper do not agree, that have not been included in the published resolution. The necessity to accept a common stratigraphic nomenclature was pointed out.

În perioada 11—18 septembrie 1978 a avut loc la Sofia al IX-lea simposion al grupului de lucru pentru Paratethys. Concomitent au avut loc discuții asupra temelor 1, 2, 3, 4 și 11 din cadrul proiectului 25 IGGP, precum și discuții ale grupului de lucru pentru moluște, subgrupul de moluște salmastre, din cadrul RCMNS. De fapt lucrările simposionului s-au axat pe cele cinci teme ale proiectului 25 IGGP. Din acest motiv discuțiile au fost dirijate mai ales spre problemele de corelare, deși nici cele de nomenclatură nu au fost evitate. Succinta dare de seamă, difuzată de organizatori la scurt timp după încheierea lucrărilor, trece în revistă unele dintre cele mai importante concluzii, uneori însă ușor modificate ca sens față de cele discutate în ședințe, alteori neînținând seama de formă, afectând astfel conținutul. Acestea au fost motivele care ne-au determinat nu numai să prezentăm o scurtă dare de seamă, dar să și comentăm cele discutate.

¹ Predată la 14 februarie 1979, acceptată pentru publicare la 20 februarie 1979, comunicată în ședință din 16 februarie 1979.

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



Delegația română a fost alcătuită din patru specialiști, Florian Marinescu, Ionel C. Motăș, Ioan Papai anopol și Ion Andreescu, din care numai trei au participat și la excursia organizată cu acest prilej. Principalul organizator al reuniunii, sufletul ședințelor și al excursiei, a fost dr. Emilia Koju m d g i e v a. Prima zi de dezbatere a fost prezidată de către dr. J. C i c h a, responsabilul grupului de lucru pentru Paratethys din partea RCMNS, care în ziua următoare, trebuind să plece, a fost înlocuit de către doc. dr. Ján Seneš, președintele biroului executiv al RCMNS, responsabilul proiectului 25 IGGP. După cuvântările de salut din partea Academiei bulgare de științe (prof. V. T a n k o v, membru al Academiei), Institutului de Geologie al Academiei (dr. I. G. S a p u n o v, director al Institutului) și al Universității din Sofia (prof. T. N i k o l o v, profesor la Facultatea de Geografie), s-a trecut la dezbaterea temelor de pe ordinea de zi.

1. Tema 1 : Corelarea etajului Caucazian din Paratethysul oriental cu depozitele de aceeași vîrstă din Paratethysul central

M. F. Nossowsky, responsabilul temei, după ce a amintit că problema a fost discutată pe larg la Kiev, a prezentat elementele cunoscute pînă la acel moment asupra acestui etaj, precum și posibilitățile sale de corelare. După părerea sa, Caucazianul cuprinde în partea inferioară zona N4 de foraminifere, iar în baza unui profil, ce poate fi considerat parastratotip, nannoplanctonul prezintă trecere între zonele NP25 și NN1. Dinoflagelatele caucaziene sunt apropiate de cele chatiene, în timp ce moluștele sunt neutre, fără a cuprinde însă specii oligocene; datele paleomagnetiche erau încă în studiu la data prezentării, iar ostracodele nu au fost în atenția nici unui specialist. În concluzie responsabilul temei era de părere că acest etaj corespunde Aquitanianului și doar unei părți a Egerianului.

După numeroase discuții s-a ajuns la concluzia că etajul Caucazian reprezintă un echivalent al Egerianului superior, după moluște și foraminifere putînd fi considerat că aparține Miocenului. S-a conchis că limitele superioare ale Caucazianului și Egerianului coincid, neclară rămînînd doar corelarea dintre limitele lor inferioare. Deși în acest fel, chiar în tabele, s-a conchis că zona N4 este în întregime cuprinsă la partea superioară a Caucazianului, iar zona NN1 este doar puțin decalată față de acest etaj, s-a recomandat să nu se încerce deocamdată corelați cu etajele globale din Tethys.

2. Tema 2 : Corelarea etajului Tarhanian din Paratethysul oriental cu depozitele de aceeași vîrstă din Paratethysul central

Prezentînd elementele de discutat, responsabilul temei, M. F. Nossowsky, a subliniat că acest etaj poate fi subdivizat în trei și că depozitele sale se află în continuitate de sedimentare peste depozitele



kotzahuriene. S-a atras atenția că principala problemă care se pune cu privire la corelarea depozitelor tarhaniene o reprezentă limita sa inferioară. În felul acesta apare problema dacă în baza Tarhanianului este cuprins și echivalentul Karpatianului, ori dacă baza sa este echivalentă cu baza Badenianului. Ca element important de corelare, Nossoský a arătat că din probe prelevate din partea inferioară a etajului, imediat deasupra limitei cu Kotzahurianul, a fost găsit *Sphenolithus heteromorphus*, element important pentru NN5, în timp ce în depozitele etajului Konkian se găsesc dovezi pentru NN6 și NN7.

Pornind de la rezultatele corelărilor făcute în Mediterana, zona NN5 corespunde cu primele preorbiline, deci cu limita inferioară a Langhianului = limita inferioară a Badenianului. Deși din aceasta rezultă clar, cum de altfel s-a mai discutat odată în 1977 la Smolenice, că Tarhanianul reprezintă un echivalent al părții inferioare a Badenianului și deci un echivalent (probabil parțial) al Langhianului, în rezoluția adoptată a fost lăsată posibilitatea și pentru echivalența cu Karpatianul.

În acest sens în tabelul de corelare cronostratigrafică „versiunea octombrie 1978“ de la începutul volumului „Correlation tables. First working version“ Bratislava 1978, Tarhanianul este considerat în cea mai mare parte echivalent al Langhianului, iar o parte inferioară a sa este presupusă că ar corespunde probabil Karpatianului. Cauza discuțiilor împotriva unei corelări mai precise cu Langhianul se află în implicația pe care ar avea-o asupra poziției Karpatianului, și chiar a existenței lui.

Cercetările întreprinse au arătat că etajul Kotzahurian, din Paratethysul oriental, este un echivalent al Ottangianului. Prin recunoașterea echivalenței precise Tarhanian = Badenian inferior = Langhian rezultă că nu mai rămâne loc pentru Karpatian. Tocmai acest lucru a încercat Gh. Popescu (în I. C. Motăș et al., 1976; Gh. Popescu, 1976) să arate în cîteva rînduri, poate nu totdeauna explicit în lucrări, dar foarte clar în discuțiile din cadrul reuniunilor pe care le-am avut anii trecuți cu specialiștii în Neogen la București. El este de părere că primele apariții ale genului *Praeorbulina* sunt mai sporadice și legate de un anumit facies, facies care permite în schimb o largă dezvoltare a speciei *Globigerinoides sicanus* (considerat ca formă importantă pentru Karpatian). În felul acesta apariția celor două forme ar fi sincronă, dar dezvoltarea uneia sau alteia dintre ele ar fi funcție de condițiile locale. Situația de mai sus ar fi caracteristică depozitelor din lungul Carpaților (acolo unde de fapt Karpatianul a fost considerat ca fiind dezvoltat tipic), în timp ce în regiunile epicontinentale din depresiunile intra sau intermontane depozitele cu *Praeorbulina* sunt totdeauna transgresive, fie pe depozite mai vechi, fie pe formațiuni continental-lacustre. În acest fel Karpatianul nu ar fi decât un facies al Langhianului, în care predomină *Globigerinoides sicanus*, fapt care contravine părerii de pînă acum a specialiștilor, mai ales a celor din Paratethysul central. Dacă vom lua în seamă unele comentarii făcute de specialiștii din Para-



tethysul oriental, situații similare au fost întâlnite și acolo, ceea ce ar întări și mai mult părerea lui G. h. Popescu.

Deși în afara temei, discuția a trecut în continuare asupra Kossovianului, în special asupra poziției depozitelor cu evaporite, ce ar reprezenta Wielicianul (subetajul mijlociu al Badenianului în accepțiunea oficială a stratigrafiei Paratethysului central). După ce a fost prezentată părerea lui G. h. Popescu (in I. C. Motăș et al., 1976) cu privire la acestea, anume că pe baza foraminiferelor rezultă poziția depozitelor cu evaporite badeniene în baza Kossovianului, Emilia Kojumdgieva a arătat că situații similare se găsesc și în Bulgaria. Ea a subliniat că foraminiferele din formațiunea cu evaporite sunt asemănătoare celor kossoviene. Afirmația a fost întărită și de A. Papp. Este de fapt o confirmare, din păcate nescrisă în rezoluții, a punctului de vedere românesc în această discuție.

3. Tema 11 : Corelarea depozitelor post-Badenian și ante-Ponțian din bazinele euxino-caspic, dacic și pannonic

Introducerea a făcut-o responsabilul temei, Fl. Marinescu, care a subliniat principalele probleme care se pun, precum și rezultatele obținute pînă la acea dată. De fapt cele prezentate făcuseră obiectul unui raport înaintat responsabilului de proiect, dar din cauză că a fost înaintat prea tîrziu nu a putut fi inclus în raportul general din anul 1977, deci nu a putut fi adus la cunoștința specialiștilor.

În continuare, N. P. Paramonova a prezentat rezultatele obținute de grupul de specialiști din U.R.S.S., organizat special în vederea rezolvării acestei teme. Sunt de reținut cîteva elemente importante :

- 1 — stabilirea unei succesiuni de 5 zone de moluște pentru acest interval ;
- 2 — vîrstele radiometrice de 14 MA pentru Volhinian și de 9,5 MA pentru limita Kersonian/Meoțian ;
- 3 — punerea în evidență a trei perioade de inversiune magnetică ;

4 — ansamblurile palinologice întâlnite în Meoțian sunt asemănătoare celor din zonele C-D ale Pannonianului, în timp ce acele din zonele E, F și G se aseamănă celor ponțiene.

Din intervenția lui V. Semenenko, deosebit de bogată în informații inedite, privitor la această temă reținem descoperirea unui bogat nannoplanton în depozitele meoțiene, caracteristic zonei NN10 (celealte elemente vor fi expuse la temele respective).

În continuarea discuțiilor privind tema 11, P. Stevanović a subliniat necesitatea subdivizării intervalului pe care îl denumește Pannonian sens restrîns și propune împărțirea lui în două : Slavonian (nume propus de N. Andrusov în 1923) pentru ceea ce corespunde zonelor A-D în zonarea lui A. Papp și Servian (nume propus de P. Stevanović, inițial ca Serbian, în 1962) pentru intervalul reprezentat de zona E în zonarea lui A. Papp.



Propunerea nu a întâmpinat nici o obiecție, mai ales că era deja cunoscută de unii dintre specialiști.

S-a precizat însă că Slavonianul este absolut necesar să fie împărțit în inferior și superior, pentru a sublinia că există totuși o diferență biostratigrafică importantă între ele. Această precizare are multă însemnatate în reconstituirile paleogeografice.

În ceea ce privește trasarea limitei Servian/Ponțian pe baza ostracodelor, F. I. Marinescu a atras atenția că în urma rezultatelor obținute faunele pontiene de ostracode apar încă din Malvensianul superior, mai precis din partea superioară a zonei E a Pannonianului.

4. Tema 3 : Corelarea depozitelor etajului Ponțian în bazinele euxino-caspic, dacic și pannonic

Discuțiile au fost deschise de către A. Papp, care a prezentat rezultatele cercetărilor sale, în colaborare cu F. Steiner (pentru moluștele marine) asupra unor profile din Grecia. Referitor la profilul Ponțianului de la Trilophos, A. Papp a subliniat sincronismul dintre aceste depozite și Ponțianul inferior a lui Andrusov. Dar, după cum știm, Ponțianul inferior în sensul lui Andrusov (numit de el Novorossian) includea și stratele cu *Congeria subrhomboidea*, azi considerate de toți specialiștii ca reprezentând Ponțianul mediu. De fapt Suzette Gillet a echivalat în unele lucrări mai noi, depozitele pontiene din Grecia cu depozitele Ponțianului inferior și mediu din Paratethysul central și oriental (acesta este încă un argument pentru a nu restringe denumirea de Novorossian numai la Ponțianul inferior).

Pornind de la această bază de discuție, J. Archambault-Guesou a comentat, într-o succintă trecere în revistă, zăcămintele cu faună salmastră de tip euxinic din Mediterana. Reținem că după părerea sa, cel puțin la nivelul Ponțianului, regiunile egeeene aparțin Paratethysului. Este de reținut de asemenea că și acest specialist este de acord cu corelarea unei bune părți a Messinianului cu Ponțianul și de asemenea faptul că în regiunea Mediteranei sîntem în prezență mai multor momente de venire a faunelor salmastre : unele sigur pontiene și altele poate chiar de tip Dacian-Kimmerian inferior.

Reținem de asemenea scepticismul unor specialiști privind posibilitatea de corelare pe baza moluștelor salmastre. Ei au atras atenția asupra influențelor pe care le pot avea lacurile izolate („Binnense Effekt“) și apa salmastră („Brackwasser Effekt“) asupra evoluției.

Revenindu-se asupra subiectului strict al temei, I. Taktakışvili, corespondent al temei, și-a prezentat părerile sale asupra subiectului, din care reținem :

1. Ideea că Eupatorianul reprezintă o subdiviziune independentă a Ponțianului inferior, pentru care consideră că este bine să fie folosit numele de Novorossian, desă recunoaște că de fapt Eupatorianul nu cuprinde fosile caracteristice, proprii lui.



2. Ponțianul mediu, regresiv (prin opoziție cu Ponțianul inferior), cuprinde depozite cu *Congeria subrhomboidea*, însăjuite de o faună caracteristică, următoare, în Georgia, de *Congeria rhomboidea*, tipic portaferriană. Fauna portaferriană ar urma, după el, pînă în mijlocul Bosphorianului (acesta reprezentând la rîndul său un episod foarte scurt). Motivul afirmației se află în faptul că în Georgia specia *Congeria rhomboidea* apare în profil deasupra speciei *C. subrhomboidea*, în timp ce în peninsula Taman direct peste *Congeria subrhomboidea* se aşază Bosphorianul; din aceste două situații, prin comparație rezultă în mod logic că depozitele cu *Congeria rhomboidea* reprezintă un echivalent al Bosphorianului inferior. Pe de altă parte, considerind primele strate cu paludine ca echivalente ale Gețianului, rezultă că Portaferrianul din Jugoslavia este mult mai larg, cuprinsind și un echivalent al Bosphorianului. Eventual, după acest specialist, în bazinul pannonic ar putea lipsi Bosphorianul terminal.

Trebuie subliniat că toate aceste raționamente sunt rezultatul unor analize teoretice, nefiind bazate pe cunoașterea directă a unor profile din bazinul dacic sau din cel pannonic, nici pe studiul faunelor respective și nici pe o largă documentare din partea specialiștilor.

Din prezentarea făcută de P. M. Stevanović, al doilea corespondent al temei, sunt de reținut echivalența stratelor cu *Prosodacna* și a celor cu *Unio wetzleri* cu stratele cu *Congeria balatonica*, precum și prezența în partea meridională a bazinului pannonic, în Jugoslavia deci, a unui nivel cu lignit, larg dezvoltat în baza Portaferrianului. Aici ar mai fi de adăugat că în stratele cu *Unio wetzleri* au fost găsite mamifere ale zonei NM 13 (Mein), încă un argument pentru echivalența cu Messinianul.

Deosebit de interesante au fost informațiile pe care le-a prezentat V. Semenenko, și care fac obiectul uneia dintre cele mai recente lucrări ale sale (1979) :

1. Din punct de vedere paleomagnetic Ponțianul reprezintă un singur episod revers, care nu a durat mai mult de 1 MA, corespunzînd unei perioade de puternică răcire a climei, chiar unei glaciațiuni în regiunile nordice.

2. Pe baza nannoplanctonului limita Meotian/Ponțian corespunde limitei Tortonian/Messinian, în schimb Messinianul este mai lung decât Ponțianul, limita sa superioară trecînd undeva prin mijlocul Kimmerianului (V. Semenenko, 1978).

Cu toată neîncrederea pe care au suscitat-o aceste informații constatăm că începutul Ponțianului corespunde unei perioade cu o faună săracită mult, efect probabil al unei schimbări de polaritate magnetică (Fl. Marinescu, 1978). De asemenea larga răspindire a depozitelor pelitice în Ponțianul inferior ar putea fi rezultatul climatului rece, impus de puternica glaciațiune menționată. Durata foarte scurtă a Ponțianului pune problema evoluției foarte rapide a vieții în acel timp, ținînd cont de varietatea faunistică cunoscută de toți specialiștii. De



asemenea răspândirea faunei (migrația) trebuie să se fi făcut într-un ritm foarte alert, asemănător de altfel ritmului alert de deplasare al unor specii nou intrate în Marea Neagră, pentru care numai cîțiva zeci de ani au fost suficienți pentru cucerirea unor teritorii foarte întinse, mai ales pentru specii cu mare energie de competiție.

Referitor la faunele de moluște salmastre din depozitele messiniene, am remarcat că momentele de apariție a acestor faune în Tethys coincid cu momentele de transgresiune, de maximă răspândire a faunelor respective, din Paratethysul central (se pare că în Paratethysul oriental Portaferrianul este regresiv). Aceste momente corespund de fapt unei perioade regresive a Messinianului, cînd pe marginea bazinului Tethys, sau pe sectoare exondate, apărea posibilitatea instalării unor lagune, ce ofereaau condiții de dezvoltare a acestor faune salmastre, aduse („însămîntate“) din Paratethys (Fl. Marinescu, 1978). Se remarcă astfel faune clar odessiene (Pontian inferior), altele ce pot corespunde Portaferrianului (Fl. Marinescu, 1975, 1978) și după părerea lui J. Archambault-Guesou — un al treilea grup ce ar putea reprezenta o venire din Gețian (Dacian/Kimmerian inferior). Toate aceste nivele se găsesc în diverse nivele ale, sau atribuite, Messinianului. Ultimele (cele gețiene) se pare că au fost descoperite în Messinianul cel mai de sus. Dacă acestor elemente le adăugăm comparația între durata de 1 MA a Pontianului și de pînă la 1,5 MA a Messinianului, echivalența Messinian = Pontian + Dacian inferior (Gețian) pare foarte logică, susținută și de prezența lui *Ceratolithus tricorniculatus* în Kimmerianul inferior (= Dacian inferior) și a lui *C. acutus* în Kimmerianul mediu (= baza Dacianului superior) (V. Semenenko, 1978).

În momentul cînd s-a cerut precizarea locului în care se află stratotipul Pontianului, toți specialiștii au căzut de acord că la Odessa, regiunea la care s-a referit Le Play cînd a descris stratele pontice, nu poate fi ales nici un profil reprezentativ. În același timp la Arshincevo (noul nume al Kamyshburunului) lipsește *Congeria rhomboidea*, formă atât de caracteristică Pontianului. Aceasta a fost un motiv pentru care I. Taktaşvili a recomandat desemnarea și descrierea unui hipostratotip din România. Intervențiile altor specialiști au condus la recomandarea descrierii cîte unui profil tip și din bazinul pannonic (Jugoslavia), precum și din bazinul euxinic (Arshincevo).

Deși încă din lucrările lui N. Andrusov problema subdiviziunilor Pontianului era considerată ca rezolvată, ea a dat naștere unor discuții deosebit de aprinse. Aceste discuții au pornit pe de o parte de la nerecunoașterea existenței Portaferrianului în unele regiuni din sudul Rusiei, iar pe de altă parte de la poziția Bosphorianului față de Portaferrian. Astfel au fost păreri care considerau chiar că, deoarece grosimea depozitelor portaferriene crește de la est spre vest, acestea înglobăză treptat cîte o parte din Bosphorian, în aşa fel încit Portaferrianul din bazinul pannonic ar fi putut să cuprindă întregul Bosphorian.

Deși s-au adus mai multe argumente, deși s-a constatat că delimitarea între aceste două subdiviziuni ale Ponțianului pare mai dificilă numai în Paratethysul oriental, în rezoluția adoptată problema a rămas deschisă pentru întregul Paratethys.

Din păcate argumentul hotărîtor a apărut numai după închiderea lucrărilor ; este vorba de remarcă pe care a făcut-o Nada Gagici cu privire la ostracodele bosphoriene din Bulgaria ; cercetarea acestora, din colecția Stanceva, a condus-o la concluzia că pe baza acestor organisme depozitele bosphoriene din Bulgaria și România (deci din întregul bazin dacic) sunt perfect corelabile cu depozitele de la partea inferioară a străzilor inferioare cu Paludine. Este confirmarea unei serii întregi de corelații bazate mai mult pe baza superpoziției decât pe biostratigrafie, un prim comentariu fiind totuși făcut de același specialist la simpozionul Grupului de lucru pentru Paratethys de la București (1972).

Privitor la nomenclatură, deși I. Papaianoopol a argumentat necesitatea de a păstra denumirea de Novorossian în sensul pe care l-a conferit N. Andrusov acestui termen, rezoluția simpozionului a recomandat utilizarea lui în sens restrins, de Ponțian inferior anterior Portaferrianului, fără însă ca aceasta să se fi discutat mai pe larg în sedințe.

5. Tema 4 : Corelarea depozitelor post-ponțiene din Paratethysul central și oriental

După ce a comentat necesitatea împărțirii Kimmerianului în două subdiviziuni și nu în trei, cum se obișnuiește, corelând Azovianul cu Gețianul și Kamysburanianul + Panticapeanul cu Parsvianul, I. Taktakishvili, unul din cei doi corespondenți ai temei, a atrăs atenția că principală problemă care se pune depozitelor post-ponțiene o reprezintă Kuialnikianul. Stratotipul acestui etaj al Paratethysului oriental, de numai 3—5 m grosime, reprezintă numai o mică parte din ceea ce se înțelege prin acest nume. Pe de altă parte în acest profil depozitele, în facies puternic îndulcit, sunt transgresive peste Ponțian și suportă Cuaternarul. Această situație a generat numeroase discuții între specialiști încă de multă vreme, fapt ce l-a determinat pe I. Taktakishvili să propună înlocuirea Kuialnikianului printr-un nou etaj, Egrisianul. Stratotipul acestuia, în Guria (Georgia occidentală), cuprinde o suită de 100 m de depozite în relații de continuitate între Kimmerian și Gurian. Acest etaj, echivalent al Akciagfilianului, este subdivizibil în trei : Skurdumian, Ecerian și Tsikhisperdian. Așa cum Kimmerianul este coreabil cu Dacianul, Egrisianul corespunde unei părți din Romanian, acest etaj dacic cuprindând și un echivalent al Gurianului (considerat în întregime drept Pliocen terminal). S-a remarcat o puternică opoziție din partea specialiștilor din Paratethysul central mai ales, față de propunerea făcută de I. Taktakishvili.

Din discuțiile care au urmat mai este de reținut zonarea Romanianului pe bază de unionide, prezentată de I. Andreescu, căreia



i-a adăugat și unele dintre speciile mai frecvente de viviparide, precum și poziția principalelor zăcăminte de mamifere din România. Acesteia i s-a adăugat zonarea pe bază de *Viviparus*, făcută de Neumann și completată de Janović, prezentată de către Ana Sokać.

Privitor la limita Dacian/Romanian din bazinul dacic, I. Papai anopol a atras atenția asupra prezenței genului *Darwinula* în baza Romanianului. Aceeași limită, pe bază de măsurători radiometrice, este la aproximativ 3,6—3,7 MA, în timp ce baza Akciagilianului a fost trasată la 3,5 MA. Din aceasta reiese buna paralelizare ce poate fi făcută între Romanian și Akciagilian.

6. Lucrările grupului de lucru pentru moluște, subgrupul pentru moluște salmastre, din cadrul RCMNS

În încheierea discuțiilor au avut loc schimburi de opinii asupra unor colecții de moluște salmastre aduse de diversi specialiști, atenția generală fiind atrasă de către colecția pe care a adus-o A. Papp din faunele pontiene din Grecia.

7. Comentarii privind discuțiile asupra redactării volumului „Pannonian“

În seria „Chronostratigraphie und Neostratotypen“, volumul M6 urma să cuprindă intervalul dintre Sarmătian și Pontian. Din diverse considerente locale, o serie de colaboratori au opinat ca în acest volum să fie comentate numai depozitele din regiunea pannonică, adică ceea ce se numește „Pannonian sens restrins“. În acest fel conținutul volumului nu va mai reflecta scopul pentru care a fost inițiată seria, adică de a demonstra că în corelările stratigrafice trebuie ținut seama în special de timp, depășind dificultățile impuse de facies. Din acest motiv, având în vedere că pe teritoriul României se găsesc larg dezvoltate depozite în faciesuri cît mai diferite, atât la interiorul arcului carpatic cît și la exteriorul acestuia, delegația țării noastre s-a abținut de a colabora la redactarea volumului respectiv. Ea a considerat că, aşa cum pot fi redactate hărți în care să fie reprezentate depozite sincrone de pe ambeii versanți ai Carpaților, depozitele neogene din România nu pot fi comentate decât în mod unitar, nu scindând teritoriul în volume aparținând poate chiar la serii de publicații diferite.

O discuție a avut de asemenea loc cu prilejul redactării rezoluției la tema 11, privind modul în care este utilizat termenul de „sens strict“ în legătură cu Pannonianul. Motivul este faptul că „sens strict“ nu este sinonim cu „sens restrins“ (=în engleză Sinne); în privința Pannonianului sensul său strict inițial, în sensul în care a fost desemnat de către autorii care l-au propus, este de fapt cel larg și nu sensul restrins propus de Stevanović și utilizat de către specialiști. De fapt acesta a fost și motivul care a stat la baza propunerii denumirii de Malvesian și a păstrării numelui de Pannonian în sensul său inițial,

larg utilizat încă în Ungaria. Deși în textul redactat pentru rezoluție apărea această precizare, în textul difuzat al acesteia, sperăm că numai din neatenție, a fost menționat tot „Pannonian s. str.“.

8. Concluzii

Este cazul să remarcăm că simpozionul de la Sofia a reprezentat una dintre cele mai fructuoase întâlniri de lucru, din istoria întâlnirilor aproape anuale ale Grupului de lucru pentru Paratethys, prin bogăția de informații noi, prezentate în special de către V. Semenenko. S-a putut remarca de asemenea un progres și în privința încercărilor de corelare cu Tethysul, în scopul căruia au fost folosite rezultate cît mai diverse (foraminifere, moluște salmastre, nannoplancton, vîrste radiometrice, paleomagnetism etc.).

Din păcate și de data aceasta au ieșit în evidență tendințe de a diminua importanța unor descoperiri care contrazic unele păreri, ori care contravin unor tipare. Si de data aceasta s-a remarcat inerția, cînd a fost cazul acceptării unui limbaj comun în nomenclatura stratigrafică, limbaj care ar trebui să înlocuiască unii termeni încetăteniți în unele școli naționale. Sînt piedici care pun în dificultate frumoasele intenții cu care a pornit la drum acest grup de lucru, dar sîntem convinși că spectaculoasele descoperiri care se fac în ultima vreme și eforturile internaționale care sînt angrenate în corelarea depozitelor neogene nu vor infîrzi să înlăture atitudinile care, împotriva oricăror evidențe, refuză propunerile constructive.

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

- Marinescu F. I. (1978) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Motăș I. C., Marinescu F. I., Popescu Gh. (1976) Essai sur le Néogène de Roumanie. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, București.
- Popescu Gh. (1976) Phylogenetic remarks on the genera Candorbolina, Velapertina and Orbulina. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII (1974—1975), 3, București.
- Semenenko V. N., Liulieva S. A. (1978) Opît priamoi korreliații Mio-Pliotena bostocinogo Paratetisa i Tetisa. *Sbornik „Stratigrafia severnogo Pricernomoria i Krîma“*, 2, Izd. Dnepropetrovskogo Univ., Dnepropetrovsk.
- Pevzner M. A. (1979) Korreliația Mio-Pliotena Ponto-Kaspia po biostratigraficeskim i paleomagnitnim dannim. *Izv. Akad. Nauk S.S.R.*, ser. geol., 1, Moskva.



4. STRATIGRAFIE

MIOCENUL PRESARMATIAN DIN CULMEA ISTRITA¹

DE

MIHAI MICU²

Miocene. Lithostratigraphy. Grey Formation. Evaporites. Regional tectonics (structural data). Eastern Subcarpathian zone between the Prahova and the Buzău rivers.

Abstract

Pre-Sarmatian Miocene in the Istrița Summit. This paper brings new lithostratigraphic and structural contributions to the geological knowledge of the studied area. The Vispești Gypsum and the Valea Rea Selenite, described in this paper for the first time, are correlated with equivalent horizons from other regions. Several new structural data are also presumed and commented upon.

Cercetările de teren efectuate în 1976 și 1977 în vederea elaborării hărții geologice scara 1 : 50 000 — foia Istrița, ne-au oferit prilejul obținerii unor noi date stratigrafice și structurale privind depozitele miocen-inferioare și medii din regiunea susmentionată, pe care le prezentăm în lucrarea de față.

Perimetru studiat este delimitat la vest de valea Năianca, de la care cercetările noastre au fost extinse spre est pe întreaga arie de afloare a Miocenului presarmatian din regiune. Aceasta este dezvoltat în două sectoare, primul la vest și sud de Culmea Istrița, al doilea la nord de aceasta, în cadrul anticinalului Valea Rea, din cursul superior al pârâului cu același nume, affluent pe dreapta al văii Nișcovului.

Cercetările geologice din regiune datează încă din a doua jumătate a secolului trecut, însă marea lor majoritate au avut ca obiect

¹ Predată la 9 mai 1979, acceptată pentru publicare la 10 mai 1979, comunicată în ședința din 1 iunie 1979.

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



studiu depozitelor sarmato-pliocene. Studii de detaliu consacrate depozitelor miocen-inferioare și medii de aici se datoresc lui Protescu (1916, 1929) și sunt continue mai târziu de M. Lupu și Denisa Lupu (1958)³, A. Damian și F. Arton (1961)⁴ și de R. Botez și Hortensia Bönig (1964)⁵.

Stratigrafia

Formațiunea cenușie cu gipsuri constituie cele mai vechi depozite din regiune, apărând în axul anticlinalelor Istrița-Valea Rea și Pieptroasele. Partea inferioară a acestei formațiuni o constituie o secvență marnos-argiloasă cu intercalații de siltite cenușii și nisipuri gălbui, slab cimentate cu grosimi între 0,5—2 m. La partea superioară a acestei secvențe apar și cîteva intercalații subțiri, discontinue, de gipsuri nodulare precum și 1—2 nivele de tufuri albicioase cu biotit, cu grosimi de 0,1—0,3 m. Succesiunea depozitelor este continuată apoi de un complex gipsifer cu o grosime maximă de 80—100 m, în care alături de argile cenușii apar bancuri metrice de gipsuri masiv-stratificate, cenușiu-negricioase, cărora le sunt asociate șisturi calcaroase în bancuri care ating uneori 2—4 m grosime.

Pentru acest complex gipsifer, care constituie un reper ușor de urmărit în lucrările de cartare geologică, introducem denumirea de gips de Vispești. Aspectele stratonomice ale acestui complex, ca și poziția lui în cadrul formațiunii cenușii cu gipsuri, prezintă mari asemănări cu gipsul de Stufu (M. Sandulescu et al., 1975⁶) din Miocenul subcarpatic din Moldova, cu care considerăm că poate fi echivalat.

Deasupra gipsului de Vispești, formațiunea cenușie cu gipsuri este reprezentată prin marne argiloase cenușii, cu spărtură neregulată, în care se intercalează siltite micacee cenușii și bancuri de nisipuri cu grosimi între 2—5 m, dar care ating uneori chiar 7—10 m. Uneori în argilele cenușii apar și intercalații de marne argiloase roșii pe care Botez și Bönig (1964)⁷ le echivalează cu marnele roșii de Valea Calului. Astfel de marne roșii am întîlnit în exclusivitate doar în versantul drept al văii Rîpa Albă, affluent pe dreapta al văii Urugoaia, în flancul nordic al anticlinalului Istrița, unde sunt situate deasupra gipsului de Vispești. Având în vedere atât poziția lor stratigrafică, cât și aparițiile sporadice, considerăm echivalarea acestora cu marnele roșii de Valea Calului ca puțin probabilă, întrucât în Miocenul din Moldova marnele roșii de Valea Calului au în mod clar o poziție inferioară gipsu-

³ Arh. I.G.G., București.

^{4, 5} Arh. I.P.G.G.H., București.

⁶ Arh. I.G.G., București.

⁷ Op. cit., pct. 5.



lui de Stufu, cu care echivalăm gipsul de Vispești. Din acest motiv am preferat să utilizăm pentru marnele roșii de aici denumirea de marne roșii „de tip“ Valea Calului.

În bazinul pîrîului Valea Rea formațiunea cenușie cu gipsuri are o dezvoltare areală mult mai redusă comparativ cu cea din sectorul vestic, dar prezintă aceeași alcătuire litologică. Și aici am putut separa gipsul de Vispești, însă cu o grosime mai mică decît în sectorul precedent și cu o predominare netă a șisturilor calcaroase față de gipsuri.

Grosimea formațiunii cenușii cu gipsuri este greu de apreciat întrucît în regiunea cercetată nu aflorează formațiuni din culcușul acesteia. Vîrsta miocen inferioară-medie pe care am acordat-o acestei formațiuni se bazează pe considerente biostratigrafice la scară regională, referitoare la întreg Miocenul subcarpatic din avant-fosa Carpaților Orientali (M. Săndulescu et al., 1975, 1976⁸, 1977⁹, 1978¹⁰ și 1979¹¹).

Tuful de Slănic este dispus în continuitate de sedimentare peste formațiunea cenușie cu gipsuri, fiind alcătuit din tufuri masive de culoare albă, slab cimentate, care admit și intercalării de marne alb-cenușii cu globigerine. În dealul Gorganu, la nord de Breaza, am întîlnit și gresii cu *Lithotamnium* și globigerine, cu glauconit, care sunt întru totul asemănătoare cu gresia de Răchitașu și care au mai fost semnalate anterior de Botez și Bönig (1964)¹².

Nivelul cu evaporite apare dezvoltat exclusiv pe flancurile anticlinalului Valea Rea, unde este alcătuit din 1—2 bancuri de 3—6 m grosime de gipsuri larg cristalizate, pentru care propunem introducerea denumirii de selenit de Valea Rea. Gipsurile care alcătuiesc acest nivel sunt larg cristalizate, în cadrul lor putîndu-se evidenția două aspecte morfologice principale: (1) aggregate lamelare în care cristalele au lungimi de 3—10 cm, asociate în formă de snopi și (2) selenite maclate „fiere de lance“, avînd cristalele de dimensiuni mult mai mari, putînd atinge uneori chiar 1 m lungime. Asociat acestor selenite am întîlnit argile cenușii cu spărtură nerégulată. Selenitul de Valea Rea reprezintă cele mai noi depozite aparținând Miocenului mediu din anticlinalul Valea Rea, peste ele fiind dispuse transgresiv depozite argiloase și nisipoase fosilifere aparținând Sarmatianului inferior.

Botez și Bönig (1964)¹³ semnalează la sud de Culmea Istrița, pe valea Groșei, depozite argiloase cu eflorescențe de săruri, cu o grosime maximă de 30—40 m, situate deasupra tufului de Slănic și pe care le atribuie orizontului breciei sării miocen-medii, cu o poziție trans-

^{8, 9, 10, 11} Arh. I.G.G., București.

¹² Op. cit., pct. 5.

¹³ Op. cit., pct. 5.



gresivă pe orizontul subjacent. Aceste depozite au fost recunoscute și de noi, însă ne punem întrebarea, în lipsa unor dovezi paleontologice, dacă acestea nu ar putea reprezenta eventual depozite mai noi, sarmatițian-inferioare, cu care au de altfel destule afinități litologice.

Aceiași autori susțin prezența pe văile Pietroasa și Greceanca a orizontului șisturilor cu radiolari, cu o grosime de numai 5—10 m, pe care noi însă nu le-am întîlnit.

Tectonica

Din punct de vedere structural, regiunea studiată aparține flancului intern al avant-fosei carpatică, încadrîndu-se în subzona cutelor diapire externe. Formațiunile miocen-inferioare și medii aflorează aici în axul a două anticlinale : Istrița, la nord de culmea cu același nume și Pietroasele, la sud de aceasta. În bazinul pîriului Valea Rea eroziunea a deschis, în forma unei butoniere anticlinale, prelungirea spre nord-est a anticlinalului Istrița.

O falie de încălecare orientată NE-SV, legată de diapirismul sării miocen-inferioare, pune în contact tectonic în dreptul localității Breaza formațiunea cenușie cu gipsuri a celor două anticlinale. Spre nord-est această falie afectează și depozitele sarmatiene de la nord de Bădeni. Urmărirea ei spre sud-vest se face cu mai multă dificultate, dat fiind faptul că pune în contact depozite aparținând aceleiași formațiuni.

Structura depozitelor mio-pliocene din regiune mai este de asemenea afectată de o serie de fali transversale, cu deplasări uneori destul de importante atât pe orizontală cât și pe verticală. O parte din aceste fali transversale sunt evidențiate pentru prima oară în regiune prin prezenta lucrare.

Privitor la existența acestor fali transversale nu putem fi de acord cu opinia lui Botez și Böning (1964)¹⁴, după care acestea se datoresc doar efectului de alunecare al calcarelor sarmatiene pe substratul marnos, întrucît, aşa cum am arătat, în majoritatea cazurilor acestea afectează depozite atât mai vechi cât și mai noi decât Sarmatiul.

BIBLIOGRAFIE

- Protescu O. (1916) Cercetări geologice în regiunea subcarpatică a districtului Buzău. *D.S. Inst. Geol.* VII (1915—1916), București.
- (1929) Structure géologique des Subcarpates dans la partie méridionale du district de Buzău. *C.R.S. Inst. Géol.* VIII (1919—1920), București.

¹⁴ Op. cit., pct. 5.



DISCUTII

Marioara Orbocea: Facem observația că pentru finalizarea acestei lucrări este necesar a se lua în considerație unele precizări micropaleontologice care s-au făcut în regiunea respectivă încă din 1977 și care aduc date valoroase privind biozonarea acestor depozite.

LE MIOCÈNE PRÉSARMATIEN DANS LE SOMMET ISTRITA

(Résumé)

Dans le Miocène présarmatiens de cette région, on a distingué une formation grise à gypses, le tuf de Slănic et le niveau à évaporites (la sélénite de Valea Rea), en remarquant aussi une série de particularités lithostratigraphiques de ces dépôts par rapport aux dépôts équivalents des régions avoisinantes.

La formation grise à gypses, marno-argileuse à sa partie inférieure où elle contient aussi une série d'intercalations minces et discontinues de gypses noduleux et 1—2 niveaux de tufs à biotite, est représentée à sa partie médiane par un complexe argilo-gypsifère, dans lequel aux bancs de gypses avec structure de type „massive-bedded“ sont associés des schistes calcaires et des argiles grises. Pour le complexe gypsifère on propose la dénomination de gypse de Vispești et l'on considère qu'il peut représenter l'équivalent du gypse de Stufu du Miocène subcarpathique de Moldavie.

La partie supérieure de la formation grise à gypse, constituée principalement d'argiles cendrées et de sables jaunâtres, abrite quelquefois des intercalations de marnes rouges de type Valea Calului, sans disposer sans de la position stratigraphique de ces dernières.

L'âge Miocène inférieur-moyen de cette formation a été accordé en s'appuyant sur des considérations biostratigraphiques à l'échelle régionale, concernant tout le Miocène subcarpathique de l'avant-fosse des Carpates Orientales.

Le tuf de Slănic, disposé en continuité de sédimentation sur la formation grise à gypses, est constitué de tufs blancs, massifs, faiblement cimentés, et de marnes à Globigérines. Sont présentes aussi parfois de minces intercalations de grès calcaires à *Lithothamnium*, Globigérines et glauconite, pareils au grès de Răchitașu.

Le niveau à évaporites du Miocène moyen, pour lequel nous avançons le nom de sélénite de Valea Rea, est disposé sur le tuf de Slănic; il est constitué principalement de gypses largement cristallisés, auxquels s'associent des argiles grises à cassure concoïdale. Développé exclusivement sur les flancs de l'anticlinal Valea Rea, cet horizon est couvert transgressivement par des dépôts argileux et sableux fossilières du Sarmatien inférieur.

Du point de vue structural, la région étudiée appartient à la sous-zone des plis diapirs externes du flanc interne de l'avant-fosse carpathique. Les dépôts du Miocène inférieur et moyen apparaissent dans l'axe des deux structures anti-



clinales principales : Istrița-Valea Rea au Nord et Pietroasele au Sud. Une faille de chevauchement orientée NE-SO met en contact tectonique la formation grise des deux anticlinaux à l'Ouest de la région. Vers le Nord-Est cette faille affecte partiellement des dépôts sarmatiens aussi. La structure des dépôts mio-pliocènes de la région est compliquée également par une série de failles transversales qui ont parfois des déplacements importants à la verticale, ainsi que à l'horizontale.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de Pietroasele-Vispești.

Quaternaire non divisé : 1, dépôts alluvionaires (a) ; dépôts diluvio-colluviaux (b) ; dépôts proluviaux : cônes de déjection (c) ; dépôts colluviaux (d). Romanian : 2, argiles, argiles silteuses, sables ; Dacien supérieur (Parscovien) : 3, sables, argiles ; Pontien : 4, argiles, argiles silteuses, sables ; Méotien : 5, sables, grès oolithiques, argiles ; Kersonien-Bessarabien supérieur : 6, calcaire d'Istrița ; Bessarabien inférieur-Volhynien : 7, argiles, siltites (a) ; sables, grès (b) ; Miocène moyen : 8, sélénites de Valea Rea, tuf de Slănic ; 9, formation grise, gypse de Vispești (a) ; 10, formation rouge ; 11, formation à sel ; Oligo-Miocène : 12, formations équivalant les couches de Goru-Mișina et le faciès bitumineux à grès de Kliwa ; 13, limite géologique en général ; 14, limite lithologique ; 15, limite de discordance ; 16, limite des formations quaternaires ; 17, faille inverse ; 18, faille verticale et subverticale (+, compartiment exhaussé ; —, compartiment affaissé) ; 19, faille à décrochement ; 20, axe d'anticlinal ; 21, axe de synclinal ; 22, contact diapir ; 23, position des couches ; 24, position des couches verticales ; 25, forages ; 26, point fossilière Invertébrés ; 27, microfaune ; 28, position de sections géologiques.



M. MICU
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
PIETROASELE - VISPEȘTI

0 0,5 1 2 km

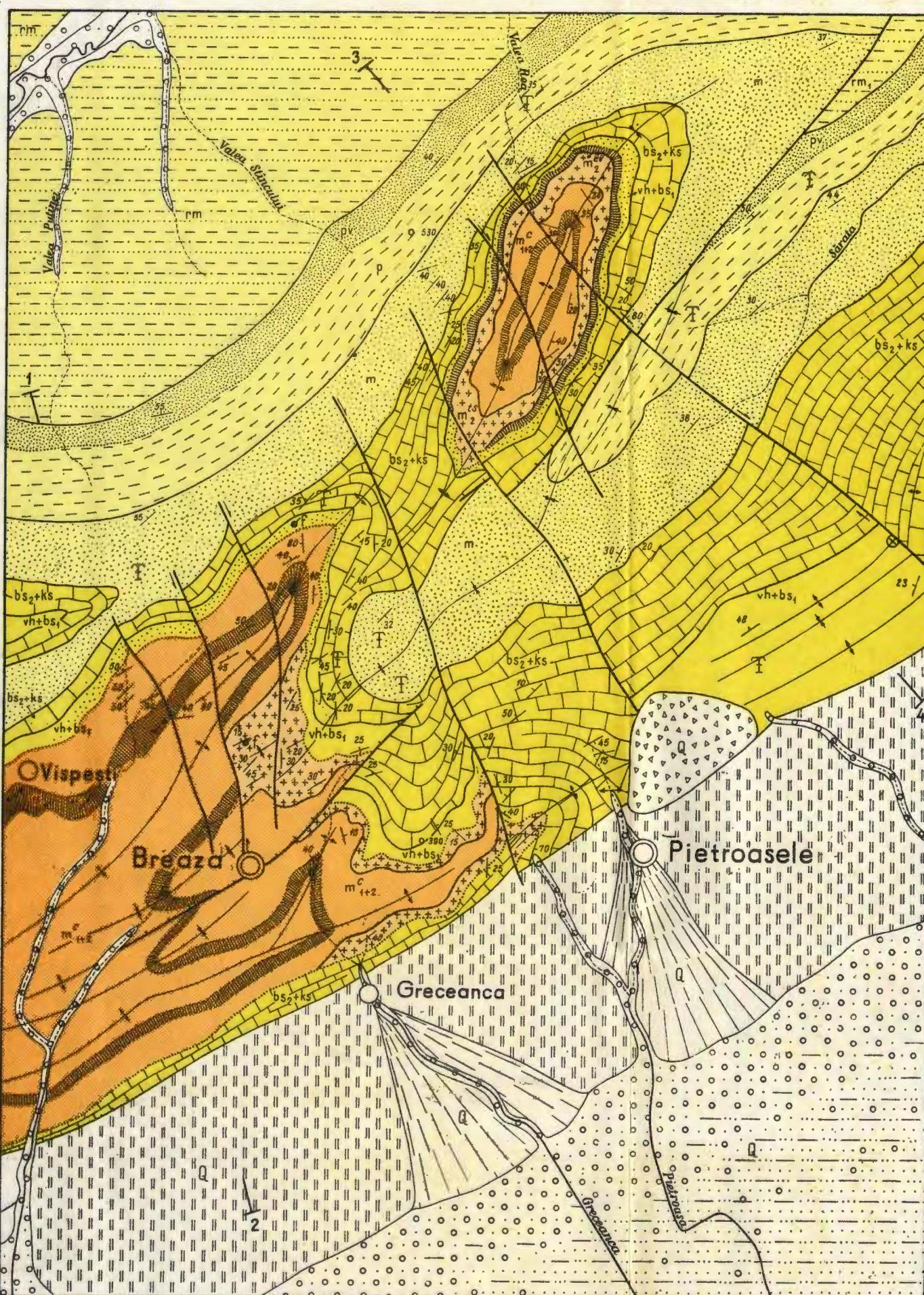
LEGENDA

CUATERNAR NEDIVIZAT	1	Depozite aluvionere (a)
	2	Depozite deluvial-coluviale (b)
	3	Depozite proluviale: conuri de dejectie (c)
	4	Depozite coluviale (d)
ROMANIAN	5	Argile, argile sillice, nisipuri
DACIAN SUPERIOR (PARSCOVIAN)	6	Nisipuri, argile
PONTIAN	7	Argile, argile sillice, nisipuri
MEOTIAN	8	Nisipuri, gresii oalitice, argile
KERSONIAN BESSARABIAN SUP.	9	Calcarul de Istrița
BESSARABIAN INF. VOLHINIAN	10	Argile, silită (a) Nisipuri, gresii (b)
MIOCEN MEDIU	11	Selenite de Valea Rea Tuful de Slănic
MIOCEN INFERIOR	12	Formațiunea cenușie Gipsul de Vispești (a)
OLIGO - MIOCEN	13	Formațiunea roșie
	14	Formațiune cu sare
	15	Formațiuni echivalente straturilor de Goru - Misino și faciesul bituminos cu gresie de Kliwa nedivizat

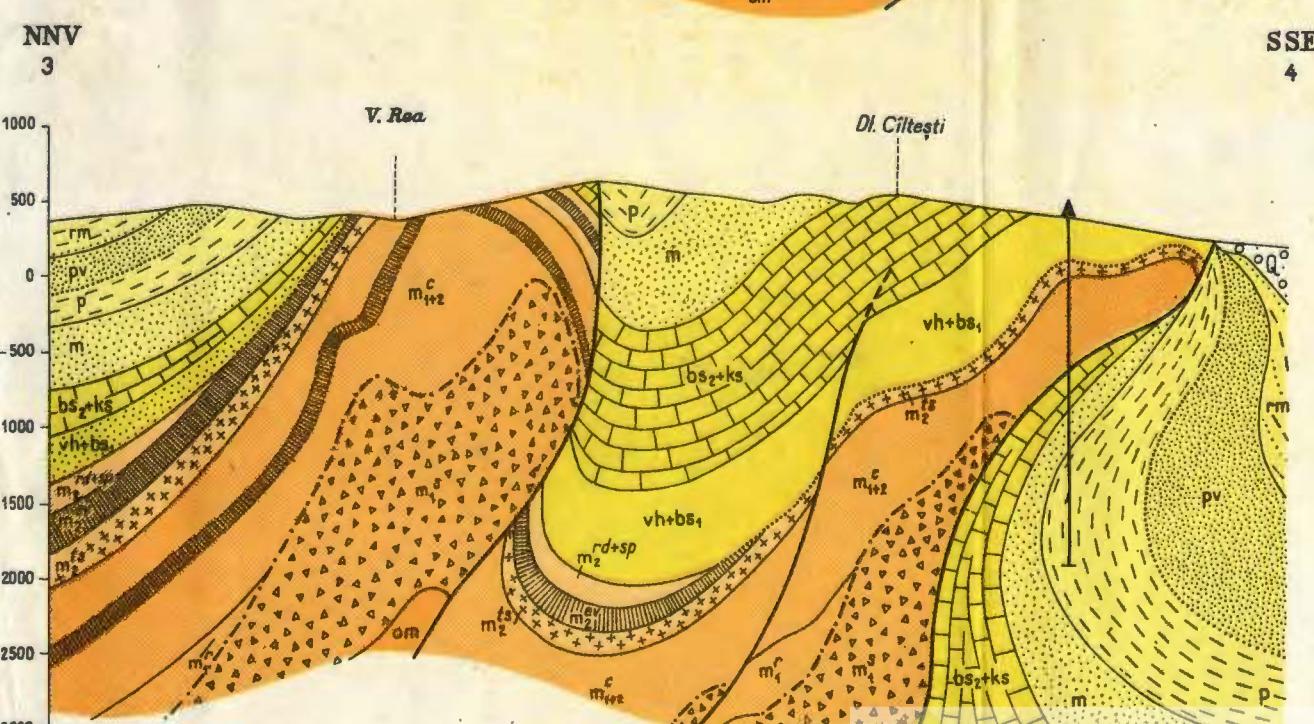
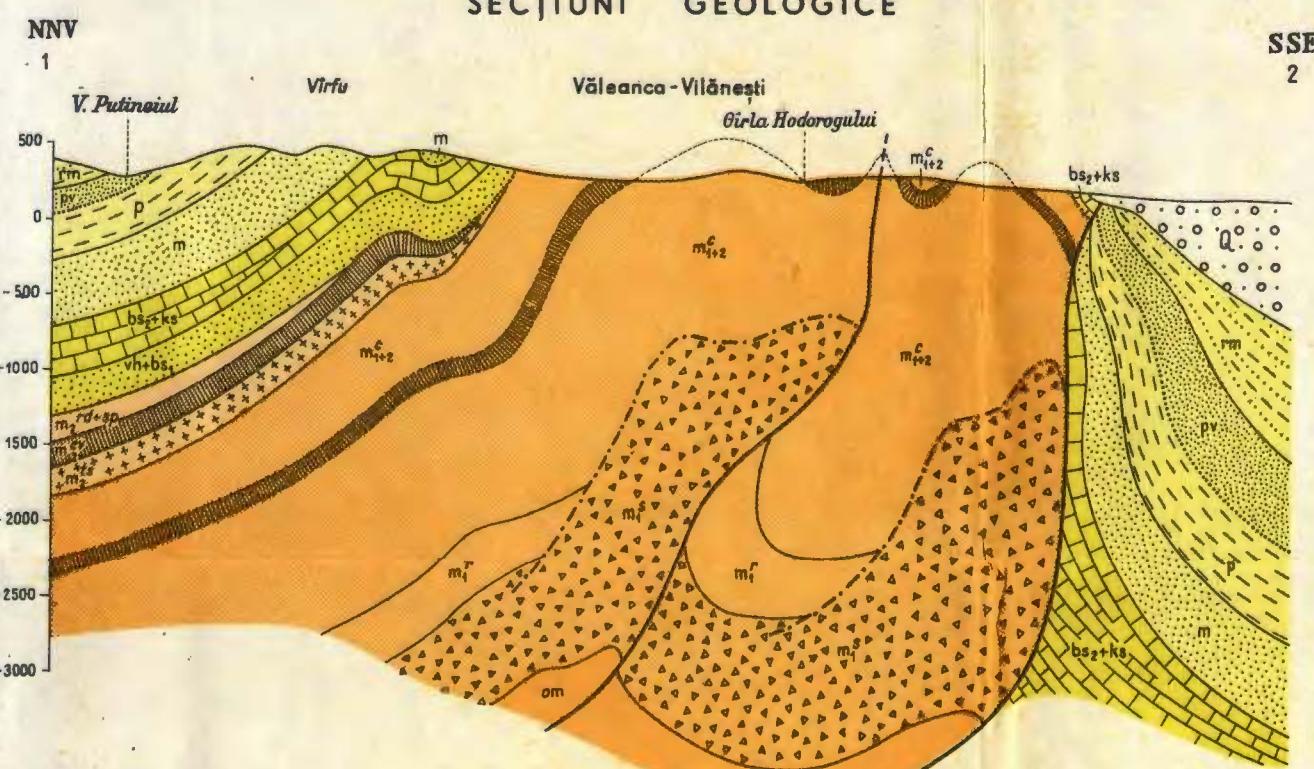
SEMNE CONVENTIONALE

- 13 — Limită geologică în general
- 14 — Limită litologică
- 15 Limită de discordanță
- 16 — Limită formațiunilor cuaternare
- 17 — Falie inversă
- 18 — Falie verticală și subverticală + comportament radical
- 19 — Falie cu decroșare
- 20 — Ax de anticliniu
- 21 — Ax de sinclinal
- 22 — Contact diapir
- 23 — Poziția stratelor
- 24 — Poziția stratelor verticale
- 25 — Foreje
- 26 — Punct fosilifer nevertebrate
- 27 — Microfaună
- 28 — Poziția secțiunilor geologice

N.B. Formațiunile sarmato-pliocene și cuaternare conform hărții geologice a R.S.R.
1:50.000 foia 131C - ISTRITA parțial simplificate.



SECȚIUNI GEOLOGICE



134572

4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII PRIVIND STRATIGRAFIA ȘI STRUCTURA PÎNZEI DE TARCĂU DIN VALEA TAZLĂULUI MARE¹

DE

MIHAI MICU², ELENA BRATU²

*Lithostratigraphy. Tarcău Nappe. Scale. Digitation. Microfaunal assemblage.
Paleogene. Outer flysch zone. Tarcău Mts.*

Abstract

Contributions to the Stratigraphy and Structure of the Tarcău Nappe in the Tazlău Mare Valley. The paper deals with the minute lithostratigraphy of the deposits belonging to the Tarcău Nappe in the zone of the Tazlău Mare Valley as well as with several microfaunal assemblages. On the basis of the structural and lithofacial criteria the digitation of the Tarcău Sandstone and the Strigoiu Scale have been separated in the Tarcău Nappe.

În această lucrare, cu caracter preliminar, prezentăm o serie de noi date lito-, biostratigrafice și structurale asupra părții estice a pînzei de Tarcău. Perimetrul cercetat se află în bazinul superior al Tazlăului Mare, fiind încadrat la nord de interfluviul dintre acesta și pîrul Nechitu, la vest de linia de creastă ce separă valea Tazlăului de văile Tarcăului și Asăului, iar la sud este delimitat de pîrul Geamăna, affluent pe dreapta al Tazlăului. Limita estică a regiunii o constituie urma planului de șariaj care separă pînza de Tarcău de unitatea cutelor marginale.

Dintre cercetările geologice mai vechi referitoare la această regiune menționăm pe cele datorate lui Athanasiu (1913), Grozescu și Popescu (1929), Grozescu (1927, 1931). Cercetări de detaliu în

¹ Predată la 5 mai 1979, acceptată pentru publicare la 6 mai 1979, comunicată în ședința din 1 iunie 1979.

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



regiune sînt efectuate ulterior de Băncilă (1952), apoi de L. Turcu-let și T. Filimon (1956)³ și D. Demetrescu și R. Botez (1959)⁴. Studii de date recentă în bazinul Tazlăului aparțin lui G. h. Mi-triea et al. (1977)⁵, M. Gherman et al. (1977)⁶ și lui M. Micu et al. (1979)⁷.

În afara acestor studii, mai sînt de menționat de asemenea o serie de lucrări cu caracter mai general, dar cu referiri directe la geologia bazinului Tazlău, printre care amintim îndeosebi pe cele aparținînd lui Atanasiu (1939, 1943), Băncilă (1955, 1958), și I. Dumitrescu et al. (1971)⁸.

Așa cum am arătat, din punct de vedere structural, formațiunile ce aflorează în regiunea căreia îi consacram prezentul studiu aparțin în exclusivitate pînzei de Tarcău. Pe baza criteriilor structurale și a celor legate de distribuția faciesurilor, am putut separa în această regiune digitația gresiei de Tarcău și solzul Strigoiu (fig.), al căror conținut lito- și biostratigrafic îl vom prezenta în cele ce urmează.

STRATIGRAFIA

1. Digitația gresiei de Tarcău

Această subunitate, care în perimetru studiat este reprezentată doar prin partea ei frontală, este caracterizată prin prezența stratelor de Horgazu (partea superioară) și a depozitelor eocene inferioare și medii dezvoltate în faciesul gresiei de Tarcău.

Stratele de Horgazu. Reprezentate în regiune doar prin partea lor superioară, stratele de Horgazu aflorează în bazinul Tazlăului Mare pe suprafețe restrînse. Litologic, acestea sînt alcătuite din gresii calcaroase cenușii sau cenușiu verzui, străbătute de diaclaze de calcit și avînd hieroglife la partea inferioară, care alternează cu marne cenușii sau cenușiu închis. Accidental, în stratele de Horgazu se intercalează marnocalcare cu fucoide, al căror caracter lenticular este evident chiar la nivel de afloriment. O caracteristică a acestor strate în regiune, ca de altfel pe întreaga lor arie de aflorare în Carpații Orientali, o constituie lipsa elementelor de șisturi verzi din fracția detritică, lucru care le deosebește atît de stratele de Hangu s. str. cit și de stratele de Puțna. Către partea lor superioară, stratele de Horgazu admit intercalații de gresii micacee masive, de tipul gresiei de Tarcău, dar cu o poziție evi-

³ Arh. IPGGH, București.

⁴ Arh. IPGGH, București.

⁵ Arh. IPGGH, București.

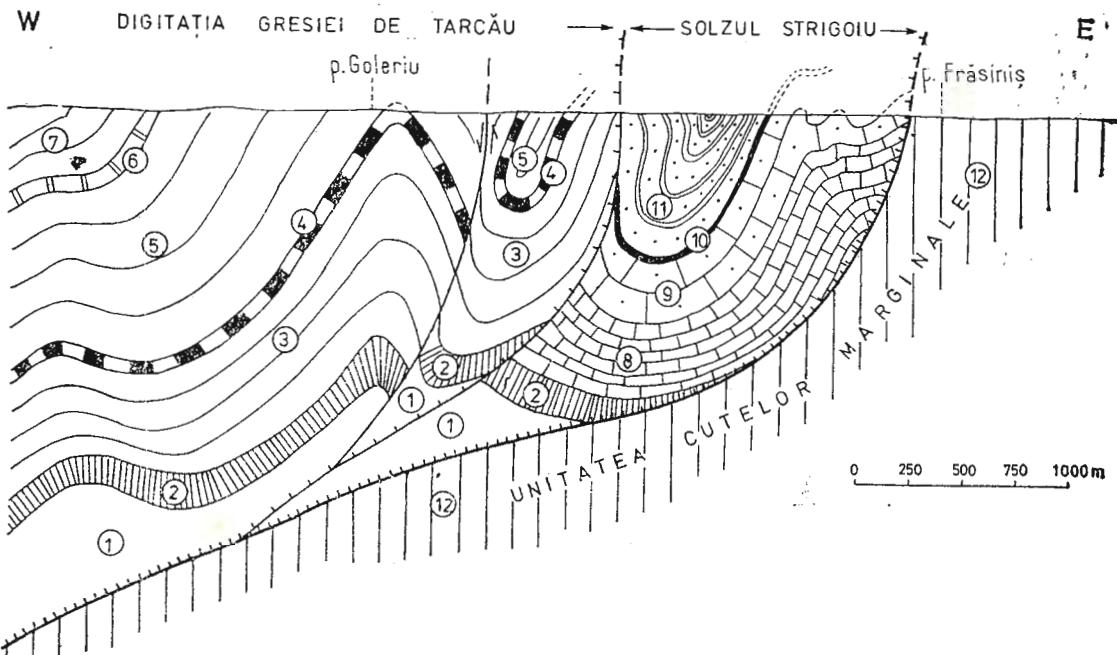
⁶ Arh. IPGGH, București.

⁷ Arh. IGG, București.

⁸ Arh. IGG, București.



dent inferioară orizontului bazal al acesteia. Această situație a mai fost semnalată anterior într-o regiune situată mai la sud de Săndulescu și Săndulescu (1964).



Secțiune geologică în pînza de Tarcău din valea Tazlăului Mare.

1, sisturi negre ; 2, strate de Lupchianu ; 3, strate de Horgazu ; 4, orizontul bazal ; 5, gresia de Tarcău inferioară ; 6, strate de Giurgiu-Ghelința ; 7, gresia de Tarcău superioară ; 8, strate de Hangu s. str. ; 9, strate de Putna ; 10, strate de Straja ; 11, strate de Ciunget ; 12, unitatea cutelor marginale.

Section géologique dans la nappe de Tarcău de la vallée du Tazlău Mare.

1, schistes noirs ; 2, couches de Lupchianu ; 3, couches de Horgazu ; 4, horizon basal ; 5, grès de Tarcău inférieur ; 6, couches de Giurgiu-Ghelința ; 7, grès de Tarcău supérieur ; 8, couches de Hangu s. str. ; 9, couches de Putna ; 10, couches de Straja ; 11, couches de Ciunget ; 12, unité des plis marginaux.

Asociația microfaunistică a stratelor de Horgazu din valea Tazlăului, reprezentată exclusiv prin foraminifere aglutinante, indică o vîrstă paleocenă, probabil Paleocenul inferior (pl. II).

Orizontul bazal. Separat în bazinul Tazlăului Mare imediat deasupra stratelor de Horgazu, este alcătuit din argile roșii și verzi, cu intercalării de regulă subdecimetrice de gresii cuarțoase glauconitice, cu aspect sticlos și culoare verde caracteristică. Grosimea întregului orizont nu depășește 30—40 m. O serie de probe micropaleontologice pre-

levate din acest orizont ne-au furnizat o bogată asociație de foraminifere planctonice și bentonice (pl. II) de vîrstă paleocen inferioară-medie. Microfauna, în special foraminiferele planctonice, dovedește clar faptul că orizontul bazal al gresiei de Tarcău are o poziție inferioară stratelor de Straja din faciesurile mai externe ale Paleogenului, punct de vedere exprimat anterior de Săndulescu et al. (1962) și de Dumitrescu et al. (1971)⁹, pe baza unor asociații microfaunistice alcătuite exclusiv din foraminifere aglutinante.

Gresia de Tarcău inferioară. Acest orizont, dispus în continuitate de sedimentare peste orizontul bazal, este alcătuit în principal din gresii micacee masive, în bancuri de mai mulți metri, care au intercalații subțiri de silturi micacee cenușii negricioase sau argile și marne cenușii. Aproximativ către partea mediană a acestui orizont, a cărui grosime în regiune o estimăm la cca 650—800 m, am putut separa 1—2 intercalații de argile roșii, a căror răspindire în regiune pare a avea un caracter discontinuu. Destul de rar, în cadrul orizontului apar și secvențe predominant pelitice, cu grosimi de 3—6 m, în care argilelor cenușii sau cenușiu-verzui le sănătate gresii decimetrice sau subdecimetrice cu hieroglife, mai bine cimentate comparativ cu gresiile de Tarcău propriu-zise.

Stratele de Giurgiu-Ghelința. Reprezintă ultima secvență argilo-grezoasă în care apar argile roșii, delimitând astfel gresia de Tarcău inferioară de gresia de Tarcău superioară. Grosimea acestor strate este în bazinul Tazlăului de numai 30—40 m, mult mai mică în comparație cu grosimile acestor strate în regiuni situate mai la sud (izvoarele Oituzului, regiunea Ghelința, bazinul Bîștelor), unde au fost separate sub această denumire de Săndulescu și Săndulescu (1964 a).

Ionescu (1957), în bazinul Tarcăului, semnalează grosimi comparabile ale acestor strate cu cele din valea Tazlăului, utilizând însă pentru ele denumirea de orizont al argilelor roșii și verzi. Socotim însă că denumirea de strate de Giurgiu-Ghelința este mai potrivită, întrucât, aşa cum am arătat, atât în gresia de Tarcău inferioară cât și în culcușul acestieia se mai cunoște intercalații de argile roșii și verzi cu care stratele de Giurgiu-Ghelința nu trebuie confundate.

Gresia de Tarcău superioară. Acest orizont, cu o grosime în regiune de 800—1 000 m, este reprezentat prin bancuri groase de gresii de Tarcău care admit intercalații de fliș grezos-argilos de tipul „stratelor cu hieroglife“, lipsite însă de argile roșii. Alcătuind principalele creste din partea de vest a regiunii, care formează și cumpăna de ape dintre bazinile Tarcăului, Tazlăului și Asăului, gresia de Tarcău superioară reprezintă cele mai noi depozite separate în aria faciesului gresiei de Tarcău din perimetru studiat.

⁹ Op. cit., pct. 8.

2. Solzul Strigoiu

Acest solz este delimitat la vest de planul de încălecare al digitației de Tarcău și la est de contactul cu depozite aparținând unității cutelor marginale din semifereastra Bistriței. La alcătuirea lui în regiune iau parte depozite senonian(?)–paleocene în faciesul stratelor de Hangu s. str. și al stratelor de Putna și depozite eocene aparținând faciesului de Ciunget.

Stratele de Hangu s. str. Atribuim cu unele rezerve acestor strate o serie de depozite care aflorează în bazinul Pîrîului Negru, la contactul pînzei de Tarcău cu unitatea cutelor marginale. Ele sunt reprezentate în principal prin marnocalcare cu fucoide cu grosimi decimetrice, care alternează cu marne argiloase cenușii, siltite cenușii și gresii calcaroase cu diaclaze de calcit. Gresiile, cu grosimi între 0,1–0,5 m, au stratificație gradată și laminație paralelă la partea inferioară, devenind uneori convolute la partea superioară. Mai apar de asemenea, destul de frecvent, grezo-calcare de tipul celor întlnite în stratele de Putna.

Caracterele litologice, comune atât stratelor de Hangu s. str. cit și stratelor de Putna, care le urmează în succesiune normală, ne fac să ne punem întrebarea dacă nu cumva aici suntem în prezență unui orizont de tranziție între aceste strate, aşa cum am avut ocazia recent să constatăm în bazinul Suceviței (Micu, 1979). Urmărirea pe direcție a acestor strate, mai ales la sud de perimetru studiat, este de o importanță deosebită, întrucât, pînă în prezent, pe aria de dezvoltare a faciesului de Ciunget nu se cunosc depozite mai vechi decît stratele de Putna. Asupra acestei chestiuni vom mai reveni în cercetările ulterioare pe care le vom consacra acestui sector al pînzei de Tarcău.

Stratele de Putna, urmează în continuitate de sedimentare peste depozitele descrise mai sus, fiind reprezentate printr-un fliș grezos-argilos constituit dintr-o alternanță de gresii calcaroase, calcare grezoase cenușii și marne argiloase cenușii sau cenușiu-verzui. Ca și în alte regiuni, la partea superioară a stratelor de Putna din bazinul Tazlăului au putut fi individualizate cîteva intercalații de brecii calcaroase cu *Lithothamnium* și fragmente de șisturi verzi.

Stratele de Straja au în bazinul Tazlăului Mare grosimi de 30–40 m. Dispuse peste stratele de Putna, sunt alcătuite din argile roșii și verzi care alternează cu gresii cuartooase fin granulare în strate centimetrice.

Stratele de Ciunget. Am separat cu această denumire o stivă de depozite cu o grosime de 450–500 m, reprezentată printr-un fliș grezos în care, la mai multe nivele se intercalează depozite de fliș tip



„strate cu hieroglife“, lipsite de intercalări de argile roșii. Masa principală a acestor depozite o constituie gresile de Tarcău, în bancuri care uneori ating 10—12 m, care frecvent au în bază secvențe microconglomeratice cu numeroase fragmente de șisturi verzi. Uneori chiar în cadrul secvențelor predominant pelitice alături de gresii apar și bancuri de 0,15—0,20 m de microconglomerate organogene cu șisturi verzi de tip dobrögian. Spre partea superioară a succesiunii apar și bancuri de conglomerate friabile, conținind în principal fragmente de cuarțite albe bine rulate, alături de fragmente de roci metamorfice de origine carpatică prinse într-o matrice silitică.

Bănei Iilă (1952, pag. 33), deși menționează prezența conglomerațelor cu elemente verzi, atribuie aceste depozite tot gresiei de Tarcău s. str., lucru cu care nu putem fi de acord, întrucât în definiția inițială a gresiei de Tarcău (Athanasiu, 1908) nu sunt amintite elemente de șisturi verzi în componenta acesteia. În plus, faptul că în prelungirea solzului cu aceste depozite, în bazinul Tazlăului Sărăt, unde succesiunea depozitelor paleogene este mai completă, peste depozitele eocene se cunosc formațiuni oligocene în facies bituminos cu gresie de Kliwa, constituie un alt argument conform căruia atribuim aceste depozite faciesului de Ciungel, în sensul în care acesta a fost denumit de Dumitrescu (1951)¹⁰. Pentru evitarea pe viitor a unor confuzii socotim că ar fi utilă introducerea unei denumiri locale pentru aceste depozite situate între stratele de Straja în pat și stratele de Plopuri încoperiș. Respectând principiul priorității, denumirea de strate de Ciungel o socotim în acest sens cea mai potrivită.

Din intercalăriile de fliș tip „strate cu hieroglife“ ale acestor depozite asociațiile microfaunistice (pl. II) indică o vîrstă cuișian-lutejană superioară. Foraminiferele mari din intercalăriile microconglomeratice, foarte bogate atât ca specii cât și ca număr de indivizi, indică (Bombiță, în Măruță et al., 1979¹¹) o vîrstă cuișiană. Urmele evidente de remaniere ale acestor macroforaminifere duc la concluzia că resedimentarea acestei asociații a avut loc la un timp destul de scurt după depunerea ei „in situ“.

TECTONICA

Așa cum am arătat anterior, criterii de ordin structural și litostratigrafic ne-au condus la separarea în regiune a digităției gresiei de Tarcău și a solzului Strigoiu, acesta din urmă cunoscut mai ales din lucrările anterioare ale lui Bănei Iilă din bazinul Tazlăului Sărăt.

Digităția gresiei de Tarcău, reprezentată în bazinul Tazlăului Mare doar prin partea ei frontală, este caracterizată prin prezența unor anticlinale și sinclinale cu vergențe estice, situate la exteriorul marelui

¹⁰ Op. cit., pct. 8.

¹¹ Op. cit., pct. 7.



sinclinal de la vest de vîrful Goșmanu, care între valea Bistriței și valea Trotușului are în ax depozite oligocene aparținând faciesului gresiei de Fusaru. Eocenul inferior și mediu al acestei digitații este dezvoltat exclusiv în faciesul gresiei de Tarcău.

Solzul Strigoiu, situat la est de digitația sus-amintită, are de asemenea o structură relativ simplă, în care au fost distinse o serie de sinclinale și anticlinale, acestea din urmă avînd flancul invers laminat. Caracteristic pentru acest solz este prezența în Eocen a unor depozite aparținând litofaciesului de Ciunget. Solzul Strigoiu încalcă la rîndul lui depozite oligocene sau eocen superioare aparținând unității cutelor marginale.

Menționăm de asemenea că în bazinul Tazlăului Mare nu am identificat depozite eocene aparținând faciesului intermedian (de Tazlău-Piepturi Puica), confirmînd astfel punctele de vedere exprimate anterior de Athanasiu (1943) și Băncilă (1952), conform cărori aceste depozite au fost îndepărtate prin eroziune.

Concluzii

Pe baza cercetărilor efectuate în regiune s-a stabilit existența în cadrul pînzei de Tarcău a două subzone : digitația gresiei de Tarcău și solzul Strigoiu.

În digitația gresiei de Tarcău a fost separată partea superioară a stratelor de Horgazu, iar în depozitele aparținând faciesului gresiei de Tarcău au fost recunoscute și descrise orizontul basal, gresia de Tarcău inferioară, stratele de Giurgiu-Ghelința și gresia de Tarcău superioară. Asociațiile microfaunistice identificate în stratele de Horgazu și în orizontul basal au completat inventarul micropaleontologic al depozitelor dezvoltate în acest facies, datele noi obținute putînd fi utilizate în viitor în corelările regionale.

În solzul Strigoiu, în bazinul superior al Tazlăului Mare, au fost separate strate de Hangu s. str., strate de Putna, strate de Straja și depozite eocen-inferioare și medii pentru care se propune introducerea denumirii de strate de Ciunget. Prin intermediul acestui solz pînza de Tarcău vine, în bazinul Tazlăului, în contact direct cu depozitele unității cutelor marginale, faciesul intermedian al Eocenului lipsind datorită îndepărtării lui prin eroziune.

BIBLIOGRAFIE

- Athanasiu I. (1939) Contributions à la stratigraphie et la tectonique du flysch marginal moldave. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, Iași.
 — (1943) Les faciès du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XXII, București.

- Athanasiu S. (1908) Raport asupra activității Institutului Geologic pe anul 1906. București.
- (1913) Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de sud. Basinul superior al Tazlăului Mare. *Rap. activitate Inst. Geol. Rom. (1908—1909)*, București.
- Băncilă I. (1952) Date noi asupra flișului din valea superioară a Tazlăului Mare. *D.S. Com. Geol. XXXVI* (1948—1949), București.
- (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Acad. R.P.R. sect. II, VII*, București.
 - (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.
- Bratu Elena (1967) Distribution des foraminifères planctoniques dans le flysch interne Paléocène-Eocène à la courbure des Carpates Orientales (Roumanie). *Proc. 1st Conf. Int. Plankt. Microfossils*, Geneva.
- (1975) Biozones du Paléocène à Lăicăi (Vallée de la Dîmbovița). *14th European Micropaleontological Colloquium-Guide of Excursions*, București.
 - (1975) Coupe de Maastrichtien à l'Oligocène dans le flysch externe de Cucejdiu (Bassin de la Bistrița). *14th European Micropaleontological Colloquium-Guide of Excursions*, București.
- Grozescu H. (1927) La géologie du bassin supérieur de Tazlăul Mare. *An. Inst. Geol. Rom. XII*, București.
- Popescu M. (1929) Note préliminaire sur la structure géologique du bassin supérieur de la vallée du Tazlău. *C.R. Séances Inst. Géol. VIII* (1919—1920), București.
 - (1931) Geologia zonei marginale a flișului între Moinești și Piatra Neamț. *D.S. Inst. Geol. XI*, București.
- Ionescu L. (1957) Contribuții la studiul Paleogenului din valea superioară a Tarcăului. *An. St. Univ. Iași, sect. II, III, 1—2*, Iași.
- Micu M. (1979) Contribuții la stratigrafia și tectonica flișului extern din bazinul Sucevei. *D.S. Inst. geol. geofiz. LXV/5*, București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana, Kusko M. (1962) Structura geologică a părții de NE a Munților Buzăului și SV Munților Vrancei. *D.S. Com. Geol. XLVII* (1960—1961), București.
- Săndulescu Jana (1964 a) Aspecte stratigrafice și structurale ale flișului paleogen din regiunea Ghelința (Tg. Secuiesc). *D.S. Com. Geol. XLIX/1* (1961—1962), București.
 - Săndulescu Jana (1964 b) Cercetări geologice în regiunea Brețcu-Ojdula și Comandău. *D.S. Com. Geol. L/2* (1962—1963), București.

DISCUȚII

C. V. Papiu: Consider că numai prezența unor intercalății conglomeratice și eventual procentul mai redus de intercalății argiloase nu constituie argumente suficiente pentru a se da o denumire specială formațiunii gresiei de Tarcău din regiunea cercetată.



Răspuns: Așa cum este prezentat pe larg în textul lucrării, considerăm că particularitățile litologice ale depozitelor eocene din solzul Strigoiu ca și ale întregii succesiuni a Paleocenului acestui solz, ne îndreptătesc să propunem denumirea de strate de Ciunget în sensul în care faciesul de Ciunget a fost definit de I. Dumitrescu (1951).

NOUVELLES DONNÉES SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA STRUCTURE DE LA NAPPE DE TARCĂU SUR LA VALLÉE DU TAZLĂU MARE

(Résumé)

Les recherches géologiques effectuées dans la région nous ont permis de distinguer dans la nappe de Tarcău deux sous-unités ayant un contenu lithostratigraphique différent : la digitation du grès de Tarcău et l'écaille Strigoiu.

Les formations appartenant à la digitation du grès de Tarcău sont représentées par des couches de Horgazu (partie supérieure), l'horizon basal du grès de Tarcău, le grès de Tarcău inférieur, les couches de Giurgiu-Ghelința et le grès de Tarcău supérieur.

A la partie terminale des couches de Horgazu on a identifié des associations microfaunistiques paléocènes, probablement du Paléocène inférieur. L'horizon basal du grès de Tarcău abrite une riche association de Foraminifères planctoniques et benthiques d'âge Paléocène inférieur-Paléocène moyen, qui démontre clairement le fait que cet horizon a une position inférieure aux couches de Straja des faciès plus externes de la nappe de Tarcău, avec lesquelles il a été souvent corrélé auparavant.

Dans l'écaille Strigoiu ont été séparées les couches de Hangu s. str., les couches de Putna, les couches de Straja et des dépôts d'âge Eocène inférieur et moyen, pour lesquels on propose la dénomination de couches de Ciunget. Ces couches ont une lithologie en quelque sorte différente de celle des dépôts appartenant au faciès du grès de Tarcău proprement-dit, du fait qu'elles renferment des intercalations de microconglomérats organogènes à éléments de schistes verts et marnocalcaires et sont dépourvues d'argiles rouges dans les séquences de flysch argilo-gréseux de type „couches à hiéroglyphes“. Bien plus, dans la succession des dépôts paléogènes de cette écaille, immédiatement au Sud de la région étudiée, sur les dépôts éocènes que nous avons séparés sous le nom de couches de Ciunget, on connaît des couches de Plopou et des formations oligocènes appartenant au faciès bitumineux à grès de Kliwa, tandis que l'Oligocène de la digitation du grès de Tarcău revêt le facies de Fusaru.

Par l'intermédiaire de l'écaille Strigoiu, la nappe de Tarcău de la vallée du Tazlău Mare chevauche des formations de l'Eocène supérieure ou de l'Oligocène appartenant à l'unité des plis marginaux de la demi-fenêtre de Bistrița. Sont ainsi confirmés les points de vue exprimés antérieurement par Atanasiu (1943)



et Băncilă (1952), selon lesquels l'Eocène sous faciès intermédiaire (Tazlău-Piepturi Puica) fait défaut dans cette région par suite de son écartement par érosion.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Colonnes stratigraphiques des dépôts de la nappe de Tarcău sur la vallée du Tazlău Mare.

Digitation du grès de Tarcău ; écaille Strigoiu.

Planche II

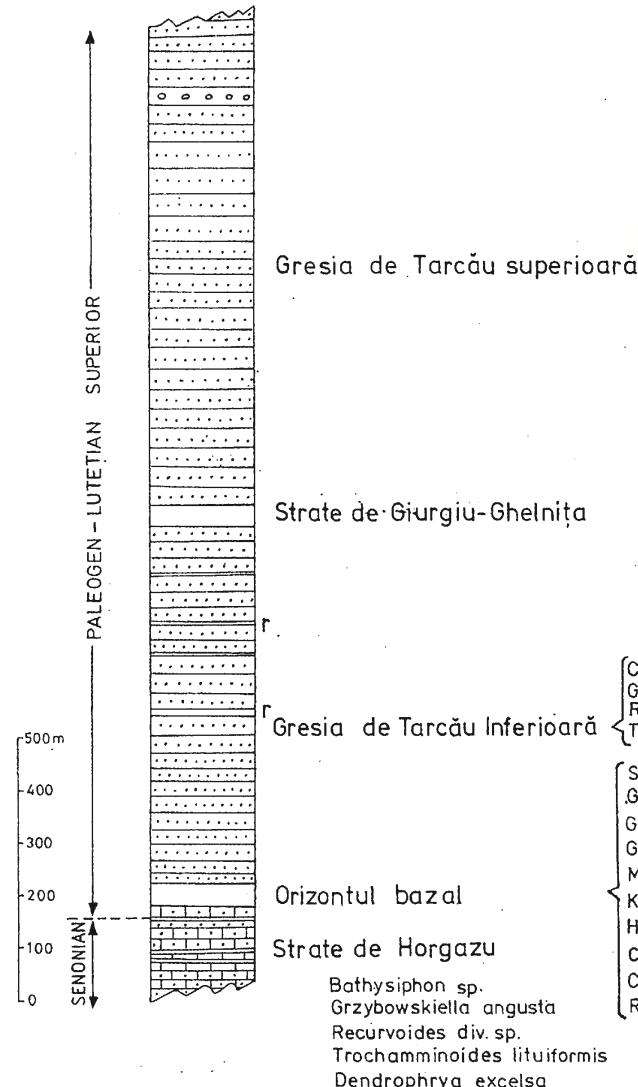
Associations de Foraminifères dans les dépôts paléocène-éocènes de la vallée du Tazlău Mare.



COLOANE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR PÎNZEI DE TARCĂU DIN VALEA TAZLĂULUI MARE

DIGITATIA GRESIEI DE TARCĂU

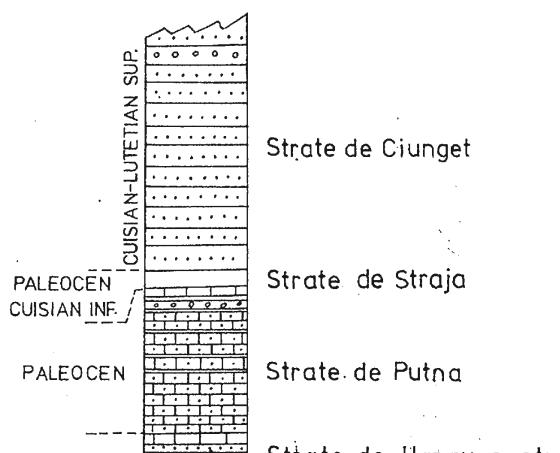
P. TAZLĂU - P. CRISTEA



M. MICU, ELENA BRATU

SOLZUL STRIGOIU

P. NEGRU - P. TAZLĂU



BRATU ELENA
ASOCIAȚII DE FORAMINIFERE ÎN DEPOZITELE PALEOCEN-EOCENE
DIN V. TAZLĂUL MARE

M. MICU, ELENA BRATU. Părțea de Tarcău din bazinul Tazlăului.

TAB. II

MICROFAUNA	V. TAZLĂU							
	ORIZONTUL BAZAL	STRATE DE HORGĂZI	TARCĂU INF.	STRATE DE HORGĂZI	STRATE DE CIUNGET			
	PALEOCEN INF.-MED.	PALEOCEN	EOCEN INF.	PALEOCEN	PALEOCEN	CUISIAN	LUTETIAN	SUPERIOR
Subbotina triloculinoides (Plummer)	○					○		
Subbotina linaperta (Finlay)		○				○		
Globorotalia pseudobulloides (Plummer)		○				○		
Globorotalia varianta (Subbotina)		○				○		
Globorotalia chapmani (Parr)		○				○		
Globigerina inaequispira (Subbotina)						○		
Globigerina eocaena (Gümbel)						○		
Acarinina convexa (Subbotina)						○		
Acarinina bullbrookii (Bolli)						○		
Acarinina interposita (Subbotina)						○		
Acarinina pseudotropilensis (Subbotina)						○		
Acarinina soldadoensis (Bronnimann)						○		
Acarinina triplex (Subbotina)						○		
Morozovella angulata (White)	○					○		
Morozovella aequa (Cushman et Renz)						○		
Morozovella lensiformis (Subbotina)						○		
Pseudohastigerina wilcoxensis (Cushman et Ponton)						○		
Cibicidoides westi (Howe)		●				●	●	○
Cibicidoides div. sp.		●				●	●	
Nodosaria longiscata d'orbigny		○				○		
Lenticulina sp.						○	○	
Pararotalia sp.						○		
Nummulites sp.						○		
Asterocydina sp.						○		
Discocyclina sp.						○		
Operculina sp.						●		
Ammolagenia clavata Walker et Jacob	○○							
Ammodiscus latus (Grzybowski)	○							
Ammodiscus sp.	○○							
Asanospira walteri (Grzybowski)		○						
Bathysiphon sp.		○○○						
Bogdanovicziella complanata (Franke)	○○○							
Carpathiella ovulum ovulum (Grzybowski)	○○○							
Carpathiella ovulum gigantea (Geroch)	●○○○							
Cystamminella grzybowski Mjatliuk	○○○							
Cystamminella pseudopauciloculata Mjatliuk	○○○							
Cystamminella elongata Mjatliuk								
Dendrophrya excelsa Grzybowski	●○○○							
Dendrophrya robusta Grzybowski	○○○○							
Dendrophrya maxima Friedberg	○○○○							
Glomospira gordialis Cushman et Jarvis	○○○○							
Glomospira charoides corona Cushman et Jarvis	○○○○							
Glomospira rostokiensis Mjatliuk	○○○○							
Glomospira irregularis Grzybowski	○○○○							
Grzybowskiella subangusta Mjatliuk	○○○○							
Grzybowskiella angusta (Friedberg)	○○○○							
Hormosina velascoense (Cushman)	○○○○							
Haplophragmoides suborbicularis (Rzehak)	○○○○							
Kalamopsis Grzybowski (Dylazanka)	○○○○							
Karreriella conformis (Grzybowski)	○○○○							
Karreriella pokory Mjatliuk	○○○○							
Karreriella indigena Mjatliuk	○○○○							
Rhabdammina cylindrica Glaessner	○○○○							
Rhabdammina discreta Brady	○○○○							
Rhabdammina linearis Brady	○○○○							
Reophax planus Halkyard	○○○○							
Reophax paraduplex Mjatliuk	○○○○							
Reophax pilularis Brady	○○○○							
Reophax splendidus Grzybowski	○○○○							
Rzehakina epigona (Rzehak)	○○○○							
Recurvoides anomnis Mjatliuk	○○○○							
Recurvoides walteri (Grzybowski)	○○○○							
Recurvoides div. sp.	○○○○							
Saccammina placenta (Grzybowski)	○○○○							
Saccammina scabrosa Mjatliuk	○○○○							
Silicobathysiphon sp.								
Silicobathysiphon gerichi Mjatliuk								
Spirolectammina sp.								
Sphaerammina subgaleata (Vasicek)								
Trochammina globigeriniformis (Jones et Parker)	○○○○							
Trochamminoidea contortus (Grzybowski)	○○○○							
Trochamminoidea lituiformis (Brady)	○○○○							
Trochamminoidea irregularis (White)	○○○○							
Trochamminoidea intermedius (Grzybowski)	○○○○							
Trochamminoidea folius (Grzybowski)	○○○○							
Trochamminoidea div. sp.	○○○○							
Valve de ostracode						○		
Spiculi de spongieri						○		
Dinti de pești						○		
Radiolarii						○		
● Frequent ○ Rare								

4. STRATIGRAFIE

GRUPUL LACUSTRU-VULCANOGEN DE BARAOLT¹

DE

MIRCEA GH. SAVU²

Pliocene. Pleistocene. Volcano (lacustrine)-sedimentary formation. Lithostratigraphy. Productive formation. Lignite. Mollusca. Ostracod-marls. Neogene basins. Brașov.

Abstract

The Baraolt Lacustrine-Volcanogene Group. The detailedness of the geological survey allowed the achievement of a new stratigraphic and tectonic interpretation of the Pliocene-Pleistocene deposits in the Baraolt Basin. The productive formation, previously considered Levantin-Villafranchian, has been assigned to the Pontian on the basis of an assemblage of limnocardiids. The lacustrine-volcanogene facies in the Baraolt Basin continues uninterruptedly from the Pontian to the Pleistocene. The sedimentary volcanite formation is considered to constitute a formation superior to the lacustrine sedimentation in the region, replacing the denomination of volcanogene-sedimentary formation, previously considered a facies of the Pliocene and Pleistocene deposits in the Baraolt Basin.

Cercetările geologice întreprinse pînă în prezent asupra formațiunilor sedimentare sau vulcanogene care formează umplutura recentă a bazinului Baraolt au urmărit în general două direcții diferite, funcție de specializarea cercetătorilor și de obiectivele urmărite.

Studiul rocilor vulcanice și al depozitelor sedimentare vulcanice asociate acestora, din munții Harghita, a condus la înglobarea acestor formațiuni din partea de nord a bazinului Baraolt la formațiunea vul-

¹ Predată la 7 aprilie 1979, acceptată pentru publicare la 9 aprilie 1979, comunicată în ședință din 27 aprilie 1979.

² Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice pentru hidrocarburi. Str. Coralilor nr. 20, București.



cano-sedimentară. În același context, cei care au urmărit depozitele sedimentare cretacice și pliocene din munții și bazinul Baraolt au încadrat zona centrală și sudică a bazinului la sedimentarul lacustru pliocen-pleistocen.

Includerea bazinului Baraolt la două domenii de sedimentare atât de diferite a fost facilitată și de acordarea unei vîrste comune (în ultimul timp, chiar pleistocenă) celor două tipuri de formațiuni. În general, pînă în prezent, părerile au fost unanime în aprecierea existenței celor două faciesuri: volcano-sedimentar și lacustru, care se întrepătrund începînd, după majoritatea autorilor, la nivelul „complexului marnos” și datat Villafranchian-Saintprestian, pe baza faunei de mamifere cu *Equus stenonis* Coochi. Această faună, găsită într-o serie nisipoasă, a fost apreciată greșit drept echivalent litoral al „complexului marnos” (Litcanu et al., 1962) din bazinul Baraolt.

În lucrările recente (Peltz, 1971), ca și pe foaia Baraolt, scara 1/50 000, editată de IGG în 1975, sunt clar exprimate raporturile de întrepătrundere a celor două tipuri de formațiuni lacustre și volcano-sedimentare.

Pentru a nu da naștere unor confuzii ulterioare, precizăm că, din punct de vedere geologic, definim ca „bazin Baraolt” ramificația nordică a „depresiunii Bîrsei” cuprinsă între munții Perșani și culminația centrală a munților Baraolt, începînd în nord, de la paralela localității Filia și tînind pînă la Aita Mare-Aita Medie, în sud. Caracterul sedimentării din bazinul Baraolt prezintă multe aspecte particulare, sensibil deosebite de cele întîlnite în partea centrală și sudică a depresiunii Bîrsei.

Observațiile în deschideri naturale, corelate cu datele de foraj, sau cu cele oferite de lucrările miniere, au condus la o imagine stratigrafică nouă privind formațiunile și raporturile dintre ele, în bazinul Baraolt.

Caracterul sedimentării formațiunilor ce constituie umplutura bazinului Baraolt este complex, remarcîndu-se o întrepătrundere pe toată grosimea stratigrafică a depozitelor terigene tipic lacustre, cu produse vulcanice sedimentate direct, sau resedimentate.

Bazat pe această constatare, am definit toate formațiunile tinere din bazinul Baraolt drept „Grup lacustru-vulcanogen de Baraolt” cu caracteristici sedimentare mixte, terigene și vulcanogene, reunite în cadrul unui bazin tipic lacustru.

Formațiunile recente, pliocen-pleistocene, ce formează „Grupul lacustru-vulcanogen de Baraolt”, se dispun pe un paleorelief constituit din formațiuni cretacic-inferioare (Berriasian-Barremian inferior) aparținînd unității de Ceahlău, pe formațiunea de wildflisch a unității bucovine, ca și pe Cretacicul superior (Turonian superior-Senonian inferior).

Formațiunea productivă (Ponțian). Formațiunea productivă reprezintă complexul litologic care cuprinde cele 5 strate de lignit de vîrstă ponțiană din regiune. Considerente de ordin stratigrafic ne-au orientat



în divizarea acesteia în două subformațiuni: în bază subformațiunea productivă, iar la partea superioară, subformațiunea marnelor cu *Limnocardium*.

Subformațiunea productivă (Ponțian). Această subformațiune poate fi paralelizată, fără mari dificultăți, cu „orizontul inferior“ (Jekeliuș, 1932), sau cu partea inferioară a „complexului cărbunos“ (Liteanu et al., 1962).

Subformațiunea productivă cuprinde intervalul stratigrafic dintre depozitele dispuse direct pe fundamentul cretacic și acoperișul stratului III de lignit, reper litologic de importanță majoră pentru bazinul Baraolt (M. Kuskov et al., 1974—1975)³.

În majoritatea forajelor care au interceptat fundamentul cretacic, cît și la suprafață, în baza subformațiunii productive au fost întlnite argile plastice albăstre-verzui, nefosilifere, ce reprezintă efectul alterației subaeriene în intervalul Cretacic superior-Ponțian. Uneori argilele sunt înlocuite, sau prezintă intercalații de nisipuri grosiere și pietrișuri rulate constituite exclusiv din material cretacic.

Sedimentarea subformațiunii productive este omogenă, ilustrând menținerea caracterului lacustru al bazinului pe întregul interval, pînă la depunerea stratului III de lignit. Au fost observate alternanțe de marne cenușii, argile cărbunoase cu argile vinete, argile nisipoase, nisipuri cenușii grosiere deosebit de fosilifere. Caracteristica paleontologică a părții bazale a subformațiunii productive este dată de prezența helicidelor și a unionidelor de apă dulce, care reflectă existența unei sedimentării în mlaștini izolate.

Fauna de moluște terestre din valea Sugo, unde este deschis echivalentul stratului I de lignit, descrisă de Marinescu (1974) ca reprezentind o asociație aparținând Pliocenului terminal-Cuaternarului inferior, bazîndu-ne pe caracterele litologice și stratigrafice pe care le-am precizat în tot bazinul Baraolt, o atribuim seriei bazale, cu care începe sedimentarea lacustră-vulcanogenă din regiune.

Fauna de moluște a subformațiunii productive este neconcludentă pentru acordarea unei vîrstă. În acoperișul stratului de lignit, exploatat în carieră la Vîrghiș și care poate fi paralelizat cu stratul I din bazinul Baraolt, abundă exemplare aparținând formelor de: *Theodoxus semipli-catus* Heuma y r, *Bulimus labiatus* Neum, *Gyraulus transylvanicus* Neum, *Pyrgula elegans* Jekeliuș, *Pyrgula eugeniae* Neum, *Hydrobia* sp., *Valvata piscinalis* Müll etc.

În ceea ce privește bogata faună de mamifere recoltată la nivelul subformațiunii productive, din stratele de lignit de la Căpeni, Baraolt și Vîrghiș, conform principiului lui Hug privind definirea Cuaternarului prin apariția formelor *Bos*, *Elephas* și *Equus*, nici una din acestea nu a fost menționată în asociațiile cunoscute (Liteanu et al., 1962;

³ Arh. IGPSMS, București.



Samson et al., 1971 etc.). Fauna de mamifere cu *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert), *Zygolophodon borsoni* (Hayes), *Hipparium cf. malostenense* Rădulescu și Samson, *Dicerorhinus cf. leptorhinus* (Cuvier) etc., fără *Equus*, *Bos*, *Elephas*, prezintă afinități certe cu fauna de Mălușteni-Berești, echivalată de Macaroviči (1971) cu cea de tip Roussillon (Astian), deci Pliocen superior.

Subformațiunea productivă conține principalele strate de lignit (numerotate începînd din bază, I, II și III). Poziția stratului de lignit de la Virgiș comportă încă discuții, acoperișul său nefiind constituit din „marnele cu *Limnocardium*”, care în bazinul Baraolt formează coperta stratului III de lignit. Este foarte posibil ca stratul de lignit de la Virgiș să reprezinte în realitate, echivalentul stratului I din bazinul Baraolt. Forajele și observațiile în deschideri naturale la Căpeni și în bazinul secundar Bodoș au relevat prezența unor intercalări groase de aglomerate andezitice, la diferite nivele ale subformațiunii productive. Mai mult, la Bodoș în partea bazală a subformațiunii, au fost remarcate aglomerate andezitice și pietrișuri cu material eruptiv (M. Gh. Savu, 1971)⁴. Observația este importantă, întrucât demonstrează existența vulcanismului în regiune, aproape concomitent cu formarea bazinului Baraolt, deci din Pontian.

În ceea ce privește grosimea subformațiunii productive, funcție de adâncimea bazinului, este cuprinsă între 40—180 m.

Vîrsta subformațiunii este pontiană pe baza elementelor de faună ce datează subformațiunea marnelor cu *Limnocardium*, cu poziție stratigrafică superioară.

Subformațiunea marnelor cu Limnocardium (Pontian superior). Această subformațiune constituie partea superioară a formațiunii productive, conținând stratele IV și V de lignit de vîrstă pontiană. Poate fi paraleлизată cu baza „orizontului mediu” definit de Jekeliuș (1932), sau cu suita de depozite ce încheie „complexul cărbunos” (Litcanu et al., 1962).

Litologic, peste stratul III de lignit, succedînd o intercalărie lumanășelică subțire de marne nisipoase tufacee gălbui cu *Dreissena*, *Theodoxus*, *Valvata* etc., urmează un interval omogen de marne vinete-albicioase, tufacee, cu deosebit de numeroase exemplare de *Paradacna fuchsii* H. erb. et Neum., cu grosimi de 10—40 m. În zona Baraolt-Căpeni-Micloșoara, ce corespunde zonei de afundare maximă a bazinului, intervalul de marne cu *Paradacna fuchsii* H. erb. et Neum., se poate repeta de două sau trei ori pe scara stratigrafică, separat prin nivele de brecii nisipoase-argiloase, cu blocuri de marne albe tufacee, pelosiderite dure, fosilifere, granule de tuf alterat albiciose, marne cărbunoase, fragmente de lignit, aglomerate andezitice, andezite. În cimentul breciilor se găsesc și numeroase forme aparținînd genurilor *Gyraulus* și *Theodoxus*.

⁴ Arh. IGPSMS, București.

Prezența materialului resedimentat de aglomerate andezitice și a marnelor tufacee ilustrează existența vulcanismului și la acest interval stratigrafic.

Un aspect particular al „subformațiunii marnelor cu *Limnocardium*“ (definiție preluată de la Jekeliuș, 1932) este faciesul nisipos argilos, cu același conținut paleontologic și poziție stratigrafică, întâlnit în bazinile secundare Bodoș și Aita Seacă.

Asociația de lamelibranhiate recoltată din „subformațiunea marnelor cu *Limnocardium*“ din zona Filia, Baraolt, Căpeni, Bodoș, conține forme aparținând genurilor: *Paradacna abichi* Hoern, *Limnocardium zagrabiense* Brus., *Limnocardium (Budmania)* sp., *Limnocardium baraci* Brus., *Limnocardium* cfr., *aitaiense* Jek., *Paradacna fuchsi* Herb. et Neum. și resturi de pești, de talie mare (bazinul Bodoș). Această asociere conținând forme citate și de Istoceanu (1969) în bazinul Crișului Alb, este în mod indubitable ponțiană, putând fi chiar Portaferrian superior.

Pe aceste considerente, acordăm o vîrstă ponțian-superioară „subformațiunii marnelor cu *Limnocardium*“ și o vîrstă mai veche, dar tot ponțiană (fără a putea da mai multe precizări, în lipsa unor elemente paleontologice definitoare), subformațiunii productive din bazinul Baraolt.

Grosimea subformațiunii marnelor cu *Limnocardium* este variabilă și cuprinsă între 30—100 m.

Formațiunea marnelor cu ostracode (Dacian-Romanian)

În continuitate de sedimentare cu formațiunea productivă urmează, în zona centrală a bazinului Baraolt, o serie deosebit de uniformă din punct de vedere litologic, reprezentată prin marne vinete-cenușii, tufacee, cu ostracode, aparținând formelor: *Candonina inderensis*, *Caspiolla gracilis*, *Pontocypris*, *Cyprideis* etc. În aceste depozite se găsesc și forme juvenile de limnocardiide (*Limnocardium barzaviae* Jek.), care se întâlnesc la diferite orizonturi, fără a forma acumulații notabile. În forajele din zona Căpeni-Baraolt sunt semnalate și intercalații de aglomerate andezitice.

ACESTE aglomerate, între care sunt cunoscute și curgeri de lave andezitice, devin tot mai frecvente spre partea de nord a bazinului, reliefind ampoloarea pe care o iau de la acest nivel erupțiile lanțului vulcanic al Harghitei.

În bazinul Bodoș și Aita Seacă, în partea de est a regiunii, formațiunea marnelor cu ostracode oferă o schimbare rapidă de facies, în care marnele sunt înlocuite cu nisipuri argiloase epiclastice gălbui ruginii, cu faună de lamelibranhiate și gasteropode lacustre. Schimbarea de facies a fost generată de izolarea celor două bazine, după depunerea marnelor cu *Limnocardium*, prin scufundarea în trepte a părții centrale a bazinului Baraolt. La acest nivel în bazinul Bodoș și Aita Seacă au fost întâlnite forme de *Dreissena polymorpha* Pallas, *Dreissensia*



muensteri Brus., *Viviparus alutae* Jekeliuș, care pledează pentru intervalul Dacian-Romanian. Formele sunt totuși nesemnificative, deoarece au fost întâlnite și în echivalentul nisipos al marnelor cu *Limnocardium fuchsii* din zona Aita Seacă-Bodoș.

Formațiunea marnelor cu ostracode, cu anumite limite privind orizontarea și variațiile de facies observate, poate fi echivalată cu „complexul marnos“ (Litoreanu et al., 1962), sau cu partea superioară a orizontului mediu (Jekeliuș, 1932). Vîrsta formațiunii ținând seama de asociația de ostracode și moluște lacustre, de poziția sa, deasupra formațiunii marnelor cu *Limnocardium* (Pontian superior), cît și de grosimea mare (50–250 m), a acumulărilor de marne cu ostracode, a fost apreciată ca reprezentând Dacianul și Romanianul, fără a putea preciza pe unde trece limita între etaje.

Formațiunea de Biborțeni (Pleistocen inferior)

Începînd din Pleistocenul inferior, activitatea vulcanică din Harghita cunoaște o fază de paroxism, care se va accentua continuu pînă la sfîrșitul Pleistocenului.

Formațiunea de Biborțeni a fost separată pentru prima oară de M. Gh. Savu et al. (1972)⁵ și M. Gh. Savu (1975)⁶ și definită ca atare pe baza sedimentelor caracteristice, recunoscute în versantul drept al văii Baraolt, începînd de la confluența acesteia cu valea Dung spre est, în dreptul localității Biborțeni.

În această zonă se remarcă și trecerea gradată de la formațiunea marnelor cu ostracode la formațiunea de Biborțeni.

Litologic se distinge o alternanță de nisipuri andezitice, nisipuri feruginoase epiclastice, gresii feruginoase și pietrișuri mărunte neconsolidate, cu elemente de gresii diverse, andezit și cuart.

În cadrul formațiunii de Biborțeni proporția în care materialul terigen alternează cu cel de natură vulcanică este egală.

Depozitele prezintă deseori o stratificație torențială evidentă. Secundar se intercalează și marne albicioase, puțin fosilifere, ce conțin uneori forme de ostracode, limnocardiide sfărîmate și impresiuni de plante. În acest cadru apar și numeroase lentele de gresii sideritice ce au format în trecut obiectivul unor exploatari cu caracter local.

Cadrul litologic al formațiunii este precizat de caracterul mixt al elementelor constitutive (terigene și vulcanice) cît și de frecvențele impregnări feruginoase întâlnite în nisipurile și pietrișurile feruginoase și în gresiile sideritice.

La vest de localitatea Bodoș și în apropierea cimitirului din Biborțeni, dispuse direct pe Cretacic, pe formațiunea productivă sau peste formațiunea marnelor cu ostracode și acoperite de formațiunea de Biborțeni, au fost întâlnite aglomerate și curgeri de lave andezitice cu piroxeni.

^{5, 6} Arh. IGPSMS, București.



Vîrsta a fost apreciată (Savu et al., 1972), ca reprezentând Pleistocenul inferior, urmînd sedimentării formațiunii marnelor cu ostracode (Dacian-Romanian) și suportind formațiunea vulcanitelor sedimentate.

Formațiunea de Biborțeni prezintă o litologie oarecum similară „nivelului inferior” al complexului vulcano-sedimentar din munții Gurghiu (Rădulescu et al., 1964). Paralelizarea formațiunii de Biborțeni cu „seria inferioară” a formațiunii vulcanogen-sedimentare din regiunea Harghita-Baraolt (Peltz, 1970), deși o admitem în principiu, nu o putem concretiza, deoarece în cadrul acestei serii inferioare autorul menționat include depozite diverse, pe care le apreciem bine localizate stratigrafic în cadrul mai multor formațiuni.

Corelarea formațiunii de Biborțeni cu formațiuni echivalente din partea centrală și sudică a țării Bîrsei este utilă, întrucât la acest nivel considerăm că au fost recoltate asociațiile de mamifere villafranchiene cu *Equus*, *Elephas*, *Bison*. În linii generale formațiunea de Biborțeni poate fi paralelizată cu complexul nisipos-argilos (Litescu et al., 1962), sau cu orizontul de marne și argile nisipoase cu intercalații de tufuri și nisipuri andezitice (Popovici, 1959).

Observațiile în fronturile superioare ale carierei de la Jarăș ne conduc la echivalarea stratigrafică a depozitelor detritice cu formațiunea de Biborțeni. Formațiunile din cariera Jarăș intrunesc toate caracterele formațiunii de Biborțeni, mai puțin materialul resedimentat de natură vulcanică.

Grosimea formațiunii de Biborțeni este redusă, fiind cuprinsă între 20—60 m.

Formațiunea vulcanitelor sedimentate (Pleistocen)

Precizăm că noțiunea de formațiune a vulcanitelor sedimentate, ca noțiune lito-stratigrafică, nu este sinonimă cu cea de „formațiune vulcano-sedimentară”, ce definește un facies cu geneză și compoziție petrografică precisă.

Prin formațiunea vulcanitelor sedimentate, înțelegem episodul final al sedimentării lacustre-vulcanogene din bazinul Baraolt și din sudul munților Harghita, în care colmatarea bazinului Țării Bîrsei și a terminațiilor sale nordice are loc într-un regim de maximă activitate vulcanică. Produsele directe ale activității vulcanice (lave, piroclastite) sunt asociate cu material de origine vulcanică ce a suferit un transport și au fost sedimentate în cadrul unui bazin lacustru, în alternanță cu episoade de roci terigene sau organogene.

Folosirea noțiunii de formațiune a vulcanitelor sedimentate, în locul celei de formațiune vulcano-sedimentară, este necesară pentru precizarea poziției stratigrafice bine definite într-o succesiune evidentă în cadrul sedimentării lacustre-vulcanogene din bazinul Baraolt. Denumirea anterioară conducea la un sincronism al formațiunii vulcano-sedi-



mentare cu o mare parte din sedimentele neogen-superioare din regiune, fapt ilustrat de altfel și pe harta Institutului geologic scara 1/50 000, foaia Baraolt — 1975.

Formațiunea vulcanitelor sedimentate reprezintă deci, nu un facies, ci un orizont stratigrafic bine individualizat, localizat la partea superioară a formațiunilor pliocene și pleistocene din bazinul Baraolt și din partea de sud a munților Harghita.

Formațiunea vulcanitelor sedimentate urmează fie în continuitate de sedimentare cu formațiunea de Biborteni, fie dispusă discordant peste formațiunile mai vechi, pliocene sau chiar cretacice. În cadrul acestei formațiuni am distins o subformațiune inferioară și una superioară, cu caractere litologice apropiate.

Subformațiunea inferioară (Pleistocen inferior-mediu). În cadrul său se remarcă o acumulare masivă de depozite de origine vulcanică, în care se interpun și secvențe de natură terigenă într-o proporție de 25—30%.

Predomină strate de aglomerate andezitice alterate, ce alternează cu nisipuri vinete-cenușii, andezitice și nisipuri feruginoase epiclastice. Uneori se întâlnesc strate de 2—5 m de marne vinete, tufacee, cu ostracode, argile vinete sau gălbui, plastice, precum și tufite albicioase alterate. În partea bazală s-au întâlnit una sau mai multe intercalații de pietrișuri andezitice rulate, cimentate cu un liant feruginos, limonitic.

Alternând cu nisipurile, marnele și argilele, se găsesc strate de 2—10 m de megabrecii andezitice, constituite din blocuri nerulate, metriche, de andezite, cimentate cu liant limonitic. În foraje, în depozitele descrise, au fost întâlnite pînze de lave interstratificate.

La diferite intervale, atât în bază cât și la partea superioară, s-au acumulat și strate de diatomit și de lignit. Cercetările efectuate, (M. G. S a v u, 1975)⁷ au precizat pentru prima oară existența unor strate de lignit în formațiunea vulcanitelor sedimentate. Aceste strate echivalente de toți cercetătorii anteriori cu stratele I—V de lignit din bazinul Baraolt pentru care am acordat vîrstă ponțiană, formează de fapt un al doilea episod de cărbuni în regiune, de vîrstă recentă, pleistocenă. Menționăm că doar J e k e l i u s (1923) separă aceste strate, de cele de la Baraolt-Căpeni, considerate atunci meotiene, paraleлизîndu-le însă cu stratele de lignit de la Vîrghiș, Racoșul de Sus, Bodoș, Aita Seacă, considerate mai noi, daciene. Cercetările noastre au infirmat punctele de vedere ale lui J e k e l i u s, exceptînd remarcarea lignitului dispus între acumulările de aglomerate și lave andezitice.

Semnalarea și precizarea celui de al doilea complex cu cărbuni, la nivelul formațiunii vulcanitelor sedimentate (Pleistocen), ce cuprinde mai multe strate de lignit, cu grosimi reduse și un grad redus de incarbona-

⁷ Op. cit., pct. 6.

nizare, ridică problema existenței unui al doilea moment favorabil acumulării cărbunilor.

În ce privește zăcământul de diatomit de la Filia, precum și diatomitele de la Herculian (M. G. h. Savu et al., 1972)⁸, le considerăm cantonate în limitele subformațiunii la care ne referim. Grosimea subformațiunii inferioare, pe baza observațiilor de suprafață și datelor de foraj, o estimăm, la 100—250 m. Vîrsta este pleistocenă, posibil Pleistocen mediu-superior.

Subformațiunea superioară (Pleistocen mediu-superior). Trecerea de la subformațiunea inferioară la cea superioară se face treptat, limita între ele, fiind greu de trasat, atât pe teren, cât și în foraje. Practic limita se poate trece în momentul în care se modifică brusc raportul dintre materialul de natură terigenă și cel de natură vulcanică, predominând materialul de origine vulcanică într-o proporție de 95—100%. Formațiunile terigene apar cu totul secundar, fiind reprezentate prin lentile de marne, argile tufacee, diatomit sau lignit. Componența litologică, vulcanică, este identică cu cea din subformațiunea inferioară, megabreciile prezintând fenomene de contact termic cu depozitele detritice sau argiloase pe care s-au depus, demonstrând acumularea acestora concomitent cu fazele de erupție. Frecvent se interpun la diferite intervale curgeri masive de lave andezitice, cenușii-cărămizii, cu hornblendă și biotit.

O masă importantă de roci este formată din aglomerate andezitice cu constituție petrografică variată (piatrăponce, tufuri, tufite, pietrișuri andezitice).

Rezultatele forajelor din bazinul Bodvai și datele de observație directă, conduc la concluzia acumulării materialului vulcanic primar în zonele depresionare existente în momentul erupțiilor. Este de presupus o acțiune destructivă intensă a depozitelor pleistocene în preajma aparatelor vulcanice, generată de o acțiune explozivă a acestora, a curgerilor de noroi pe pantele vulcanilor, aproape simultană cu amularea pînzelor de lavă. Prin crearea acestui paleorelief pleistocen în zonele depresionare s-au depus lave andezitice pe grosimi considerabile. Astfel se poate explica prezența în unele zone a unor curgeri de lave groase, mărginite de depozite detritice resedimentate, aproximativ sincrone, dar evident diferite litologice.

Grosimea subformațiunii superioare crește de la sud către nord, fiind cuprinsă între 100—400 m.

Vîrsta a fost apreciată ca Pleistocen mediu-superior pe baza faptului că stau peste subformațiunea inferioară și peste formațiunea de Biborteni.

⁸ Op. cit., pct. 5.

Holocenul

Holocenului i-au fost atribuite șesurile aluviale, conurile de dejecție, alunecările de teren și terasele recunoscute în regiune.

Din Cretacicul superior pînă în Pонțian regiunea a suferit o denudare intensă, ce a contribuit la constituirea unei rețele hidrografice, cu depuneri de aluviumi și a unor zone depresionare, în care s-au instalat mlaștini cu depozite de turbărie.

Începînd din Ponțian, simultan cu declanșarea primelor faze de erupție din Harghita, marcate de prezența aglomeratelor în partea bazală a formațiunii productive, apar primele falii ce au schițat delimitarea bazinului Baraolt. Depunerea stratelor principale de lignit din bazin este legată de formele depresionare existente pe paleorelieful cretacic și delimitate de falii de amploare redusă. Observarea datelor de foraj a condus la observația că principalele acumulări de lignit sunt localizate în general în lungul cursurilor de apă actuale, a căror evoluție este legată de formele depresionare preexistente.

Depunerea subformațiunii marnelor cu *Limnocardium* din acoperișul stratului III a avut un caracter evident transgresiv peste termenii mai vechi, dispunîndu-se uneori direct pe Cretacic.

Aportul ridicat de material vulcanic de la acest nivel (marnă tufacee și tufite) relevă fazele de erupție din Harghita. Eliberarea masei vulcanice a generat fascicolele de falii cu direcție generală NE-SV ce converg în nord, în zona craterului Cucu. Acest sistem convergent de falii au avut ca efect coborîrea formațiunii productive în trepte, în zona centrală a bazinului și izolarea bazinelor secundare Bodoș și Aita Seacă, ce își continuă sedimentarea într-un facies predominant detritic.

Existența falilor și compartimentelor în trepte este demonstrată de datele de foraj și de observarea subformațiunii marnelor cu *Limnocardium* în culmea Bucfei și la sud de Căpeni, între care există o denivelare pe verticală de peste 250 m, corespunzătoare săriturii faliei.

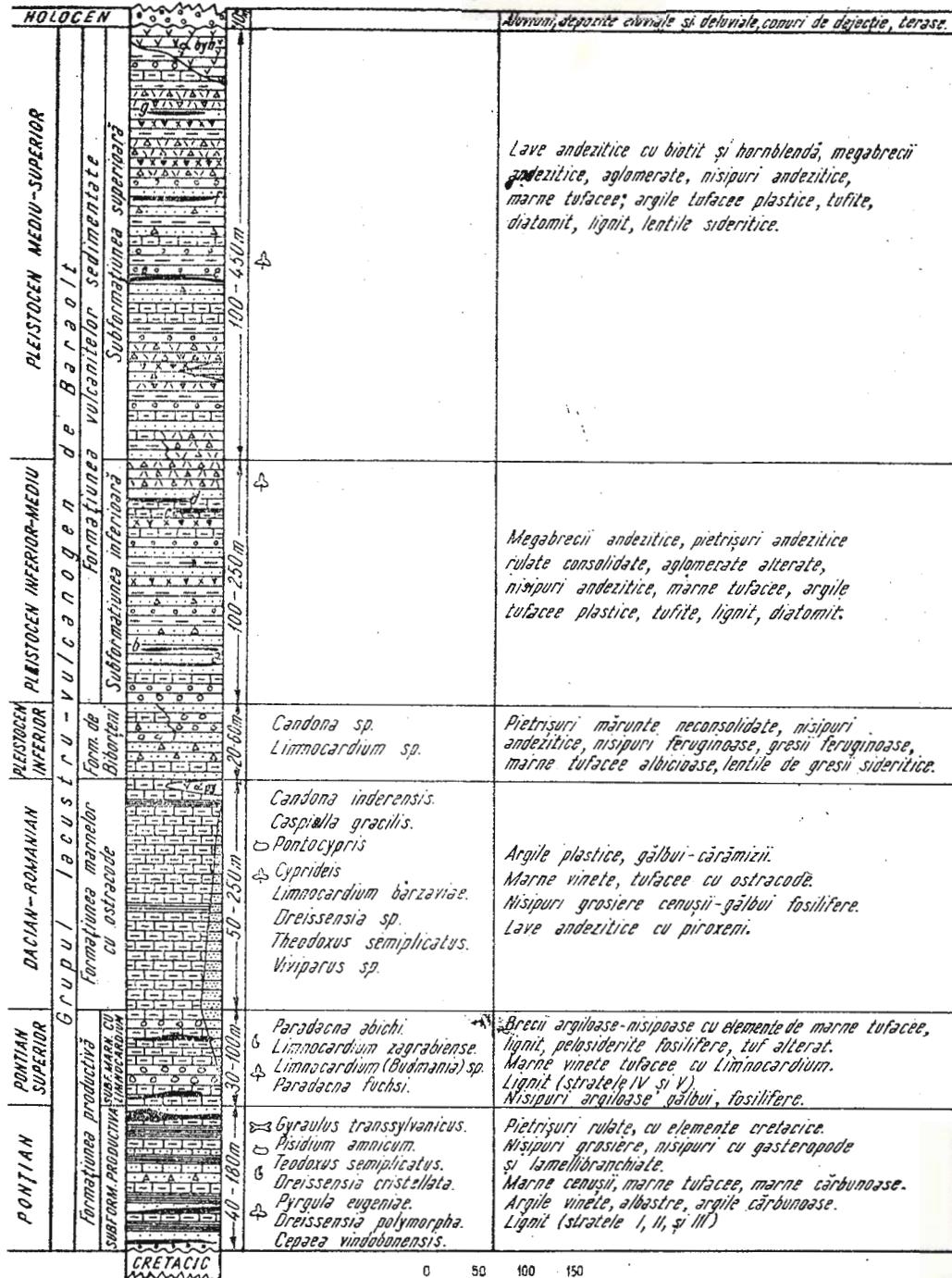
Fascicolul de falii (falia Căpeni-Brăduț, falia Baraolt și falia Biborteni-Aita Medie), mărginește două compartimente ridicate în cadrul bazinului Baraolt. Cercetările noastre au precizat continuarea acestora și la nord de valea Baraolt. Sistemele de falii ce delimităză compartimente în trepte au fost continuu active pînă în Pleistocenul superior, cînd afectează și depozitele formațiunii vulcanitelor sedimentate.

În Pleistocenul inferior, o serie de falii cu evidente tendințe de decroșare afectează în egală măsură fundamental și formațiunile pliocen-pleistocene din bazinul Baraolt, conducînd la constituirea unor blocuri, prin segmentarea compartimentelor în trepte, deja existente.

În concluzie, ce am definit drept „Grup lacustru-vulcanogen de Baraolt“, reprezintă o succesiune de formațiuni sedimentare, acumulate în cadrul unui bazin lacustru, în care se intercalează, chiar de la formarea acestuia, depozite de origine vulcanică. Această întrepătrundere a



BAZINUL BARAOLT



Coloana litostratigrafică sintetică a formațiunilor sedimentare din bazinul Baraolt.
 Colonne lithostratigraphique synthétique des formations sédimentaires du bassin de Baraolt.



condus, pe întreaga arie a bazinului Baraolt, la acumularea unor depozite groase, de origine mixtă, sedimentară-lacustră și vulcanogenă (fig.).

Precizarea existenței materialului de natură vulcanică în toate formațiunile prezентate ilustrează existența vulcanismului în Harghita de Sus încă din Ponțian, iar predominanța acestuia la nivelul formațiunii vulcanitelor sedimentate indică Pleistocenul ca fază de paroxism.

BIBLIOGRAFIE

- Alimen Henriette, Rădulescu C., Samson P. (1969) Précisions paléontologiques et indices climatiques relatifs aux couches pléistocènes de la dépression de Brașov (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, ser. 10, Paris.
- Jekelius E. (1923) Zăcăminte de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului. *Inst. Geol. Rom. Stud. tech. Econ.* 3, 2, București.
- (1932) Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, 2, București.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (bazinul Baraolt). *Stud. cerc. geol.*, 7, 3—4, București.
- Macarovici N. (1972) Sur la faune „villafranchienne“ de la Roumanie. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza“*. Serie nouă, secț. 2, b, Geol. XVIII, Iași.
- Marinescu F. (1975) Asupra unei faune de moluște terestre și limnice de la est de Baraolt (nord de Brașov). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXI (1973—1974), 3, *Paleontologie*, București.
- Peltz S. (1970) Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt. *D.S. Inst. Geol.* LVII (1969—1970), 5, *Tectonică și geologie regională*, București.
- Popovici Viorica (1959) Explorări geologice în bazinul Baraolt-Virghiș-Căpeni-Bodoș-Aita Seacă. *Stud. tehn. econ. seria A, Prosp. expl. geol.*, 5, București.
- Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Rădulescu C., Samson P., Mihăilă N., Kovacs Al. (1965) Contributions à la connaissance des faunes de Mammifères pléistocènes de la dépression de Brașov — Roumanie. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16, Ohringen.
- Savu Gh. M., Lubenescu Victoria, Cismaru Gh. (1980) Asupra vîrstei formațiunii productive din bazinul Baraolt. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/4, București.
- Saulea Emilia (1967) Geologie istorică — Ed. didact. pedag., București.



- Samson P., Rădulescu C., Kisgyorgy Z. (1971) Nouvelles données sur la faune de mammifères du Villafranchien inférieur de Căpeni-Virgiș (Dépression de Brașov — Roumanie). *Eiszeitalter u Gegenwart*, 22, Ohringen.
- (1975) Foaia Baraolt, scara 1/50 000, Inst. geol. geofiz., București.

DISCUȚII

C. Ghenea: Cercetări recente asupra faunelor villafranchiene au arătat că zona faunistică villafranchiană se suprapune unui interval de timp cuprins între cca 3,5—1 mil. ani. Date aparținând lui Ambrosetti, Azzarolli, Bonnadonna, indică vîrstă chiar mai vechi, în jur de 4 mil. ani. Considerăm că fauna de la Căpeni-Baraolt din complexul productiv se plasează printre faunele de început ale Villafranchianului, probabil plasate în jurul vîrstei de 4 mil. ani. În acest mod însă, necorelarea dintre faunele de vertebrate și *Paraceraspis abichi* și *Limnocardium zagrabiense*, rămîne valabilă numai dacă se consideră că primele aparțin Dacianului, iar moluștele descrise de autor aparțin Ponțianului.

F. Marinescu: Sint de părere că, aşa cum se consideră în momentul de față, fauna de moluște pontiene se poate acorda foarte bine cu faunele de mamifere. Astfel cele două specii de moluște indică vîrsta portaferiană și nu credem că ele se găsesc mai sus decât în baza depozitelor neogene din depresiunea Baraolt. Mamiferele, aşa cum ne-a confirmat colegul C. Ghenea, plasîndu-se în Villafranchianul inferior, deci la 4—3,5 M.A., pot indica aproximativ Dacianul inferior. Ele se află în partea superioară a succesiunii neogene, în orice caz mai sus decât *Limnocardium zagrabiense*, acordîndu-se oarecum cu fauna de moluște descrisă de Jekelius. Eventual cu aceasta din urmă s-ar putea deci corela și fauna de gasteropode terestre din valea Șuga, cu toate că sint de părere că s-ar plasa chiar puțin mai sus. Gîndindu-ne că Ponțianul nu are o durată prea mare în timp (s-a vorbit chiar de numai 1 M.A.), atunci intervalul dintre începutul sedimentării în bazin (în timpul Ponțianului) și sfîrșitul sedimentării (în Dacian) nu este prea mare. Atrag atenția autorului de asemenea că trebuie o foarte mare atenție în corelarea forajelor, avind în vedere pe de o parte marele grad de tectonizare al bazinului, iar pe de alta faptul că stratele de cărbuni sunt lenticulare, deci este posibil ca prin efilarea unora să se ofere corelări eronate.

LE GROUPE LACUSTRE-VOLCANOGÈNE DE BARAOLT

(Résumé)

On a réalisé par cette étude une nouvelle image lithostratigraphique des formations sédimentaires pliocènes et pléistocènes du Bassin de Baraolt. On les a interprétées comme représentant une succession ininterrompue du Pontien

jusqu'au Pliocène, en distinguant depuis la base : la formation productive, la formation des marnes à Ostracodes, la formation de Biborteni et la formation des volcanites sédimentées. Pour la formation productive on remarque que son âge a descendu du Villafranchien au Pontien, en vertu des associations de Limnocardidae.

La formation volcano-sédimentaire connue dans la région est considérée comme une formation stratigraphiquement supérieure à la sédimentation lacustre-volcanogène du Bassin de Baraolt, constituant la formation de Biborteni et la formation des volcanites sédimentées.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

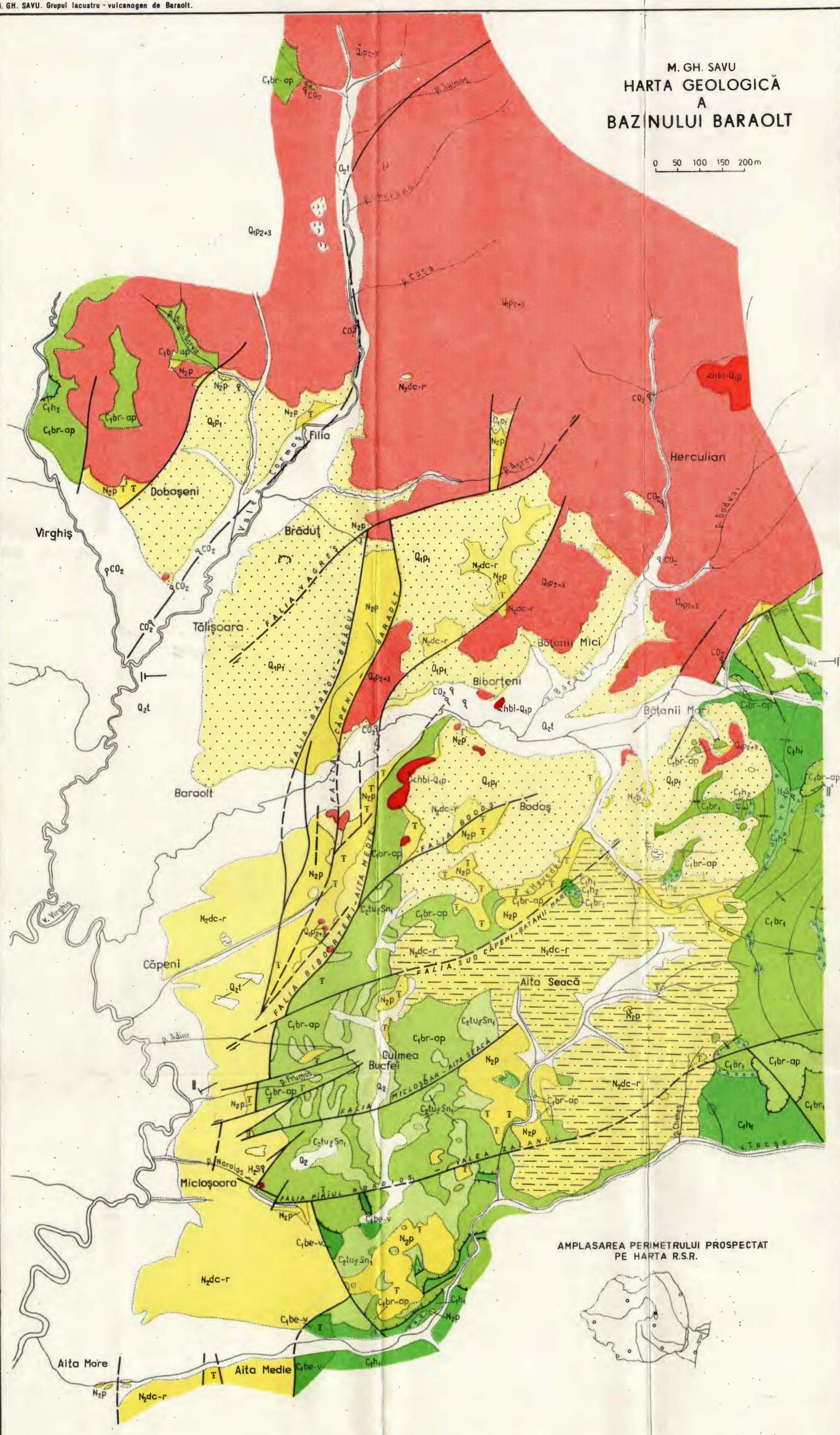
Carte géologique du bassin de Baraolt.

1, Holocène : a, glissements de terre ; b, cônes de déjection ; c, dépôts alluvio-diluviaux ; d, terrasses. 2, Pléistocène moyen-supérieur : formation des volcanites sédimentées ; 3, Pléistocène inférieur : formation de Biborteni ; 4, Dacien-Romanien : formation des marnes à Ostracodes (a, faciès argileux) ; 5, Pontien : formation productive. Zone cristallino-mésozoïque, couverture post-tectonique ; 6, Sénonien inférieur-Turonien supérieur : formation marno-gréseuse conglomératique. Unité bucovinienne : 7, Aptien-Barrémien : formation de Wildflysch. Zone du flysch — unité de Ceahlău : 8, Barrémien inférieur : formation schisteuse (couches de Comarnic inférieures). Couches de Sinaia : 9, Hauerivien supérieur : formation à brèches ; 10, Hauerivien inférieur-moyen : formation gréseuse ; 11, Valanginien-Bessarabien : formation calcaire. Roches magmatiques ; 12, Pléistocène : andésites à hornblende et biotite, andésites à pyroxènes ; 13, limite des formations holocènes ; 14, limite normale ; 15, limite de discordance ; 16, limite d'olistolite ; 17, faille ; 18, ligne de charriage ; 19, décrochement ; 20, axe d'anticlinal ; 21, axe de synclinal ; 22, carrière ; 23, source carbogazeuse ; 24, source sulfureuse ; 25, point fossilifère ; 26, position des sections géologiques.

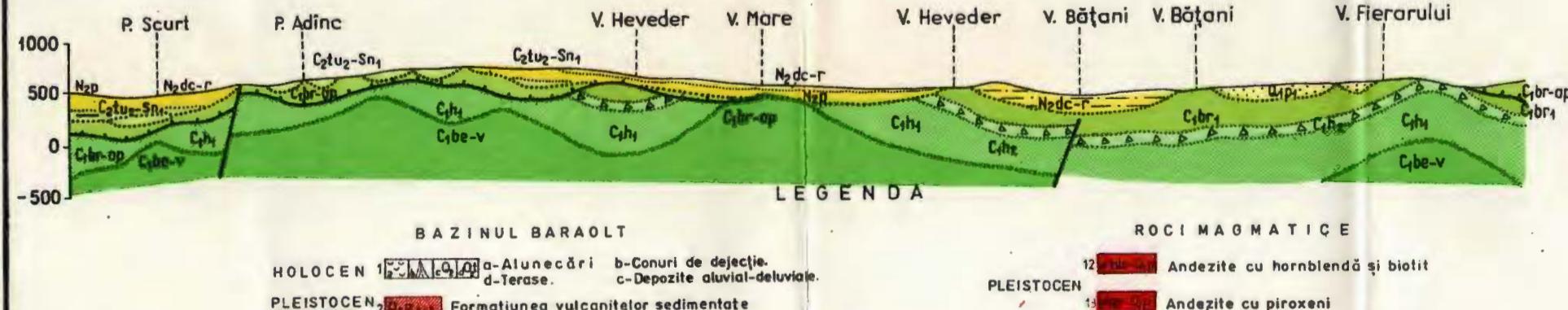
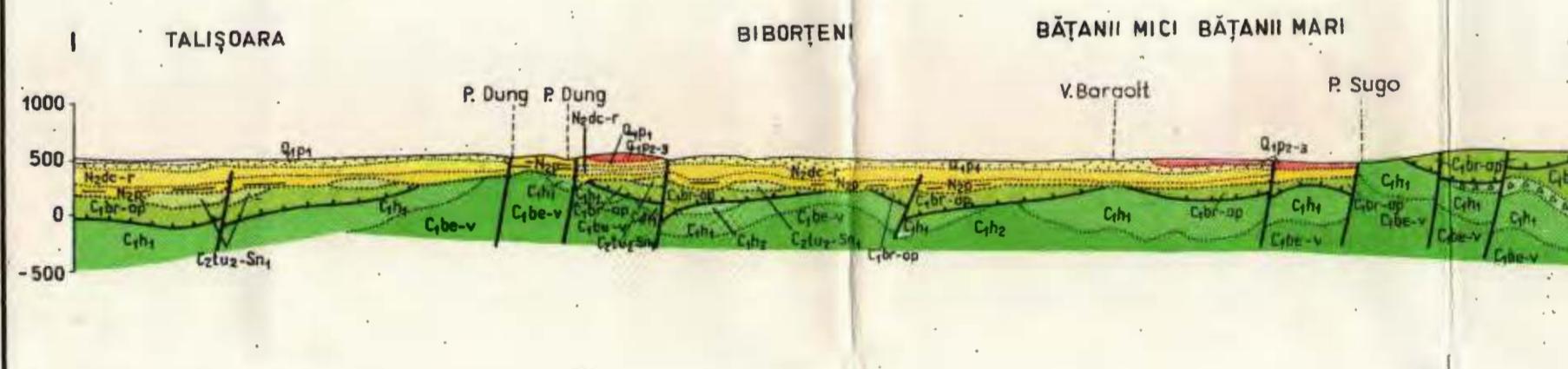
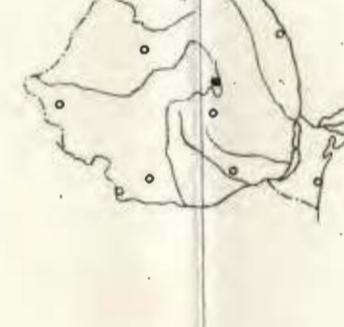


M. GH. SAVU
HARTA GEOLOGICĂ
A
BAZINULUI BARAOLT

0 50 100 150 200 m



AMPLASAREA PERIMETRULUI PROSPECTAT PE HARTA R.S.R.



BAZINUL BARAOLT

HOLOCEN 1 a-Alunecări b-Conuri de dejectione.
d-Terase. c-Depozite aluviale-deluviale.

PLEISTOCEN 2 Formațiunea vulcanitelor sedimentate

MEDIU SUP. 3 Qp₂₊₃ Formațiunea de Biborteni

DAZIAN ROMANIAN 4 Ndc-r Formațiunea marnelor cu ostracode (a-facies argilos)

PONTIAN 5 Np₁ Formațiunea productivă

ZONA CRISTALINO-MEZZOZOICĂ

SENONIAN INF. 6 C₁br-ap Formațiunea marinoasă grezoasă conglomeratică

TURONIAN SUR. 7 C₁br-ap Formațiunea de Wildflysch

ZONA FLISULUI - UNITATEA DE CEAHLAU

BAREMIAN INF. 8 C₁br Formațiunea gistoasă (stratul de Comanic Internațional)

HAUTERIVIAN SUP. 9 C₁br-ap Formațiunea cu brecii

HAUTERIVIAN INF. MEDIUM 10 C₁br Formațiunea grezoasă

VALANGIAN 11 C₁br Formațiunea calcaroasă

BERRIASIAN

ROCI MAGMATICHE

12 Andezite cu hornblendă și biotit

13 Andezite cu piroxeni

SENSE CONVENTIONALE

14 Limita formațiunilor holocene

15 Limită normală

16 Limită de discordanță

17 O Limita de olistolit

18 Fâlfie 19 Linie de sărăj

20 Decroșare

21 Ax de anticlinal

22 Ax de sinclinal

23 Corieră

24 qCO_2 Izvor carbogios

25 qH_2S Izvor sulfuros

26 Punct fosilifer

27 Poziția secțiunilor geologice

4. STRATIGRAFIE



Project 25 : Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys
Neogene

PRÉCISION BIOSTRATIGRAPHIQUES SUR LE BADÉNIEN DE LA DÉPRESSION DE BEIUŞ¹

PAR

JOSEFINA STANCU²

Langhian. Badenian. Biostratigraphic distribution. Reefal facies. Algae. Foraminifera. Stratigraphic unconformity. Neogene basins. Beiuş.

Abstract

Biostratigraphic Specifications on the Badenian of the Beiuş Depression. The researches carried out in the Beiuş Depression pointed out the wide distribution of the Langhian on the basis of *Amphistegina lessoni*, *Heterostegina costata* beside bryozoa, mollusca etc. The prevailing facies is the reefal one — an algal biolithite — consisting of species of *Lithophyllum*, particularly developed in the median zone of the depression. In the "fore reef" zone new forms have been found out, among which bryozoa and brachiopoda are to be mentioned. The Upper Badenian (Kossovian) occurs only in a very small area in the northwestern part of the Beiuş Depression. The Sarmatian is usually transgressive, frequently reworking the Langhian faunas.

Les informations les plus anciennes sur l'existence — dans la Dépression de Beiuş — des dépôts d'âge anté-Sarmatien appartiennent à Szonthág (1893—1913). Il fût le premier chercheur à faire des relevés géologiques, étudiant aussi les faunes marines près des localités Hidiş (1893) et Bucuroaia-Tăşad (1913), et signalant la présence du genre *Amphistegina* au Sud-Ouest de Tăşad (1897).

Plus tard, Paucă (1935 a, b) présente la première étude monographique de la dépression, abordant le déchiffrement stratigraphique des dépôts mio-pliocènes avec la présentation des associations fauniques pour chaque étage. En ce qui concerne le „Tortonien“, l'auteur

¹ Reçu le 26 Avril 1979, accepté le 9 Mai 1979, présenté à la séance du 15 Mai 1979.

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



remarque ses nombreux faciès et les range, du bord vers le centre du bassin, en : détritique torrentiel, à faunes roulées et remaniées synchrone ; récifal corraligène (avec associations de Mollusques, Bryozoaires et Echinoides) ; récifal à *Lithothamnium* ; marneux à détritus organogène et marneux de couleur violacée à Foraminifères, Mollusques et Vers. L'auteur revient en 1954 avec des informations générales sur la dépression, dans l'étude de synthèse sur la géologie des bassins néogènes externes des Monts Apuseni.

En 1965, le secteur nord-est de la Dépression de Beiuș fait l'objet d'un ouvrage de D. Istoceșcu, M. Diaconu, Felicia Istoceșcu. Les auteurs parlent d'une phase continentale qui a eu lieu entre le „Tortonien supérieur“ (dans lequel ils ont reconnu deux complexes lithologiques, inférieur tufacé et supérieur marneux) et le Sarmatien. Dans l'étude géologique de la région située entre les rivières Crișul Repede et Crișul Negru les auteurs — et Mihai Aurică (1970) aussi — posent également le problème des deux faciès du „Tortonien supérieur“ de la Dépression de Beiuș, l'un détritique au bord du bassin et l'autre pélitique, en profondeur.

En 1971 paraît une note sur l'association micropaléontologique des dépôts „tortoniens“ de Bicăcel (N Forosig), où Ghetea et Oncescu ont attribué l'âge „tortonien supérieur“ aux suites lithologiques constituées de calcaires récifales, grès, sables et marnes. Les auteurs remarquent la prédominance des faunes de type euryhalin associées à des faunes sténohalines (Orbulines, Astérigérines), en déduisant que le milieu marin respectif avait une salinité au-dessous du normal.

La même année, Gertrude Rado présente l'étude sur les formes miocènes (Badénien supérieur) de la zone nord-est du bassin de Beiuș, avec une remarquable contribution en ce qui concerne la biomasse badénienne.

Le problème de la sédimentation miocène du bassin de Beiuș est relancé dans le cadre d'une ample synthèse par Istoceșcu et Istoceșcu (1974) ; les auteurs sont d'avis qu'on peut grouper les dépôts „tortoniens“ en deux complexes : le complexe inférieur, torrentiel, qui présente des passages vers celui supérieur, marin, avec apport volcanogène et faciès divers, marneux récifaux ou pélagiques.

Rappelons encore une note de Csácz (1977), qui signale la présence de l'espèce *Diodora graeca* Linnaé, gastéropode littoralophile, dans les dépôts badéniens de la zone de Rîpa.

La référence la plus récente concernant les formations néogènes de la Dépression de Beiuș appartient à un collectif de l'IGG (1979), dans le cadre duquel l'auteur de cette note s'est occupé des dépôts badéniens (Fl. Marinescu et al., 1971)³.

³ Arch. IGG, București.



Les résultats de l'étude de synthèse portant sur les dépôts badéniens de la Dépression de Beiuş viennent compléter les données existantes avec des données nouvelles, d'ordre biostratigraphique.

D'après ce que Istocecscu et Istocecscu (1974) ont montré, les dépôts „tortoniens“ sont représentés par deux complexes lithologiques : l'un inférieur torrentiel, l'autre supérieur avec une gamme variée de faciès : récifal, marno-tufacé ou pélitique. En échange, leur rangement stratigraphique subit un changement par la découverte de quelques taxons qui offrent certaines précisions dans ce problème.

Dans cet ouvrage on a insisté sur la zone médiane de la dépression, moins étudiée en détail jusqu'à présent, où nous avons mis en évidence la présence de la plus ancienne entité lithologique des dépôts badéniens — le Langhien. Jusqu'à cette étude les dépôts néogènes d'âge anté-Sarmatiens étaient attribués au „Tortonien supérieur“. Les données récentes nous ont porté à conclure que les dépôts mentionnés appartenaient en grande mesure au Badénien inférieur, à savoir à l'intervalle basal de la partie supérieure du Langhien. Le Badénien supérieur (Kossovien), regressif, se trouve seulement dans une aire restreinte, dans la zone de Nord-Est.

La Dépression de Beiuş est considérée une zone synclinale, orientée NO-SE, où les dépôts badéniens se disposent transgressivement sur les dépôts permiens et mésozoïques.

La transgression badénienne a trouvé dans cette région un paléorelief varié, cassé, pétri, soumis à l'érosion pendant un grand intervalle, depuis la fin du Crétacé jusqu'au Miocène. Ce paléorelief a contrôlé le mode de distribution des divers faciès, ainsi que la répartition, parfois apparemment chaotique, des faunes dans les niches écologiques. C'est la cause des difficultés rencontrées dans le déchiffrement de l'évolution paléogéographique et dans la corrélation des dépôts badéniens.

Dans le déchiffrement de l'évolution paléogéographique, on a utilisé les diverses faunes remaniées dans les dépôts plus jeunes, résultés de l'érosion des formations moins consolidées pélitiques et biolithiques du Badénien.

On estime que l'épaisseur du Badénien ne dépasse pas 80 m ; il apparaît en occurrences isolées, rares, enterrées par les dépôts du Sarmatiens inférieur, du Permien ou du Quaternaire. C'est pourquoi il n'a pas été possible d'établir une suite lithologique continue et représentative du Badénien et sa limite avec le Sarmatiens a été mise en évidence avec difficulté.

Badénien inférieur-Langhien

Les dépôts du Badénien de la Dépression de Beiuş apparaissent sous forme de rares occurrences, sur la bordure nord-est de la dépression, ainsi que dans la zone centrale.



Dans la première zone mentionnée on les rencontre sur le territoire des localités : Calea Mare, Tăşnad, Stracoş, Bucuroaia et, vers l'Est, à Roşia ; dans la zone médiane ils s'étalent du Nord de Ripa, Miheleu (vallée Topila), Forosig-Inceşti (vallée Hidişel), Vintere — N Răbăgani et entre Hidiş-Spinuş (ruisseau Holod et ses affluents). À cette zone nous ajoutons la localité Tinca, où les dépôts de cet intervalle ont été interceptés par deux forages (Istocescu, Gheorghe, 1971).

Le Badénien revêt de divers faciès : conglomératique, à dominance récifale et sporadiquement pélitique, à épisodes tuffitiques. Nous allons présenter la description de quelques coupes représentatives : ainsi, dans l'aire nord-est, dans la zone de Stracoş-Tăşnad, dans l'ouverture située à l'Est de la route Beiuş-Oradea et ensuite sur la vallée Neagra près de Stracoş, dans un complexe conglomératique à *Ostrea cochlear*, on rencontre un paquet sablonneux, dont Paucă (1935 a) a reconnu des tests d'*Heterostegina costata* d'Orb. De cet endroit aussi, Szontagh (1898) a mentionné des exemplaires d'Amphistégines. La présence de ces taxons est suffisante pour attribuer aux dépôts respectifs l'âge langhien.

Sur la vallée Benții (fig. 1), au Nord du village Stracoş, le Langhien renferme, en base, des marnocalcaires surmontés par une biolithite algale (1,50 m), à rares coquilles d'*Ostrea*, fragments de Chlamydes et rares Amphistégines. En discordance s'étend le Volhynien,

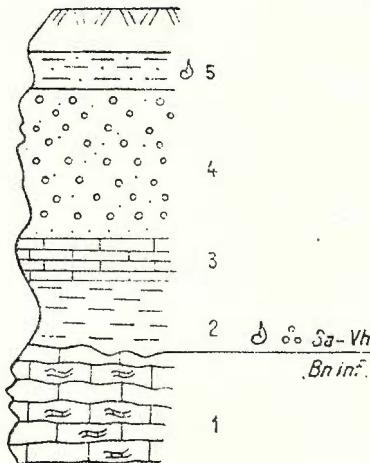


Fig. 1. — Vallée de Benții-Stracoș. Badénien inférieur : 1, biolithite algale (1,50 m); Sarmatiens inférieur : 2, argiles fossilifères (1,50 m); 3, calcaires jaunes (1,00 m); 4, conglomérats (2,00 m); 5, argiles fossilifères.

avec 0,80 m d'argiles blanchâtres, fossilifères avec *Rissoa*, *Mohrensternia*, *Articulina* et *Elphidium*. La coupe continue par un court épisode calcaire (0,50 m), supportant à son tour 2 m de conglomérats, suivi par des argiles blanches à *Ervilia*, *Mohrensternia* et *Cerithium*.

L'analyse des coupes de la zone nord-est indique avec certitude la présence de la partie supérieure du Langhien, attestée par *Hetero-*

stegina costata d'Orb., *Dimorphina*, *Lenticulina*, *Candorbulina universa* (Bronn.), *Asterigerina* etc. Ces taxons offrent en même temps une indication sur l'existence d'une discordance entre le Badénien et le Sarmatien, par l'absence du terme supérieur du Badénien, le Kossovien.

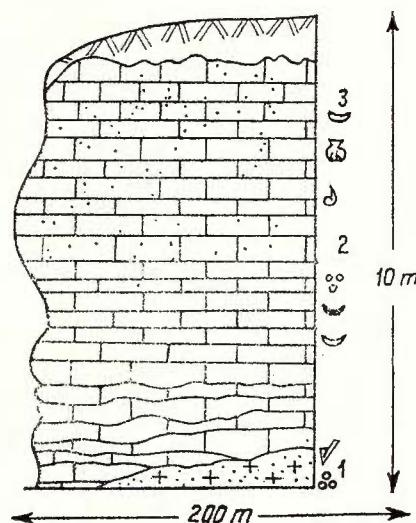
L'existence de ce dernier terme a laissé quelques témoins — d'après les affirmations de Radó (1971) — dans la vallée du Brustur, affluent de la vallée du Stracos, ainsi qu'à l'Ouest du village Dicăneşti. L'auteur constate une continuité de sédimentation entre les dépôts du Badénien supérieur à *Corbula* et *Spiratella* et ceux du Sarmatien inférieur, à *Anomallinoides predcarpathicus*.

Dans l'aire médiane de la dépression, entre les localités Rîpa-Forosig-Vintere-Hidiş, le Kossovien n'est plus rencontré ; les coupes étudiées ont offert une série de données concluantes, confirmant l'existence — dans ce secteur — seulement des dépôts du Langhien. Il faut dire que nous attribuons toujours au Langhien les deux complexes torrentiel et marno-tufacé, interceptés par les forages emplacés dans le compartiment le plus affaissé de la Dépression de Beiuş, aux environs de la localité Tinca.

Dans ce secteur, une apparition au jour du Badénien inférieur a été rencontrée au Nord du village Rîpa et au Sud de la localité Miheleu, dans la rive gauche de la vallée de la Topila (fig. 2), 150 m en

Fig. 2. — Vallée de la Tepila (Badénien-Langhien).

- 1, tuffites altérées, benthonitisées ;
2, biolithite algale ; 3, calcarénite.



amont du canton forestier. Ici s'étalent, sur 100 m de longueur et 10 m de hauteur, des biolithites algales et des calcarénites, à la constitution desquelles participent des algues rhodophycées. À la base de l'ouverture, près du talweg, on peut observer une couche tuffitique de 10—15 cm, faite de tufs blanc gris, parfois benthonitisés, à fréquentes altérations ferrugineuses. L'analyse paléontologique a mis en évidence

de : *Globigerina* cf. *pseudobulloides*, *Textularia* sp., *Guttulina* sp., *Cancris* sp., *Pararotalia* sp., *Elphidium conferatorium*, *Elphidium fichtelli* etc. (communication orale, G. h. Popescu, 1979), ainsi que de nombreuses prodisoconches d'*Ostrea digitalina* Dubois, *Chlamys*, spicules tétraxones de Spongaires et fines colonies de Bryozoaires, que nous avons attribuées au genre *Crisia*.

Le récif qui se développe au-dessus des tuffs, est constitué d'une biolithite algale est d'une calcarénite. Dans la biolithite algale on peut observer la participation presque exclusive des algues rhodophycées du groupe *Lithophyllum* — *L. prelichenoides*. Le moine et *L. albanese* Le moine. Elles présentent souvent un développement en rameaux, rarement noduleux et par endroits encroûtés avec des Foraminifères. On a pu identifier beaucoup d'exemplaires d'*Amphistegina lessoni* en divers stades de croissance, des Vers (*Serpula* et *Spirorbis*), des Bryozoaires et de rares protoconches de Gastéropodes. Le sédiment bioclastique entre les protubérances de Rhodophycées, souvent retenu passivement par des thalles dans leur croissance rapide, est constitué de grains micritiques, fréquentes bioclastes de Rhodophycées et rares Foraminifères, Bryozoaires et Gastéropodes.

La calcarénite, le deuxième composant du récif, développé à la partie supérieure, est constituée de bioclastes arrondies d'algues rhodophycées, dont les dimensions ne dépassent pas 1,50 cm. Sporadiquement apparaissent des bioclastes recristallisées dans lesquelles on peut identifier seulement des Foraminifères, radioles d'Échinides, Microgastéropodes ou Bryozoaires. De nombreux pores entourés d'enveloppes micritiques sont le résultat du développement des bioclastes aragonitiques. Le ciment calcique a précipité en deux étapes distinctes : une première génération, de ciment fibreux, apparaît en franges autour des grains du sédiment ; la deuxième génération, largement cristallisée, remplit le reste des espaces intergranulaires.

Si dans la composition de la biolithite algale le rôle principal revient aux Rhodophycées, pour les calcarénites on a pu observer également la participation d'autres organismes, dont rappelons : *Ostrea crassissima* Sow., *O. digitalina* Dub., avec les deux valves, ou exemplaires en différents stades ontogénétiques : *Chlamys elegans elegans* Andrezjowski, *Ch. latissima latissima* Brochii, *Pitar aff. gigas vindobonensis* Kautsch et, comme une rareté, *Bolma rugosa tuberculata* (Serrès). On a identifié aussi des tubes calcaires de *Serpula* et *Spirorbis*, ayant comme support des valves d'Ostréides, ainsi d'ailleurs que les algues rhodophycées ou les Bryozoaires encroûtants de type *Lepraria*.

Sur ces dépôts récifaux se dispose le Volhynien ; les relations stratigraphiques entre ces termes du Miocène seront exposées dans un autre paragraphe.

Une autre occurrence importante, qui offre de nouveaux aspects des dépôts du Langhien, est celle qui apparaît à la droite du chemin entre les villages Forosig et Incești, dans un petit affluent de la vallée



de Hidișel (fig. 3). La succession lithologique observée à cet endroit part d'une biolithite algale, blanc gris, assez dégradée, développée sur une longueur de 7 m et une hauteur moindre que 5 m, dans laquelle, outre les espèces *Lithophyllum prelichenoides* et *L. albanese* on a reconnu aussi un détritus biolithique fait de fragments d'Ostréa, Chlamydes, Crabes, Serpules, radioles d'Échinides, Foraminifères (*Textulari-*

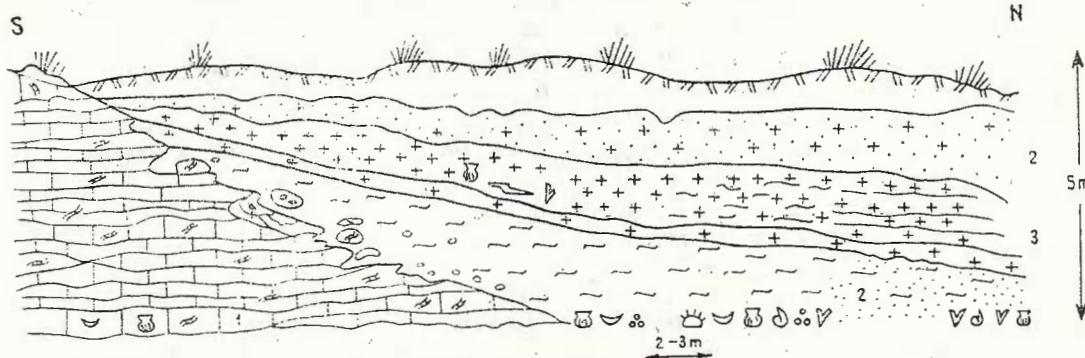


Fig. 3. — Badénien (-Langhién).

1, biolithites algales; 2, marnes, marnes argileuses tufacées; 3, niveau tuffitique : sables tufacés non fossilifères.

riides) et zoaries de *Crisia hoernesii* Reuss. Latéralement, la biolithite est moulée par des marnes argileuses, marnes tuffitiques argileuses, très fossilifères, et tuffites de 0,30 m, blanchâtres, muscovitiques. Dans ce paquet de „fore reef“, on peut poursuivre la fréquence graduelle des faunes. Dans le proche voisinage de la biolithite on rencontre de nombreux galets ou noudules algaux de Rhodophycées ; à sa base apparaissent des fragments de coquilles appartenant aux Pectinides (*Pecten aff. aduncus* Eichw.), Ostreïdes (*O. digitalina* Dub.), Gastéropodes (*Turritella* sp., *Cerithium* sp.), plaques d'Échinides ou Astérides et rares Brachiopodes. Quant aux Foraminifères, on a reconnu des tests de *Textulariides*, *Eponides* et *Excentrogyypsina fuchsii* (Karrer). A 2—3 m distance du récif, la faune du faciès pélitique devient plus abondante et mieux conservée ; les exemplaires d'Huitres et de Pectinides sont en divers stades de développement, tout comme les Brachiopodes de type *Megerlea* et *Terebratulina*. Dans la même situation ont été rencontrées les *Textulariides*. Les Bryozoaires s'enrichissent en genres et espèces absentes dans les autres faciès. 3 m en aval, dans le même horizon pélitique, qui met en évidence cette fois-ci des apports importants en pséphites, on peut observer de véritables lumachelles de Bryozoaires robustes ; contrairement, les Pectinides, les Huitres et même les Brachiopodes ont des tailles beaucoup réduites.

Ce dépôt pré-récifal est couvert d'un niveau sablonno-tuffitique limonitisé, dans lequel nous avons remarqué l'appauvrissement de la faune. La coupe s'achève par un niveau tufacé non-fossilifère. Nous attribuons au matériel volcanique le rôle d'exterminateur d'organismes, par le changement brusque des facteurs de milieu, ce qui a produit „la mort en masse“.

Les taxons qui offrent d'arguments pour la partie inférieure du Langhien supérieur, âge attribué par nous aux dépôts discutés, sont : *Textularia palla*, *T. lanceolata* (Textulariides en explosion), *Eponides* etc. (G. h. Popescu, communication orale, 1979).

Pour la nouveauté de cet ensemble paléontologique autochtone, de cette niche ou même du reste de la Dépression de Beiuș, nous présentons la liste des débris organiques conservés du biotope origininaire.

Algues rouges — *Lithophyllum albanese* Lemoine, *L. praliche-*
noides Lemoine

Spongaires — spicules fréquents

Vers — *Serpula serpuliformis* (Eichw.), *S. reussi* Rovereto,
Spirorbis heliciformis Eichw., *Vermiliopsis* sp.

Bryozoaires — *Cellaria rombifera* Goldf., *C. fistulosa* Linné,
Myriopora truncatula Pallas, *Idmonea disticha* Goldfuss,
I. atlantica Johnston, *I. coronopsis* Defrance, *I. sp.*
Hornera verrucosa Reuss, *H. striata* Milne Edwards,
H. fragilis Eichwald, *H. sp.*, *Crisia hoernesii* Reuss,
Schizoporella variabilis Reuss, *Diastopora echinata* Münsch.,
D. congesta Reuss, *Retepora pusilla* Eichwald, *Scrupo-*
cellaria elliptica (Reuss), *Batopora rossula* Reuss, *Tervia*
vibicata Manzoni

Brachiopodes : *Megerlea truncatula* (Linné), *Terebratulina* aff.
squamata Eichwald

Bivalves : *Teredo* sp., *Limma* sp., *Pecten aduncus* Eichwald,
Chlamys elegans elegans Andrij., *Ostrea digitalina* Linné

Gastéropodes : *Turritella* sp., *Cerithium* sp., *Murex* sp.

Echinides — *Echinometra miocenica* Loriol, Astérides (pièces ambulacrariaires)

Malacostraca — index et pollux de *Dairia* sp., *Portunus* sp.

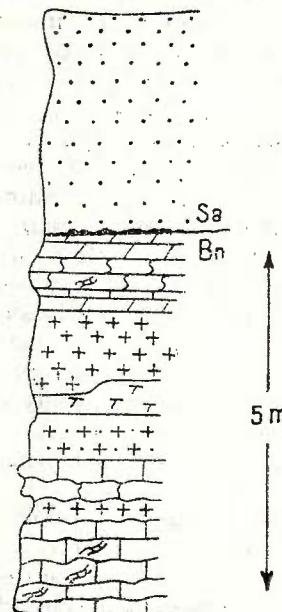
Plus loin vers le Sud-Est, entre Holod-Vintere et au Nord de Răbăgani, toujours sous faciès littoral, le Badénien inférieur transgresse le Trias. Il est constitué de conglomérats polygènes et grès basaux, surmontés par des calcarénites à bioclastes arrondies, dans lesquelles le rôle principal revient toujours au Rhodophycées, à nombreux Bryozoaires, Vers, fragments d'Echinidés (*Scutella*, *Clypeaster*) et Pectinides, le tout rappelant la coupe de la vallée de Topila.

La dernière apparition du Badénien inférieur dans la zone de Sud-Est se trouve entre les localités Hidiș-Spinuș-Codișeni, sur la vallée du Holod et ses affluents. Dans cette zone, les dépôts badéniens se développent toujours sur des dépôts triasiques. Sur ce soubassement



solide, visible ou non, se développe le même type de faciès récifal, à calcaires bioclastiques, à Rhodophycées, Amphistégines, de rares exemplaires de *Chlamys elegans elegans* (Andr.), *Ostrea digitalina*, Bryozoaires triturés. Dans cette zone, au Nord du village Hidiş, Paucă (1935) mentionne un „banc récifal“ à *Ostrea*, sur la vallée du Hălăştălău.

Fig. 4. — Village Brădeşti — coupe à la limite Badénien inférieur — Sarmatien.



Le premier terme du Miocène de la Dépression de Beiuş, le Badédroite du chemin Beiuş-Brădeşti (fig. 4). Au Nord de l'entrée dans le village, les dépôts badéniens ne dépassent pas l'épaisseur de 5 m et présentent en base des calcarénites de bioclastes algales, à sporadiques coquilles de *Chlamys*, *Arca* et *Ostrea*. Sur celles-ci se disposent des tufs altérés, parfois benthonitisés, marnes tufacées et couches de l'ordre des centimètres de calcarénites à Rhodophycées.

Considérations paléogéographiques et paléoécologiques ; corrélations biostratigraphiques

D'après les descriptions présentées, les dépôts badéniens de la zone moyenne de la Dépression de Beiuş revêtent surtout un faciès récifal ou sous-récifal et tout à fait sporadiquement un faciès pélitique. Le rôle principal de constructeur de récifs revient aux algues calcaires, notamment aux Rhodophycées, qui ont fourni le support pour le développement des Bryozoaires, Brachiopodes, Bivalves etc. L'activité constructive de ces algues calcaires a engendré les Biostromes, rarement des Biohermes. Rappelons que ce n'est pas le *Lithothamnium*, mais le

Lithophyllum qui soit, par ses espèces le genre dominant pour ces lieux. Elles ont conquis toute la zone littorale, ayant les meilleures conditions de développement, tout d'abord le substratum solide, offert par les îles triasiques existantes, et puis un hydrodynamisme équilibré et une position favorable, évidente dans l'aire médiane de la dépression. D'autres facteurs indispensables à leur développement ont été : la température élevée (sous-tropicale), ainsi que la salinité (37%).

Pour un meilleur développement, les algues rhodophycées demandaient une luminosité parfaite, donc une zone euphotique ne dépassant pas 20 m de profondeur.

Sont bien rares les cas lorsqu'on a trouvé dans le corps d'un récif algal d'autres organismes constructeurs, mais ils se développaient tous dans le „fore reef“. Certainement, le biotope algal ne permettait pas leur pénétration et leur développement. C'est à cause de la non-participation d'autres organismes, qui auraient aidé à la consolidation du récif, que sa dégradation était rapide. C'est le vrai aspect des récifs algaux de la dépression, en nombreuses zones, là où ils ne sont pas enveloppés par les calcarénites bioclastiques.

Ainsi que nous l'avons mentionné, presque toute la zone médiane de la Dépression de Beiuș est récifale. A partir des récifs algaux on peut faire des corrélations également avec la zone nord-est et, si l'on ajoute la présence des formes d'*Amphistegina* et *Heterostegina*, on peut corrélérer ces dépôts avec ceux du Banat (Oravița, Rudi-Delinești, Tirova), du Hațeg (forage de Șerel) Bahna etc. Contrairement à la Dépression de Beiuș, dans ces régions les récifs sont surtout coralligènes, les algues étant des constituants secondaires. Il faut remarquer les niches écologiques, parfois sélectives, de la dépression ; rappelons les niveaux de Hétérostégines, les bancs d'Huîtres, Echinodermes etc.

Il faut rappeler les gisements fossilières de Tășad, secteur par excellence des Echinides, d'où Paucă (1935) a dressé l'inventaire le plus riche de notre pays. La présente étude ne peut ajouter qu'un seul genre nouveau pour cette dépression, notamment *Echinoderma miocenica* Loria, par les exemplaires trouvés entre les localités de Forosig et Incești.

Quant au reste de l'ensemble fossile, mentionnons le rôle important des Bryozoaires, suivis par des Brachiopodes, Bivalves, Vers etc.

Les Bryozoaires ont été rencontrés avec les Foraminifères, en calcarénites ; ils participent, avec un rôle secondaire, à la constitution des dépôts carbonatés. Leur développement est entravé par les algues rhodophytes, qui les renferment dans leurs thalles, situation observée en nombreuses sections minces. En échange, les Bryozoaires se développent vertigineusement dans des zones de „fore reef“, comme c'est le cas de Forosig, où l'on a inventorié 21 espèces — beaucoup communes aux gisements de Delinești, Zorleant etc.

Les Brachiopodes, adaptés aux faciès sous-récifaux, sont représentés par deux genres : *Megerlea* et *Terebratulina*, considérés par nous



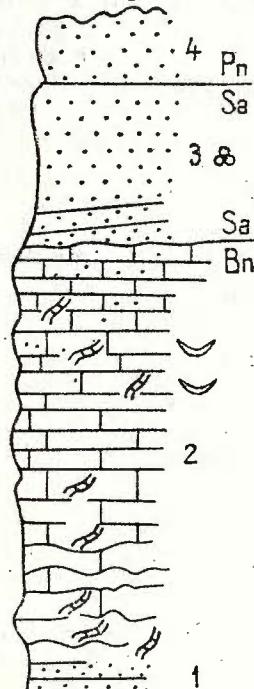
caractéristiques pour le Langhien, rencontrés dans les dépôts synchrones de Baia Mare, Bahna, Tirova et Rugi.

Dans la Dépression de Beiuş, une fréquence élevée ont les Vers calcaires, représentés par trois genres : *Spirorbis*, *Serpula* et *Vermiliopsis*. Les Bivalves, bien représentées numériquement, ne présentent pas une gamme spécifique variée ; nous rappelons les genres *Pecten*, *Chlamys*, *Ostrea* etc. Les Gastéropodes apparaissent sporadiquement, leurs coquilles sont d'habitude dissolvidées, seuls les moulages sont conservés. Mentionnons aussi la présence des Décapodes, que nous attribuons aux genres *Forthinus* et *Dairia*, qui peuplaient aussi les zones récifales et pré-récifales de Bahna, Rugi ou Tirova.

Limite Badénien-Sarmatien

Le premier terme du Miocène de la Dépression de Beiuş, le Badénien inférieur (Langhien), est partout transgressif. Dans la zone médiane de Tinca jusqu'à Hidiş aucun indice n'a confirmé la présence du Badé-

Fig. 5. — Village Hidiş — coupe à la limite Badénien inférieur, Sarmatien inférieur et Pannonien.
1, tuffites ; 2, biolithite algale et calcarénite (6 m) ; 3, sables argileux moyens à Ostracodes sarmatiens ; 4, sables blanchâtres — Pannonien.



nien supérieur (Kossovien). Les dépôts du Sarmatien (Volhynien) se disposent, à leur tour, transgressivement sur le Langhien, en remaniant fréquemment ses faunes ; on a rencontré une situation significative dans la vallée de Topila, 125 m en amont du canton forestier sur le chemin Rîpa-Miheleu (fig. 5). Il faut souligner que le Sarmatien est signalé pour la première fois à cet endroit.

Sur les dépôts d'une biolithite algale à *Lithophyllum* et *Amphistegina* se dispose un niveau psammitique avec sables, microconglomérats, grès jaunes rougeâtres, parfois pseudooolithiques, avec de nombreux nodules de *Lithophyllum* remaniés. L'âge volhynien de ces dépôts est attesté par : *Elphidium reginum* (d'Orb.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *Articulina problema* Bogd., *Cerastoderma* sp., *Ervilia dissita* dissita Eichw., *Pseudamnicola inflata* Andr., *Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Bast.), *Trochus* sp., *Mohrensternia inflata inflata* Andr., *Cerithium* sp., *Hydrobia* sp. On a identifié aussi des formes badénienes, dont : fragments d'*Heterostegina costata* d'Orb., *Chlamys* sp. et zoaries triturées de Bryozoaires.

La suite lithologique du Volhynien continue par un sable medio-granulaire, fréquemment pseudooolithique, blanchâtre avec un abondant détritus bioclastique en base ; vers la partie supérieure, il y a de fines lamination pélitiques. La faune saumâtre du niveau antérieur est prolongée avec *Cerastoderma politioanei suessiformis* Jek., *Valvata moesiensis* Jek., *Pyrgula eugeniae* (Neumayr), *Mohrensternia multicosmata* Eichw., *Calostoma guttembergi* (Hilber), *Retusa truncatula sarmatica* Berger. En ce qui concerne la faune badénienne remaniée, nous avons remarqué *Borelis melloi*, Textulariides, Bryozoaires (*Hornera* sp., *Idmonea* sp., *Retepora pusilla* Eichw.). A ce point-là le Sarmatien finit par un niveau sableux faiblement consolidé, de couleur jaune.

Toujours dans la vallée de Topila, 100 m en aval de l'ouverture antérieure, nous avons rencontré dans un niveau conglomératique du Volhynien quelques mollusques badéniens : *Cerithium europeum* et

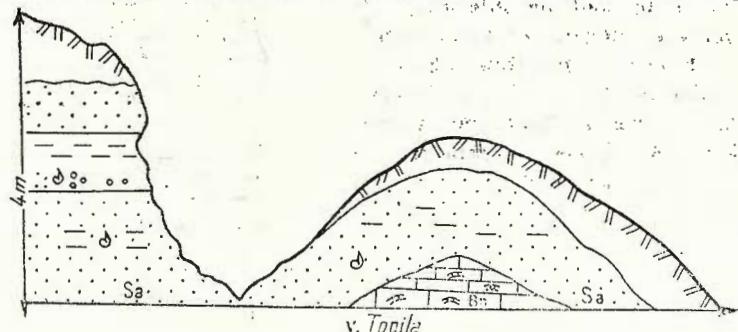


Fig. 6. — Badénien-Sarmatien (vallée de Topila). Sarmatien inférieur (Vh) moultant une biolithite algale, Badénien inférieur.

Vermetus intortus, à côté de fragments de *Chlamys*, *Ostrea* et nodules de *Lithophyllum* (fig. 6).

La discordance entre le Badénien supérieur et le Sarmatien est illustrée aussi par la coupe du village Hidis (fig. 7), où, sur une biolithite algale, se dépose en discordance stratigraphique un paquet silto-

pélitique avec Ostracodes et Foraminifères volhyniens. Une situation pareille a été remarquée dans la zone de Brădești (fig. 4). Dans l'aire de la bordure nord-est, dans la vallée de Benți, au Nord du village Stracos (fig. 1), on a marqué aussi la discordance stratigraphique citée, par l'absence du Badénien supérieur. En échange, dans la vallée du

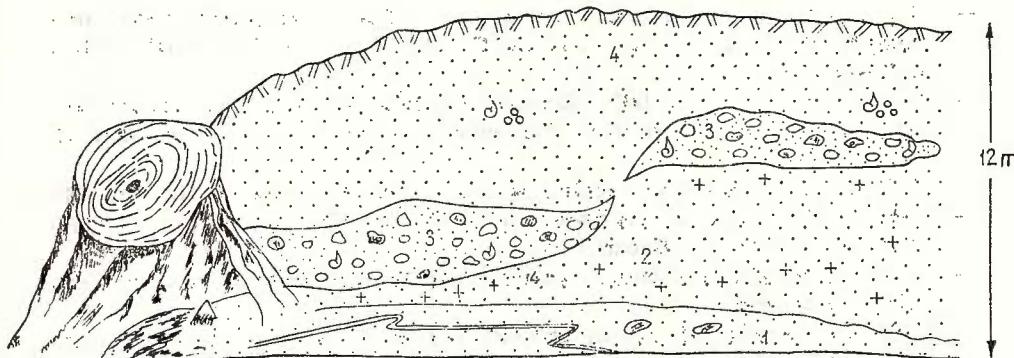


Fig. 7. — Sarmatien — vallée de Topila.

1, sables gris blanchâtres avec nodules de *Lithophyllum*; 2, sables blanchâtres avec apport pyroclastique; 3, conglomérats polygènes avec faune langhienne remaniée; 4, sables avec niveau benthiques et argiles tufacées avec *Mohrensternia*.

Brăstur, affluent de la vallée du Stracos, ainsi qu'au Nord de Dicănești, Radu (1971) a constaté la continuité de sédimentation entre les dépôts du Badénien supérieur à *Corbula* et *Spiratella* sp. et ceux volhyniens, avec *Anomalinoides predcarpathicus*.

En conclusion, nous considérons que dans la zone médiane de la Dépression de Beiuș le Badénien supérieur est absent; le Sarmatien remanie seulement des associations faunistiques langhiennes. Si le Badénien supérieur avait existé dans la dépression, il se serait déposé sur une aire restreinte, laissant des preuves seulement sur la bordure nord-est. Mentionnons également que dans la Dépression de Beiuș a existé, du temps même du Badénien inférieur, une évidente tendance de diminution de la salinité, prouvée par le mélange des formes de Foraminifères sténohalines avec celles euryhalines.

BIBLIOGRAPHIE

- Csácz Colomán (1977) *Diodora graeca* (Linné) — Rîpa. *Nymphaea*, V, Muzeul Tării Crișurilor, Oradea.
 Gheța N., Oncescu C. (1971) Asociația micropaleontologică a depozitelor toroniene de la Bicăcel. *D.S. Inst. Geol.* LVII/3, București.

- Istoceșeu D., Diaconu M., Istoceșeu Felicia (1965) Contribuții la cunoașterea Miocenului superior din marginea nord-estică a Bazinului Beiuș. *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Mihai A., Diaconu M., Istoceșeu Felicia (1970) Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crișul Repede și Crișul Negru. *D.S. Inst. Geol.* LV/5, București.
 - Gheorghian Mihaela Doina (1971) Date micropaleontologice privind Miocenul superior din Bazinul Crișului Alb. *D.S. Inst. Geol.* LVII/3, p. 77—83, București.
 - Istoceșcu Felicia (1974) Considerații geologice asupra depozitelor neogene ale Bazinului Crișurilor. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geologie)* 19, București.
- Paucă M. (1953 a) Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol.* XVII, București.
- (1953 b) Recherches géologiques dans le Bassin néogène de Beiuș. *Compt. rend. des séances*, XX, București.
 - (1960) Le Néogène des bassins externes des Monts Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
 - (1960) Le néogène des bassins externes des Monts Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVI—XXVIII, București.
- Péterfi St., Ionescu Al. (1977) Tratat de algologie. 2, Ed. Acad. R.S.R., București.
- Rădu Ghertruda (1971) Asupra faunei miocene din Bazinul Beiuș (Badenian). *An. Univ. București*, XX, București.
- Szontagh Th. (1893) Geologische Studien in den Vorbergen des Biharer „Királyerdo — in der Umgebung von Dobrest — Szombatsag und Hollód. *Jahresb.* 1893, Budapest.
- (1898) Geologische Studien im Gebiete der Gemeinden Hollód, Dekanyesd, Rózsafalva und Tenke des Komitates Bihar. *Jahresb.* 1895, Budapest.
 - (1907) Über die geol. Verhältnisse der Gemarkungen von Rossia, Lazur, Szohodol und Kebesd. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für 1905*, Budapest.
 - (1914) Über die geol. Verhältnisse des zwischen den Gemeinden Bokorvany, Vercsorog, Hollószeg und Felsőtopa gelegenen Berglandes im Komitate Bihar. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für 1913*, Budapest.

QUESTIONS

M. Săndulescu : Considérez-vous que l'absence du Kossovien dans la partie centrale de la Dépression de Beiuș soit-elle due à l'érosion prévolhyenne ou à l'absence de la sédimentation de celui-ci dans la zone respective ?

Réponse : Dans la zone médiane de la Dépression de Beiuș le Kossovien n'a pas été sédimenté. La suite de coupes examinées dans cette aire a illustré la discordance entre les dépôts langhiens et ceux volhyiens, par l'absence du plus jeune terme du Badénien. Dans les dépôts basaux Volhyiens on a fréquemment rencontré des ensembles faunique langhiens remaniés.



4. STRATIGRAFIE

BADENIANUL DE LA NOVACI-STREINI (OLTENIA NV)¹

DE

ANATOLIE ZBEREA², IOSEFINA STANCU³, VICTORIA LUBENESCU²,
MARIA ZBEREA²

Neogene. Badenian. Lithostratigraphy. Faunal assemblage. Index taxa. Fauna list (Foraminifera, Algae, Briozoa, Mollusca). Southern Subcarpathian zone. Olt Hillocks.

Abstract

The Badenian of Novaci-Streini (NW Oltenia). The paper deals with the age determination of some Neogene deposits as well as the enrichment of the list of the Badenian fauna in Oltenia.

Cu ocazia unor studii de revizuire și sinteză efectuate în 1968, a fost descoperit un bogat zăcămînt faunistic în depozitele badeniene din NV Olteniei.

Cercetările datorate lui Murgoci (1908), Ștefănescu (1897), Popescu Voitești (1925), Filipescu (1942), Mira Tudor (1955), A. Zberea et al. (1962—1970)⁴ au adus contribuții însemnante și în studiul Neogenului. În sectorul Gilortel-Novaci-Streini, Mira Tudor citează marne „tortoniene“ cu *Corbula gibba Olivii*, iar la vest pe valea Scărîta, un complex cu marne nisipoase cu intercalări de pietrișuri subțiri și calcare cu *Lithothamnium* fosilifere. Autorul a determinat : *Barbatia (Barbatia) barbata* L., *Cardium (Acanthocardium) praec-*

¹ Predată la 22 iunie 1978, acceptată pentru publicare la 1 august 1978, comunicată în ședință din 2 martie 1979.

² Întreprinderea geologică de prospecționi pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București.

³ Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

^{4, 5} Arh. IGPSMS, București.



echinatum Lam., *Chlamys seniensis* Lam. var. *elegans* Andrsz., *Corbula gibba* Oliv., *Pectunculus (Axynea) deshayesi* Mayer, *Ostrea* sp. și *Turritella* sp.

În 1962 Z.oe Gocsmán⁵ citează din depozitele badeniene de pe valea Gilorțel-Novaci o faună săracă de moluște,

Zăcămîntul faunistic descoperit de noi este situat la NE de Schela (Novaci) pe un affluent stîng al văii Gilorțelului. Depozitele badeniene se dispun peste formațiuni jurasice și suportă psefitele grosiere ale Sarmatianului (fig. 1). Succesiunea care se observă în afloriment (fig. 2) este formată din marne și argile, grăsii calcaroase stratificate în plăci, fosilifere, marne nisipoase, gresii conglomeratice și calcare. Acestea suportă argile marnoase cu *Spiratella*. Grosimea totală a depozitelor badeniene de aici este de cca 60—80 m.

În cîteva deschideri situate la est, se observă marne albicioase tufacee cu globigerine care conțin o bogată asociație de foraminifere pelagice: *Candorbulina universa* J edl., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia (Turborotalia) bykovae* etc.

Din partea bazală a succesiunii de pe valea Gilorțel (fig. 2) a fost determinată o faună bogată, reprezentată prin foraminifere, alge, viermi, briozoare și moluște:

I. Foraminifere : *Candorbulina universa* J edl.

- Globigerinoides trilobus* (Reuss)
- Bulimina elongata* d'Orb.
- Bulimina pupoides* d'Orb.
- Cibicides dutemplei* (d'Orb.)
- Triloculina gibba* d'Orb.
- Pyrgo inornata* (d'Orb.)
- Quinqueloculina cf. Q. voloshinovae* (Bogd.)
- Borelis melo* (Ficht. et Moll.)
- Amphimorphina hauerina* N eug.
- Dentalina adolphina* d'Orb.
- Lagena striata* (d'Orb.)
- Pullenia bulloides* d'Orb.
- Cribrozonion dollfusi* (Cush.)

II. Alge : *Acicularia miocaenica* Reuss., *Lithophyllum*, *Lithothamnium* (rari noduli)

III. Briozoare :

- a) Cyclostomate : *Crisia hoernesi* Reuss
- Crisia elongata* Milne Edw.
- Crisia eburnea* Reuss
- Crisia fistulosa* Heller
- Lichenopora diformis* Reuss
- Tubucellaria mamilaris* Milne
- b) Cheilosomate : *Cupuladria canariensis* Busk



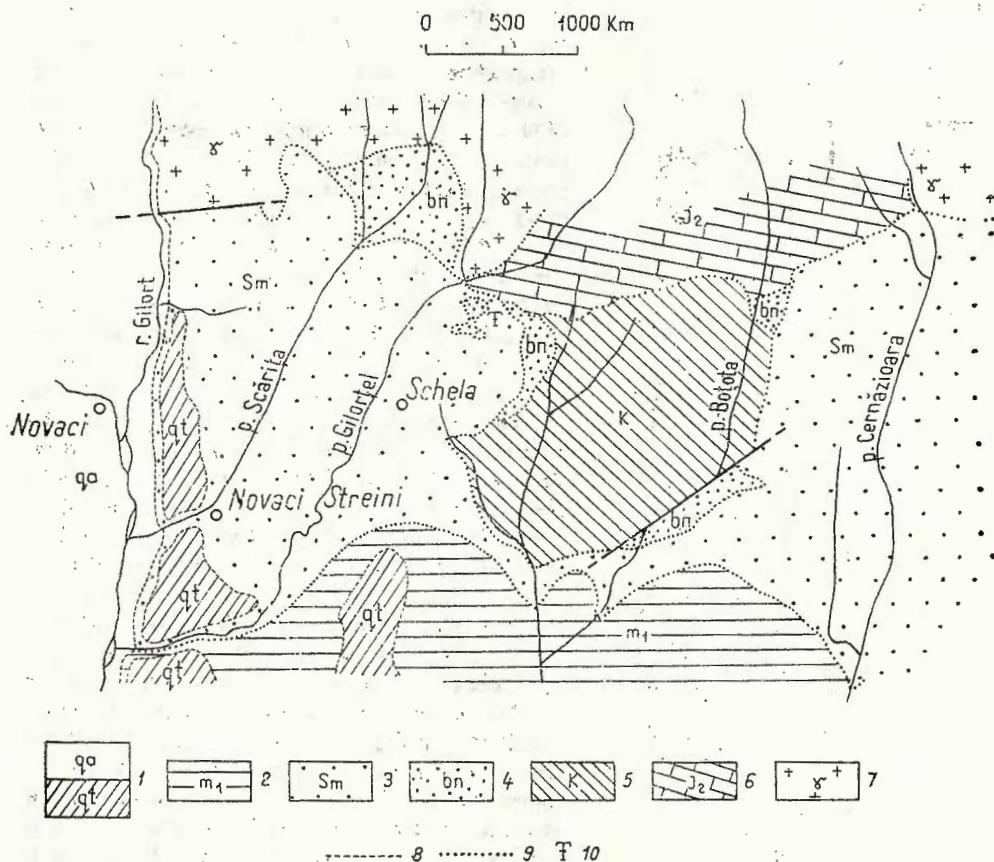


Fig. 1. — Harta geologică a zonei valea Gilort-valea Cernăzioara.

1, Cuaternar : terase, șesuri aluviale ; 2, Meotian inferior : marne vineții ; 3, Sarmatian : pietrișuri, nisipuri, marme ; 4, Badenian : marno-argile nisipoase, fosiliere, gresii calcaroase ; 5, Cretacic : gresii, argile ; 6, Jurasic superior : gresii albe masive ; 7, Eruptiv : granite ; 8, limită de transgresiune ; 9, falie ; 10, punct fosilifer.

Carte géologique de la zone de la vallée du Gilort-vallée de Cernăzioara.

1, Quaternaire : terrasses, plaines alluviales. 2, Méotien inférieur : marnes violacées ; 3, Sarmatiens : graviers, sables, marnes ; 4, Badénien : marno-argiles sablouses, fossilifères, grès calcaires ; 5, Crétacé : grès, argiles ; 6, Jurassique supérieur : calcaires blancs massifs ; 7, Eruptif : granites ; 8, limite de transgression ; 9, faille ; 10, point fossilifère.

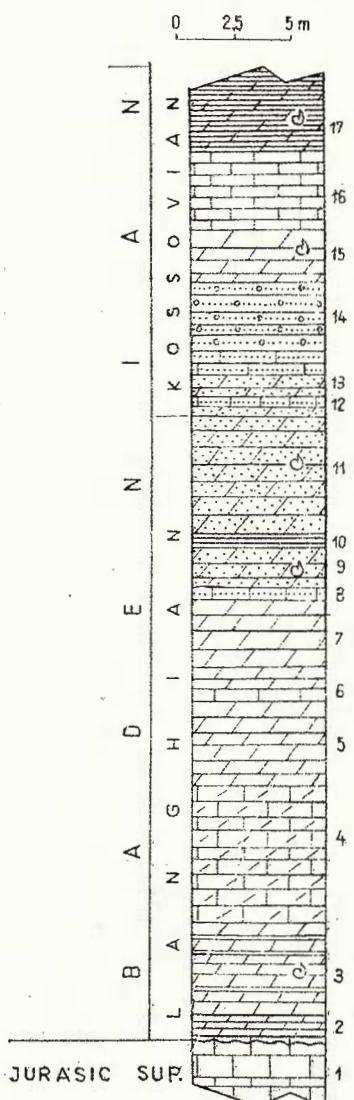


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a Badenianului (afluent stîng al văii Gilortel).

1, calcare albe masive; 2, marne albe cu globigerine; 3, marne și argile nisipoase, compacte, cenușii, fosilifere (15 m); 4, marnocalcare organogene, gălbui (3—4 m); 5, marno-argile compacte, cenușii (3—4 m); 6, calcare organogene, dure (5—6 m); 7, marne compacte, cenușii (3—4 m); 8, gresii calcareoase, dure (0,30 m); 9, marno-argile nisipoase, compacte, cenușii, fosilifere cu: *Turritella*, *Corbula*, *Ostrea*, *Pecten*, *Chlamis*, *Isocardia*, *Pina* etc. (2—3 m); 10, gresii calcareoase, stratificate în plăci (0,30 m); 11, marne nisipoase, compacte, cenușii, fosilifere cu *Turritella*, *Corbula*, *Ostrea*, *Pecten* etc. (5—6 m); 12, gresii calcareoase, organogene (0,25 m); 13, marne nisipoase, compacte, vineții (1,50 m); 14, gresii conglomeratice masive, cavernease, oolitice (1—5 m); 15, marne compacte, gălbui, cu dungi ruginii, fosilifere cu *Chlamis*, *Corbula*, *Venus*, *Anadara* etc. (2—3 m); 16, calcare gălbui, fosilifere (2—3 m); 17, marne stratificate în plăci, dure, variolate cu *Velapertina iorgulescui Popescu* și *Spiratella andrussovii Kittl.* (5—6 m).

Colonne stratigraphique du Badénien (affluent gauche de la vallée de Gilortel).

1, calcaires blancs massifs; 2, marnes blanches à Globigérines; 3, marnes et argiles sableuses, compactes, grises, fossilifères (15 m); 4, marnocalcaires organogènes, jaunâtres (3—4 m); 5, marno-argiles compactes, grises (3—4 m); 6, calcaires organogènes, durs (5—6 m); 7, marnes compactes, grises (3—4 m); 8, grès calcaires, durs (0,30 m); 9, marno-argiles sableuses, compactes, grises, fossilifères avec: *Turritella*, *Corbula*, *Ostrea*, *Pecten*, *Chlamis*, *Isocardia*, *Pina* etc. (2—3 m); 10, grès calcaires, stratifiés en plaques (0,30 m); 11, marnes sableuses, compactes, grises, fossilifères avec *Turritella*, *Corbula*, *Ostrea*, *Pecten* etc. (5—6 m); 12, grès calcaires, organogènes (0,25 m); 13, marnes sableuses, compactes, violacées (1,50 m); 14, grès conglomeratiques massifs, caverneux, oolithiques (4—5 m); 15, marnes compactes, jaunes, à stries rouilleuses, fossilifères avec *Chlamis*, *Corbula*, *Venus*, *Anadara* etc. (2—3 m); 16, calcaires jaunes, fossilifères (2—3 m); 17, marne stratifiées en plaques, dures, variolées avec *Velapertina iorgulescui Popescu* et *Spiratella andrussovii Kittl.* (5—6 m).

IV. Moluște

- a) Polyplacophore : *Criptoplax weillandi* Rolle
Chiton bohemicus Rochelbrune
Acanthochiton faluniensis (Rochelbrune)
Acanthochiton steinabrunensis Sülc.
- b) Bivalve : *Nucula* (*Nucula*) *nucleus* L.
Leda (*Lembulus*) *fragilis* Chemn.
Arca (*Arcae*) *noae* L.
Anadara (*Anadara*) *diluvii* Lam.
Barbatia (*Acar*) *clathrata* (Defr.)
Glycymeris (*Glycymeris*) *pilosus deshayesi* (M a y.)
Pinna (*Pinna*) *tetragona* Brocchi
Amussium sp.
Neopycnodonte navicularis (Brocchi)
Astarte (*Godallia*) *triangularis* Mont.
Isocardia cor L.
Lucina (*Linga*) *columbella* (Lam.)
Lucina (*Bellucina*) *agassizi* (Mich t.)
Loripes (*Loripes*) *dujardini* (Desh.)
Cardium (*Parvicardium*) *papillosum* Poli.
Cardium (*Acanthocardia*) *praechinatum* Hilb.
Pitaria (*Cardiopsis*) *islandicoides* (Brocchi)
Solenocurtus antiquatus vindobonensis Csepr.
Solen (*Solen*) *subfragilis* Eichw.
Tellina sp.
Corbula (*Varicorbula*) *gibba* Oliv i
Lima (*Limatulla*) *subcarinata* Mont.
Chlamys elegans Andrsz.
- c) Gasteropode : *Teinostoma woodi frequens* Boettger
Odostomia sp.
Turbonilla (*Pyrgolampras*) *facki* Koen.
Piramidella (*Pyramidella*) *seminula* (Boettger)
Alvania sp.
Cerithium vulgatum europaeum Mayer
Seila sp.
Turritella (*Haustator*) aff. *eryna* d'Orb.
Turritella (*Eichwadiella*) *bicarinata* Eichw.
Turritella sp.
Turritella subangulata Brocchi
Pseudomalaxis quinquangulus (Boettger)
Circum (C.) *trachea* (Mont.)
Lunatia catena helicina (Brocchi)
Semicassis (S.) *miolaevigata* Sacco
Columbella sp.
Clavatulla (C.) *granulo-cincta* (Münst.)
Pleurotoma sp.
Conus (*Conolithus*) *dujardini* Desh.

Terebra sp.

Oliva (N.) inflata Bellardi

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lamarck

Lemintina arenaria (Linné)

d) Scaphopode : *Dentalium fossile raricostata* Sacco

V. Echinoderme : Radiole numeroase de *Schizaster*

VI. Pești : *Gobius pretiosus* Proch.

Gobius vicinalis Weiler

Gobius francofurtanus Koken

Argentina cyclomorpha Weiler

Bermoceras catulus Schubert

Atherina austriaca Schubert

În porțiunea terminală a depozitelor badeniene, în ultimii 5—6 m (fig. 2), au fost determinate : *Velapertina iorgulescui* Popescu și *Spiratella andrussowii* Kittl.

Asociația faunistică studiată se distinge prin prezența unor taxoni index pentru Langhian și Kossovian. Astfel, microfauna colectată din partea bazală a deschiderii este caracteristică Langhianului zonei *Candorbolina universa/Globorotalia (Turborotalia) bykovae*, iar cea colectată din partea terminală este tipică zonei cu *Velapertina* — Kossovian.

Din partea bazală a deschiderii au fost recoltate și *Neopycnodonte navicularis* (Broechi) (zona Neopycnodonte navicularis Victoria Lubenescu et al., 1977) și *Bermoceras catulus* (Schubert) specii index pentru Langhian.

Depozitele badeniene studiate pot fi echivalate cu cele din NV Olteniei (Stancu, Popescu, 1976), bazinele Caransebeș-Mehadia (Pavnotescu et al., 1973; Stancu, 1968; Lubenescu et al., 1970; Florei, 1974), Lăpuș, Coștei și Coșevița.

Nota de față contribuie la precizarea vîrstei unor depozite neogene, precum și la îmbogățirea inventarului faunistic al Badenianului din Oltenia.

BIBLIOGRAFIE

- Filipescu M. G. (1938) L'étude petrographique de quelque roches sédimentaires miocène de l'Oltenie. *Bul. Acad. Soc. Sci. 45, XX*, București.
- (1942) Recherches géologiques sur le nord-ouest de l'Oltenie. *Bul. Soc. Rom. Geol./5*, București.
- Ionescu Argetoiaia I. P. (1918) Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, București.
- Lubenescu Victoria, Sirbu Filofteia, Odobescu Tamara (1970) Contribuții la stratigrafia Neogenului din regiunea Reșița-Caransebeș-Lugoj (Banatul de est). *D.S. Inst. Geol. LV/4* (1967—1968), București.



- Pavnotescu Viorica, Lubenescu D. (1978) Badenianul de la Copăceni-Tureni (NW Transilvaniei). Zona Neopycnodonte navicularis (Brocchi). *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXIV/4, Bucureşti.
- Murgoci G. M. (1908) Tertiul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minerale. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, Bucureşti.
- Pavnotescu Viorica, Iliescu O., Radu A. (1973) Asociația faunistică tortoniană de la Balta Sărătă. Județul Caraș-Severin. *D.S. Inst. Geol.*, LIX/4 (1972), Bucureşti.
- Popescu-Voitești I. (1925) Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a județului Gorj. *An. Lic. T. Vladimirescu*, Tg. Jiu.
- Stancu Iosefină (1968) Fauna tortoniană din regiunea Rugi-Delinești-bazinul Caransebeș. *Stud. cerc. geol. geof. geogr.*, XIII/2, Bucureşti.
- Popescu Gh. (1976) Microbiostratigrafia depozitelor Miocenului mediu de pe rama vestică a bazinului dacic. *D.S. Inst. geol. geofiz.* LXII/4 (1974—1975), Bucureşti.
- Ștefănescu S. (1897) Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et létantines. *Mem. Soc. Geol. France*, VI, 15, Paris.
- Tudor Mira (1955) Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

LE BADÉNIEN DE NOVACI-STREINI (OLTÉNIE DU NORD-OUEST)

(Résumé)

A l'occasion des études antérieures (1968), les auteurs ont découvert un riche gisement faunique, cantonné dans les dépôts badéniens de la région. L'association faunique étudiée se distingue par la présence des Foraminifères, Algues, Bivalves, Polyplacophores, Mollusques, Scaphopodes, Echinodermes et Poissons.

La microfaune collectée de la partie basale de la coupe est caractéristique du Langhien — zone à *Candorbolina universa/Globorotalia (Turborotalia) bykovae* — et celle récoltée de la partie terminale des dépôts est typique pour le Kossovien — zone à *Velapertina*. De la partie basale de l'ouverture on a récolté aussi de *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi) et *Bermoceras catulus* (Schubert), espèces index pour le Langhien.

On peut équivaloir les dépôts badéniens étudiés avec ceux du Nord-Ouest de l'Olténie, dépression de Caransebeș, Lăpușna, Coștei et Coșevița.

La présente note est une contribution aidant à préciser l'âge des dépôts néogènes, ainsi qu'à l'enrichissement de l'inventaire faunique du Badénien de l'Olténie.

EXPLICATIA PLANSEI *

- Fig. 1. — *Pinna (Pinna) tetragona Brocchi*. ($\times 1$).
 Fig. 2. — *Clavatula granulo-cincta Münst.* ($\times 1$).
 Fig. 3. — *Turritella (Haustator) aff. eryna Orb.* ($\times 1$).
 Fig. 4. — *Turritella* sp. ($\times 1$).
 Fig. 5, 6. — *Turritella (Eichwaldiella) bicarinata Eichwald* ($\times 1$).
 Fig. 7. — *Conus (Conolithus) dujardini Desh.* ($\times 2$).
 Fig. 8. — *Glycymeris (Glycymeris) pilosus deshayesi May*.
 Fig. 9. — *Anadara (Anadara) diluvii Lam.* ($\times 1$).
 Fig. 10. — *Venus (Ventricola) multilamella Lam.* ($\times 1$).
 Fig. 11. — *Neopycnodonte navicularis (Brocchi)* ($\times 1$).
 Fig. 12. — *Ancilla (Baryspira) glandiformis Lam.* ($\times 1$).
 Fig. 13. — *Lucina (Linga) columbella Lam.* ($\times 2$).

* Toate exemplarele provin din depozitele badeniene de la Novaci-Streini, județul Gorj.

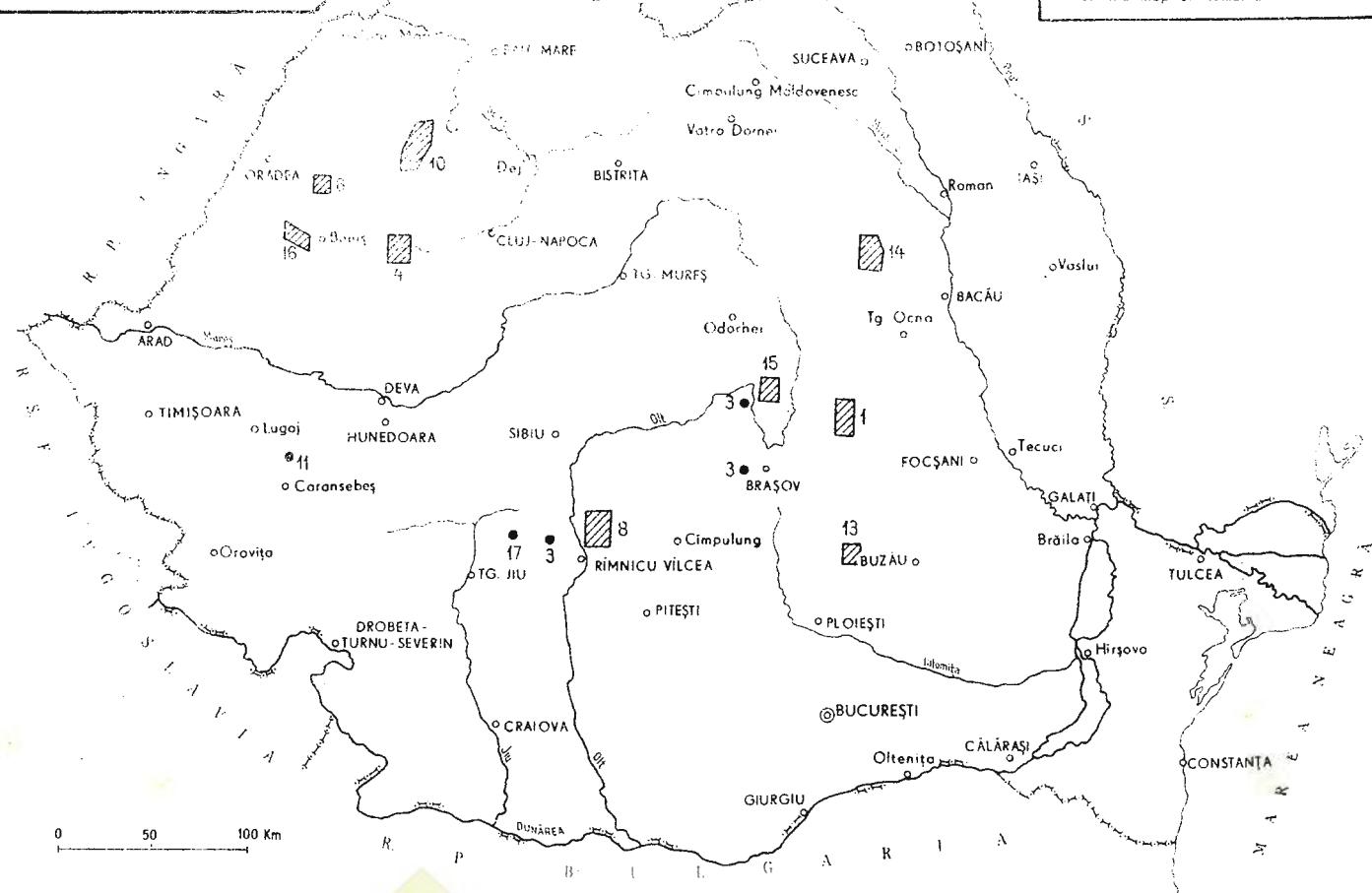
Tous les exemplaires proviennent des dépôts badéniens de Novaci-Streini, district Gorj.



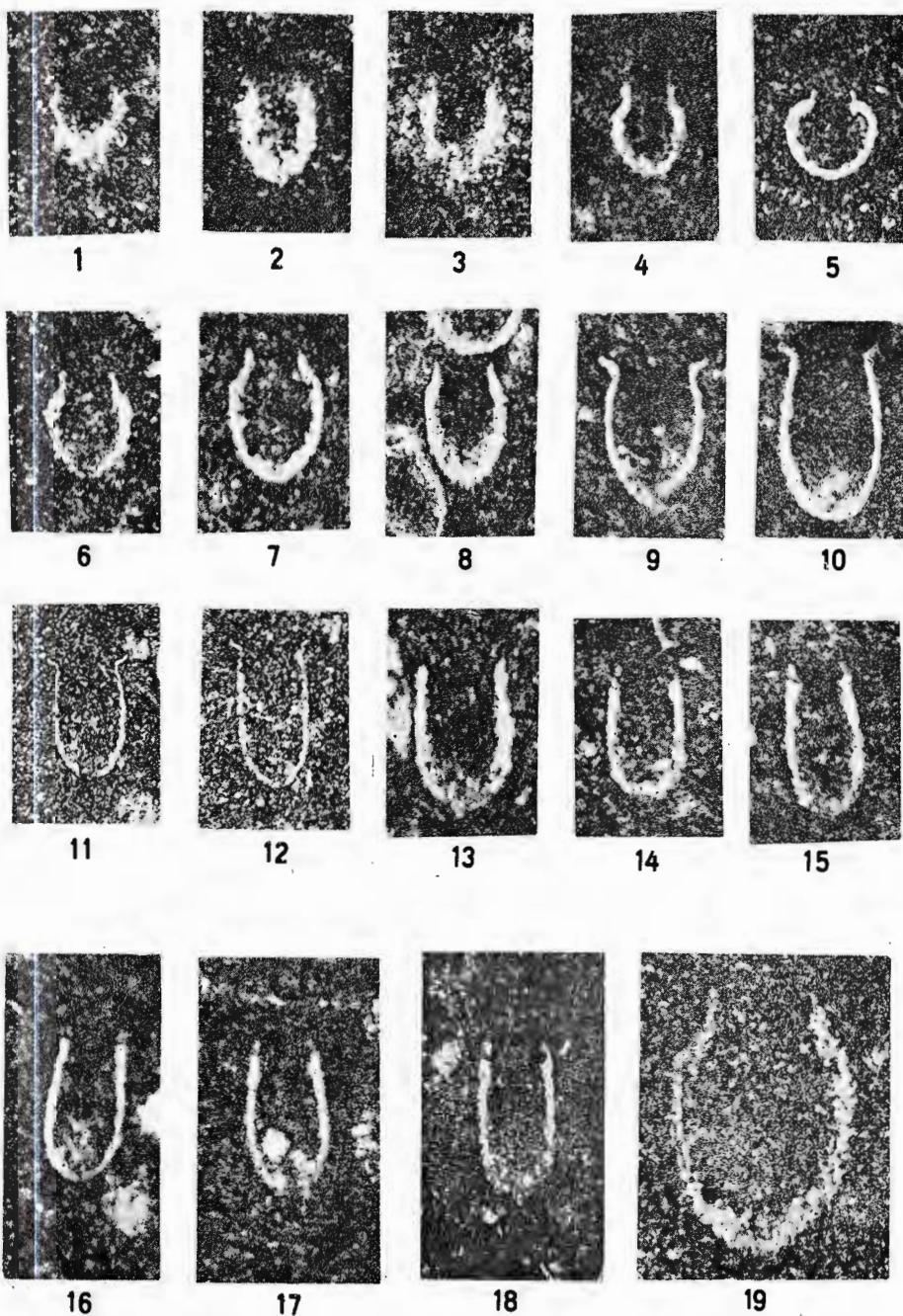
REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Regiunile la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la
Roumanie des régions étudiées
Location of the studied regions
on the map of Romania



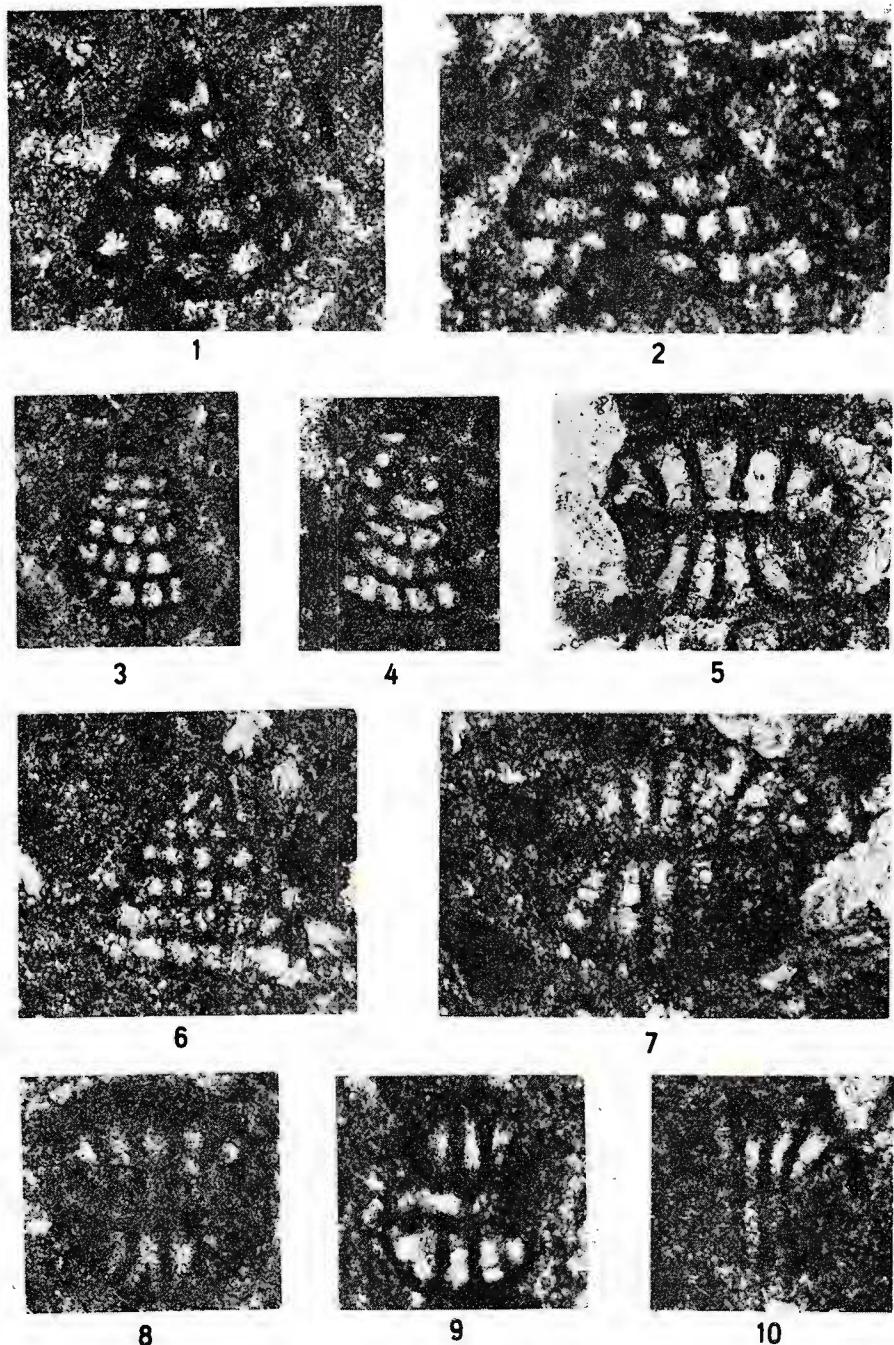
I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice — zona Reșița. Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

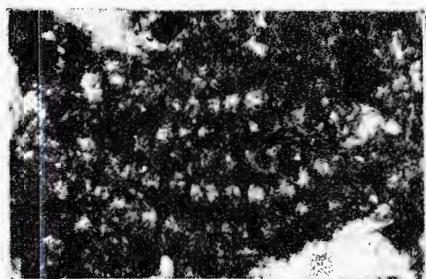


I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice — zona Reșița. Pl. III.

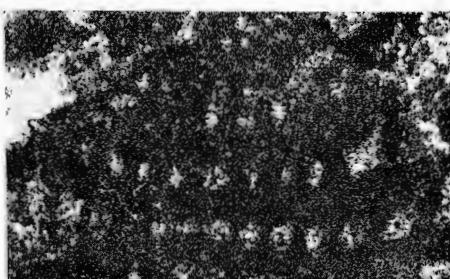


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice – zona Reșița. Pl. IV.



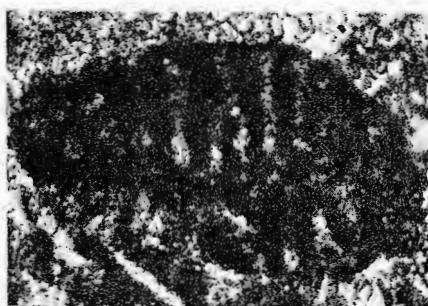
1



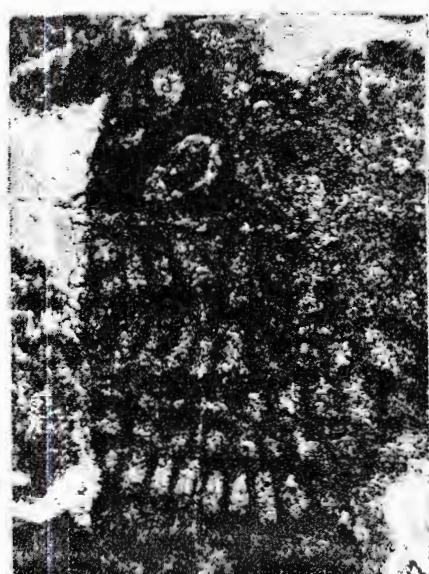
2



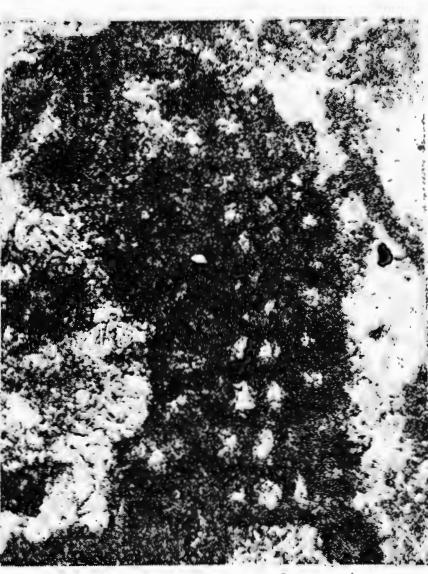
3



4



5



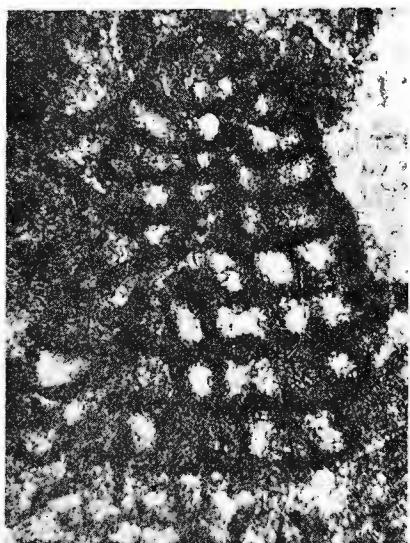
6

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

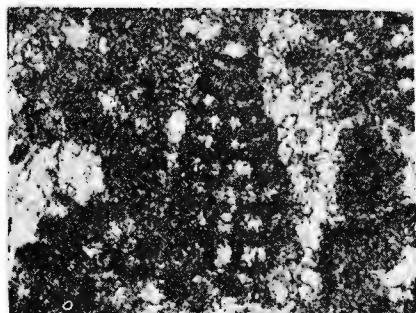
124572



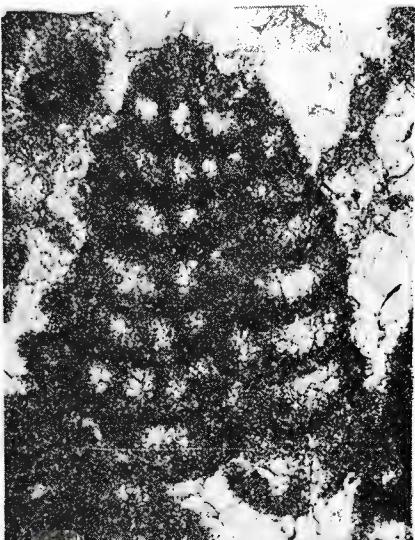
1



2



3



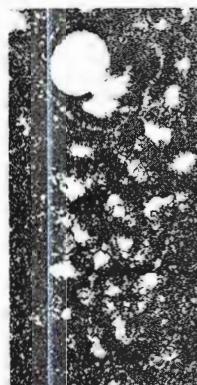
5



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor vol. LXVI/4.

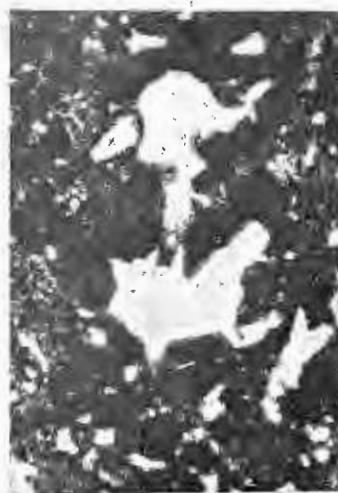
I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretaceice – zona Reșița. Pl. VI.



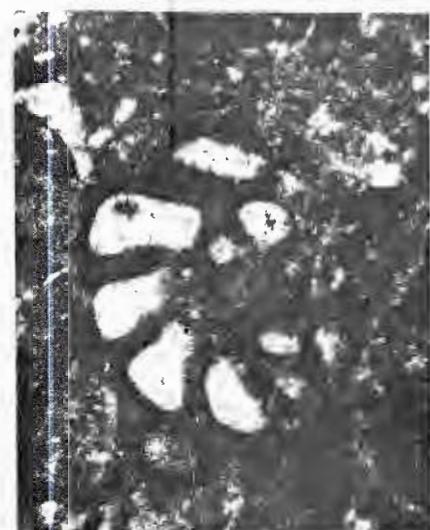
1



2



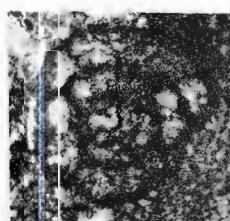
3



4



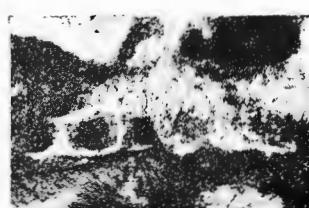
5



6



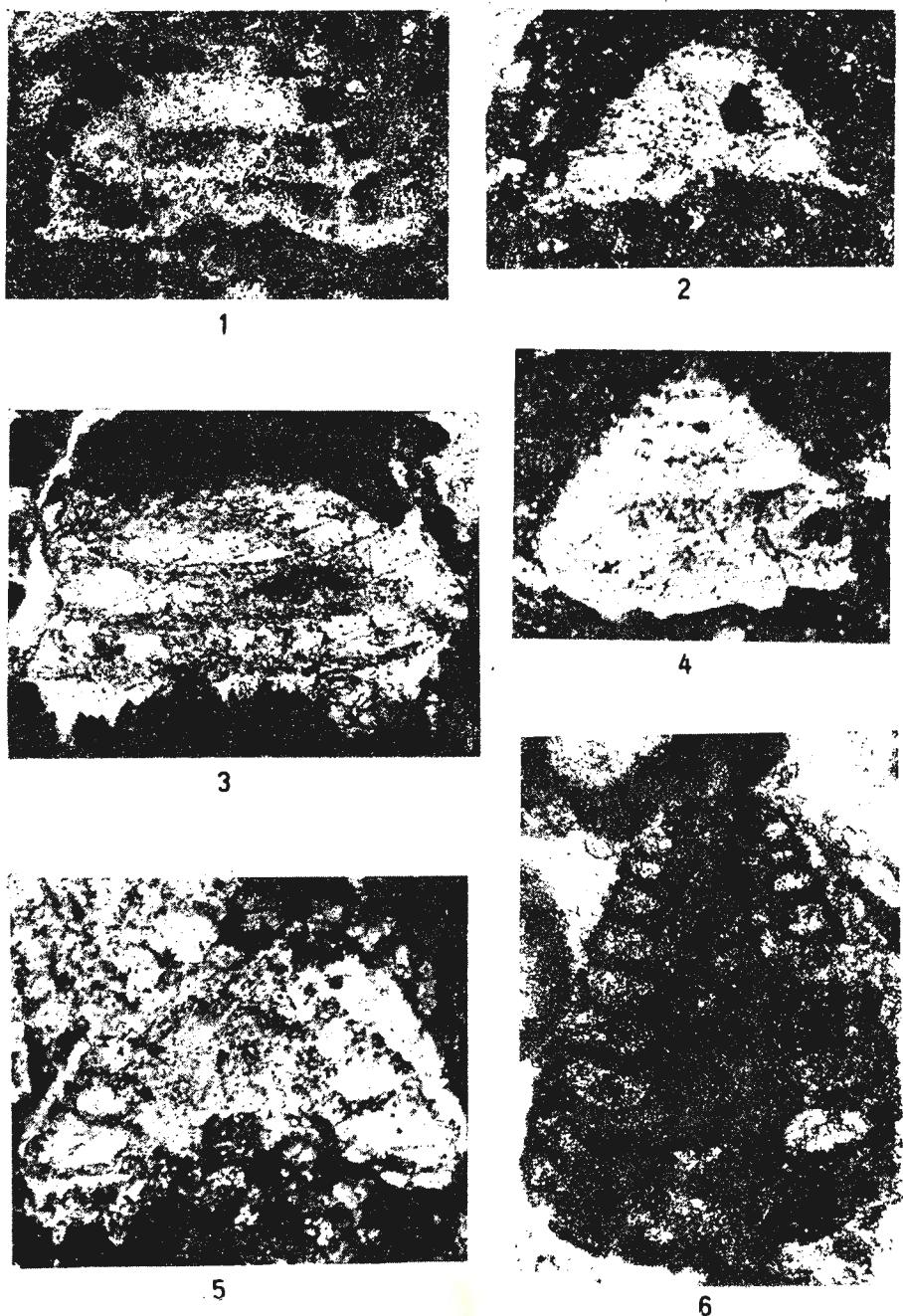
7



8

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seismă ale sedințelor vol. LXVI/4.

134572

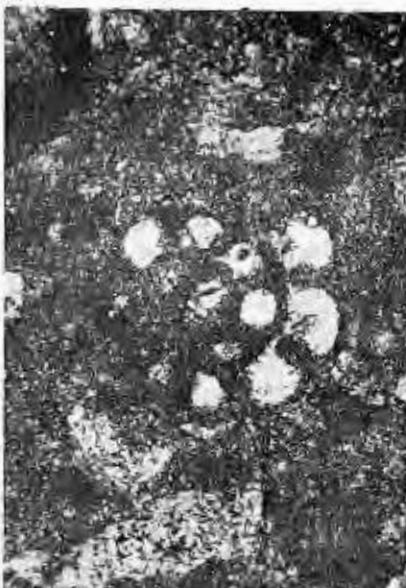


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

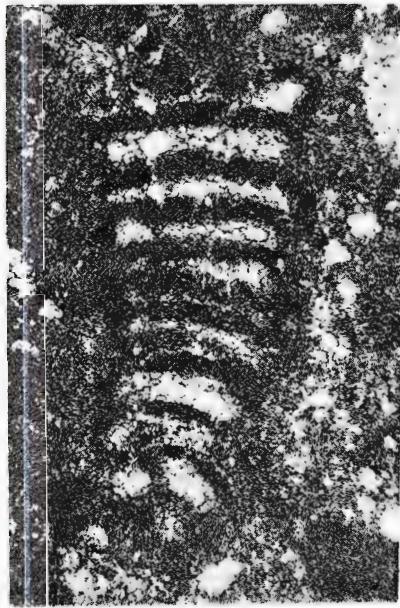
I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretăcice – zona Reșița. Pl. VIII.



1



2



3



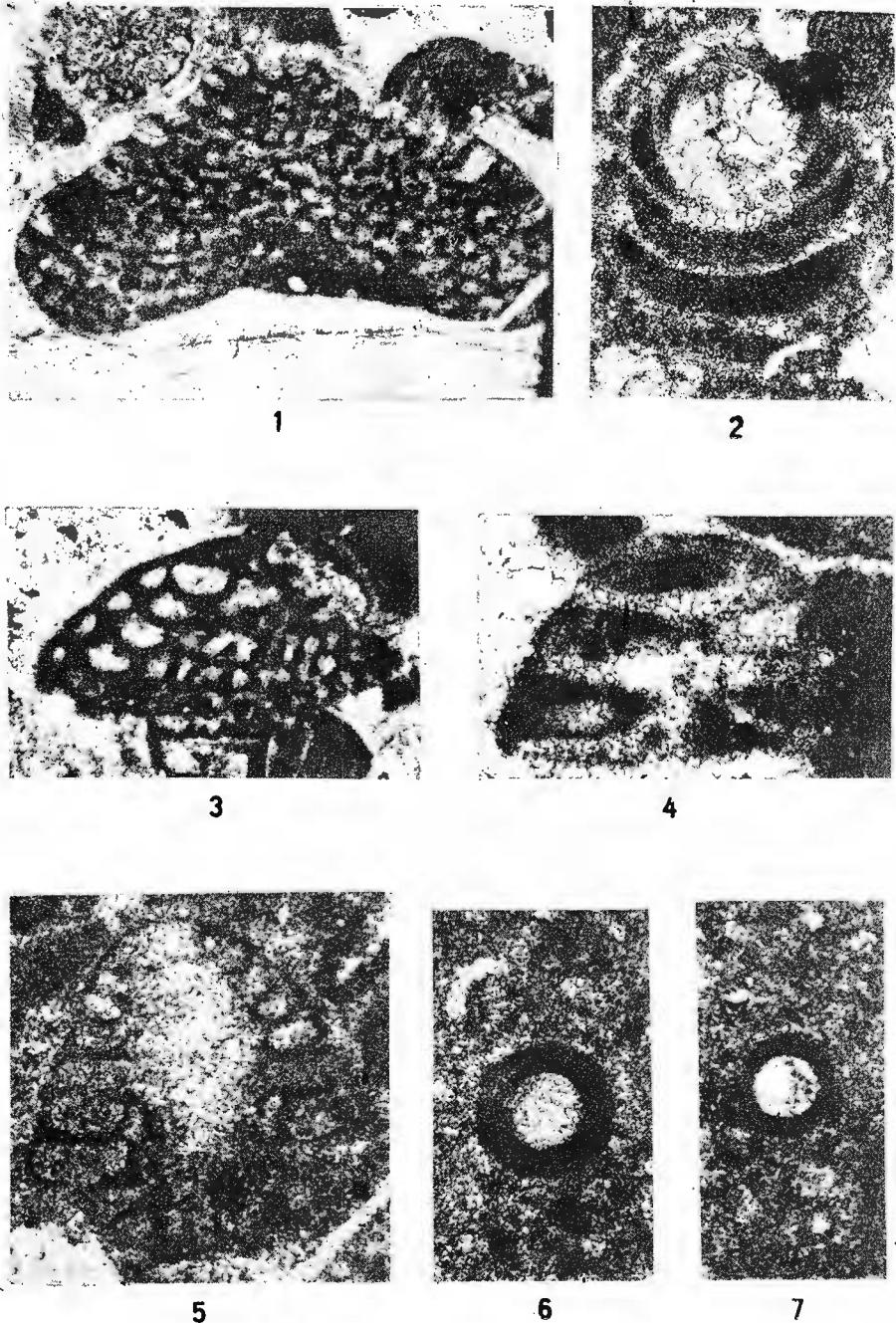
4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



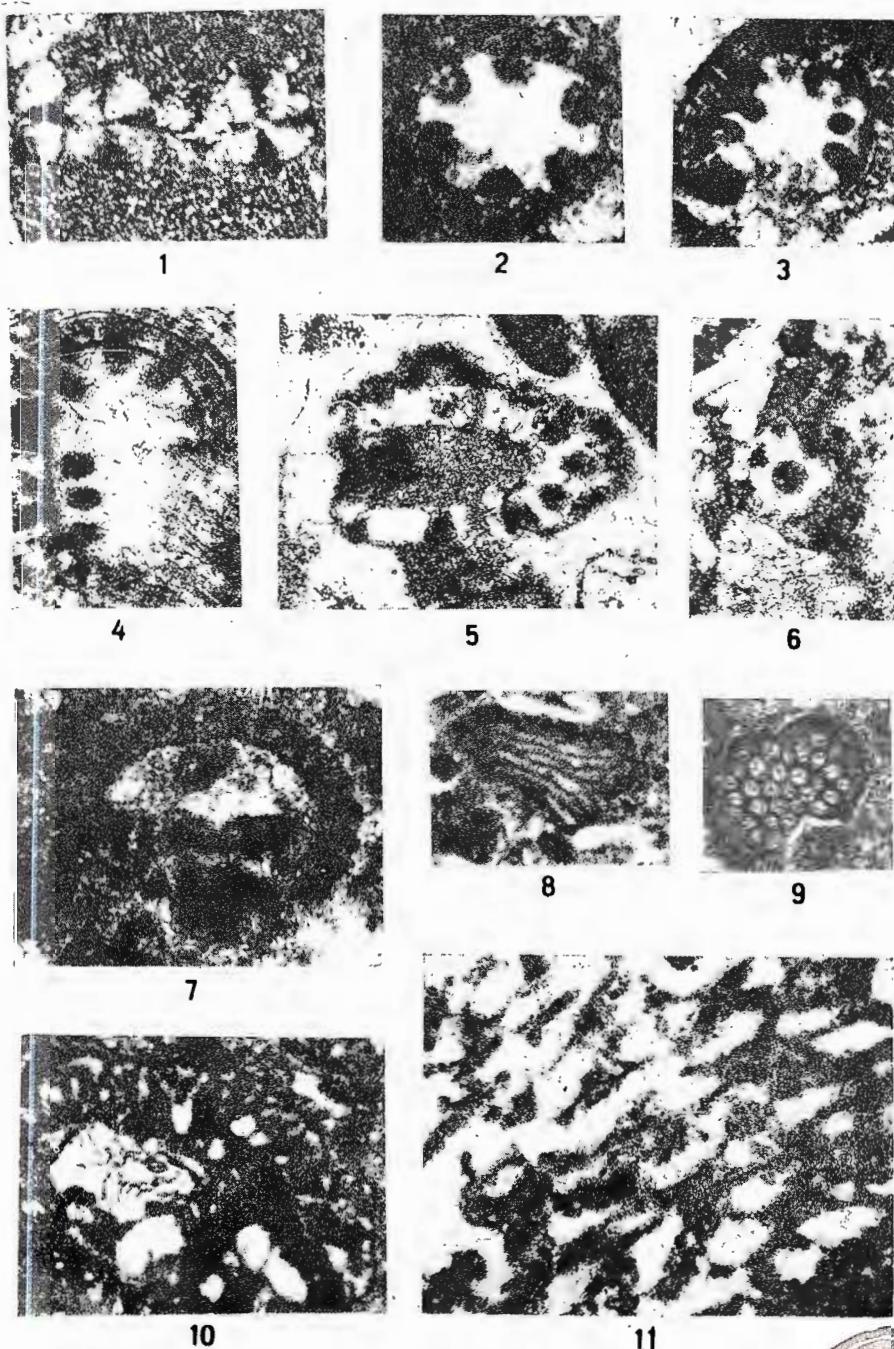
Institutul Geologic al României

I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice — zona Reșița. Pl. IX.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice — zona Reșița. Pl. X.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

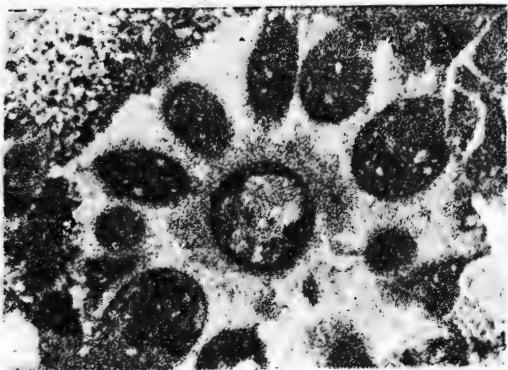


Institutul Geologic al României

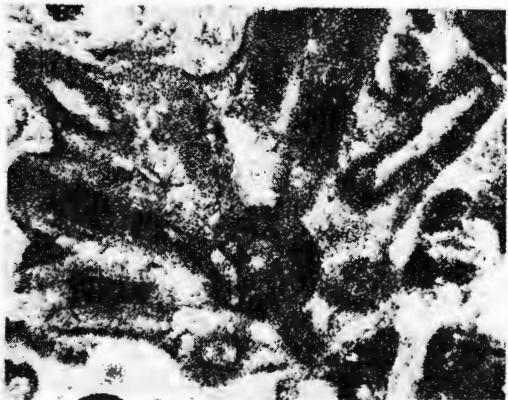
I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice — zona Reșița. Pl. XI.



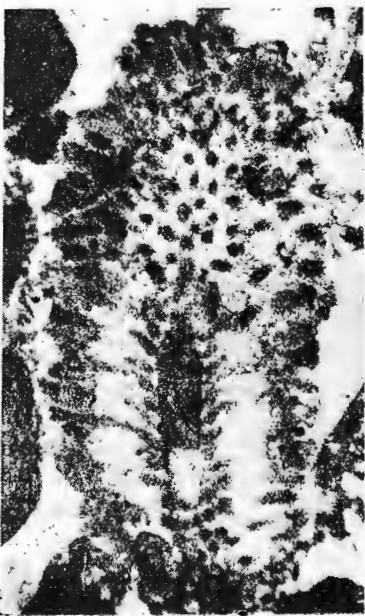
1



2



3



4



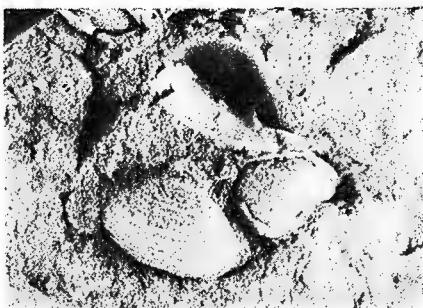
5

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice — zona Reșița. Pl. XII.



1



2



3



4



5



6

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4





1



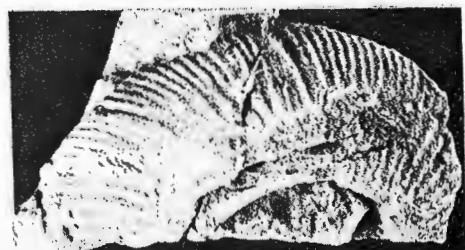
2



3



4



5



6



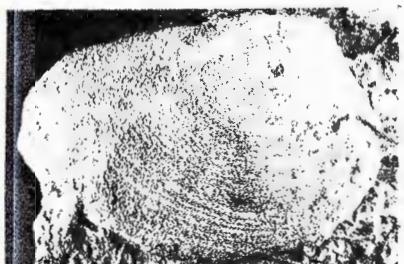
7



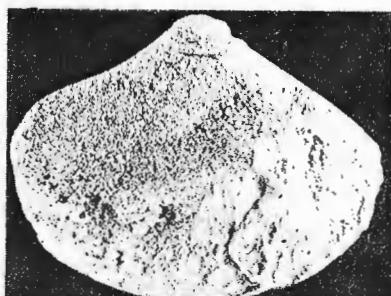
8

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

I. BUCUR et al. Depozite jurasice și cretacice – zona Reșița. Pl. XIV.



1



2



4



5



3



6



7



8

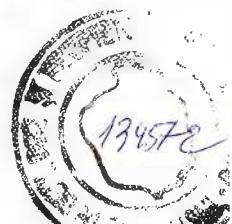
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

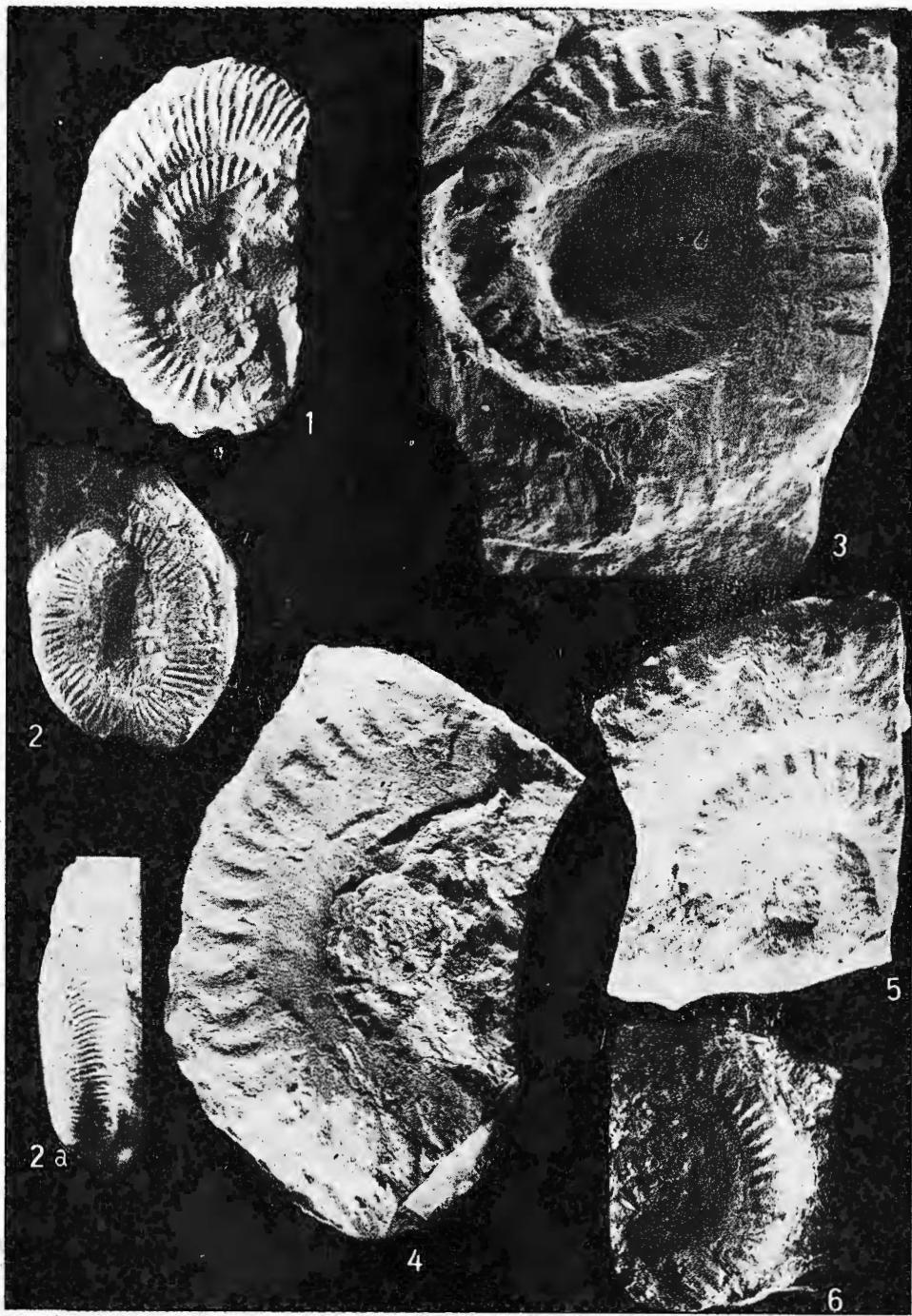


Institutul Geologic al României



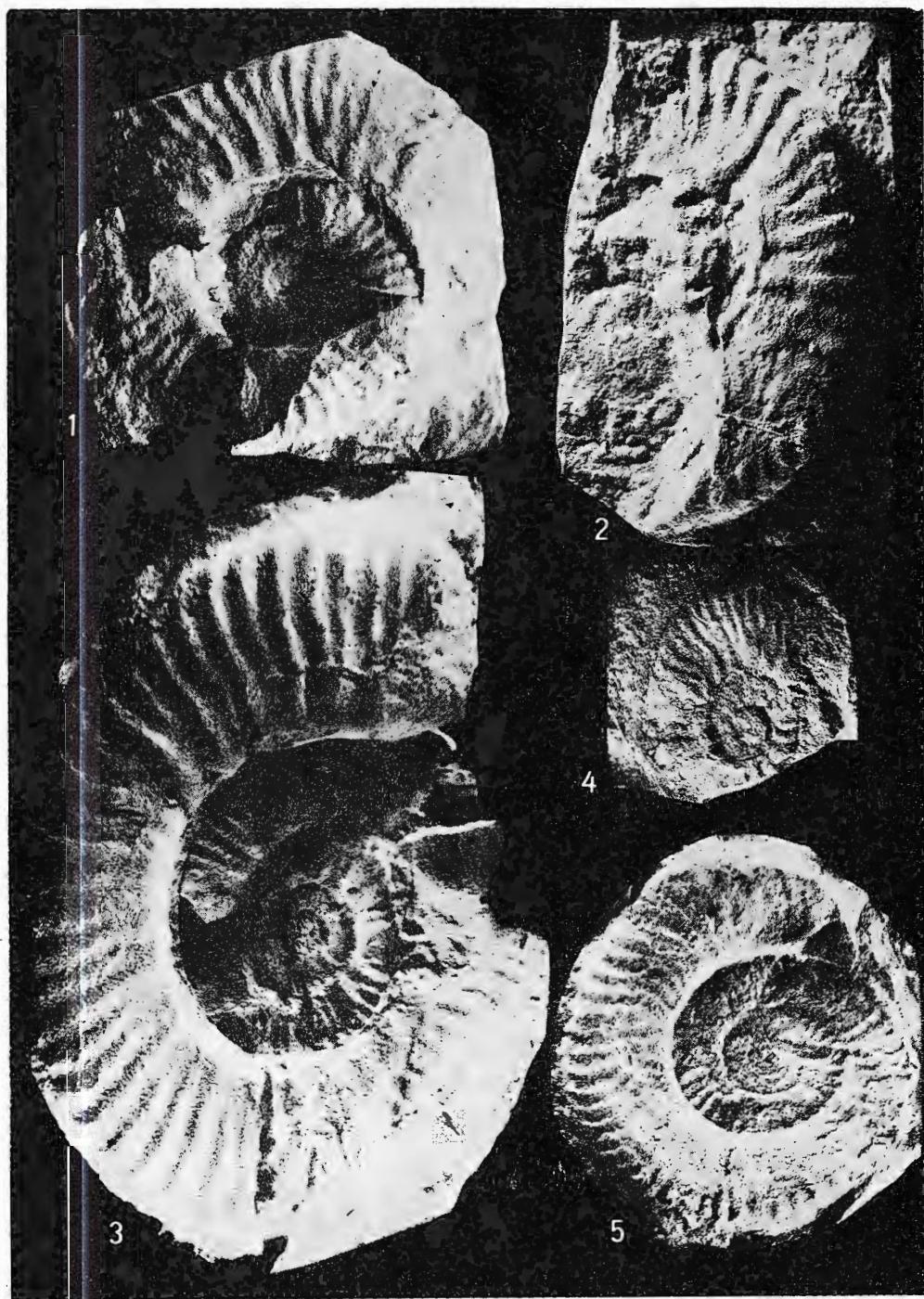
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.





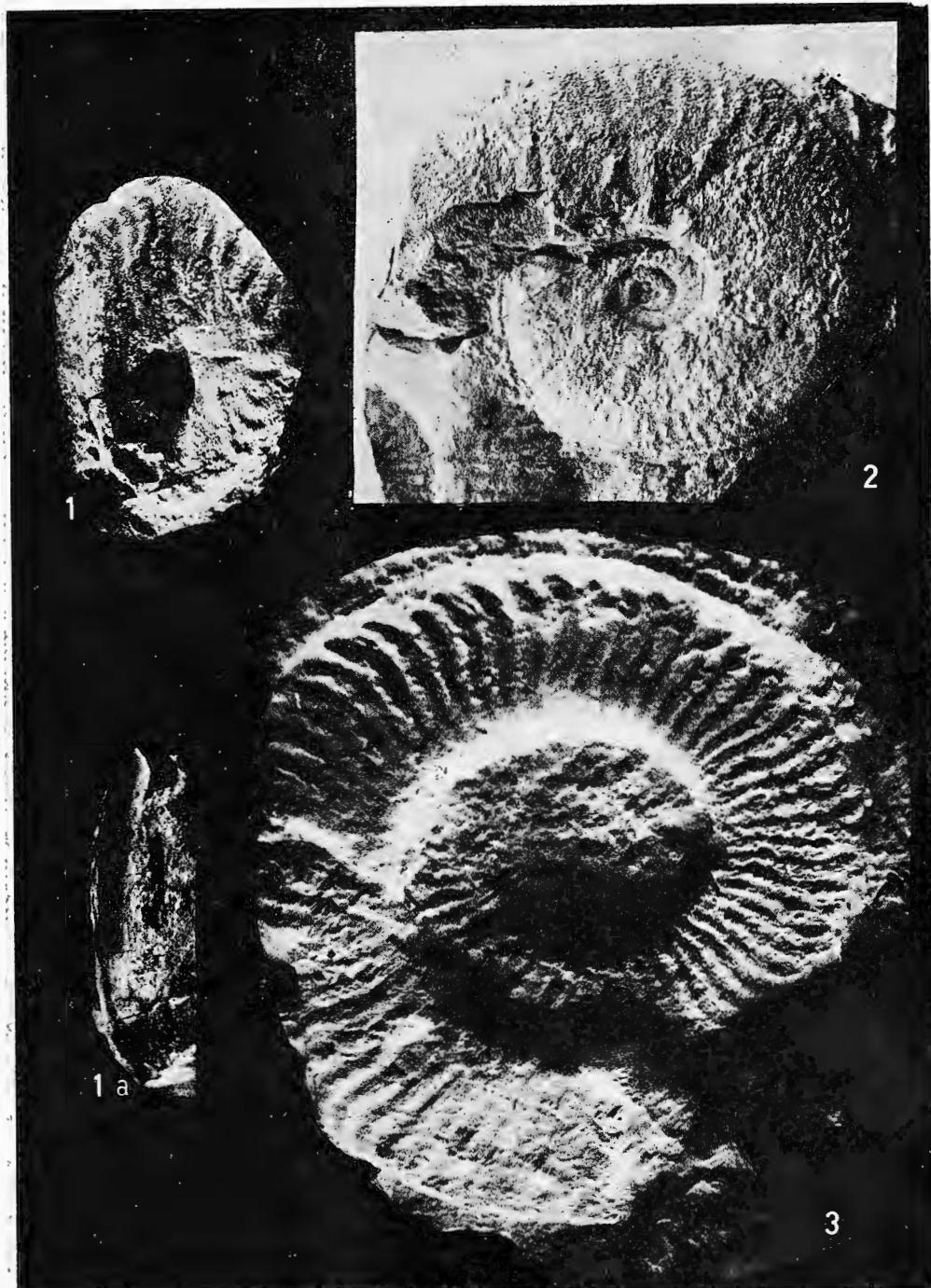
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

GH. MANTEA et al. Eojurassic Deposits in the Someșul Cald Graben. Pl. IV.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

134572

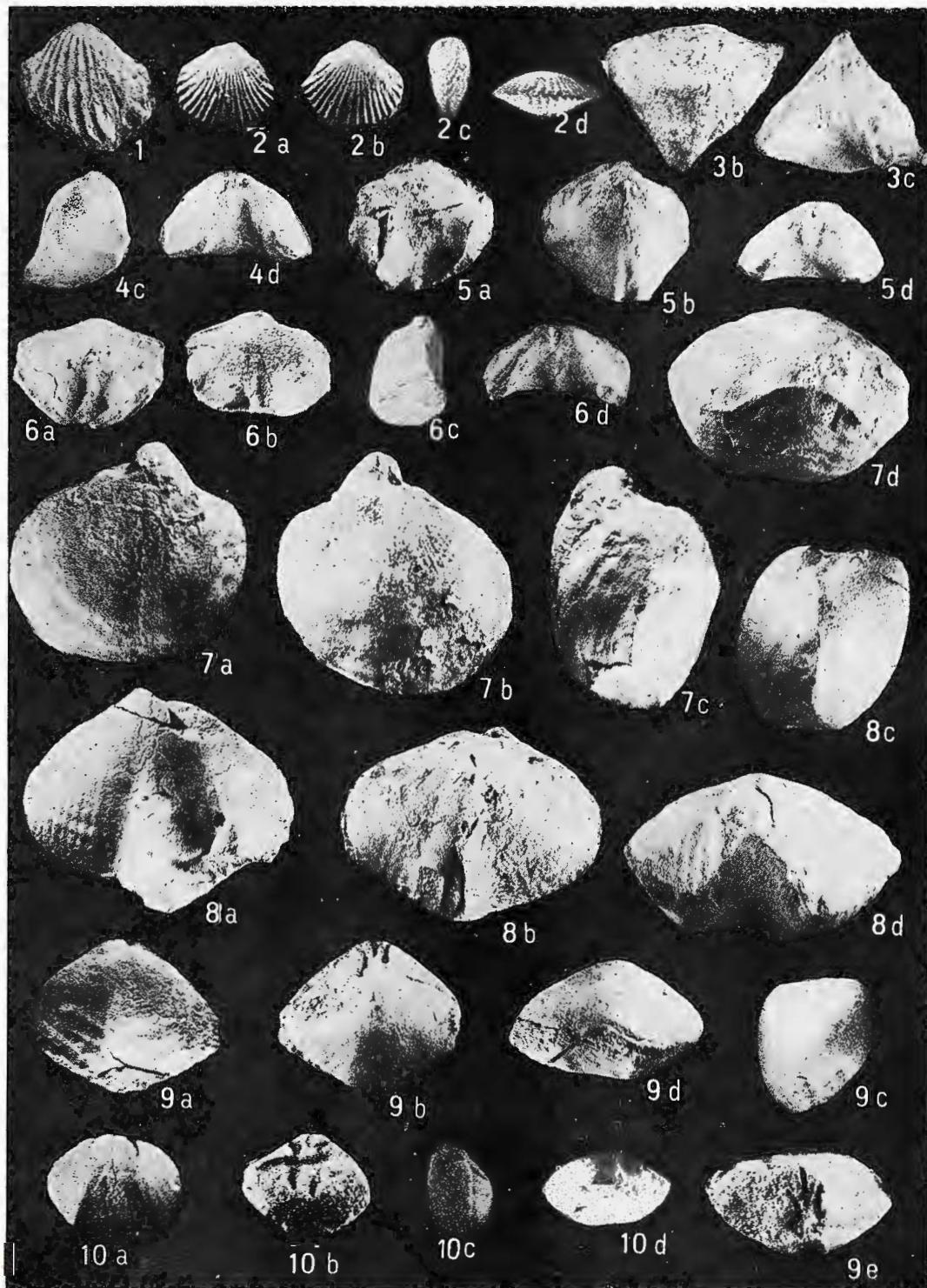


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

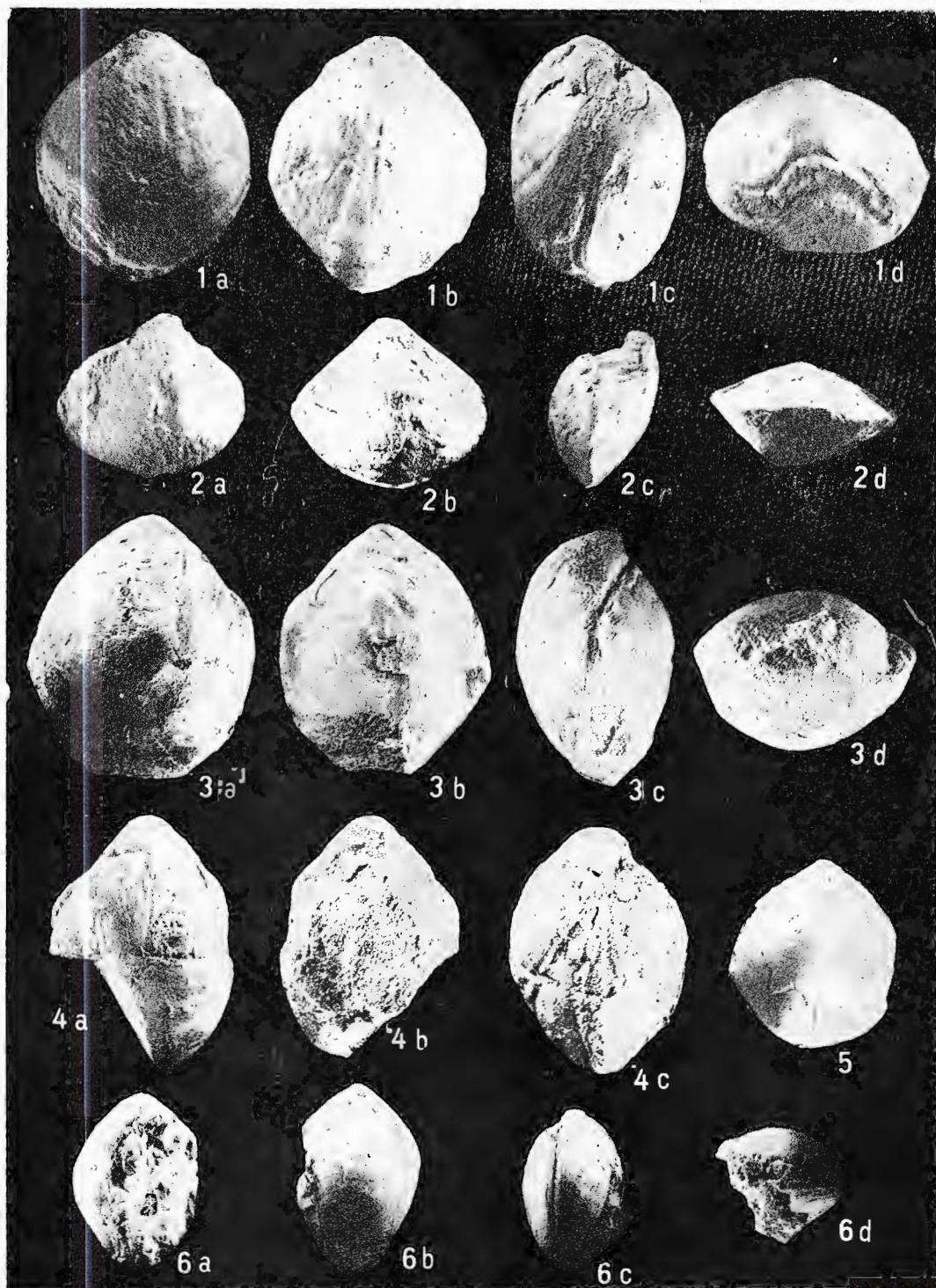


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

134572

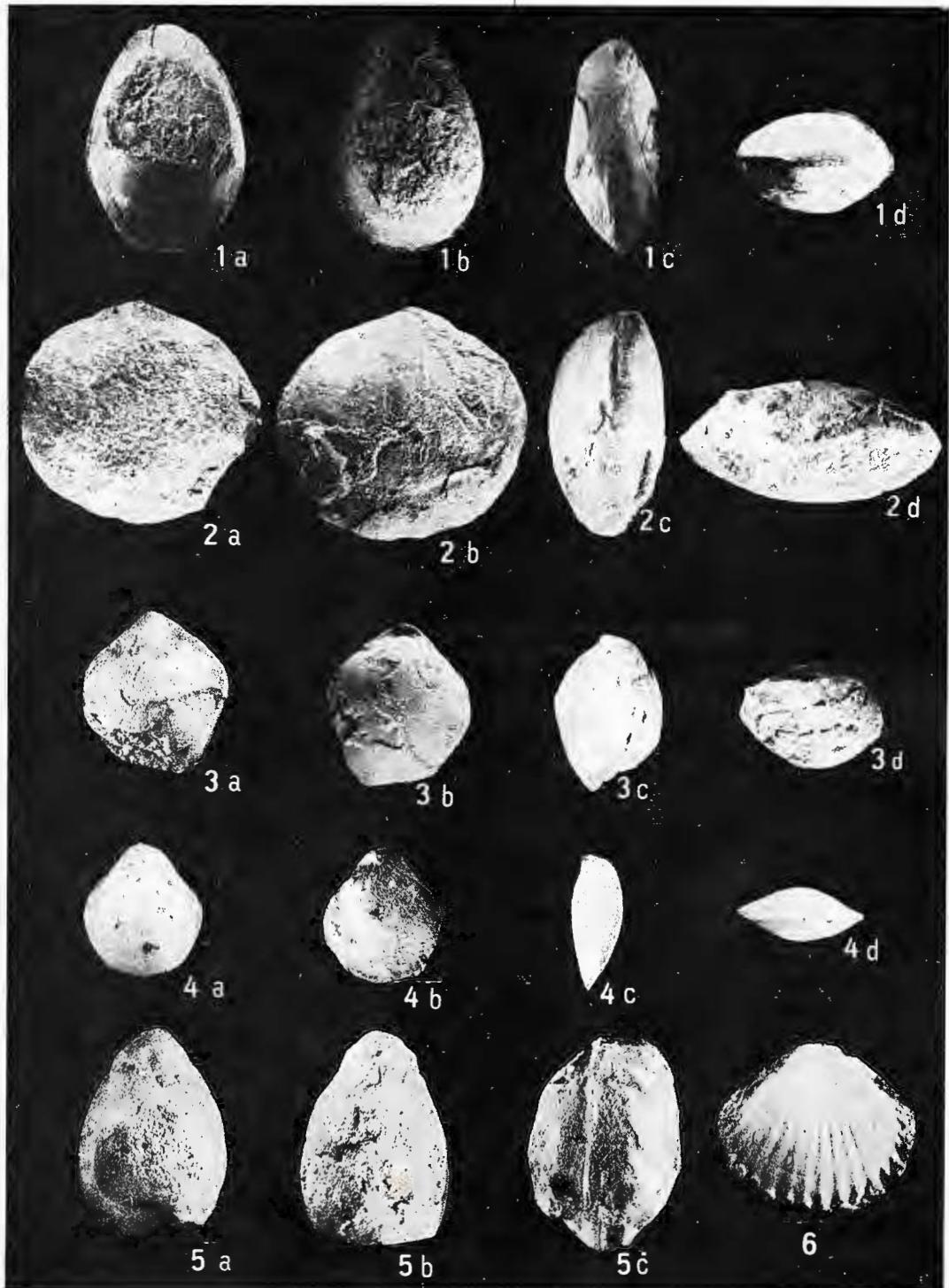


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

134572



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

A. BALTRÈS et al. Triassic Limestones from Popina Island.

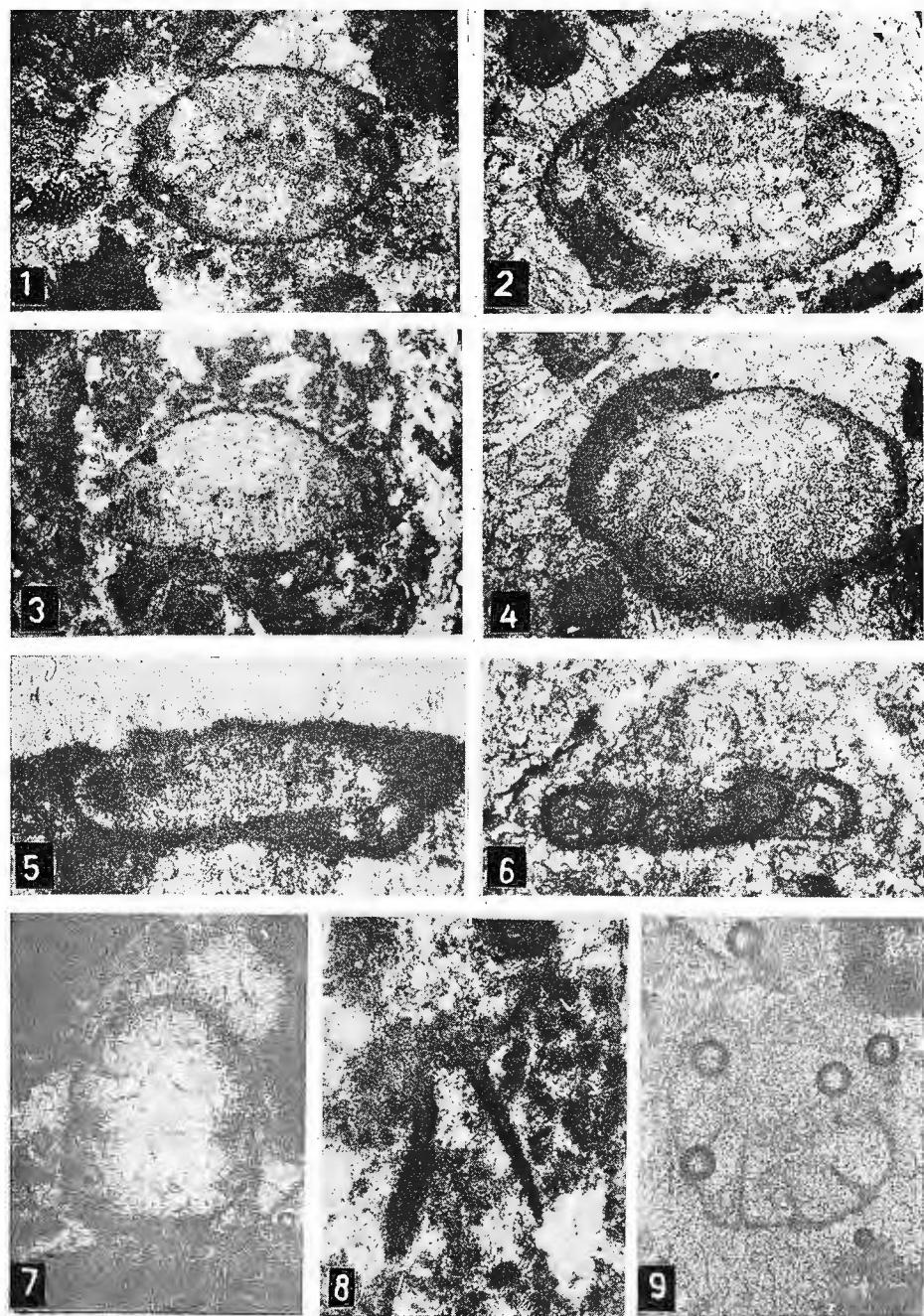
Pl. I.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

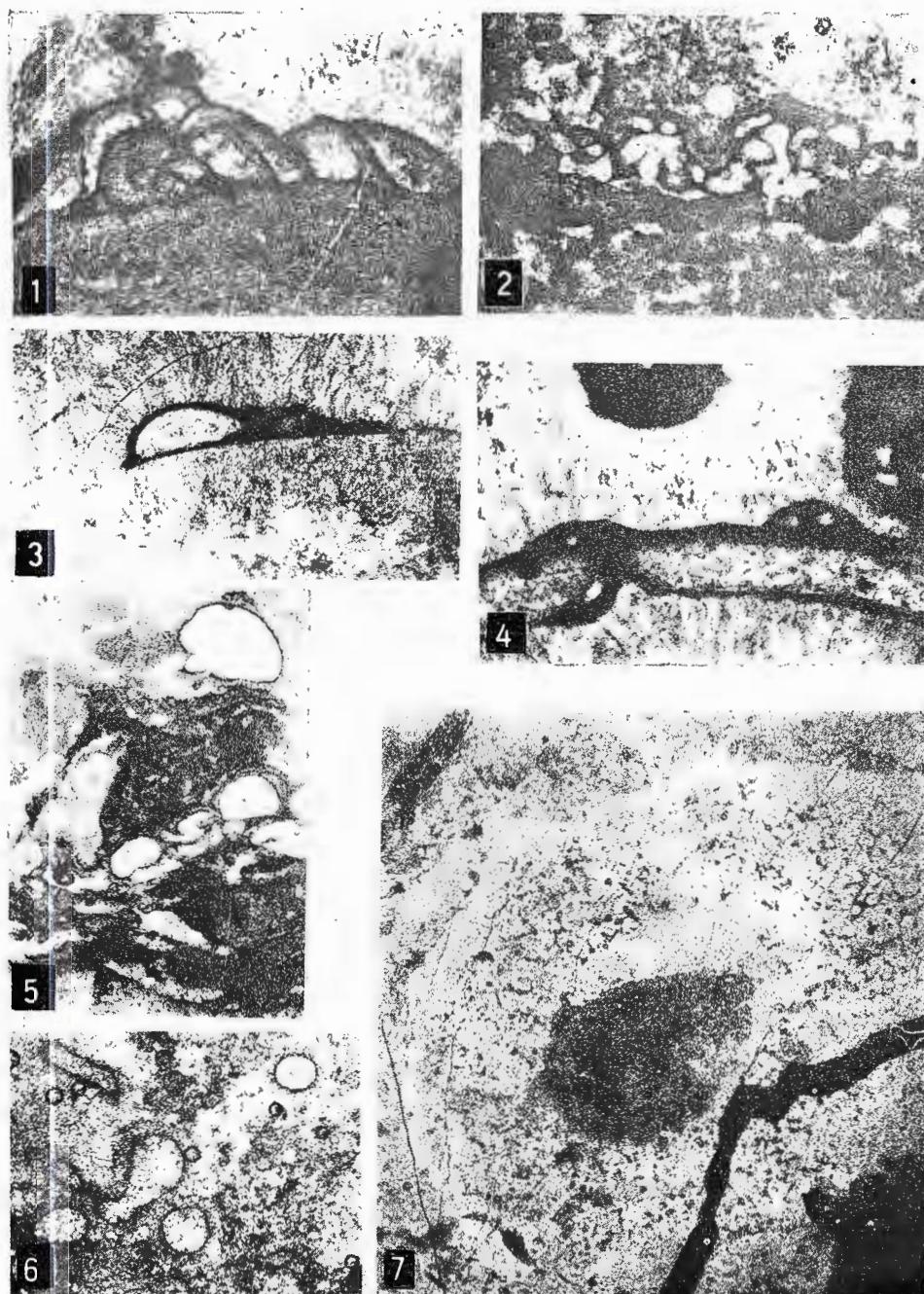
134572

A. BALTRÈS et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. II.

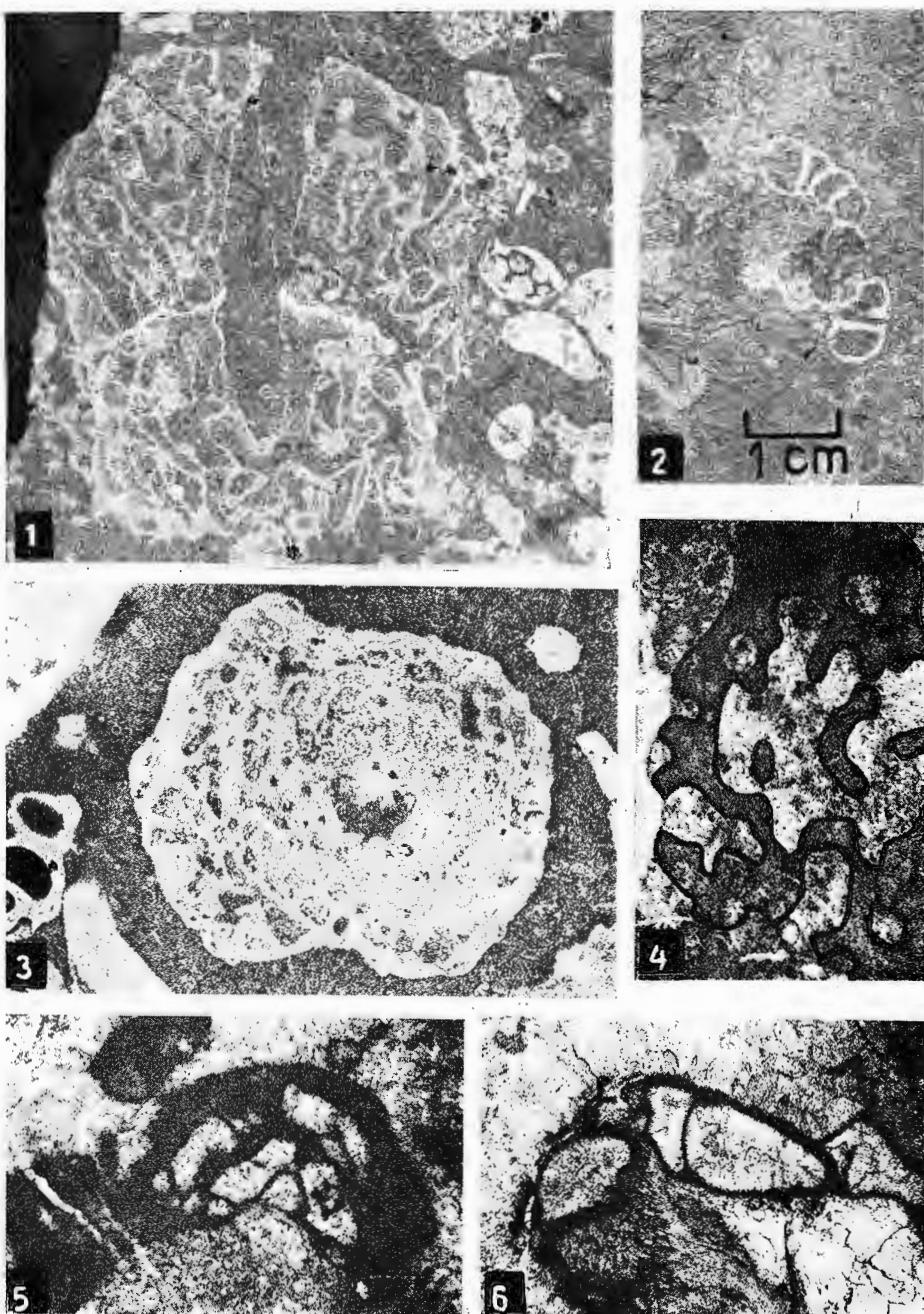


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

A. BALTRES et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. III.

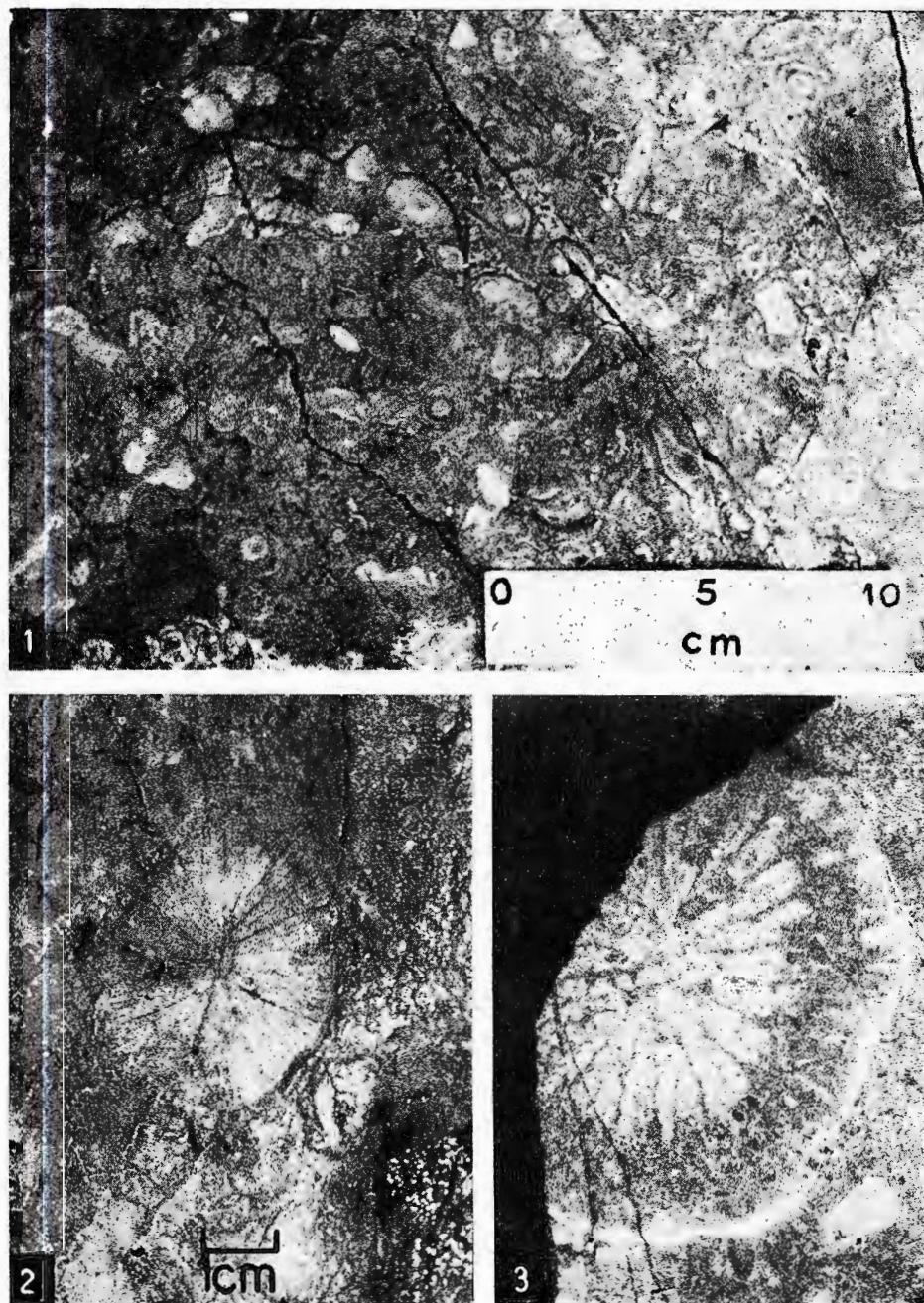


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

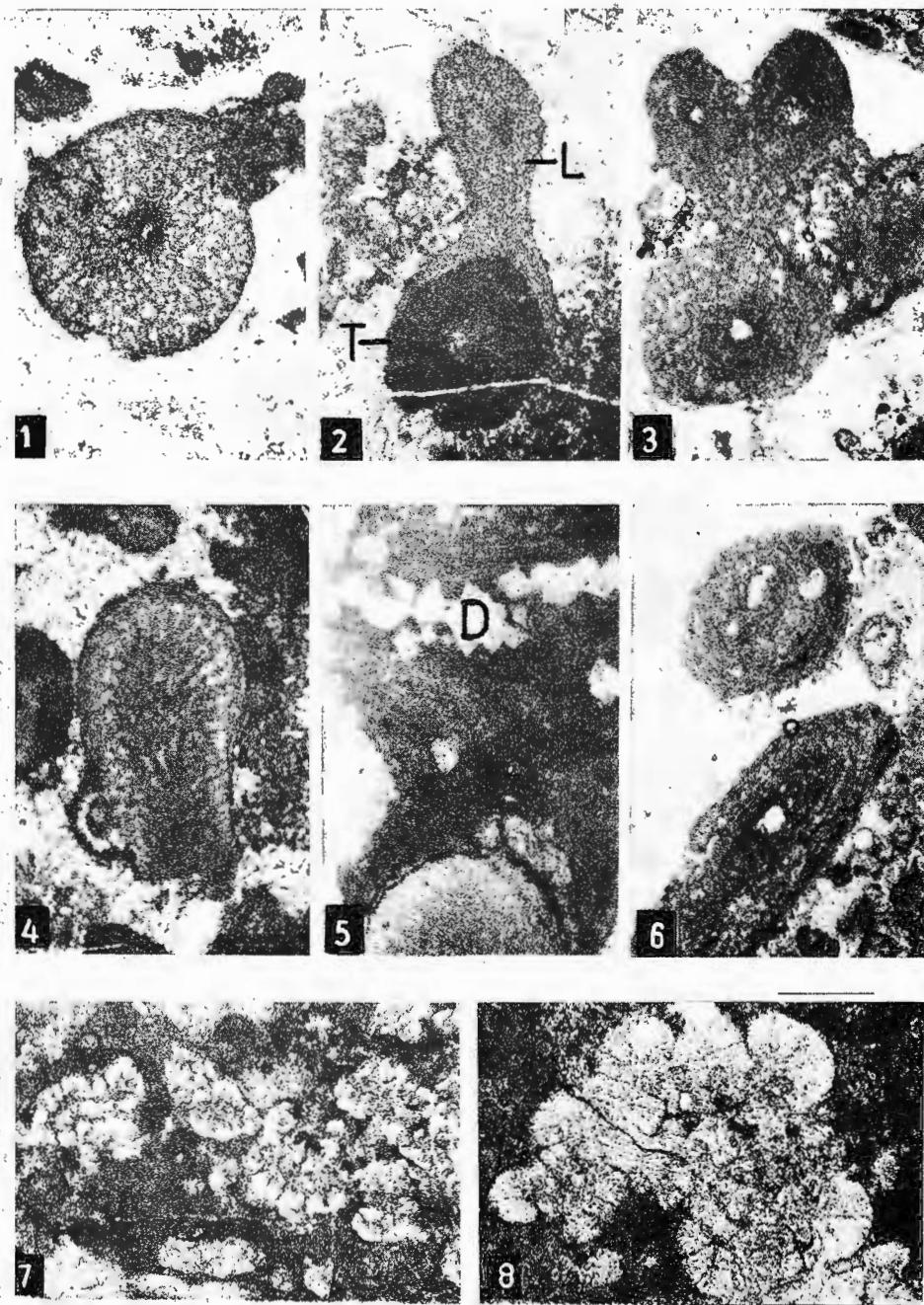
A. BALTRES et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. V.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

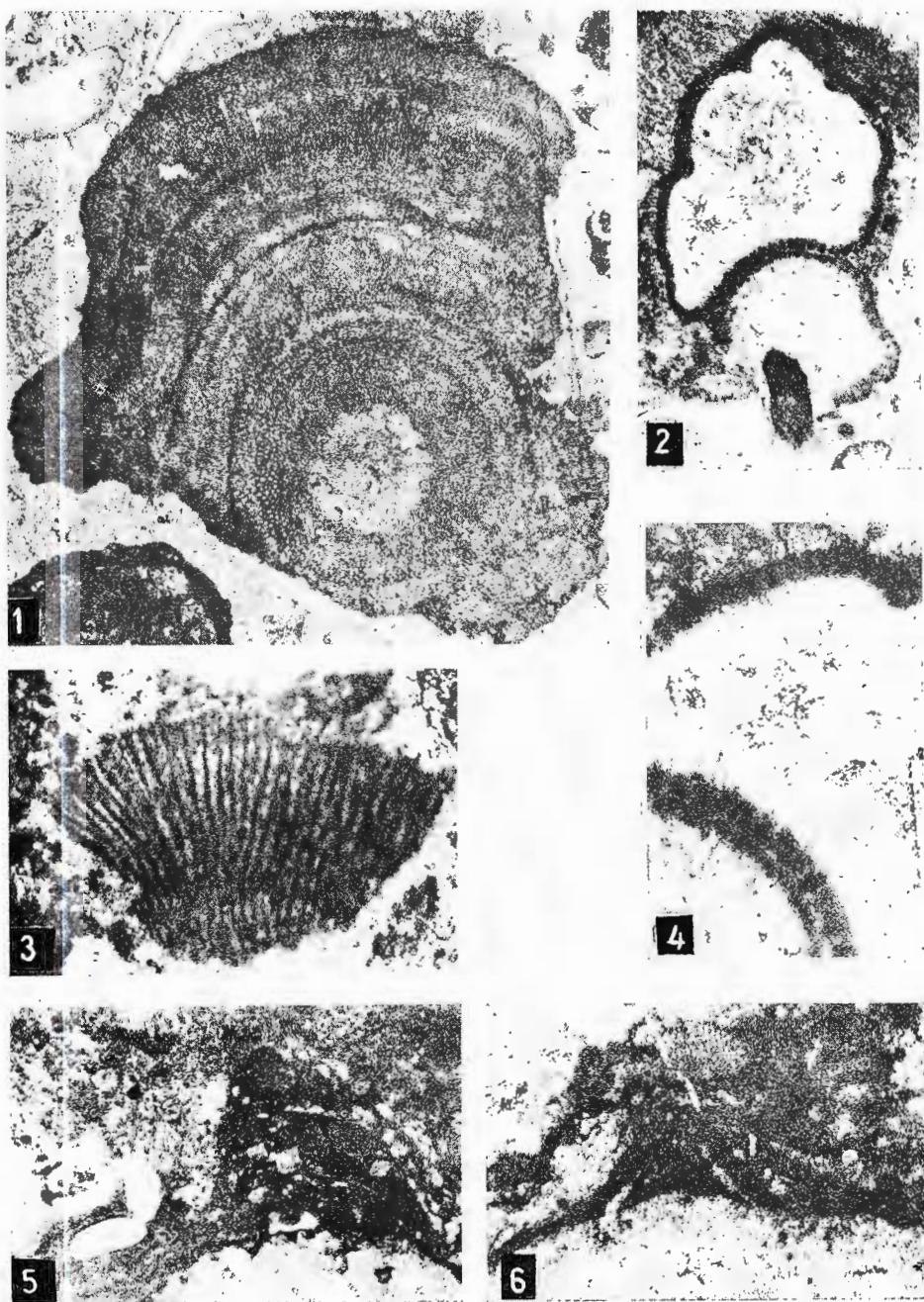


Institutul Geologic al României

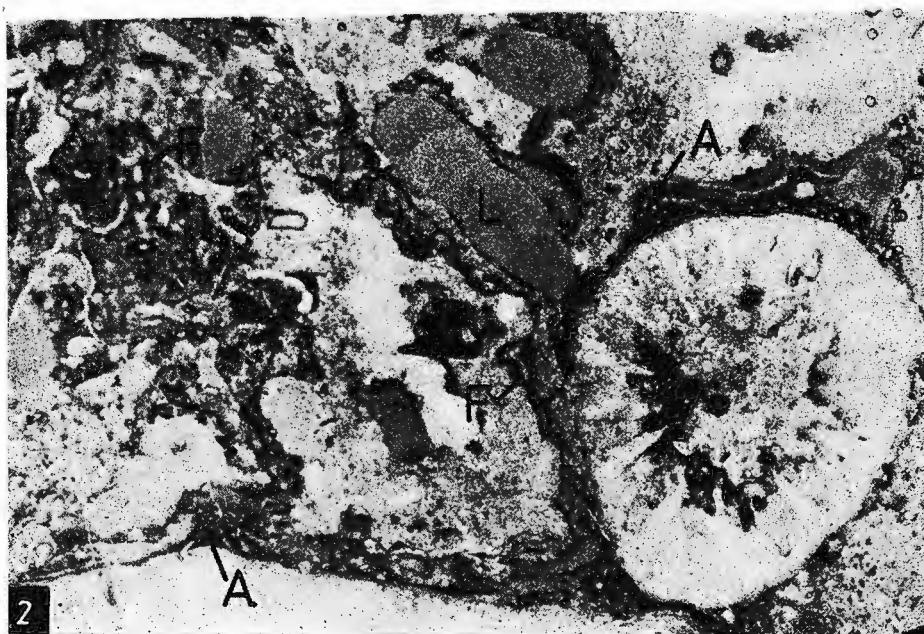


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

A. BALTRES et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. VII.



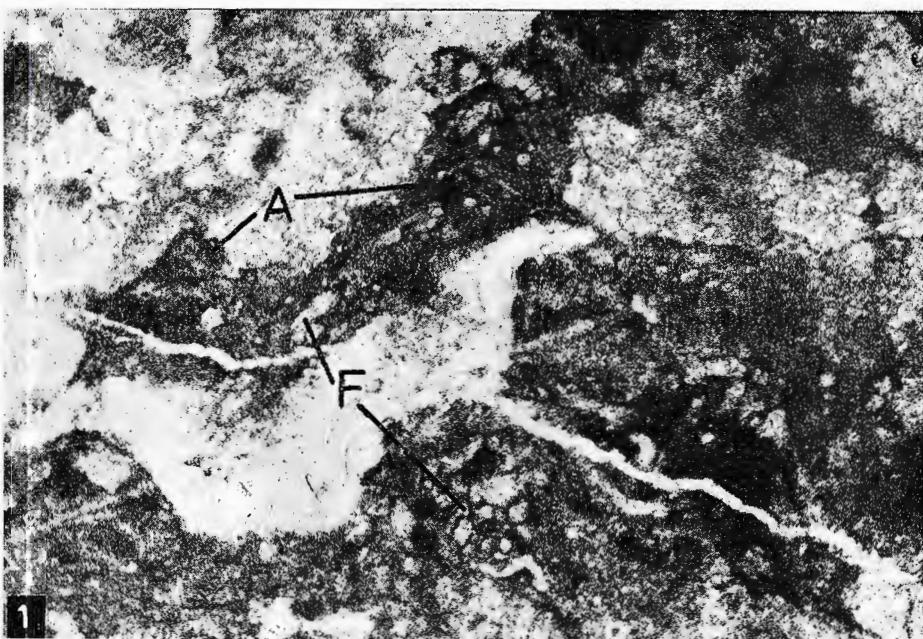
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



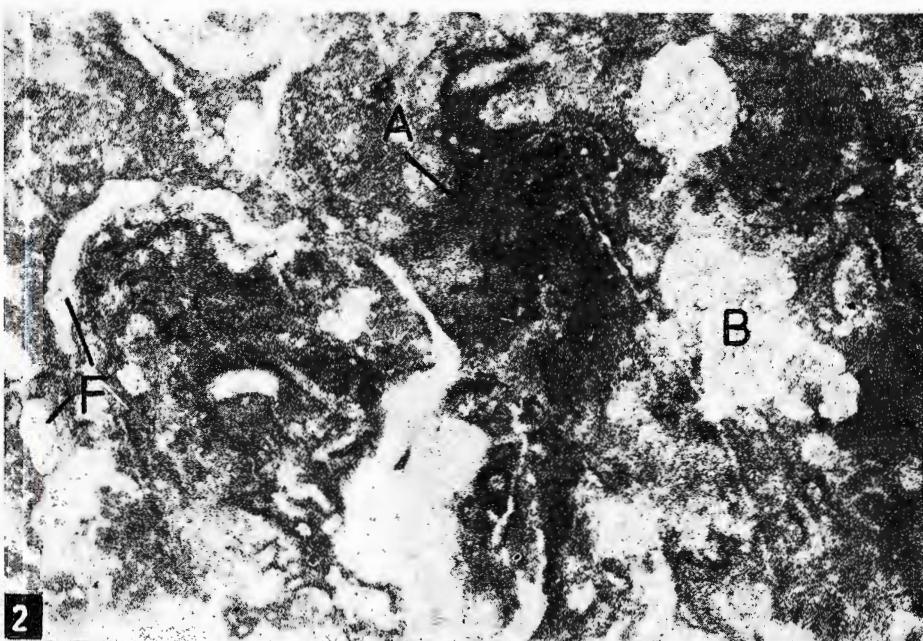
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



A. BALTRES et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. IX.



1

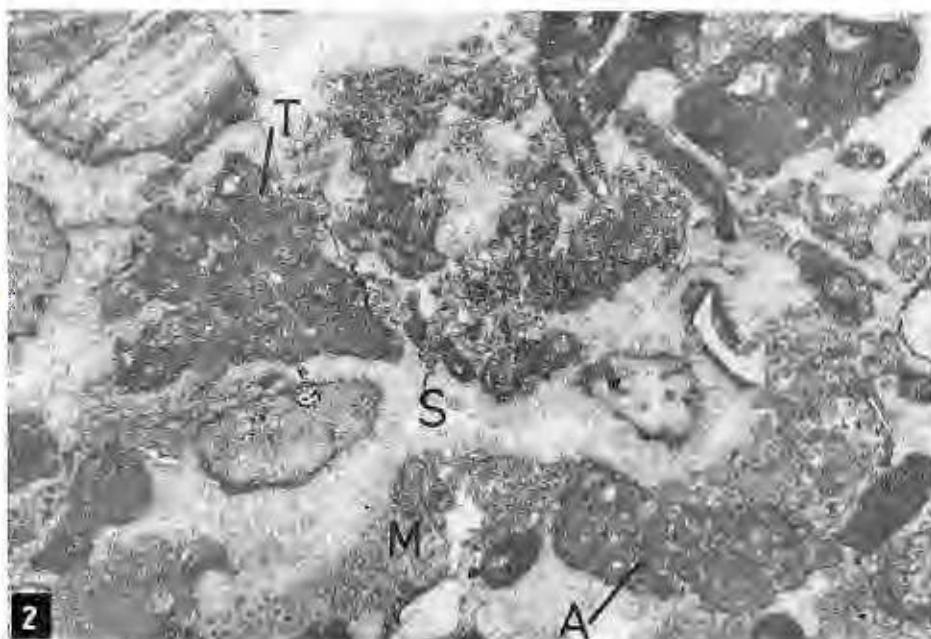


2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

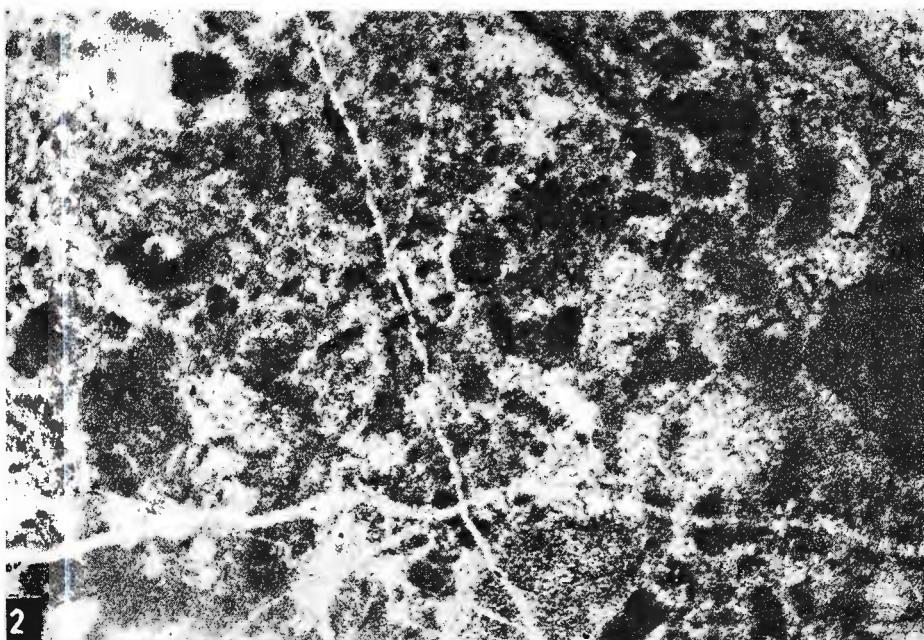


Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

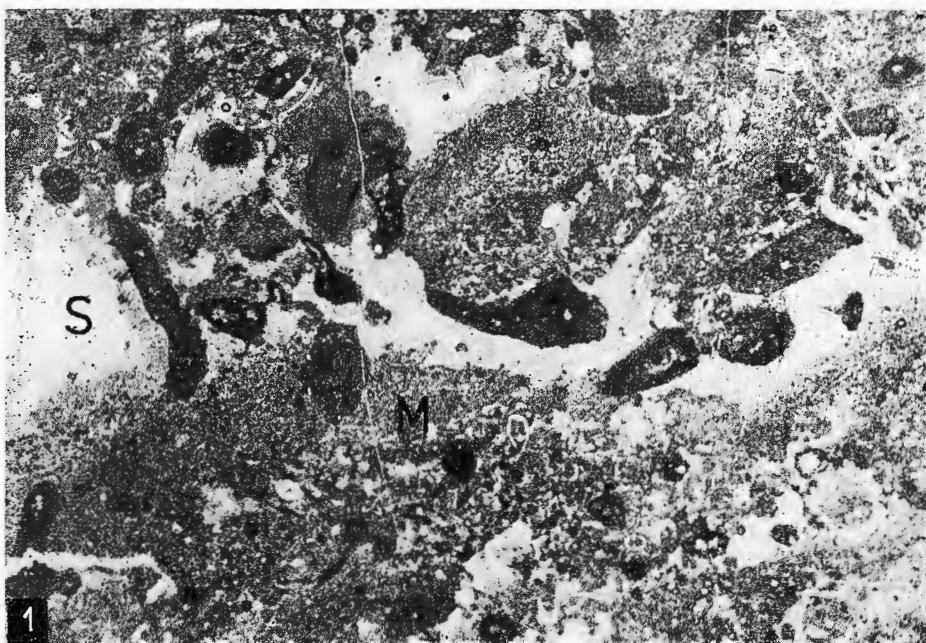
A. BALTRES et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. XI.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor... vol. LXVI/4.

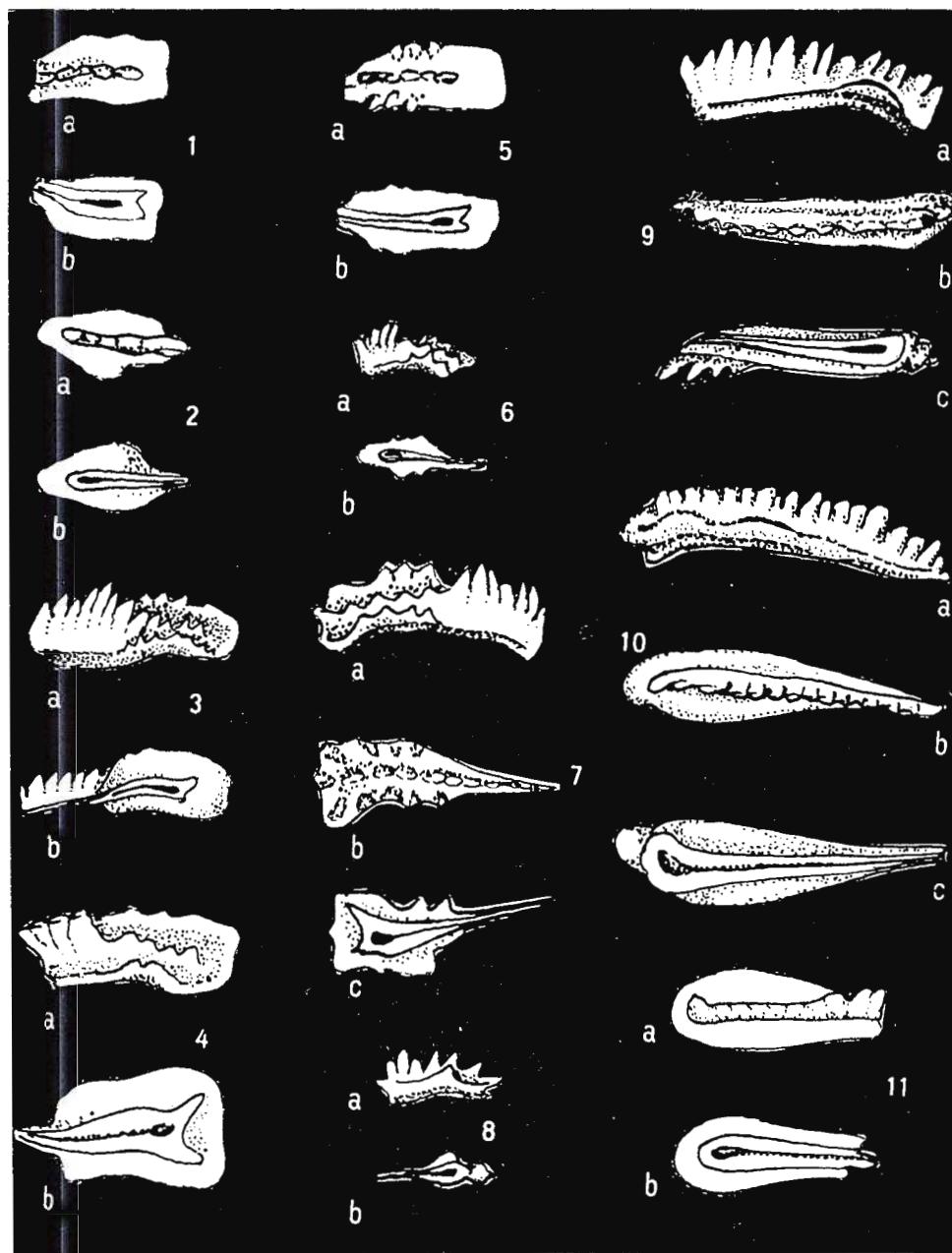
1945/2





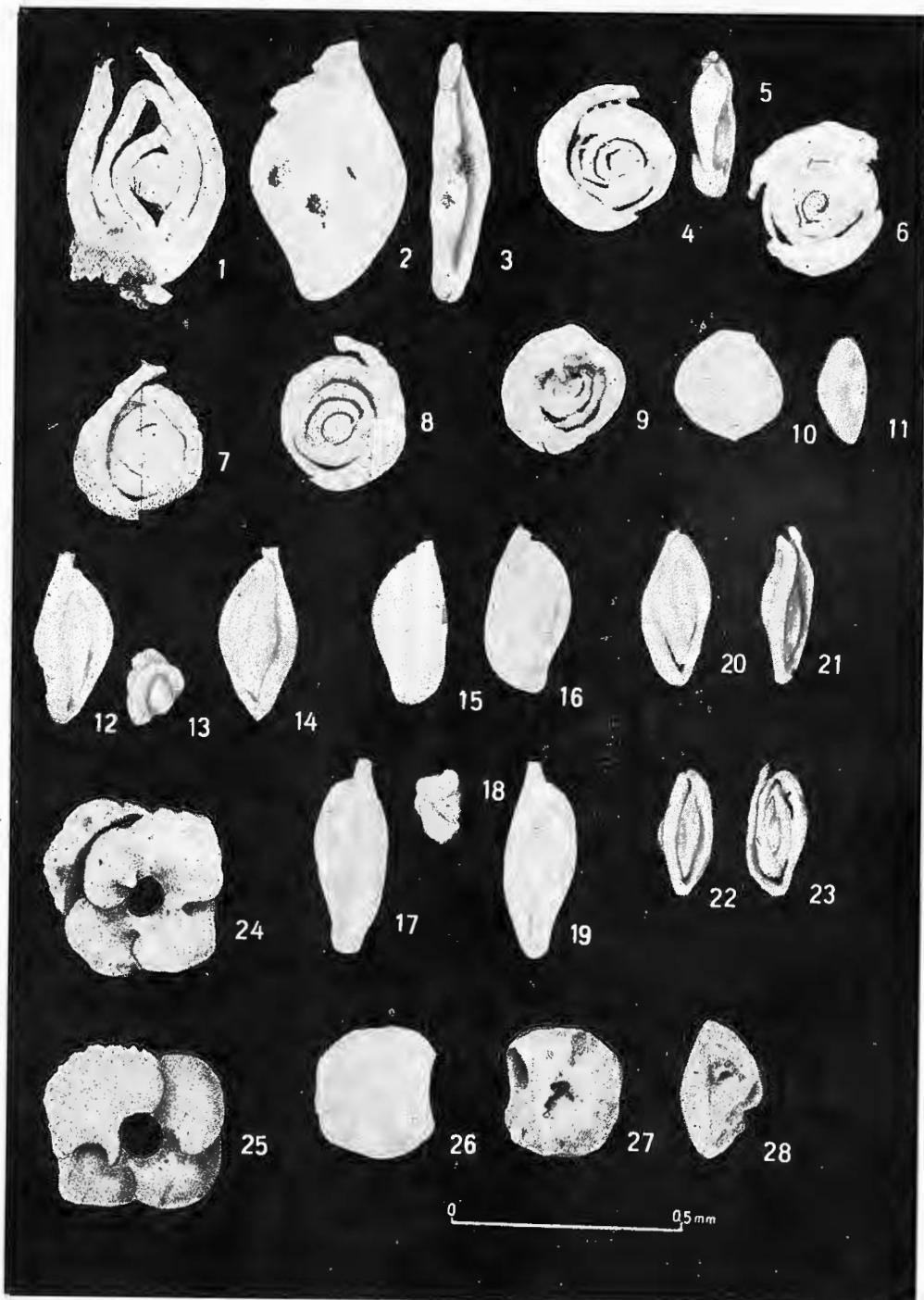
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

A. BALTRÈS et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. XIII.



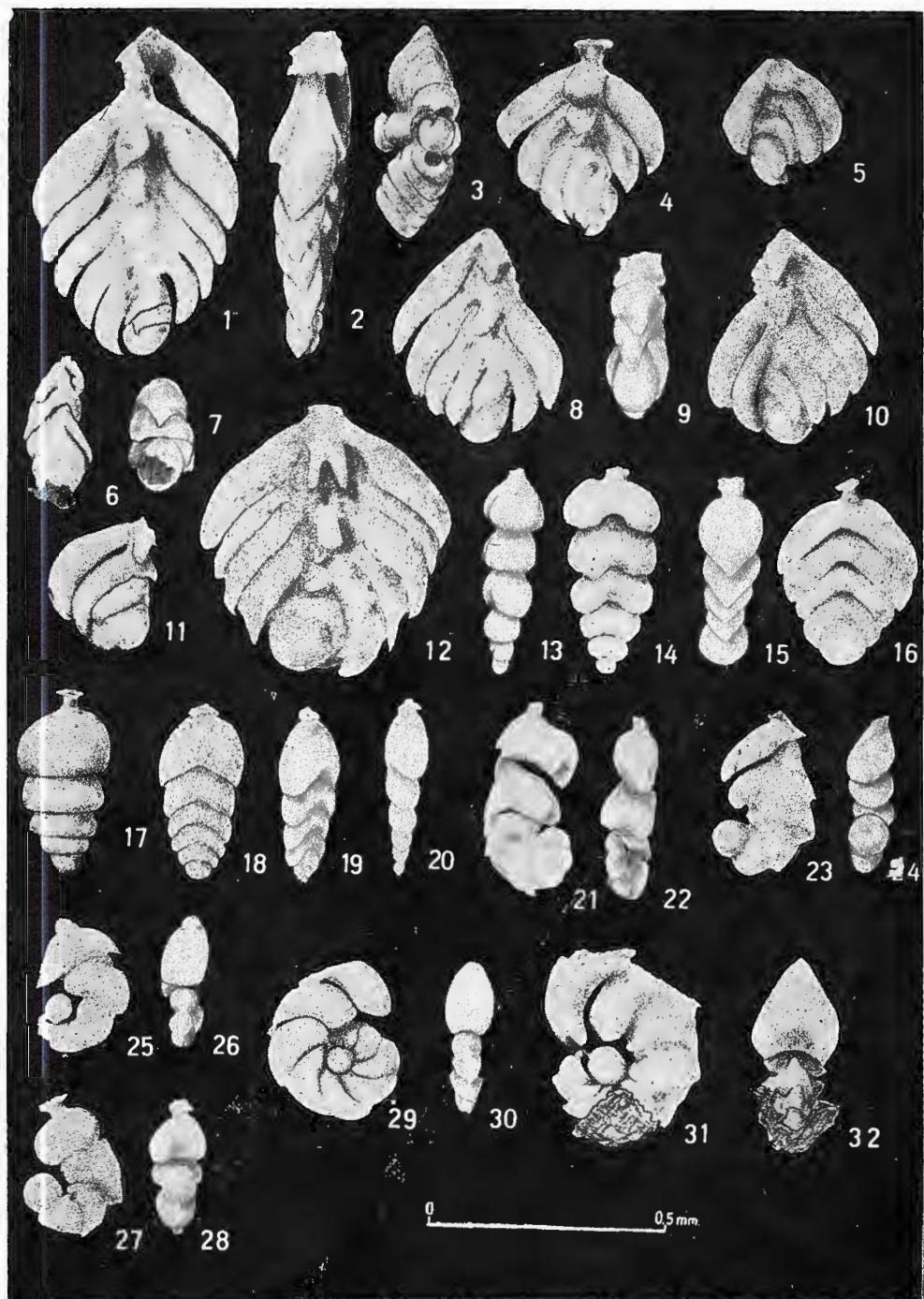
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



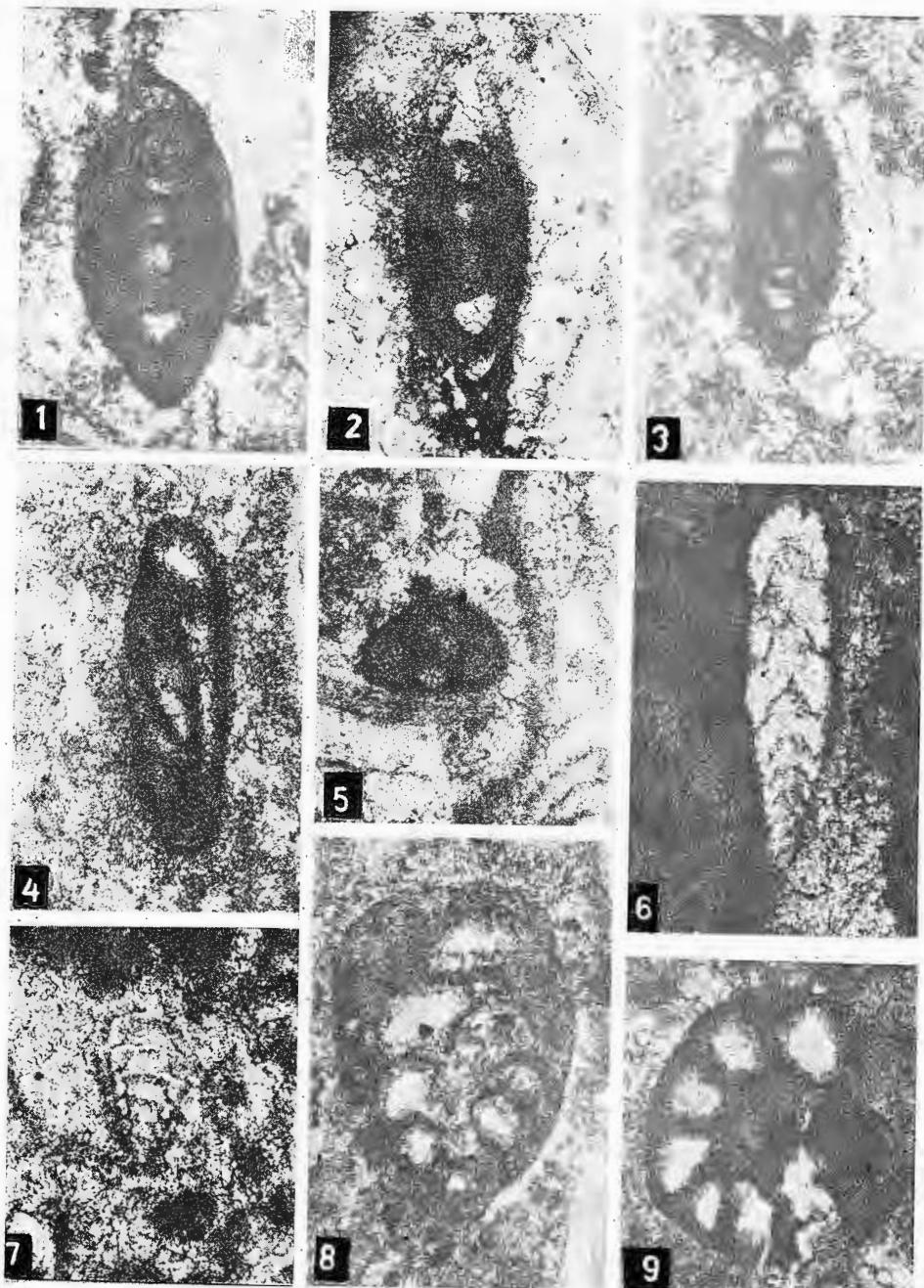


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

A. BALTRES et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. XV.

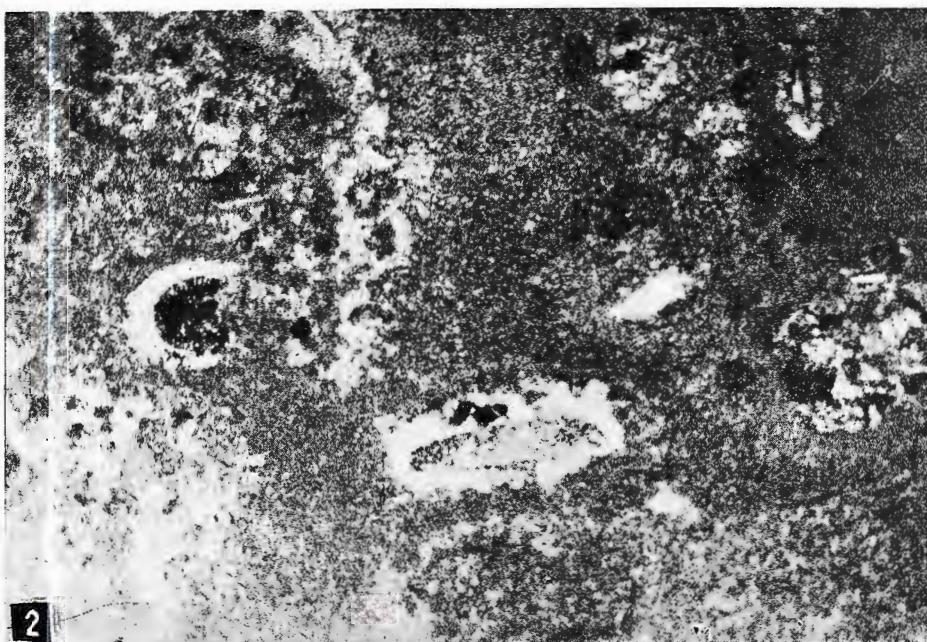
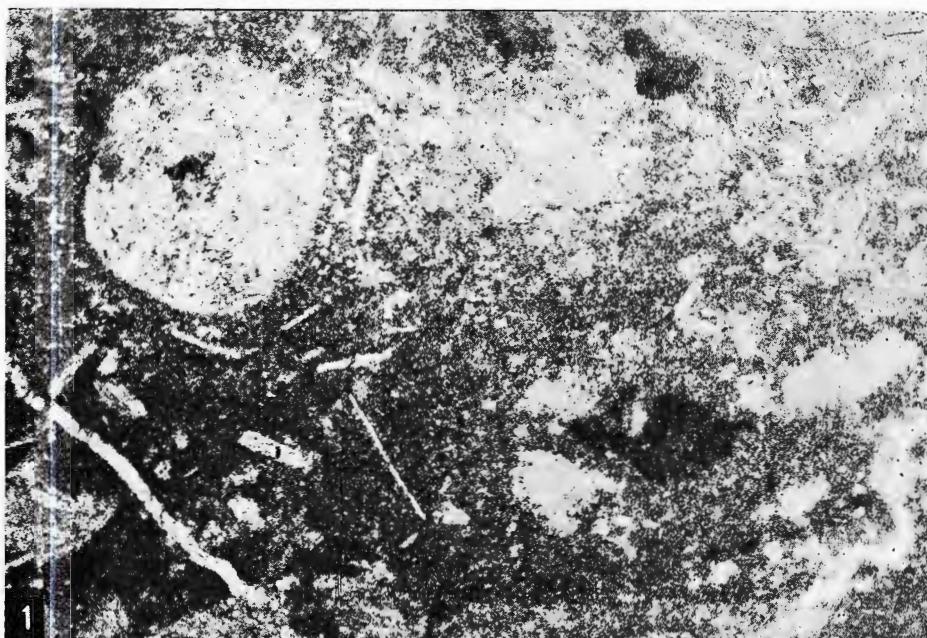


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

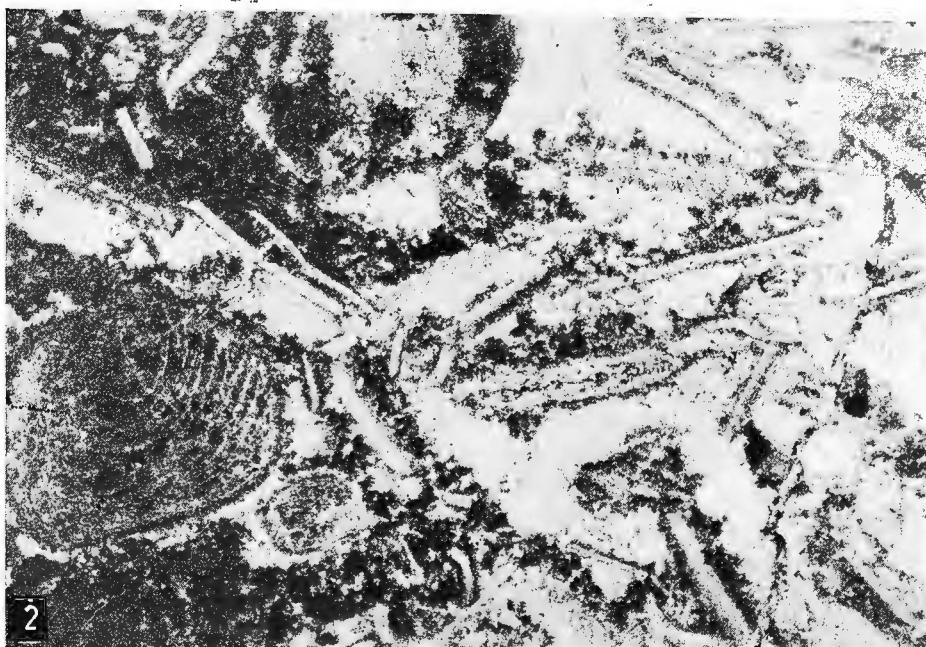
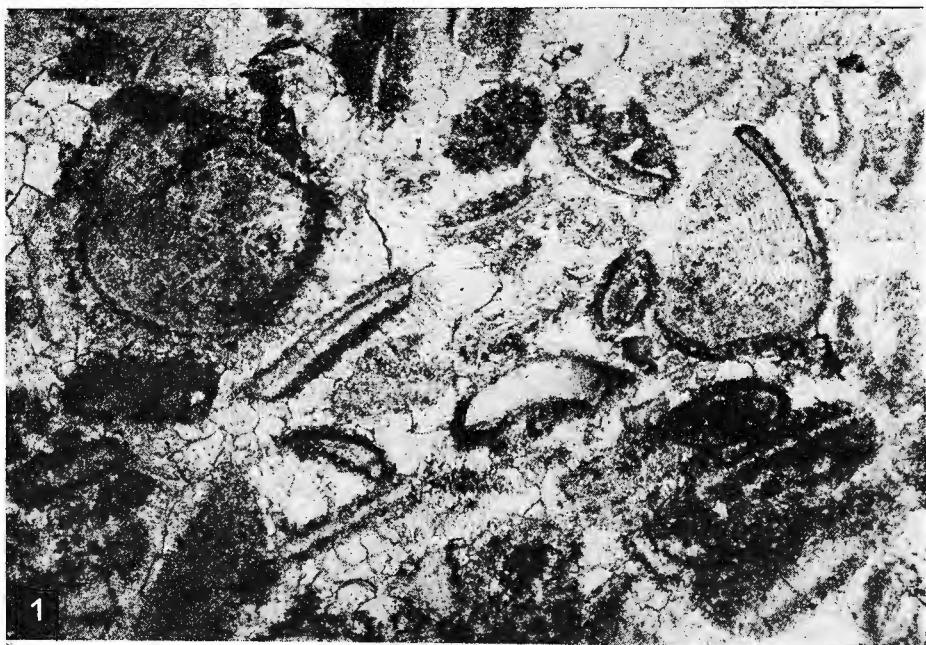


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

A. BALTRÈS et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. XVII.

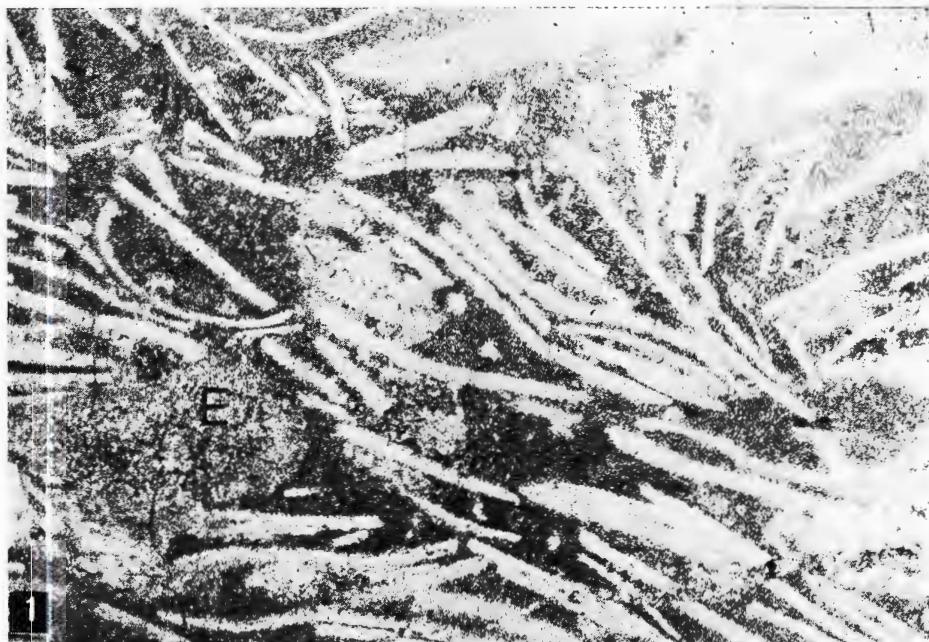


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

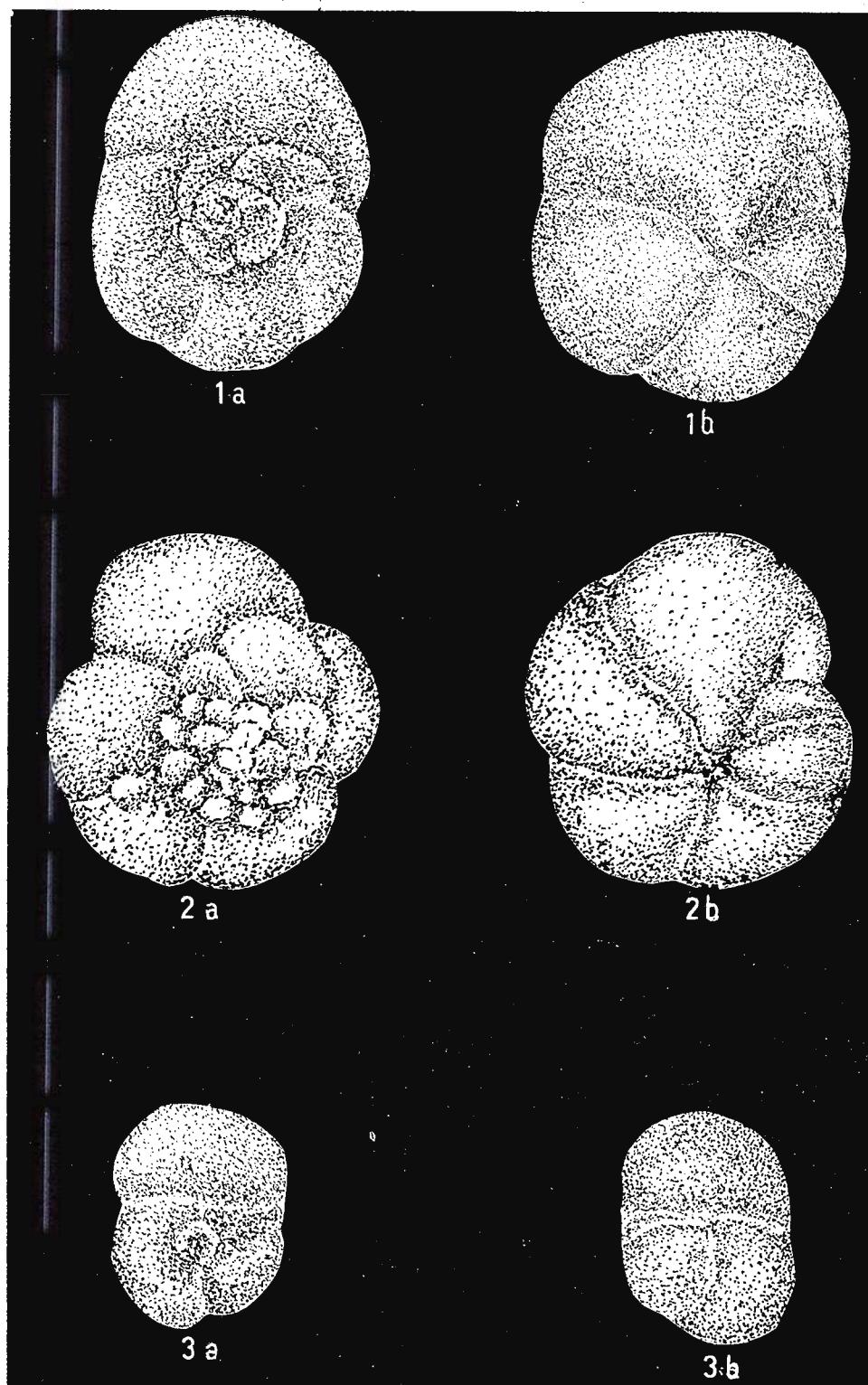
A. FALTRES et al. Triassic Limestones from Popina Island. Pl. XIX.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

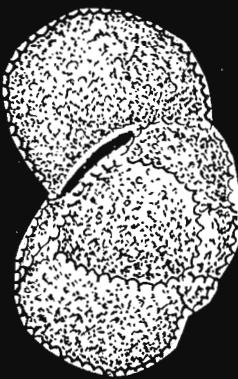
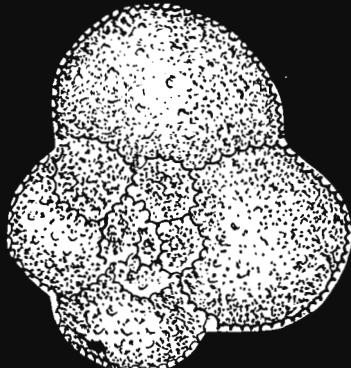
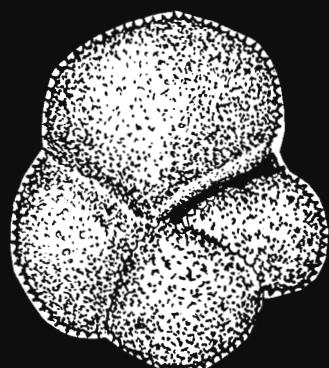
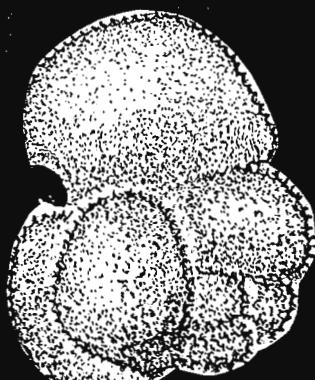
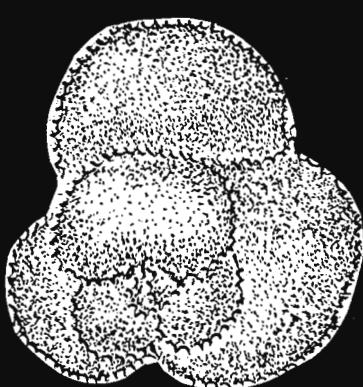
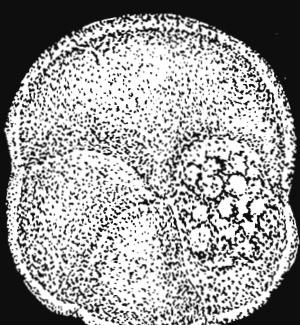
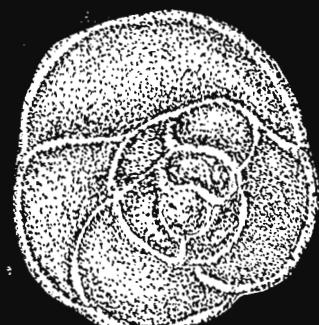


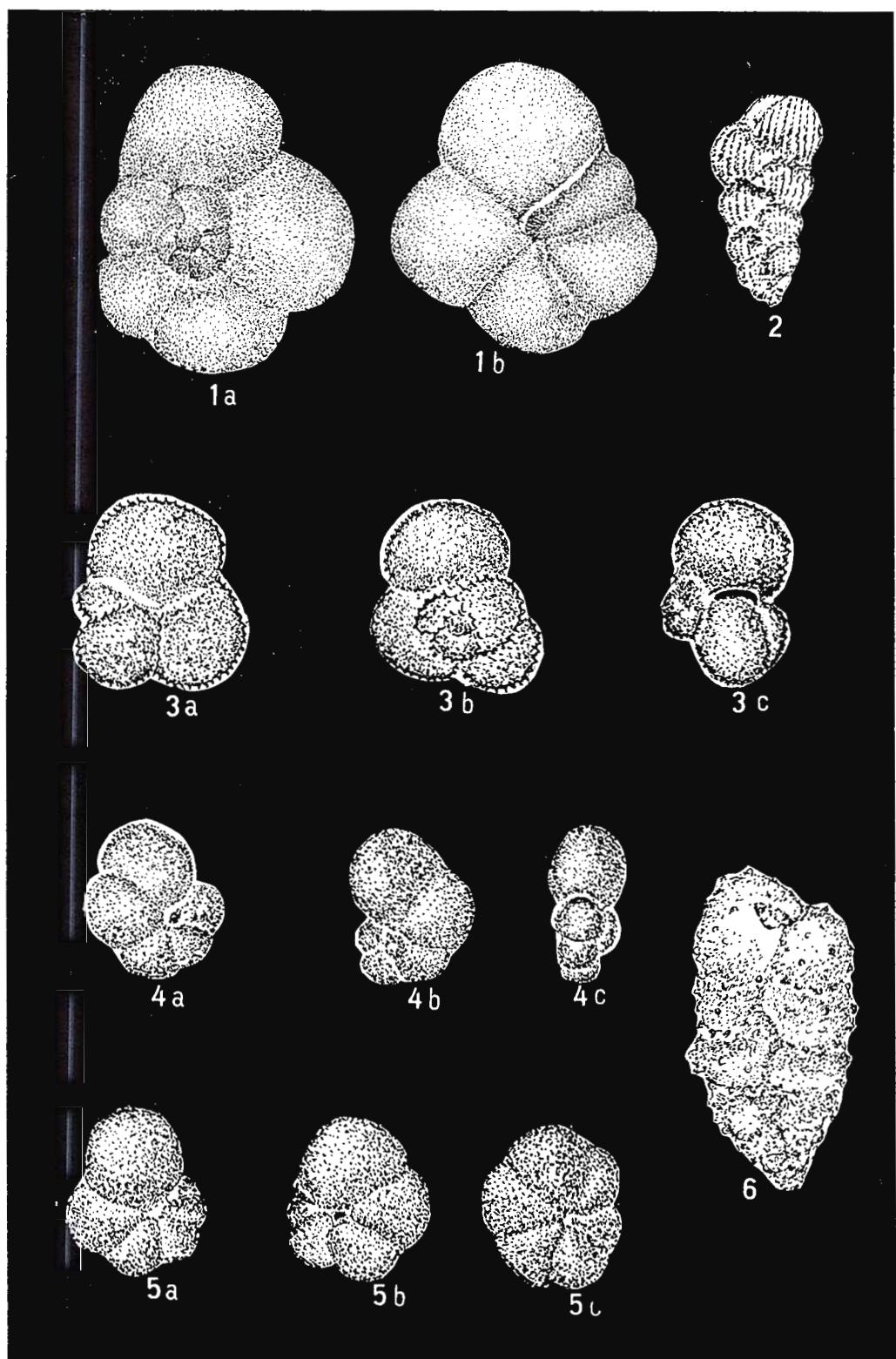
Institutul Geologic al României



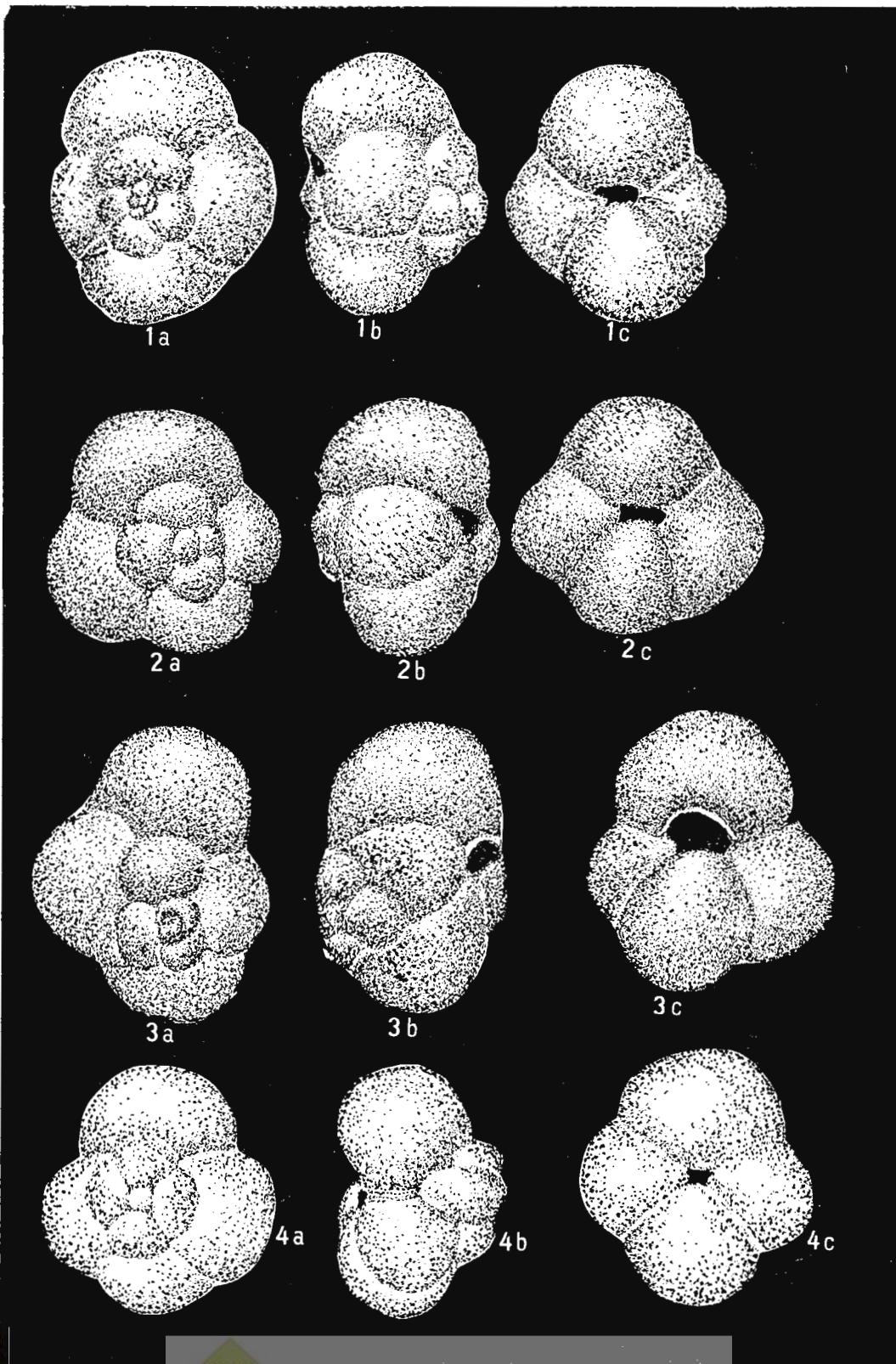
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor vol. LXVI/4.

934572

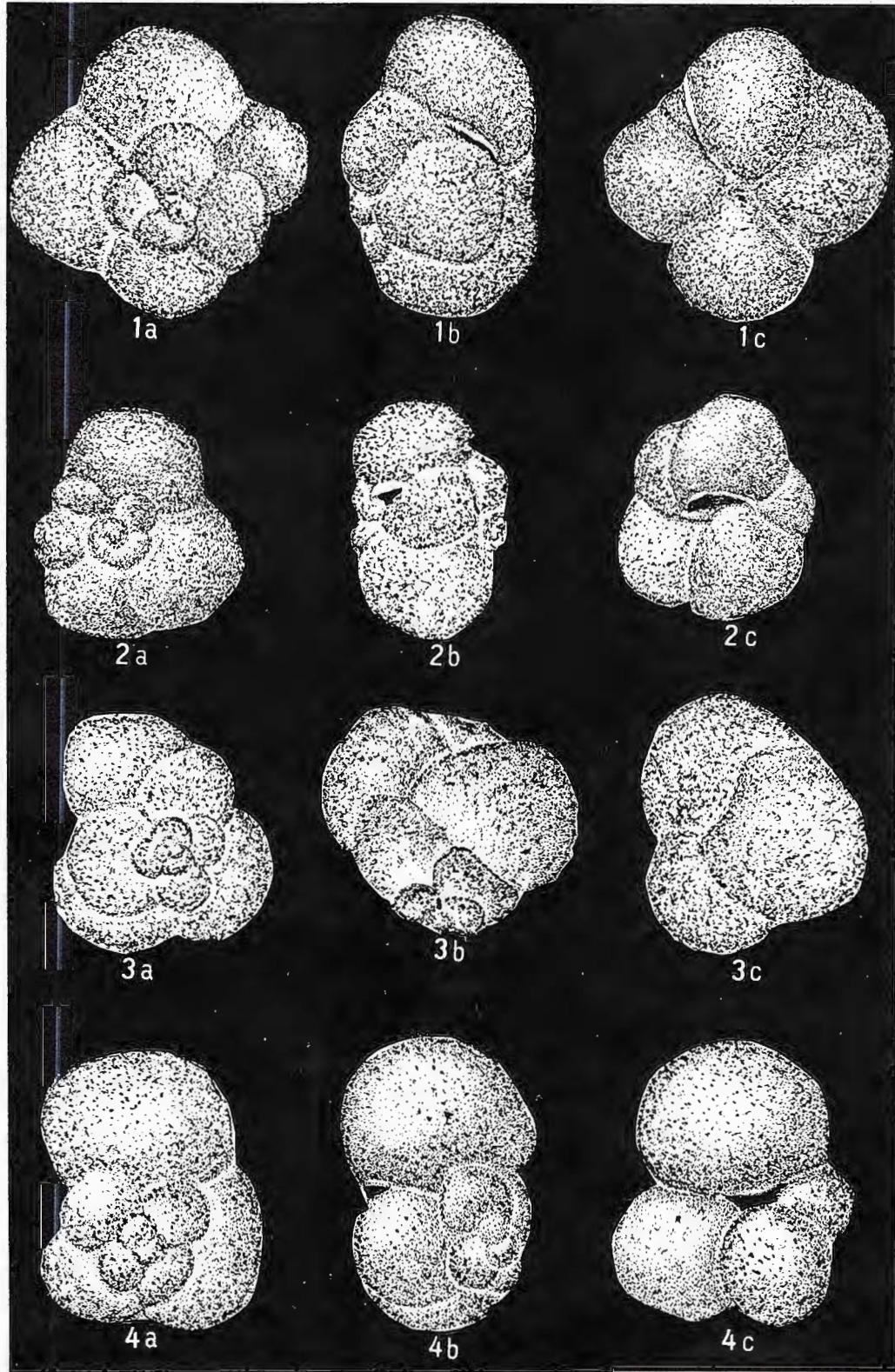




Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

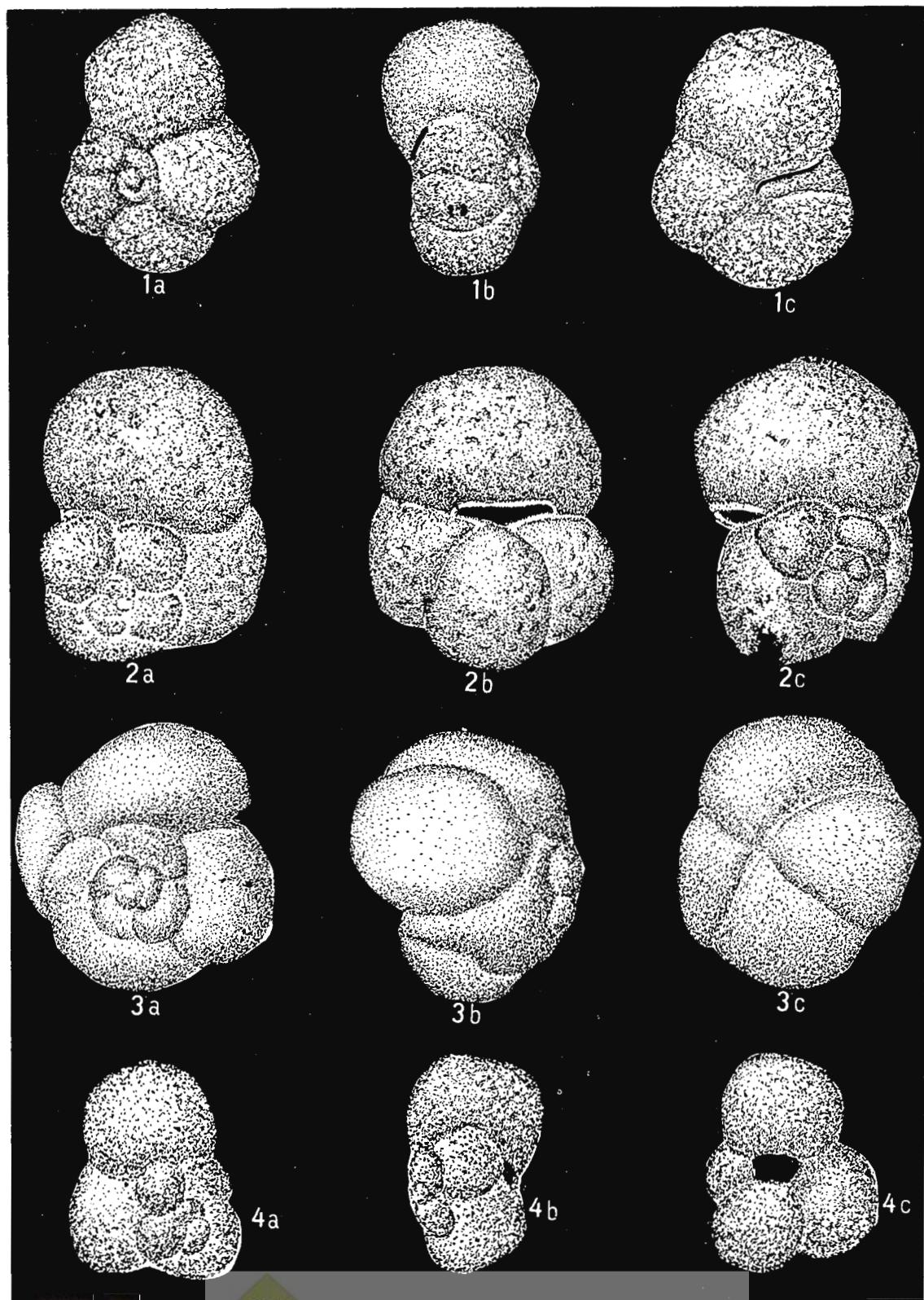


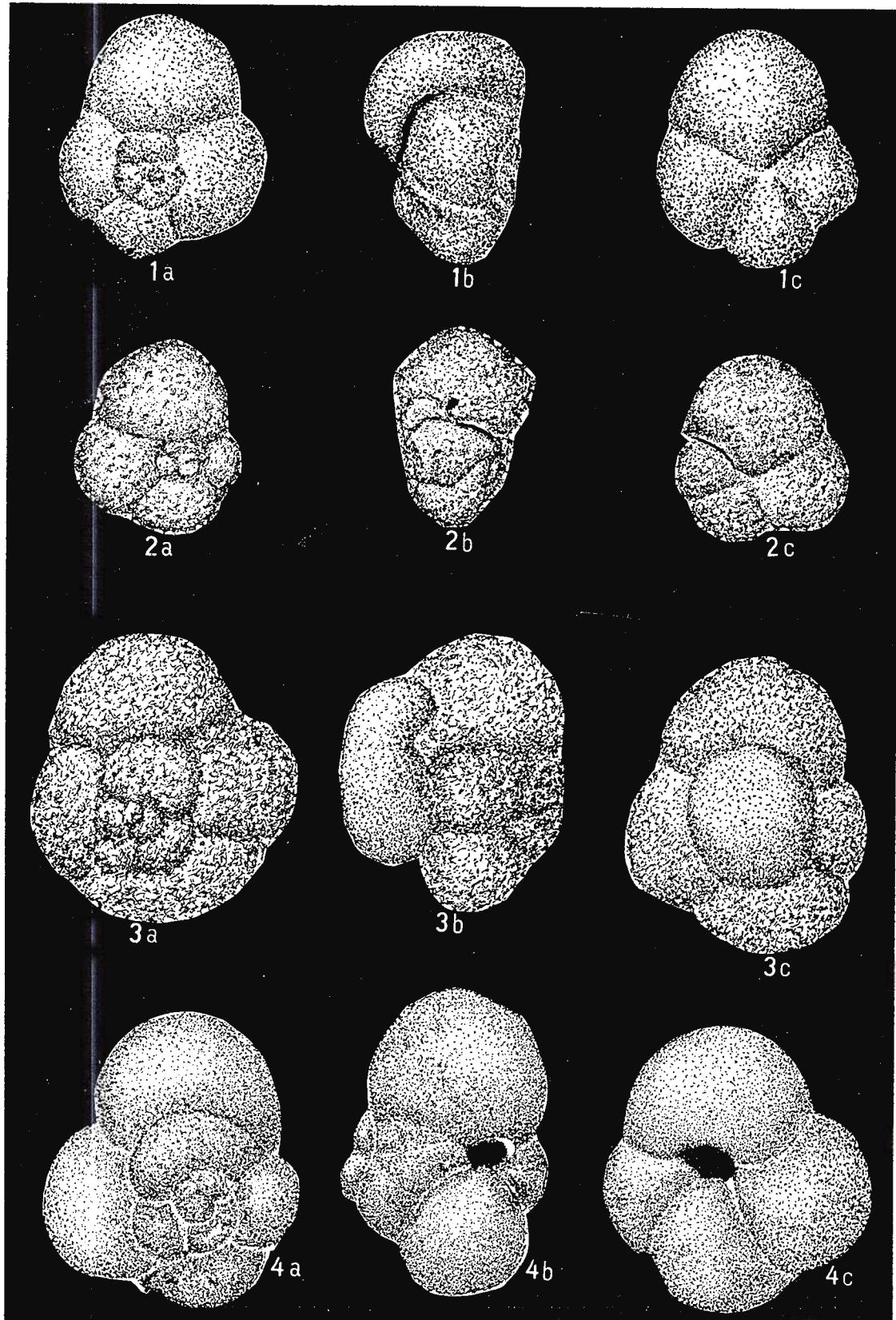
MARIANA IVA, A. RUSU. Limite Eocène/Oligocène en Transylvanie. Pl. VI.

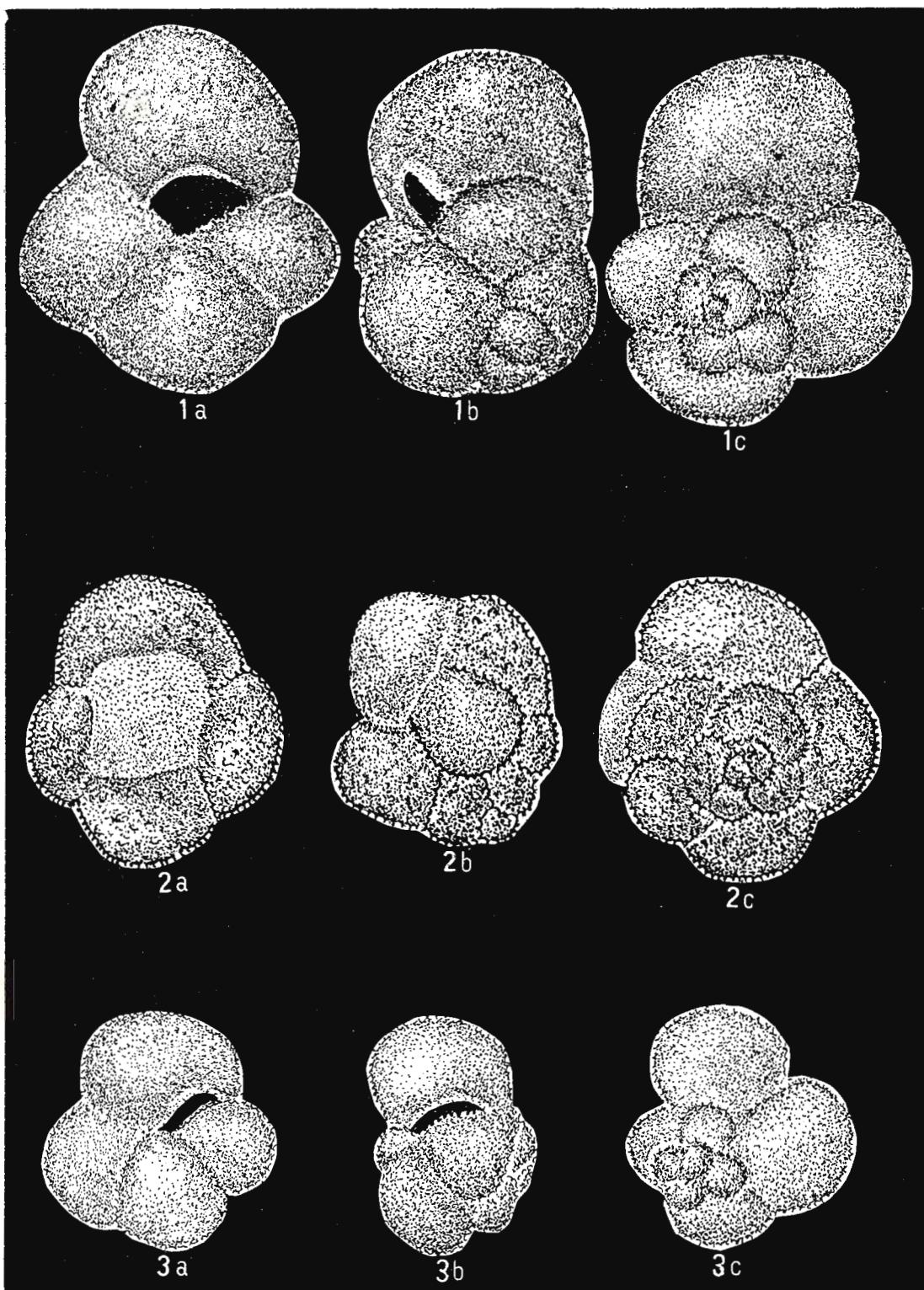


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

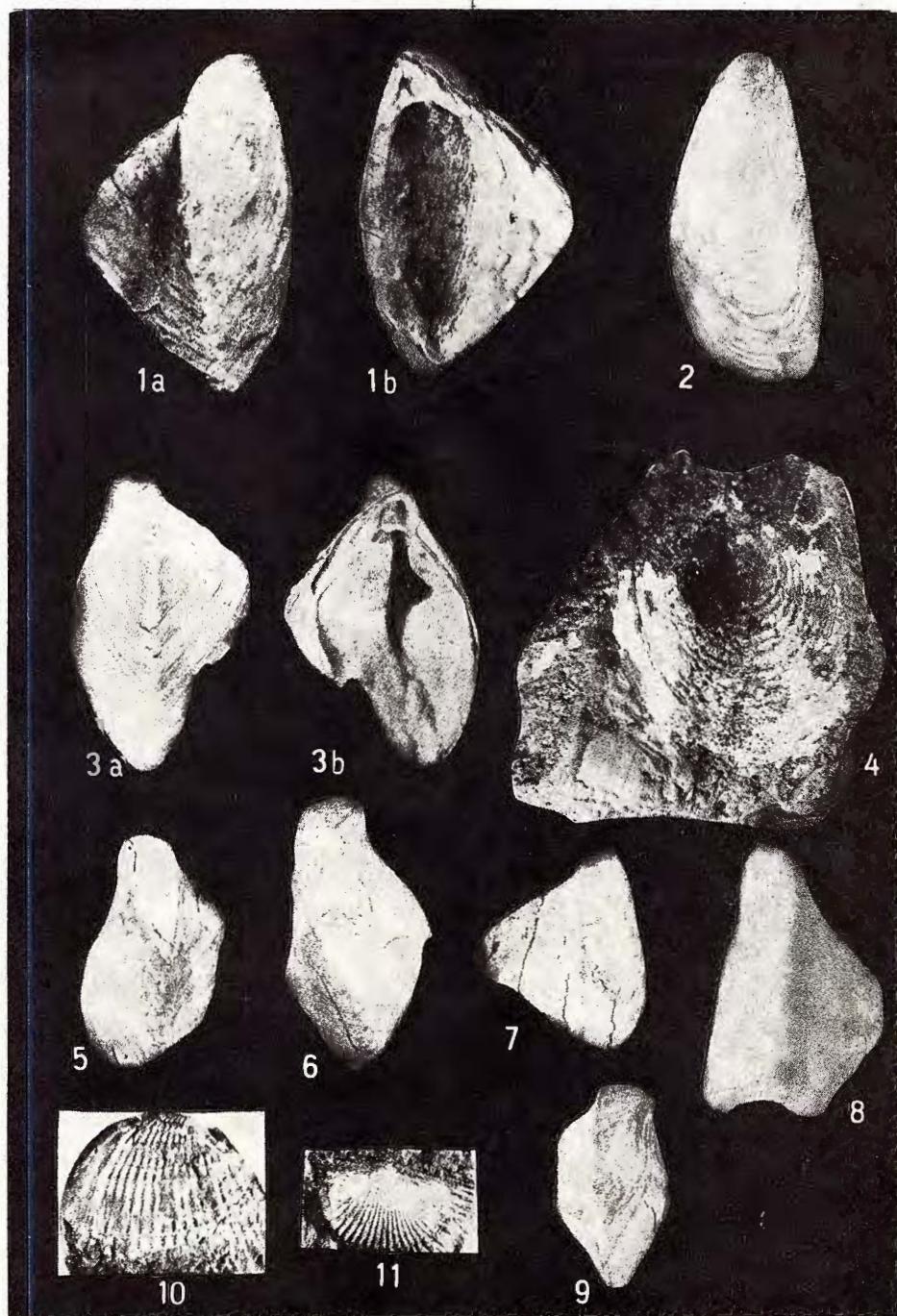
13572



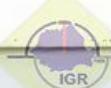




VICTORIA LUBENESCU. Ponțianul de la nord de Caransebeș.



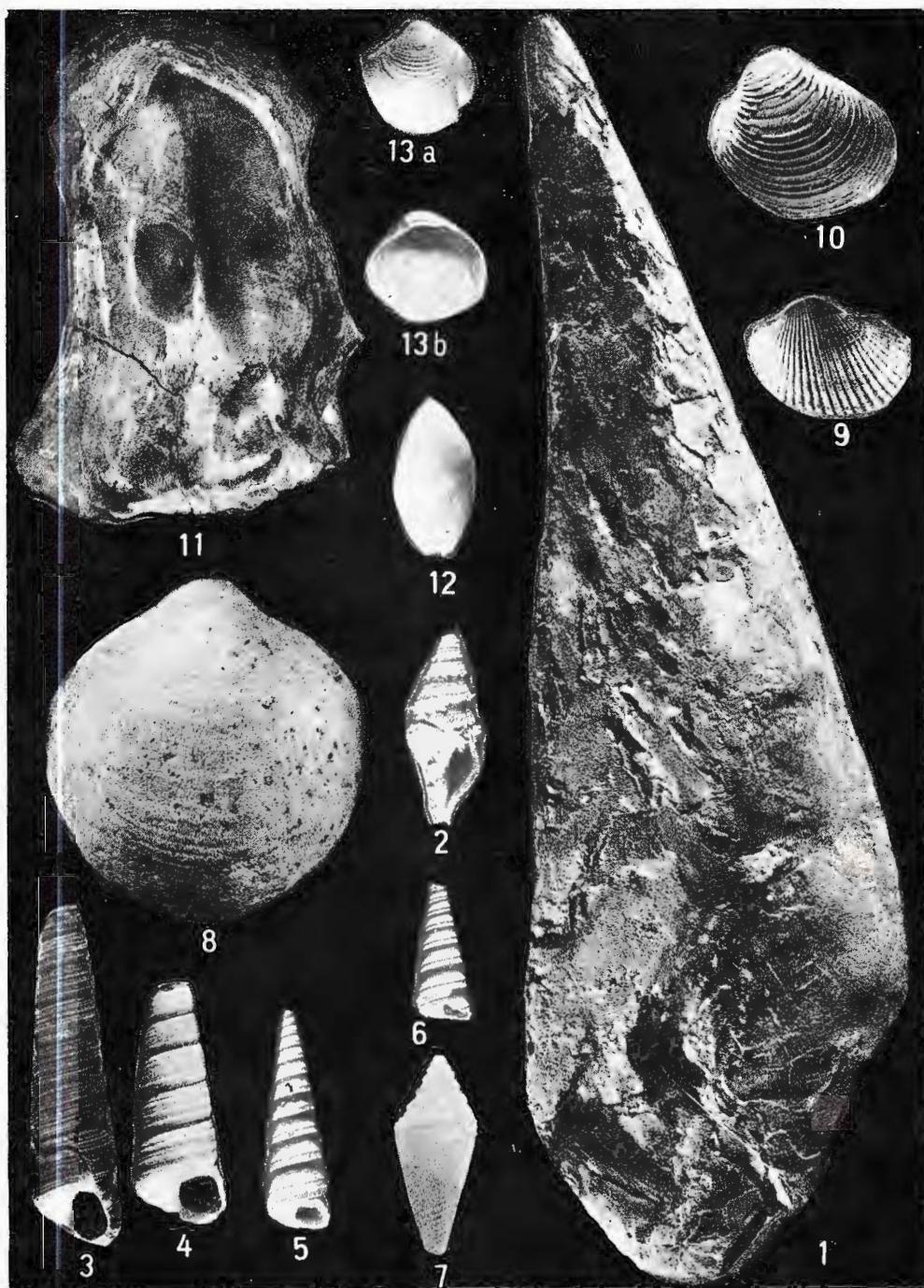
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.



Institutul Geologic al României



A. ZBEREA et al. Badenianul de la Novaci—Streini.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXVI/4.

134572



Institutul Geologic al României

Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA
Traducători : MARIA BORCOŞ, ADRIANA NĂSTASE
Illustrația : V. NIȚU

Dat la cules : noiembrie 1980. Bun de tipar : mai 1982. Tărâj :
700 ex. Hirtie scris IA. Format 70×100/56 g. Coli de tipar :
15,5. Com. 853. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55 (058)

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația“
str. Brezoianu nr. 23–25, București — România



Institutul Geologic al României

10. *Leucosia* *leucostoma* *leucostoma* *leucostoma* *leucostoma* *leucostoma*



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

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII-LII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GEOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVI

1979

4. STRATIGRAPHIE



Institutul Geologic al României