B. I.G
4.20
126972

STITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINŢELOR

VOL. LXIV
1976 - 1977

4. STRATIGRAFIE

126972

BUCUREŞTI
1978

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ŞEDINŢELOR

VOL. LXIV

1976—1977

4. STRATIGRAFIE



BUCUREŞTI

1978

Institutul Geologic al României

CONTENU

PALÉOZOÏQUE

Page

1. Iliescu Violeta, Kräutner G. H. Contributions pour la connaissance de l'âge de la série de Rusaia (Carpates Orientales) 14

MÉSOZOÏQUE

2. Alexandrescu Gr., Ion Jana. Sur le Crétacé supérieur d'Ostra (nappe du flysch curbicortical — Carpates Orientales) 17
3. Alexandrescu Gr., Mirăuță Elena, Szász L. Nouvelles données sur la distribution du microfaciès à Pithonella ovalis dans les Carpates Orientales et Dobroudja 39
4. Antonescu E., Ion Jana, Alexandrescu Gr. Nouvelles données biostratigraphiques (palynologiques et micropaléontologiques) concernant les schistes noirs et les argiles bariolées des Carpates Orientales 43
5. Bordea Josefina, Iordan Magdalena, Tomescu Camelia, Bordea S. Contributions biostratigrafiques sur le Trias supérieur de l'unité de Ferice (Monts Bihor) 75
6. Bordea S., Avram E., Bordea Josefina. Une faune hauterivienne remaniée dans les dépôts sénoniens de Valea Mică (Monts Métallifères) 87
7. Bucur I. Les microfaciès des calcaires blancs de la partie septentrionale du massif de Piatra Craiului. Considérations biostratigraphiques 102
8. Dragastan O. Microfaciès de la série calcaire, crétacée inférieure d'Aliman (Dobrogea de sud) 107
9. Istocescu D., Dragastan O. Les occurrences triasiques du bassin de Beiuș (Monts Apuseni) 137
10. Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica, Lubenescu D. Le Badénien de Copăceni-Tureni (NW de la Transylvanie). „Zone Neopycnodonte navicularis" 156
11. Morariu Alexandra. Le nannofaciès des dépôts jurassiques supérieurs-crétacés inférieurs de la zone de Șvinita (Banat, Carpates Méridionales) 168
12. Năstăseanu S., Stancu Cristina. Nouveaux repères lithostratigraphiques pour la corrélation des dépôts toarciens-aaléniens des zones de Sirinia et de Presacina — Banat 171
13. Stănoiu I. Les calpionelles des couches de Sinaia de la région située entre les vallées de Motru et de Coșuștea (Carpates Méridionales) 189

Institutul Geologic al României

14. Tomescu Camelia, Săndulescu M. Note concernant l'âge des calcaires associés aux couches à jaspes de la région de Tătarca-Breaza (synclinal de Rarău — Carpates Orientales) 197

NÉOZOÏQUE

15. Gheorghian M., Gheorghian Doina. Distribution des foraminifères dans un secteur de la plate-forme continentale de la Mer Noire et leur signification paléogéographique 199
16. Moisescu V. Biostratigraphie et corrélation des dépôts oligocènes de la région de Cluj (NW de la Transylvanie) 275
17. Papaianopol I. Marqueurs biostratigraphiques pour les dépôts post-chersoniens du Bassin Dacique 283
18. Popescu B., Bombiţă Gh., Rusu A., Iva Mariana, Gheaţa N., Olteanu R., Popescu Daniela, Tăutu Elena. The Eocene of the Cluj-Huedin Area 295
19. Rusu A., Popescu A., Rădan S., Gheorghian M., Iva Mariana, Popescu Gh., Cioflica Gianina, Olteanu R., Jipa D. Etude litho-biostratigraphique du foraje 34601 de Zimbor (NW de Transylvanie) . . 359

Institutul Geologic al României

CUPRINS

PALEOZOIC

Pag.

1. Iliescu Violeta, Kräutner G. H. Contribuţii la cunoaşterea vîrstei seriei de Rusaia (Carpaţii Orientali) 7

MEZOZOIC

2. Alexandrescu Gr., Ion Jana. Sur le Crétacé supérieur d'Ostra (nappe du flysch curbicortical — Carpates Orientales) 17
3. Alexandrescu Gr., Mirăuţă Elena, Szász L. Date noi asupra răspîndirii microfaciesului cu Pithonella ovalis în Carpaţii Orientali şi Dobrogea 27
4. Antonescu E., Ion Jana, Alexandrescu Gr. Nouvelles données biostratigraphiques (palynologiques et micropaléontologiques) concernant les schistes noirs et les argiles bariolées des Carpates Orientales 43
5. Bordea Josefina, Iordan Magdalena, Tomescu Camelia, Bordea S. Contribuţii biostratigrafice asupra Triasicului superior din unitatea de Ferice (munţii Bihor) 63
6. Bordea S., Avram E., Bordea Josefina. O faună hauteriviană remaniată în depozitele senoniene de pe Valea Mică (Munţii Metaliferi) 79
7. Bucur I. Microfaciesurile calcarelor albe din partea nordică a masivului Piatra Craiului. Consideraţii biostratigrafice 89
8. Dragastan O. Microfaciès de la série calcaire, crétacée inférieure d'Aliman (Dobrogea de sud) 107
9. Istocescu D., Dragastan O. Les occurrences triasiques du bassin de Beiuş (Monts Apuseni) 137
10. Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica, Lubenescu D. Badenianul de la Copăceni-Tureni (NW Transilvaniei). „Zona Neopycnodonte navicularis" 147
11. Morariu Alexandrina. Nannofaciesul depozitelor jurasic superior-cretacic inferioare din zona Şviniţa (Banat, Carpaţii Meridionali) 159
12. Năstăseanu S., Stancu Cristina. Nouveaux repères lithostratigraphiques pour la corrélation des dépôts toarciens-aaléniens des zones de Sirinia et de Presacina — Banat 171
13. Stănoiu I. Calpionelele stratelor de Sinaia din regiunea situată între văile Motru şi Coşuştea (Carpaţii Meridionali) 183

Institutul Geologic al României

14. Tomescu Camelia, Săndulescu M. Notă asupra vîrstei calcarelor asociate stratelor cu jaspuri din regiunea valea Tătarca-Breaza (sinclinalul Rarău — Carpaţii Orientali) 193

NEOZOIC

15. Gheorghian M., Gheorghian Doina. Distribution des foraminifères dans un secteur de la plate-forme continentale de la Mer Noir et leur signification paléogéographique 199
16. Moisescu V. Biostratigrafia şi corelarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj (Transilvania de NW) 217
17. Papaianopol I. Marqueurs biostratigraphiques pour les dépôts post-chersoniens du Bassin Dacique 283
18. Popescu B., Bombiţă Gh., Rusu A., Iva Mariana, Ghenţa N., Olteanu R., Popescu Daniela, Tăutu Elena. The Eocene of the Cluj-Huedin Area 295
19. Rusu A., Popescu A., Rădan S., Gheorghian M., Iva Mariana, Popescu Gh., Cioflica Gianina, Olteanu R., Jipa D. Studiul lito-biostratigrafic al forajului 34601 de la Zimbor (NW-ul Transilvaniei) 373
Recenzii 377

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 7—15.

4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA VÎRSTEI SERIEI DE RUSAIA (CARPAŢII ORIENTALI)[1]

DE

VIOLETA ILIESCU[2], H. G. KRÄUTNER[2]

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Age of the Rusaia Series (East Carpathians). New palynological data from the Paleozoic metamorphic rocks of the Rusaia tectonic window and the half window of the Rodna Mts indicate the Silurian age of the Rusaia Series premetamorphic sequence. This series is therefore a stratigraphic equivalent of the Repedea Series *s.s.* The Rusaia Series and the Repedea Series *s.s.* represent heteropic facies of the Silurian from the Maramureş Nappes.

În seria de Rusaia au fost incluse (Kräutner[3], 1972a, 1976a; Bercia et al., 1976) formaţiunile paleozoice slab metamorfozate care apar în fereastra tectonică Rusaia, în poziţie transgresivă peste gnaisele, amfibolitele şi micaşisturile precambriene ale seriei de Bretila.

În zona „anticlinalului Bretila" discordanţa formaţiunilor epimetamorfice faţă de subasmentul mezometamorfic a fost recunoscută de Ionescu (1962, 1969), Rădulescu, Rădulescu (1967), Ianovici, Ionescu (1966), Rădulescu (1969) pe baza unui orizont de metaconglomerate semnalat pentru prima dată de M. Savul (1948—1950)[4]. Formaţiunile transgresive erau considerate de autorii menţionaţi drept partea bazală a cristalinului epimetamorfic corespunzător seriei de Tulgheş. Vîrsta paleozoică a rocilor metamorfice respective a fost presupusă în 1968 de Kräutner, pe baza paralelizărilor cu seria de Repedea din semifereastra munţilor Rodnei şi cu seria

[1] Predată la 27 aprilie 1977, acceptată pentru publicare la 28 mai 1977, comunicată în şedinţa din 6 mai 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

[3] H. Kräutner în I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Murcşan, Georgeta Mureşan, Violeta Iliescu. Sinteza zonei cristaline din Carpaţii Orientali. 1971. Arh. I.G.G. Bucureşti.

[4] Arh. I.G.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

de Tulişa din domeniul danubian. Argumente noi în acest sens au fost aduse de Kräutner şi Mirăuţă (1970) prin identificarea unor osicule de microcrinoide în calcare din seria de Repedea.

Recunoaşterea vîrstei paleozoice a acestor depozite metamorfozate a avut drept consecinţă punerea în evidenţă a ferestrei tectonice Rusaia, în care seria de Bretila cu cuvertura ei epimetamorfică hercinică aflorează de sub formaţiunile vendian-cambriene ale seriei de Tulgheş (Kräutner, 1970).

Iniţial rocile metamorfice hercinice din fereastra Rusaia au fost atribuite seriei de Repedea (Kräutner, 1968; Kräutner şi Mirăuţă, 1970) datorită unor asemănări litologice cu formaţiunile acestei serii. Necesitatea separării cristalinului hercinic din fereastra Rusaia într-o serie independentă — seria de Rusaia — a apărut în urma recunoaşterii faptului că succesiunea litostratigrafică a acestor depozite diferă de aceea a secvenţei paleozoice considerată echivalentă, din versantul nordic al munţilor Rodnei. Ulterior, extinderea cercetărilor pe versantul sudic al masivului Rodna a dus la identificarea în bazinele văilor Anieş şi Vinului a unor succesiuni litostratigrafice asemănătoare cu aceea a seriei de Rusaia. Totodată au fost recunoscute în cadrul seriei de Repedea *s.l.* două unităţi litostratigrafice separate printr-o discontinuitate caledoniană : seria de Repedea *s.s.* şi seria de Cimpoiasa (Kräutner, 1976 a). În acest stadiu de cunoaştere a devenit evident faptul că seria de Rusaia reprezintă de fapt un echivalent litostratigrafic al seriei de Repedea *s.s.* într-o dezvoltare facială diferită. Pe aceste considerente seria de Rusaia a fost atribuită Silurianului cu posibilitatea de a coborî pînă în Ordovicianul superior şi de a urca pînă în Devonianul inferior (Iliescu, Kräutner, 1975).

Cercetările palinologice efectuate în ultimii ani în munţii Rodnei şi munţii Bistriţei (Iliescu, Kräutner, 1975; Iliescu, Kräutner, Kräutner, 1976) au dus la precizarea vîrstei principalelor serii cristaline paleozoice, cu excepţia seriei de Rusaia, pentru care asociaţiile identificate nu erau concludente întrucît cuprindeau numai fitoplancton cu circulaţie largă în scara stratigrafică. Asociaţiile publicate de Oniceanu, Olaru, Enciu (1974) pentru formaţiunile atribuite de noi seriei de Rusaia sau „complexului de Rusaia" (Oniceanu, 1975)[5], cuprind în schimb elemente ce nu depăşesc Cambrianul inferior, decît în rare excepţii. Trebuie avut însă în vedere că pe de o parte unele din probele atribuite de Oniceanu et al. (1974), de Oniceanu[5], formaţiunilor corespunzătoare seriei de Rusaia, par a proveni, după locaizările date de autori, din seria de Rebra şi din seria de Ţibău[6], iar pe de altă parte încadrarea taxonomică a unor specii se referă la o bibliografie veche (Naumova, 1949; Timofeev, 1966 etc.) care ulterior a fost reconsiderată de autorii respectivi. Pentru probele care cu siguranţă provin

[5] M. I. Oniceanu: Studiul mineralogic, petrografic şi structural al cristalinului dintre vîrful Ineu şi anticlinalul Bretila. 1975. (Teza de doctorat, Univ. Al. I. Cuza, Iaşi).

[6] Probele 411, 173, 182, 398.

Institutul Geologic al României

din seria de Rusaia se impune de aceea o rezervă atît în ceea ce privește nomenclatura folosită cît și în privința intervalului stratigrafic atribuit. Avînd în vedere rezultatele noi obținute asupra seriei de Rusaia se poate presupune de asemenea că elementele din asociația citată de Oniceanu et al. (1974) pot fi remaniate din formațiuni mai vechi, dealtfel probele respective [7] provin din depozite detritogene.

Seria de Rusaia este cunoscută pînă în prezent în Carpații Orientali în fereastra tectonică Rusaia și în pînza de Valea Vinului care aflorează în partea de sud a semiferestrei munților Rodnei (Kräutner, 1976 a). În ambele regiuni se află dispusă transgresiv peste formațiunile precambriene ale seriei de Bretila, intens retromorfozate în decursul metamorfismului regional hercinic (Kräutner, 1972 b) care s-a manifestat progresiv în seria de Rusaia. Judecînd după poziția inferioară pe care o ocupă unitatea de Valea Vinului în edificiul pînzelor maramureșene din munții Rodnei, rezultă că seria de Rusaia reprezintă dezvoltarea facială inițial cea mai estică cunoscută a Paleozoicului din sectorul respectiv al Carpaților Orientali (Kräutner, 1976 b).

Succesiunea seriei de Rusaia cuprinde următoarele unități litostratigrafice principale:

Complexul de Pîrîul Omului (Ru^{Po}), reprezintă partea inferioară a seriei și este constituit dintr-o secvență detritică grosieră în bază (orizontul bazal) peste care urmează roci sericito-cuarțoase predominant grafitoase asociate cu calcare și dolomite cenușii stratificate, metaconglomerate, cuarțite grafitoase (orizontul grafitos). În fereastra Rusaia orizontul bazal este constituit dintr-un conglomerat cu liant carbonatic slab ferifer și cuarțite cu sericit și clorit (cuarțitul de Stînișoara). În munții Rodnei orizontul bazal conține metaarcoze, gresii metaarcoziene și șisturi sericito-cloritoase cuarțoase. Orizontul grafitos apare într-o dezvoltare facială asemănătoare în ambele zone de aflorare.

Complexul de Rotunda (Ru^{Ro}) cuprinde, atît în fereastra Rusaia cît și în munții Rodnei, o secvență monotonă de șisturi sericito-cloritoase mai mult sau mai puțin cuarțoase, în care se intercalează local roci cuarțo-feldspatice albe, metaconglomerate, sau șisturi cloritoase.

Complexul de Căminet ($Ru^{Că}$), separat în partea superioară a succesiunii din fereastra Rusaia (Kräutner, 1971, în Bercia et al.)[8], cuprinde dolomitele de Căminet și șisturile calcaroase grafitoase și sericito-cloritoase cuarțoase supraiacente. Nu este exclus ca aceste roci să reprezinte de fapt un echivalent al părții inferioare a seriei de Cimpoiasa, în fereastra Rusaia însă nu a fost identificat pînă în prezent nivelul cuarțitic sau metaconglomeratic care în munții Rodnei marchează limita inferioară a seriei de Cimpoiasa.

[7] Probele 425, 304, 188.

[8] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

Reluarea cercetărilor palinologice asupra seriei de Rusaia a dus la identificarea unor noi asociații microfloristice în orizontul grafitos al complexului de Pîrîul Omului. În special calcarele cenușii stratificate intercalate în acest orizont s-au dovedit a fi purtătoare de elemente palino-protistologice.

În *fereastra Rusaia* punctele fosilifere au fost identificate în calcarele cenușii stratificate de pe cele două ramificații ale văii Gîndacului (probele F 75, C 75) și în cursul mediu al văii Măgura (proba I-75). O asociație mai săracă a fost găsită în șisturile sericito-grafitoase din valea Bistrița, în dreptul confluenței cu valea Rusaia (proba 23 P).

În general asociațiile microfloristice sînt alcătuite preponderent din elemente fitoplanctonice de largă circulație în Precambrianul superior și în Paleozoic. La acestea se adaugă sporadic microspori și fragmente de chitinozoare. Materialul analizat conține de asemenea numeroase contaminări mezozoice cu spori, polen și dinoflagelate de tipul celora care se întîlnesc în formațiunile jurasice și cretacice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali.

Asociațiile microfloristice și intervalul stratigrafic în care sînt cunoscute diferitele genuri și specii sînt indicate în figura 1. Formele sînt în general prost conservate sau fragmentate, datorită metamorfismului hercinic căruia au fost supuse, fapt ce a îngreunat mult determinările. Exemplarele de *Leiotriletes* se caracterizează prin dimensiuni mici (25 μ) și forme circulare caracteristice în special pentru Silurian 1—2. De asemenea *Baltisphaeridium* se prezintă în forme mici (35 μ) asemănătoare speciilor vechi. *Leiosphaeridia* apare în forme mari (peste 75 μ), cu exina foarte subțire, pliată, asemănătoare tipurilor caracteristice Silurianului.

Asociațiile microfloristice identificate (fig. 1) constau, pe lîngă elementele de fitoplancton cu circulație largă din :

1. Chitinozoare, în general fragmentate și prost conservate, din care s-a putut determina *Bursachitina* cf. *urna* (E i s.) T a n g. caracteristică pentru intervalul Silurian-Devonian inferior.

2. Spori trileți ca *Lophoteritetes* sp., *Acanthotriletes* sp., *Archaeozonotriletes* sp. care apar din Silurian, sau Silurianul superior și își continuă existența în Devonian.

3. Acritarche, răspîndite începînd din Precambrian (*Synsphaeridium* sp., *S. conglutinatum* T i m., *Zonosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp.), sau din Cambrian (*Lophosphaeridium* sp.), pînă în Silurian, unele pînă în Devonian, cînd se sting.

Rezultă că asociația poate fi atribuită Silurianului, cu oarecare probabilitate Silurianului superior. Asociații asemănătoare au fost descrise de R a u c h e r (1963) în Ordovician-Silurianul din Franța.

În *munții Rodnei*, în pînza de Valea Vinului, a fost identificată în calcarele și dolomitele cenușii stratificate din valea Anieșul Mic (la cca 600 m amonte de izvorul Cucului) o asociație săracă constituită din microplancton și spori trileți. Au fost identificate : *Leiotriletes* sp., *Protosphaeridium* cf. *microgranifer* S t., *Synsphaeridium* sp.

Institutul Geologic al României

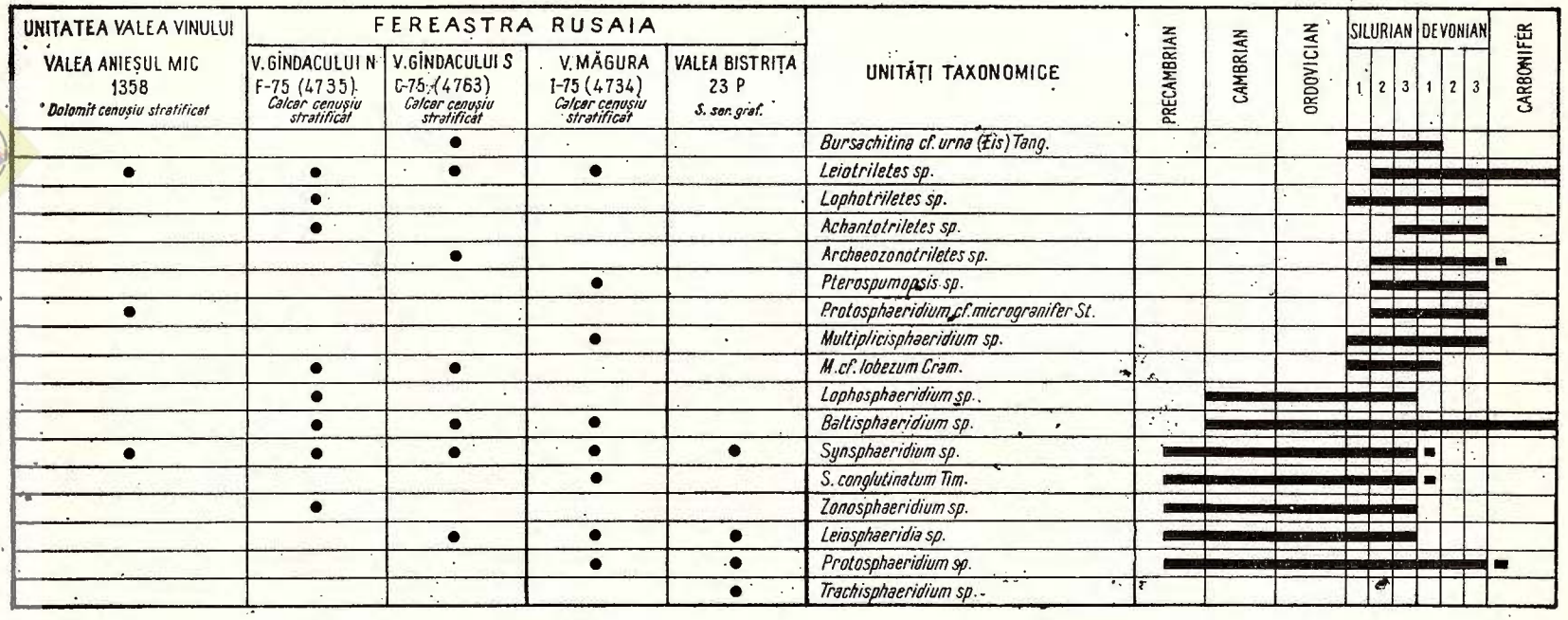


Fig. 1. — Distribuția asociațiilor microfloristice identificate în seria de Rusaia, complexul de Pîrîu Omului.
Distribution des associations microfloristiques identifiées dans la série de Rusaia, complexe de Pîrîu Omului.

Institutul Geologic al României

Avînd în vedere că *Leiotriletes* sp. începe să apară din Wenlockian şi *Protosphaeridium microgranifer* este cunoscut în intervalul Silurian superior-Devonian iar *Synsphaeridium* larg dezvoltat în Precambrian şi în Paleozoicul inferior începe să se stingă de la sfîrşitul Silurianului, asociaţia poate fi atribuită Silurianului cu rezerva impusă de numărul redus, frecvenţa mică, şi gradul slab de conservare a formelor citate.

Concluzii

1. Datele palinologice situează orizontul grafitos din complexul inferior al seriei de Rusaia, atît din fereastra Rusaia cît şi din semifereastra munţilor Rodnei, în Silurian.

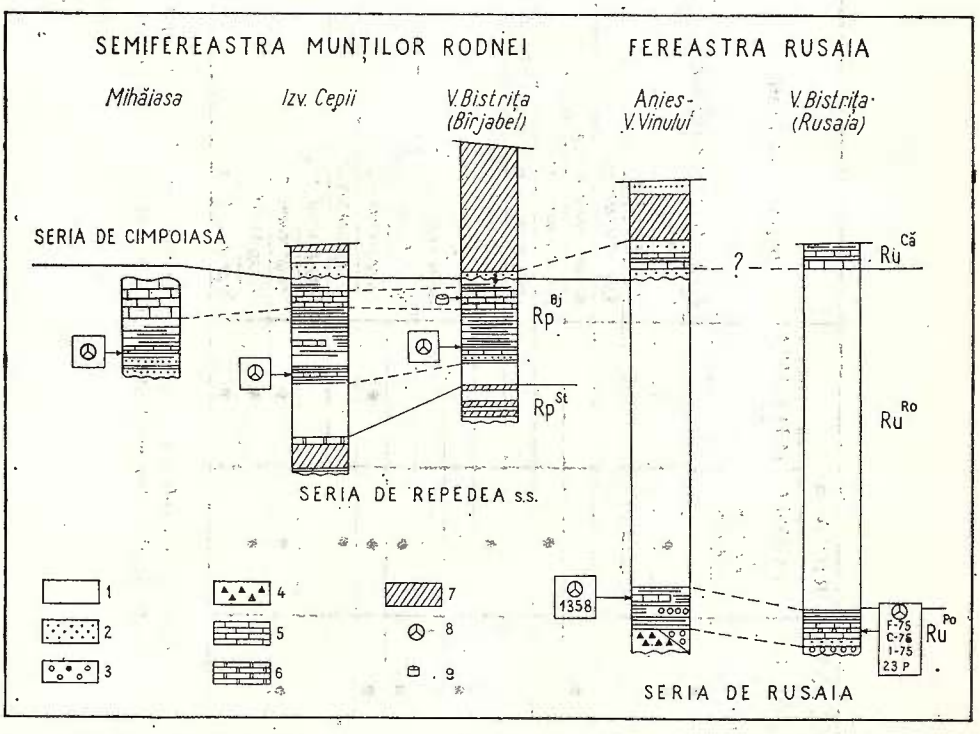


Fig. 2. — Corelare stratigrafică a seriilor paleozoice din fereastra Rusaia şi semifereastra munţilor Rodnei.

1, şisturi sericito-cloriţoase ± cuarţoase; 2, cuarţite; 3, metaconglomerate; 4, metaarkose şi metagresii arkoziene; 5, calcare şi dolomite cenuşii stratificate; 6, calcarul de Stiol; 7, şisturi verzi (metatufuri bazice); 8, asociaţii microfloristice; 9, osicule de crinoide.

Corrélation stratigraphique des séries paléozoïques de la fenêtre de Rusaia et de la semi-fenêtre de Rodna.

1, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux; 2, quartzites; 3, métaconglomérats; 4, métaarkoses et métagrès arkosiens; 5, calcaires et dolomies grises stratifiées; 6, calcaires de Stiol; 7, schistes verts (métatufs basiques); 8, associations microfloristiques; 9, pièces de crinoïdes.

Institutul Geologic al României

2. Asociaţiile microfloristice identificate în seria de Rusaia confirmă echivalarea stratigrafică a acestei serii cu seria de Repedea *s.s.*, presupusă anterior pe baza (fig. 2) : (a) poziţiei litostratigrafice sub seria de Cimpoiasa atribuită Devonianului (Iliescu, Kräutner, 1975), (b) a dispunerii transgresive peste seria de Bretila şi (c) a metamorfismului hercinic în condiţii asemănătoare de presiune şi temperatură (Kräutner et al., 1976). Seria de Rusaia şi seria de Repedea *s.s.* reprezintă deci faciesuri heteropice ale Silurianului din pînzele Maramureşene.

3. Poziţia stratigrafică a complexului de Căminet, separat în fereastra Rusaia, rămîne în prezent neclarificată. Acest complex poate reprezenta fie o unitate litostratigrafică superioară a seriei de Rusaia (în sensul în care a fost definit iniţial) fie un echivalent stratigrafic al părţii inferioare a seriei de Cimpoiasa.

4. Contaminarea seriei de Rusaia cu spori din cuvertura sedimentară jurasică-cretacică a zonei cristalino-mezozoice permite presupunerea existenţei unei asemenea cuverturi în unitatea tectonică din fereastra Rusaia, şi poate fi considerată deci ca un nou argument în favoarea vîrstei alpine a şariajului pînzei supraiacente (pînza de Rodna-Mestecăniş).

BIBLIOGRAFIE

Berciа I., Kräutner H. G., Mureşan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorfites of the East Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 37—70, Bucureşti.

Cramer F. H. (1964) Microplankton from the Paleozoic Formations in the Province of Léon, NW-Spain. *Leidse Geol. Meded* 30, p. 253—360, Leiden.

Ianovici V., Ionescu C. (1966) Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Ţibăului-Valea Coşna (Carpaţii Orientali). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geologie*, 11, 1, p. 77—90, Bucureşti.

Iliescu Violeta, Kräutner H. G. (1975) Contribuţii la cunoaşterea conţinutului microfloristic şi a vîrstei formaţiunilor metamorfice din munţii Rodnei şi munţii Bistriţei. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/4, p. 11—25, Bucureşti.

— Kräutner H. G. (1976) Precizarea vîrstei siluriene a seriei de Repedea s.s. din munţii Rodnei (Carpaţii Orientali) pe baza unor asociaţii palinologice. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4, p. 3—10, Bucureşti.

Ionescu C. (1962) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocăneşti-Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* XVII (1959—1960), p. 287—297, Bucureşti.

— (1969) Cercetări petrografice, stratonomice şi structurale în cristalinul munţilor Bistriţei (regiunea izvoarele Ţibăului-Cosna). *An. Inst. Geol.*, XXXVII, p. 265—313, Bucureşti.

Kräutner Florentina (1970) Relaţiile stratigrafice şi tectonice din anticlinalul Bretila pe baza datelor furnizate de forajul din valea Rusaia (Carpaţii Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LVI, 5 (1968—1969), p. 105—113, Bucureşti.

— Mirăuţă E. (1970) Asupra prezenţei Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaţilor Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LV, 1 (1967—1968), p. 197—213, Bucureşti.

Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geologie*, 13, 2, p. 337—355, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1972a) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série Géologie*, 16, 2, 81—90, București.
— (1972 b) Hercynische Regionalretromorphose im präkambrischen Kristallin der Ostkarpaten. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., serie Géologie*, 16, 2, 121—129, București.
— (1976 a) Geological cross-section through the Crystalline Zone of the East Carphatians (Rodna Mts and Northern Bistrița Mts). *Inst. Geol. Geophys. (Exc. guide)*, Bucharest.
— (1976 b) Das metamorphe Paläozoikum der rumänischen Karpaten. *Nova Acta Leopoldina*, 45/224, p. 335—350, Halle.
— Sassi F. P., Zirpoli G., Zulian T. (1975) The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). *N. Jb. Miner Abh.* 124, 3, p. 278—296, Stuttgart.
Oniceanu M., Olaru, L., Enciu P. (1974) Date noi privind vîrsta formațiunilor cristalofiliene din zona anticlinalului Bretila. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza" Iași (serie noua) sect.* II/b *(Geologie)*, XX, p. 23—27, Iași.
Rădulescu I. (1969) Cristalinul Bistriței. Stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., seria Geologie*, 14, 1, p. 21—30, București.
— Rădulescu Ludmila (1967) Zona anticlinală Rusaia-Bretila, structură și metamorfism (cristalinul Carpaților Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/1, p. 143—159, București.
Staplin F. (1961) Reef controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta. *Palaent.* 4/3 p. 392—424, London.
Timofeev B. (1973) Mikrofosili proterozoia i ranevo paleozoia (in Microfosilî drevnîh otlojenii). *Acad. Nauk, SSSR, Sibirskoe Otdel*, p. 7—12, Novosibirsk.
— (1973) Mikrofosilî dokembria Ukrainî. *Acad. Nauk SSSR* — Leningrad.

CONTRIBUTIONS POUR LA CONNAISSANCE DE L'ÂGE DE LA SÉRIE DE RUSAIA (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

La série de Rusaia comprend des formations paléozoïques métamorphisées dans le faciès des schistes verts pendant l'évenement varistique. Ces formations affleurent dans la fenêtre tectonique de Rusaia et dans la semifenêtre des Monts Rodna (nappe de Valea Vinului). Dans les deux régions , les formations de la série se disposent transgressivement sur des gneiss, des amphibolites et des micaschistes précambriens de la série de Bretila, intensément rétromorphisés hercynique.

La séquence lithostratigraphique de la série de Rusaia comprend les suivantes unités principales :

Le complexe de Pîriu Omului (Ru^{Po}) représente la partie inférieure de la série et est constitué d'une séquence détritique grossière en base (horizon basal) sur laquelle reposent des roches séricito-quartzeuses prépondéramment graphiteuses associées aux calcaires

Institutul Geologic al României

et dolomies grises stratifiées, des métaconglomérats et des quartzites graphiteuses (horizon graphiteux).

Le complexe de Rotunda (Ru^{Ro}) comprend une séquence monotone de schistes séricito-chloriteux dans lesquels s'intercalent localement des roches quartzo-feldspathiques blanches, des schistes chloriteux et des métaconglomérats.

Le complexe de Căminel ($Ru^{Că}$) a été délimité dans la partie supérieure de la série seulement dans la fenêtre de Rusaia. Il comprend des dolomies, des schistes calcaires graphiteux et des schistes quartzeux séricito-chloriteux. Il n'est pas exclu que ce complexe représente en réalité un equivalent stratigraphique de la partie inférieure de la série de Cimpoiasa (Dévonien), séparée dans les Monts de Rodna (K r ä u t n e r, 1976 a).

Les recherches palynologiques reprises ont mises en évidence de nouveaux points fossilifères dans les calcaires et les dolomies grises stratifiées de l'horizon graphiteux du complexe de Pîriu Omului. Les associations microfloristiques et l'intervalle stratigraphique qui les renferme sont indiqués dans la figure 1. Le matériel analysé contient prépondéramment du filoplancton à grande circulation stratigraphique et de nombreuses contaminations à spores, pollen et dinoflagélées semblables à celles qui apparaissent dans la couverture sédimentaire jurassique et crétacée de la zone cristalline-mésozoïque. Outre ces éléments on a encore identifié, en quantités réduites et généralement mal conservées :

1. Chitinozoaires, en général fragmentées et mal conservées dont on a pu déterminé *Bursachitina* cf. *urna* (E i s.) T a u g., caractéristique pour l'intervalle Silurien-Dévonien.

2. Spores comme *Lophotriletes* sp., *Acanthotriletes* sp., *Archaeozonotriletes* sp., qui apparaisent dans le Silurien et se continuent dans le Dévonien.

3. Acritarches, répandues dès le Précambrien (*Synsphaeridium* sp., *S. conglutinatum* T i m., *Zonosphaeridium, Leiosphaeridia*) ou dès le Cambrien (*Lophosphaeridium* sp.) jusque dans le Silurien ou dans le Dévonien, quand elles disparaissent.

On résulte que ces associations, mentionnées aussi dans la figure 2 peuvent être attribuées au Silurien, avec une certaine probabilité au Silurien supérieur.

En conclusion, les données palynologiques nouvelles indiquent :

1. L'âge Silurien de l'horizon graphiteux du complexe de Pîriu Omului (série de Rusaia) ;

2. Le sinchronisme stratigraphique de la série de Rusaia et la série de Repedea s.s., supposée antérieurement à partir d'autres considérants (I l i e s c u, K r ä u t n e r, 1975 ; K r ä u t n e r, 1976 a). Les deux séries représentent des faciès hétéropiques du Silurien ;

3. La position stratigraphique du complexe de Căminel est encore un problème non-élucidé ;

4. La contamination de la série de Rusaia avec des spores de la couverture sédimentaire jurassique-crétacée de la zone cristallino-mésozoïque permet de supposer l'existence d'une telle couverture dans l'unité tectonique qui affleure dans la fenêtre de Rusaia et peut être donc considérée comme un nouveau argument pour l'âge alpine du charriage de la nappe surjacente (nappe de Rodna-Mestecăniș).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 17—26.

4. STRATIGRAFIE

SUR LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR D'OSTRA (NAPPE DU FLYSCH CURBICORTICAL — CARPATES ORIENTALES) [1]

PAR

GRIGORE ALEXANDRESCU [2], JANA ION [2]

Abstract

Upper Cretaceous from the Ostra Area (Curbicortica Flysch Nappe — East Carpathians). Within the Ostra Upper Cretaceous Flysch developed in pelagic facies following subdivisions have been argued: the Cenomanian with the assemblages *R. appenninica* and *R. marchigiana* as well as with the *R.* ex gr. *cushmani-turonica* Zone; the grading from the Cenomanian into the Turonian with an assemblage assigned to the "*Grandes Globigerines*" *seules* Zone; the Turonian-Basic Coniacian with the zone *P. helvetica* and an assemblage with *Stensioina praeexsculptata*; the Coniacian to a lesser extent proved by beds with *Spiroplectammina subhaeringensis*; the Santonian with the assemblage including *G. thalmanni, G. flexuosa, G. bolii.*

Les recherches litho- et biostratigraphiques (à partir des foraminifères) effectuées ces derniers temps dans la nappe du flysch curbicortical ont conduit à des détails et au complètement, avec des éléments nouveaux, de sa succession stratigraphique. Parmi les résultats obtenus sont consignés aussi ceux qui concernent le Crétacé supérieur de la région d'Ostra et qui font l'objet de la présente étude.

Les données énoncées suscitent notre intérêt tant par leur nouveauté que du fait que totalisées elle caractérisent une succession presque complète du Crétacé supérieur (Cénomanien-Sénonien inférieur) du secteur septentrional des Carpates Orientales. La coupe d'Ostra affleurant en bonnes conditions et étant aisément accessible constitue un excellent sujet d'études et en conséquence aussi de ce point de vue on peut lui attri-

[1] Reçu le 29 Mars 1977, accepté le 16 Juin 1977, présenté à la séance du 24 Juin 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

buer la qualité de coupe représentative pour la succesion du Crétacé supérieur de ce secteur des Carpates.

I. Données historiques

Les premières informations micropaléontologiques sur le Crétacé supérieur de la zone interne du flysch de la partie septentrionale des Carpates Orientales nous viennent de Filipescu et al. (1957). Ces auteurs ont identifié au sud de la vallée de la Moldova, dans la vallée du ruisseau Big (vallée Gemenea) un affeurement de dimensions réduites, largement affecté par la tectonique, qui comporte une association de foraminifères à *Nodellum velascoensis* et autres espèces d'agglutinants, et à *Rotalipora reicheli* et *R. appenninica*. Cette microfaune conduit à considérer que les argiles rouges de Gemenea reviennent au Vraconien-Cénomanien inférieur et qu'elles correspondent aux „argiles rouges inférieures" de Teliu-Poiana Florilor.

Ultérieurement Alexandrescu et Bratu (1964) dans les dépôts à argiles rouges ou cendrées de la vallée d'Ostra ont séparé deux niveaux. Dans le niveau inférieur, constitué généralement de marnes rouges, ces auteurs ont mis en évidence l'association à *Rotalipora appenninica*, *R. reicheli*, *Marsonella oxycona*, *Clavulinoides gaultinus carinatus* etc.; vu la microfaune et la corrélation avec les argiles de Gemenea (Filipescu et al., 1957) et de Teliu (Filipescu et Neagu, 1956) on attribue ce niveau au Vraconien-Cénomanien inférieur. Dans le niveau supérieur, constitué de marnes rouges et cendrées, ils ont mis en évidence une association à *Nodellum velascoensis*; on attribue ce niveau au Cénomanien-Turonien tout en supposant qu'il comporte aussi le Sénonien inférieur.

Des recherches stratigraphiques détaillées effectuées sur les dépôts qui supportent les argiles et les marnes rouges (vallée d'Ostra et vallée de Negrileasa) révèlent la présence d'une faune à ammonites (Alexandrescu, 1966) dont : *Stoliczkaia* cf. *notha*, *Mortoniceras* cf. *inflatum*, *Scaphites hugardianus*, *Lechites gaudini*, *Aucellina gryphaeoides* etc. revenant à la zone Dispar (Vraconien supérieur); en conséquence la séquence qui comporte des marno-argiles bariolées reviendrait au Cénomanien.

Des études détaillées litho- et biostratigraphiques (à partir des foraminifères) effectuées sur les dépôts du Crétacé supérieur d'autres secteurs des Carpates Orientales (Teliu-Borosneu, Cernatu-Dalnic) revenant toujours à la nappe du flysch curbicortical (Neagu, 1970; Jana Săndulescu, 1967; Jana Ion, 1974[3], 1975) ont conduit les auteurs du présent ouvrage à reprendre de la même manière les recherches sur les dépôts du Crétacé supérieur d'Ostra. Une partie des résultats de ces recherches sont consignés dans un rapport à caractère monographique datant de 1974[4].

[3, 4] Arch. I.G.G. București.

Institutul Geologic al României

II. Données stratigraphiques générales

La nappe du flysch curbicortical, entre la vallée de la Moldova et la vallée de la Bistricioara, est constituée par des dépôts du Crétacé inférieur, développés sous faciès de flysch, et du Crétacé supérieur, développés, en une large mesure, sous faciès pélagique.

Le Crétacé inférieur occupe une surface relativement étandue; il est représenté par les entités lithostratigraphiques suivantes : couches de Toroclej (Barrémien-Albien inférieur), série curbicorticale *str. s.* et

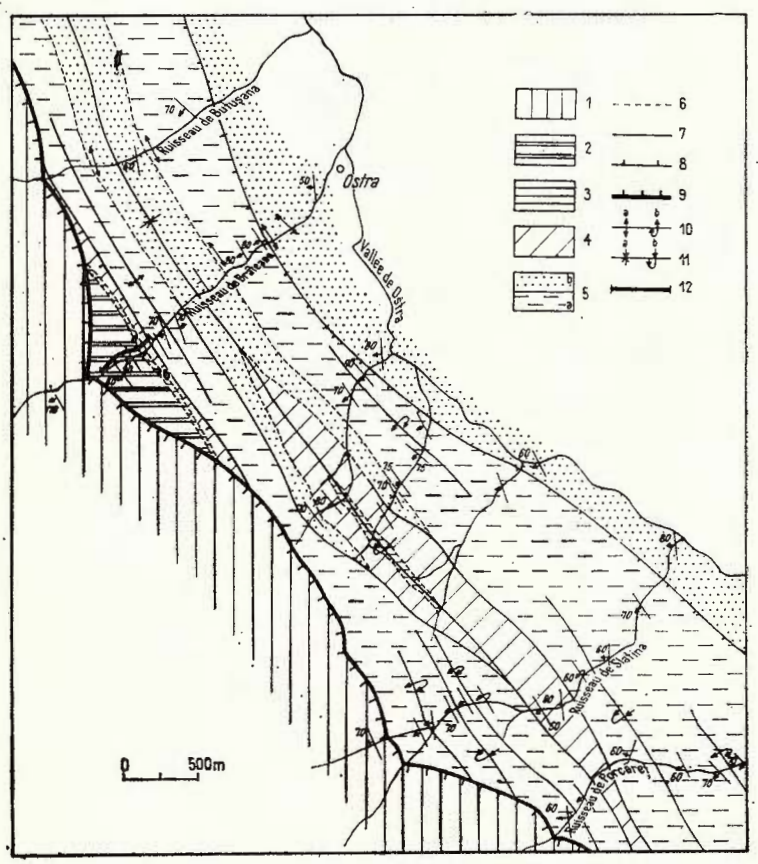


Schéma de la carte géologique de la région de la vallée d'Ostra.

Nappe de Ceahlău : 1, Albien-Valanginien ; nappe du flysch curbicortical : 2, Sénonien inférieur, base du Coniacien-Turonien ; 3, Cénomanien ; 4, Vraconien supérieur ; couches à aucellines et marno-argiles cendrées ; 5a, série curbicorticale *str. s.* ; 5b, grès de Cotumba ; 6, limite géologique ; 7, faille ; 8, faille inverse ; 9, nappe de charriage ; 10, axed'anticlinal : a, vertical ; b, déversé ; 11, axe de synclinal : a, vertical ; b, déversé ; 12, coupe micropaléontologique.

Institutul Geologic al României

grès de Cotumba (Albien-Vraconien inférieur), couches à aucellines (Vraconien supérieur).

Le Crétacé supérieur est moins étendu, ne persistant que dans quelques synclinaux. Il est mieux représenté dans les bassins des vallées d'Ostra et de Negrileasa et se prolonge avec quelques interruptions jusqu'aux approches des sources de la Moldova. Dans la vallée d'Ostra ces dépôts comportent une succession qui, tenant compte des foraminifères, a été attribuée au Cénomanien-Sénonien inférieur (fig.). À vrai dire il s'agit de la seule succession plus complète connue jusqu'à présent du Crétacé supérieur du secteur septentrional de la nappe du flysch curbicortical.

III. Description de la succession du Crétacé supérieur de la vallée de Brătiasa (vallée d'Ostra)

La coupe qui met à jour les dépôts du Crétacé supérieur est située dans la vallée du ruisseau Brătiasa à environ 1500 m en amont du confluent de celui-ci avec la vallée d'Ostra. Ces dépôts, ensemble avec un paquet (épais de 5 m) marno-gréseux attribué au Vraconien, constituent les principaux composants du flanc oriental, faillé, d'un synclinal qui surgit partiellement d'en dessous du chevauchement de la nappe de Ceahlău.

La succession du Crétacé supérieur affleure sur une largeur d'environ 90 m. Elle présente quelques lacunes d'observation, étendues de l'ordre des mètres, tout spécialement à la limite d'entre les dépôts du Vraconien (conventionnellement attribués, la faune identifiée y étant insignifiante)-Cénomanien, à la limite d'entre le Turonien-Sénonien et dans le segment attribué au Santonien.

À partir des foraminifères on a pu reconnaître et séparer les subdivisions stratigraphiques suivantes (pl. I) :

Cénomanien, il est représenté par une succession d'argiles et de marnes à matériel détritique, dépourvues de stratification (épaisse de 6,5 m, échantillons 12—17).

a) Le Cénomanien inférieur-moyen est présent dans la moitié inférieure du paquet à roches pélitiques cendrées (épais de 3,5 m, échantillons 12—14) comportant des Radiolaires et des foraminifères, dont : *Rotalipora appenninica*, *R. ticinensis*, *R. marchigiana*, *Dendrophrya* div. sp., *Ammobaculites irregulariformis*, *A. implanus*, *Recurvoides imperfectus*.

b) Le Cénomanien supérieur a été mis en évidence dans la moitié supérieure du paquet à pélites cendrées (épais de 3,5 m, échantillons 15—17), dont les premiers niveaux comportent l'espèce *Rotalipora cushmani* en association avec *R. reicheli* et *R. deeckei* ; l'association du Cénomanien supérieur renferme en outre *R. ticinensis* (seulement dans les premiers niveaux), *R. globotruncanoides*, *R. micheli*, *R. marchigiana*, *Dorothia pupa*, *Arenobulimina truncata*, *Heterolepa polyraphes*, *Ammobaculites problematicus*, *Saccammina globosa*, *Thalmannammina recurvoidiformis*. Nous avons attribué cet ensemble microfaunique à la zone *Rota*

Institutul Geologic al României

126972

lipora ex gr. *cushmani-turonica* qui, en ce qui concerne la Roumanie, autant qu'une grande partie du domaine mésogéen des bassins alpins (Klaus, 1959; Sturm, 1969), du bassin de l'Afrique du N (Massin et Salaj, 1970; Dalbiez, 1955) et des bassins d'autres régions (côte de l'Adriatique, A. M. Borsetti, 1961), occupe l'intervalle du Cénomanien supérieur.

Passage du Cénomanien au Turonien. Les niveaux comportant la microfaune du Cénomanien supérieur et supportant les dépôts à *Praeglobotruncana helvetica* sont surmontés par un paquet (épais de 3,25 m, échantillons 18—23) constitué d'argiles et de marnes cendrées à matériel détritique, dépourvues de stratification, à intercalations de grès calcaires diaclasés. En ce qui concerne le contenu en foraminifères ce paquet comporte une association que nous avons attribuée à la zone des „Grandes Globigérines" seules. Par rapport aux dépôts sous-jacents elle comporte quelques taxons nouveaux dont: *Praeglobotruncana oraviensis trigona*, *P. biconvexa biconvexa*, *Marginotruncana sigali* et (dans le niveau terminal) *Praeglobotruncana turonica*. Il est connu que ces taxons débutent dans le cadre de la zone susmentionnée qui occupe l'intervalle à *Acticamax plenus* et la partie basale de la zone à *Mamites nodosoides* (partie supérieure du Cénomanien supérieur — partie inférieure du Turonien inférieur, conformément à l'échelle des zones à ammonites, colloque du Crétacé supérieur — Dijon, 1959).

Praeglobotruncana biconvexa biconvexa, *P. oraviensis trigona* et *Marginotruncana sigali* apparaissent en association avec: *Whiteinella inornata*, *Praeglobotruncana stephani stephani*, *Rotalipora cushmani*, *R. deeckei*, *R. globotruncanoides*, *R. reicheli*, *R. turonica expansa*, *R. marchigiana*, *Thalmannammina recurvoidiformis*, *Dorothia pupa*, *Heterolepa polyraphes*, *Gavelinella thalmanni*, *Arenobulimina truncata*, *Plectorecurvoides alternans*, *Haplophragmoides gigas minor*, *H. kirki*, *Tritaxia gaultina carinata*, *Kalamopsis grzybowski*, *Pleurostomella obtusa*, *Ramulina aculeata*, *Egerella* (?) *inflata*, *Globorotalites morrovi*, *Planulina lundegreni*, *Arenobulimina advena* et des exemplares remaniés de *R. balernaensis*.

Praeglobotruncana turonica apparaît dans les dernières couches attribuées à la zone de passage vers la Turonien, représentées par 30 cm de pélites gris-verdâtre. L'association microfaunique comporte en outre: *Praeglobotruncana oraviensis trigona*, *Marginotruncana sigali*, *Rotalipora cushmani*, *R. deeckei*, *R. globotruncanoides*, *Dorothia conulus*, *D. concina*, *Ramulina novaculeata*, *R. globotubulosa*, *Globorotalites brotzeni*, *Thalmannammina recurvoidiformis*, *Plectorecurvoides alternans*, *Haplophragmoides gigas minor*, *H. kirki*, *Tritaxia gaultina carinata*, *Arenobulimina advena*.

Turonien — base du Coniacien, il est représenté par des pélites rouges, verdâtres et grises (épaisses de 5 m, échantillons 24—37) qui comportent la microfaune de la zone Praeglobotruncana helvetica (Turonien inférieur et moyen) suivie d'une association à *Stensioina praeexsculpta* (Turonien supérieur — base du Coniacien).

Institutul Geologic al României

a) Le Turonien inférieur et le Turonien moyen occupent les premiers niveaux de pélites bariolées (épais de 3,8 m, échantillons 24—33) qui comportent *P. helvetica* en association avec *P. imbricata*, *P. turonica*, *P. oraviensis trigona*, *P. stephani*, *P. gibba*, *Marginotruncana sigali*, *Rotalipora deeckei*, *R. reicheli*, *Recurvoides imperfectus*, *R.* aff. *trochamminiformis*, *Plectorecurvoides alternans*, *Haplophragmoides gigas minor*, *H. kirki*, *H. globosa*, *Trochammina bulloidiformis*, *Trochamminoides contortus*, *Arenobulimina conoides*, *A. pushi*, *Tritaxia gaultina carinata*, *T. amorpha*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Ramulina novaculeata*, *Gaudryina bentonensis*, *Thalmannammina neocomiensis*.

b) Le Turonien supérieur — base du Coniacien apparaît dans la partie terminale des pélites bariolées (épaisses de 1,20 m, échantillons 34—37) qui est constituée de pélites vertes et rouges suivies de pélites rouges. Elles comportent *Stensioina praeexsculpta* en association avec *Marginotruncana schneegansi*, *Praeglobotruncana lehmanni*, *P. gibba*, *P. stephani*, *P. delrioensis*, *P. marginaculeata*, *Gavelinella schloenbachi*, *Haplophragmoides suborbicularis*, *Recurvoides imperfectus*, *Dorothia pupa*, *D. oxycona*, *Tritaxia gaultina carinata*, *Kalamopsis grzybowski*, *Trochammina bulloidiformis*, *Recurvoides trochamminiformis*, des exemplaires remaniés de *Rotalipora cushmani*, *R. turonica*, *R. montsalvensis*, *R. montsalvensis minor*, *R. montsalvensis thomei*.

Sénonien inférieur (épais de 44 m), il est constitué de dépôts marno-argileux et marno-gréseux, cendrés, qui reposent en concordance sur les argiles bariolées. Ils comportent à leur partie inférieure une association de foraminifères insignifiante, renfermant *Spiroplectammina subhaeringensis*, attribuée au Coniacien et à la partie moyenne une association à *Globotruncana bollii*, *G. thalmanni*, *G. flexuosa*, attribuée au Santonien.

a) Le Coniacien (épais de 3,5 m, échantillons 38—44) est représenté par des argiles et des marnes sableuses, faiblement stratifiées ou dépourvues de stratification, laissant voir de minces intercalations de marno-calcaires lenticulaires ; la microfaune, généralement pauvre, est représentée par des organismes siliceux, des radiolaires et des spicules de spongiaires (constituant d'authentiques niveaux de spongolite-radiolarite), d'innombrables foraminifères remaniés revenant aux espèces : *Rotalipora montsalvensis*, *R.* ex gr. *turonica-cushmani*, *Hedbergella* sp. et *in situ Spiroplectammina subhaeringensis* et *Plectorecurvoides alternans*. Le seul élément utile de la microfaune identifiée dans ces dépôts pour des datations géochronologiques est l'espèce *S. subhaeringensis*, car il est bien connu, au moins en ce qui concerne les Carpates, que les plus anciennes couches où elle apparaît reviennent au Coniacien (Huss, 1966 ; Jednorowska, 1966). C'est la présence de cette espèce et le critérium stratigraphique qui ont constitué les arguments à partir desquels on a attribué à ces couches l'âge coniacien.

b) Le Santonien est présent dans un paquet qui laisse voir :

— à la partie inférieure (échantillons 45—54 ; épaisse de 5 m) des argiles et des marnes sableuses cendrées, à intercalations centimétriques de marno-calcaires avec croûte d'altération ferrugineuse et des grès minces.

Institutul Geologic al României

Dès la partie basale de cette succession apparaissent les espèces : *Globotruncana thalmanni*, *G. flexuosa* qui débutent au Santonien ; l'association de foraminifères comporte en outre les espèces : *Stensioina emsherica*, *Gavelinella schloenbachi*, *Dorothia oxycona*, *D. bulleta*, *D. conulus*, *D. concina*, *Marginotruncana sigali*, *Plectorecurvoides alternans*, *Haplophragmoides gigas minor*, *Trochammina bulloidiformis*, *T. umiatensis*, radiolaires, exemplaires remaniés de *Rotalipora montsalvensis thomei* ;

— à la partie moyenne (épaisse de 27 m) des marnes et des argiles avec du matériel détritique, cendrées, dépourvues de stratification ou stratifiées, montrant des intercalations de grès à ciment calcaire (épaisses de 0,2 à 2 m). Dans cette suite apparaît *Globotruncana bollii*, espèce qui débute au Santonien, en association avec *G. thalmanni*, *G. flexuosa*, *Globorotalites multiseptus*, *Trochammina umiatensis* ;

— à la partie terminale (affleurant sur une épaisseur de 7 m, échantillons 65—81) des marnes et des argiles cendrées, des grès minces et des niveaux de radiolarites spongolites. Elle ne renferme pas d'éléments paléontologiques à utiliser pour des datations géochronologiques, en conséquence, de manière conventionnelle nous l'avons attribuée toujours au Santonien. La microfaune, mise en évidence uniquement dans les coupes minces, est représentée par des foraminifères agglutinants à large circulation dans l'échelle géochronologique, par des radiolaires et des spicules de spongiaires (concentrés par niveaux), par des exemplaires remaniés d'*Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Rotalipora*, etc.

Les deux associations de foraminifères, de la partie inférieure et de la partie moyenne, peuvent être rapportées à la zone à *Globotruncana bulloides* d'âge santonien (P e s s a g n o, 1967).

IV. Conclusions et corrélations

Dans le Crétacé supérieur d'Ostra (nappe du flysch curbicortical) on a reconnu le Cénomanien (comportant l'association à *R. appenninica* et *R. marchigiana* et la zone *R.* ex gr. *cushmanni-turonica*), le passage du Cénomanien au Turonien (zone des „Grandes Globigérines" seules), le Turonien inférieur et moyen (zone P. helvetica), le Turonien supérieur-base du Coniacien (association à *Stensioina praeexsculpta*), le Coniacien (association avec *S. subhaeringensis*), le Santonien (association avec *G. thalmanni*, *G. bollii*, *G. flexuosa* rapportable à la zone G. bulloides). Les radiolarites et les spongolites mis en évidence dans le Sénonien inférieur sont probablement au point de vue génétique, tout comme ceux des argiles bariolées de la nappe de Tarcău, rattachés à l'halmyrolyse de certains produits volcaniques, aux dépens desquels se sont développés les organismes siliceux.

La succession du Vraconien-Crétacé supérieur d'Ostra et de Negrileasa est presque identique, au point de vue stratigraphique à la succession du Vraconien-Crétacé supérieur de la zone de Suhovsk (Carpates d'Ukraïne, D a b a g i a n, K u l c h i z k y, 1968 ; J i l o w s k i, 1965)

Institutul Geologic al României

avec laquelle elle est corrélable aussi en tant que zone de sédimentation (Danyş et al., 1974).

Sur la planche II est présenté schématiquement la stratigraphie du Vraconien-Crétacé supérieur de la vallée de la Moldova, de la vallée de la Bistriţa et de la vallée du Bicaz d'une part et celle de la zone de Suhovsk d'autre part. Un examen d'ensemble de ces données porte à conclure que dans le secteur septentrional de la nappe du flysch curbicortical le lithofaciès caractéristique — si non exclusif — du Turonien est celui des argiles bariolées, alors que le Cénomanien se présente sous faciès prédominant pélitique, cendré.

La première de ces affirmations s'étaye du fait que dans ce secteur les argiles bariolées ne comportent que des associations de foraminifères qui conformément aux nouveaux schémas biostratigraphiques (Geroch et al., 1967; Jana Ion, 1976) indiquent le Turonien (zone à *Uvigerinammina jankoi* à Lutul Roşu et dans la vallée du ruisseau du Răpciuniţi, T. Neagu in Gr. Alexandrescu et P. Şoigan, 1963 et dans la vallée du Bicaz à Chiriţeni, Jana Săndulescu, 1976 [5]; zone à *Nodellum velascoensis* et *Hormosina ovulum gigantea*, dans la vallée du ruisseau du Big à Gemenea, Filipescu et al., 1957; dans la vallée de Brătiasa à Ostra, dans cet ouvrage).

La seconde de ces affirmations s'étaye du fait que le Cénomanien, sous faciès marneux cendré, bien daté à Ostra et dans la vallée du Porculeţ de la zone de Suhovsk d'Ulkraïne, est équivalent ou correspond dans la vallée de la Bistriţa ou dans la vallée du Bicaz au moins à une partie des dépôts qui surmontent le flysch gréseux (grès de Cotumba) et supportent les argiles bariolées turoniennes.

Dans la planche II sont présentés, pour les secteurs de la vallée de la Bistriţa et de la vallée du Bicaz, les successions vracono-turoniennes qui se laissent voir dans les meilleures coupes connues par nous jusqu'à l'heure actuelle, notamment de la vallée du ruisseau Izvorul Muntelui et de la vallée du Brateş.

BIBLIOGRAPHIE

Alexandrescu Gr., Şoigan P. (1963) Observaţii geologice în bazinul văii Largului (valea Bistriţa — Carpaţii Orientali). *Comunic. Acad. R.P.R.*, 8, 13, Bucureşti.

— Bratu Elena (1964) Consideraţii asupra marnelor roşii de la Ostra (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Geol.*, L/1, Bucureşti.

Alexandrescu Gr. (1966) Stratigrafia „flişului curbicortical" din partea de nord a Moldovei (Carpaţii Orientali). *Acad. R.S. România. Stud. Cerc. Geol. Geofiz., Geogr.*, 11/2, Bucureşti.

— (1967) Stratigraphie des terrains crétacés des Nappes du Flysch des Carpates Orientales (secteur moldave). *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-ème Congr. Beograde* I, Beograde.

[5] Arch. I.G.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Dabagian N. V., Kulchizky J. O. (1968) Planktonik foraminifers of a new facies variety from the Cretaceous of the Rahov zone (the Ukrainian Carpathians). *Paleontolog. Sbornik*, 5/1, Lvov.

Dalbiez F. (1955) The genus Globotruncana in Tunisia. *Micropaleontology*, 1, 2, New York.

Danyş V. V., Kulcitzky J. O., Sakin V. A., Vialov O. S. (1974) Flysch Carpathians. In : Tectonics of the Carpathians Balkan Region, Bratislava.

Filipescu M. G., Neagu T. (1956) Contribuţii la orizontarea cretacicului de pe valea Teliu. *Anal. Univ. Bucureşti*, 12, 1, Bucureşti.

— Şoigan P., Neagu T. (1957) Poziţia geologică a marnelor roşii din flişul intern de la Gemenea şi Sadova (regiunea Suceava). *Bul. Şt. Acad. R.P.R. (Geol.-Geogr.)*, 3—4, Bucureşti.

Geroch S., Jednorowska A., Ksiazkiewicz M., Liszkowa J. (1967 Stratigraphy based upon microfauna in the western polish Carpathians. *Biul. Inst. Géol.*, 24, V, Krákow.

Huss F. (1966) Les foraminifères agglutinants de la Série Soussilesienne de l'unité pétrolifére de Weglowka (Karpates flyscheuses polonaises). *Polska Akad. Nauk, Prace Geol.*, 34, Warszawa.

Ion Jana (1975) Excursion F bis. Microfaune de l'Albien-Turonien de la région de Cernatu (Carpates Orientales-flysch interne) texte lithographié. *14 Europ. Micropal. Colloquium*, Romania.

— (1976) Zones de foraminifères dans l'Albien — Sènonien des Carpates Orientales. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 4 *(Stratigrafie)*, Bucureşti.

Jednorowska A. (1966) Les associations des foraminifères des zones externes de l'unité de Magura des Carpathes et leur importance stratigraphique. *Polska Akad. Nauk, Prace Geol.*, 50, Warszawa.

Klaus J. (1959) Le complex schisteux intermédiaire dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes medianes). Stratigraphie et micropaléontologie, avec l'étude speciale des Globotruncanidés de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien. *Eclog. Geol. Helv.* 52, 2, Basel.

Massin J. M., Salaj J. (1970) Contribution à l'étude stratigraphique du Crétacé moyen de la région de Nebeur (Tunisie septentrionale). *Extr. du Bull. Soc. Geol. France* VII-ème., XII, Paris.

Neagu T. (1970) Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valley of the Buzău and Rîul Negru rivers (Eastern Carpathians). *Mem. Inst. Geol.*, 12, Bucureşti.

Pessagno E. jr. (1967) Upper Cretaceous planktonik foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain. *Palaeontogr. Amer.*, V, 37, New York.

Porthault B. (1974) Le Crétacé supérieur de la Fosse Vocontienne et des régions limitrophes (France sud-est). Thèse Univ. Lyon.

Săndulescu Jana (1967) Contributions à la connaissance des foraminifères éocrétacés des Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp. — Balk.* VII-*éme Congr.* Belgrade.

Sturm M. (1969) Zonation of Upper Cretaceous by means of planktonik foraminifera, Attersee (Upper Austria). *Rocz. Posk. Geol. Tow.*, XXXIX, 1—3, Krakow.

Institutul Geologic al României

QUESTIONS

I. Marinescu: Qu'est-ce que vous a fait insister sur le synchronisme de la succession d'Ostra avec celle de Suchow (le ruisseau Porculeț) et de ne pas vous référer à la courbure des Carpates, notamment aux zones situées au nord et au sud du massif Ciucaș-Zăganu, où le Crétacé supérieur a été bien étudié du point de vue faunistique (micro- et macro-)?

Réponse: Nous avons insisté sur ce synchronisme parce que l'Unité de Suchov — dans l'acception des géologues soviétiques (au moins dans la dernière étude, Danys et al., 1974) — est en corrélation avec la nappe du flysch curbicortical et parce que le contenu stratigraphique de la succession crétacé-supérieure située sur la Vallée Porculeț, bien semblable avec celui de la succession de la Vallée Ostra), a suscité particulièrement notre intérêt. Nous n'avons pas fait les corrélations avec le Crétacé supérieur connu au nord et au sud du massif Ciucaș-Zăganu ou avec celui de la région de Teliu-Borosneu, bien étudié par Neagu (1970) et, par exemple, avec celui de la région de Cernatu-Dalnic (Jana Ion, données inédites), en raison du fait que l'appartenance de ces dépôts à la nappe du flysch curbicortical ou à une unité à part (l'Unité de Bobu), n'est pas encore précisée. Les formations crétacées mentionnées montrent d'ailleurs des aspects lithofaciaux différents de ceux d'Ostra. Il a été également dans notre intention de nous borner — dans nos corrélations — seulement au secteur septentrional de la nappe du flysch curbicortical et aux régions voisines.

DISCUSSIONS

I. Marinescu: Les détails de la succession stratigraphique du Crétacé supérieur d'Ostra présentés marquent un progrès dans la connaissance de la stratigraphie du flysch est-interne de la Nappe de Palanca. La mise en parallèle avec la succession marnes à Parahibolites — marnes rouges à *Neohibolites ultimus*, couches de Poiana Florilor-Teliu (Cénomanien-Turonien inférieur), le complexe noir (Turonien moyen), le flysch de Valea Mare (Turonien supérieur-Sénonien), à inocérames et *Pachidiscus* offrait l'avantage des repères à macrofaune. Il y a à la courbure des Carpates une coupe avec du Crétacé supérieur rouge-noir, aux sources du ruisseau Bisca fără Cale, qui se rattachait à coup sûr à l'unité est-interne de Palanca avec le grès de Gămălia (sans flysch de Bobu !).

F. Olteanu: L'étude présentée apporte de nouvelles données de détail à ce qu'on connait sur la stratigraphie du Crétacé supérieur de la région septentrionale des Carpates Orientales. Nous sommes d'avis que, à partir des données présentées, il est en quelque mesure justifié d'attribuer aux Couches de Tisaru l'âge turonien. L'apparition des roches rouges dans une succession stratigraphique nous semble indiquer l'existence d'une transgression qui, en certains cas de la zone du flysch, aurait eu lieu par-dessus les roches composant la cordillière cumane (G. Murgeanu).

Institutul Geologic al României

COLONNE STRATIGRAPHIQUE DES DEPOTS CRETACES SUPERIEURS DU RUISSEAU DE BRĂTEASA

(RÉGION DE OSTRA - NAPPE DU FLYSCH CURBICORTICAL)

LÉGENDE

- Radiolarites - spongolites
- Marnocalcaires à croûtes d'altérations ferrugineuses
- Lentilles de marnocalcaires grises
- Marnocalcaires gris
- Argiles et marnes rouges
- Argiles et marnes grises, stratifiées
- Argiles et marnes gréseuses grises non stratifiées
- Grès curbicorticaux
- Grès calcaires
- Grès
- Conglomérats
- +---+ Microfaune remaniée
- ▲ Microfaune observée en sections minces

AGE | ZONES ET ASSOCIATIONS CARACTÉRISTIQUES | LITHOLOGIE | NOMBRE DE L'ÉCHANTILLON | DISTANCE EN MÈTRES ENTRE LES ÉCHANTILLONS | MICROFAUNE

SANTONIEN → ?

ASSOCIATION A
G. thalmanni
G. bollii
G. flexuosa

5c
5b
20 m
Association peu significative a Sp. subhaeringensis
5a
2m
CONIACIEN
SUP.
St. praeexsculpta
4b
TURONIEN
INF. MOYEN
Zone à P. helvetica
4a
Zone à „Grandes Globigerines" seules
3
CÉNOMANIEN
SUPÉRIEUR
Zone à R. exgr. cushmani-turonica
2b
INF. MOYEN
Association à R. appenninica et R. marchigiana
2a
15m
VRAÇONIEN SUPÉRIEUR
1
10m
F F
ALBIEN INFERIEUR MOYEN (SÉRIE CURBICORTICALE STR.S.)

Nombre de l'échantillon	Distance en mètres entre les échantillons
69	1
68	4
67	0,3
66	0,5
65	0,5
64	0,5
63	0,5
62	0,3
61	0,3
60	0,3
59	0,3
58	0,5
57	2
56	2
55	20
54	1,5
53	0,5
52	1
51	0,5
50	0,3
49	0,3
48	0,3
47	0,3
46	0,5
45	0,5
44	1
43	0,3
42	0,3
41	0,5
40	0,3
39	1
38	2
37	0,3
36	0,3
35	0,3
34	0,3
33	0,3
32	0,5
31	0,3
30	0,3
29	0,3
28	0,3
27	0,3
26	0,3
25	0,3
24	0,3
23	0,3
22	0,3
21	0,3
20	0,5
19	0,5
18	0,5
17	0,3
16	0,3
15	0,5
14	1
13	1
12	1
11	20
10	

1. Dendrophrya div. sp.
2. Rhabdammina div. sp.
3. Ammobaculites irregulariformis Bart et Brand
4. Rotalipora cushmani (Morow)
5. Ammobaculites impolanus (Crespin)
6. Radiolaires
7. Recurvoides imperfectus (Hanzlikova)
8. Rotalipora appenninica (Renz)
9. Rotalipora marchigiana (Barsetti)
10. Rotalipora ticinensis (Gandolfi)
11. Thalmannammina recurvoidiformis Neagu et Tocorjescu
12. Dorothia pupa (Reuss)
13. Rotalipora deeckei (Franke)
14. Saccammina globosa Crespin
15. Heterolepa polygraphes (Reuss)
16. Arenobulimina truncata (Reuss)
17. Rotalipora balernaensis (Gandolfi)
18. Rotalipora micheli Sacal et Debourle
19. Ammobaculites problematicus Neagu
20. Rotalipora globotruncanoides Sigal
21. Rotalipora reicheli (Mornod)
22. Praeglobotruncana oraviensis trigona Scheibnerova
23. Praeglobotruncana stephani stephani Gandolfi
24. Plectorecurvoides alterans Noth
25. Haplophragmoides gigas minor Nauss
26. Rotalipora turonica expansa (Carbonnier)
27. Whiteinella inornata (Bolli)
28. Globotruncana sigali Reichel
29. Haplophragmoides kirki Wickenden
30. Praeglobotruncana biconvexa biconvexa (Samuel et Sálaj)
31. Tritaxia gaudinae carinata (Neagu)
32. Kalamopsis grzybowskii Dylążanka
33. Pleurostomella obtusa Berthelin
34. Gavelinella schloenbachi (Reuss)
35. Egerella(?) inflata (Franke)
36. Globorotalites morrovi Gall
37. Pleurostomella lundegreni Brotzen
38. Arenobulimina advena (Cushman)
39. Rotalipora montsalvensis minor (Mornod)
40. Rotalipora montsalvensis (Mornod)
41. Praeglobotruncana turonica Samuel et Sálaj
42. Dorothia conulus (Reuss)
43. Dorothia concina (Reuss)
44. Ramulina novaculeata Bullard
45. Ramulina globotubulosa Cushman
46. Globorotalites brotzeni Hofker
47. Praeglobotruncana helvetica (Bolli)
48. Tritaxia amorpha (Cushman)
49. Dorothia bulletta (Carsey)
50. Thalmannammina neocomiensis Geroch
51. Praeglobotruncana imbricata (Mornod)
52. Rotalipora praemontsalvensis praemontsalvensis Ion
53. Gaudryina bentonensis (Carman)
54. Praeglobotruncana stephani globa Klaus
55. Recurvoides aff. trochamminiformis Höglund
56. Trochamminoides contortus (Grzybowski)
57. Trochammina bulloidiformis (Grzybowski)
58. Haplophragmoides globosus Loza
59. Dorothia oxycona (Reuss)
60. Harmosina ovulum ovulum (Grzybowski)
61. Arenobulimina conoidea (Perner)
62. Arenobulimina puschi (Cushman)
63. Recurvoides trochamminiformis Höglund
64. Globorotalites multiseptus (Brotzen)
65. Spiroplectammina subhaeringensis (Grzybowski)
66. Globotruncana schneegansi Sigal
67. Stensioina praeexsculpta (Keller)
68. Plectorecurvoides irregularis Geroch
69. Praeglobotruncana delrioensis (Plummer)
70. Praeglobotruncana marginaculeata Loeblich et Tappan
71. Rotalipora montsalvensis thomei Hagn et Zeil
72. Rotalipora turonica Brotzen
73. Haplophragmoides subobiculatus (Grzybowski)
74. Praeglobotruncana lehmanni Porthault
75. Globotruncana thalmanni Gandolfi
76. Stensioina enschedica Bargchnitova
77. Trochammina umiatensis Tappan
78. Globotruncana flexuosa (Van den Sluis)
79. Globotruncana bollii Gandolfi

Institutul Geologic al României

ESQUISSE DE CORRÉLATION DES DÉPÔTS VRACONIENS – CRÉTACÉS SUPÉRIEURS DU SECTEUR SEPTENTRIONAL DE LA NAPPE DU FLYSCH CURBICORTICAL

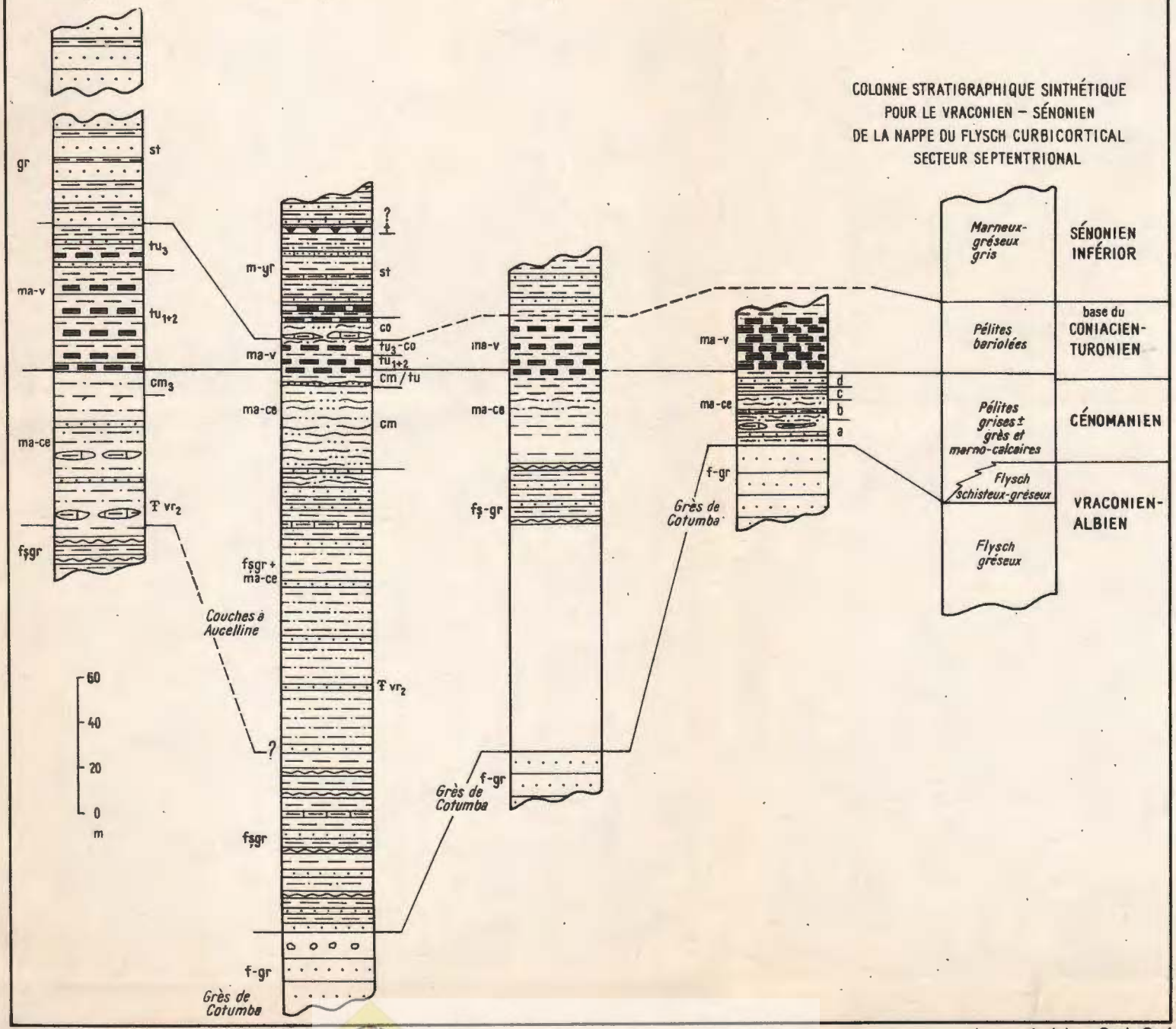
(Légende des signes lithologiques voir planche I ; explication des indices dans le texte)

U.R.S.S.–CARPATES DE L'UKRAINE
ZONE DE SUHOVSK

R.S.R.–CARPATES ORIENTALES
NAPPE DU FLYSCH CURBICORTICAL–SECTEUR SEPTENTRIONAL

N — S

A	B	C	D
VALLÉE DE PORCULEȚ (selon Dabagian et al., 1968)	VALLÉE DE MOLDOVA (Vallée de Ostra, Vallée de Negrileasa)	VALLÉE DE BISTRIȚA (Vallée de Izvorul Muntelui)	VALLÉE DE BICAZ (Vallée de Tarcău, Vallée de Brateș)



Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 27—41.

4. STRATIGRAFIE

DATE NOI ASUPRA RĂSPÎNDIRII MICROFACIESULUI CU PITHONELLA OVALIS ÎN CARPAŢII ORIENTALI ŞI DOBROGEA[1]

DE

GRIGORE ALEXANDRESCU[2], ELENA MIRĂUŢĂ[2], LADISLAU SZÀSZ[2]

Abstract

New Data on the Distribution of the Pithonella ovalis Microfacies in the East Carpathians. In the present paper new localities in which the *Pithonella ovalis* microfacies occurs are recorded from the East Carpathians and the Babadag Basin (Dobrogea). According to the index fossils of the levels of occurrence this microfacies is restricted only to the Upper Turonian-Lower Senonian interval.

1. INTRODUCERE

În ultimele decenii, pe plan mondial au apărut mai multe lucrări referitoare atît la răspîndirea geografică a microfaciesului cu *Pithonella ovalis*, cît şi la morfologia acestui microorganism a cărui poziţie sistematică este încă neprecizată.

În lanţul cutat alpino-carpato-caucazian acest microfacies a fost identificat în mai multe locuri, începînd din Carpaţii vestici, în Carpaţii Orientali şi continuîndu-se pînă în partea sud-estică a Caucazului. Microfaciesul menţionat a mai fost întîlnit şi în bazinele epicontinentale situate la nord de acest lanţ muntos.

Pe teritoriul ţării noastre, microfaciesul cu *Pithonella* a fost semnalat atît în depozitele din Carpaţii Orientali cît şi din Vorland (podişul moldovenesc şi platforma moesică), în foraje şi în aflorimente. El a fost pus în evidenţă în carotele de foraj din platforma Europei orientale (Filipescu, 1939; Patrulius, Chiriac, 1965; Saraiman et al., 1968), precum şi în zona carpatică (Micu, 1973; Ale-

[1] Predată la 12 mai 1977, acceptată pentru publicare la 31 mai 1977, comunicată în şedinţa din 31 mai 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

xandrescu et al., 1974; Alexandrescu, Brustur, 1975) şi în depozitele cuverturii post-tectonice (la Glodu).

Numeroasele eşantioane recoltate sistematic din diferite sectoare ale Carpaţilor Orientali şi din bazinul Babadag (Dobrogea) au furnizat date noi asupra ariei de răspîndire a microfaciesului cu *Pithonella*, discutate în cele ce urmează.

Interesul pentru stabilirea răspîndirii geografice şi repartiţiei pe verticală a microfaciesului menţionat pare justificat întrucît, în cazul în care se poate demonstra persistenţa lui într-un anumit interval stratigrafic, cel puţin pe teritoriul ţării noastre şi ţinînd seama şi de răspîndirea lui considerabilă, prezenţa acestui microfacies poate constitui un important reper stratigrafic mai ales în lucrările de foraj, acolo unde seriile sedimentare sînt lipsite de micro- şi macrofaună sau de alte elemente de corelare.

2. DATE STRATIGRAFICE SUMARE ŞI OCURENŢA MICROFACIESULUI CU PITHONELLA OVALIS

După cum am arătat în prima parte a lucrării, microfaciesul cu *Pithonella* a fost semnalat pînă în prezent în Carpaţii Orientali (pînza şisturilor negre, pînza de Tarcău, unitatea cutelor marginale şi sinclinalul Glodu), în Vorlandul lor (în platforma moldovenească, prelungirea pe teritoriul României a platformei Europei orientale), unde microfaciesul cu *Pithonella* a fost identificat numai în carotele de foraj, precum şi în Dobrogea (fig. 1).

A) Carpaţii Orientali

a) *Munţii Perşani.* Acest segment muntos face parte din ansamblul structural al zonei cristalino-mezozoice şi este situat în partea sudică a Carpaţilor Orientali. Depozitele în care a fost identificat microfaciesul cu *Pithonella* aparţin cuverturii post-tectonice cretacic-paleogene şi au fost atribuite, pe baze paleontologice, Turonianului superior-Coniacianului. Ele sînt dezvoltate pe pîrîul Cărbunelui, în apropiere de localitatea Racoşul de Sus şi pe Valea Satului, la Ormeniş, unde apar constituite preponderent din marne cenuşii cu cantităţi reduse de material clastic terigen şi din marnocalcare cenuşii sau albicioase, asemănătoare cu Plänerul din Germania.

Pe pîrîul Cărbunelui (fig. 2), afluent al văii Cormoşului, aflorează depozite turoniene, reprezentate prin marne şi marnocalcare, din care Pauliuc (1968) a recoltat o bogată faună de inocerami şi amoniţi, cu speciile: *Inoceramus weissi*, *I. transylvanicus*, *I. schloenbachi*, *I. koeglleri*, *I. lusatiae*, *I. costellatus*, *I. apicalis*, *I. kleini*, *Neancyloceras kossmati*, *Nowakites draschei* etc. Pe baza acestei asociaţii, Pauliuc atribuie depozitele de mai sus intervalului Turonian superior-Coniacian.

Institutul Geologic al României

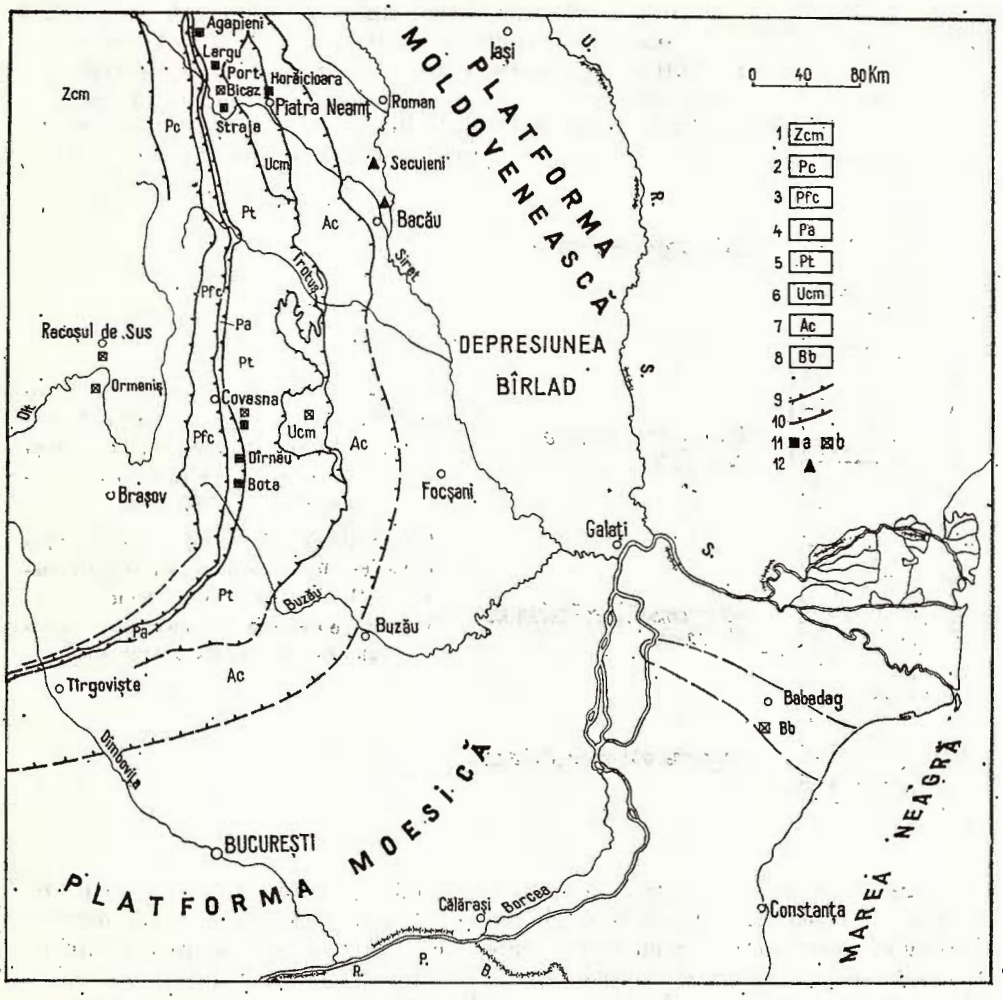


Fig. 1. — Schiță geologică parțială a Carpaților Orientali și Dobrogei, indicînd locurile de apariție a microfaciesului cu *Pithonella ovalis*.

1, zona cristalino-mezozoică (Zcm); zona flișului; 2, pînza de Ceahlău (Pc); 3, pînza flișului curbicortical (Pfc); 4, pînza de Audia (Pa); 5, pînza de Tarcău (Pt); 6, unitatea cutelor marginale (Ucm); 7, avantfosa carpatică (Ac) (zona internă); Dobrogea; 8, bazinul Babadag (Bb); 9, încălecări; 10, falii importante; 11, aflorimente cunoscute (a); aflorimente noi descoperite (b); 12, foraje.

Esquisse géologique partielle des Carpates Orientales et de la Dobrogea avec les localités à microfaciès à *Pithonella ovalis*.

1, zone cristallino-mésozoïque (Zcm); zone du flysch; 2, nappe de Ceahlău (Pc); 3, nappe du flysch curbicortical (Pfc); 4, nappe d'Audia (Pa); 5, nappe de Tarcău (Pt); 6, unité des plis marginaux (Ucm); 7, avant-fosse carpatique (Ac) (zone interne); Dobrogea; 8, bassin de Babadag (Bb); 9, chevauchements; 10, failles importantes; 11, affleurements connus (a); affleurements nouveaux (b); 12, forages.

Institutul Geologic al României

Secţiunile în care a fost identificat microfaciesul cu *Pithonella ovalis* provin din eşantioanele cu inocerami colectate de P a t r u l i u s, în care unul dintre autorii prezentei note (L. S z á s z) a determinat specia *Subprionocyclus normalis* (A n d e r s o n), caracteristică pentru Turonianul superior. Pînă acum nu avem indicaţii asupra prezenţei acestui microfacies şi în nivelele superioare, care ar putea reveni Coniacianului.

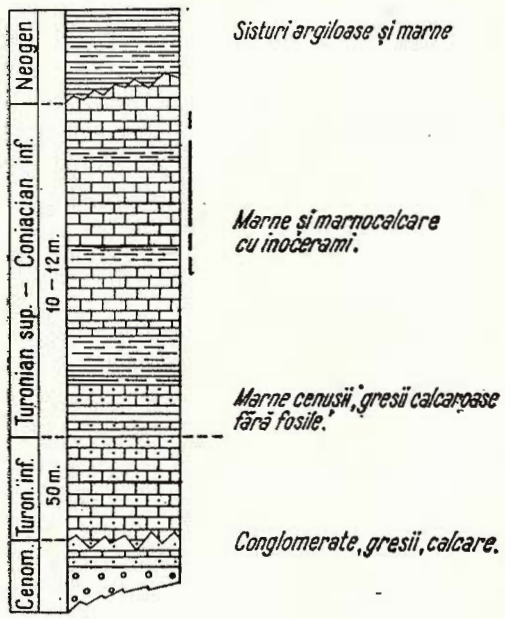


Fig. 2. — Coloană stratigrafică sintetică în munţii Perşani (Valea Cărbunelui — Racoşul de Sus). Linia externă reprezintă repartiţia verticală a microfaciesului cu *Pithonella*.

Coupe lithostratigraphique synthétique dans les Monts Perşani (Valea Cărbunelui — Racoşul de Sus). La ligne de l'extèrieur représente la répartition verticale du microfaciès à *Pithonella*.

Microfaciesul cu *Pithonella* a fost semnalat şi la W de localitatea Ormeniş, pe valea Satului, afluent al văii Oltului, în depozite cu o constituţie litologică asemănătoare cu cea a depozitelor dezvoltate pe pîrîul Cărbunelui, la sud de Racoşul de Sus (fig. 3). Ele apar în două aflorimente, unul situat la nord de dealul Răchitiş şi altul în aval, la est de primul. Depozitele din ultimul afloriment sînt foarte bogate în elemente macrofaunistice (inocerami şi amoniţi) pentru care fapt au fost declarate monument al naturii. În aflorimentul de la nord de dealul Răchitiş microfaciesul cu *Pithonella* este cantonat către partea superioară a succesiunii turonian-coniaciene, în apropiere de limita cu depozitele miocene. Aflorimentul, prins între două falii care îl delimitează de stratele de Sinaia, aparţine, probabil, tot părţii superioare a succesiunii menţionate.

Din ambele aflorimente se cunosc următoarele elemente paleontologice : *Inoceramus sublabiatus*, *I. weissi*, *I. globosus*, *I. schloenbachi*, *I. simionescui*, *I. transylvanicus*, *I. kleini*, *I.* cf. *kiliani*, *I. costellatus*, *I. carpaticus*, *Tellina ürmösensis*, *T.* cf. *semicostata*, *T.* cf. *concentrica*, *T.* cf. *subdecussata*, *Gaudryceras mite*, *Neancyloceras kossmati*, *Damesites*

Institutul Geologic al României

sugata, *Lewisiceras peramplus*, *Cardiaster pseudoitalicus*, *Parapuzosia gaudama*, *Scaphites geinitzi*. Pe baza acestei asociaţii faunistice identificată şi determinată de P a u l i u c (1968), autorul atribuie aceste depozite Turonianului superior-Coniacianului inferior, fără a putea trasa limita dintre ele.

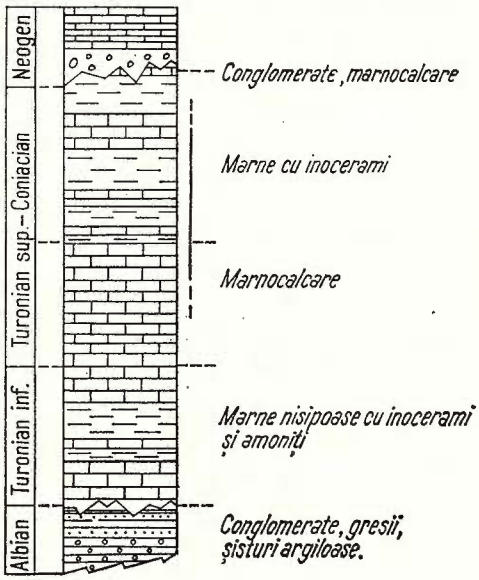


Fig. 3. — Coloană stratigrafică sintetică în munţii Perşani (Valea Satului-Ormeniş). Linia externă reprezintă repartiţia verticală a microfaciesului cu *Pithonella*.

Coupe lithostratigraphique synthétique dans les Monts Perşani (Valea Satului — Ormeniş). La ligne de l'extérieur représente la répartition verticale du microfaciès à *Pithonella*.

În secţiunile subţiri, alături de formele de *Pithonella ovalis* apar spiculi de spongieri, radiolari, *Calcisphaera innominata*, globotruncane bicarenate *(Globotruncana lapparenti tricarinata)*, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Textularia* sp. etc. Ele formează adevărate biomicrite cu *Pithonella*, cu spiculi de spongieri şi radiolari, cu hedbergelle etc. Nivelele cu biomicrite cu *Pithonella ovalis*, în asociaţie cu elementele paleontologice de mai sus ne permit să conchidem că acest microfacies este localizat în intervalul Turonian superior-Coniacian. Menţionăm că în aflorimentul de pe Valea Satului de la nord de dealul Răchitiş, nu am întîlnit acest microfacies în nivelele inferioare, atribuite de către P a u l i u c, Turonianului inferior.

b) *Pînza de Tarcău (= unitatea medio-marginală)*. În cadrul acestei unităţi microfaciesul cu *Pithonella ovalis* a fost identificat către partea bazală a stratelor de Hangu de vîrstă senoniană, dezvoltate în bazinele văilor Moldova şi Bistriţa (A l e x a n d r e s c u et al., 1974).

Prezenta lucrare aduce noi date în legătură cu existenţa microfaciesului cu *Pithonella* şi în alte litofaciesuri ale Cretacicului superior, litofaciesuri care participă, alături de stratele de Hangu (= strate cu Inocerami) la alcătuirea pînzei de Tarcău.

Institutul Geologic al României

Astfel, în profilul văii Covasna, în sectorul situat în amonte de podul de la cariera Şiclău, pînă la confluenţa cu pîrîul Lorinţ precum şi pe afluenţii văii Covasna (pîrîul Horgazu, pîrîul Cheţag etc.) depozitele cretacic-inferioare în faciesul şisturilor negre (= strate de Audia) apar sub forma unui mare „diapir" (anticlinalul Covasna-Şiclău) urmate, pe flancuri, de depozite cretacic-superioare reprezentate prin stratele de Cîrnu-Şiclău şi stratele de Horgazu (B ă n c i l ă , 1955).

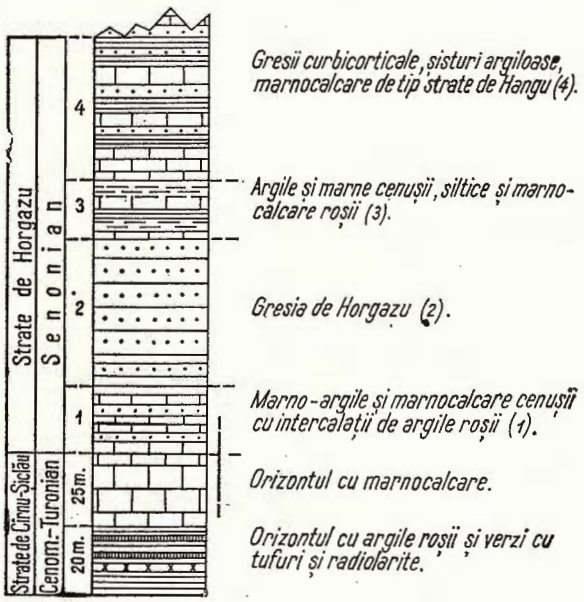


Fig. 4. — Coloană stratigrafică sintetică în pînza de Tarcău (valea Covasna). Linia externă reprezintă repartiţia verticală a microfaciesului cu *Pithonella*.

Coupe lithostratigraphique synthétique dans la nappe de Tarcău (vallée de Covasna). La ligne de l'extérieur représente la répartition verticale du microfaciès à *Pithonella*.

Stratele de Cîrnu-Şiclău (Cenomanian-Turonian) constau dintr-un pachet de argile şi argilite roşii şi verzi, cu tufite şi radiolarite şi un pachet de marnocalcare dispuse în strate subţiri, centimetrice, de 1—5 cm grosime (fig. 4) care comportă intercalaţii cu totul subordonate de şisturi argiloase cenuşii (B ă n c i l ă, 1955). În secţiunile subţiri provenite din marnocalcare, microfaciesul cu *Pithonella ovalis* apare asociat cu *Calcisphaera innominata*, *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti tricarinata*, fragmente de briozoare, prisme de inocerami etc.

În cadrul stratelor de Horgazu (Senonian: B ă n c i l ă, 1955) situate în continuitate de sedimentare cu stratele de Cîrnu-Şiclău, unul din autorii prezentei note (Gr. A l e x a n d r e s c u, date inedite) a rea-

Institutul Geologic al României

lizat o orizontare detaliată, prin separarea următoarelor subdiviziuni litologice: argile marnoase şi marnocalcare cenuşii cu rare intercalaţii de marno-argile roşcate-cărămizii (25—30 m); gresia de Horgazu (80—100 m); argile cenuşii verzui şi roşii (20—25 m); seria flişoidă cu gresii cuarţo-feldspatice, curbicorticale, şisturi argiloase cenuşii şi marnocalcare cenuşii tip strate de Hangu (grosime 350—400 m). Microfauna primelor două subdiviziuni studiate de Jana Ion (1972) include o asociaţie de *Hormosina ovulum gigantea* şi *Uvigerinammina jankoi*, asociaţie care indică Senonianul inferior.

Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* a fost identificat în secţiunile subţiri efectuate în marno-argilele roşcate ale subdiviziunii inferioare situată sub gresia de Horgazu. El ocupă aceeaşi poziţie stratigrafică ca şi cel situat la partea bazală a stratelor de Hangu inferioare din bazinele văilor Moldova şi Bistriţa. După Băncilă (1955), stratele de Hangu inferioare reprezintă un facies mai extern în raport cu stratele de Horgazu, situate mai la interior. Microfaciesul cu *Pithonella* nu a mai fost identificat nici în gresia de Horgazu, nici în argilele roşii şi verzi sau în seria de deasupra lor, cu gresii curbicorticale. Este foarte probabil că momentul de explozie a acestui microorganism este legat de faciesul pelagic cu marnocalcare al stratelor de Cîrnu-Şiclău şi de partea bazală a stratelor de Horgazu, reprezentate de asemenea prin marnocalcare şi argile calcaroase situate sub gresia de Horgazu.

Atribuirea la Turonian a seriei argilelor roşii şi verzi de sub marnocalcarele cu *Pithonella ovalis* se bazează pe faptul că în partea superioară a acestora se află asociaţia biozonei cu *Uvigerinammina jankoi* şi a biozonei cu *Hormosina ovulum gigantea* şi *Nodellum velascoensis*. Prima asociaţie este considerată ca fiind caracteristică Turonianului din flişul carpatic (Geroch et al., 1967; Săndulescu, 1967, 1972; Neagu, 1970; Alexandrescu, Săndulescu, 1973). Acest fapt, ca şi microfauna identificată în partea bazală a stratelor de Horgazu (Săndulescu, 1972) permit atribuirea acestor strate, grosso modo, Senonianului.

În afară de zona Covasna, microfaciesul cu *Pithonella ovalis* a mai fost recunoscut în bazinul văii Bistriţa, la partea superioară a suborizontului cu marnocalcare în plăci, situat deasupra suborizontului cu argile roşii şi verzi, tufite şi radiolarite şi sub stratele de Hangu inferioare. Orizontul cu marnocalcare apare în apropiere de portul Bicaz unde este prins în cîţiva solzi de şisturi negre. Ca şi la Măguricea-Găineşti sau Straja-Potoci, în asociaţie cu microfaciesul cu *Pithonella ovalis* apar şi specii de globotruncane, spiculi de spongieri, radiolari, calcisphaere şi *Heterohelix* sp.

c) *Unitatea cutelor marginale.* Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* a fost semnalat (Micu, 1973) în cadrul acestei unităţi în depozitele situate spre partea inferioară a stratelor de Lepşa de vîrstă senoniană care aflorează în semifereastra Bistriţa.

În semifereastra Vrancei, stratele de Lepşa (Dumitrescu, 1963) stau deasupra stratelor de Tisaru, situate peste depozite cretacic-

Institutul Geologic al României

superioare în faciesul şisturilor negre (= strate de Streiu, Dumitrescu, 1952). Litologic, stratele de Lepşa constau aici dintr-o succesiune ritmică în care predomină marnocalcarele în strate de 1—5 cm grosime; subordonat apar şisturi argiloase cenuşii sau roşietice, siltite, gresii şi conglomerate, constituite preponderent din elemente de şisturi verzi de tip dobrogean.

Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* a fost identificat în mod sporadic în marnocalcare, fără a se putea preciza, pînă în prezent, nivelul în care acest microorganism apare în explozie.

Acest microfacies a fost întîlnit însă destul de abundent în elementele de marnocalcare provenite din stratele de Lepşa şi remaniate în partea bazală a conglomeratelor de Piatra Streiului situate peste stratele de Lepşa şi sub stratele de Caşin (Dumitrescu, 1952, 1963). Aceste elemente caracterizate prin prezenţa microfaciesului cu *Pithonella ovalis* provin din baza stratelor de Lepşa, fapt constatat şi în semifereastra Bistriţei. Ele au rezultat probabil din denudarea unei zone constituită atît din strate de Tisaru cît şi din strate de Lepşa; lor li se adaugă şi numeroase elemente de şisturi verzi de tip dobrogean şi calcare cu tintinnide.

În asociaţie cu *Pithonella ovalis*, în secţiunile subţiri efectuate în elementele de marnocalcare din stratele de Lepşa remaniate în conglomeratele de Piatra Streiului, apar numeroase exemplare de globotruncane (*Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. bulloides*, *G. tricarinata* etc.), precum şi forme de *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., calcisphaere etc.

Atribuirea la Senonian a stratelor de Lepşa din semifereastra Vrancei este argumentată de asociaţii de foraminifere planctonice şi bentonice atribuite zonei cu *Globotruncana bulloides*, zonei cu *Goesella carpathica* şi zonei cu „*Globotruncana stuarti* şi alte conice" (Ion, 1976), precum şi de prezenţa unor fragmente de inocerami cu rază mare de curbură, de tip *Inoceramus salisburgensis* (Dumitrescu, 1963).

B) Dobrogea

Bazinul Babadag. Depozitele dezvoltate în cadrul bazinului Babadag constituie cuvertura atît a orogenului nord-dobrogean cît şi a Dobrogei centrale şi sînt alcătuite, în cea mai mare parte, din sedimente carbonatice de tip epicontinental, la care se adaugă proporţii variabile de materiale clastice terigene sau de precipitare chimică.

Pe baza unei bogate asociaţii macrofaunistice compusă din amoniţi, belemniţi, inocerami şi echinide, depozitele din bazinul Babadag au fost atribuite intervalului Cenomanian-Senonian inferior.

Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* a fost identificat în calcarele ce afloreză atît pe flancul nordic cît şi pe cel sudic al bazinului (fig. 5). El apare în calcarele dezvoltate în apropierea localităţii Caugagia (dealul Bal Bair), în carierele de lîngă intersecţia şoselei Tulcea-Babadag cu cea care duce spre Ceamurlia de Jos, apoi în apropiere de localitatea Atmagea (valea Musafir Culak), la sud de localitatea Horia (dealul Bak Ceair) şi la sud de localitatea N. Bălcescu (dealul Cozu Mare-Movila Fetei).

Institutul Geologic al României

Unul dintre sectoarele în care acest microfacies este bine dezvoltat se află pe flancul estic al dealului Bal Bair, din apropierea localităţii Caugagia. Aici apar calcare alb-verzui care alternează cu calcare grezoase şi gresii calcaroase gălbui ce predomină spre partea superioară a succesiunii unde prezintă frecvente accidente silicioase. Stratele de calcare în care a

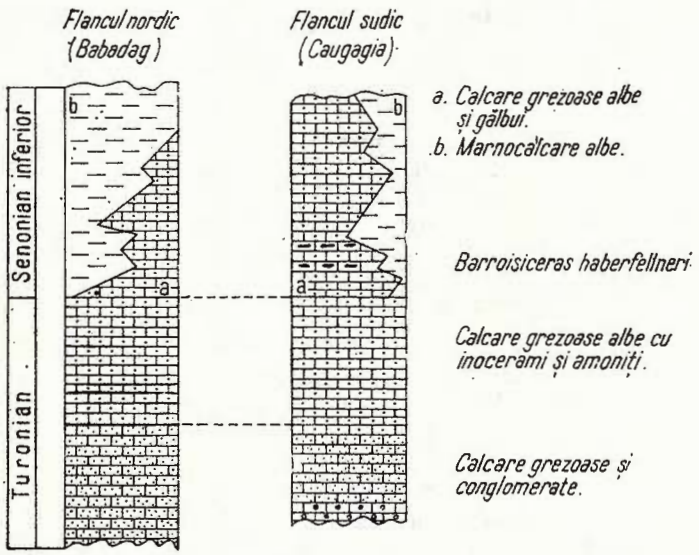


Fig. 5. — Coloană litostratigrafică în bazinul Babadag. Linia externă reprezintă repartiţia verticală a microfaciesului cu *Pithonella*.

Coupe lithostratigraphique dans le bassin de Babadag. La ligne de l'extérieur représente la répartition verticale du microfaciès à *Pithonella*.

fost identificat microfaciesul cu *Pithonella* sînt foarte bogate în macrofaună, mai ales în inocerami *(Inoceramus* ex gr. *schloenbachi*, *I.* ex gr. *deformis*, *I.* ex gr. *inconstans* etc.). Din acelaşi tip de calcare, Macovei (in Macovei, Atanasiu, 1934), apoi Mirăuţă şi Mirăuţă (1964) citează specia *Barroisiceras haberfelneri* Hauer, fosilă de zonă pentru Coniacianul inferior. Această specie a fost regăsită de către unul dintre autorii notei (L. Szász, date inedite) la partea inferioară a stratelor cu inocerami, într-un pachet de calcare foarte bogate în pithonelle. În asociaţie cu macrofauna menţionată şi cu microfaciesul cu *Pithonella ovalis* apar frecvenţi spiculi de spongieri şi foraminifere, mai ales globotruncane.

Este foarte posibil ca în calcarele din carierele de la Atmagea microfaciesul cu *Pithonella* să coboare în Turonian, dar trebuie menţionat în acelaşi timp că în nivelele superioare ale Coniacianului, reprezentate prin

Institutul Geologic al României

calcare marnoase gălbui cu *Peroniceras*, nu se mai întîlneşte acest microfacies.

3. ALTE REGIUNI DIN EUROPA ŞI ASIA ÎN CARE APARE MICROFACIESUL CU PITHONELLA OVALIS

Microfaciesul menţionat a fost recunoscut în numeroase regiuni ale domeniului mesogean şi ale bazinelor epicontinentale din nordul Europei (Cayeux, 1897; Bignot, Lezaud, 1964; Colom et al., 1953; Sujkowski, 1931, 1938; Ksiaszkiewicz, 1956; Nowak, 1963; Borza, 1961, 1969; Radoicić, 1960).

În regiunea caucaziană, microfaciesul cu *Pithonella* a fost identificat în seria de Kemci, dezvoltată în facies de fliş carbonatat în partea sud-estică a Caucazului (Grosheim, Vassoievici, 1960). În secţiunile subţiri efectuate în marnocalcarele seriei de Kemci, în asociaţie cu pithonelle mai apar specii de globotruncane, globigerinelle, gümbelline etc. care, împreună cu alte resturi organice, atestă vîrsta turonian superioară-coniaciană a seriei.

Acelaşi microfacies a mai fost menţionat şi în Daghestanul superior (Andryuschenko, Dolitzkaya, 1975). Dezvoltarea maximă a pithonellelor, caracterizate printr-o formă ovală, are loc în intervalul Turonian-Coniacian, în timp ce în nivelele stratigrafice superioare predomină *Calcisphaera innominata*.

Microfaciesul cu *Pithonella* a fost semnalat de către J. Salaj[3] în depozitele cretacic-superioare din Tunisia unde apare asociat cu alte elemente paleontologice care atestă vîrsta turonian superioară-senonian inferioară pentru depozitele care le conţin.

4. CONCLUZII

Din cele relatate mai sus reiese că microfaciesul cu *Pithonella ovalis* are o largă răspîndire pe teritoriul ţării noastre în Carpaţii Orientali (munţii Perşani, sinclinalul Glodu, pînza şisturilor negre, pînza de Tarcău, unitatea cutelor marginale), precum şi în vorlandul lor şi în bazinul Babadag (Dobrogea).

În munţii Perşani şi în bazinul Babadag depozitele în care se întîlneşte microfaciesul cu *Pithonella* sînt bogat fosilifere (amoniţi, inocerami, foraminifere calcaroase), fiind reprezentate prin faciesuri pelagice cu adaos de material clastic terigen; ele au fost atribuite, pe baze paleontologice, Turonianului superior-Coniacianului.

Faptul că atît în Carpaţi cît şi în bazinul Babadag acest microfacies nu a fost întîlnit la nivele mai înalte ne conduce, implicit, la menţinerea afirmaţiei făcute şi anterior că acest microfacies caracterizează intervalul Turonian superior-Senonian inferior.

[3] J. Salaj, comunicare orală (Bratislava, 26 aprilie 1977).

Institutul Geologic al României

În ipoteza că cercetările ulterioare vor confirma persistența microfaciesului menționat într-un anumit interval stratigrafic și ținînd seama și de răspîndirea sa spațială apreciabilă, microfaciesul cu *Pithonella ovalis* va putea fi considerat în viitor ca un bun reper stratigrafic, mai ales în sedimentele pelagice lipsite de macro- și microfaună sau de alte elemente de corelare.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Săndulescu Jana (1973) Sur l'âge des argiles barriolées de la Nappe de schistes noirs de la vallée de la Moldova (Carpates Orientales). *Stud. cerc. geol., seria Geologie* 2, 18, București.

— Micu M., Szász L. (1974) Pithonella ovalis microfacies from Eastern Carpathians. *Rev. Roum. de Géologie* 18, București.

— Brustur T. (1975) Prezența microfaciesului cu Pithonella ovalis în depozitele de la Glodu (zona transcarpatică). *Stud. cerc. geol. geofiz., seria Geologie*, 20, 2, București.

Andryuschenko A. I., Dolitzkaya I. V. (1975) Distribution of Calcisphaerulidae (Problematica) in Upper Cretaceous deposits of Gornyi Daghestan (northern part) (in russian). *Biull. Mosk. obsci. Ispît. Prirodî ot Geol.*, 5, Moskva.

Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. St. Acad., secția geologie*, VII, 4, București.

— (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.

Bignot G,. Lezaud L. (1964) Contributions à l'étude des Pithonella de la craie parisienne. *Rev. de Micropal.*, 7, 2, Paris.

Borza K. (1961) Das Vorkommen der Stomiosphaera, Cadosina und Pithonella. *Geol. Sbornik Slov. Akad.*, 15, 2, Bratislava.

— (1959) Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Bratislava.

Cayeux L. (1897) Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. *Mém. Soc. Géol. Nord*, 4, 2, Paris.

Colom G., Castany G., Durand-Delga M. (1953) Microfaunes pélagiques (Calpionelles, Fissurines) dans le NE de la Berberie. *Bull. Soc. Géol. de France, série* 6, 3, 4—6, Paris.

Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.* XXIV, București.

— (1963) Date noi asupra structurii flișului miogeosinclinal din munții Vrancei (Carpații Orientali). *Ass. géol. Carp .-Balk., secția* V, III, București.

Filipescu M. G. (1939) Sur la nature et l'âge des dépôts du sousbassement du Sarmatien rencontrés dans le forage de Horodnic (Roumanie). *Bull. Sect. Sc. Acad. Roum.*, XXI, 1—2, București.

Geroch S., Jednorowska A., Ksiazkiewicz M., Liskowa J. (1967) Stratigraphy based upon microfauna in the western Polish Carpathians. *Bull. Inst. Geol.*, 215, Kraków.

Grossheim A. V., Vassoievici B.N. (1960) Experiența studiului variației litologice a depozit lor de fliș. (Opit izucenia litologhiceskoi izmeneivosti flișevîh otlojenii). *Biull. M.O.I.P. otd. gheologhiceskii*, 6, Moscova.

Institutul Geologic al României

Ion Jana (1976) Zones de foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. *D.S. Inst. geol. geof.*, LXII, 4, Bucureşti.

Ksiazkiewicz M. (1956) Jura i Kreda Bachowice. *Rocznik Polsk. Tow. Geol.* 2—3, Kraków.

Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, Bucureşti.

Micu M. (1973) Microfaciesul cu Pithonella ovalis (Kaufmann) în Cretacicul superior din semifereastra Bistriţei (Carpaţii Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LIX, Bucureşti.

Mirăuţă O., Mirăuţă Elena (1964) Cretacicul superior şi fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea). *An. Com. Geol.*, XXXIII, Bucureşti.

Neagu T. (1970) Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valley of the Buzău and Rîul Negru river (Eastern Carpathians). *Mém. Inst. Géol.*, XII, Bucureşti.

Nowak W. (1963) Pithonella ovalis (Kaufmann) dans les Karpates de flysch. *Ann. Soc. géol. de Pologne*, XXXIII, 3, Kraków.

Patrulius D., Chiriac I. (1965) La couverture paléogène-mésozoïque de la plateforme podolo-russe sous les charriages carpathiques. *Carp.-Balk. Geol. Ass.*, VII-th *Congr. Rep.*, part II, 2, Sofia.

Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perşanilor centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *Stud. tehn. econ., seria J*, 4, Bucureşti.

Radoičić R. (1960) Microfaciès du Crétacé et du Paléogène des Dinaride externes de Yougoslavie. *Pal. des Dinarides Youg., ser. A, Micropaléontologie*, Titograd.

Săndulescu Jana (1967) Biostratigraphie et faciès du Crétacé supérieur et du Paléogène de Ţara Bîrsei (résumé français). *D.S. Com. Geol.*, LII, 2, Bucureşti.

Săndulescu Jana (1972) Studiul micropaleontologic şi stratigrafic al flişului cretacic superior-paleogen din regiunea Breţcu-Comandău. *Mem. Inst. Geol.*, XVII, Bucureşti.

Saraiman A., Costea I., Comşa D. (1968) Contribuţii la studiul Cretacicului din Platforma Moldovenească. *An. St. Univ. Iaşi, secţia* II, XIV, Iaşi.

Sujkowski Zb. (1931) Etudes pétrographiques du Crétacé de Pologne, la série de Lublin et sa comparaison avec la craie blanche. *Bull. Serv. Géol. de Pologne*, VI, 3, Varsovie.

— (1938) Les séries de Szipot dans les Karpates polonais orientales. *Trav. Ser. Géol. de Pologne*, III, 2, Varsovie.

ÎNTREBĂRI

Alexandra Morariu: Ce organisme asociate *Pithonellei ovalis* din grupul Calcisphaerulidae Bonet, aţi observat?

Răspuns: Nu ne-am ocupat în mod special de Calcisphaerulidae. Ele sînt asociate formelor de *Pithonella ovalis* împreună cu *Heterohelix*, radiolari şi spiculi de spongieri.

DISCUŢII

Th. Neagu: Este necesar mai întîi să se stabilească corelaţia dintre *Pithonella ovalis* şi litofacies, pentru a se putea preciza dacă sînt legate de un anume tip de rocă, şi apoi să se deducă condiţiile de mediu. În acest fel se va putea evita o eventuală interpretare eronată

Institutul Geologic al României

a vîrstei în roci mai grosiere (gresii etc.) unde remanierea este foarte posibilă şi se va putea preciza adevărata valoare cronostratigrafică a tipului *Pithonella ovalis*.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA DISTRIBUTION DU MICROFACIÈS À PITHONELLA OVALIS DANS LES CARPATES ORIENTALES ET DOBROUDJA

(Résumé)

Le microfaciès à *Pithonella ovalis* est très répandu sur le territoire de notre pays, étant identifié jusqu'à présent dans les Carpates Orientales (Monts Perşani, nappe des schistes noirs, nappe de Tarcău, unité des plis marginaux), dans l'avant-pays de ceux-ci, dans le bassin de Babadag (Dobroudja).

Dans les Monts Perşani et dans le bassin de Babadag les sédiments où apparaît le microfaciès à *Pithonella ovalis* sont représentés surtout par des faciès pélagiques à fragments de matériel clastique et sont caractérisés par la faune riche contenue (ammonites, inocérames, foraminifères calcaires). A partir de cette faune les dépôts où a été identifié le microfaciès en question ont été attribués à l'intervalle turonien supérieur-sénonien inférieur.

Tenant compte des résultats actuels ainsi que de sa distribution spatiale appréciable, le microfaciès à *Pithonella ovalis* pourra être considéré comme un bon repère stratigraphique, surtout pour les sédiments dépourvus de microfaune ou d'autres éléments de corrélation.

EXPLICAŢIA PLANŞELOR

Planşa I

Fig. 1. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi calcisphaere. Monumentul naturii din localitatea Ormeniş.
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et calcisphaeres. Monument de la nature de la localité d'Ormeniş.

Fig. 2. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis*, calcisphere şi *Spiroplectammina*. Idem.
Biomicrite à *Pithonella ovalis*, calcisphaeres et *Spiroplectammina*. Idem.

Fig. 3. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi calcisphere. Idem.
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et calcispheres. Idem.

Fig. 4. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi spiculi de spongieri. Valea Satului-Ormeniş.
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et spicules de spongiaires. Valea Satului-Ormeniş.

Planşa II

Fig. 1. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis*, globotruncane şi spiculi de spongieri. Valea Satului-Ormeniş.

Institutul Geologic al României

Biomicrite à *Pithonella ovalis*, globotruncanes et spicules de spongiaires. Valea Satului-Ormeniş.

Fig. 2. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi *Globotruncana* ex gr. *lapparenti*. Pîrîul Cărbunelui-Racoşul de Sus.
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et *Globotruncana* ex gr. *lapparenti*. Ruisseau du Cărbunelui-Racoşul de Sus.

Fig. 3. — Intrabiomicrit cu *Globotruncana* ex gr. *tricarinata* şi *Pithonella ovalis*. Valea Satului-Ormeniş.
Intrabiomicrite à *Globotruncana* ex gr. *tricarinata* et *Pithonella ovalis*. Valea Satului-Ormeniş.

Fig. 4. — Intrabiomicrit cu *Pithonella ovalis* şi *Globotruncana* ex gr. *lapparenti tricarinata*. Pîrîul Cărbunelui-Racoşul de Sus.
Intrabiomicrite à *Pithonella ovalis* et *Globotruncana* ex gr. *lapparenti tricarinata*. Ruisseau du Cărbunelui-Racoşul de Sus.

Planşa III

Fig. 1. — Biomicrit cu *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. şi *Pithonella ovalis* din orizontul cu marno-calcare (strate de Cîrnu-Şiclău). Valea Covasnei.
Biomicrite à *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. et *Pithonella ovalis* de l'horizon à marno-calcaires (couches de Cîrnu-Şiclău). Vallée de Covasna.

Fig. 2. — Intrabiomicrit cu *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. Idem.
Intrabiomicrite à *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. Idem.

Fig. 3. — Intrabiomicrit cu *Pithonella ovalis* (sporadic) şi radiolari calcitizaţi. Baza stratelor de Horgazu. Valea Covasnei.
Intrabiomicrite à *Pithonella ovalis* (sporadiquement) et à radiolaires calcitisés. Base des couches de Horgazu. Vallée de Covasna.

Fig. 4. — Biomicrit cu *Heterohelix* şi *Pithonella ovalis*. Pîrîul Polocu I, valea Horgazu. Covasna.
Biomicrite à *Heterohelix* et *Pithonella ovalis*. Ruisseau de Polocu I, vallée de Horgazu. Covasna.

Fig. 5. — Intrabiosparit cu *Textularia* sp. din orizontul cu marnocalcare (strate de Cîrnu-Şiclău). Portul Bicaz.
Intrabiosparite à *Textularia* sp. de l'horizon à marnocalcaires (couches de Cîrnu-Şiclău). Port de Bicaz.

Planşa IV

Fig. 1. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi calcisphaere din baza stratelor de Horgazu. Pîrîul Horgazu-Covasna.
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et calcisphaeres de la base des couches de Horgazu. Ruisseau de Horgazu-Covasna.

Fig. 2. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi calcisphaere din baza stratelor de Horgazu. Pîrîul Horgazu-Covasna.
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et calcisphaeres de la base des couches de Horgazu. Ruisseau de Horgazu-Covasna.

Institutul Geologic al României

Fig. 3. — Intrabiomicrit cu *Pithonella ovalis*. Stratele de Cîrnu-Şiclău. Portul Bicaz.
Intrabiomicrite à *Pithonella ovalis*. Couches de Cîrnu-Şiclău. Port de Bicaz.

Fig. 4. — Intrabiomicrit cu *Globotruncana* sp. (secţiune ecuatorială). Strate de Cîrnu-Şiclău. Portul Bicaz.
Intrabiomicrite à *Globotruncana* sp. (section équatoriale). Couches de Cîrnu-Şiclău. Port de Bicaz.

Fig. 5. — Biomicrit cu *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. şi calcisphaere. Strate de Cîrnu-Şiclău. Valea Covasnei.
Biomicrite à *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. et calcisphaere. Couches de Cîrnu-Şiclău. Vallée de Covasna.

Fig. 6. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi calcisphaere. Strate de Lepşa. Valea Putnei-Vrancea.
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et calcisphaeres. Couches de Lepşa. Vallée de Putna-Vrancea.

Fig. 7. — Intrabiomicrit cu *Pithonella ovalis*, calcisphaere şi spiculi de spongieri. Bazinul Babadag (Dobrogea).
Intrabiomicrite à *Pithonella ovalis*, calcisphaeres et spicules de spongiaires. Bassin de Babadag (Dobroudja).

Planşa V

Fig. 1. — Intrabiomicrit cu *Globotruncana* sp. (secţiune ecuatorială). Bazinul Babadag (Dobrogea).
Intrabiomicrite à *Globotruncana* sp. (section équatoriale). Bassin de Babadag (Dobroudja).

Fig. 2. — Intrabiomicrit cu *Globotruncana* sp. ex gr. *tricarinata*. Idem.
Intrabiomicrite à *Globotruncana* sp. ex gr. *tricarinata*. Idem.

Fig. 3. — Intrabiomicrit cu *Pithonella ovalis*, calcisphaere şi spiculi de spongieri. Idem.
Intrabiomicrite à *Pithonella ovalis*, calcisphaeres et spicules de spongiaires. Idem.

Fig. 4. — Intrabiomicrit cu spiculi de spongieri, calcisphaere şi *Pithonella ovalis*. Idem.
Intrabiomicrite à spicules de spongiaires, calcisphaeres et *Pithonella ovalis*. Idem.

Fig. 5. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis* şi spiculi de spongieri. Două Cantoane. Bazinul Babadag (Dobrogea).
Biomicrite à *Pithonella ovalis* et spicules de spongiaires. Două Cantoane. Bassin de Babadag (Dobroudja).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 43—61.

4. STRATIGRAFIE

Project 58 : Mid-Cretaceous events

NOUVELLES DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES (PALYNOLOGIQUES ET MICROPALÉONTOLOGIQUES) CONCERNANT LES SCHISTES NOIRS ET LES ARGILES BARIOLÉES DES CARPATES ORIENTALES [1]

PAR

EMANUEL ANTONESCU [2], JANA ION [2], GRIGORE ALEXANDRESCU [2]

Abstract

New biostratigraphic (palynological and micropaleontological) data on black shales and variegated clays from East Carpathians. Palynological and micropaleontological studies carried out on the northern part of the East Carpathians established the following new data : 1) The shaly complex with lydites includes also in its upper part Middle Albian identified within the Audia Nappe on the basis of the palynological assemblage with *Stephodinium coronatum* ; 2) The palynological assemblages with *Hexagonifera chlamidata* and *Carpodinium obliquicostatum* of Upper Albian age (Inflatum zone) occur in the silicified sandstone complex of the Audia Nappe ; 3) The Vraconian was identified within the Audia and Tarcău Nappes at the terminal part of the silicified sandstone complex on the basis of the palynological assemblage with *Ovoidinium verrucosum verrucosum* and *Pseudoceratium dettmannae*, and also of the beginning of the *Haplophragmoides gigas minor — Plectorecurvoides alternans* interval-zone ; 4) In the lower part of the variegated clays of the Audia and Tarcău Nappes the Vraconian is represented by the palynological assemblage with *Ovoidinium verrucosum verrucosum* and *Pseudoceratium dettmannae* whereas the upper part of the Vraconian was recognized on the basis of *Rotalipora* ex gr. *appenninica* and *Parahibolites tourtiae* ; 5) The Vraconian of the Audia and Tarcău Nappes — the upper part of the glauconitic sandstone and lower part of the variegated clays respectively, can be palynologically correlated with the Cambridge Greensand and the Brienne Marls, and micropaleontologically with the lower part of the variegated clays overlying the Şipote Beds and Spass Beds from Ucraina.

[1] Reçu le 6 Mai 1977, accepté le 22 Mai 1977, présenté à la séance du 3 Juin 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

I. INTRODUCTION

La présentation des premiers résultats des études palynologiques et micropaléontologiques effectués dans les schistes noirs c'est l'objet du présent ouvrage. Rappelons qu'un premier ouvrage palynologique concernant les schistes noirs de la région de Bicaz avait déjà mis en évidence la richesse en matériel palynologique de ces dépôts (B a l t e ş, 1965), attestant les âges établis antérieurement.

Il faut mentionner que les schistes noirs sont propices aux recherches palynologiques, étant extrêmement riches tant en microflore marine qu'en microflore continentale. L'abondance en palynomorphes fait que les données obtenues soient fort intéressantes, réussisant à mettre en évidence les associations caractéristiques palynologiques qui nous permettent de préciser l'âge de ces dépôts. D'ailleurs, dans cet ouvrage, quand on a élaboré les listes palynologiques on a seulement considéré les genres et les espèces de dinoflagellés qui présentent un intérêt stratigraphique, et on n'a pas mentionné les espèces (spores, pollen et dinoflagellés) à distribution stratigraphique plus grande.

En ce qui concerne le contenu en foraminifères, les recherches effectuées jusqu'à présent (G r i g o r e ş c u, 1971), à vrai dire, seulement dans quelques endroits de l'aire de distribution de cette formation, ont démontré que les schistes noirs contiennent un nombre réduit de ces organismes, en particulier des foraminifères planctoniques.

Pour le moment, nous avons prêté une attention plus grande à la partie supérieure des schistes noirs, étudiant systématiquement trois coupes situées à la limite d'entre le complexe des grès glauconitiques silicifiées avec les argiles bariolées. Les coupes en question (fig. 1) sont celles de la vallée Omul Mort auprès de Slătioara-Gemenea, de la vallée de Corlăţeni auprès de Cîmpulung Moldovenesc (nappe d'Audia, planche 6) et de la vallée de Măguricea-Găineşti (nappe de Tarcău, planche 7). La recherche a eu comme but la détermination de l'âge de la partie supérieure du complexe des grès glauconitiques silicifiés, l'examination du contenu palynologique de la partie inférieure des argiles bariolées, daté déjà a partir des foraminifères comme appartenant au Vraconien (A l e x a n d r e s c u, J a n a S ă n d u l e s c u, 1973; J a n a I o n, 1975), aussi bien que la corrélation des données palynologiques avec celles micropaléontologiques sur cet intervalle stratigraphique.

Egalement, on a effectué des analyses palynologiques isolées sur les dépôts du complexe des grès glauconitiques silicifiés de la nappe de Tarcău — l'affleurement près du motel „Cristina" en amont du barage de Bicaz (fig. 1) — et de la nappe d'Audia, à Secu, sur la rive du lac de Bicaz (fig. 1); le contenu en foraminifères a été aussi mis en évidence par des échantillons recueillis isolement de la coupe de la vallée du Frasin — Suha Mare et de la vallée du Largului — de la nappe de Tarcău — des niveaux inférieurs des argiles bariolées (fig. 1).

A titre informatif, on a étudié palynologiquement le complexe schisteux à lidiennes et à concrétions calcaires de l'affleurement d'Audia, le long de la chaussée de Poiana Teiului-Bicaz (fig. 1).

Institutul Geologic al României

Mentionnons encore que la partie inférieure des schistes noirs — les dépôts du complexe à roches sidéritiques n'a pas été incluse dans nos recherches.

Puisque, à la suite de nos recherches on a mis en évidence le Vraconien (palynologiquement et micropaléontologiquement) à la partie supérieure du complexe des grès glauconitiques silicifiés, nous présenterons plus loin quelques considérations sur les connaissances actuelles concernant la stratigraphie des schistes noirs.

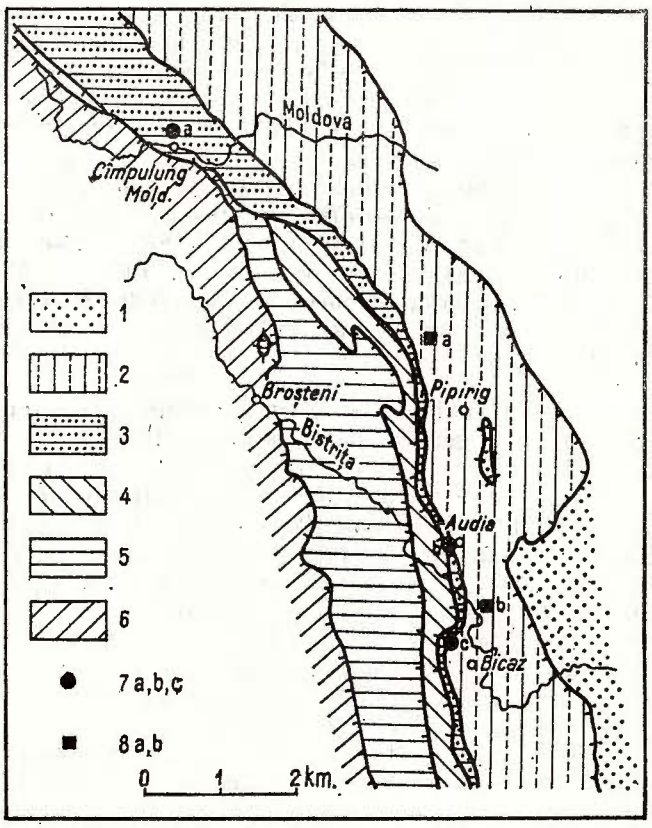


Fig. 1. — Schéma partiel du flysch des Carpates Orientales, avec les points de prélèvement des échantillons (selon la carte de l'Inst. de Géol. et Géoph., échelle au 1 : 1.000.000^{e}). 1, unité des plis marginaux ; 2, nappe de Tarcău ; 3, nappe des schistes noires (= Audia) ; 4, nappe du flysch curbicortical ; 5, nappe de Ceahlău ; 6, zone cristallino-mésozoïque ; 7, points de prélèvement de la nappe d'Audia ; 7 a, ruisseau Corlăţeni ; 7b, la route Bicaz-Audia ; 7c, ruisseau Odăii-Secu ; 8, points de prélèvement de la nappe de Tarcău ; 8a, ruisseau Măguricea-Găineşti ; 8b, la route Bicaz-Audia, près de motel Cristina.

II. ETAPE ACTUELLE DES CONNAISSANCES SUR LA STRATIGRAPHIE DES SCHISTES NOIRS

Dans la nappe d'Audia et la nappe de Tarcău les schistes noirs représentent la plus ancienne formation.

L'âge des schistes noirs a soulevé beaucoup des controversés. Ils ont été attribués par nos chercheurs à divers intervalles chronostratigraphiques appartenant dès l'Oligocène au Crétacé inférieur.

Institutul Geologic al României

Dans le cadre des schistes noirs, dans les nappes d'Audia et de Tarcău on a séparé (Filipescu et al., 1952; Băncilă, 1955) trois unités lithostratigraphiques : le complexe à roches sidéritiques, le complexe schisteux à lidiénnes et à concrétions calcaires, le complexe des grès glauconitiques silicifiées.

a) **Le complexe à roches sidéritiques** est constitué d'une alternance rythmique de schistes argileux noirs ou gris, d'argilites noires, d'arénites (quartzeuses ou calcaires), de marnocalcaires ou de péleosidérites à épaisseurs de 10 à 60 cm. Dans la nappe d'Audia l'épaisseur de ce complexe est d'environ de 500 à 800 m, dans la région septentrionale du pays (les vallées de Suceava et de Moldova) et diminue peu à peu vers le sud, à presque 150—180 m (vallées de Bistriţa et de Covasna); dans la nappe de Tarcău, l'épaisseur de ce complexe diminue visiblement, étant souvent laminé tectoniquement.

Les dépôts du complexe à roches sidéritiques ont fourni les suivants restes fossiles : *Breistrofferella castellanensis* (d'Orb.), *Neocomites neocomiensis* d'Orb. (Herbich, 1878), *Pseudothurmannia angulicostata* (d'Orb.) (Filipescu et al., 1955, in Filipescu et Grigorescu, 1966), *Hedbergella infracretacea* Glaesn, *H. hauterivica* (Subb.) (Grigorescu, 1971). Ils indiquent la présence du Hauterivien-Barrémien.

b) **Le complexe schisteux à lidiennes et à concrétions calcaires** est caractérisé en général par une alternance rythmique de schistes argileux noirs, de siltites et d'arénites (quartz-arénites et protoquartzites) et particulièrement par la présence des intercalations de lidiennes et concrétions calcaires (sphéroïdales ou ellipsoïdales). Dans quelques niveaux (vallée de Suha Mică-Găineşti) de ce complexe on a trouvé des accumulations nombreuses d'éléments verts de type dobrogéen ainsi que des brèches sédimentaires à éléments de roches granitoïdes. L'épaisseur du complexe est de 200—250 m dans la vallée de Suceava et dans la vallée de Moldova et diminue peu à peu vers le sud atteignant 180—200 m dans la vallée de Bistriţa, la vallée du Trotuş, la vallée de Covasna, la vallée du Buzău.

Les éléments paléontologiques identifiés dans les roches de ce complexe sont représentés par : *Cheloniceras (Procheloniceras)* sp. (Băncilă et Agheorghiesi, 1964), *Cheloniceras seminodosus* (Sinz.) (Lonesi, 1971), *Ancyloceras* cf. *matheronianum* d'Orb. (Agheorghiesi et al., 1965), *Hamites* sp., *Acanthohoplites* aff. *laticostatus* (Nicolaescu et al., 1968), *Anahoplites mantelli* Spath (Marinescu, 1962), *Neohibolites aptiensis* var. *strombeckiformis* Stoll., *N. strombecki* Mull., *N.* aff. *strombecki* Mull. (Filipescu et al., 1952). La présence de ces éléments paléontologiques ainsi que la continuité de sèdimentation avec les dépôts sousjacents ont constitué des arguments pour attribuer l'âge aptien-albien inférieur à ce complexe.

c) **Complexe des grès glauconitiques silicifiées.** Les schistes noirs de ces deux unités structurales (nappe d'Audia et nappe de Tarcău)

Institutul Geologic al României

s'achèvent par une séquence typique de flysch constituée d'une alternance d'arénites silicifiées et de schistes argileux noirs et verdâtres. Localement, il y a des niveaux de brèches sédimentaires (Stulpicani, Găinești, Covasna, Zagon) qui outre le quartz, le feldspath et les fragments de roches granitoïdes (monzonites, granodiorites, siénogranites, etc.) contiennent encore des éléments verdâtres de type dobrogéen. L'épaisseur de ce complexe est d'environ 150—180 m.

Par rapport à ces deux premiers complexes, ce complexe nous a fourni un nombre réduit de restes paléontologiques à savoir : *Neohibolites minor* Stolley (Filipescu et al., 1952), *N. minimus* List. (Filipescu et al., 1952 ; I. Marinescu, 1962) identifiés dans les brèches sédimentaires de la base du complexe, et *Inoceramus* sp. (Marinescu, 1962). Ils attestent la présence de l'Albien dans ce complexe.

Mentionnons que dans les schistes noirs de l'Unité des plis marginaux de la semifenêtre de Bistrița on a trouvé des ammonites, appartenant à la zone à *Leymeriella tardefurcata* de l'Albien inférieur (T. Joja et al., 1970).

La macrofaune identifiée jusqu'à présent n'a pas réussi à fournir assez d'éléments qui pourraient confirmer la présence des dépôts plus anciens que le Hauterivien, ni à donner une image claire sur la valeur chronostratigraphique de la limite supérieure du complexe des grès glauconitiques silicifiés. Donc, la détermination de la valeur chronostratigraphique de la limite inférieure et supérieure de la série des schistes noirs reste en continuité un problème à étudier. C'étaient seulement Filipescu et al. (1952) qui considéraient, sans preuves paléontologiques, que le complexe des grès glauconitique comprenait aussi le Vraconien. Il est aussi évident que ni les limites d'entre les complexes n'ont été précisément établies, les faunes trouvées jusqu'à présent étant isolées et ne recouvrant pas toute leur épaisseur ; on n'a pas identifié une macrofaune aux limites d'entre les complexes et dans la majorité des cas on ne connaît pas la position exacte du point fossilifère du cadre dans le complexe respectif.

III. NOUVELLES DONNÉES BIO- ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES CONCERNANT LES SCHISTES NOIRS ET LES ARGILES BIGARÉES

A) Complexe schisteux à lidiennes et à concrétions calcaires

Les dépôts de ce complexe ont été étudiés jusqu'à présent seulement à titre d'information du point de vue palynologique, à Audia, dans l'affleurement longeant la chaussée de Poiana Teiului-Bicaz (nappe d'Audia). De cet affleurement retenons un seul échantillon palynologique (7896/3512) dont le contenu est plus caractéristique :

Carpodinium granulatum Cookson & Eisenack, 1962
Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti (Valensi) Davey, 1970
Cribroperidinium orthoceras (Eisenack) Sarjeant, 1966
Cyclonephelium distinctum Deflandre & Cookson, 1955

Institutul Geologic al României

Florentinia mantelli (Davey & Williams) Davey & Verdier, 1973
Odontochitina operculata (O. Wetzel) Deflandre, 1946
Oligosphaeridium complex (White) Davey & Williams, 1966
Ovoidinium scabrosum (Cookson et Hughes) Davey, 1970
Stephodinium coronatum Deflandre, 1936

De cette association, l'élément le plus intéressant vu l'âge des dépôts est *Stephodinium coronatum*, genre qui selon Davey et Verdier (1973) et Verdier (1975) apparaît pendant l'Albien moyen (zone à *Lyelli*). Bien que les exemplaires de cette espèce sont assez rares, ils constituent en tout cas un argument pour l'âge albien moyen du complexe schisteux à lidiennes d'Audia. Certainement, cet argument n'est assez convaincant, parce qu'il ne s'agit pas d'une association qui indique l'Albien moyen mais une seule espèce. Nottons que tant que cette espèce sera considérée comme débutant dans l'Albien moyen et représentant un argument pour attester cet âge, nous considérerons sa présence représentant un indice pour l'âge albien moyen de la partie supérieure du complexe schisteux à lidiennes.

Un autre argument attestant cet âge est l'espèce *Anahoplites mantelli* Spath identifiée dans la région de la vallée de Dămăcuşa Zagon (Marinescu, 1962).

En conclusion, nous pouvons affirmer à partir de l'espèce *S. coronatum* et *A. mantelli* que l'âge de ce complexe comprend aussi l'Albien moyen.

B) Complexe des grès glauconitiques silicifiés

1. *Albien supérieur (zone à Inflatum)*

Les données palynologiques les plus intéressantes au sujet de la présence de l'Albien supérieur (zone à *Inflatum)* ont été identifiées dans des dépôts provenant de la partie inférieure d'un pli-écaille, représentés par des grès glauconitiques de l'embouchure du ruisseau Odăii-Secu, près de la rive du lac de Bicaz, où un échantillon (7988/3590) contient :

Carpodinium obliquicostatum Cookson & Hughes, 1964
Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti
Deflandrea echinoidea (Cookson & Eisenack) Habib, 1974
Fromea amphora Cookson & Eisenack, 1958
Gonyaulacysta cassidata (Cookson & Eisenack) Sarjeant, 1966
Hexagonifera chlamidata (Cookson & Eisenack) 1962
Hystrichodinium voigti (Alberti) Clarke & Verdier, 1967
Leiofusa cf. *bernesaga* Cramer, 1964
Lithosphaeridium conispinum Davey & Verdier, 1973
Microdinium setosum Sarjeant, 1966
Odontochitina operculata

Institutul Geologic al României

Ovoidinium scabrosum
Stephodinium coronatum

Conformément aux recherches effectuées dans l'Albien moyen du bassin du Paris (Davey et Verdier, 1971, 1973; Verdier, 1975) et du sud de la France (Rosans — Col de Palluel; Davey & Verdier, 1973) une série de dinoflagellés présentent une importance dans la définition de l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*), elles apparaissant dans ce niveau. Il s'agit des espèces *Hexagonifera chlamidata*, *Lithosphaeridium siphoniphorum*, *L. conispinum*, *Apteodinium grande*, *Carpodinium obliquicostatum*. En ce qui concerne nos recherches, les espèces *H. chlamidata*. *C. obliquicostatum* et *L. conispinum* constituent un argument pour la présence de l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*) dans la partie inférieure des grès glauconitiques silicifiées de l'embouchure du ruisseau de Odăii-Secu dans le lac d'accumulation de Bicaz.

Toujours dans la nappe d'Audia, dans la coupe de la vallée de Corlăţeni près de Cîmpulung Moldovenesc, on a aussi mis en évidence une association albienne supérieure. Sur cette coupe à la partie supérieure du complexe, à 10 m environ d'épaisseur stratigraphique plus bas de la limite avec des argiles bariolées, la lithologie du complexe change. C'est ici qu'apparaissent fréquemment des argiles vertes en alternance avec les argiles noires, et les grès glauconitiques se présentent en couches minces. Dans les échantillons 5431/97A, 4532/98A, 5434/99A, 4535/100A, 4536/101A; apparaît une association tenant une composition relativement uniforme (pl. I) qui comprend :

Apteodinium grande Cookson & Hughes, 1964
Astrocysta cretacea (Pocock) Davey, 1970
Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti
Cleistosphaeridium heteracanthum (Deflandre & Cookson) Davey, Sarjeant & Williams, 1966
Cleistosphaeridium polypes polypes (Cookson & Eisenack) Davey, 1969
Gonyaulacysta edwardsi (Cookson & Eisenack) Davey et Williams, 1966
Cyclonephelium distinctum
Deflandrea limpida Singh, 1971
Exochosphaeridium pseudhystrichodinium (Deflandre) Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966
Florentinia mantelli
Gonyaulacysta cassidata
Hystrichosphaeridium tubiferum (Ehrenberg) Davey & Williams, 1966
Odontochitina operculata
Oligosphaeridium complex
Ovoidinium scabrosum
Stephodinium coronatum
Spiniferites ramosus reticulatus (Davey & Williams) Sarjeant, 1970

Institutul Geologic al României

Dans ce type d'association, les espèces *Lithosphaeridium siphoniphorum* et *Apteodinium grande*, connues dans le bassin du Paris ainsi que dans d'autres régions (D a v e y et V e r d i e r, 1973; V e r d i e r, 1975) comme apparaissant au niveau de l'Albien supérieur (zone à *Inflatum)*, sont les plus intéressantes. A partir de celles-ci nous attribuons l'âge albien supérieur à l'intervalle comprenant les échantillons 4531/97 A et 4536/101A du complexe des grès glauconitiques (pl.I). Deux autres espèces semblent extrêmement intéressantes pour les corrélations régionales étant des présences constantes dans l'Albien supérieur (zone à *Inflatum) — Ovoidinium scabrosum* et le groupe *Deflandrea limpida* + *Deflandrea echinoidea*. Comme on verra plus loin, jusqu'à présent, dans le Vraconien de la région étudiée, *O. scabrosum* sera totalement remplacée par *O. verrucosum verrucosum*, ce changement marquant le début du Vraconien.

Dans la nappe de Tarcău les données palynologiques concernant la présence de l'Albien supérieur dans le complexe des grès glauconitiques silicifiés sont similaires.

Un premier endroit où l'Albien supérieur pourrait exister c'est l'affleurement près du motèl „Cristina" longeant la chaussée de Poiana Teiului-Bicaz où on a rencontré (échantillon 7899/3517) une association contenant :

Cribroperidinium orthoceras
Cyclonephelium distinctum
Deflandrea echinoidea (C o o k s o n & E i s e n a c k) H a b i b, 1974
Ovoidinium scabrosum

à côté d'autres genres et espèces.

Aucune des espèces qui marquent l'Albien supérieur n'a pas été identifiée, mais la grande fréquence dans l'association des espèces *Deflandrea echinoidea* (espèce presque identique à *D. limpida)* et *Ovoidinium scabrosum* nous portent à croire que les dépôts respectifs pourraient appartenir à cet intervalle.

Sur la vallée de Măguricea-Găinești dans la coupe où nous avons identifié le Vraconien, sous le niveau où apparaît pour la première fois l'association de cet intervalle stratigraphique il y a un espace de 15 m sans microflore et au-dessous de celui-ci (pl. II) sur une épaisseur stratigraphique d'environ 30 m dans le complexe des grès glauconitiques, il y a un niveau où apparaît (échantillon 4640/161 A) l'association à : *Lithosphaeridium siphoniphorum, Stephodinium coronatum, Deflandrea limpida, Ovoidinium scabrosum*, qui indique l'Albien supérieur (zone à *Inflatum).*

2. *Vraconien (zone Blancheti-zone Dispar)*

On a pu mettre en évidence le Vraconien à partir des données palynologiques et micropaléontologiques — dans le complexe des grès glauconitiques silicifiés — dans la nappe d'Audia et seulement à partir des données palynologiques dans la nappe de Tarcău.

Institutul Geologic al României

a) Données palynologiques. Dans la nappe d'Audia sur la coupe de la vallée de Corlăţeni, dans les derniers 5 m d'épaisseur stratigraphique du complexe des grès glauconitiques jusqu'à la limite avec les argiles bariolées (pl. I) — où il y a des alternances d'argiles vertes à argiles noires et grès glauconitiques silicifiés et micafères dans des couches minces (10—30 cm) — dans les séquences fines du complexe, dans deux échantillons 4537/102A et 4542/103A, outre d'autres genres et espèces, on a mis en évidence la suivante association :

Achomosphaera ramulifera (Deflandre) Evitt, 1963
Achomosphaera sp.
Achomosphaera sagena Davey & Williams, 1966
Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti
Cleistosphaeridium polypes polypes
Cleistosphaeridium polypes clavulum
Gonyaulacysta edwardsi
Exochosphaeridium phragmites Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966
Odontochitina operculata
Oligosphaeridium complex
Ovoidinium verrucosum verrucosum (Cookson & Eisenach) Davey & Verdier, 1973
Palaeohystrichophora cf. *infusorioides* Deflandre, 1935
Pseudoceratium dettmannae Cookson & Hughes, 1964
Stephodinium coronatum

Les recherches effectuées dans le bassin Saint Florentin (dans le stratotype de la Vraconne — ou La Vraconnaz — la microflore faisant défaut) dans le sud de la France, à Col de Palluel-Rosans dans la région vocontienne (Davey, Verdier, 1973) ont relevé qu'un nombre de genres et d'espèces parmi lesquelles *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Achomosphaera sagena*, *Microdinium ornatum* débutent dès le Vraconien, alors que les espèces *Ovoidinium verrucosum verrucosum* et *Pseudoceratium dettmannae* sont caractéristiques au Vraconien, étant rencontrées seulement dans l'intervalle des zones Blancheti et Dispar. Ces espèces ont été aussi signalées dans la formation „Tourtia" du nord de la France, dans la base du Cénomanien inférieur ; s'agissant pourtant d'une formation conglomératique on essaie de résoudre le problème de la possibilité du remaniement de ces espèces. Ainsi, en ce qui concerne la microflore, le Vraconien peut être caractérisé seulement en ensemble, puisqu'on ne peut pas séparer le Vraconien inférieur de celui supérieur. Donc vu la présence des espèces *O. verrucosum verrucosum*, *P. dettmannae* et *P. infusorioides*, nous attribuons au Vraconien les derniers 5 m du complexe des grès glauconitiques du ruisseau Corlăţeni.

Dans la nappe de Tarcău dans le complexe des grès glauconitiques de la vallée de Măguricea, l'association vraconienne à *Ovoidinium verrucosum verrucosum* et *Pseudoceratium dettmannae* a été mise en évidence dans les dernier 8 m d'épaisseur stratigraphique, jusqu'à la limite avec les argiles

Institutul Geologic al României

bariolées. Les échantillons 4641/106A, 4643/108A, 4644/109A, comprennent :

Canningia minor Cookson & Hughes, 1964
Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti
Cleistosphaeridium polypes clavulum
Gonyaulacysta cassidata
Lithosphaeridium siphoniphorum
Microdinium cf. *ornatum* Cookson & Eisenack, 1966
Oligosphaeridium complex
Ovoidinium verrucosum verrucosum
Pseudoceratium dettmannae
Stephodinium coronatum

Comme on verra plus loin, tenant compte des données palynologiques, on a mis en évidence le Vraconien dans la vallée de Măgurícea et dans la base de la série des argiles bariolées ; de sorte que sur cette coupe le Vraconien a pu être mis en évidence vers la partie terminale du complexe des grès glauconitiques silicifiés aussi bien qu'à la base des argiles bariolées.

b) Données micropaléontologiques. Parmi les coupes étudiées dans la nappe d'Audia dans le complexe des grès glauconitiques silicifiés, seulement la coupe de la vallée de Corlăţeni (Cîmpulung Moldovenesc) nous a offert jusqu'à présent un matériel micropaléontologique à valeur chronostratigraphique. Sur cette coupe (pl. I) dans la partie finale du complexe des grès glauconitiques silicifiés, où on a mis en évidence l'association vraconienne de dinoflagellés, nous avons identifié une association a :

Plectorecurvoides alternans Noth
Plectorecurvoides irregularis Geroch
Haplophraghmoides gigas minor Nauss
Thalmannammina neocomiensis Geroch
Thalmannammina subturbinata (Grzybowski)
Thalmannammina recurvoidiformis Neagu et Tocorjescu
Thalmannammina meandertornata Neagu & Tocorjescu
Recurvoides imperfectus (Hanzlikova)
Trochammina globigeriniformis (Jones & Parker)
Trochamminoides lituiformis (Brady)
Hormosina ovulum ovulum (Grzybowski)
Hormosina ovulum crassa Geroch
Glomospira charoides (Jones & Parker)
Glomospira gorayskii (Grzybowski)
Saccammina complanata (Franke)
Ammodiscus div. sp.

qui appartient à la zone d'agglutinantes *Plectorecurvoides alternans* et *Haplophragmoides gigas minor* d'âge vraconien-cénomanien.

Cette zone (dont le contour a été tracé pour la première fois en 1967 Jana Săndulescu, dans les dépôts de la région de la vallée de

Institutul Geologic al României

Caşin et dans la région de Cernatu-Dalnic de la nappe du flysch curbicortical y compris la zone de sédimentation de Bobu) a été définie (fide Intervalle — zone *Haplophragmoides gigas minor*, *Plectorecurvoides alternans*, *Recurvoides imperfectus*, *Glomospira irregularis*; Jana Ion,1975[3], 1976), comme représentant l'intervalle depuis la disparition de l'espèce *Haplophragmoides concavus* (Chapman) jusqu'à l'apparition de l'espèce *Uvigerinammina jankoi* Majson; l'association d'agglutinants comprise dans cet intervalle diffère de celle de la zone *Haplophragmoides concavus*, *H. gigas minor*, *Plectorecurvoides alternans*, d'âge albien supérieur (zone Inflatum) surtout par la manque des espèces *H. concavus* (Chapman) et *H. chapmani* Crespin. Dans les régions susmentionnées, qui sont des régions à coupes type pour cette zone, son début qui est aussi le début du Vraconien, est représenté par les premières couches à *Aucellina gryphaeoides* (Sow.) et *Inoceramus concentricus* Parker, où n'existe plus *H. concavus* (Chapman), apparaît l'espèce crétacée supérieure *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss) et persiste *H. gigas minor* Nauss, *P. alternans* Noth, *R. imperfectus* (Hanzlikova), *Glomospira irregularis* (Grzybowski). Plus haut, dans la succession stratigraphique, jusqu'à l'apparition de l'espèce *U. jankoi*, qui marque le début du Turonien — l'association de cette zone a été rencontrée dans les couches vraconiennes supérieures à *Stoliczkaia dispar* d'Orb. et *S. notha* Selley et dans les couches cénomaniennes où l'espèce *Tritaxia gaultina* est très répandue et l'espèce *Rotalipora brotzeni* (Sigal) apparaît, suivie par l'apparition de l'espèce *Tritaxia carinata* (Neagu) et de la faune cenomanienne supérieure à *Inoceramus* cf. *tenuis* Mantell et *Neitheia quinquecostata* Sow.

Nous considérons que l'association de la partie terminale du complexe des grès glauconitiques silicifiés du ruisseau Corlăţeni indique la partie inférieure de l'intervalle occupé par la zone *Haplophragmoides gigas minor* et *Plectorecurvoides alternans*, respectivement le Vraconien inférieur. Nous avons adopté ce point de vue, puisqu'on sait que sur bien des coupes de la nappe d'Audia et de la nappe de Tarcău, dans la partie inférieure des argiles bariolées (à jaspes, radiolarites et tuffites), se continue une même zone de foraminifères, alors que dans les premiers niveaux de ces argiles on a identifié aussi *Rotalipora* ex gr. *appenninica* et *Parahibolites tourtiae* Weigner fait qui pourrait être un argument de plus en la faveur du Vraconien supérieur.

C) Argiles bariolées

1. *Vraconien (zone Dispar)*

a) Données palynologiques. La plus riche — tant en genres et espèces qu'en nombre d'exemplaires — et la meilleure conservée

[3] Jana Ion. Microfaune de l'Albien — Turonien de la région de Cernatu (Carpates Orientales — flysch interne). 1975. Excursion F bis. Guide 14 Colloque, Europ. Micropal., Bucarest, texte lithografié annexé au guide.

Institutul Geologic al României

association palynologique du Vraconien (c'est pourquoi les exemplaires figurés sur les planches photos — pl. III—VII — proviennent des argiles bariolées ; ceux du complexe des grès glauconitiques étant absolument identiques et fort bien conservés), a été rencontrée vers la base des argiles bariolées, dans des argiles et des marnes gris verdâtres de la vallée de Măgurícea (l'échantillon 4645/110A/7210). Comme une particularité, vers la partie supérieure de l'intervalle (échantillon 4647/112A), l'association contient un grand nombre d'exemplaires de *Xiphophoridium alatum*, le restant de la composition de l'association est semblable mais plus pauvre (pl. II), et la microflore continentale — spores et pollen — presque inexistente, probablement à cause de l'éloignement du littoral (installation du faciès pélagique) ou de l'arrêt de l'apport de matériel continental. L'association comprend :

Achomosphaera ramulifera
Apteodinium cf. *grande*
Canningia minor
Carpodinium obliquicostatum
Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti
Cleistosphaeridium polypes polypes
Cleistosphaeridium polypes clavulum
Cyclonephelium distinctum
Diplotesta anglica
Ellipsodinium rugulosum Clarke & Verdier, 1967
Exochosphaeridium striolatum striolatum (Deflandre) Davey, 1969
Florentinia laciniata Davey & Verdier, 1973
Florentinia mantelli
Fromea amphora
Gonyaulacysta cassidata
Gonyaulacysta edwardsi
Hystrichosphaeridium tubiferum
Lithosphaeridium siphoniphorum
Microdinium cf. *ornatum*
Microdinium setosum
Oligosphaeridium complex
Odontochitina operculata
Ovoidinium verrucosum verrucosum
Palaeohystrichophora cf. *infusorioides*
Pseudoceratium dettmannae
cf. *Palaeotetradinium* sp.
Scriniodinium campanula Gocht, 1959
Spiniferites cingulatus (O. Wetzel) Sarjeant, 1970
Spiniferites ramosus ramosus (Ehrenberg) Sarjeant, 1970
Spiniferites crassimuratus (Davey et Williams) Sarjeant, 1970
Stephodinium coronatum

Institutul Geologic al României

Xiphophoridium alatum (Cookson & Eisenack) Sarjeant, 1966

Cette association extrêmement riche et bien conservée indique le Vraconien par la présence des espèces *O. verrucosum verrucosum*, *P. dettmannae* et *P.* cf. *infusorioides*. Nous ne pouvons pas savoir pour le moment, sur base des critères palynologiques, où se trouve placer sur la coupe la limite avec le Cénomanien inférieur, ce problème devant être étudié à l'avenir.

b) Données micropaléontologiques. D'habitude, tant dans la nappe d'Audia et dans la nappe de Tarcău, la partie inférieure des argiles bariolées — à radiolarites, jaspes et tuffites — jusqu'à l'apparition des premiers éléments paléontologiques indiquant le Turonien, contenait l'association d'agglutinants appartenant à la zone *H. gigas minor* et *P. alternans* tout comme les niveaux terminaux des grès glauconitiques.

Ainsi, dans la nappe d'Audia, sur la coupe de la vallée de Corlăţeni-Cîmpulung Moldovenesc (Alexandrescu, Jana Săndulescu, 1973) et sur la coupe longeant la chaussée de Sadova — vallée Moldoviţa (Jana Ion, 1975) — dans les argiles bariolées on reconnaît la limite Cénomanien-Turonien par l'apparition de l'espèce *U. jankoi* — une partie du Vraconien et du Cénomanien est représentée par des argiles bariolées (à radiolarites, jaspes et tuffites) à l'association de la zone H. gigas minor et P. alternans. Elle tient les mêmes espèces tout comme dans les niveaux terminaux du complexe des grès glauconitiques silicifiés à côté desquels apparaissent encore, sans avoir une signification chronostratigraphique, les suivantes espèces :

Trochamminoides variolarius (Grzybowski)
Haplophragmoides naviculare
H. aff. *nonioninoides* Geroch (not Reuss)
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Recurvoides contortus (Earland)
Trochamminoides proteus Karrer
Ammobaculites crespinae Bhalla

La même association d'agglutinants est connue (Alexandrescu, Jana Săndulescu, 1973) aussi dans les argiles bariolées de la coupe du ruisseau Omul Mort-Slătioarele et sur la coupe de la vallée du Druganului-Pipirig, toujours dans la nappe d'Audia.

Il est évident que, vu la microfaune offerte de ces coupes, nous ne pouvons pas connaître où se situe la limite Vraconien-Cénomanien, et quelle partie du Vraconien est représentée dans ces argiles bariolées. Ces précisions ont pu être établies partiellement, tenant compte d'autres éléments paléontologiques identifiés sur d'autres coupes. Ainsi, sur la vallée du Frasinului (affluent de la vallée de Suha Mare) dans les argiles bariolées de la nappe de Tarcău, à 20 m d'épaisseur stratigraphique plus haut de leur limite avec les grès glauconitiques, nous avons rencontré (en coupes minces) *Rotalipora appenninica balernaensis* Gandolfi [= *R. appen-*

Institutul Geologic al României

ninica appenninica (R e n z)]. Dans la région de la vallée du Buzău (M a r i n e s c u, 1962) on rencontre à la partie inférieure des argiles bariolées dans les brèches à granodiorites, des exemplaires de *Parahibolites tourtiae* (W e i g n e r). Cette présence singulière de l'espèce *R.* ex gr. *appenninica* est caractéristique au Vraconien (zone Rotalipora appenninica), et *Parahibolites tourtiae* est l'espèce qui apparaît pour la première fois dans le Vraconien supérieur. En conséquence, mais tenant compte du fait que la macrofaune est cantonnée dans les brèches, nous pouvons conclure qu'une partie du Vraconien — probablement le Vraconien supérieur — est représenté dans la partie inférieure des argiles bariolées.

IV. CONCLUSIONS

Il résulte des données présentées ci-dessus qu'on peut faire quelques déterminations sur l'âge de ces deux complexes étudiés de la formation des schistes noirs (complexe schisteux à lidiennes et concrétions calcaires et complexe des grès glauconitiques silicifiés) ainsi que sur l'âge des argiles bariolées (fig. 2).

L'âge du complexe schisteux à lidiennes dans la nappe d'Audia est albien moyen (zone Lyelli) due à la présence de l'espèce *Stephodinium coronatum*. Nous n'avons pas étudié la partie inférieure de ce complexe pour pouvoir vérifié par la méthode palynologique et micropaléontologique son âge.

Dans le complexe des grès glauconitiques la présence de l'Albien supérieur (zone Inflatum) est établie sur base des associations à *Lithosphaeridium siphoniphorum*, *Hexagonifera chlamidata*, *Carpodinium obliquicostatum*, *Apteodinium* cf. *grande*, *Deflandrea limpida*, *D. echinoidea*, alors que dans les niveaux terminaux la présence du Vraconien est attestée par l'association à *Ovoidinium verrucosum verrucosum* et *Pseudoceratium dettmannae* et par le début de l'association de foraminifères agglutinants appartenant à la zone Haplophragmoides gigas minor et Plectorecurvoides alternans.

Le Vraconien du complexe des grès glauconitiques silificiés a été mis en évidence à partir des données palynologiques et micropaléontologiques dans la nappe d'Audia (— sur la coupe de la vallée de Corlăţeni, près de Cîmpulung Moldovenesc) et seulement à partir des données palynologiques, dans la nappe de Tarcău (sur la coupe de la vallée de Măguricea, près de Găineşti). Le Vraconien est représenté par des dépôts de 5 à 8 m d'épaisseur formés de marno-argiles gris noires et vertes, en alternance avec des grès glauconitiques, parfois silicifiés, et des grès micafères en couches minces (10 à 30 cm); les marno-argiles vertes sont de plus en plus fréquentes vers la limite avec les argiles bariolées, le passage s'effectuant peu à peu. Faute des arguments paléontologiques, le principal critère pour tracer la limite entre les grès, grès glauconitiques silicifiés et les argiles bariolées reste celui lithologique — disparition des grès glauconitiques.

Le Vraconien de la partie inférieure des argiles bariolées est prouvé par la même association palynologique à *Ovoidinium verrucosum verruco-*

Institutul Geologic al României

AGE		LITHOSTRATIGRAPHIE	(1) NAPPE D'AUDIA ET (2) NAPPE DE TARCĂU			NAPPE DU FLYSCH CURBICORTICAL (Y COMPRIS LA ZONE DE BOBU) – RÉGION CERNATU – RÉGION DE LA VALLÉE CAȘIN ZONE DE FORAMINIFÈRES (JANA ION 1975, 1976)	ZONE STANDARD D'AMMONITES CONFORMEMENT DU COLOQUES DE DIJON 1959 ET LYON 1963
			MACROFAUNE (NAPPE D'AUDIA) D'APRÈS LA LITTÉRATURE	DINOFLAGELLÉS (E. ANTONESCU)	FORAMINIFÈRES (JANA ION)		
CÉNOMANIEN		(avec jaspes, radiolarites, tuffites) marnes-argileuses bigarrées		Non-recherché du point de vue palynologique	Interval-zone Haplophragmoides gigas minor, Plectorecurvoides alternans (1) (2) Rotalipora ex gr. appenninica (2)	Acme-zone Trifaxia ex gr. gaultina Interval-zone Haplophragm. gigas minor, Plectorecurv. alternans	Calycoceras naviculare
							Acanthoceras rothomagense
							Mantelliceras mantelli
ALBIEN	VRACONIEN		Parahibolites tourtiae, Nechibolites minimus, N. ultimoides (S)	Ovoidinium verrucosum verrucosum, Pseudoceratium dettmannae (1) (2)		Acme-zone Psammosphaera Partial Range-zone Q. allomorphinoides	Stoliczkaia dispar
							Stoliczkaia blancheti
	SUPÉRIEUR	Complexe des grès glauconitiques silicifiés		Lithosphaeridium siphoniphorum, Hexagonifera chlamidata, Carpodinium obliquicostatum (1)	Non-recherché du point de vue micropaléontologique	Partial Range-zone Pleurostomella obtusa Concurrent Range-zone Haplophragmoide concavus, H. gigas minor, Plectorecurvoides alternans	Mortoniceras inflatum Dipoloceras cristatum
	MOYEN		Neohibolites minor, N. minimus (S)	Stephodinium coronatum (1)			Hoplites lautus/H. nitidus Hoplites dentatus
	INFÉRIEUR	Complexe schisteux à lidiennes	Neohibolites strombecki (S)	Non-recherché du point de vue palynologique			Douvilleiceras mammilatum Leymeriella tardefurcata

Fig. 2. — Corrélation de la macrofaune, dinoflagellés et foraminifères des schistes noirs et des argiles bariolées des nappes d'Audia, Tarcău et du flysch curbicortical.

Institutul Geologic al României

sum et *Pseudoceratium dettmannae* et par la presence des foraminifères — exemplaires de *Rotalipora* seulement du groupe *appenninica* (sans *R. brotzeni)* et des céphalopodes, exemplaires de *Parahibolites tourtiae*. Jusqu'à présent ni l'association palynologique, ni celle des foraminifères de la partie terminale du complexe des grès glauconitiques silicifiés et de la partie inférieure des argiles bariolées ne nous offrent pas la possibilité de la séparation du Vraconien inférieur de celui supérieur. Seulement sur base de la présence de l'espèce *Parahibolites tourtiae* associée au *Rotalipores* du groupe *appenninica* on a pu démontrer que les argiles bariolées débutent au Vraconien supérieur.

Il faut souligner que les associations de dinoflagellés du Vraconien de la fosse vocontienne, de la formation de Cambridge Greensand du sud de l'Angleterre, des marnes de Brienne et du faciès de „Gaize" du bassin du Paris (décrites et figurées par Davey et Verdier, 1973; Cookson et Hughes, 1964) sont identiques à celles du complexe des grès glauconitiques silicifiés et de la partie inférieure des argiles bariolées. On peut ainsi corréler à grandes distances des formations vraconiennes de faciès diffèrent, respectivement des formations épicontinentales, avec des formations de flysch du type des schistes noirs à caractère euxinique, et avec des formations du type pélagique tout comme la partie inférieure des argiles bariolées.

En ce qui concerne l'association d'agglutinants vraconiens de la partie terminale du complexe des grès glauconitiques silicifiés et de la base des argiles bariolées — appartenant à l'intervalle-zone Haplophragmoides gigas minor et Plectorecurvoides alternans — on remarque que sa présence dans le même paquet de dépôts où subsiste aussi l'association vraconienne de dinoflagelées est une vérification de sa valeur chronostratigraphique. Elle entre en corrélation avec l'association vraconienne d'agglutinants appartenant à la nappe du flysch curbicortical (y compris la zone de Bobu) de la région de Cernatu-Dalnic et de la région de la vallée de Cașin (Jana Săndulescu, 1967; Ion, 1976) qui contiennent des coupes type pour intervalle-zone H. gigas minor et P. alternans. Pardelà les frontières de notre pays, cette association est corrélée avec l'association d'agglutinants vraconienne — à *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *Hormosina ovulum crassa* Geroch, *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Recurvoides imperfectus* (Hanzlikova), *Thalmannammina neocomiensis* Geroch — de l'Ukraine. Elle a été mise en évidence (Dabagian, 1969) dans la partie inférieure des argiles bariolées à la limite avec les couches de Șipote (dans l'unité silésienne, unité de Dukla, l'unité de Cernahora) ou avec les couches de Spass (unité de Skole) et a été corrélée avec l'association d'agglutinants vraconienne connue à cette date-là dans la nappe du flysch curbicortical des Carpates de la Roumanie (Jana Săndulescu, 1967).

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Agheorghiesi V., Cristodulo D., Micșa L., Marinescu I. (1965) Citeva observații geologice asupra flișului de Audia (Cernahora) din Bucovina. *D.S. Com. Geol.* LI, 1, București.

Alexandrescu Gr., Săndulescu Jana (1973) Sur l'âge des argiles bariolées de la Nappe de Schistes noirs, de la vallée de la Moldova (Carpates Orientales). *Stud. cerc. geol., ser. Geologie*, 2, 18, București.

Balteș N. (1965) Observații asupra microflorei cretacice inferioare din zona rîului Bicaz. *Petrol și Gaze*, 16, pp. 3—17, pl. I— V, 2 fig., București.

Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Șt. Acad., Sect. Geol.* VII, 4, București.

— (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.

— Agheorghiesi V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare — valea Moldovei (regiunea Suceava). *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.

Cookson I. C., Hughes N. E. (1964) Microplankton from the Cambridge Greensand (mid-Cretaceous). *Paleontology*, I, 1, pp. 37—60, pl. 5—11, text-fig. 1, tabl. 1, London.

Dabagian N. V. (1969) Foraminifera from the transition beds between lower and upper Cretaceous in the Ukrainian Carpathians. *Rocz. Polska. tow. Geol.* XXXIX, 1—3, Krakow.

Davey R. J., Verdier J.-P. (1971) An investigation of Microplankton assemblages from the Albian of the Paris Basin. *Verh. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Afdel. Naturk. sect.* I, 26 (2), pp. 1—58, Amsterdam.

— (1973) An Investigation of Microplankton assemblages from latest Albian (Vraconian) sediments. *Rev. Espanola de Micropal.* V, 2, pp. 173—212, text. -fig. 1—11, pl. 1—5, Madrid.

Filipescu M. G., Drăghindă I., Mutihac V. (1952) Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților Orientali. *Com. Acad. R.P.R.*, 2, 9—10, București.

— Grigorescu D. (1966) Contribuții la cunoașterea faunei cretacice din flișul Carpaților Orientali. *Cerc. geol. geof., geogr., ser. Geologie*, 10, 2, București.

Grigorescu D. (1971) Studiul stratigrafic al formațiunii „șisturilor negre" (s. str.) în perimetrul valea Covasnei — valea Zăbrătăului („Unitatea șisturilor negre") prin metoda microfacială. Rez. tezâ doct., București.

Hanzlikova E. (1966) Die Foraminiferen der Lhoty — schichten. *Acta Musei Moraviae*, LI, *Scient. nat.*, Brno.

— (1969) Mikrostratigraphie hlubinného votu Staré Hamry — 1A (godulske souvrstin) — *Vest. Ustr. geol.*, 4Y, 33, Praha.

Herbich Fr. (1878) Das Szekerland. Budapesta.

Ion Jana (1975) Vraconien-Turonien de la Nappe d'Audia (Bucovina) (Excursion M) — *Guide micropal. du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpates Orientales*, 14. *Europ. Colloque Micropal.*, Bucarest.

Ion Jana (1976) Zones de Foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.* LXII, 4, București.

Ionesi L. (1971) Flișul paleogen din bazinul văii Moldova. Ed. Acad. R.S.R., București.

Marinescu I. (1962) Cercetări geologice în flișul munților Buzăului. *D.S. Com. Geol.*, XLIV, București.

Nicolaescu V., Gaiță C., Patrulius D. (1968) Notă asupra a doi amoniți din flișul cretacic al Carpaților Orientali-Valea Cașinului. *D.S. Com. Geol.* LII, 1, București.

Institutul Geologic al României

Săndulescu Jana (1967) Contribution à la connaissance des foraminifères éocretacés des Carpates Orientales (zones internes). Rapports. Stratigraphie, *Assoc. Geol. Carp. — Balk.*, VIII *Congr,*. Belgrade.

Verdier J. P. (1975) Les kystes de dinoflagellés de la Section de Wissant et leur distribution stratigraphique au Crétacé moyen. *Revue de Micropal.*, 17, 4, pp. 191—197, fig. 1—5, Paris.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche III

Grès glauconitiques silicifiés.
Dinoflagellés de l'Albien supérieur (zone Inflatum).

Fig. 1. — *Diplotesta anglica* Cookson & Hughes, 1964. Lame 7988/1 ; 22/101,9 ; 35μ. Vallée de l'Odăii, Secu, lac Bicaz, nappe d'Audia.

Fig. 2. — *Deflandrea limpida* Singh, 1971. Lame 97A/31 ; 17/92,5 ; 55μ. Vallée Corlăţeni, Cîmpulung Moldovenesc, nappe d'Audia.

Fig. 3. — *Stephodinium coronatum* Deflandre, 1936. Lame 7988/2 ; 15/120,9 ; 70μ. Vallée de l'Odăii, Secu, lac Bicaz, nappe d'Audia.

Fig. 4. — *Microdinium setosum* Sarjeant, 1966. Lame 7988/3 ; 7,9/110,9 ; 35μ. Vallée de l'Odăii, Secu, lac Bicaz, nappe d'Audia.

Fig. 5. — *Hystrichodinium alatum* Cookson & Eisenack. 1969. Lame 7988/3 ; 11,8/96,6 ; 78μ. Vallée de l'Odăii, Secu, lac Bicaz, nappe d'Audia.

Complexe schisteux à lidiennes. Dinoflagellés de l'Albien moyen.

Fig. 6. — *Stephodinium coronatum* Deflandre, 1936. Lame 7896/3 ; 11,1/108,9 ; 63μ. Audia, nappe d'Audia.

Tous les exemplaires figurés se trouvent dans la collection du Laboratoire de palynologie de l'Institut de Géologie et Géophysique de Bucarest, et ont la dimenssion indiqué en microns.

Planche IV

Grès glauconitiques silicifiés.
Dinoflagellés de l'Albien supérieur (zone Inflatum).

Fig. 1. — *Ovoidinium scabrosum* (Cookson & Hughes) Davey, 1970. Lame 7899/2 ; 16,1/103, 1 ; 65μ. Affleurement près du chalet „Cristina", lac Bicaz, nappe de Tarcău.

Fig. 2. — *Ovoidinium scabrosum* (Cookson & Hughes) Davey, 1970. Lame 7992/2 ; 5,7/124 ; 50μ. Elément de comparaison des couches de Toroclej (?), vallée de l'Odăii, Secu, lac Bicaz, nappe d'Audia.

Argiles bigarrées.
Dinoflagellés du Vraconien (zones Blancheti-Dispar).
Vallée Măguricea-Găinești, nappe de Tarcău.

Fig. 3—4. — *Ovoidinium verrucosum verrucosum* (Cookson & Hughes) Davey & Verdier, 1973. Fig. 3, lame 7210/10 ; 1/111 ; 63. Fig. 4., lame 7210/2; 18,3/105,1 ; 45μ.

Institutul Geologic al României

Fig. 5. — *Microdinium setosum* Sarjeant, 1966. Lame 7210/2 ; 15,5/116,5 ; 33μ.
Fig. 6. — *Diplotesta anglica* Cookson & Hughes, 1964. Lame 7210/10 ; 3,6/98,9 ; 100μ.

Planche V

Grès glauconitiques silicifiés.
Dinoflagellés de l'Albien supérieur (zone Inflatum).

Fig. 1. — *Deflandrea echinoidea* (Cookson& Eisenack) Habib, 1974. Lame 7988/3 ; 21/118,1 ; 43μ. Vallée de l'Odăii, Secu, lac Bicaz, nappe d'Audia.

Argiles bigarrées.
Dinoflagellés du Vraconien (zones Blancheti-Dispar).
Vallée Măguricea-Găinești, nappe de Tarcău.

Fig. 3—4. — *Ovoidinium verrucosum verrucosum* (Cookson&Hughes) Davey& Verdier, 1973. Fig. 3, lame 7210/3 ; 6,9/108 ; 75. Fig. 4, lame 7210/3 ; 23,1/101,8 ; 63μ.
Fig. 5—6. — *Pseudoceratium dettmannae* Cookson&Hughes, 1964. Fig. 5, lame 7210/7 ; 6/111,5 ; 143. Fig. 6, lame 7210/100 ; 6/118,1 ; 148.

Planche VI

Argiles bigarrées.
Dinoflagellés du Vraconien (zones Blancheti-Dispar)
Vallée Măguricea-Găinești, nappe de Tarcău.

Fig. 1. — *Canningia minor* Cookson&Hughes, 1964. Lame 7210/11 ; 19,8/111, 8 ; 63μ.
Fig. 2. — *Palaeohystrichophora* cf. *infusorioides* Deflandre, 1934. Lame 7210/9 ; 8,5/119,9 ; 58μ.
Fig. 3. — *Fromea amphora* Cookson & Eisenack, 1958. Lame 7210/10 ; 11,2/103,8 ; 43μ.
Fig. 4. — Dinoflagellé non-identifié. Non-conservé.
Fig. 5. — *Carpodinium obliquicostatum* Cookson & Hughes, 1964. Lame 7210/12 ; 8/97,5 ; 78μ.
Fig. 6. — *Stephodinium coronatum* Deflandre, 1936. Lame 7210/10 ; 20/105,4 ; 70μ.

Planche VII

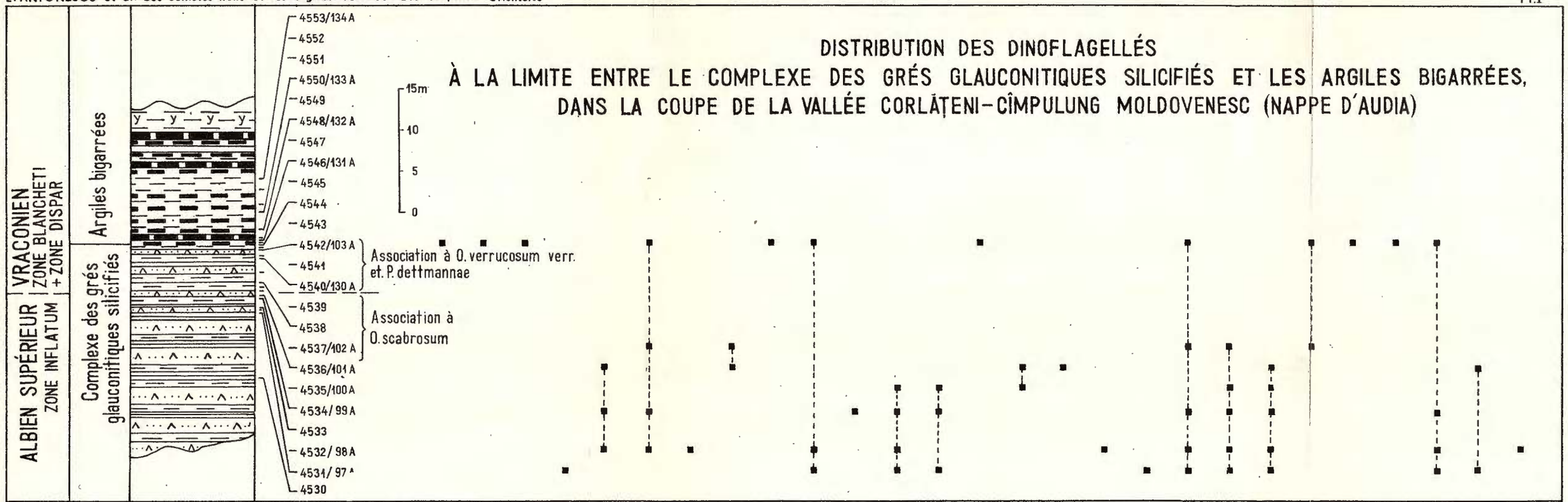
Argiles bigarrées.
Dinoflagellés du Vraconien (zones Blancheti-Dispar).
Vallée Măguricea-Găinești, nappe de Tarcău.

Fig. 1. — *Lithosphaeridium siphoniphorum* (Cookson&Eisenack) Davey&Williams, 1966.
Fig. 2. — *Ellipsodinium rugulosum* Clarje&Verdier, 1967. Lame 7210/9;18,5/105,5;43μ.
Fig. 3. — *Spiniferites crassimuratus* (Davey & Williams) Sarjeant, 1970. Lame 7210/12 ; 6,6/107,2 ; 70μ.
Fig. 4. — *Xiphophoridium alatum* (Cookson &Eisenack) Sarjeant, 1966. Lame 7210/7 ; 22,3/97,2 ; 82μ.
Fig. 5. — *Gonyaulacysta cassidata* (Eisenack & Cookson) Sarjeant, 1966. Lame 7210/2 ; 5,9/97,5 ; 75μ.
Fig. 6. — *Scriniodinium campanula* Gocht, 1959. Lame 7210/4 ; 114,8/55,1 ; 88.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DISTRIBUTION DES DINOFLAGELLÉS
À LA LIMITE ENTRE LE COMPLEXE DES GRÉS GLAUCONITIQUES SILICIFIÉS ET LES ARGILES BIGARRÉES, DANS LA COUPE DE LA VALLÉE CORLĂȚENI–CÎMPULUNG MOLDOVENESC (NAPPE D'AUDIA)



LÉGENDE

- Grés glauconitiques silicifiés
- Jaspes, radiolarites, tuffites
- Argiles noires
- Argiles tuffitiques
- Marnes argilleuses noires, grises et vertes
- Marnes argilleuses rouges
- Marnes argilleuses grises et vertes

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

DISTRIBUTION DES DINOFLAGELLÉS
À LA LIMITE ENTRE LE COMPLEXE DES GRÉS GLAUCONITIQUES SILICIFIÉS ET LES ARGILES BIGARRÉES, DANS LA COUPE DE LA VALLÉE MĂGURICEA – GÂINEȘTI (NAPPE DE TARCĂU)

ALBIEN SUPÉRIEUR
ZONE INFLATUM
VRACONIEN
ZONE BLANCHETI + ZONE DISPAR

Argiles bigarrées

Complexe des grés glauconitiques silicifiés

- 4665
- 4664
- 4663
- 4662
- 4661
- 4659
- 4657
- 4655
- 4653
- 4650
- 4647/112A
- 4646
- 4645/110A/7240
- 4644/109A
- 4643/108A
- 4642/107A
- 4641/106A
- 4640/181A
- 4639
- 4638/137A
- 4637/138A

15 m
10
5
0

Association à O.verrucosum verr. et P.dettmannae

Association à L.siphoniphorum

Microflore albienne

LÉGENDE

- Marnes argilleuses noires, grises et vertes
- Argiles tuffitiques
- Marnes argilleuses grises et vertes
- Marnes calcaires
- Marnes argilleuses rouges
- Grès calcaires gréso-calcaires
- Schistes noirs
- Grés glauconitigues silicifiés
- Jaspes, radiolarites, tuffites.

Achomosphaera ramulifera
Canningia minor
Carpodinium obliguicostatum
Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti
Cleistosphaeridium polypes polypes
cf. Cleistosphaeridium polypes clavulum
Cyclonephelium distinctum
Deflandrea limpida
Diplotesta anglica
Ellipsodinium rugulosum
Exochosphaeridium striolatum
Florentinia laciniata
cf. Florentinia mantelli
Fromea amphora
Gonyaulacysta cassidata
Hystrichosphaeridium tubiferum
Lithosphaeridium siphoniphorum
Microdinium setosum
Micrhodinium cf. ornatum
Oligosphaeridium complex
Ovoidinium scabrosum
Ovoidinium verrucosum verrucosum
Palaeohystrichophora cf. infusorioides
Pseudoceratium dettmannae
Palaeotetradinium sp.
Scriniodinium campanula
Spiniferites cingulatus
Spiniferites ramosus ramosus
Spiniferites crassimuratus
Stephodinium coronatum
Xiphoporidium alatum
Apteodinium cf. grande
cf. Cribroperidinium edwardsi

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 63—78.

4. STRATIGRAFIE

Project 4: Triassic of the Tethys Realm

CONTRIBUȚII BIOSTRATIGRAFICE ASUPRA TRIASICULUI SUPERIOR DIN UNITATEA DE FERICE (MUNȚII BIHOR)[1]

DE

JOSEFINA BORDEA[2], MAGDALENA IORDAN[2], CAMELIA TOMESCU[2], SEVER BORDEA[2]

Abstract

Biostratigraphic Contribution to the Upper Triassic from the Ferice Unit (Bihor Mountains). In this paper there are presented new data on the biostratigraphy of Upper Triassic deposits from the Ferice Unit. In the Valea Frunzii beds there are mentioned species of *Juvavites*, Halobiids, Megalodonts and brachiopods owing to which the Norian age may be inferred, and in the Kössen beds — brachiopods and coals that are indicative of the Upper Norian-Rhaetian age.

Cercetări recente efectuate în cadrul unității de Ferice au permis obținerea unor date noi referitoare la succesiunea depozitelor triasice superioare și a conținutului lor faunistic. În lucrarea de față vom prezenta două sectoare reprezentative pentru această unitate: sectorul Ferice și sectorul Izvoarele Aleului (fig. 1).

Studii anterioare asupra unității de Ferice aparțin lui Palfy (1926) și Kutassy (1928); lucrări de detaliu se datoresc lui Bleahu et al.(1958)[3], Bleahu și Mantea (1962), Bleahu și Dimitrescu (1964). Un studiu amănunțit asupra sectorului Ferice, însoțit și de o hartă la sc. 1 : 50.000 este prezentat în 1969 de Mantea. Date noi stratigrafice și structurale referitoare la aceeași zonă sînt aduse de Bordea, Bordea (1973) și Ianovici et al. (1976).

A) În **sectorul Ferice** ne vom referi la succesiunea depozitelor triasice precum și la fauna identificată, pe trei profile: valea Frunzii, valea Bătrînescu și valea Laboș.

[2] Predată la 26 mai 1977, acceptată pentru publicare la 26 mai 1977, comunicată în ședința din 3 iunie 1977.

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

[3] Arh. I.G.G. București.

Institutul Geologic al României

Valea Frunzii (afluent pe dreapta al văii Jghiabului). Primul termen (1) îl constituie dolomitele cenușii atribuite Anisianului (100 m grosime). Urmează (2) calcare negre stratificate în bancuri de 20—30 cm grosime, cu noduli silicioși (calcarul de Roșia), asociate cu rare intercalații de șisturi argiloase negre (20 m grosime). În șisturile negre M a n t e a (1969) menționează impresiuni de „*Posidonia*" și *Daonella* cf. *hungarica* K i t t l., pe un profil unde calcarul de Roșia are 70—80 m grosime. Termenul următor (3) este reprezentat prin șisturi argilo-marnoase, negricioase, strîns

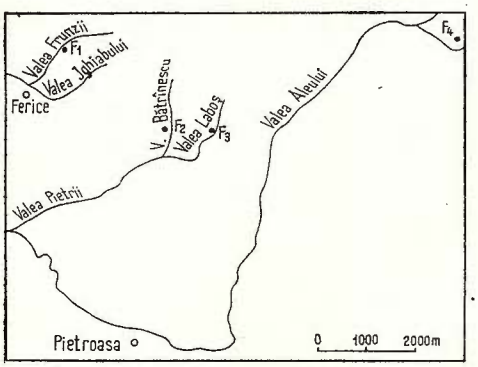


Fig. 1. — Schiță cu amplasarea punctelor fosilifere.
Esquisse d'emplacements des points fossilifères.

cutate, în care apar lentile sau nivele de brecii calcaroase sau de calcare crem; elementele cuprinse în breciile calcaroase ating uneori dimensiuni de 3—4 m diametru. Acest termen (180 m grosime) îl paralelizăm cu stratele de Codru care, în pînza de Finiș (Roșia, valea Șasa) conțin faună noriană (zona Magnus) atribuită de K r y s t y n (1974) părții terminale a Norianului inferior. Succesiunea continuă cu stratele de valea Frunzii [4] (450 m grosime) reprezentate printr-o alternanță (4a) de: calcare dolomitice cenușii cu fețe de alterație gălbui dezvoltate în bancuri de 40—50 cm grosime, frecvente în baza succesiunii; conglomerate calcaroase; calcare și gresii calcaroase cenușii; marnocalcare și șisturi marnoase negricioase; în această formațiune au fost identificate megalodonte a căror talie crește spre partea superioară a succesiunii (5—20 cm înălțime), brahiopode ca fragmente indeterminabile și corali. Urmează (4b) calcare negre în bancuri de 20—60 cm grosime cu lumașel de rhaetine; calcare negre cu corali, gasteropode și megalodonte cu cochilie groasă. În partea terminală se dezvoltă (5) stratele de Kössen (peste 100 m grosime) care cuprind intercalații subțiri de șisturi negre marnoase cu calcare negre în bancuri de 50—60 cm grosime; secvențele de șisturi marnoase negre, devin mai numeroase alternînd cu calcare cenușiu închise, cu corali solitari; calcare negre diaclazate, cu megalodonte, asociate cu șisturi negre, calcare grezoase cenușii spatice, cu brahiopode și *Thecosmilia*; o alternanță de șisturi

[4] fide S. B o r d e a, J o s e f i n a B o r d e a 1976, foaia Pietroasa.

Institutul Geologic al României

marnoase, negre cu calcare brecioase negre (30 cm grosime) în care s-a identificat o bogată faună de brahiopode, bivalve şi corali (F_1) :

„*Rhynchonella*" *fissicostata* Suess
„*Rhynchonella*" *subrimosa* (Schafh.)
Caucasorhynchia sp.
Austrirhynchia cornigera (Schafh.)
Zugmayerella koessenensis (Zugm.)
Rhaetina gregaria (Suess)
Rhaetina pyriformis (Suess)
Rhaetina turcica (Bittner)
Rhaetina sp.
Zeilleria elliptica (Zugm.)
Zeilleria austriaca (Zugm.)
Zeilleria norica (Suess)
Amphiclina intermedia Bittner
Kokenella fischeri (Hörnes)
Plagiostoma cf. *punctata* Sow.
Entolium sp.
Thecosmilia sp.

În continuarea succesiunii apar bancuri metrice de gresii calcaroase spatice cu *Chlamys dispar* Terq., *Chlamys* sp.; urmează un pachet de şisturi (cca 30 m) cu intercalaţii de calcare negricioase care se desfac în plăci de 20 cm grosime, din care am identificat brahiopode de talie mică ?*Mentzelia* sp.; bancuri de 40 cm grosime de gresii şistoase, micacee, asociate cu calcare marnoase negre; succesiunea este întreruptă de un accident tectonic.

În secţiunea de pe valea Frunzii nu posedăm elemente paleontologice pentru stabilirea vîrstei stratelor de valea Frunzii. Fauna identificată în stratele de Kössen pledează pentru atribuirea acestora intervalului Norian superior-Rhaetian. Considerăm că stratele de valea Frunzii, prin poziţia lor inferioară stratelor de Kössen reprezintă Norianul inferior şi mediu.

Valea Bătrînescu (afluent pe dreapta al văii Pietrii). Existenţa unor accidente tectonice pe valea Bătrînescu nu au permis obţinerea unei imagini clare asupra succesiunii depozitelor triasice.

În versantul drept al văii Bătrînescu, la 550 m de confluenţa cu valea Pietrii apar calcare marnoase cenuşii cu tentă închisă şi cu feţe de alteraţie albicioase, cu lumaşel de rhaetine juvenile, peste care repauzează calcare negre stratificate în care au fost identificate următoarele forme (F_2) :

„*Rhynchonella*" *fissicostata* Suess
„*Rhynchonella*" *subrimosa* (Schafh.)
Austrirhynchia cornigera (Schafh.)
Zugmayerella koessenensis (Zugm.)
Sinucosta acerrima (Bittn.)
Rhaetina gregaria (Suess)
Rhaetina pyriformis (Suess)

Institutul Geologic al României

Rhaetina sp.
Zeilleria elliptica (Z u g m.)
Zeilleria austriaca (Z u g m.)
Zeilleria norica (S u e s s)
Kokenella fischeri (H ö r n e s)
Această asociaţie indică prezenţa Norianului superior-Rhaetianului.

Valea Laboş (afluent pe dreapta al văii Pietrii). Dolomitele anisiene (1) dezvoltate pe o grosime de 40 m, suportă (2) calcare negricioase bine stratificate cu noduli silicioşi, raportate Ladinian(?)-Carnianului (30 m grosime). Urmează (3) calcare dolomitice, cenuşii cu feţe gălbui de alteraţie, cu rare intercalaţii de şisturi argiloase, slab transformate hidrotermal; intercalaţii de gresii şistoase, micacee, cu calcare dolomitice cenuşii şi calcare cenuşii cu lumaşel de rhaetine juvenile. Termenul (3) descris îl paralelizăm cu stratele de valea Frunzii (Norian superior). Se continuă cu stratele de Kössen (4) norian superior-rhaethiene în cadrul cărora se succed : şisturi marnoase negre, calcare negre cu numeroase megalodonte ; bancuri metrice de calcare cenuşiu-închise cu *Thecosmilia*, gasteropode şi brahiopode (F_3):

„*Rhynchonella*" *fissicostata* S u e s s
„*Rhynchonella subrimosa*" (S c h a f h.)
Caucasorhynchia sp.
Austrirhynchia cornigera (S c h a f h.)
Zugmayerella koessenensis (Z u g m.)
Rhaetina gregaria (S u e s s)
Rhaetina pyriformis (S u e s s)
Rhaetina sp.
Zeilleria elliptica (Z u g m.)
Zeilleria austriaca (Z u g m.);

calcare grezoase cenuşiu-roz, spatice, după care succesiunea nu mai poate fi observată, valea fiind acoperită.

Pe baza studiului brahiopodelor care constituie elementul predominant în asociaţia faunistică a calcarelor negre de tip Kössen, am stabilit prezenţa nivelului cu *Austrirhynchia cornigera* din aşa numitul „orizont cu faună mixtă" al Norian/Rhaetianului. De asemenea putem corela asociaţia faunistică identificată cît şi aspectele litofaciale cu faciesul de Kössen din Alpii bavarezi, precum şi cu fauna de Drnava, de Hornatina şi de Hybe din Cehoslovacia.

Încă din martie 1972, de la simpozionul de la Innsbruck, încep să fie aduse unele date noi asupra biostratigrafiei Norianului şi Rhaetianului. Astfel W i e d m a n n (1972) atribuie Rhaetianului zona cu *Phyllytoceras zlambachense*, cu *Rhabdoceras suessi* şi *Choristoceras marschi* demonstrînd sincronismul stratelor de Kössen cu marnele de Zlambach. U r l i c h s (1972) restrînge acest sincronism numai la zona cu *Rh. suessi* care ar fi echivalentă cu orizontul inferior şi cu partea bazală a orizontului superior a faciesului de Kössen.

Institutul Geologic al României

La simpozionul de la Viena din mai 1973 s-a elaborat o scară cronostratigrafică standard în care se propune ca numai zona cu *Choristoceras marschi* să reprezinte Rhaetianul.

M i c h a l i k (1974) identifică „fosilele rhaetice": *Rhaetavicula contorta* şi *Austrirhynchia cornigera* în zona cu *P. zlambachense* iar în 1975 acelaşi autor menţionează prezenţa conodontului *Misikiella hernsteini* (partea terminală a Sevatianului-Rhaetian inferior) în depozitele cu asociaţia cu *Rhaetina* de lîngă localitatea Hybe cu dezvoltarea clasică a Rhaetianului.

Cercetările pentru elucidarea limitei Norian/Rhaetian continuă pe plan mondial. Indiferent însă de rezultatele acestor cercetări ulterioare, în ceea ce priveşte asociaţia de brahiopode de pe valea Frunzii, valea Laboş şi valea Bătrînescu, în nota de faţă adoptăm ideile elaborate la simpozionul de la Viena din mai 1973 şi opiniile cercetătorului ceh M i c h a l i k (1973—1975). În acest context consemnăm identitatea conţinutului asociaţiei de brahiopode şi a faciesului litologic de Drnava, Hornatina şi Hybe din Cehoslovacia precum şi cu faciesul de Kössen din Alpi.

B) **Sectorul izvoarele Aleului.** Numeroasele accidente tectonice existente în această zonă nu permit aprecierea corectă a grosimii diverşilor termeni triasici. Vom prezenta într-o coloană sintetică succesiunea stratigrafică a Triasicului din acest sector (fig. 2): (1) dolomite cenuşii anisiene; (2) calcare negre, dungate, coapte, dezvoltate în bancuri de 25—50 cm grosime, cu noduli silicioşi, atribuite Carnianului şi cu probabilitate Ladinianului; termenul următor (3) este reprezentat printr-o alternanţă de calcare şi marne şistoase cornificate; după un accident tectonic succesiunea continuă cu şisturi marnoase în alternanţă cu gresii şistoase şi calcare. La partea inferioară a acestei succesiuni s-a identificat o asociaţie de bivalve şi amoniţi (F 4): *Halobia norica* M o j s., *Juvavites* sp.,? *Cyrtopleurites* sp., *Sagenites* sp., *Chlamys* sp. nov.? sp. şi *Lima* sp. Stratele de valea Frunzii (4) sînt alcătuite dintr-o alternanţă de calcare, calcare dolomitice cenuşii cu feţe gălbui de alteraţie, marne verzui; la partea terminală apar stratele de Kössen (5) reprezentate prin calcare negre şi calcare cenuşii spatice cu brahiopode indeterminabile, megalodonte şi *Thecosmilia*.

Asociaţia de halobiide şi amoniţi întîlnită în seria detritică din zona de izvoare a văii Aleului se încadrează în Norianul mediu; plasarea strictă a acestei asociaţii este indicată de prezenţa genului *Juvavites*, care după T o z e r (1971) caracterizează baza Norianului mediu iar după K r y s t y n (1974) partea terminală a Norianului inferior. *Halobia norica* M o j s., a fost citată atît în Norianul inferior cît şi în Norianul mediu (D i C a p o a-B o n a r d i, 1970).

În concluzie, examinînd profilele prezentate în cele două sectoare, constatăm: faciesul dolomitelor anisiene şi cel al calcarelor cu noduli silicioşi (calcarul de Roşia-P a t r u l i u s, 1976) ladinian-carniene, sînt termeni comuni; stratele de Codru (Norian inferior şi mediu) apar bine dezvoltate în valea Frunzii; în aceeaşi secţiune remarcăm puternica dezvoltare a stratelor de valea Frunzii, depozite care în celelalte profile apar

Institutul Geologic al României

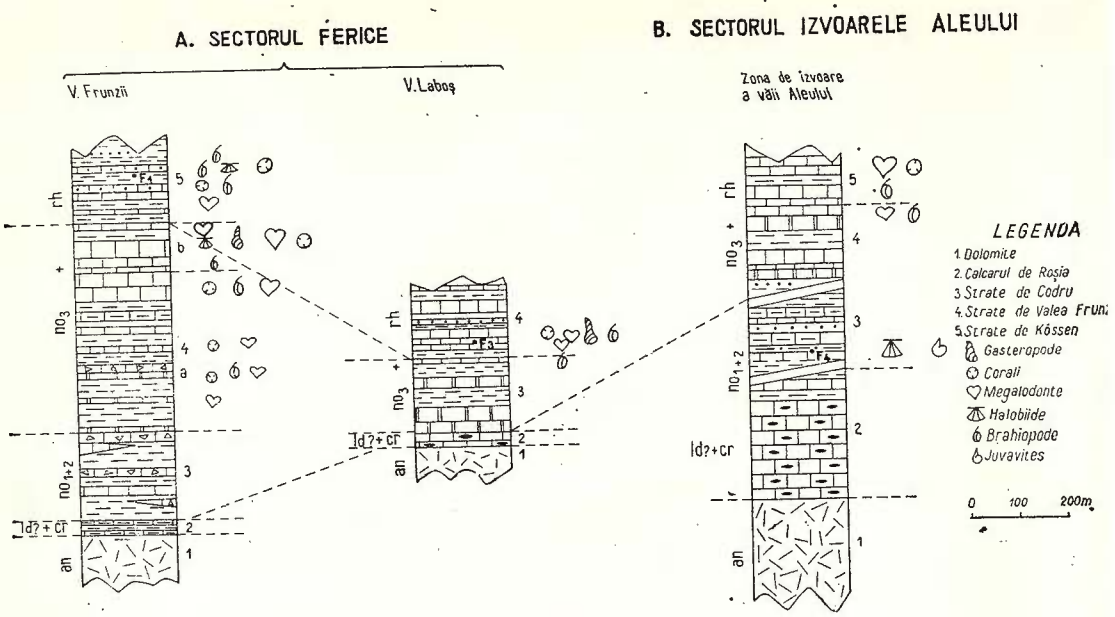


Fig. 2. — Coloane stratigrafice în Triasicul unității de Ferice (munții Bihor).

A) Sectorul Ferice. Valea Frunzii : 1, dolomite cenușii, anisiene ; 2, calcare negre stratificate, cu noduli silicioși, ladiniene ; 3, șisturi asociate cu brecii calcaroase sau calcare, carniene (strate de Codru) ; 4, strate de valea Frunzii (Norian), reprezentate printr-o alternanță de : 4a, calcare dolomitice, conglomerate calcaroase, șisturi marnoase, calcare cu megalodonte ; 4b, calcare cenușii cu lumașel de rhaetine juvenile, calcare negre cu corali, gasteropode și megalodonte ; 5, strate de Kössen (Norian superior-Rhaetian), sînt constituite dintr-o alternanță de calcare negre, diaclazate, cu calcare cenușii spatice, cu brahiopode și *Thecosmilia* ; șisturi și calcare brecioase cu faună de brahiopode, bivalve și corali ; gresii calcaroase spatice cu *Chlamys dispar*, șisturi și calcare negricioase cu ?*Mentzelia* sp., gresii șistoase, micacee, asociate cu calcare marnoase, negre. Valea Laboș : 1, dolomite anisiene ; 2, calcare cu noduli silicioși, ladiniene ; 3, strate de valea Frunzii, reprezentate prin dolomite cu rare intercalații de șisturi argiloase, calcare cenușii cu lumașel de rhaetine juvenile ; 4, strate de Kössen, șisturi marnoase, negre, calcare negre cu megalodonte, calcare cenușii închise cu *Thecosmilia*, gasteropode și numeroase brahiopode ; calcare grezoase cenușii spatice. B) Sectorul izvoarele Aleului : 1, dolomite anisiene ; 2, calcare negre cu noduli silicioși, ladinian-carniene (?) ; 3, alternanțe de marne cu șisturi argilo-marnoase, gresii șistoase, calcare dolomitice, calcare cenușii coapte cu halobiide, *Juvavites*, ? *Cyrtopleurites* și *Sagenites* ; 4, strate de Kössen-calcare negre și calcare grezoase spatice, cu megalodonte, brahiopode și corali.

Colonnes stratigraphiques dans le Trias de l'unité de Ferice (Monts Bihor).

A) Secteur de Ferice. Vallée de Frunzii : 1, dolomies grises, anisiennes ; 2, calcaires noirs stratifiés, à nodules siliceux, ladiniens ; 3, schistes associés à des brèches calcaires ou à des calcaires carniens (couches de Codru) ; couches de vallée de Frunzii (Norien), représentées par une alternance de : 4a, calcaires dolomitiques, conglomérats calcaires, schistes marneux, calcaires à mégalodontes ; 4b, calcaires gris à lumachel de rhaetines juvéniles, calcaires noirs à coraux, gastéropodes et mégalodontes ; 5, couches de Kössen (Norien supérieur-Rhaetien) sont constituées d'une alternance de calcaires noirs, diaclasés, à calcaires gris spathiques, à brachiopodes et à *Thecosmilia* ; schistes et calcaires bréchéux à faune de brachiopodes, bivalves et coraux ; grès calcaires spathiques à *Chlamys dispar*, schistes et calcaires noirâtres à ? *Mentzelia* sp., grès schisteux, micacés, associés à calcaires marneux, noirs. Vallée de Laboș : 1, dolomies anisiennes ; 2, calcaires à nodules siliceux ladiniens ; 3, couches de vallée de Frunzii, représentées par des dolomies à rares intercalations de schistes argileux, calcaires gris à lumachel de rhaetiens juvéniles ; 4, couches de Kössen, schistes marneux, noirs, calcaires noirs à mégalodontes, calcaires gris foncé à *Thecosmilia*, gastéropodes et nombreuses brachiopodes ; calcaires gréseux gris spathiques. B) Secteur des sources de l'Aleului : 1, dolomies anisiennes ; 2, calcaires noirs à nodules siliceux, ladiniens-carniens (?) ; 3, alternances de marnes à schistes argilo-marneux, grès schisteux, calcaires dolomitiques, calcaires gris à halobiidés, *Juvavites*, ? *Cyrtopleurites* et *Sagenites* ; 4, couches de Kössen-calcaires noirs et calcaires gréseaux spathiques, à mégalodontes, brachiopodes et coraux.

Institutul Geologic al României

cu grosimi mai reduse ; stratele de Kössen reprezentate prin calcare negre şi subordonat şisturi, repauzează pe stratele de valea Frunzii şi sînt prezente în toate profilele descrise.

Absenţa stratelor de Codru în profilul văii Laboş şi în zona de izvoare a văii Aleului nu exclude existenţa Carnianului, el fiind probabil inclus în calcarele de Roşia.

Fauna de pe valea Bătrînescu şi valea Laboş este întîlnită şi descrisă pentru prima oară. Pe valea Frunzii sînt prezentate forme noi şi în plus se dă o descriere sistematică a brahiopodelor, însoţită de ilustrarea acestora.

În zona de izvoare a văii Aleului identificarea genului *Juvavites* precum şi a genului *Cyrtopleurites*, asociate cu *Halobia norica* precizează, pentru treimea inferioară a stratelor de valea Frunzii, vîrsta norian-medie.

BRACHIOPODA

Ordinul Strophomenida Öpik, 1934

Amphiclina intermedia Bittner

(Pl. I, fig. 1—2)

Amphiclina intermedia Bittn.-Dagys (1963), p. 135, pl. 21, fig. 5—9.

Cîteva exemplare care nu apar decît în valea Frunzii.

Vîrsta : Norian în Alpii de S, Dinaride, Caucaz ; Norian/Rhaetian în Carpaţii de N, Crimeea, Caucaz.

Ordinul Rhynchonellida Kühn, 1949

„*Rhynchonella*" *fissicostata* Suess

(Pl. I, fig. 3—4)

„*Rhynchonella*" *fissicostata* Suess-Siblik (1967), p. 93, pl. IV, fig. 2, text-fig. 5, 6.

Numeroase exemplare apar pe valea Frunzii, valea Laboş şi pe valea Bătrînescu.

Vîrsta : Rhaetian în Alpi şi Carpaţi ; Norian şi Norian/Rhaetian în Carpaţi şi Caucaz ; prezentă în fauna de Drnava, de Hornatina şi de Hybe din Cehoslovacia.

„*Rhynchonella*" *subrimosa* (Schafhäutl)

(Pl. I, fig. 5a, b)

„*Rhynchonella*" *subrimosa* (Schafh.)-Siblik (1967), p. 95, pl. IV, fig. 3.

Numeroase exemplare apar pe valea Frunzii şi valea Laboş. Pe valea Bătrînescu apariţia acestei specii în orizontul superior este mai slabă.

Vîrsta : Norian în fauna de Drnava ; Norian/Rhaetian în fauna de Hornatina şi Rhaetian în fauna de Hybe.

Institutul Geologic al României

Caucasorhynchia sp.

(Pl. I, fig. 8)

Cîteva fragmente ce prezintă caracterele acestui gen (coaste bi şi trifurcate). Apar în valea Frunzii şi valea Laboş.

Vîrsta : Norian/Rhaetian în Caucaz.

Austrirhynchia cornigera (S c h a f h ä u t l)

(Pl. I, fig. 6a-c ; 7a-c)

Austrirhynchia cornigera (S c h a f h.)-D a g y s (1974), p. 109, pl. 32, fig. 6, text-fig. 73.

Specie cu o formă foarte particulară, *A. cornigera* este identificată în toate cele trei puncte menţionate, valea Frunzii, valea Laboş şi valea Bătrînescu.

Vîrsta : din întreaga asociaţie de brahiopode identificată, *A. cornigera* este specia care prezintă cea mai restrînsă întindere în scara stratigrafică. P e a r s o n (1970) o consideră alături de *Rhaetavicula contorta* şi *Choristoceras marschi*, fosilele index ale Rhaetianului. U r l i c h s (1972) îi restrînge extinderea numai la partea superioară a zonei cu *Rhabdoceras suessi* din Norianul superior, însă în orizontul cu „faună mixtă" din partea bazală a orizontului superior al faciesului de Kössen, parte sincronă după W i e d m a n n (1972) cu marnele de Zlambach, pe care le consideră rhaetiene. A fost citată în Rhaetianul din Alpi şi Carpaţi şi din Norian şi Rhaetian în Caucaz.

Ordinul SPIRIFERIDA W a a g e n, 1883

Zugmayerella koessenensis (Z u g m a y e r)

(Pl. I, fig. 9 ; Pl. IV, fig. 3)

Zugmayerella koessenensis (Z u g m.)-D a g y s (1974), p. 145, pl. XL, fig. 5, text-fig. 90.

Am identificat numeroase fragmente de valve ventrale şi puţine valve dorsale în toate cele trei puncte menţionate, valea Frunzii, valea Laboş şi pe valea Bătrînescu.

Vîrsta : este o specie cosmopolită fiind citată din Norian şi Rhaetian în Alpi, Carpaţi, Balcani, Crimeea, Caucaz, Asia de NE, America de S. În Cehoslovacia a fost întîlnită în fauna de Drnava şi de Hybe.

? *Mentzelia* sp.

(Pl. I, fig. 10)

La partea superioară a orizontului bogat fosilifer apare un nivel de calcare fine, grezoase, ce conţine relativ rare brahiopode mici, ce întrunesc caracterele genului *Mentzelia*. Sînt forme mici (L = 8—9 mm, l = 6—7 mm, g = 4—5 mm), biconvexe şi plan-convexe, cu contur alungit transversal, cu linia cardinală dreaptă şi cu puţin mai mică decît lăţimea maximă a cochiliei care este plasată aproape de linia cardinală. Valva ventrală este puternic convexă cu umbone mic ; cu aree triunghiu-

Institutul Geologic al României

lară bine dezvoltată şi orizontală, cu deltirium deschis; cu sinus larg în jumătatea posterioară. Valva dorsală plană sau uşor convexă, croşet relativ înalt ce se ridică deasupra areei ventrale, cu sinus în jumătatea posterioară. Suprafaţa cochiliei netedă, prezentînd vagi granulaţii.

Dintre toate spiriferidele, exemplarele noastre prezintă cele mai multe asemănări cu genul *Mentzelia* dar avînd nişte dimensiuni foarte mici. Acest gen nu urcă mai sus de Triasic deci putem conchide că şi acest orizont superior revine tot Triasicului şi nicidecum Liasicului aşa cum s-a presupus pînă în prezent.

Sinucosta acerrima (Bittner)

Guseriplia acerrima (Bittn.)-Siblik (1967), p. 91, pl. 3, fig. 5, 6.

Un singur exemplar destul de bine păstrat am identificat numai în orizontul superior de pe valea Bătrînescu.

Vîrsta: Norian în fauna de Hornatina; Norian/Rhaetian în stratele de Hornatina.

Ordinul Terebratulida Waagen, 1883

Rhaetina gregaria (Suess)

(Pl. IV, fig. 1a-d)

Rhaetina gregaria (Suess)-Michalik (1975), p. 51, pl. I, fig. 1—7, text-fig. 3—10, 22.

Numeroase exemplare bine conservate cît şi numeroase fragmente, apar în toate cele trei puncte studiate.

Vîrsta: specie cosmopolită citată din Rhaetian în Alpi, Carpaţi, Apenini şi din Norian/Rhaetian în Caucazul de NW şi Afganistan. În Cehoslovacia este întîlnită în fauna de Hornatina şi de Hybe.

Rhaetina pyriformis (Suess)

(Pl. II, fig. 1a-d; Pl. III, fig. 1a-d)

Rhaetina pyriformis (Suess)-Turculeţ (1971), p. 98, pl. XI, fig. 1; Michalik (1975), p. 62, pl. III, fig. 2—5; pl. IV, fig. 6, 7, text-fig. 13—20.

Numeroase forme mari (L = 48—58 mm; l = 35—45 mm; g = 25—30 mm) apar pe valea Frunzii şi pe valea Bătrînescu. Pe valea Laboş cît şi pe valea Frunzii am identificat şi exemplare de dimensiuni mai mici (L = 30—38 mm; l = 25—30 mm; g = 18—20 mm) şi cu contur piriform.

Vîrsta: Rhaetian în Alpii de N şi S şi în Carpaţi; Norian/Rhaetian în Carpaţi, Caucaz, Crimeea. În Cehoslovacia Pevný (1975) o citează din Carnianul mediu (Julian) iar Siblik (1967) şi Michalik (1975) o citează din fauna de Drnava, de Hornatina şi de Hybe.

Institutul Geologic al României

Rhaetina turcica (Bittner)

(Pl V, fig. 1a-d)

Rhaetina turcica (Bittn.)-Dagys (1963), p. 148,. pl. 22, fig. 6—16.

Numai pe valea Frunzii am identificat această specie.

Vîrsta: Norian şi Norian/Rhaetian în Turcia, Crimeea, Caucaz şi Pamir.

Rhaetina spp.

(Pl. II, fig. 2a, b; Pl. V, fig. 2a-d; fig. 3)

În orizontul bogat fosilifer mai apar şi cîteva exemplare întregi şi fragmente ce ar putea aparţine la *R. elliptica* sau la *R. robinsonii.*

În nivelul inferior de pe Bătrînescu cît şi pe valea Frunzii şi valea Laboş apar lumaşele formate exclusiv din forme tinere de dimensiuni mici de *Rhaetina.*

Zeilleria elliptica (Zugmayer)

(Pl. IV, fig. 2)

Zeilleria elliptica (Zugm.)-Siblik (1967), p. 83, pl. I, fig. 1.

Exemplare cu contur oval am identificat pe valea Frunzii şi pe valea Laboşului. Fragmente ce ar putea aparţine acestei specii apar şi pe Bătrînescu.

Vîrsta: Norian şi Norian/Rhaetian în Alpi, Carpaţi, Caucaz. În Cehoslovacia este citată din faunele de Drnava, Hornatina şi Hybe.

Zeilleria norica (Suess)

(Pl. III, fig. 2a, b)

Zeilleria norica (Suess)-Turculeţ (1971), p. 98, pl. X, fig. 5.

Fragmente ce aparţin acestei specii am identificat pe valea Frunzii şi pe Bătrînescu.

Vîrsta: Norian/Rhaetian în Caucaz şi Pamir; Rhaetian în Alpi şi Carpaţi.

Zeilleria austriaca (Zugmayer)

(Pl. IV, fig. 4a, b)

Zeilleria austriaca (Zugm.)-Siblik (1967),p. 84, pl. IV, fig. 4.

Cîteva exemplare apar în toate cele trei puncte studiate.

Vîrsta: Norian (Drnava); Norian / Rhaetian (Hornatina); Rhaetian (Hybe).

Institutul Geologic al României

BIVALVIA

Familia PECTINIDAE Rafinesque, 1815

Chlamys (Chlamys) dispar (Terquem)

(Pl. VI, fig. 1, 2, 4)

Pecten dispar Terq.-Terquem (1855), p. 323, pl. 23, fig. 6.

Pecten (Chlamys) dispar — Lentini (1973), p. 24, pl. 14, fig. 8—10; pl. 15, fig. 1, 2, 4, 5.

Identificat în stratele de Kössen de pe valea Frunzii. Prezintă dimensiuni mari comparativ cu cele din Liasicul inferior.

Vîrsta: Norian/Rhaetian, Liasic inferior.

Familia LIMNIDAE Rafinesque 1815

Plagiostoma cf. *punctata* Sowerby

(Pl. VI, fig. 5)

Plagiostoma cf. *punctata* — Lentini (1973), p. 31, pl. 16, fig. 6.

?*Plagiostoma sturi* — Kochanova (1973), p. 183, pl. VIA, fig. 5—9.

Pe valea Frunzii am identificat un exemplar de talie mare la care se păstrează pe anumite porţiuni ornamentaţia grupului *Plagiostoma punctata*. Întrucît ornamentaţia şi forma generală a cochiliei de la *P. sturi* seamănă mult cu *P. punctata* a lui Sowerby sîntem înclinaţi să considerăm şi pe *P. sturi* ca revenind speciei *P. punctata*.

Vîrsta: Norian/Rhaetian în Italia, Germania, Cehoslovacia.

Familia HALOBIIDAE Diener, 1925

Halobia norica Mojsisovics

(Pl. VII, fig. 1—4)

Halobia norica Mojs. — di Capoa-Bonardi (1970) p. 87, pl. XVIII, fig. 1—3, 15—44.

Am identificat mai multe exemplare în calcarele coapte din zona de izvoare a văii Aleului.

Vîrsta: *H. norica* a fost recoltată de Mojsisovics din calcarele de Hallstatt în asociaţie cu *Monotis salinaria* şi atribuită Norianului. Kittl o consideră ca aparţinînd Norianului inferior. Di Capoa-Bonardi include în sinonimie la *H. norica* speciile: *H. plicosa* Mojs., *H. amoena* Mojs., *H. parasicula* Kittl., *H. sicula* Gemm. atribuindu-le la toate vîrsta noriană. *H. norica* a mai fost citată în Bosnia (Iugoslavia), Grecia, Timor, Italia (Apeninii meridionali).

AMONOIDEA

Familia HALORITIDAE Mojsisovics, 1893

Subfamilia JUVAVITINAE Tozer, 1971

Juvavites sp.

(Pl. VII, fig. 9, 10)

Institutul Geologic al României

Cîteva exemplare întîlnite în asociaţia cu *Halobia norica* Mojs., incomplete, deformate, în general prost conservate. La fragmentele studiate se pot observa unele caractere : involuţie foarte mare, formă subglobulară, ornamentaţie cu coaste dichotomice, lipsa constricţiilor. Bazaţi pe aceste caractere atribuim aceste exemplare genului *Juvavites* fără posibilitatea precizărilor specifice. După ultimele cercetări (Tozer, 1971), genul *Juvavites* rămîne localizat în Norianul mediu.

Familia CYRTOPLEURITIDAE Diener, 1925

? *Cyrtopleurites* sp.

(Pl. VII, fig. 7)

Fragment de tură cu părţi laterale plate, formă plată ; involut, cu coaste sigmoidale, partea ventrală nu se poate observa.

Vîrsta : după Tozer (1971) caracterizează Norianul mediu.

Familia SAGENITIDAE (Spath, 1951)

Sagenites sp.

O impresiune de tură cu involuţie mare, care arată o ornamentaţie spirală sub formă de şanţuri şi coame cu spini mici ; fragmentul nostru prezintă asemănări cu speciile din grupul *Sagenites reticulati* al lui Mojsisovics ce se întîlneşte în Norianul inferior şi mediu.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Mantea G. (1962) Le Rhétien des Monts Apuseni (Carpates roumains), *Colloque du Jurassique*, Luxembourg.

— Dimitrescu R. (1964) Harta geologică scara 1 : 100000, foaia Arieşeni. Ed. Inst. Geol. Bucureşti.

Bordea Josefina, Bordea S. (1973) Noi date stratigrafice şi structurale în nord-vestul Munţilor Bihor. *D.S. Inst. Geol.*, LIX/5 (1972), Bucureşti.

Capoa Bonardi Paola (1970) Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino meridionale). *Mem. Soc. Natur di Napoli, supl. al Boll.* 78, Napoli.

Dagys A. S. (1963) Verhnetriasovie Brachiopodî iuga SSSR. Moskva.

— (1974) Triasovie Brachiopodî. Novosibirsk.

Ianovici V., Borcoş, M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.

Kittl E. (1912) Materialen zu einer Monographie der Halobiiden und Monotiden. *Rezult. der Wiss. Es. Balatonsees.* Bd. II, Wien.

Kollarova-Andrusovova Vanda, Kochanova Maria (1973) Molluskenfauna des Bleskovy Pramen bei Drnava (Nord-West Karpaten). Bratislava.

Krystyn L. (1974) Probleme der Biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias ; Die stratigraphie der Alpin-Mediterranen Trias (Symposium Wiena, Mai,

Institutul Geologic al României

1973). Öster. Acak. Wiessensch. Schriftenreihe der Erdwissen. Komm. Bd. II, pp. 137—144. Viena.

Kutassy A. (1928) Die Triasschichten des Beler und Bihargebirges mit besondere Rücksicht auf die stratigraphische Lage ihres Rhätikums. *Verh. Geol. Budesanst.*, 11, Wien.

Lentini F. (1973) I Molluschi del Lias inferiore di Longi (Sicilia Nord-orientale). Modena.

Mantea Gh. (1969) Geologia părţii de nord-vest a munţilor Bihor (reg. Ferice). *Stud. cerc. geol., geogr., geof. (seria Geol).*, XIV/2, Bucureşti.

Michalik J. (1973) Novépoznatky o charactere Retu lokality Hybe. *Geol. Práce, Sprv.* 60, Bratislava.

— (1974) Zur Palägeographie der Rätischen stuffe des Westlichen teils des Križna-Decke in den Wsetkarpaten. *Geol. Sborn.-Geol. Carpathica*, XXV, 2, Bratislava.

— (1975) Genus Rhaetina Waagen, 1880 (Brachiopoda) in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Sborn.—Geol. Carpathica*, XXVI, 1, Bratislava.

Mojsisovics E. (1893) Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. *Abhandl. Kais.-Kön. Geol. Reichs.* II, Wien.

Palfy M. (1926) Die Faziesentwicklung und die stratigraphische Position der Kössener Schichten des Bihor und Belergebirges. *Naturwiss. Anzeiger. Ung. Akad. Wiss.*, III, Kl, Budapest.

Patrulius D., Gheorghian Doina, Mirăuţă Elena (1976) Corrélation biochronologique du calcaire de Roşia formation triassique du système de nappes de Codru (Monts Apuseni). *D.S. Inst. Geol.-Geof.*, LXII/4 (1974—1975), Bucureşti.

Pearson D. A. B. (1970) Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, 126, Northern Ireland.

Pevný J., Bujnovský A., Kochanova Maria (1975) Korytnica limestones-a new litho-stratigraphical unit and its fauna. *Geol. práce, Sprv.* 43, Bratislava.

Siblik M· (1967) The brachiopods of the Norian locality Drnava (Souther Slovakia). *Geol. práce, Sprv.* 43, Bratislava.

Tozer E. T. (1971) Triassic Time and Ammonoids. Problems and Proposals. *Canadian Journ. of Earth Sciences*, 8,8. Canada.

Turculeţ I. (1971) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice şi cretacice din cuveta Rarău-Breaza. *Stud. tehn. econ., seria J., Stratigrafie*, 10, Bucureşti.

Urlichs M. (1972) Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. *Mitt. Gess. Geol. Bergbaustud. (Innsbruck)*, 21/2, Innsbruck.

Wiedmann J. (1972) Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der N-Alpine Obertrias-ihre atammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. *Mitt. Gess. Geol. Bergbaustud. (Innsbruck)*, 21/2, Innsbruck.

CONTRIBUTIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES SUR LE TRIAS SUPÉRIEUR DE L'UNITÉ DE FERICE (MONTS BIHOR)

(Résumé)

Les études récentes effectuées dans le cadre de l'Unité de Ferice (Monts Bihor) ont permis d'obtenir de nouvelles données concernant la succession des dépôts triassiques. On a identifié de nouveaux points fossilifères qui nous aident à déterminer l'âge de certains niveaux des divers termes triassiques.

Institutul Geologic al României

Les auteurs envisagent deux secteurs : le secteur de Ferice et le secteur des sources d'Aleu.

Dans le secteur de Ferice sont analysées les coupes de la vallée de Frunzii, de la vallée de Bătrînescu et de la vallée de Laboş. Sur la vallée de Frunzii et sur la vallée de Laboş dans le cadre des dépôts triassiques sont présents les suivants termes : les dolomies grises, anisiennes, les calcaires à nodules siliceux, ladiniens ; les couches de Codru attribuées au Norien inférieur et moyen ; les couches de la vallée de Frunzii, rapportées au Norien supérieur et les couches de Kössen. Dans ces dernières on a identifié une riche faune de bivalves, gastéropodes, mégalodontes, coraux et brachiopodes, les dernières prédominant en association : *„Rhynchonella" fissicostata* Suess, *„Rhynchonella" subrimosa* (Schaf.), *Amphiclina intermedia* Bittn., *Austrirhynchia cornigera* (Schaf.), *Caucasorhynchia* sp., *Zugmayerella koessenensis* (Zugm.), *Rhaetina gregaria* (Suess), *Rhaetina pyriformis* (Suess), *Rhaetina turcica* (Bittn.), *Rhaetina* sp., *Zeilleria norica* (Suess.), *Zeilleria elliptica* (Zugm.), *Zeilleria austriaca* (Zugm.), *Kokenella fischeri* (Hörnes) ; parmi les bivalves, sur la vallée de Frunzii, on a rencontré : *Plagiostoma* cf. *punctata* Sow., *Chlamys (C.) dispar* Terq., *Chlamys* sp., *Entolium* sp.

Sur la vallée de Bătrînescu on n'a pas pu observer une colonne complète des dépôts triassiques. On a reconnu les couches de Kössen contenant une même association de brachiopodes décrite pour la vallée de Frunzii et la vallée de Laboş, excepté *Caucasorhynchia* sp., *Rhaetina turcica* et *Amphiclina intermedia* ; on a aussi identifié des espèces de *Sinucosta acerrima*.

Dans la zone des sources de la vallée d'Aleu on peut observer toute la succession des dépôts triassiques. Des couches de la vallée de Frunzii (le tiers inférieur) proviennent les espèces de *Juvavites* et ? *Cyrtopleurites*, associées à *Halobia norica*. Cette association plaide pour l'âge norien moyen. Sur les couches de la vallée de Frunzii, tout comme dans le secteur de Ferice, reposent les couches de Kössen à nombreuses brachiopodes, mégalodontes, coraux et bivalves.

La seconde partie de l'ouvrage contient une description systématique des espèces rencontrées dans les deux secteurs, accompagnée des planches.

EXPLICAŢIA PLANŞELOR

Planşa I

Fig. 1—2. — *Amphiclina intermedia* Bittner. Valea Frunzii. x 3.

Fig. 3—4. — *„Rhynchonella" fissicostata* Suess. 3, valva dorsală : Valea Frunzii, × 2 ; 4, valva ventrală ; Bătrînescu, × 2.
„Rhynchonella" fissicostata Suess. 3, valve dorsale : vallée de Frunzii, ×2 ; 4, valve ventrale ; Bătrînescu, × 2.

Fig. 5a, c. — *„Rhynchonella" subrimosa* (Schafhäutl). Valea Frunzii, × 2,5.

Fig. 6a-c. — *Austrirhynchia cornigera* (Schafhäutl). Valea Frunzii , × 3.

Fig. 7a-c. — *Austrirhynchia cornigera* (Schafhäutl). Valea Laboş, × 3.

Fig. 8. — *Caucasorhynchia* sp. Valea Frunzii, × 2.

Fig. 9. — *Zugmayerella koessenensis* (Zugmayer). Valea Frunzii, × 2.

Fig. 10. — ? *Mentzelia* sp. Valea Frunzii, × 4.
a, valva dorsală ; b, valva ventrală ; c, frontal.
a, valve dorsale ; b, valve ventrale ; c, frontale.

Institutul Geologic al României

Planşa II

Fig. 1a-d, — *Rhaetina pyriformis* (Suess). Valea Frunzii, × 2.

Fig. 2a, b. — *Rhaetina* sp. exemplar juvenil. Valea Laboş, × 3.

Rhaetina sp. exemplaire juvénile. Vallée de Laboş, × 3.
a, valva dorsală; b, valva ventrală; c, profil; d, frontal.
a, valve dorsale; b, valve ventrale; c, profil; d, frontale.

Planşa III

Fig. 1a— d. — *Rhaetina pyriformis* (Suess). Valea Frunzii, × 2.

Fig. 2a, c. — *Zeilleria norica* (Suess). Valea Frunzii, × 1,5.
a, valva dorsală; b, valva ventrală; c, profil; d, frontal.
a, valve dorsale; b, valve ventrale; c, profil; d, frontale.

Planşa IV

Fig. 1a—d. — *Rhaetina gregaria* (Suess). Valea Frunzii, × 3.

Fig. 2. — *Zeilleria elliptica* (Zugmayer). Valea Laboş, × 2.

Fig. 3. — *Zugmayerella koessenensis* (Zug m.). Valea Laboş × 2.

Fig. 4a, b. — *Zeilleria austriaca* (Zug m.). Bătrînescu, × 3.
a, valva dorsală; b, valva ventrală; c, profil; d, frontal.
a, valve dorsale; b, valve ventrale; c, profil; d, frontale.

Planşa V

Fig. 1a—d. — *Rhaetina turcica* (Bittner). Valea Frunzii, × 3.

Fig. 2a—d. — *Rhaetina* sp. formă juvenilă. Valea Frunzii, × 3.
Rhaetina sp. forme juvénile. Vallée de Frunzii, × 3.

Fig. 3. — *Rhaetina* sp. formă juvenilă. Bătrînescu, × 3.
Rhaetina sp. forme juvénite. Bătrînescu, × 3.
a, valva dorsală; b, valva ventrală; c, profil; d, frontal.
a, valve dorsale; b, valve ventrale; c, profil; d, frontale.

Planşa VI

Fig. 1, 2,4. — *Chlamys (Chlamys) dispar* (Terquem). Valea Frunzii. × 1.

Fig. 3. — *Chlamys* sp. Valea Frunzii, × 1.

Fig. 5. — *Plagiostoma* cf. *punctata* Sow. Valea Frunzii, × 2.

Planşa VII

Fig. 1—4. — *Halobia norica* Mojs. Obîrşia văii Aleului. Fig. 1 şi 2, × 1,5; fig. 3 şi 4, × 1,75.
Halobia norica Mojs. Source de la vallée de l'Aleului. Fig. 1 et 2, × 1,5; fig. 3 et 4, × 1,75.

Institutul Geologic al României

Fig. 5, 6. — *Chlamys* sp., n. sp.?. Obîrșia văii Aleului. Fig. 5, × 1,5 ; fig. 6, × 1, partea internă a valvei.
Chlamys sp., n. sp.?. Source de la vallée de l'Aleului. Fig. 5, × 1,5 ; fig. 6, × 1, partie interne de la valve.

Fig. 7. — ? *Cyrtopleurites* sp. Obîrșia văii Aleului, × 1,5.
Cyrtopleurites sp. Source de la vallée de l'Aleului, × 1,5.

Fig. 8. — Amonit din familia Haloritidae. Obîrșia văii Aleului, × 1.
Ammonites de la famille Haloritidae. Source de la vallée de l'Aleului, × 1.

Fig. 9, 10. — *Juvavites* sp. Obîrșia văii Aleului, × 2.
Juvavites sp. Source de la vallée de l'Aleului, × 2.

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 79—88.

4. STRATIGRAFIE

O FAUNĂ HAUTERIVIANĂ REMANIATĂ ÎN DEPOZITELE SENONIENE DE PE VALEA MICĂ (MUNŢII METALIFERI)[1]

DE

SEVER BORDEA[2], EMIL AVRAM[2], IOSEFINA BORDEA[2]

Abstract

A Hauterivian Fauna Reworked in the Senonian Deposits from the Valea Mică Area (Metaliferi Mountains). New data concerning the sequence of Neo-Cretaceous deposits from the Valea Mică springzone are presented. The Upper Cretaceous (Santonian) deposits include marly blocks containing a Hauterivian fauna represented by ammonites, belemnites and aptychi.

Cercetările efectuate în 1976 la sud de valea Ampoiului, în bazinul Văii Mici, au permis identificarea unei faune hauteriviene. Punctul fosilifer pus în evidenţă de Iosefina Bordea şi Sever Bordea, este situat în cursul superior al Văii Mici, pe noua şosea forestieră, în tăietura drumului din versantul drept al văii, la 450 m amonte de confluenţa pe dreapta cu pîrîul Fundoaia lui Aron (fig. 1).

Studii anterioare asupra bazinului Văii Mici aparţin lui Ilie (1940), Ghiţulescu, Socolescu (1941), I. Teodoru (1961)[3], Berbeleac (1968). În 1971, Mantea et al. aduc, într-o zonă învecinată, o serie de date noi privind succesiunea depozitelor cretacice superioare, menţionînd şi prezenţa unor erupţiuni bazice sincrone acestora.

La izvoarele Văii Mici, amonte de confluenţa cu pîrîul Fundoaia lui Aron, am putut separa următoarea succesiune stratigrafică (fig. 2): a) stratele de Geoagiu, constituite din marne violacee-cenuşiu deschise, cu remanieri lenticulare de aglomerate bazaltice (1), avînd deasupra acestora şisturi marnoase cenuşii (2) în care sînt prinse elemente de calcare albe, precum şi conglomerate alcătuite predominant din calcare roz, ooli-

[1] Predată la 3 mai 1977, acceptată pentru publicare la 4 mai 1977, comunicată în şedinţa din 24 mai 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

[3] Arh. I.G.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

tice; urmează (3) o alternanță de marne cenușii cu marne violacee, în acestea din urmă fiind prinse blocuri mari de bazalte violaceu închise și, deasupra lor, marne violacee și marne cenușii, în care la partea mediană apar lentile de brecii calcaroase, iar la partea superioară epiclastite bazal-

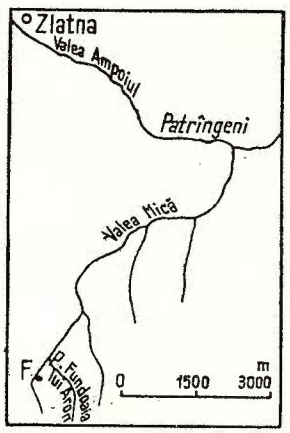


Fig. 1. — Schița amplasării punctului fosilifer de pe Valea Mică.
Esquisse d'emplacements du point fossilifère de Valea Mică.

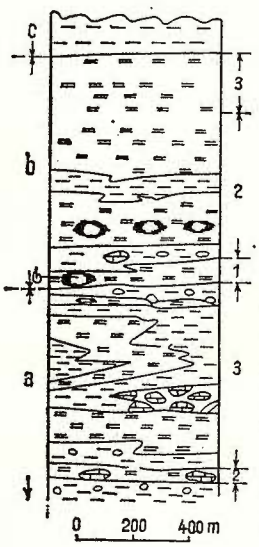


Fig. 2. — Succesiunea depozitelor cretacice superioare din zona izvoarelor Văii Mici. a, Strate de Geoagiu : 1, lentile de aglomerate bazaltice; 2, șisturi marnoase cenușii, cu elemente de calcare sau conglomerate calcaroase; 3, marne cenușii asociate cu marne violacee, cu blocuri de bazalte violaceu închis; la partea superioară, marne violacee și cenușii, în care sînt intercalate lentile de conglomerate calcaroase și epiclastite bazaltice. b, Marne cenușii stratificate (fliș marnos), cu : 1, blocuri de marne cu faună hauteriviană; 2, marne cenușii asociate cu rare marne violacee, avînd elemente de calcare sau bazalte; 3, marne cenușii stratificate, asociate cu marne șistoase și rare intercalații de gresii. c, Strate de Bozeș (fliș grezo-marnos). Succession des dépôts crétacés supérieurs de la zone des sources de Valea Mică. a, Couches de Geoagiu : 1, lentilles d'agglomérats bazaltiques; 2, schistes marneux gris, à éléments de calcaires ou de conglomérats calcaires; 3, marnes grises associées à marnes violacées, à blocs de bazaltes violacé foncé; à la partie supérieure, marnes violacées et grises ou sont intercalées des lentilles de conglomérates calcaires et d'épiclastites bazaltiques. b, Marnes grises stratifiées (flysch marneux), à : 1, blocs de marnes à faune hauterivienne; 2, marnes grises associées à rares marnes violacées, ayant des éléments de calcaires ou de bazaltes; 3, marnes grises stratifiées, associées à des marnes schisteuses et rares intercalations de grès. c, Couches de Bozeș (flysch gréso-marneux).

tice. Succesiunea continuă cu b) marne cenușii bine stratificate, în care apar la partea inferioară blocuri de marne cenușiu-verzui, compacte, de dimensiuni pînă la 1 m diametru, conținînd o faună de cefalopode de vîrstă

Institutul Geologic al României

hauteriviană; următorul termen, reprezentat prin marne cenușii, mai rar violacee, cuprinde lentile sporadice de brecii calcaroase sau blocuri de bazalte; la partea superioară succesiunea continuă cu marne cenușii, bine stratificate, asociate cu marne șistoase și rare intercalații de gresii. Frecvența intercalațiilor grezoase crește progresiv, astfel că se trece gradat la c) stratele de Bozeș, reprezentate printr-un fliș grezos-marnos.

Pentru coloana descrisă, datele micropaleontologice[4] precizează următoarele vîrste:

— marnele violacee din baza coloanei (stratele de Geoagiu) reprezintă intervalul Coniacian superior-Santonian inferior *(Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. tricarinata* (Quereau), *G. fornicata* Plummer, *G. globigerinoides* Brotzen, *G. concavata* Brotzen);

— marnele cenușii (fliș marnos) în care sînt cantonate blocurile cu faună hauteriviană, sînt atribuite Santonianului superior *(Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Marsonella oxycona* Reuss);

— asociația micropaleontologică cuprinsă în stratele de Bozeș pledează pentru o vîrstă campanian-maestrichtian inferioară [*Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. contusa* (Cush.)].

Blocurile de marne cenușii hauteriviene cuprind o asociație de cefalopode cu: *Phyllopachyceras* cf. *bulgaricum* Dimitrova, *P.* cf. *stuckenbergi* (Karakasch), *Protetragonites* cf. *muierensis* (Simionescu), *Crioceratites* cf. *quenstedti* (Oster), *Spitidiscus* cf. *rotula* (Sowerby), *Lamellaptychus didayi* (Coquand), *L. angulodidayi* Trauth, *Pseudobelus* aff. *brevis* Paquier; fără a permite stabilirea foarte precisă, la nivel de zonă, a vîrstei marnelor cenușii, această asociație le situează în partea superioară a Hauterivianului inferior.

Nota de față aduce o serie de precizări privind succesiunea depozitelor senoniene de la izvoarele Văii Mici. Este menționată pentru prima dată prezența stratelor de Geoagiu la nord de aria cunoscută. În acest sector trecerea la stratele de Bozeș se face prin intermediul unui fliș predominant marnos.

Fauna hauteriviană este remaniată în depozitele santonian-superioare (fliș marnos cenușiu). Bazați pe asemănările litologice și pe conținutul faunistic, considerăm că blocurile cu faună hauteriviană provin din aria de dezvoltare a stratelor cu *Aptychus* de la est de creasta Trascăului.

Descriere sistematică

Phyllopachyceras cf. *bulgaricum* Dimitrova

pl., fig. 1

Referință tip: Phyllopachyceras bulgaricum Dimitrova 1967, p. 21, pl. VI, fig. 2 (holotip).

Alte referințe: Phylloceras ladinum Uhlig 1887, p. 80 (partim) pl. V, fig. 6.

[4] Pentru determinarea microfaunei aducem vii mulțumiri colegelor Zorela Munteanu și Viorica Cosma.

Institutul Geologic al României

Material. 3 exemplare fragmentare, care arată ornamentaţia stadiilor tinere ale speciei : ornamentaţia flancurilor formată din coaste puternice, rare, dezvoltate între pătrimea inferioară a acestora şi marginea lor externă şi, independent de acestea, din coaste mai dese, ridicate periodic sub formă de creste, pe regiunea externă.

Astfel, exemplarele în discuţie sînt întru totul comparabile cu specimenul figurat de Uhlig (1887) în planşa V figura 6, care a fost inclus de Dimitrova în sinonimia speciei sale *Phyllopachyceras bulgaricum.*

Răspîndire. Phyllopachyceras bulgaricum a fost recunoscut în depozitele neocomiene din Tirolul de Sud şi în cele barremiene inferioare din Bulgaria.

Phyllopachyceras cf. *stuckenbergi* (Karakasch)

pl., fig. 2,3

Referinţă tip: Phylloceras Stuckenbergi Karakasch 1907, p. 43, pl. III, fig. 8 a, b (holotip).

Alte referinţe: Phylloceras Stuckenbergi Kar., Gignoux (in Kilian) 1920, p. 91; *Phylloceras stuckenbergi* Kar., Druzczic 1956, p. 130.

Material. 10 exemplare în diferite stadii de creştere, mai mult sau mai puţin deformate, în general incomplete. Toate sînt caracterizate prin ornamentaţia formată din coaste egale, puternice, dezvoltate începînd de la diametrul de cca 10 mm pe regiunea externă; pe măsura creşterii acestea coboară progresiv pe flancuri astfel că la diametrul maxim de cca 50 mm acoperă jumătatea superioară a flancurilor şi regiunea externă. Din cauza conservării defectuoase, exemplarele cele mai mari nu arată fasciculare caracteristică a coastelor pe laturile cochiliei.

Răspîndire. Specia a fost descrisă din Barremianul şi ? Apţianul inferior din Crimeea. În Munţii Apuseni ea se găseşte însă în Hauterivian în asociaţie cu *Spitidiscus rotula* (Sow.).

Protetragonites cf. *muierense* (Simionescu)

pl., fig. 4

Referinţă tip: Lytoceras Muierense Simionescu 1898, p. 62, pl. II, fig. 3.

Alte referinţe: Lytoceras Muierense Simionescu, Gignoux (in Kilian) 1920, p. 110; ? *Protetragonites mediocris* Druzczic, Dimitrova 1967, p. 29, pl. X, fig. 2.

Material. 3 exemplare în stadii diferite de creştere.

Descriere. Ture evolute cu creştere relativ rapidă în înălţime, prevăzute în stadiile tinere cu constricţii care, la sfîrşitul fragmoconului, sînt însoţite de coaste proverse.

Observaţii. Toate specimenele sînt fragmentare sau rău păstrate, astfel că descrierea este colectivă. Cel mai mare specimen, comparabil cu holotipul speciei *L. muierense* prin forma şi modul de creştere al turelor şi, de asemenea, prin prezenţa coastelor pe turele mai interne, se deosebeşte totuşi de acesta prin prezenţa unei constricţii pe camera de habitaţie la diametrul de aproximativ 65 mm.

Institutul Geologic al României

Răspîndire. Protetragonites muierensis a fost recoltat din depozitele ? hauteriviene (Dealul Sasului) și barremiene (Dealul Sasului, Padina Sirnei) din Culoarul Dîmbovicioarei, România.

Crioceratites cf. *quenstedti* (Oost er)

pl., fig. 5, 6

Referință tip: Crioceratites (Crioceratites) quenstedti (Oester), Wiedmann 1962, pl. 8, fig. 1 (neotip), p. 123.

Alte referințe: Crioceras Duvalii d'Orb., Quenstedt 1849, p. 279, pl. 20 fig. 13; *Ancyloceras Quenstedti* Ooster 1860, p. 54, pl. 49, fig. 1, ? 2 (non fig. 3—6); *Crioceras Picteti* var *majoricensis* Nolan 1894, pl. X, fig. 1c; *Crioceras villersianum* d'Orb., Sarasin & Schöndelmayer 1902, p. 107, pl. XII fig. 3; Thomel 1964, p. 21.

Material. 2 fragmente deformate, reprezentînd o parte dintr-un tur intern și partea terminală a fragmoconului plus începutul camerei de habitație ale unui exemplar mare.

Fragmentul mai tînăr este ornat cu coaste fine, dese, și cu tuberculi externi, dispuși călare pe cîte 2—3 coaste. Fragmentul mai mare are secțiunea ovală, îngustă și ornamentația formată din coaste principale ușor flexuoase, dispuse la marginea anterioară a unor constricții, și din coaste secundare de asemenea flexuoase, în număr de 6—7 în intervalul dintre 2 principale consecutive; de regulă prima coastă secundară din fața celei principale pornește de la o îngroșare a acestora la margine ombilicală, iar coastele secundare de la mijlocul intervalului iau naștere cîte 2—3 din același punct; există 4—5 coaste principale pe 1 sfert de tur, toate purtînd tuberculi externi bine marcați și prezentînd o îngroșare la marginea ombilicală.

Observații. Apartenența celor două fragmente descrise la aceeași specie este sigură: ornamentația lor se regăsește pe porțiuni ale neotipului, ca și pe exemplarul figurat de Sarasin & Schöndelmayer sub *Crioceras villersianum* și care aparține cu siguranță speciei *Crioceratites quenstedti* (deosebindu-se de neotipul acesteia numai prin creșterea ceva mai rapidă a turelor de spiră, prin numărul mai mare de coaste intercalare și (asemeni specimenului descris de Nolan, 1894, sub *C. picteti* var. *majoricensis* în pl. X fig. 1 c) prin evoluția mai lentă a ornamentației.

Răspîndire. Crioceratites quenstedti este o specie hauteriviană, citată din sud-estul Franței, Elveția, i-le Baleare.

Spitidiscus cf. *rotula* (Sow.)

pl., fig. 7

Referințe: Oleostephanus (Holcodiscus) rotula Sow., Pavlov & Lamplugh 1892 (Pavlow ed. 1965, p. 71, pl. V (XVII) fig. 11—13).

Material: două exemplare mici, fragmentare, ușor comprimate.

Descriere. Exemplare cu ombilicul relativ îngust și adînc; ele sînt ornate cu 4—6 constricții proverse, mai aplecate spre înainte în jumătatea superioară a flancurilor, astfel că formează un sinus spre înainte pe regiunea

Institutul Geologic al României

ventrală, cu coaste mai puţin curbate, în cea mai mare parte bifurcate, tăiate oblic de constricţia din faţa lor. În spatele constricţiei se observă un uşor bourelet.

Observaţii. Talia mică şi conservarea mediocră a exemplarelor în discuţie nu permit identificarea completă cu specia *Spitidiscus rotula* (Sow.). Prin caracterele descrise ele se apropie mult de specimenul mai mic al acestei specii figurat de Pavlow & Lamplugh şi de asemenea, de exemplarele de *Spitidiscus rotula inflatus* Kilian figurate de Thieuloy (1972, p. 32, fig. 4 şi 5, pl. 2 fig. 4—5, pl. 3 fig. 2—3).

Răspîndire. Spitidiscus rotula este cunoscut din Hauterivianul inferior din Anglia, Franţa (zona cu *Nodosoplicatum*) şi de asemenea, din Hauterivianul inferior din Culoarul Dîmbovicioarei (România).

Lamellaptychus didayi (Coquand) var.

pl., fig. 8, 9

Referinţă tip: Aptychus didayi Coquand, 1841, p. 389, pl. IX fig. 10 (= Trauth 1938, pl. XIV fig. 3)

Alte referinţe: Lamellaptychus didayi (Coquand), Trauth 1938, p. 198, pl. IX, fig. 6—7, pl. XIV fig. 3—4; Stefanov 1961, p. 216, pl. II fig. 1—7; Gasiorowski 1962 a, p. 258; Gasiorowski 1962 b, p. 108, pl. VIII fig. 9; Avram 1976, p. 58, pl. X fig. 11; *Lamellaptychus sub-didayi* Trauth, Stefanov 1961, p. 217, pl. II fig. 8—10.

Material. 5 valve dintre care 2 aparţin aceleiaşi perechi, şi un fragment de valvă mai mare.

Dimensiuni:	L	S	I	lat	S : L
	19,6	18,3	16,5	10.6	1,07

Descriere. Valve cu contur normal, cu costaţie la început de tip concentric (pînă la lungimea de cca 3,5 mm a marginii simfizare), apoi oblică retroversă. Distanţa dintre coaste creşte progresiv de la marginea internă pînă la inflexiunea coastelor (în apropiere de marginea simfizară), apoi descreşte pînă la marginea simfizară. Pe flancuri coastele descriu o inflexiune generală normală, mai accentuată pe valva stîngă, cu axa tăind marginea laterală. Există o uşoară depresiune laterală; suprafaţa laterală externă este bine dezvoltată.

Observaţii. Forma valvelor şi costaţia la valvele perechi sînt foarte apropiate de ale exemplarelor din planşa XII figura 26 şi 28 a lui Trauth 1938 (= *Lamellaptychus subdidayi* Trauth), cu excepţia traectului retrovers al coastelor în imediata apropiere a marginii simfizare. La cel de-al 3-lea exemplar mai complet depresiunea laterală este mai accentuată, iar traectul rectiliniu al costaţiei pe panta simfizară este mai vizibil, prin acest caracter el apropiindu-se mai mult de *Lamellaptychus didayi* tipic.

Răspîndire. Lamellaptychus didayi este cunoscut din Tithonic? -Berriasian-Hauterivianul inferior în lungul domeniului alpin, din Spania (Andalusia) pînă în sudul U.R.S.S. În România el este citat din Hauteri-

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Berbeleac I. (1968) Asupra unor roci eruptive remaniate în depozitele Cretacicului inferior din regiunea Valea Mică-Galaţi-Presaca Ampoiului (Munţii Metaliferi). *D.S. Com. Geol.* LIV, 1, Bucureşti.

Combemorel R. (1973) Les Duvaliidae Pavlow (Belemnitida) du Crétacé inférieur français. *Doc. Lab. géol. Fac. Sc. Lyon*, 57, Lyon.

Dimitrova N. (1967) Les fossiles de Bulgarie, IV. Crétacé inférieur, Céphalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea). Sofia.

Druzczic V. V. (1956) Nijnemelovîe Ammonitî Krîma i Severnogo Kavkaza (Litoţeratidî, Tetragonitidî, Filoţeratidî). *Izd. Mosk. Univ.* Moskva.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Etude géologique et minière des Monts Métalifères. *An. Inst. Geol.* XXI, Bucureşti.

Gasiorowski S. M. (1962 a) Sur les Aptychi à côtes. *Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego*, XXXII, Krakow.

— (1962 b) Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. *Studia Geol. Polonica*, X, Warszawa.

Ianovici V., Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.

Kilian W., Gignoux M., Chaput E., Sayn G., Fallot P., Reboul P. (1920) Contributions à l'étude des céphalopodes paléocrétacés du Sud-Est de la France. *Mém. Carte géol. dét. France.* Paris.

Ilie M. (1940) Structure géologique de la région de Zlatna. *An. Inst. Geol.* XX, Bucureşti.

Karakasch N. I. (1907) Nijnemelovaia otlojeniia Krîma i ih fauna. St. Petersburg.

Mantea G., Bordea Iosefina, Tocorjescu Maria (1971) Structura geologică a regiunii cuprinse între Valea Mică-Ciungi-Tăuţi (bazinul văii Ampoiului — Munţii Metaliferi). *D.S. Inst. Geol.* LVII (1969—1970), Bucureşti.

Nolan H. (1894) Note sur les Crioceras du groupe du Crioceras Duvali. *Bull. Soc. géol. France* (3), XXII, Paris.

Ooster W. A. (1860) Pétrifications remarquables des Alpes Suisses. Catalogue des Céphalopodes fossiles des Alpes Suisses. *Dentsch. Allgem. Schweiz. Gesellsch.* XVIII, Zurich.

Pavlow A., Lamplugh G. (1892) Ammonites de Speeton et leur rapports avec les ammonites des autres pays. in A. P. Pavlov, *Sravnitelnaia stratigrafiia borealnogo mezozoia Evropî. Izd. Nauka, Moskva* 1965.

Quenstedt A. (1849) Petrefactenkunde Deutschlands. I. Cephalopoden. Tübingen.

Simionescu I. (1898) Studii geologice şi paleontologice din Carpaţii Sudici. II. Fauna neocomiană din basenul Dîmbovicioarei. *Publ. Fondului V. Adamachi* II/1898, Bucureşti.

Sarasin Ch., Schöndelmayer Ch. (1901—1902) Etude monographique des ammonites du Crétacé inférieur de Chatel Saint-Denis. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, XXVIII (1901), XXIX (1902), Genève.

Stefanov I. (1961) Ammonitni operkulumî (Aptichi) ot dolnata kreda na Bîlgaria. *Trudove virhu geol. Bîlgaria, Paleont.*, III, Sofia.

Thieuloy J. P. (1972) Biostratigraphie des lentilles à pérégrinelles (brachiopodes) de l'Hauterivien de Rottier (Drôme, France). *Géobios.* 5,1, Lyon.

Thomel G. (1964) Contribution à la connaissance des Céphalopodes crétacés du Sud-Est de la France (Note sur les Ammonites déroulées du Crétacé inférieur vocontien). *Mém. Soc. géol. France*, NS, XLIII, 2, mém. 101, Paris.

Trauth Fr. (1938) Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. *Palaeontographica A.* LXXXVIII, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

Uhlig V. (1887) Ueber neokome Fossilien vom Gardenazza in Südtirol, nebst einem Anhang über das Neokom von Ischl. *Jb. k.k. Geol. Reichsanst.* XXXVII, Wien.

Wiedmann J. (1962) Unterkreide Ammoniten von Mallorca. 1. Lytoceratina, Aptychi. *Abhdl. Akad. Wiss. u. Literatur Mainz, math.-naturw.* Kl. 1/1962, Wiesbaden.

INTREBĂRI

S. Năstăseanu : Care sînt relațiile dintre stratele de Geoagiu, flișul marnos și stratele de Bozeș? Există lacune sau discordanțe între aceste entități litologice?

Răspuns: Trecerea de la stratele de Geoagiu la flișul marnos se face gradat; sînt îndințări pe verticală și lateral. Stratele de Bozeș par a fi concordante pe flișul marnos.

DISCUȚII

S. Năstăseanu: După opinia noastră, stratele de Geoagiu și flișul marnos prezintă caractere pregnante de wildflysch, în care sînt însedimentate blocuri de calcare hauteriviene și kimmeridgiene, precum și roci diabazice.

R. Mutiu: Pentru precizarea vîrstei de subetaj, propun elucidarea în continuare a faunei amonitice inventariate.

I. Marinescu: Asociația de Phyllopachiceratidae pledează clar pentru Hauterivian superior; un *Phyllopachiceras infundibulum* a fost citat de K. Müntz în stratele de Audia (Șipote) la nord de Tg. Secuiesc, iar crioceratiți apar în forajele din platforma moesică (R. Mutiu). Această situație biostratigrafică ne ajută să reconstituim din punct de vedere paleogeografic marea eocretacică din teritoriul Carpaților.

UNE FAUNE HAUTERIVIENNE REMANIÉE DANS LES DÉPÔTS SÉNONIENS DE VALEA MICĂ (MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

Les études effectuées dans le bassin de Valea Mică (affluent droit de la vallée d'Ampoiul), pendant l'été 1976, ont mis en évidence une faune hauterivienne remaniée dans les dépôts crétacés supérieurs. Le point fossilifère est situé dans le deblé de la route du versant droit de Valea Mică, dans son cours supérieur.

La succession des dépôts crétacés supérieurs de la zone des source de Valea Mică est la suivante: (1) couches de Geoagiu, constituées de (a) marnes violacées à remaniements lenticullaires d'agglomérats basaltiques, (b) de schistes marneux gris et (c) d'une alternance de marnes grises à marnes violacées, avec des blocs de brèches calcaires et des épiclastites bazaltiques; (2) marnes grises stratifiées, englobant des blocs de marnes gris-verdâtres, à faune hauterivienne; celles-ci supportent des marnes violacées intercalées aux marnes grises, qui passent à une alternance de marnes grises à marnes schisteuses et rares grès; peu à peu

Institutul Geologic al României

on passe vers (3) les couches de Bozeș, formées d'une alternance rythmique de grès à marnes schisteuses.

La microfaune atteste pour les couches de Geoagiu un âge coniacien supérieur-santonien inférieur ; les marnes grises où sont cantonnés les blocs à faune hauterivienne appartiennent au Santonien supérieur, alors que les couches de Bozeș — au Campanien-Maestrichtien inférieur.

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1. — *Phyllopachyceras* cf. *bulgaricum* Dimitrova. × 1.
Fig. 2, 3. — *Phyllopachyceras* cf. *stuckenbergi* (Karakasch). × 1.
Fig. 4. — *Protetragonites* cf. *muierensis* (Simionescu). × 1.
Fig. 5, 6. — *Crioceratites* cf. *quenstedti* (Ooster). × 1.
Fig. 7. — *Spitidiscus* cf. *rotula* (Sow.). × 1.
Fig. 8, 9. — *Lamellaptychus didayi* (Coq.) var. × 1.
Fig. 10. — *Lamellaptychus angulodidayi* Trauth. × 1.
Fig. 11a, b. — *Pseudobelus* aff. *brevis* Paquier. × 1.

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 89—105.

4. STRATIGRAFIE

MICROFACIESURILE CALCARELOR ALBE DIN PARTEA NORDICĂ A MASIVULUI PIATRA CRAIULUI. CONSIDERAŢII BIOSTRATIGRAFICE[1]

DE

IOAN BUCUR[2]

Abstract

Microfacies of White Limestones from the Northern Part of the Piatra Craiului Massif. Biostratigraphic Considerations. Relying on the microscopical study, through the correlation of lithologic characters with the micropaleontologic ones, the author distinguished within the white limestone sequence several microfacial levels which could be partially correlated with the Upper Jurassic and Lower Cretaceous corresponding stages. The pointing out of the presence of the Lower Cretaceous in the top part of the white limestone sequence is a fact with important paleogeographic implications.

I. INTRODUCERE

Masivul Piatra Craiului reprezintă, din punct de vedere structural, extremitatea vestică a unei largi zone sinclinale corespunzătoare Culoarului Dîmbovicioara, ale cărei formaţiuni sedimentare constituie seria de Braşov (P a t r u l i u s, 1969).

O primă concepţie unitară asupra structurii acestei zone este prezentată de O n c e s c u (1943), într-o lucrare de ansamblu asupra masivelor Bucegi şi Piatra Craiului, în care autorul susţine, între altele, continuitatea de sedimentare între Tithonic şi Neocomian, fără a aduce, însă, în favoarea acestei afirmaţii, argumente paleontologice. Cercetări mai recente întreprinse de P o p e s c u (1967), infirmă această idee. Autoarea presupune existenţa unei lacune stratigrafice corespunzătoare intervalului Berriasian-Hauterivian inferior. Existenţa unei astfel de lacune este sus-

[1] Predată la 19 martie 1977, acceptată pentru publicare la 16 mai 1977, comunicată în şedinţa din 10 iunie 1977.

[2] I.P.E.G. „Banatul". Str. 30 Decembrie nr. 1, Caransebeş.

Institutul Geologic al României

ţinută şi de P a t r u l i u s (1969), dar trebuie subliniat faptul că autorul consideră că este posibil ca în partea de nord a masivului Piatra Craiului, acolo unde calcarele depăşesc în grosime 1000 m, sedimentarea să se fi continuat, în acelaşi facies, în intervalul de timp corespunzător Berriasianului şi Valanginianului.

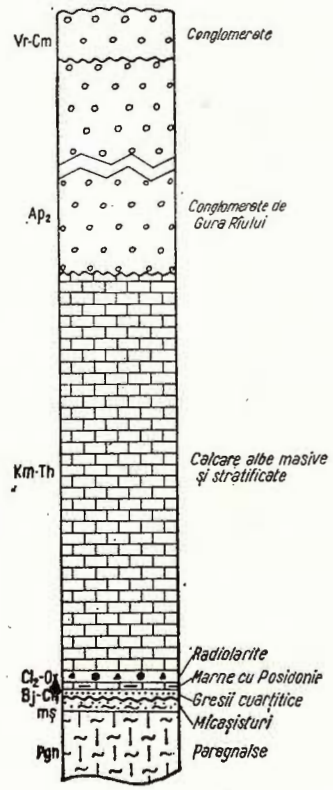


Fig. 1. — Succesiunea formaţiunilor sedimentare din partea nordică a Culoarului Dîmbovicioara.
Succession des formations sédimentaires de la partie septentrionale du Couloir de Dîmbovicioara.

O imagine de ansamblu asupra succesiunii formaţiunilor sedimentare din partea nordică a Culoarului Dîmbovicioara poate fi urmărită în figura 1 (după harta la scara 1 : 50.000, foaia Zărneşti — 110 b).

Cercetările efectuate de noi cuprind doar partea nordică a flancului vestic al sinclinalului Piatra Craiului (creasta nordică, în sens geomorfologic). Am executat cinci profile microfaciale prin calcarele masive albe, delimitate la partea inferioară de radiolaritele şi jaspurile Oxfordianului, iar la cea superioară de breciile şi conglomeratele Apţianului superior (fig. 2). Studiul acestora ne-a condus la delimitarea mai multor nivele microfaciale, fără a putea face, însă, pe baza microorganismelor, o biozonare amănunţită sau o delimitare netă a diferitelor etaje. Separarea microfaciesurilor s-a făcut ţinînd cont de caracteristicile microtexturale şi conţinutul micropaleontologic, în corelare cu aspectul macroscopic al calcarelor.

Institutul Geologic al României

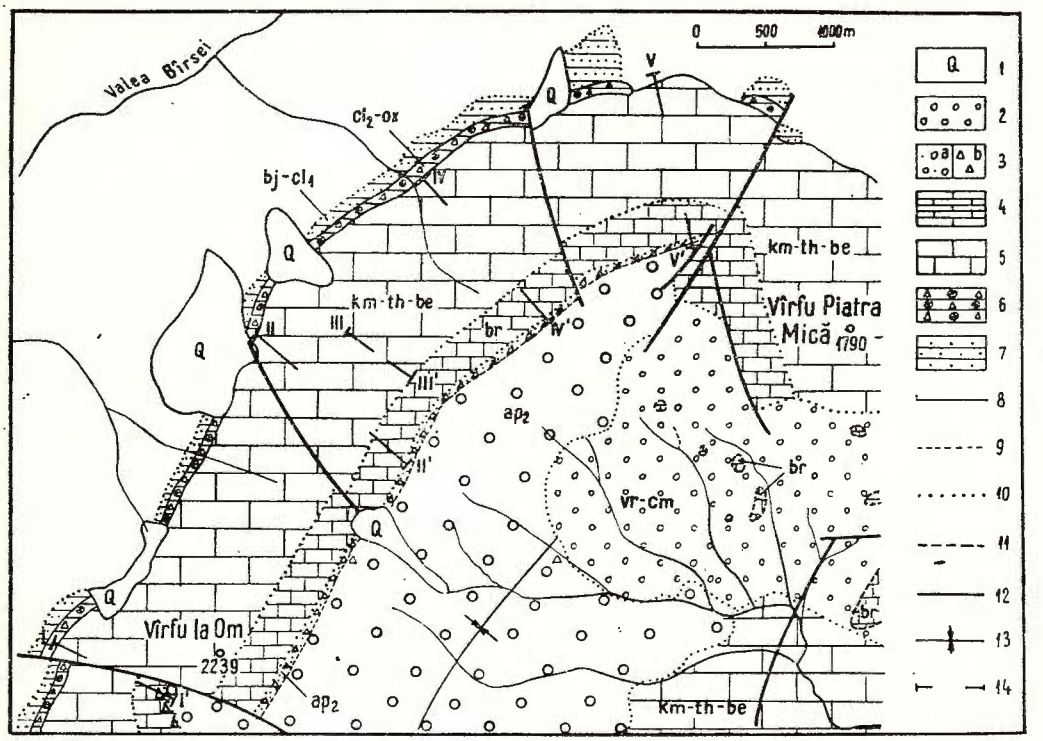


Fig. 2. — Schiță cu amplasarea profilelor microfaciale, după harta la scara 1 : 50.000 (foile 110 a și 110 b) cu completările autorului.

1, Cuaternar ; 2, Vraconian-Cenomanian ; 3, Apțian superior : a, conglomerate de Gura Rîului ; b, brecii calcaroase ; 4, Barremian ; 5, Kimmeridgian-Tithonic-Berriasian ; 6, Callovian superior-Oxfordian ; 7, Bajocian-Callovian inferior ; 8, limită geologică ; 9, limită litologică ; 10, limită de transgresiune ; 11, limită de olistolit ; 12, falie ; 13, sinclinal ; 14, profile microfaciale.

Esquisse avec la position des coupes microfaciaux, selon la carte au 1 : 50.000 (feuilles 110 a et 110 b) contenant les compléments de l'auteur.

1, Quaternaire ; 2, Vraconien-Cénomanien ; 3, Aptien supérieur : a, conglomérats de Gura Rîului ; b, brèches calcaires ; 4, Barrémien ; 5, Kimméridgien-Tithonique-Berriasien ; 6, Callovien supérieur-Oxfordien ; 7, Bajocien-Callovien inférieur ; 8, limite géologique ; 9, limite lithologique ; 10, limite de transgression ; 11, limite d'olistolithe ; 12, faille ; 13, synclinal ; 14, coupes microfaciaux.

II. DESCRIEREA PROFILELOR

A) Profilul Zaplaz-Lanțuri (pl. II)

1. *Caracteristici macrofaciale.* Imediat deasupra limitei dintre radiolaritele cu intercalații de jaspuri, de vîrstă oxfordiană, și calcarele albe, acestea din urmă prezintă un aspect masiv, cu pereți abrupți și inaccesi-

Institutul Geologic al României

bili, cercetarea lor putînd fi efectuată doar pe poteca turistică ce urcă pe la Zaplaz. Un prim nivel de calcare coraligene poate fi observat la altitudinea de circa 1630 m, el continuîndu-se pe o diferență de nivel de 15-20 m. Urmează calcare în bancuri și calcare în strate cu grosimi de 0,50-1 m. La altitudinea de 1800 m apare un nou nivel coraligen la a cărui parte superioară am găsit cîteva resturi diagenizate de nerineide. Succesiunea se continuă cu calcare masive și calcare în bancuri, pentru a trece, înspre partea superioară, în calcare albe, fine, în strate cu grosimi în jur de 1 m.

2. *Caracteristici microfaciale.* Microfacies nr. 1 (alt. 1480-1540 m). Biopelmicrite și biointramicrite cu: *Sacoccoma* sp., *Cadosina* sp., *Frondicularia* sp., *Globochaete spinosa* Dragastan, microoncolithe și piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 2 (alt. 1540-1720 m). Biopelsparite și biopelmicrite cu intercalații de biointrasparite, intrasparudite și biolitite cu: *Macroporella pygmaea* (Gümbel), *Macroporella johnsoni* (Dragastan), *Trocholina* sp., *Acolisacus* sp., microoncolithe și piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 3 (alt. 1720-1800 m). Biopelsparite cu trecere la biopelmicrite și cu intercalații de oosparite cu: *Mercierella dacica* Dragastan, *Palaeogaudryina* sp., *Clypeina jurassica* Favre, *Macroporella pygmaea* (Gümbel), *Globochaete alpina* Lombard, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Cayeuxia* sp., microoncolithe și piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 4 (alt. 1800-1940 m). Dismicrite și micrite cu intercalații de pelmicrite cu: *Cayeuxia piae* Frollo, *Cayeuxia moldavica* Frollo, rare microoncolithe și piese scheletice de echinoderme (în partea inferioară).

Microfacies nr. 5 (alt. 1940-2080 m). Biopelmicrite și micrite cu: *Palaeogaudryina* sp., *Pfenderina* sp., *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Cayeuxia* sp., *Bacinella* sp., și ostracode.

Microfacies nr. 6 (alt. 2080-2160 m). Biopelsparite cu trecere la dismicrite cu: *Pseudotextulariella? scarsellai* (De Castro), *Pseudotextulariella auruncensis* (Ciochini et Di Napoli Alliata), *Pfenderina* aff. *globosa* Foury, *Rectocyclammina* sp., *Triloculina* sp., *Massilina* sp., *Cayeuxia piae* Frollo, ? *Sabaudia* aff. *minuta* (Hofker).

B) **Profilul Călineț-Valea Podurilor (pl. I)**

1. *Caracteristici macrofaciale.* Contactul dintre radiolaritele cu intercalații de jaspuri roșii, oxfordiene și calcarele albe se situează la altitudinea de 1380 m (Padina lui Călineț, 100 m amonte de Izvorul Orlovski). O falie importantă face ca pe cele două flancuri ale ei nivelul de aflorare al radiolaritelor să fie decalat cu circa 100 m. Calcarele albe se ridică abrupt deasupra lor, sub forma unor pereți masivi, intens fisurați în apropierea zonei de falie. Aspectul masiv se menține pînă la altitudinea de circa

Institutul Geologic al României

1585 m unde încep să apară calcare albe cenușii, în bancuri, cu numeroase accidente silicioase de formă sferică, elipsoidală, mai rar neregulată. Acestea se pot urmări pînă la altitudinea de 1670 m, în dreptul refugiului Cabana Ascunsă. Ele trec înspre partea superioară în calcare stratificate în plăci de 0,20-0,30 m, pînă la 1 m grosime pe o diferență de nivel de circa 100 m. Sînt urmate de calcare în bancuri și apoi de calcare masive, cu un nivel coraligen între 1800-1850 m. Un alt nivel de calcare cu corali se situează la altitudinea de 1900 m fiind urmat de un banc cu nerinei gros de 15-20 m. Calcarele masive se continuă pînă în creastă, la altitudinea de 2100 m. Versantul opus este alcătuit din calcare în bancuri urmate de calcare masive care în partea lor terminală prezintă accidente silicioase.

2. *Caracteristici microfaciale.* Microfacies nr. 1 (alt. 1380-1505 m). Biopelmicrite cu intercalații de biopelsparite, biointramicrite și biointrasparite cu : *Cadosina* sp., *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Macroporella pygmaea* (Gümbel), *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Diversocallis* sp., *Globochaete alpina* Lombard, microoncolithe și piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 2 (alt. 1505-1670 m). Biointramicrite și biopelmicrite cu nivele de biointrasparudite, intramicrudite și biopelsparite cu : *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Acolisacus* sp., *Lenticulina* sp., *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, microoncolithe și piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 3 (alt. 1670-1750 m). Biointramicrite, biointrasparite și intramicrudite cu : *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Spirillina* sp., *Mercierella dacica* Dragastan, *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Macroporella pygmaea* (Gümbel), *Clypeina jurassica* Favre, microoncolithe și piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 4 (alt. 1750-1930 m). Biopelmicrite și biopelsparite cu intercalații de intrasparudite, biolitite și biointrasparite cu : *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Acervulina* sp., *Everticyclammina* sp., *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Globochaete spinosa* Dragastan, *Mercierella dacica* Dragastan, microoncolithe și piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 5 (alt. 1930-2000 m). Biolitite, biointrasparudite și biopelmicrite cu : *Everticyclammina* sp., *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Ammobaculites* sp., *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Mercierella dacica* Dragastan, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Bacinella irregularis* Radoičić, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *C. anae* Dragastan, *C. elliotti* Dragastan, *Cayeuxia* sp., *Ortonella lemoineae* Dragastan, *Trocholina alpina* Leupold și rare ostracode.

Microfacies nr. 6 (alt. 2000-2100-2080 m — versantul estic). Micrite și dismicrite cu : *Bacinella* sp., *Cayeuxia atanasiui* Dragastan, *Cayeuxia* n.sp.

Institutul Geologic al României

Microfacies nr. 7 (alt. 2080-1810 m — versantul estic). Micrite şi dismicrite în partea terminală cu un nivel de pelmicrite cu: *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Clypeina* sp., *Cayeuxia* sp., *Cayeuxia* n. sp., *Cladocoropsis* sp.

C) Profilul Brîul Ciorînga (profil parţial între altitudinea de 1670 şi 2100 m — linia crestei)

Macroscopic se poate urmări o succesiune de calcare masive şi calcare în bancuri sau strate cu grosimi de ordinul metrilor. În secţiuni subţiri ele se exprimă prin predominarea pelmicritelor şi pelsparitelor cu intercalaţii de intrasparudite, biolitite şi oosparite în partea inferioară şi prin micrite şi dismicrite în partea superioară a succesiunii. Microorganismele identificate sînt: *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Macroporella pygmaea* (Gümbel), *Clypeina jurassica* Favre, *Pseudoepimastopora jurassica* Endo, *Cayeuxia* sp., *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Globochaete alpina* Lombard, *Mercierella dacica* Dragastan, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, ostracode şi microoncolithe.

D) Profilul Diana-Brîna Caprelor (pl. I)

1. *Caracteristici macrofaciale.* De la limita cu radiolaritele oxfordiene şi pînă la circa 1600 m, calcarele sînt masive, de culoare alb-cenuşie. Sînt urmate de calcare în bancuri şi apoi de calcare în lespezi de 0,30 pînă la 1 m grosime care au o dezvoltare spectaculoasă în Padina Închisă unde înclinarea lor atinge şi chiar depăşeşte verticala alcătuind frumosul „evantai" denumit Orga Mare. Succesiunea se continuă cu calcare în bancuri şi calcare masive pînă la linia crestei. Un nivel de calcare cu corali am întîlnit la altitudinea de 1850 m fiind vorba, după toate aparenţele, de acelaşi nivel întîlnit la altitudinea de 1800-1850 m în profilul Călineţ-Valea Podurilor. Versantul estic, pînă la altitudinea de 1750 m este alcătuit din calcare în bancuri şi calcare în strate de 0,5-2 m, urmate discordant de breciile şi conglomeratele Apţianului superior.

2. *Caracteristici microfaciale.* Microfacies nr. 1 (alt. 1380-1550 m). Pelsparite cu trecere la pelmicrite, intrasparite şi intramicrite, cu intercalaţii de biolitite, cu: *Cadosina fusca* Wanner, *Sacoccoma* sp., *Spirillina* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *G. spinosa* Dragastan, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Bacinella irregularis* Radoicić, *Actinostromaria* sp., microoncolithe şi piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 2 (alt. 1550-1670 m). Biolitite şi biosparite cu trecere la intrasparite, pelsparite şi pelmicrite cu: *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Nautiloculina* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *Thaumothoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lithocodium aggregatum* Elliott, microoncolithe şi piese scheletice de echinoderme.

Microfacies nr. 3 (alt. 1670-1750 m). Biopelmicrite şi biopelsparite cu trecere la dismicrite cu: *Nautiloculina oolithica* Mohler,

Institutul Geologic al României

Nodophtalmidium jurassicum Carozzi, *Lenticulina* sp., *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lithocodium* sp., *Macroporella pygmaea* (Gümbel), microoncolithe şi piese scheletice de echinoderme.
Microfacies nr. 4 (alt. 1750-1920 m). Dismicrite cu trecere la pelmicrite cu intercalaţii de oosparite, oomicrite şi biolitite cu: *Clypeina jurassica* Favre, *Pseudoepimastopora jurassica* Endo, *Ortonella* sp., *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Ammobaculites* sp., *Spiroplectamminoides angulosus* Magniez, *Pseudocyclammina* sp., şi rare piese scheletice de echinoderme.
Microfacies nr. 5 (alt. 1920-2050 m). Micrite şi dismicrite cu intercalaţii de pelmicrite cu: *Lenticulina* sp., *Clypeina jurassica* Favre, *Diversocallis* sp., *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Bacinella* sp., *Palaeogaudryina* sp., *Spiroplectamminoides angulosus* Magniez şi rare ostracode.
Microfacies nr. 6 (alt. 2050 2100-2030 m — versantul estic). Biointrasparudite şi bioosparite cu trecere la dismicrite şi micrite cu: *Cayeuxia* sp., *Cayeuxia elliotti* Dragastan, *Macroporella* cf. *praturloni* Dragastan.
Microfacies nr. 7 (alt. 2030-1750 m — versantul estic). Biointrasparudite, biointramicrudite, micrite şi dismicrite cu intercalaţii de pelmicrite cu: *Rectocyclammina* sp., *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trocholina elongata* Leupold, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, „*Orbitolina*" sp. aff. *Palorbitolina lenticularis* Blumenbach, *Pfenderina globosa* Foury, *Pseudotextulariella*? *scarsellai* (De Castro), ? *Sabaudia minuta* (Hofker), *Urgonina alpillensis* (Foury), *Cayeuxia piae* Frollo, *C. moldavica* Frollo, *Pseudoepimastopora cretacea* Dragastan, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Arabicodium elongatum* Dragastan, *Thaumothoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Griphoporella* sp., *Macroporella incerta* Nikler et Sokač, ? *Salpingoporella* cf. *exilis* Dragastan, *Vermiporella tenuipora* Conrad, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Clypeina* sp., *Cylindroporella* sp.

E) Profilul Padina Sindileriei-Turnul (pl. II)

1. *Caracteristici macrofaciale.* În acest profil se poate urmări macroscopic o succesiune de calcare masive şi calcare în bancuri cu grosimi de ordinul metrilor. Mai puţin individualizate sînt calcarele în plăci de 0,20-1 m grosime, a căror prezenţă poate fi observată la altitudinea de 1400-1450 m. La 1550 m am identificat un nivel de calcare cu corali care ar putea fi corelat cu nivelul coraligen de la altitudinea de 1800 m din cele două profile din planşa I.

2. *Caracteristici microfaciale.* Microfacies nr. 1 (alt. 1270-1395 m). Pelsparite şi pelmicrite cu intercalaţii de biolitite cu: *Mercierella dacica* Dragastan, *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Globochaete alpina* Lombard şi microoncolithe.

Institutul Geologic al României

Microfacies nr. 2 (alt. 1395-1570 m). Biointramicrite şi intramicrudite cu intercalaţii de biolitite, biopelsparite şi biopelmicrite cu : *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Mercierella dacica* Dragastan, *Lithocodium aggregatum* Elliott, tuburi de Serpulide, şi microoncolithe.

Microfacies nr. 3 (alt. 1570-1695 m). Biolitite şi biosparite urmate de dismicrite, micrite şi biopelsparite cu : *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Clypeina jurassica* Favre, *Cayeuxia atanasiui* Dragastan, *Bacinella irregularis* Radoicić, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Diversocallis* sp., *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lithocodium* sp. şi microoncolithe.

Microfacies nr. 4 (alt. 1695-1840 m). Dismicrite şi micrite cu : *Clypeina jurassica* Favre, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Pseudocyclammina* sp., *Rectocyclammina* sp., şi microoncolithe.

Microfacies nr. 5 (alt. 1840-1900-1820 m — versantul estic). Succesiune de biolitite, biopelsparite, intramicrudite, micrite, pelmicrite şi biointramicrudite, cu : *Trocholina alpina* Leupold, *Rectocyclammina* sp., *Pfenderina* sp., *Lithocodium* sp., şi microoncolithe.

Microfacies nr. 6 (alt. 1820-1720 m — versantul estic). Biomicrite cu intercalaţii de biopelmicrite şi biosparite cu *Nautiloculina* sp., *Ammobaculites* sp., *Pfenderina* aff. *globosa* Foury, *Pseudotextulariella* sp., *Cayeuxia* sp., *Diversocallis* aff. *undulatus* Dragastan, *Cayeuxia elliotti* Dragastan, *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri).

III. CONSIDERAŢII BIOSTRATIGRAFICE ŞI PALEOGEOGRAFICE

Din descrierea celor cinci profile putem constata următoarele :

1. Din punct de vedere litologic se observă o predominanţă a texturilor intraclastice de tip grainstone subordonat packstone în partea inferioară a succesiunii. În secţiunile subţiri studiate nu am întîlnit micrite sau dismicrite decît începînd cu nivele situate la 400-600 m deasupra bazei calcarelor masive albe. În partea terminală texturile micritice şi dismicritice predomină, uneori cu intercalaţii de calcarenite (îndeosebi de tip pakstone) sau calcirudite.

Este dificil de stabilit o corespondenţă riguroasă şi cu caracter de valabilitate generală între diferitele tipuri de calcare observate macroscopic şi anumite categorii texturale. Se poate constata totuşi că nivelele de calcare coraligene au drept corespondent microscopic biolitite sau biopelmicrite. Calcarelor în plăci subţiri, care se pot urmări cel mai bine în profilele Călineţ-Valea Podurilor şi Diana-Brîna Caprelor, le corespund texturi intraclastice sau peletale. În ceea ce priveşte calcarele cu accidente silicioase se poate constata că ele au fost identificate doar într-un singur profil (Călineţ-Valea Podurilor), la două nivele diferite. Microscopic ele corespund la calcarenite de tip packstone. Accidentele silicioase conţin radiolari şi spiculi de spongieri. Fragmente de calcare cu accidente silicioase au mai fost găsite în grohotişul de pantă de sub baza pereţilor de

Institutul Geologic al României

calcare masive albe în valea Ciorînga. Faptul că ele n-au fost întîlnite în celelalte profile ne face să credem că au avut o dezvoltare locală.

Calcarele în bancuri sînt mai bine dezvoltate înspre partea terminală a succesiunii şi se caracterizează prin texturi în general micritice iar calcarelor masive le corespund texturi intraclastice şi peletale (de tip grainstone şi packstone) mai rar micritice.

2. Sub aspectul conţinutului micropaleontologic, o constatare cu caracter general este aceea că debriurile de echinoderme ca şi resturile de alge Cyanophyceae (microoncolithe sau *Tubiphytes)* sînt predominante în partea inferioară a succesiunii fiind legate de calcarenite, întîlnindu-se foarte rar în calcarele cu textură micritică. Asociaţiile de microorganisme întîlnite la diferite nivele nu ne permit trasarea unor limite riguroase fiind în general vorba de microfosile cu o răspîndire largă pe verticală în tot intervalul care cuprinde Jurasicul superior şi Cretacicul inferior. Excepţie fac unele microorganisme (foraminifere şi alge) identificate în partea terminală a succesiunii de calcare (în special în profilul Diana-Brîna Caprelor), care pledează pentru vîrsta cretacic inferioară a acestui nivel. Dacă am încerca pe baza microfaciesurilor separate, să facem o delimitare aproximativă a etajelor corespunzătoare calcarelor albe, am constata următoarele :

a) Calcarele masive, corespunzătoare microfaciesului nr. 1 (calcarenite intraclastice şi peletale, uneori oolitice) care, pe o diferenţă de nivel de 100-150 m conţin : *Sacoccoma* sp., *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *G. spinosa* Dragastan, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Bacinella irregularis* Radoicić, *Spirillina* sp., etc., ar corespunde Kimmeridgian-Tithonicului inferior.

b) Microfaciesurile de la 2 la 4 conţin asociaţii de microorganisme care au fost întîlnite la diferite nivele în calcarele tithonice din alte zone. Dintre cele mai caracteristice amintim : *Macroporella pygmaea* (Gümbel), *Clypeina jurassica* Favre, *Globochaete alpina* Lombard, *Cayeuxia piae* Frollo, *C. moldavica* Frollo, *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Bacinella irregularis* Radoicić, *Spiroplectamminoides angulosus* Magniez, etc.

c) Microfaciesurile 5 şi 6 (pl. I) respectiv 5 (pl. II), se caracterizează prin asociaţii care indică partea terminală a Tithonicului, Berriasianul eventual baza Valanginianului cu : *Trocholina alpina* Leupold, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Acicularia elongata* Carozzi, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *C. elliotti* Dragastan, *C. anae* Dragastan, *Ortonella lemoineae* Dragastan şi rare ostracode (profilul Călineţ-Valea Podurilor). În profilul Diana-Brîna Caprelor în baza microfaciesului nr. 6 am identificat o algă asemănătoare cu *Macroporella praturloni* Dragastan. *Macroporella praturloni* a fost semnalată pînă în prezent în Tithonicul terminal-Berriasianul inferior (Dragastan, 1975), în Valanginianul inferior (Jaffrezo, 1974) sau Berriasian-Valanginianul inferior (Fourcade et al., 1972).

Institutul Geologic al României

d) Asociaţiile de microorganisme întîlnite în partea terminală a succesiunii de calcare indică o vîrstă cretacic-inferioară (Barremian). Cea mai interesantă este asociaţia întîlnită în profilul Diana-Brîna Caprelor, caracterizată prin prezenţa formelor de : *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trocholina elongata* Leupold, *Pfenderina globosa* Foury, *Pseudotextulariella ? scarsellai* (De Castro), ? *Sabaudia minuta* (Hofker), *Urgonina alpillensis* (Foury), *"Orbitolina"* sp. aff. *Palorbitolina lenticularis* Blumenbach. În partea terminală a profilului Zaplaz-Lanţuri, am găsit : *Pseudotextulariella ? scarsellai* (De Castro), *Pseudotextulariella auroncensis* Ciocchini et Di Napoli Aliata, ? *Sabaudia minuta* (Hofker), *Pfenderina* cf. *globosa* Foury, iar în profilul Padina Sindileriei-Turnul, *Pseudotextulariella* sp. şi *Pfenderina* aff. *globosa* Foury.

3. Existenţa Cretacicului inferior în partea terminală a succesiunii de calcare are implicaţii paleogeografice importante şi trebuie interpretată ţinînd cont de evoluţia întregului teritoriu ce cuprinde zona Dîmbovicioara. Patrulius (1969), admite existenţa unei lacune de sedimentare în intervalul Berriasian-Hauterivian inferior pentru întreaga extremitate estică a platformei carbonatice getice. Sedimentarea s-a reluat în Hauterivianul superior şi a continuat în Barremian şi Bedoulian, cu marne cu cefalopode, cu intercalaţii de marnocalcare şi calcare, uneori recifale. Jekelius (1938) figurează pe harta întocmită, în partea nordică a masivului Piatra Craiului, două petice de Neocomian, fără a le menţiona în text. Aceste formaţiuni nu au fost găsite nici de Popescu (1967) nici de noi în cercetările efectuate pe teren. Se pune întrebarea dacă formaţiunile semnalate de Jekelius pe hartă aparţin într-adevăr Neocomianului sau reprezintă o delimitare stratigrafică a calcarelor cu accidente silicioase găsite şi de noi în partea terminală a profilului Călineţ-Valea Podurilor.

După părerea noastră, existenţa Cretacicului inferior în partea terminală a succesiunii de calcare albe face să se schimbe, într-o măsură, imaginea privind evoluţia părţii centrale a zonei Dîmbovicioara, diferită se pare de ceea ce se cunoaşte în sudul, respectiv nordul bazinului. Macroscopic nu s-a putut observa existenţa unei lacune în cadrul succesiunii de calcare albe iar asociaţiile de microorganisme nu pot da indicaţii în acest sens. Aparent, deci, ar exista o continuitate de la Kimmeridgian pînă la Barremian inclusiv. Ţinînd însă cont de faptul că la sfîrşitul Tithonicului (eventual începutul Berriasianului), întreaga extremitate estică a platformei getice s-a exondat, este posibil ca şi această zonă să fi suferit o ridicare. Spre deosebire de sudul şi nordul bazinului, în partea sa centrală exondarea a avut loc la sfîrşitul Berriasianului — începutul Valanginianului. Sedimentarea s-a reluat probabil la finele Hauterivianului, menţinîndu-se într-un regim recifal permanent. Prin urmare este posibil ca pachetul de calcare aparţinînd Barremianului să se dispună direct peste calcarele tithonic-berriasiene fără a lăsa să se vadă o suprafaţă de separaţie, aşa cum sugerează Patrulius (informaţie verbală). Valabilitatea

Institutul Geologic al României

acestei presupuneri ar putea fi verificată printr-un studiu microfacial mult mai amănunţit decît cel de faţă.

IV. CONCLUZII

Pe baza studiului microscopic, prin corelarea caracterelor litologice cu cele micropaleontologice, am încercat să separăm în cadrul succesiunii de calcare albe mai multe nivele microfaciale, care ar putea fi corelate, parţial, cu etajele corespunzătoare Jurasicului superior, respectiv Cretacicului inferior. Semnalăm prezenţa Cretacicului inferior (Barremian) în partea terminală a succesiunii de calcare albe, fapt cu importante implicaţii paleogeografice a căror lămurire ar putea fi făcută printr-un studiu ulterior amănunţit.

BIBLIOGRAFIE

Brönnimann P., Conrad M. (1968) Remarks on the morphology and occurence of Pseudotextulariella? Scarsellai (De Castro) in the Lower Cretaceous of the Geneva region. *Geologica Romana*, VII, Roma.

Charollais J., Brönnimann P. (1965) Première note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région génevoise. *Arch. des Scien, de la soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève.* 22/1, Genève.

Conrad M. A. (1970) Vermiporella? tenuipora n.sp. une algue incertae sedis des calcaires urgoniens de la région génevoise. *Compte rendu des séances de la soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève. oct.* 1970, Genève.

Dragastan, O. (1969) Algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de Roumanie. *Rev. de Micropal.* 12/1, Paris.

— (1971) New algae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the Bicaz Valley, East Carpathians (Roumania). *Rev. Esp. de Micropal.* 3/2, Madrid.

— (1975) Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley bassin. *Mem. Inst. Geol. Geofiz.* XXI, Bucureşti.

Folk R. L. (1962) Spectral subdivision of limestone types. *Americ. assoc. of Petrol. — Geol. mem.* 1.

Fourcade E., Jerez L., Rodriguez T., Jaffrezo M, (1972) El Jurasico terminal y el Cretacico inferior de la Sierra de la Muela (Provincia de Murcia). *Rev. Esp. de Micropal. Nr. extr. dec.* 1972, Madrid.

Foury Geneviève (1964) Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Alpilles (Thèse). Lyon.

— (1968) Le Crétacé inférieur des Alpilles. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique. *Geobios* 1, Lyon.

Gušić I. (1975) Lower Cretaceous imperforate Foraminiferida of Mt. Medvednica, northern Croatia. *Paleontologica Jugoslavica, Sv.* 14, Zagreb.

Istocescu Felicia (1970) Prezenţa foraminiferului Sabaudia minuta (Hofker) în Cretacicul inferior din Munţii Pădurea Craiului. *D.S. Inst. Geol.* LV, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Jaffrezo M. (1974) Les algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières. *Rev. de Micropal.* 16/2 şi 17/1, Paris.

Jekelius E. (1938) Das Gebirge von Braşov. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, Bucureşti.

Magniez F. (1972) Spiroplectamminoides, nouveau genre de Foraminifères des formations Para-Urgoniennes Cantabriques (Espagne). *Rev. Esp. de Micropal. Nr. extr. dec.* 1972, Madrid.

Oncescu N. (1943) Région de Piatra Craiului-Bucegi. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, Bucureşti.

Patrulius D. (1963) Schiţă stratigrafică a seriei neocomiene de Dîmbovicioara : Hauterivian, Barremian şi Bedoulian de facies pelagic şi recifal. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, III/2, Bucureşti.

— (1969) Geologia masivului Bucegi şi a Culoarului Dîmbovicioara. Ed. Acad. Bucureşti.

— Avram E. (1976) Stratigraphie et corrélations des terrains Néocomiennes et Barrémo-Bédouliennes du Couloir de Dîmbovicioara (Carpates Orientales). *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXII/4, Bucureşti.

Popescu Ileana (1967) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Masivului Piatra Craiului. *D.S. Inst. Geol.* XLII/2, Bucureşti.

Schroeder R., Charollais J., Conrad M. A. (1969) Neunter beitrag über die Foraminiferen der Unterkreide der gegend von Genf. Weitere studien an Orbitoliniden des Urgons. *Arch. des Scien. de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève.* 22/1, Genève.

Sokač E., Nikler L. (1973) Calcareous algae from the Lower Cretaceous of the environs of Niksić Crna Gora (Montenegro). *Paleontologica Jugoslavica.* 13, Zagreb.

LES MICROFACIÈS DES CALCAIRES BLANCS DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE PIATRA CRAIULUI. CONSIDÉRATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES

(Résumé)

La zone où nous avons effectué nos recherches correspond à la partie septentrionale du flanc ouest du synclinal de Piatra Craiului (partie centrale du Couloir Dîmbovicioara dont les formations peuvent être observées dans la figure 1). Nous avons exécuté cinq coupes microfaciales à travers les calcaires massifs blancs, délimités à la partie inférieure par des radiolarites et par des jaspes de l'Oxfordien, et à la partie supérieure par des brèches et par des conglomérats de l'Aptien supérieur (fig. 2). Leur étude nous a permis de délimiter plusieurs niveaux microfaciaux, mais sans pouvoir faire à partir des microorganismes une biozonation détaillée ou bien une délimitation nette de divers étages. La séparation des microfaciès a été faite tenant compte des caractéristiques microtexturales et du contenu micropaléontologique ainsi que de l'aspect macroscopique des calcaires.

Considérations biostratigraphiques et paléogéographiques

1. Du point de vue lithologique on observe une prédominance des textures intraclastiques (du type grainstone, subordonné packstone) dans la partie inférieure de la succesion. Nous

Institutul Geologic al României

n'avons rencontré des micrites ou des dismicrites qu'à partir des niveaux situés à 400—600 m au-dessus de la base des calcaires massifs blancs, qui prédominent dans la partie terminale.

Il est difficile à établir une correspondance rigoureuse entre divers types de calcaires observés macroscopiquement et certaines catégories texturales. On peut constater toutefois que les niveaux de calcaires coraligènes ont comme correspondant microscopique les biolithites ou les biopelmicrites. Les calcaires en plaques minces qui peuvent être poursuivis fort bien dans les coupes de Călineț-Valea Podurilor et de Diana-Brîna Caprelor, se caractérisent par des textures de type grainstone ou packstone. En ce qui concerne les calcaires à accidents siliceux, on peut constater qu'ils n'ont été identifiés que dans une seule coupe (Călineț-Valea Podurilor), à deux niveaux différents. Microscopiquement, ils correspondent aux calcarénites de type packstone. Les calcaires en bancs sont mieux développés dans la partie terminale de la succession et se caractérisent par des textures en général micritiques, alors que les calcaires massifs se caractérisent par des textures intraclastiques, plus rarement micritiques.

2. Vu le contenu micropaléontologique on a pu voir que les fragments d'échinodermes tout comme les restes d'algues Cyanophyceae (microoncolithes) prédominent dans la partie inférieure de la succession, étant liés aux calcarénites de type grainstone. Les associations de microorganismes rencontrés à divers niveaux ne nous permettent pas de tracer des limites précises, parce qu'il y a des microfossiles à grande distribution sur la verticale dans tout l'intervalle comprenant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Font exception quelques foraminifères et algues identifiées dans la partie terminale de la succession des calcaires (surtout dans la coupe de Diana-Brîna Caprelor) qui attestent l'âge Crétacé inférieur de ce niveau. Si nous essayons, à partir des microfaciès séparés, de délimiter approximativement les étages correspondants aux calcaires blancs, on constate que :

a) Les calcaires massifs, correspondants aux microfaciès no. 1 (calcarénites intraclastiques et pélétales, parfois oolithiques) qui, sur une différence de niveau de 100—150 m contiennent : *Sacoccoma* sp., *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *Globochaete spinosa* Dragastan, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Bacinella irregularis* Radoičić, *Spirillina* sp., etc. corresponderaient au Kimméridgien-Tithonique inférieur.

b) Les microfaciès de 2 à 4 contiennent des associations de microorganismes rencontrés aux différents niveaux dans les calcaires tithoniques appartenant à d'autres zones. Parmi les plus caractéristiques rappelons : *Macroporella pygmaea* (Gümbel), *Clypeina jurassica* Favre, *Globochaete alpina* Lombard, *Cayeuxia piae* Frollo, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Nodophtalmidium jurassicum* Carozzi, *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Bacinella irregularis* Radoičić, *Spiroplectamminoides angulosus* Magniez, etc.

c) Les microfaciès 5 et 6 (pl. I) respectivement 5 (pl. II), se caractérisent par des associations qui indiquent la partie terminale du Tithonique, le Berriassien éventuellement la base du Valanginien à : *Trocholina alpina* Leupold, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Acicularia elongata* Carozzi, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Cayeuxia elliotti* Dragastan, *Cayeuxia anae* Dragastan, *Ortonella lemoineae* Dragastan et de rares ostracodes (coupe de Călineț-Valea Podurilor). Dans la coupe de Diana-Brîna Caprelor, dans la base du microfaciès no. 6 on a identifié une algue semblable à *Macroporella praturloni* Dragastan. *Macroporella praturloni* a été signalée jusqu'à présent dans le Tithonique terminal-Berriasien inférieur (Dragastan, 1975), dans le Valanginien inférieur (Fourcade Jerez — Rodrigues — Jaffreze, 1972).

Institutul Geologic al României

d) Les associations de microorganismes rencontrés dans la partie terminale de la succession de calcaires indiquent un âge Crétacé inférieur (Barrémien). La plus intéressante c'est l'association rencontrée dans la coupe de Diana-Brîna Caprelor, caractérisée par la présence des formes de : *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Trocholina elongata* Leopold, *Pfenderina globosa* Foury, *Pseudotextulariella*? *scarsellai* (De Castro), ? *Sabaudia minuta* (Hofker), *Urgonina alpillensis* (Foury), *"Ornitolina"* sp. aff. *Palorbitolina lenticularis* Blumenbach. Dans la partie terminale de la coupe de Zaplaz-Lanţuri, on a rencontré : *Pseudotextulariella*? *scarsellai* (De Castro), *Pseudotextulariella auruncensis* (Ciocchini et Di Napoli Alliata), ? *Sabaudia minuta* (Hofker), *Pfenderina* aff. *globosa* Foury, et dans la coupe de Padîna Sindilerlei-Turnul, *Pseudotextulariella* sp. et *Pfenderina* aff. *globosa* Foury.

3. L'existence du Crétacé inférieur dans la partie terminale de la succession des calcaires a des implications paléogéographiques importantes et elle doit être interprétée tenant compte de l'évolution de tout le territoire comprenant la zone de Dîmbovicioara. D. Patrulius (1969) admet l'existence d'une lacune de sédimentation dans l'intervalle de Berriasien-Hauterivien inférieur pour toute l'extrémité orientale de la plate-forme carbonatique gétique. La sédimentation se répète pendant le Hauterivien supérieur et se continue au cours du Barrémien et du Bedoulien avec des marnes à céphalopodes à intercalations de marno-calcaires et de calcaires, parfois récifaux. E. Jekelius (1938) note sur la carte dressée, dans la partie septentrionale du massif de Piatra Craiului, deux lambeaux de Néocomien, sans qu'il les mentionnasse dans le texte. Ces formations n'ont été rencontrées ni par Ileana Popescu (1967), ni par nous pendant les recherches effectuées en terrain. On pose la question si les formations signalées par E. Jekelius sur la carte appartiennent en effet au Néocomien ou représentent une délimitation stratigraphique des calcaires à accidents siliceux trouvés également par nous dans la partie terminale de la coupe de Călineţ-Valea Podurilor.

Selon notre opinion, l'existence du Crétacé inférieur dans la partie terminale de la succession des calcaires blancs change l'image sur l'évolution de la partie centrale de la zone de Dîmbovicioara, qui semble être différente de ce qu'on connaît dans le sud, respectivement le nord du bassin. Macroscopiquement on n'a pas pu observer l'existence d'une lacune dans le cadre de la succession des calcaires blancs alors que les associations de microorganismes ne peuvent pas fournir des indications en ce sens. Apparemment, il y aurait une continuité du Kimméridgien jusqu'au Barrémien y compris. Vu que vers la fin du Tithonique (éventuellement le début du Berriasien), toute l'extrémité orientale de la plate-forme gétique est exondée, il est possible que même cette zone ait soufferte un soulevement. Mais à la différence du sud et du nord du bassin, dans la partie centrale, l'exondation a eu lieu à la fin du Berriasien-début du Valangien. La sédimentation se répète probablement à la fin de l'Hauterivien, en se maintenant dans un régime récifal permanent. Donc il est possible que le paquet de calcaires appartenant au Barrémien se dispose directement sur les calcaires tithoniques-berriasiens sans laisser s'apercevoir une surface de séparation, tel qu'on suggère D. Patrulius (information verbale). La valabilité de cette supposition pourrait être vérifiée par une étude microfaciale bien plus détaillée que le présent ouvrage.

Conclusions

A partir de cette étude microscopique, en corrélant les caractères lithologiques avec ceux micropaléontologiques, nous avons essayé de séparer dans le cadre de la succession des

Institutul Geologic al României

calcaires blancs plusieurs niveaux microfaciaux, qui pourraient être corrélés partiellement aux étages correspondants au Jurassique supérieur, respectivement au Crétacé inférieur. Nous avons signalé la présence du Crétacé inférieur (Barrémien) dans la partie terminale de la succession des calcaires blancs, fait qui dénote d'importantes implications paléogéographiques dont l'explication pourrait être élucidé par une étude plus détaillée.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

1, biointramicrites; 2, biointrasparites; 3; biopelmicrites; 4, biopelsparites; 5, intramicrudites ; 6, intrasparudites; 7, oomicrites ; 8, oosparites; 9, biosparites; 10, biolithites; 11, dismicrites ; 12, micrites ; 13, radiolarites ; 14, calcaires massifs; 15, calcaires à accidents siliceux ; 16, calcaires en bancs ; 17, calcaires en plaques ; 18, calcaires coraligenes ; 19, calcaires à nérinées ; 20, bréches calcaires ; 21, conglomèrates ; 22, coupe Diana — Brîna Caprelor ; 23, coupe Călineț — Valea Podurilor.

Planche II

1, biointramicrites ; 2, biopelmicrites ; 3, biopelsparites ; 4, intramicrudites ; 5, intrasparudites ; 6, oosparites ; 7, biosparites ; 8, biolithites ; 9, dismicrites ; 10, micrites ; 11, radiolarites ; 12, calcaires massifs ; 13, calcaires en bancs ; 14, calcaires en plaques ; 15, calcaires coraligenes ; 16, calcaires à nérinées ; 17, brèches calcaires ; 18, conglomérats ; 19, coupe Zaplaz-Lanțuri ; 20, coupe Padina Sindileriei-Turnul.

Planche III

Fig. 1. — *Cadosina fusca* Wanner, p 124, Mf 1, × 100.
Fig. 2. — *Bacinella irregularis* Radoicić, p 221, Mf 1, × 20.
Fig. 3. — *Sacoccoma* sp., p 223, Mf 1, × 30.
Fig. 4. — *Mercierella dacica* Dragastan, p 246, Mf 4, × 30.
Fig. 5. — *Globochaete alpina* Lombard, p 232, Mf 3, × 30.
Fig. 6. — Tuburi de Serpulide, p 226, Mf 2, × 15.
Tubes de Serpulides, p 226, Mf 2, × 15.
Fig. 7. — *Macroporella pygmaea* (Gümbel), p 235, Mf 3, × 50.

Planche IV

Fig. 1. — *Macroporella johnsoni* Dragastan, p 32, Mf 2, × 75.
Fig. 2. — Tuburi de Serpulide, p 274, Mf 2, × 20.
Tubes de Serpulides, p 274, Mf 2, × 20.
Fig. 3. — *Macroporella pygmaea* (Gümbel), p 144, Mf 3, × 75.
Fig. 4. — *Diversocallis* sp., p 277, Mf 3, × 15.
Fig. 5. — *Clypeina jurassiea* Favre, p 281, Mf 4, × 40.
Fig. 6. — *Diversocallis* sp. p 252, Mf 5, × 20.
Fig. 7. — *Cayeuxia moldavica* Frollo, p 238, Mf 4, × 20.
Fig. 8. — *Acervulina* sp., p 159, Mf 4, × 50.

Institutul Geologic al României

Planche V

Fig. 1. — *Lithocodium aggregatum* Elliott, p 238, Mf 4, × 30.
Fig. 2. — *Cayeuxia moldavica* Frollo, p 276, Mf 3, × 20.
Fig. 3. — *Macroporella pygmaea* (Gümbel) și *Clypeina jurassica* Favre, p 188, × 40.
Fig. 4. — *Cayeuxia elliotti* Dragastan, p 162, Mf 5, × 30.
Fig. 5-7. — *Salpinogoporella annulata* Carozzi, p 41, Mf 3, × 50.
Fig. 8. — *Spiroplectamminoides angulosus* Magniez, p 242, Mf 4, × 30.

Planche VI

Fig. 1. — *Ortonella lemoineae* Dragastan, p 162, Mf 5, × 20.
Fig. 2. — *Acicularia elongata* Carozzi, p 161, Mf 5, × 50.
Fig. 3. — *Cayeuxia elliotti* Dragastan, p 162, Mf 5, × 30.
Fig. 4. — *Macroporella* cf. *praturloni* Dragastan, p 257, Mf 6, × 30.
Fig. 5. — *Everticyclammina* sp., p 160, Mf 5, × 50.
Fig. 6. — *Trocholina alpina* Leupold, p 161, Mf 5, × 50.
Fig. 7. — *Cayeuxia anae* Dragastan, p 160, Mf 5, × 50,

Planche VII

Fig. 1. 2. — *Cayeuxia* n. sp., p 435, Mf 7, × 30.
Fig. 3. — *Pseudoepimastopora cretacea* Dragastan, p 495, Mf 7, × 50.
Fig. 4-6. — *Arabicodium elongatum* Dragastan, p 492, Mf 7, × 30.

Planche VIII

Fig. 1. — *Macroporella incerta* Nikler și Sokać, p 492, Mf 7, × 40.
Fig. 2. — ? *Griphoporella* aff. *piae* Dragastan, p 492, Mf 7, × 40.
Fig. 3, 4. — *Vermiporella tenuipora* Conrad, p 492, Mf 7, fig. 3, × 55; fig. 4, × 75,
Fig. 5. — *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), p 492, Mf 7, × 100.

Planche IX

Fig. 1. — ? *Arabicodium* sp., p 492, Mf 7, × 40.
Fig. 2. — *Diversocallis* aff. *undulatus* Dragastan, p 462, Mf 7, × 75.
Fig. 3. — *Cylindroporella* sp., p 492, Mf 7, × 100.
Fig. 4. — *Conicospirillina basiliensis* Mohler, p 492, Mf 7, × 40.

Planche X

Fig. 1. — *Cayeuxia atanasiui* Dragastan, p 436, Mf 7, × 30.
Fig. 2. — *Cayeuxia moldavica* Frollo, p 451, Mf 7, × 30.
Fif. 3. — *Cadosima fusca* Wanner, p 492, Mf 7, × 100.
Fig. 4. — *Trocholina elongata* Leupold, p 492, Mf 7, × 40.
Fig. 5. — *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri), p 492, Mf 7, × 50.
Fig. 6-7. — *Pfenderina* aff. *globosa* Foury; fig. 6, p 51, Mf 6, × 50; fig. 7, p 490, Mf 7, × 80.
Fig. 8. — *Pfenderina* sp., p 492, Mf 7, × 50.

Institutul Geologic al României

Planche XI

Fig. 1, 4, 9. — *Pfenderina* aff. *globosa* Foury; fig. 1, 4, p 492, Mf 7, × 60; fig. 9, p 490, Mf 7, × 75.
Fig. 5-7. — *Pfenderina globosa* Foury; fig. 5, 7, p 492, Mf 7, × 75; fig. 6, p 453, Mf 7, × 60.
Fig. 2, 3, 8. — ? *Pfenderina* sp.; fig. 2, 8, p 492, Mf 7, × 90; fig. 3, p 490, Mf 7, × 90.

Planche XII

Fig. 1, 2, 5. — *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, p 490, Mf 7, × 40.
Fig. 3. — *Rectocyclammina* sp., p 492, Mf 7, × 50.
Fig. 4, 6, 7. — *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), p 492, Mf 7, × 50.

Planche XIII

Fig. 1. — *Pseudotextulariella aurunçensis* (Ciocchini et Di Napoli Alliata) şi ? *Sabaudia minuta* (Hofker), p 57, Mf 7, × 40.
Fig. 2. — ? *Sabaudia minuta* (Hofker), p 57, Mf 7, × 60.
Fig. 3. — *Sabaudia minuta* (Hofker), p 490, Mf 7, × 150.
Fig. 4. — *Pseudotextulariella aurunçensis* (Ciocchini et Di Napoli Alliata), p 57, Mf 7, × 60.
Fig. 5, 6, 9. — *Pseudotextulariella* ? *scarsellai* (De Castro); fig. 5, p 453, Mf 7, × 70; fig. 6, p 490, Mf 7, × 150; fig. 9, p 492, Mf 7, × 50.
Fig. 7—8. — *Chrysalidina* sp., p 492, Mf 7, × 50.

Planche XIV

Fig. 1—4. — *Urgonina alpillensis* (Foury), p 492, Mf 7, × 60.
Fig. 5—6. — *"Orbitolina"* sp. aff. *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), p 455, Mf 7; fig. 5, × 30; fig. 6, × 50.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DIANA – BRÎNA CAPRELOR

CĂLINEȚ – V. PODURILOR

ALTITUDINE m

VÎRSTA

MICROFACIES

COLOANĂ TEXTURALĂ

NR. PROBEI

COLOANĂ LITOLOGICĂ

VERSANTUL VESTIC

BARREMIAN

TITHONIC – BERRIASIAN

KIMMERIDGIAN

OXFOR.

Lenticulina sp.
Spirillina sp.
Trocholina alpina
Trocholina elongata
Nodophtalmidjurass.
Pseudocyclamm lituus
Pseudocyclamm sp.
Everticyclammina virgul.
Everticyclammina sp.
Spiroplectammin alrg.
Palaeogaudryina sp.
Ammobaculites sp
Haurioculina oolith.
Pseudotextul? acerse/
Saboudia minuta (?)
Pfenderina globosa
Palorbitolina
Urgonina alpillensis
Acervulina sp.
Quinqueloculina sp.
Acicularia elongata
Salpingoporella mueh.
Macroporella cf. prat.
Macroporella incerta
Salpingoporella exilis(?)
Macroporella pygmaea
Clypeina jurassica
Clypeina sp.
Cylindroporella sp.
Gryphoporella alpiae.
Vermiporella tenuipora
Pseudoepimastcretacea
Cayeuxia piae
Cayeuxia moldavica
Cayeuxia atanasiui.
Cayeuxia anae
Cayeuxia elliotti
Cayeuxia sp.
Cayeuxia n.s.p.
Lithocodium aggregat.
Lithocodium sp.
Ortonella lemoineae
Arabicodium elongatum
Arabicodium sp.
Globochaete alpina
Globochaete spinosa
Thaumath. parvovesic.
Diversocallis sp.
Bacinella irregularis
Cadosina fusca
Cadosina sp.
Aeolisaccus sp.
Mercierella dacica
Cladocoropsis mirabilis
Sacoccoma sp.
Ostracode
Debriuri de echinod
Microoncolithe

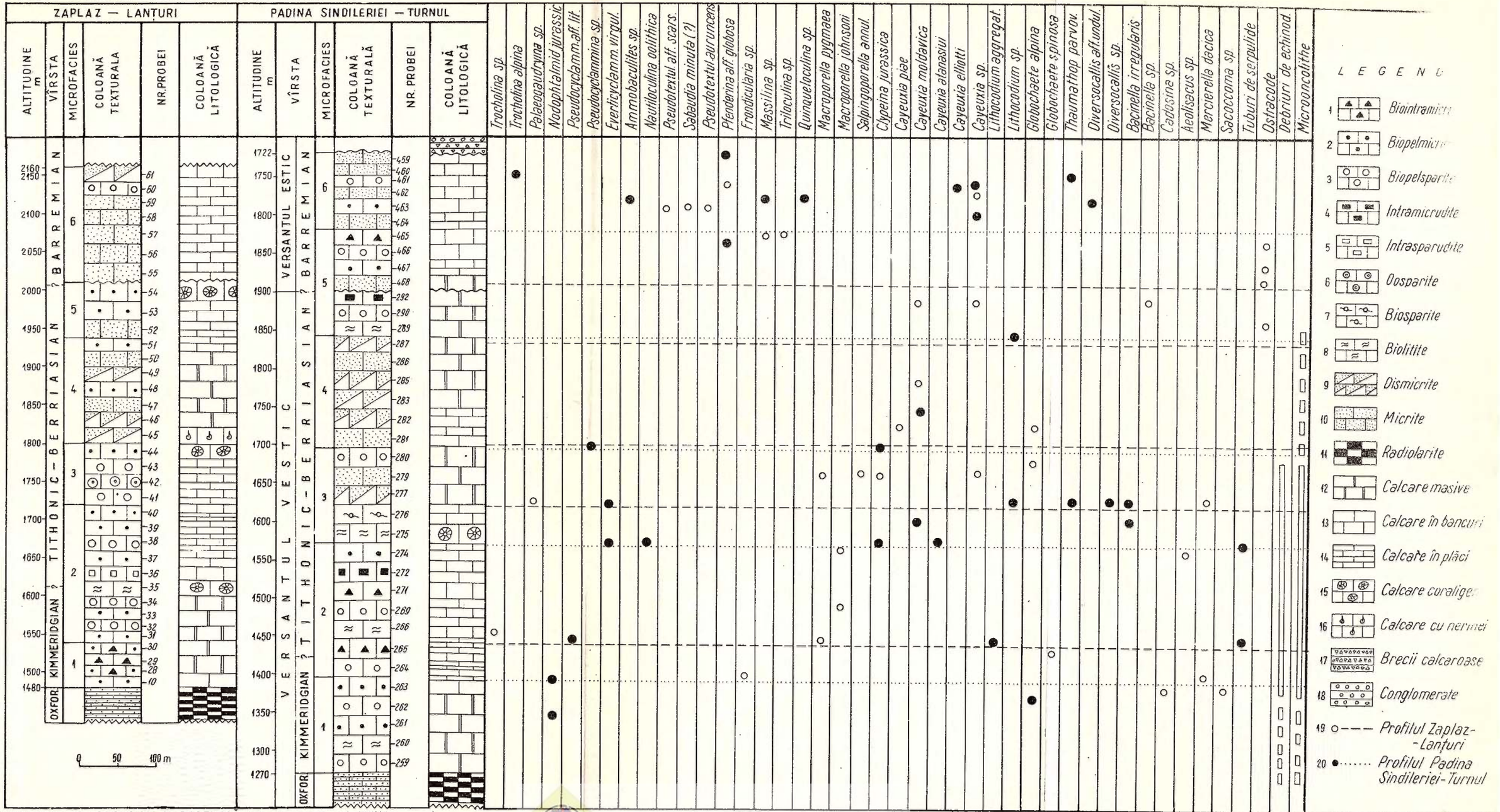
LEGENDA

1 Biointramicrite
2 Biointrasparite
3 Biopelmicrite
4 Biopelsparite
5 Intramicrudite
6 Intrasparudite
7 Oomicrite
8 Oosparite
9 Biosparite
10 Biolitite
11 Dismicrite
12 Micrite
13 Radiolarite
14 Calcare masive
15 Calcare cu accidente siliciose
16 Calcare în bancuri
17 Calcare în plăci
18 Calcare coraligene
19 Calcare cu nerinei
20 Brecii calcaroase
21 Conglomerate
22 Profilul Diana-Brîna Caprelor
23 Profilul Călineț – V. Podurilor

0 50 100m

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geo

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 107—136.

4. STRATIGRAFIE

MICROFACIÈS DE LA SÉRIE CALCAIRE, CRÉTACÉE INFÉRIEURE D'ALIMAN (DOBROGEA DE SUD) [1]

PAR

OVIDIU DRAGASTAN [2]

Abstract

Microfacies of the Lower Cretaceous Calcareous Series from the Aliman Area (South Dobrogea). In the frame of the above mentioned series there have been separated three members : a lower one pelsparite with micrite intercalations (Upper Berriasian-Valanginian), the middle one consisting of micrites, pelmicrites and clay intercalations (Hauterivian), and an upper one formed of micrites and clay intercalations (Lower Barremian). Within the Upper Berriasian-Lower Barremian interval there have been separated the following biozones: (A) *Anchispirocyclina lusitanica* biozone ; (B) *Macroporella praturloni* and *Goniolina minima* biozone ; (C) *Pfenderina neocomiensis* biozone ; (D) *Trocholina molesta* and *Suppiluliumaella erikfluegeli* biozone ; (E) *Choffatella decipiens, Cuneolina tenuis* and *Acicularia endoi* biozone and (F) *Pfenderina globosa* and *Salpingoporella carpathica* biozone. As new there are described the species : *Suppiluliumealla erikfluegeli* n. sp., *Montenegrella transdanubica* n.sp. *M. alimani* n.sp., *Teutloporella filiformis* n.sp., *Likanella insignis* n.sp., *Clypeina valachia* n.sp., *Neomizzia filipescui* n.sp., *Cylindroporella barbui* n.sp., *Permocalculus discodeus* n.sp. and *Vermiporella? neocomiana* n.sp. A series of algal species is likewise critically reviewed.

1. INTRODUCTION

La localité d'Aliman est située au SW de la Dobrogea, à presque 20 km sud de Cernavodă et à 6 km est du Danube. Les dépôts du Crétacé inférieur affleurent d'une part et d'autre du lac de Vederoasa, des environs de la commune d'Aliman. La séquence étudiée se trouve sur la rive gauche du lac et comprend le périmètre de la réservation paléontologique (Crétacé inférieur) et la carrière de calcaires.

[1] Reçu le 3 Novembre 1976, accepté le 4 Novembre 1976, présenté à la séance du 11 Février 1977.

[2] Universitatea Bucureşti, Laboratorul de Paleontologie. Bd. N. Bălcescu nr. 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

On parle pour la première fois des dépôts crétacés inférieurs de la Dobrogea de sud dans les ouvrages de Peters (1867), de Anastasiu (1898), de Paquier (1901), de Toula (1904), de Simionescu (1906, 1926, 1940). Des données éloquentes concernant la faune et la stratigraphie de ces dépôts sont présentées par Macovei et Atanasiu dans l'ouvrage de synthèse „L'évolution géologique de la Roumanie-Crétacé" (1933).

En ce qui concerne le secteur d'Aliman, Macovei (1911) signale la présence du Valanginien-Barrémien sur base d'une faune, recueillie par R. Pascu, à *Panope neocomiensis* d'Orb., *Pteroceras pelagi* Brogn., *P.* sp. et Natica grandes du groupe *Natica munieri*.

Les recherches ultérieures effectuées par Chiriac (1961, 1967, 1968) dans l'unité de la Dobrogea de sud apportent de nouvelles contributions sur la stratigraphie de détail des dépôts crétacés. Ainsi, sur la carte géologique de la Roumanie au 1 : 200.000, feuille Constantza — 46 (1968), Chiriac sépare à Cernavodă le Berriasien (5 m d'épaisseur), le Valanginien (100 m d'épaisseur), le Hauterivien (40 m d'épaisseur) et le Barrémien (150 m d'épaisseur). Par contre, dans le secteur d'Aliman, sur la feuille Călărași — 45 (1967) toute la série calcaire est attribuée au Barrémien.

Des recherches détaillées sur la zone de Cernavodă-Aliman-Valea Baciului-Canlia-Ostrov ont été effectuées par Neagu, Pană et Dragastan (1972—1975), les résultats étant insérés dans les rapports préliminaires et le rapport final présentés au Conseil populaire de Constantza. Les successions lithologiques et stratigraphiques de la Dobrogea de sud, établies à la suite de ces recherches, ont été faites par Bărbulescu et Neagu et al. (1975) dans l'ouvrage sur les brachiopodes éocrétacés de la Dobrogea de sud. Dans cet ouvrage, à Aliman sur la rive droite du lac de Vederoasa on signale dans les formations argileuses rouges d'âge hauterivien, *Loriolithyris russillensis* (Loriol).

2. ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE CALCAIRE D'ALIMAN

La coupe d'Aliman, de la rive gauche du lac de Vederoasa, est par tant sa richesse en associations microfloristiques et fauniques rencontrées que par les microbiozones établies, est un bon repère pour l'intervalle Berriasien supérieur-Barrémien inférieur y compris.

On distingue de bas en haut les biozones : *A*) Biozone à *Anchispirocyclina lusitanica* (Berriasien supérieur); *B*) Biozone à *Macroporella praturloni* et *Goniolina minima* (Valanginien inférieur); *C*) Biozone à *Pfenderina neocomiensis* (Valanginien moyen et supérieur — pro parte); *D*) Biozone à *Trocholina molesta* et *Suppiluliumaella erikfluegeli* (Valanginien supérieur-terminal), *E*) Biozone à *Choffatella decipiens*, *Cuneolina tenuis* et *Acicularia endoi* (Hauterivien), *F*) Biozone à *Pfenderina globosa* et *Salpingoporella carpathica* (Barrémien inférieur) (pl. I).

Institutul Geologic al României

Berriasien supérieur-Valanginien. Cet intervalle est représenté par l'horizon de pelsparites à intercalations de micrites, développé sur une épaisseur de 30 m (pl. I). Dans cet horizon, la macrofaune benthique, particulièrement les mollusques, est extrèmement riche en individus. On cite : *Panope neocomiensis* d'Orb., *Pholadomya gigantea* Sow., *Ostrea germaini* Coq., *Amphidonta latissima* (d'Orb.), *Isognomon ricordeanus* (d'Orb.), *Monopleura* sp., *Harpagodes desori desori* (Pict. et Camp.) et *Ampullospira javaschovi* (Toula), association d'âge valanginien (Neagu et Panã). Hormis la faune susmentionnée, apparaissent encore des Hydrozoaires, des Coraux, des Chaetetides, des Bryozoaires, des Pachiodontes et des Ostracodes.

A) **La biozone à Anchispirocyclina lusitanica** tient une épaisseur d'environ 3—5 m. Les pelsparites prédominent dans la lithologie de la zone, parfois la partie supérieure contenant des micrites à open cavity. L'association micro-floristique et faunique comprend des algues Dasycladaceae, Codiaceae et Foraminifères, surtout Lituolidae et Trocholine. Parmi les algues signalons : *Clypeina solkani* Conrad et Radoicić, *Actinoporella durandelgai* (Jaffrezo, Fourcade), *Likanella bartheli* Bernier, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Lithocodium aggregatum* Elliott et *Thaumathoporella parvovesiculifera* (Raineri). On constate à ce niveau un développement maximum des espèces *Salpingoporella annulata* (ayant un prime maximum), *Lithocodium aggregatum* et *Thaumathoporella parvovesiculifera*, les dernières deux espèces formant des nodules de presque 0,5 cm. Les espèces de foraminifères sont représentées par : *Everticyclammina virguliana* (Koechlin) (pl. II, fig. 5), *Pseudocyclammina lituus* (Yok.) (pl. V, fig. 1), *Rectocyclammina arrabidiensis* Ramalho, *Danubiella cernavodensis* Neagu, *Trocholina elongata* (Leupold), *T. alpina* (Leupold), *Cuneolina* sp., *Bramkampella cylindrica* Redmond, *Melathrokerion spirale* Gorbatchik et *Haplophragmoides joukowskyi* Charoll., Brönn., Zanin.

Parmi ces espèces, on remarque que les espèces de *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger) (pl. II, fig. 7) sont fréquentes dans la partie terminale de la zone et de *Trocholina alpina* (Leupold). A la limite Berriasien/Valanginien apparaît aussi *Pseudotextulariella salevensis* Charoll., Brönn., Zanin. Vue en ensemble, l'association correspond au Berriasien supérieur. On sait que *Anchispirocyclina lusitanica* disparaît vers la fin du Berriasien, et le groupe *Trocholina alpina-elongata* qui se rencontre fréquemment à cet intervalle à côté de *Pseudocyclammina lituus*, *Rectocyclammina arrabidiensis*, *Melathrokerion spirale*, sont des espèces qui présentent encore des affinités jurassiques, et qui continuent son évolution. Parmi les algues *Actinoporella durandelgai* et *Salpingoporella annulata* ont été signalées dans le Berriasien de la zone Prébétiques de la partie SE de la France (Jaffrezo, Fourcade, 1973), ainsi que

Institutul Geologic al României

Likanella bartheli et *Clypeina solkani* qui apparaissent également à cet intervalle.

B) **La biozone à Macroporella praturloni et Goniolina minima** a une épaisseur de 7—8 m. La biozone est représentée par des pelsparites où s'intercalent 2 niveaux de micrites, l'un à la partie inférieure et l'autres à la partie terminale (pl. I). A la partie inférieure de la biozone a été rencontrée une association de Hydrozoaires et de Chaetétides d'âge valanginien, formée de : *Granatiparietes simionescui* Dragastan, *Axiparietes tremulus* Schnorf, *Granatiparietes communis* Schnorf et *Actinostromaria coacta* Schnorf. L'association d'algues et de foraminifères est extrêmement riche et variée. Ainsi, parmi les algues citons : *Clypeina solkani* Conr. et Rad., *Actinoporella podolica* (Alth), *A. durandelgai* (Jaffrezo, Fourcade), *Likanella bartheli* Bernier, *L. campanensis* Azème, Jaffrezo, *L. insignis* n. sp., *Acicularia elongata* Carozzi, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Cylindroporella* sp., *Cayeuxia atanasiui* Drag., *C. fruticulosa* Johnson, *C. anae* Drag., *Lithocodium aggregatum* Elliott et *Vermiporella? neocomiana* n. sp. (pl. V, fig. 2). Cette association contient une série d'espèces dont la fréquence maximum est atteinte dans cet intervalle, surtout *Actinoporella podolica* (fig. 1 c-e) et *A. durandelgai* (fig. 1 g), alors que d'au-

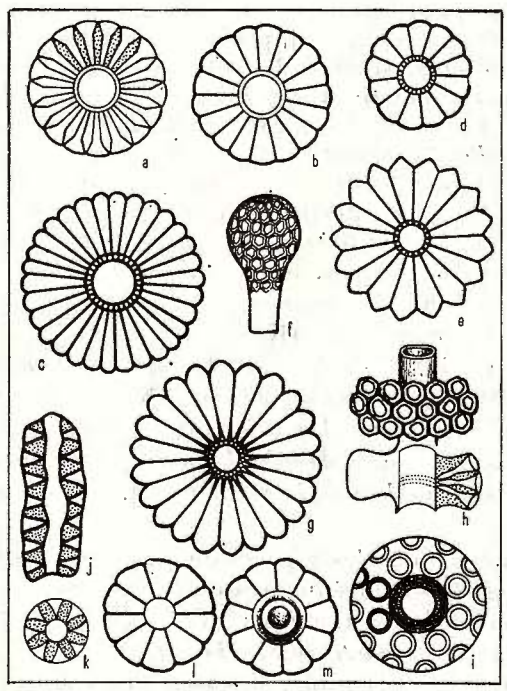


Fig. 1 a — b, *Clypeina solkani* Conrad, Radoicić (fig. 1a, disque poli et fig. 1b, disque entier), hypotype, L.P.B. -V no. 0039, × 50; c — e, *Actinoporella podolica* (Alth), hypotype, L.P.B. -V no. 0040, × 50; f, *Goniolina minima* Jaffrezo (thalle détaché), hypotype, L.P.B.-V -no. 0041, × 30; g, *Actinoporella durandelgai* (Jaffrezo, Fourcade), (verticille détaché), hypotype L.P.B.-V no. 0042, × 50; h—i, *Likanella insignis* nov. sp. (thalle détaché), holotype L.P.B.-V no. 0043, × 50; j—k, *Salpingoporella fluegeli* n.sp. Dragastan, hypotype, L.P.B.-V no. 0044, × 50; l—m, *Clypeina valachia* nov. sp. (disque détaché), holotype L.P.B.-V no. 0045, × 50; a—k, Valanginien, fig. 1 l—m, Barrémien inférieur. Toutes les espèces sont détachées et dessinées à la chambre claire.

Institutul Geologic al României

tres espèces sont fréquentes dans la partie supérieure, comme *Clypeina solkani*, *Likanella bartheli*, *L. campanensis*, *Salpingoporella annulata*, *Acicularia elongata*, *Cayeuxia atanasiui*, *C. anae*, *Lithocodium aggregatum* et *Vermiporella? neocomiana* n. sp. Tout comme les algues, les foraminifères sont richement représentés. Ainsi, hormis *Pseudotextulariella salevensis* Charoll., Brönn., Zanin (pl. V, fig. 2) qui atteind maximum de fréquence, on rencontre aussi *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), le groupe *Trocholina alpina-elongata* (maximum de fréquence en cet intervalle), *Danubiella cernavodensis* Neagu, *Bramkampella cylindrica* Redmond, *Neotrocholina valdensis* Reichel, *Ammocycloloculina erratica* (Joukowski, Favre) et *Feurtillia frequens* Maync. Plus rarement apparaissent *Neotrocholina infragranulata* (Noth), *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Rectocyclammina arrabidiensis* Ramalho, *Nautiloculina oolithica* Mohler et *Melathrokerion spirale* Gorbatchik.

L'âge de cette biozone est valanginien inférieur, due à la présence des espèces de *Macroporella praturloni* Dragastan, *Goniolina minima* Jaffrezo, *Actinoporella podolica* (Alth), *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Ammocycloloculina erratica* et du groupe *Trocholina alpina-elongata*. Des associations semblables ont été décrites dans la formation calcaires roux I, de la région des Corbières (Aude-France, M. Jaffrezo, 1974, 1975); des marno-calcaires sablonneux à *Ampullina leviathan*, *Calpionellopsis oblonga*, *Ammocycloloculina erratica* et *Pfenderina neocomiensis* des Cordilières béthiques-Sierra Mariola (SE de l'Espagne); des calcaires à *Macroporella embergeri*, *Goniolina minima*, *Trocholina alpina-elongata*, *Feurtillia frequens* de l'Algérie occidentale (Oranie) (Benest et al., 1975) tout comme dans la formation calcaires roux en plaquettes des Pyrénées centrales et orientales (Peybernes, 1975). La présence de l'espèce *Pseudotextulariella salevensis*, ayant maximum de fréquence dans cette biozone, donc au niveau du Valanginien inférieur, parait un fait assez insolite, puisqu'elle a été décrite pour la première fois à Salève (région genévoise) dans la formation des „Calcaires roux" typiquement valanginienne supérieure. Benest et al. (1975) attribue à cette espèce l'âge valanginien, démontrant qu'elle est fort connue en France, Espagne, Algérie, Tunisie et Yougoslavie.

C) **La biozone à Pfenderina neocomiensis** tient une épaisseur de 9—10 m, étant située dans la partie médiane de l'horizon inférieur (pl. I). A la partie inférieure de la biozone on distingue un niveau d'argiles jaunâtres, suivie des pelsparites à remaniements intraformationels (faune de mollusques, algues et foraminifères de la zone précédente) et des micrites à open cavity. Vers la partie supérieure n'apparaissent que des pelsparites à intercalations de micrites. Les pelsparites présentent une intercalation algale *(Stromatolithe plane)* de 5 à 10 cm d'épaisseur, sur lesquelles reposent des pelsparites, des argiles et des oosparites. Un niveau à Hydrozoaires et à Chaetétides *(Actinostromaria coacta* Schnorf et *Axiparietes tremulus* Schnorf) est rencontré dans la partie supérieure de la biozone.

Institutul Geologic al României

L'association micro-floristique et faunique maintient sa richesse et sa diversité même dans cet intervalle. Parmi les algues citons : *Salpingoporella annulata* Carozzi, *S. fluegeli* n. sp., *Actinoporella podolica* (Alth.) (pl. V, fig. 3), *Likanella insignis* n. sp. (pl. VI, fig. 1), *Clypeina solkani* Con., Rad. et *Vermiporella ? neocomiana* n. sp. touchent leur maximum dans la partie inférieure de la zone, alors que *Acicularia elongata* Carozzi et *Permocalculus discoidesus* n. sp. (fig. 2 n—p), dans la partie supérieure. Sont aussi présentes, mais sans avoir quelque

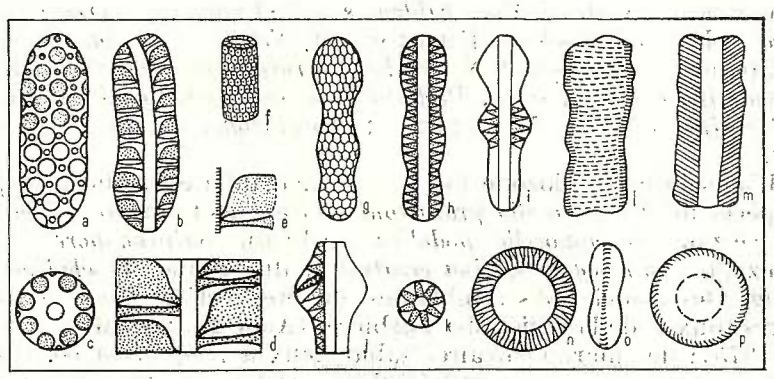


Fig. 2 a — e, *Cylindroporella barbui* nov. sp., holotype, L.P.B.-V no. 0063, Barrémien inférieur, × 25, fig. 2 d—e, × 50 ; f, *Salpingoporella carpathica* Dragastan, hypotype, L.P.B. -V no. 0055, Barrémien inférieur, × 25 ; g—k, *Neomizzia filipescui* nov. sp., holotype fig. 1. g—h, k, L.P.B.-V no. 0056, paratypes fig. 1 i—j, L.P.B.-V no. 0056a, Barrémien inférieur, × 50 ; l—m, *Permocalculus texana* Johnson, hypotype, L.P.B.-V no. 0062, Barrémien inférieur, × 25 ; n—p, *Permocalculus discoideus* nov. sp., holotype, fig. n—p, L.P.B.-V no. 0057, Barrémien inférieur, × 25.

importance, *Actinoporella durandelgai*, *Radoiciciella subtilis* Dragastan, *Cylindroporella* sp. et *Cayeuxia anae* Drag. Par contre l'association de foraminifères est dominée dans la partie inférieure de la zone par „*Valdanchella miliani*" (pl. VI, fig. 2). Orbitolinide [3] typiquement néocomien rencontré sous les marnes à *Toxaster* hauteriviennes et *Pfenderina neocomiensis* présentant toutefois un intervalle évolutif plus grand à partir même du Valanginien inférieur. Apparaissent encore le groupe *Trocholina alpina-elongata* qui présente un maximum de fréquence dans la partie inférieure de la zone, alors que *Pseudotextulariella salevensis*, *Everticyclammina virguliana*, *Pseudocyclammina lituus*, *Nautiloculina oolithica*, *Feurtillia frequens* et *Neotrocholina valdensis* sont des présences sporadiques. L'âge de la biozone est valanginien moyen et supérieur (pro parte), due

[3] Il s'agit d'une espèce nouvelle de Orbitolinide selon les informations données par le prof. dr. Rolf Schroeder (Frankfurt am Main).

Institutul Geologic al României

à l'association susmentionnée, mais surtout à la présence du foraminifère *Pfenderina neocomiensis*.

D) **La biozone à Trocholina molesta et Suppiluliumaella erikfluegeli** a une épaisseur de 8 à 10 m et se situe dans la partie terminale de l'horizon de pelsparites à intercalations de micrites (pl. I). A la partie supérieure de la biozone on signale un niveau à Chaetétides du type *Axiparietes tremulus* Schnorf. Dans le cadre de cet intervalle, les algues sont représentées par : *Acicularia elongata* Carozzi (maximum de fréquence dans la partie inférieure, continuant ensuite son évolution durant le Hauterivien), *Suppiluliumaella erikfluegeli* n. sp., *Montenegrella transdanubica* n. sp., *M. alimani* n. sp., *Teutloporella filiformis* n. sp., toutes ayant un maximum de fréquence seulement dans cet intervalle. On rencontre aussi, mais rarement, *Clypeina solkani* Con. et Rad., *Actinoporella podolica* (Alth.), *Salpingoporella annulata* Carozzi. Il est intéressant de rappeler que *Salpingoporella fluegeli* n. sp. réapparaît à la limite Valanginien/Hauterivien, fait qui nous oblige à croire qu'elle pourrait être un bon indixe de celle-ci. A ce niveau, les algues Codiaceae ont un développement maximum, particulièrement *Cayeuxia moldavica* Frollo, *C. atanasiui* Dragastan et *C. anae* Dragastan (pl. VI, fig. 3). Les foraminifères sont représentés, surtout par Trocholines et Miliolides, à côté desquelles apparaissent encore, mais sporadiquement, *Pseudotextulariella salevensis* Charoll., Brönn., Zaňin., *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Cuneolina* sp. Parmi les Trocholines, seulement *Trocholina molesta* Gorbatchik prédomine dans cet intervalle, à côté des *T. alpina* (Leupold) et *Neotrocholina valdensis* Reichel. Les Miliolides sont également fréquentes, particulièrement *Danubiella cernavodensis* Neagu.

L'âge de la biozone est valanginien supérieur-terminal. On sait que *Trocholina molesta* a été rencontrée dans le Jura, en Valanginien supérieur ; elle coexiste avec *Trocholina burlini*, *Neotrocholina valdensis* et *T. alpina*, dans la plupart des cas étant rencontrée sous la limite Valanginien/Hauterivien (Guillaume, 1963).

Hauterivien. En continuité de sedimentation sur le Valanginien repose le Hauterivien ayant une épaisseur de presque 16 m. Cet étage est représenté par l'horizon de micrites et de pelmicrites à fréquentes intercalations d'argiles jaunâtres, parfois rougeâtres, dus aux oxydes de fer. La faune de mollusques est plus pauvre à ce niveau. On rencontre toutefois Nerineia, d'autres Gastéropodes et Lamellibranchiates. En base, on a rencontré *Tosastroma magna* Turnsek. Dans les niveaux argileux apparaissent fréquemment des Ostracodes.

E) **Biozona à Choffatella decipiens, Cuneolina tenuis et Acicularia endoi.** La biozone présente à la partie inférieure des pelsparites à intercalations d'argiles jaunâtres, de micrites, d'argiles à nodules calcaires et un

Institutul Geologic al României

niveau d'argiles où les remaniements intraformationels sont fréquents (pl. I). A la partie supérieure on distingue des micrites à open cavity (pl. VII, fig. 1), des argiles jaunâtres et des pelmicrites suivies des intercalations pelsparitiques à argiles jaunâtres qui achèvent l'intervalle.

Les algues sont dominées à cet intervalle par l'espèce *Acicularia endoi* Praturlon (pl. VII, fig. 2—3). Apparaissent encore *Salpingoporella fluegeli* n. sp. à la limite, rarement *S. annulata* Carozzi (thalles plus petits que d'habitude) et *Acicularia elongata* Carozzi. Les Codiacées présentent même à ce niveau un dévelopement maximum, étant représentées surtout par : *Cayeuxia moldavica* Frollo, *C. kurdistanensis* Elliott et *Permocalculus inopinatus* Elliott. Vers la partie terminale de la biozone, apparaissent aussi les espèces d' affinités barrémiennes *Salpingoporella carpathica* Dragastan et *Clypeina valachia* n. sp.

Les foraminifères sont représentés par : *Choffatella decipiens* (Schlumberger), *Cuneolina tenuis* Velic, Gusic, *Neotrocholina cavernosa* (Khalilov), *Danubiella cernavodensis* Neagu, de nombreuses Miliolides.

L'âge de la biozone peut être précisée à partir des foraminifères et des algues : *Choffatella decipiens*, *Neotrocholina cavernosa*, *Cuneolina tenuis* et *Acicularia endoi*, rencontrées surtout en Hauterivien. *Choffatella decipiens* est une espèce caractéristique au Hauterivien, tout comme *Cuneolina tenuis*, espèce décrite par Velic, Gusic (1973) en Croatie (Velika et Mala Kapela). Outre ces espèces, *Neotrocholina cavernosa* a été signalée par Guillaume (1963) dans les marnes hauteriviens du Jura (Suisse). Une association pareille a été rencontrée dans la région de Lagos-Algrave (Portugal) où les calcaires, les marnes et les dolomies à *Choffatella decipiens* contiennent *Exogyra tuberculifera* K. et D., *Natica pseudo-leviathan* Choff., Miliolides, Ostracodes, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Cylindroporella* gr. *sugdeni* Elliott, *Boueina* sp., *Permocalculus* sp. et *Terquemella endoi* (Prat). L'âge de l'association susmentionnée est hauterivien supérieur-barrémien inférieur (Rey, Grambast, Ramalho, 1974).

Le Barrémien inférieur est un terme transgressif et discordant sur le Néocomien. Il correspond à l'horizon à micrites et à intercalations d'argiles jaunâtres. L'épaisseur de ces dépôts est de 8 à 10 m. La faune comprend des Hydrozoaires et des Chaetétides (*Actinostromaria tenuis* Schnorf et *Chaetetopsis crinita* Neumayr) (pl. VII, fig. 4), des Pachyodontes et des Ostracodes. Sur le Barremien repose le Sarmatien moyen et le loess quaternaire.

Au Barrémien inférieur correspond une seule zone.

F) **La biozone à Pfenderina globosa et Salpingoporella carpathica** débute par un banc de calcaires micritiques traversés par des perforations, sur lesquelles suivent des pelsparites à intercalations d'argiles jaunâtres, des oosparites, des pelmicrites à open cavity, le dernier terme achevant la séquence calcaire du Crétacé inférieur de la rive gauche du lac de Vederoasa, au-dessus de la carrière d'Aliman.

Institutul Geologic al României

Cette fois-ci, les algues sont représentées par : *Salpingoporella carpathica* Dragastan (pl. IV, fig. 9), *Pseudoepimastopora cretacea* Dragastan, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *C. kurdistanensis* Elliott, *Permocalculus texana* Johnson, *P. inopinatus* Elliott et *Vermiporella ? tenuipora* Conrad. Ces espèces sont caractéristiques au Barrémien. D'autres espèces comme *Clypeina valachia* n. sp. (fig. 1 l-m), *Cylindroporella barbui* n. sp. (fig. 2 a-e) et *Neomizzia filipescui* n. sp. (fig. 2 g-k) arrivent à un développement maximum seulement dans cet intervalle.

Les foraminifères sont représentés par : *Pfenderina globosa* Foury, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Trocholina aptiensis* Iovtcheva, *Cuneolina hensoni* Dalbiez, *Derventina filipescui* Neagu (pl. VII, fig. 5), Miliolides, Glomospires et Ostracodes.

En conclusion, on peut affirmer que la série calcaires du Crétacé inférieur d'Aliman (Dobrogea de sud) présente une série d'analogies microfaciales et biostratigraphiques avec les séries calcaires du même âge de la Plate-forme Moesique (secteur central), de la région de Mala et de Velika Kapela-Croatie (Yougoslavie), du Jura (neuchateloises), des Pyrénées centrales et orientales (France), de la région des Cordillières Béthiques-Sierra Mariola (SE de l'Espagne), de la région d'Algrave (Portugal) et de l'Algérie occidentale (Oranie).

Les ressemblances bio-et lithofaciales sont frappantes du niveau du Berriasien supérieur-Valanginien et même au Hauterivien ; parfois même avec le Barrémien inférieur, mais pas dans toutes les régions.

Ainsi, dans le secteur central de la Plate-forme Moesique, le Néocomien calcaires développé en faciès néritique-littoral, contient une association à *Trocholina alpina-elongata*, *Nautiloculina oolithica*, *Danubiella cernavodensis*, *Haplophragmoides joukowskyi*, *Pseudotextulariella salevensis*, *Pseudocyclammina lituus*, *Favreina salevensis*, *Salpingoporella steinhauseri*, *Pseudocymopolia pluricellata*, *Clypeina solkani*, *Actinoporella podolica* et *Vermiporella ? neocomiana* n. sp. L'association est d'âge berriasien-valanginien (Vinogradov, Dragastan, 1975). Dans le Hauterivien on a rencontré le hydrozoaire *Cladocoropsis* cf. *cretacica*. Au niveau du Barrémien les ressemblances biofaciales entre le secteur central de la Plate-forme Moesique et le secteur d'Aliman (Dobrogea de sud) sont données par la presence des espèces : *Pfenderina globosa*, *Cuneolina hensoni*, *Salpingoporella carpathica*, *Pseudoepimastopora cretacea* et *Vermiporella ? tenuipora*.

Dans la région de Velika et de Mala Kapela-Croatie (Yougoslavie), le Néocomien calcaire-dolomitique contient une association formée de *Salpingoporella annulata*, *Clypeina solkani*, *Favreina salevensis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, espèces qui recouvrent l'intervalle Valanginien-Hauterivien (Velic, 1973). L'association susmentionnée est dans une grande mesure voisine de celle du Valanginien-Hauterivien, du secteur d'Aliman (Dobrogea de sud).

Il y a des régions où la succession des biozones (il ne faut pas oublier que dans la grande majorité des cas les échelles biozonales sont hypothé-

Institutul Geologic al României

tiques et ont de valeur locale) coïncide dans une grande mesure avec la succession biozonale établie dans le secteur d'Aliman (Dobrogea de sud). Ainsi, une telle région c'est la région de Corbières de la partie SE de la France (Jaffrezo, 1973, Benest et al., 1975), où au niveau du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur a été séparée la biozone à *Macroporella embergeri*, biozone contenant une association formée de *Goniolina minima*, *Macroporella praturloni*, *Feurtillia frequens*, *Pseudocyclammina lituus*, *Trocholina alpina-elongata* sur laquelle se dispose la biozone à *Valdanchella miliani-Pfenderina neocomiensis* et *Pseudotextulariella salevensis*. La biozone à *Valdanchella* est d'âge valanginien moyen et supérieur, mais sans comprendre aussi la partie terminale. Une succession semblable aux biozones a été rencontrée également dans les Cordillières Béthiques-Sierra Mariola du SE de l'Espagne, en Algérie occidentale (Oranie) (Benest et al., 1975) tout comme dans les Pyrénées centrales et orientales (Peybernes, 1975). Dans le schéma proposé par Benest et al. (1975) pour les régions Corbières, Cordillières Béthiques et Algérie occidentale (Oranie) l'âge des biozones est la suivante : biozone à *Anchisporocyclina lusitanica* (Portlandien), biozone à *Triploporella neocomiensis* (Berriasien basal), biozone à *Macroporella embergeri* (Berriasien supérieur-Valanginien inférieur). Par rapport à la succession des biozones établies dans le secteur d'Aliman (Dobrogea de sud), seulement les biozones à *Macroporella praturloni-Goniolina minima* et *Pfenderina neocomiensis* coïncident comme âge et ont été trouvées en succession normale. Mais dans les régions Corbières, Cordillières Béthiques et Algérie occidentale (Oranie) la biozone à *Anchispirocyclina lusitanica* est d'âge portlandien, étant comprise entre la biozone à *Everticyclammina virguliana* (Kimméridgien supérieur-Portlandien inférieur) à la partie inférieure et la biozone à *Triploporella neocomiensis* (Berriasien basal) à la partie supérieure. Dans le secteur d'Aliman, la présence de l'espèce *Anchispirocyclina lusitanica* dans la partie basale de la série calcaire, outre d'autres espèces d'algues et de foraminifères à affinités jurassiques et crétacées, a permis de séparer la biozone et de lui attribuer l'âge berriasien supérieur, puisque *Anchispirocyclina lusitanica* disparaît à la fin du Berriasien.

Tenant compte de la succession des biozones du secteur d'Aliman, on peut préciser que le Berriasien inférieur n'apparaît pas à jour dans la série des dépôts calcaires de Cernavodă Pod, Saligny-Aliman, celui étant representé par la série marno-calcaire du faciès purbéckien tout comme les dépôts lagunaires à gypses-argiles et charbons interceptés dans les forages. Conformément à cette interprétation, la série des dépôts calcaires de l'aréal de Cernavodă-Saligny-Aliman débuterait dans le Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, alors que le purbéckien rencontré dans les forages représenterait l'équivalent du Tithonique et du Berriasien inférieur, sans être rencontré à jour.

De la succession des biozones présentées par Benest et al. (1975) à Aliman, manque la biozone à *Triploporella neocomiensis*, donc le Berriasien basal. Sont présentées, par contre, les biozones à *Macroporella praturloni*, l'équivalente de la biozone à *M. embergeri* (Berriasien supérieur-

Institutul Geologic al României

Valanginien inférieur) et *Pfenderina neocomiensis* (Valanginien moyen et supérieur mais pas terminal), sur la quelle se dispose la biozone à *Trocholina molesta* et *Suppiluliumaella erikfluegeli* (Valanginien supérieur-terminal), ce dernier intervalle n'étant pas précisé dans les régions de Corbières, Cordillières Béthiques et Algérie occidentale.

Une dernière région à associations voisines à celles d'Aliman est la région d'Algrave (Portugal) où sur les marnes, et les calcaires et les dolomies purbéckiennes se disposent des calcaires oolithiques à *Anchispirocyclina* attribués au Berriasien, des calcaires à *Macroporella embergeri* et *Choffatella pyrenaica* d'âge valanginien et des calcaires à *Choffatella decipiens* d'âge hauterivien supérieur-barrémien inférieur. Le Hauterivien inférieur manque (Rey, Ramalho, 1974; Ramalho, 1975).

Dans l'évolution de la plate-forme carbonatée crétacée inférieure du secteur d'Aliman (Dobrogea de sud), à la suite du régime littoral-néritique des sédiments, on peut mettre en évidence les suivants traits caractéristiques :

1. après la régression purbéckienne a lieu une sédimentation prédominant marrine, qui s'élargie progressivement sur la plate-forme et qui corresponde au dépôt des calcaires à *Anchispirocylina* et *Macroporella praturloni* pendant le Berriasien supérieur-Valanginien inférieur suivi d'une première phase transgressive à tendance de propagation régionale ;

2. la transgression de la mer s'accentuera durant le Valanginien moyen et supérieur, fait d'ailleurs illustré par la dispersion de dépôts ainsi que par l'épaisseur plus grande des formations dans cet intervalle ;

3. le Hauterivien correspond à une phase à tendances regressives et à sédiments calcaires-argileux déposés dans une zone marine littorale où de temps en temps apparaissaient des épisodes de courte durée lagunaire-saumâtre ;

4. une nouvelle phase de transgression très répandue que celle du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur aura lieu au cours du Barrémien inférieur.

3. DESCRIPTION SYSTÉMATIQUE

Famille DASYCLADACEAE Kützing orth. mut. Stizenberger, 1860

Genre **Linoporella** Steinmann 1899

Linoporella sp.

Pl. II, fig. 1

Un seul spécimen déposé dans la Col. L. P. B. — V no 0033

Localité-type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Niveau type : échantillon 150.

Stratum typicum : Berriasien supérieur.

Institutul Geologic al României

Description. La section transversale présente des rameaux tubulaires longs et étroites, dans la zone médio-proximale, et large dans la zone distale. Les rameaux primaires se prolongent avec des rameaux secondaires, bifurqués, courts et faiblement gonflés. La calcification du thalle est forte.

Dimension : diamètre extérieur (D) = 4,5 mm, diamètre de la cavité interne (d) = 1,2 mm, écart entre verticilles (h) — , nombre des pores par verticille (w) = 20, diamètre des pores distal (pd) = 0,15 mm, diamètre des pores proximal (pp) = —, longueur des rameaux primaires (lp) = 0,90—1,10 mm, longueur des rameaux secondaires (ls) = 0,42—0,45 mm, diamètre des pores secondaires (pd_2) = 0,075—0,10 mm, diamètre des pores secondaires proximale (pp_2) = —

Discussions : la présence d'un seul spécimen, sectionné transversalement rend difficile la détermination.

Genre **Suppiluliumaella** Elliott 1968

Suppiluliumaella erikfluegeli n. sp

Pl. III, fig. 4—9

Derivatio nominis : espèces dédiée au Professeur Dr. Erik Flügel pour les contributions apportées au domaines des algues.

Holotype : pl. III, fig. 5—7, L. P. B. — V no 0047.

Paratype : pl. III, fig. 4, 8—9, L. P. B. — V no 0048.

Localité-type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Niveau-type : éch. 85—90.

Stratum typicum : Valanginien supérieur.

Matériel : 10 exemplaires.

Description. Thalle cylindrique, fortement calcifié, ayant un canal axial grand. Les rameaux primaires sont tubulaires-coniques ; dans la partie proximale-médiane sont globuleux et subtriangulaires dans la partie distale. Les rameaux secondaires sont courts, finement tubulaires. En section tangentielle on peut observer 4—6 rameaux secondaires à aspect de fleur et à petits pétales (pl. III, fig. 5—6). En section longitudinale, les rameuax primaires sont poursuivis de 2 rameaux plus longs, séparés médian d'un rameau plus court. Ce caractère est typique au genre *Suppiluliumaella* Elliott (pl. III, fig. 7—8).

Rapports et différences : Suppiluliumaella erikfluegeli n. sp. se distingue de *S. polyreme* Elliott par le diamètre grand du thalle et par la distance aussi grande entre les verticilles. Les mêmes caractères la distingue de *S. elliotti* Bakalova.

Remarques : En ce qui concerne l'espèce décrite par Bakalova (1971) sous le nom de *Suppiluliumaella praebalcanica* Bakalova, la présence des rameaux tertiaires au nombre de 4 (Bakalova, pl. I, fig. 7) ne correspond pas à la description générique du genre *Suppiluliumaella* Elliott, 1968, ce qui nous oblige de passer l'espèce susmentionnée au genre *Trinocladus* Raineri 1922, sous le nom de *Trinocladus praebalcanicus* (Bakalova).

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

Liste comparative contenant les espèces du genre Suppiluliumaella

Dimensions en mm	Genre *Suppiluliumaella* Elliott, 1968				
	polyreme Elliott, 1968		*elliotti* Bakalova, 1971	*gocanini* Rad., 1972	*erikfluegeli* n.sp. Dragastan
	Elliott, 1968	Sokac et Nikler, 1973	Bakalova, 1971	Radoicić, 1972	Dragastan
Longueur du thalle (L)	6	7,92	2,11—3,95	11,7	4,5— 6,7
Diamètre extérieur (D)	1,82	1,37—1,48	1,10—1,66	3,6	2,50—3,20
Diamètre intérieur (d)	0,62	0,55—0,63	0,66—0,40	1,6	1,2
Nombre des pores par verticilles (w)	24	20—26	20—24	30	24—28
Longueur des rameaux primaires (lp)	—	0,38	0,12—0,18	—	0,60
Longueur des rameaux secondaires (ls)	—	0,18—0,22	0,07—0,14	—	0,32
Diamètre des pores primaires (pd_1)	0,065—0,078	0,15—0,18	0,10—0,18	0,16—0,30	0,28—0,30
Diamètre des pores secondaires (pd_2)	0,065—0,078	—	0,07—0,035	—	0,090—0,15
Ecart entre les verticilles (h)	—	—	0,02—0,05	—	0,30—0,65
Nombre des pores secondaires par verticilles (w_1)	4—5	4—5	—	5	4—6
Localité et stratum typicum	Amasya, Turquie Crétacé inf.	Niksic, Yougoslavie Barrémien-Aptien	Gabrovo, Bulgarie Barrémien sup.-Aptien inf.	Orahovac, Yougoslavie Valanginien inf.	Aliman, Roumanie Valanginien sup.

Genre **Montenegrella** Sokać, Nikler 1973

Montenegrella transdanubica n. sp.

Pl. IV, fig. 4—5

Derivatio nominis : „transdanubica" du territoire au-delà du Danube.
Holotype : pl. IV, fig. 3,5 L. B. — V no 0051.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Liste comparative contenant les espèces du genre Montenegrella

Dimensions en mm	Genre *Montenegrella* Sokać et Nikler, 1973				
	tuberifera Sokać et Nikler 1973	*verae* Sokac et Nikler 1973	*fustiformis* Sokac et Nikler 1973	*transdanubica* n. sp. Dragastan	*alimani* n. sp. Dragastan
Longueur du thalle	6,66	6,29	8,25	6,0	4,5
Diamètre extérieur	1,85—2,78	2,03—2,59	1,95—2,96	2,40—3,0	1,5—1,9
Diamètre interne	1,00—1,37	0,74—1,18	0,93—1,30	0,85—1,20	0,90
Nombre des pores par verticilles	24—30	24—30	24—28	16—20	10—16
Nombre des pores secondaires par verticilles	4—6	5—7	5—6	4—5	—
Longueur des rameaux primaires	0,10—0,19 0,25—0,37	0,18—0,33 0,18—0,35	0,37—0,64	0,45	0,45
Diamètre des pores primaires	0,03—0,37	0,04—0,07 0,15—0,38	—	0,30	0,12—0,15
Longueur des rameaux secondaires	0,18—0,27	0,18—0,25	0,14—0,21	0,15—0,22	0,080
Diamètre des pores secondaires	—	—	—	0,060	0,050 0,660
Ecart entre les verticilles	0,22—0,28	0,18—0,37	0,14—0,25	0,28—0,30	0,15—0,30
Localité et stratum typicum	Crna-Gora, Yougosl. Barrémien Aptien	Crna-Gora, Yougosl. Barrémien Aptien	Crna-Gora, Yougosl. Barrémien Aptien	Aliman, Roumanie Valanginien sup.	Aliman, Roumanie Valanginien sup.

Institutul Geologic al României

Paratype : pl. IV, fig. 4, L. P. B. — V no 0052.
Localité type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.
Niveau-type : 85—90.
Stratum typicum : Valanginien supérieur.
Matériel : 8 exemplaires.

Description. Thalle cylindrique, robuste, fortement calcitisé, ayant la cavité axiale grande. Le canal central occupe presque la moitié du diamètre maximal du thalle. Les verticilles sont disposées à des distances égales (0,15—0,22), étant formées de rameaux primaires et secondaires. Les rameaux primaires ont la partie médio-proximale étroite-tubulaire, longue et la partie distale gonflée, subglobuleuse ; en section longitudinale oblique les rameaux ont des formes subcarrées (pl. IV, fig. 3—4). Les rameaux secondaires sont courts, formant une touffe à 4—5 rameaux. Les rameaux secondaires sont étroits à la base, devenant de plus en plus grands vers la zone médiane, sous la forme d'une massue dans la zone distale. En section longitudinale apparaissent seulement deux rameaux secondaires, ce qui rend possible la distinction entre cette espèce et les espèces du genre *Suppiluliumaella* à trois rameaux.

Rapports et différences : *Montenegrella transdanubica* n. sp. peut être comparée avec les espèces décrites par Sokač, Nikler (1973), *M. tuberifera*, *M. verae* et *M. fustiformis*. On constate certains ressemblances sur la taille, la longueur et le diamètre des rameaux surtout aux espèces *M. tuberifera* et *M. verae* (tab. 2). Les différences principales sont données par la forme et le nombre des rameaux par verticille ainsi que par la forme des rameaux secondaires, ayant l'aspect de massue typiques.

Montenegrella alimani n. sp.
Pl. IV, fig. 6—7

Derivatio nominis : le nom „*alimani*" vient de la localité type, la commune d'Aliman, Dobrogea de sud.
Holotype : pl. IV, fig. 6—7, L. P. B. — V no 0053.
Localité type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman.
Niveau-type : 85—90.
Stratum typicum : Valanginien supérieur.

Description. Thalle cylindrique à cavité axiale grande. Les verticilles sont disposés à des distances égales, formées des rameaux primaires et secondaires. Les rameaux primaires à la partie proximale faiblement élargie comme un entonnoir prennent contact avec le canal axial. Les rameaux primaires ont une zone médiane étroite, filiforme et une partie distale aplatie, triangulaire jusqu'à subtriangulaire (pl. IV, fig. 7). Les rameaux secondaires sont courts, tubulaires et à tendance de rétrécissement vers l'extérieur (pl. IV, fig. 7). En section transversale les rameaux primaires apparaissent sous la forme circulaire-carrée ou subtriangulaires et en section distale on peut observer les traces bifurquées des rameaux secondaires.

Institutul Geologic al României

Rapports et différences : Montenegrella alimani n. sp. ressemble à *M. tuberifera*, *M. verae* et *M. fustiformis* par la forme générale du thalle. Elle se distingue des espèces susmentionnées par la forme totalement caractéristique des rameaux primaires et secondaires, par son nombre petit de rameaux par verticille (tab. 2).

Genre **Teutloporella** P i a 1912

Teutloporella filiformis n. sp.

Pl. IV, fig. 1—2

Derivatio nominis : le nom de „*filiformis*" vient de la forme allongée, comme un fil.

Holotype : pl. IV, fig. 1—2, L. P. B. — V no 0050.

Localité type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Niveau type : éch. 85—90.

Stratum typicum : Valanginien supérieur.

Description. Thalle cylindrique, robuste ayant un canal axial, grand. Les zones annelées correspondent aux verticilles des rameaux groupés en touffes (pl. IV, fig. 1). Le thalle a en général le bord externe faiblement ondulé, dû à des fossés qui n'arrivent pas jusqu'au canal axial du type perannulation. Les verticilles sont formées de rameaux longues, filiformes de type trichofore, fortement inclinés envers l'axe centrale du thalle (70—80°). Les verticilles sont euspondyliques.

Dimensions (en mm) : L = 10, D = 2,70, d = 1,20, l = 0,90—1,20, pd = 0,030, w = 20—30.

Rapports et différences. Par sa morphologie du thalle, des rameaux, par son angle de d'inclinaison envers l'axe central *Teutloporella filiformis* n. sp. se distingue de toutes les espèces rencontrées dans le Jurassique et le Crétacé (Barrémien-Aptien inférieur) : *T. elongatula*, *T. obsoleta*, *T. socialis* et *T. galaeformis* et *Teutloporella* sp., D r a g a s t a n (1970). De plus, on cite dans le Valanginien provençal *Teutloporella* sp. (M a s s e & Po i g n a n t, 1971) qui par ses paramètres peut être englobée chez la nouvelle espèce.

Genre **Likanella** M i l a n o v i c

Likanella insignis n. sp.

Fig. 1 h—i, Pl. III, fig. 10, Pl. VI, fig. 1

Derivatio nominis : le nom „*insignis*" vient du signe distinctif du thalle ayant trois verticilles par grappe.

Holotype : fig. 1 h-i, L. P. B. — V no 0043.

Paratype : pl. III, fig. 10, Pl. VI, fig. 1, L. P. B. — V no 0049.

Localité-type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Niveau type : éch. 131—132.

Institutul Geologic al României

Stratum typicum : Valanginien.
Matériel : 50 exemplaires.

Description. Thalle cylindrique, formé d'une succession d'articles sous forme de grappe. La tige centrale qui soutient les articles sous forme de grappe est cylindrique et présente un canal axial, égal en diamètre. Chaque article est constitué de trois rangées de rameaux verticillés. Les articles sont massifs, robustes comme des disques toujours détachés de la tige. Les verticilles supérieures et celles inférieures présentent 8—10 rameaux, alors que la verticille médiane a 12 ou 15—20 rameaux. Les rameaux ont une forme de trompette. La partie proximale des rameaux présente un diamètre petit, suivie d'une zone médiane à constriction à partir de laquelle s'ouvre brusquement vers l'extérieur (fig. 1 h). Distal, les rameaux ont une forme polygonale ou subpolygonale. En section oblique tangentielle (pl. III, fig. 10) les articles ont l'aspect de diadème, les rameaux présentant dans ce cas des diamètres variables.

Rapports et différences. En comparant les paramètres dimensionnels des espèces du genre *Likanella* les différences sont évidentes (tab. 3). Des ressemblances morphologiques existent entre *Likanella insignis* n. sp. et *L. spinosa*, et notamment le nombre identique de rangées par grappe, mais différent par la forme des rameaux. On constate aussi quelques ressemblances avec *L. campanensis* et *L. danilovae* par la morphologie pareille des rameaux. Cependant ces espèces ont un nombre variable de verticilles par grappe et rameaux. Envers *L. bartheli* les différences sont données par la forme piriforme des rameuax disposés sur deux rangées verticillées dans le cadre d'une grappe. Les mêmes caractères, la présence de deux verticilles par grappe, ayant un nombre réduit de rameaux (4—6) comme *Likanella* sp. et un nombre élevé (30—35) comme *L. hammudai* rendent facile la distinction de la nouvelle espèce. Nous considérons qu'il est nécessaire et en même temps correct d'attribuer l'espèce *pejovicae* au genre *Likanella* non pas au genre *Clypeina* ainsi que R a d o i c i ć l'a considérée. Notre opinion est basée sur le fait que les articles verticillés sont constitués de deux rangées de rameaux, donc ils sont doubles, ce qui ne correspond pas aux caractères génériques du genre *Clypeina*. A tout cela s'ajoutent les sections tangentielles en thalle, les articles doubles, verticillés et la morphologie des rameaux (Geol. Romana — R a d o i c i ć, 1969).

Genre **Clypeina** M i c h e l i n 1845

Clypeina valachia n. sp.

Fig. 1 l—m

Derivatio nominis : le nom de „*valachia*" vient de la province roumaine Valachie (XVIIe siècle), située entre les Carpates et le Danube.
Holotype : fig. 1 l—m, L. P. B. — V no 0045.
Localité type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.
Niveau type : éch. 26.

Institutul Geologic al României

Stratum typicum : Barrémien inférieur.
Matériel : 50 exemplaires.

Description. Thalle constitué de verticilles distinctes, isolées, sans être en conexion sur le long de la tige principale. Par simple lavage on a réussi à dégager de nombreuses verticilles, bien conservées. Les verticilles ont un aspect discoïdal aplati, sont massives, et fortement calcifiées. Les rameaux sont coniques, largement ouverts distal, formant en ensemble un disque compact, perforé central par un canal étroit (fig. 1 1). La marge des verticilles est plate ou faiblement convexe, les terminaisons distales des rameaux étant droites. Certaines verticilles présentent autout du canal axial un fossé peu profond, pour faciliter la fixation des verticilles entre elles.

Dimensions : D = 0,78—1,21 mm, d = 0,24—0,34 mm, w = 6—10 (d'habitude 8), l = 0,30—0,36 mm, pd = 0,21—0,26 mm.

Rapports et différences. Clypeina valachia n. sp. se distingue de *C. solkani* par la forme des rameaux larges et coniques et par le nombre constant de rameaux par verticille, d'habitude 8. De *C. marteli* la différence réside dans le fait que cette espèce présente un disque sous la forme de corbeille très évasée alors que *C. catinula* et *C. zumetae* présente des verticilles sous forme d'écuelle à fond plat et un nombre plus grand de rameaux par verticille.

Genre **Neomizzia** Levy 1966

Neomizzia filipescui nov. sp.

Fig. 2 g—k

Derivatio nominis : espèce dédiée à l'Acad. prof. Miltiade G. Filipescu pour ses contributions au développement des sciences paléontologiques.

Holotype : fig. 1 g—h, k, Col. L. P. B. — V no 0056.
Paratypes : fig. 1 i—j, Col. L. P. B. V no 0056 a.
Localité type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.
Niveau type : éch. 26.
Stratum typicum : Barrémien inférieur.
Matériel : 20 exemplaires.

Description. Thalle sous forme cylindrique, constitué par des segments perforés, à canal axial, égale en diamètre, sur la longueur du thalle. Les segments associés et ceux dissociés (fig. 2 i—j) ont des formes variées ellipsoïdales à ovales. Les extrémités des segments sont beaucoup plus resserées par rapport à la zone médiane qui est largement développée. Elles sont constituées par des verticilles à rameaux de type phloiophore. La disposition est euspondyle. Les espaces entre les rameaux sont fortement calcitisés.

Dimensions (en mm) : L = 1,03—1,34 ; longueur des segments = 0,36—0,65, diamètre externe dans la zone médiane = 0,31—0,53, diamètre externe des extrémités du segment = 0,24—0,31, diamètre des ra-

Institutul Geologic al României

TABLEAU 3

Liste comparative avec les espèces du genre Likanella

Dimensions en mm	Genre *Likanella* Milanovic, 1965							
	spinosa Milanovic 1965	*danilovae* Radoicić 1969	*pejovicae* (Radoicić) 1969	*bartheli* Bernier 1971	*campanensis* Azema Jaffrezo 1972	sp. Dragastan 1975	*hammudai* Radoicić 1975	*insignis* n. sp. Dragastan
Diamètre maximal extérieur (D_1)	0,38—1,3	1,10—2,40	1,20—3,04	0,20—0,46	0,90—1,40	0,56—1,50	0,56—1,50	1,10—1,26
Diamètre minimal extérieur (D_2)	—	—	—	—	—	0,20—0,30	—	1,10—1,20
Diamètre intérieur (d)	—	0,40—0,75	0,29—0,72	—	0,32—0,50	—	—	0,43—0,48
Nombre des pores par rangée (w)	8—20	—	15—26	6	12	4—6	30—55—60	8—16 (20)
Longueur des rameaux (l)	—	—	—	0,36—0,72	0,25—0,45	0,60—0,90	—	0,14—0,30
Diamètre des pores distale (pd)	—	0,16—0,30	0,19—0,32	0,10	0,20—0,30	0,15—0,60	—	0,12—0,14
Hauteur du grappe (H)	—	0,95—1,45	—	—	0,60	—	—	0,90—1,08
Nombre de pores par grappe (w_1)	—	60—100	30—52	12	24	12	max. 120	2× 8 = 16 1× 16=16=32
Nombre de rangée par grappe	3	6	2	2	2	2	2	3
Localité et stratum tipicum	Yougosl. Permien	Monteng. Yougosl. Barrém. — Apt. inf.	Gluva Snokva, Yougosl. Barrém. — Aptien inf.	Pont de Lemme, France Kimm. — Portland.	Puig-Campana, Espagne Portland-Berrias.	Hăghimaş, Roumanie Tithonique sup.-Valang.	Tripoli, Libie Turon. — Sénon. inf.	Aliman, Roumanie Valanginien

Institutul Geologic al României

meaux dans la partie distale = 0,024—0,045, distance entre verticilles (h) = 0,072—0,096, nombre des rameaux par verticilles (w) = 8.

Rapports et différences. Neomizzia filipescui n. sp. se distingue de *N. elongata* Levy par la forme des segments, plus allongée, le diamètre externe et interne ainsi que le nombre réduit de rameaux par verticille (8). Par la forme des rameaux phloïophore et la disposition euspondyle, la nouvelle espèce a quelques ressemblances avec les espèces du genre *Salpingoporella* Pia, mais se distinguant de celles-ci par le thalle articulé, formé de segments à longueur variable. Pour cela, nous considérons que l'introduction du genre *Neomizzia* Levy est utile, comme descendant jurassique et crétacé, très proche du genre paléozoïque *Mizzia* Pia. Quelques ressemblances peuvent être observées même au genre *Pogadoporella* Elliott 1956, par la forme et la disposition des rameaux, dépourvus de segements articulés.

Genre **Cylindroporella** Johnson 1954

Cylindroporella sp.

Pl. II, fig. 10—11

Spécimen déposé dans la Col. L. P. B. — V no 0037.

Localité type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Stratum typicum : Valanginien inférieur.

Niveau type : éch. 121.

Description. Thalle cylindrique non segmenté, à grands sporanges ovales-ellipsoïdaux, alternant aux rameaux petits circulaires, stériles (pl. II, fig. 10—11).

Dimensions : D = 1,5—2,5, d = 0,65—0,70 mm, w (sporanges) = 10, diamètre des sporanges = 0,22—0,30, diamètre des rameaux stériles = 0,15 mm.

Discussions. Cylindroporella sp. se distingue par ses dimensions, son nombre de rameaux sporangiques par verticilles (10) et par son diamètre des sporanges de *C. arabica* Elliott et *C. benizarensis* Fourcade et Jerez, en se distinguant des autres espèces décrites dans l'intervalle Barrémien-Turonien inférieur (tab. 4).

Cylindroporella barbui n. sp.

Fig. 2 a—e

Derivatio nominis : espèce dédiée au prof. Ion Z. Barbu pour les contributions apportées dans le domaine de la paléobotanique et micropaléontologie.

Holotype : fig. 1 a-e, Col. L. P. B. — V no 0063.

Localité type : rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Stratum typicum : Barrémien inférieur.

Matériel : 15 exemplaires.

Institutul Geologic al României

Description. Thalle cylindrique, fortement calcifié, à canal étroit axial et à verticilles formées de rameaux primaires, infertiles et de rameaux sporangiques. Les rameaux infertiles sont tubulaires à diamètre petit. Les extrémités distales et proximales des rameaux infertiles sont faiblement aplatis, les diamètres sont un peu plus grands (fig. 2 d—e). Les rameaux sporangiques sont subsphériques, grands. La région de fixation des rameaux sporangiques est courte et étroite. Elle est disposée à la partie basale tout près des rameaux infertiles (fig. 2 d—e). En sections tangentielles on peut observer la disposition alterne des rameaux primaires infertiles et sporangiques, typique au genre *Cylindroporella* (fig. 2 a).

Dimensions (en mm): L = 2,16—2,28, D = 0,53—0,91, d = 0,096 — 0,24, diamètre des sporanges = 0,12—0,21, nombre des sporanges = 8, nombre des rameaux stériles = 8, diamètre des rameaux stériles = 0,048—0,072, h = 0,20—0,24.

Rapports et différences. Cette espèce diffère de nombreuses espèces du genre, par la longueur des segments du thalle, par les valeurs du diamètre extérieur (0,53—0,91) et intérieur, par la distance entre les verticilles (h), par le nombre de sporanges et de rameaux primaires infertiles par verticille (8) (tab. 4).

Famille GYMNOCODIACEAE

Genre **Permocalculus** Elliott 1955

Permocalculus discoideus n. sp.

Fig. 2 n—p

Derivatio nominis: le nom de „*discoideus*" vient de la forme des segments de thalle.

Holotype: fig. 2 n—p, rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud, L. P. V no 0057.

Niveau type: éch. 68.

Stratum typicum: Valanginien supérieur.

Matériel: 10 exemplaires.

Description. Thalle formé des segments. Les segments sont discoïdaux, ayant la partie centrale biconcave correspondant à la cavité centrale. Les parois du disque est perforés. Les pores sont simples, fins ou bifurqués dans la région corticale.

Dimensions: D = 1,10—1,15 mm, d = 0,60—0,72 mm, lp = 0,14—0,20 mm, diamètre des pores = 0,024 mm.

Rapports et différences. Permocalculus discoideus n. sp. se ressemble par sa morphologie et la disposition des pores à *P. ampullacea* Elliott, *P. irenae* Elliott, *P. texana* Johnson, *P. elliotti* et *P. budaensis* Johnson. La différence essentielle envers les espèces susmentionnées réside dans la forme discoïdale-aplatisée des segments.

Incertae sedis

Vermiporella? neocomiana n. sp.

Pl. II, fig. 2—3

Holotype: pl. II, fig. 3, L. P. B. —V no 0030, forage de Cartojani, Plate-forme Moesique, Berriasien-Valanginien.

Institutul Geologic al României

TA

Liste comparative avec les espèce

Dimensions en mm	Genre *Cylindroporella*					
	barnesii Johnson 1954	*sugdeni* Elliott 1957	*arabica* Elliott 1957	*adducta* (Maslov) 1960	*ellassonos* Johnson 1965	*kochanskyae* Radoicić 1970
Longueur (L)	2,8 — 5,1	3,0	1,43	—	0,85	—
Diamètre extérieur (D)	0,38—0,55	0,78—0,14	0,31—0,57	0,56—0,60	0,31—0,40	0,32—0,64
Diamètre intérieur (d)	0,08—0,14	0,17—0,36	0,052—0,23	0,14	0,038	0,064—0,28
Diamètres de sporanges	0,033—0,044	0,15—0,31	0,078—0,15	0,14	0,034—0,036	0,096—0,16
Nombre des sporanges par verticilles	6	6	6	—	6	4—6
Longueur des rameaux primaires	0,165—0,198	—	—	—	—	—
Nombre des rameaux stériles	—	6	6	—	12	
Diamètre des rameaux stériles	—	—	—	0,050—0,060	—	—
Ecart entre les verticilles (h)	0,17—0,18	0,39	0,13	—	0,016—0,026	0,080—0,11
Localité et stratum typicum	Texas, Albien	Pen. Arabique, Barrémien-Albien	Quatar, Jur. sup Crét. inf.	Kopet-Dag, Barrémien inf.	Guatemala, Cénomanien Turonien	Yougoslavie, Turonien inf.

Paratype : pl. II, fig. 2, L. P. B. — V no 0030 a, rive gauche du lac Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Description. Thalle cylindrique, d'une longueur de presque 1 mm, à parois traversés par des pores ou par des rameaux, ayant le même diamètre distal et proximal. Les rameaux sont globuleux. Le canal central, large par rapport à l'épaisseur du paroi. La disposition des rameaux euspondyle. Le thalle est constitué de calcite microgranulaire (micritique).

Dimensions (en mm) : L = 1,0, D = 0,20—0,30, d = 0,10—0,20, p = 0,015—0,030, épaisseur du paroi = 0,015—0,035.

Rapports et différences. Vermiporella? neocomiana n. sp. diffère de *V.? tenuipora* Conrad par la forme des rameaux globuleux beaucoup plus grands, par l'épaisseur petite du paroi du thalle, ainsi que par la disposition euspondyle des rameaux.

Genre **Radoiciciella** Dragastan 1971

Radoiciciella subtilis Dragastan

Pl. II, fig. 6, 12—13

Hypotype : pl. II, fig. 6, 12—13, L. P. B. — V no 0038, rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Institutul Geologic al României

EAU 4

genre Cylindroporella

ohnson , 1954

elitzae akalova 1971	*arsici* Radoicić 1971	sp. 1 J. P. Masse et A. F. Poignaut	*benizarensis* Fourcade et Jerez 1972	*maslovi* Srivastava 1973	sp. A. Jaffrezo 1973	sp. Dragastan	*barbui* n. sp. Dragastan
,90—0,75	—	1,3	3,6	3—5,6	—	—	2,16—2,28
,53—1,98	1,70—2,00	0,80	0,47—1,00	0,7 —1,05	0,75—1,80	1,5 —2,5	0,53—0,91
13—0,40	0,45—0,50	—	0,10—0,36	0,095—0,18	0,26—0,55	0,65—0,70	0,096—0,24
18—0,31	0,192—0,240	0,12—0,14	0,20—0,26	0,10—0,21	0,27—0,34	0,22—0,30	0,12—0,21
8	10	—	6		10	10	8
—	0,40—0,48	—	—	—	—	—	—
8	—	—	—	6	—	—	8
0,35	0,160	—				0,15	0,048—0,072
)39—0,044	0,183	0,225	0,13—0,18	0,42 (naje 0,28)	0,20—0,25	—	0,20—0,34
lgarie, crém. - tien	Metohije, Yougosl. Barrémien Aptien	Provence, France Hauterivien	Murcia, Espagne Barrémien Aptien	Turkmenie, URSS Barrémien inf.	Corbières, France Aptien sup.	Aliman, Roumanie Valanginien	Aliman, Roumanie Barrémien inf.

Stratum typicum : Valanginien.
Niveau type : éch. 121.
Discussions. On peut affirmer que le thalle est formé de verticilles, portant une coronne périaxiale de type *Actinoporella*. Les rameaux primaires, coniques sont continuées par des rameaux secondaires, ovale-ellipsoïdale, courts et globuleux (pl. II, fig. 6). Dans la description initiale du genre, voir Revista espanola de Micropaleontologia, vol. 3/2 (1971) nous retenons comme figures valables pour le genre *Radoiciciella* (pl. IV, fig. 4, 7—8 ; pl. V, fig. 2—3). D'autres figures (pl. IV, fig. 3, 5—6 ; pl. V, fig. 1, 4—5) n'appartiennent pas au genre *Radoiciciella*.

C'est toujours à ce taxon qu'on renferme „*Dasycladacea*" *laskarevi* Radoicić (1969), qui ultérieurement a été considéré par le même auteur (1975) comme faisant partie de *Griphoporella laskarevi*, mais qui selon notre opinion et du point de vue morphologique (rameaux primaires et secondaires) doit être compris au genre *Radoiciciella*, donc *R. laskarevi* (Radoicić).

Institutul Geologic al României

Genre **Goniolina** d'Orbigny 1850

Goniolina minima Jaffrezo 1973

Pl. III, fig. 3

Hipotypes: pl. III, fig. 3, L. P. B. — V no 0041, rive gauche du lac de Vederoasa, commune d'Aliman, Dobrogea de sud.

Stratum typicum: Valanginien.

Niveau-type: éch. 121.

Description. Thalle simple, sous forme de massue, ayant une région inférieure dépourvue de rameaux, cylindrique et une région supérieure hémisphérique, constituée de nombreux rameaux primaires. En section oblique transversale on observe la cavité axiale et les rameaux primaires subglobuleux (pl. III, fig. 3).

Dimensions: D dans la partie médiane = 0,40 mm, diamètre dans la partie inférieure = 0,24 mm, p = 0,040 mm.

Observations. Faute des rameaux secondaires *Goniolina minima* Jaffrezo ne correspond pas aux caractères génériques du genre *Goniolina* d'Orb., donc le fait qu'on attribue cette espèce à ce genre reste encore provisoire (Jaffrezo, 1973). Du reste, les sections longitudinales et axiales de *G. minima* sont presque identiques à *Kopetdagaria iailaensis* Maslov 1965, espèce rencontrée dans le Tithonique de Crimée. Les dimensions de *G. minima* Jaffrezo sont celles de *K. iailaensis* Maslov.

Genre **Salpingoporella** Pia 1918

Salpingoporella fluegeli nov. sp.

Pl. VIII, fig. 1,2

Salpingoporella radoicicae (Praturlon)—Dragastan, 1975, p. 62, pl. LXXII, fig. 1, 3.

Holotype: pl. VIII, fig. 1, 2, Col. L. P. B. — V no 0032, Berriassien-Valanginien Ghilcoș; Valanginien-Hauterivien Aliman, Dobrogea de sud.

Derivatio nominis: espèce dédiée au prof. Erik Flügel de l'Université de Erlangen.

Paratypes: types semblables à l'holotype.

Description. Thalle cylindrique à parois épais et canal axial grand. Les rameaux sont de type phloïphore, ayant la zone proximale très courte tubulaire, qui agrandissent en diamètre beaucoup à l'extérieur, étant ouverts et à aspect d'entonnoir. En sections transversales, les rameaux ont les mêmes formes tout comme dans les sections axiales, mais étant un peu plus étroites. En sections tangentielles, les rameaux sont faiblement pressés verticalement. Les verticilles sont disposées régulièrement euspondyle. On ne connaît pas de sporanges.

Dimensions en mm: (D) = 0,54—1,20, (d) = 0,25—0,56 mm; (pp) = 0,025 — 0,030 mm; (pd) = 0,090 — 0,15; (h) = 0,080 — 0,25 mm; (w) = 10—12.

Institutul Geologic al României

Rapport et differences : Salpingoporella fluegeli n. sp. fait partie des espèces du genre *Salpingoporella* qui ont des rameaux phloïphores pressés verticalement. Par le type de rameaux assez courts dans la région proximale, étroits et beaucoup ouverts distral, cette espèce se distingue de *Salpingoporella annulata* Carozzi, de *S. appeninnica* Sartoni & Crescenti (Tithonique-Valanginien) et de *S. cemi* (Radoicić) et de *S. arabica* Elliott du Barrémien supérieur-Cénomanien.

Famille ORBITOLINIDAE

„Valdanchella miliani"

Pl. VIII, fig. 6—10

Localité type : rive gauche du lac Vederoasa, commune d'Aliman.
Niveau type : éch. 120—123.
Stratum typicum : Valanginien moyen et supérieur (pro parte).
Description. Teste conique avec la pointe faiblement disymétrique, fortement convexe, parfois à tendance d'évasion. La face basale est aplatie ou faiblement concave dans la partie centrale. Les sections axiales relève une faible tendance trochospirale, stade formé de 2 à 4 chambres. L'appareil embryonnaire simple, excentrique, formé d'une protoconque semi-elliptique et d'une deutéroconque un peu plus grande. Suit un stade rectiligne, unisérié formé de 12 à 16 chambres. La zone centrale est formée de chambres plus petites qui occupent une grande partie de la zone.

Dimensions en mm : hauteur du teste (H) = 1,0—2,7 ; diamètre maximum (D) = 1,8 — 2,4 ; deutéroconque a l'hauteur de 0,30 et la largeur de 0,15 ; protoconque a un diamètre de 0,24 ; zone de liaison entre protoconque et deutéroconque est de 0,10.

Rapports et différences. Par la morphologie de l'apareil embryonnaire ce type d'orbitolinide ressemble à la forme ipothétique décrite de Schroeder, Conrad (1968) et à celle rencontrée au genre *Eopalorbitolina* Schroeder, Conrad 1968 et à celle de *Meyendorffina (Paracoskinolina) jourdanensis* Foury, Moullade (1966). Les études prochaines élucideront la position de cet orbitolinide valanginien qui probablement correspond à une nouvelle espèce.

4. D'autres espèces d'algues rencontrées dans le Crétacé inférieur d'Aliman.

— *Actinoporella podolica* (Alth.) (fig. 2 c—e), verticilles détachées et déssinées à chambre claire, L. P. B. — V no 0040, Valanginien ; dimensions : D = 0,90—1,32 mm, d = 0,29—0,67 mm, w = 14—20, pd = 0,080.

— *Actinoporella durandelgai* (Jaffrezo, Fourcade) (fig. 2 g), verticille détachée, L. P. B. — V no 0042, Valanginien inférieur ; dimensions : D = 1,20 mm, d = 0,34 mm, l = 0,45 mm, w = 18—20 (22), pd = 0,15—0,20 mm.

— *Clypeina solkani* Conrad, Radoicić (fig. 2 a — b), verticilles détachées, L. P. B. — V no 0039, Valanginien-Hauterivien,

Institutul Geologic al României

Barrémien inférieur ; dimensions : D = 0,67—1,08 mm, d=0,24—0,40 mm, w = 10—16, pd = 0,072—0,16.

— *Salpingoporella annulata* Carozzi, Valanginien-Hauterivien, L. P. B. — V no 0058; dimensions: D = 0,21—0,40 mm, d = 0,17 — 0,24, pd = 0,072 — 0,096 mm, l = 0,048 — 0,050, h = 0,17 — 0,21, w = 8—10.

— *Salpingoporella fluegeli* Dragastan (fig. 1 j—k), thalle détaché et sectionné, L. P. B. — V no. 0044, Valanginien et limite Valanginien-Hauterivien ; dimensions : L = 2—4 mm, D = 0,60—0,96, d = 0,34—0,43, l = 0,17—0,29. pd = 0,096—0,14, w = 8—12, h = 0,96—0,24 mm.

— *Macroporella praturloni* Dragastan, thalle détaché, L. P. B. — V no 0059, Valanginien ; dimensions : D = 2,64, d = 1,08 mm, l=0,53—0,65 mm, p=0,14—0,20 mm, h=0,096 — 0,12 mm, w = 30—32.

— *Salpingoporella carpathica* Dragastan, thalle détaché (fig. 2 f), L. P. B. — V no 0055, Barrémien inférieur ; dimensions : D = 0,17—0,24, d = 0,096—0,14, l = 0,024—0,048, pd = 0,048, h = 0,072.

— *Salpingoporella muelhbergii* (Lorenz), thalle détaché, L. P. B. — V no. 0060, Barrémien inférieur ; dimensions : L = 0,86—1,00, D = 0,24—0,42, d = 0,12—0,19, l = 0,096, pd = 0,086, h = 0,096, w = 8.

— *Permocalculus inopinatus* Elliott, thalle détaché, Barrémien inférieur, L. P. B. — V no 0061 ; dimensions : L = 2,64, D = 0,96—1,2, p = 0,024.

— *Permocalculus texana* Johnson, thalle détaché (fig. 2 l—m), Barrémien inférieur ; dimensions : L = 1,44—2,64, D = 0,60 — 1,08, d = 0,24—0,60, pd = 0,018—0,020, épaisseur du paroi = 0,17—0,34.

Les espèces de foraminifères sont déposées dans la Collection du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Bucarest (L. P. B.).

J'ai désigné dans cet ouvrage comme holotypes : *Griphoporella piae* la figure 1 de la planche 1 ; *Macroporella praturloni* la figure 5 de la planche I ; *Pseudocymopolia jurassica* la figure 1 de la planche III ; *Arabicodium jurassicum* la figure 4 de la planche VII ; *A. elongatus* la figure 1 de la planche VII ; *A. orientalis* la figure 1 dela planche VIII ; *Cayeuxia atanasiui* la figure 5 de la planche IX et *C. elliotti* la figure 3 de la planche X, figurés dans les publications originales.

BIBLIOGRAPHIE

Bakalova D. (1971) Nouvelles espèces de Dasycladaceae (Algae) dans les sédiments urgoniens du Prebalkan Central. *Bull. of Geol. Inst. Ser. Paleont.*, XX, p. 123—128, Sofia.

Bărbulescu A., Neagu Th., Lăzăroiu I., Vodislav C. (1975) Brahiopode eocretacice din Dobrogea de sud. *St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geologie*, 20, 1, p. 111—141, 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 les séries

Institutul Geologic al României

de plate-forme du domaine méditerraneen occidental. *Mémoires du B.R.G.M.*, 86 (1973), p. 167—181, Paris.

Chiriac M. (1961) Dobrogea, în Ghidul excursiillor. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. (Congr.* V, 1961, *România)*, Bucureşti.

Conrad M. A. (1970) Vermiporella? tenuipora n.sp. une algue incertae sedis des calcaires urgoniens de la région genevoise. *C.R. des Séances, S.P.H.N.*, 5, 1, p. 37—42, Genève.

Conrad M. A., Praturlon A., Radoicić R. (1974) The genus Actinoporella Gümbel in Alth 1882, Dasycladales, Green Algae, a Revision. *Geol. Rom.*, 13, p. 1—15, Roma.

Dragastan O. (1975) Upper Jurassic and Lower Cretaceous Microfacies from the Bicaz Valley Basin (East Carpathians). *Mem. Inst. Géol. Géophys.*, XXI, p. 87, Bucarest.

— (1975) Microfaciès du Malm et du Crétacé inférieur de la région des Gorges du Bicaz. *Guide micropal. du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpathes Roumaines.* 14th *European Micropal. Colloq.* (Romania, 1975), p. 123—128, Bucarest.

Emberger J., Jaffrezo M. (1975) Compléments a un essai d'inventaire des Algues Dasycladacées du Jurassique et du Crétacé inférieur. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 18, p. 59—132, Talence.

Flügel E. (1974) Fazies-Interpretation der Cladocoropsis-Kalke (Malm) auf Karaburun, West — Anatolien. *Archiv fur Lagerstättenforsch. in den Ostalpen-Festsch. Otmar M. Friedrich*, 2, p. 79—94, Leoben.

Guillaume S. (1963) Les Trocholines du Crétacé inférieur du Jura. *Rev. Micropal.*, 5, 4, p. 257—276, Paris.

Jaffrezo M. (1973) Les Algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières (première partie). *Rev. Micropal.* 16, 2, p. 75—88, Paris.

Jaffrezo M., Fourcade E. (1973) Deux nouvelles espèces de Clypeines de la limite Jurassique — Crétacé du Sud-est de l'Espagne. *Geobios* 6, 1, p. 65—72, Lyon.

Johnson J. H. (1969) A Review of the Lower Cretaceous Algae. *Profess. Contrib. of the Colo. School of Mines*, 6, p. 180, Gloden, Colorado.

Liteanu E., Chiriac M., Bandrabur T. (1967) Harta geologică, scara 1 : 200.000, 45 Călăraşi, *Com. Stat Geol., Inst. Geol.*, Bucureşti.

Macovei G. (1911) Asupra vîrstei şi faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea meridională. *D.S. Inst. Geol. Rom.* II, p. 184—210, Bucureşti.

Macovei G., Atanasiu I. (1933) L'évolution géologique de la Roumanie-Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, Bucureşti.

Maslov V. P. (1965) Kopetdagarii — novaia triba mutovciatîh sifonei (Zelenîie Vodorosli). *Dokl. Akad. nauk. SSSR*, 164, 5, p. 1154—1157, Moskva.

Neagu T. (1968) Study of the Miliolidaceae in the Lower Cretaceous (Barremian) of Southern Dobrogea. *Trav. du Mus. de Hist. Nat. "Grigore Antipa"*, VIII, p. 563—572, Bucarest.

Peybernes B. (1975) La limite Jurassique-Crétacé dans les Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. *Mémoires du B.ER.G.M.*, 86, p. 248—260, Paris.

Persoz F., Remane J. (1976) Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique -Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. *Eclogae géol. Helv.*, 69, 1, p. 1—38, Bâle.

Prestat B. (1975) Catalogue des Algues Dasycladacées du Jurassique et du Crétacé. *Centre de Rech. de Boussens Elf R. E. Explor. Depart. géol. centrale* (III tomes), Boussens.

Institutul Geologic al României

Schroeder R. (1968) Sobra algunos foraminiferos des Valanginiense de la Sierra de Valdancha (provincia Castellon). *Bol. R. Soc. Espan. Hist. Nat. (Geol.)*, 66, p. 311—318, Madrid.

Radoicić R. (1975) Likanella hammudai nov. sp., from the Upper Cretaceous of the Tripoli area (Lybia) and the age of strata containing Dissocladella ondulata Raineri. *Ann. geol. de la Penin. Balk.*, XXXIX, p. 147—152, Beograd.

Ramalho M. M., Rey J. (1969) Correlations stratigraphiques dans les Couches de passage du Jurassique au Crétacé du Portugal, *Bol. da Soc. Géol. de Portugal*, p. 31—36, XVI Lisboa.

Ramalho M. M., Rey J. (1975) Etat des connaissances actuelles sur le Jurassique terminal et le Crétacé basal du Portugal. *Mémoires du B.R.G.M.*, 86, p. 263—275, Paris.

Sokać R., Nikler L. (1973) Calcareous Algae from the Lower Cretaceous of the Niksic, Crna Gora (Montenegro). *Paleontologia Jugoslav.*, 13, p. 5—57, Zagreb.

Vinogradov G., 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. géogr. Géologie*, 19, p. 105—118, Bucarest.

Velic I. (1973) Stratigraphy of the Cretaceous deposits in the border region of Velika and Mala Kapela Mountains (Central Croatia). *Geol. Vjesnik*, 26, p. 93—109, Zagreb.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Les biozones des dépôts calcaires des Crétacé inférieur d'Aliman, Dobrogea de sud; index des espèces:

Algues: 1, *Clypeina solkani* Con. et Rad.; 2, *Actinoporella durandelgai* (Jaffrezo, Fourcade); 3, *Salpingoporella fluegeli* Dragastan; 4, *Actinoporella podolica* (Alth); 5, *Likanella bartheli* Bernier; 6, *Acicularia elongata* Carozzi; 7, *Radoicicciella subtilis* Dragastan; 8, *Salpingoporella annulata* Carozzi; 9, *Likanella campanensis* Azèma, Fourcade; 10, *Goniolina minima* Jaffrezo; 11, *Cylindroporella* sp.; 12, *Macroporella praturloni* Dragastan; 13, *Likanella insignis* n.sp.,; 14, *Suppiluliumaella erikfluegeli* n.sp.; 15, *Montenegrella transdanubica* n.sp.,; 16, *M. alimani* n.sp.; 17, *Teutloporella filiformis* n.sp.; 18, *Acicularia endoi* Praturlon; 19, *Pseudoepimastopora cretacea* Dragastan; 20, *Salpingoporella carpathica* Dragastan; 21, *S. muelhbergii* (Lorenz); 22, *Neomizzia filipescui* n.sp.,; 23, *Cylindroporella barbui* n.sp.; 24, *Clypeina valachia* n. sp.; 25, *Acicularia intermedia* Dragastan; 26, *Cayeuxia atanasiui* Dragastan; 27, *C. fruticulosa* Johnson; 28, *C. anae* Dragastan; 29, *C. moldavica* Frollo; 30, *C. kurdistanensis* Elliott; 31, *Lithocodium agregatum* Elliott; 32, *Permocalculus discoideus* n.sp.; 33, *P. inopinatus* Elliott; 34, *P. texana* Johnson; 35, *Thaumathoporella parvovesicutifera* Raineri; 36, *Vermiporella? neocomiana* n.sp.; 37, *V.? tenuipora* Conrad. **Foraminifères**: 38, *Pseudotextulariella salevensis* Charoll., Brönn, Zanin.; 39, *Neotrocholina infragranulata* (Noth.); 40, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin); 41, *Pseudocyclammina lituus* (Yok.); 42, *Bramkampella cylindrica* Redmond; 43, *Trocholina elongata* (Leupold); 44, *Danubiella cernavodensis* Neagu; 45, *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger); 46, *Ammocyclocloculina erratica* (Jouk., Favre); 47, *Trocholina alpina* (Leupold); 48, *T. molesta* Gorbatchik; 49, *Cuneolina* sp.; 50, *Rectocyclammina arrabidi-*

Institutul Geologic al României

ensis Ramalho; 51, *Haplophragmoides joukowskyi* Charoll., Brönn., Zanin.; 52, *Melathrokerion spirale* Gorbatchik; 53, *Neotrocholina valdensis* (Reichel); 54, *Nautiloculina oolithica* Mohler; 55, *Pfenderina neocomiensis* (Pfender); 56, *Feurtillia frequens* Maync; 57, Orbitolinid (nou. gen.),; 58, *Choffatella decipiens* (Schlumb.); 59, *Neotrocholina cavernosa* (Khalilov); 60, *Cuneolina tenuis* Velic, Gusic; 61, *Derventina filipescui* Neagu; 62, *Pfenderina globosa* Foury; 63, *Trocholina aptiensis* Iovtcheva; 64, *Giomospira* sp.; 65, *Cuneolina hensoni* Dalbiez; 66, Ostracodes.

Planche II

Fig. 1. — *Linoporella* sp. (section transversale), Berriasien supérieur, × 15.
Fig. 2—3. — *Vermiporella ? neocomiana* nov. sp., Valanginien; fig. 2, × 25; fig. 3, × 80.
Fig. 4. — *Acicularia elongata* Carozzi, Valanginien, × 25.
Fig. 5. — *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), Berriasien supérieur, × 15.
Fig. 6, 12—13. — *Radoiciciella subtilis* Dragastan (6, section transversale montrant la couronne axiale et les rameaux I et II), Valanginien, × 25.
Fig. 7. — *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), Berriasien supérieur, × 10.
Fig. 8—9. — Orbitolinid (gen nou), Valanginien, × 25.
Fig. 10—11. — *Cylindroporella* sp., Valanginien, × 25.

Planche III

Fig. 1. — *Actinoporella podolica* (Alth.), Valanginien, × 25.
Fig. 2. — *Likanella campanensis* Azèma, Jaffrezo, Valanginien, × 25.
Fig. 3. — *Goniolina minima* Jaffrezo, Valanginien, × 25.
Fig. 4—9. — *Suppiluliumaella erikfluegeli* nov. sp., holotype fig. 4—7, 9, paratype fig. 8, fig. 4—5, × 25, fig. 6—9, × 50.
Fig. 10. — *Likanella insignis* nov. sp., paratype, Valanginien × 25.

Planche IV

Fig. 1—2. — *Teutloporella filiformis* nov. sp., holotype, Valanginien, × 25.
Fig. 3—5. — *Montenegrella transdanubica* nov. sp., fig. 3, 5 holotype, fig. 4 paratype, Valanginien, × 25.
Fig. 6—7. — *Montenegrella alimani* nov. sp., holotype, Valanginien, × 25.
Fig. 8. — *Acicularia intermedia* Dragastan, Barrémien inférieur, × 25.
Fig. 9. — *Salpingoporella carpathica* Dragastan, Barrémien inférieur, × 25.

Planche V

Fig. 1. — *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), Berriasien supérieur, × 25.
Fig. 2. — *Vermiporella ? neocomiana* nov. sp. et *Pseudotextulariella salcvensis* Charollais, Brönniman, Zaninetti, Valanginien, × 25.
Fig. 3. — Microfaciès typique pour le Valanginien moyen et supérieur (pro parte), on observe *Actinoporella podolica* et d'autres débris des algues, × 25.

Institutul Geologic al României

Planche VI

Fig. 1. — Microfaciès à *Likanella insignis* nov. sp., Valanginien moyen et supérieur (pro parte), × 25.

Fig. 2. — Microfaciès à des Orbitolinides (nouveau genre) et *Pseudocyclammina lituus* (Y o k.), Valanginien moyen et supérieur, × 30.

Fig. 3. — *Cayeuxia anae* D r a g a s t a n, Valanginien supérieur-terminal, ×30.

Planche VII

Fig. 1. — Microfaciès à pelmicrites et open cavity, Hauterivien, × 25.

Fig. 2—3. — *Acicularia endoi* P r a t u r l o n, Hauterivien, × 25.

Fig. 4. — *Derventina filipescui* N e a g u, Barrémien inférieur, × 25.

Fig. 5. — *Chaetetopsis crinita* N e u m a y r, Barrémien inférieur, × 25.

Planche VIII

Fig. 1—2. — *Salpingoporella fluegeli* n. sp. (section longitudinale et transversale), no. 0032, Berriasien — Valanginien, Ghilcoș (Carpates Orientales), × 30.

Fig. 3—4. — *Likanella insignis* n. sp. (section transversale et faiblement oblique par verticilles). Valanginien, commune d'Aliman, Dobrogea de sud, × 40.

Fig. 5. — *Likanella campanensis* A z é m a, J a f f r e z o (section tangentielle en verticilles doubles), Valaginien, commune d'Aliman, Dobrogea de sud, × 30.

Fig. 6—10. — „*Valdanchella miliani*", éch. 122—123, Valanginien moyen et supérieur (pro parte), commune d'Aliman, Dobrogea de sud, fig. 6, 8, × 20; fig. 7, 9—10, × 30.

Institutul Geologic al României

SYSTÈME: CRÉTACÉ

ÉTAGE	MICROBIOZONES	HORIZONS	LITHOLOGIE	NIVEAU	MACROFAUNE
BARREMIEN INF.	PFENDERINA GLOBOSA ET SALPINGO-PORELLA CARPATHICA	Micrites à intercalations de argile		5–25	ACTINOSTROMARIA TENUIS; CHAETETOPSIS CRINITA
HAUTERIVIEN	CHOFFATELLA DECIPIENS; CUNEOLINA TENUIS ET ACICULARIA ENDOI	Micrites, pelmicrites à intercalations de argile	Fe Fe Fe Fe Fe	30–60	TOSASTROMA MAGNA
VALANGINIEN	TROCHOLINA MOLESTA ET SUPPILULIU-MAELLA ERIKFLUEGELI	Pelsparites à intercalations de micrite		65–95	AXIPARIETES TREMULUS
	PFENDERINA NEOCOMIENSIS			100–120	AXIPARIETES TREMULUS ACTINOSTROMARIA COACTA
	MACROPORELLA PRATURLONI ET GONIOLINA MINIMA			125–145	ACTINOSTROMARIA COACTA GRANATIPARIETES COMMUNIS; AXIPARIETES TREMULUS GRANATIPARIETES SIMIONESCUI
BERRIAS. SUP.	ANCHISPIRO-CYCLINA LUSITANICA			150–153	

DASYCLADACEAE | CODIACEAE | RHODOPHYCEAE et INCERTAE SEDIS | FORAMINIFÈRES ET OSTRACODES

INDEX DES ESPÈCES

LÉGÉNDE

LITHOLOGIE
- Micrites à perforation
- Micrites
- Pelmicrites
- Pelsparites
- Oosparite
- Open space
- Croûte algaire
- Argiles
- Argiles à nodules
- Fe Oxyds de fer

BIOPHASE
- Coraux
- Lamellibranches
- Pachyodontes
- Nerinea
- 8 Gastropodes
- Lumachelle à Pachyodontes

0 1 2 3 4 m

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 137—145.

4. STRATIGRAFIE

LES OCCURRENCES TRIASIQUES DU BASSIN DE BEIUŞ (MONTS APUSENI)[1]

PAR

DUMITRU ISTOCESCU, OVIDIU DRAGASTAN[2]

Abstract

Triassic occurrences in the Beiuş Basin (the Apuseni Mountains). On the ground of a microfacial study a Ladinian-Carnian age is assigned to the argillaceous-shally formation of Hidişel and Răbăgani and a Ladinian age to the similar formation of Căbeşti. Two different facies were identified : (1) a pelagic-planktonic facies at Holod-Răbăgani, Pietrani-Forău and Căbeşti ; (2) a pelagic facies with interbeds of reef derived bioclastic calcarenites at Hidişel.

Les dépôts triasiques affleurent dans le bassin néogène de Beiuş sur des zones élevées du soubassement, qui forment plusieurs „îles" environnées par la couverture des formations néogènes : Hidişel, Holod-Răbăgani, Hidiş, Pietrani, Forău et Căbeşti.

Les recherches géologiques antérieures (Paucă, 1935 ; Istocescu, Mihai, Diaconu, Felicia Istocescu, 1970 ; Bleahu, Istocescu, Diaconu, 1971) ont établi la succession lithostratigraphique de ces dépôts, de même que l'appartenance des dépôts triasiques du bassin de Beiuş, au „faciès de Codru".

Les recherches géologiques de détail, complétées par l'étude microfaciale de ces dépôts, apportent de nouvelles données d'ordre stratigraphique, paléontologique, facial et structural, qui viennent enrichir la connaissance sur la zone nord-ouest de la couverture mésozoïque des Monts Apuseni.

[1] Reçu le 8 Décembre 1976, accepté le 11 Février 1977, présenté à la séance du 11 Février 1977.

[2] Universitatea Bucureşti, Laboratorul de Paleontologie. Bd. N. Bălcescu nr. 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

1. La zone de Hidişel

La succession la plus complète des dépôts triasiques de cette zone est bien découverte sur la vallée du Rişag (fig. 1.1), ou affleurent les termes suivants :

— *a)* a la base, sur le complexe des porphyres quartzifères permiens, apparait un complexe de grés quartzitiques de couleur blanchâtre ou jaunâtre, faiblement violacés, conglomératiques en base, et stratifiés, finement micacés, à la partie supérieure (Séisien) ;

— *b)* un complexe de dolomies sombres massives, recristallisées, avec une épaisseur d'environ 200 m (Campilien-Anisien) ;

— *c)* un complexe de calcaires noirs stratifiés, a surfaces de litage noduleuses. Ils sont fins, faiblement bitumineux, diaclasés, avec une épaisseur d'environ 180 m ;

— *d)* une alternance de calcaires noirs et marnocalcaires jaunâtres épais de 10 m ;

— *e)* des dolomies gris-jaunâtres, parfois rougeâtres, recristallisées, massives à la partie inférieure et stratifiées à la partie supérieure, ayant une épaisseur de 45 m ;

— *f)* des schistes noirâtres parfois satinés, à rares intercalations centimétriques de calcaires noduleux diagénisés. Les intercalations de calcaires nodulaires sont fossilifères, sur les faces d'altération on peut reconnaître des formes de *Cidaris* sp., *Encrinus* sp., *Myophoria* sp., *Daonella* sp. et gastéropodes. L'épaisseur du paquet schisteux est d'environ 50 m ; à sa partie supérieure se rencontrent des schistes argileux rouges ou verdâtres, quelquefois bigarés ;

— *g)* un paquet de dolomies bréchiques, recristallisées, noirâtres en base et jaune-blanchâtres à la partie supérieure, épaisses de 25 m.

Les termes *c—g* sont d'âge Ladinien-Carnien.

— *h)* le dernier terme de la succession des dépôts triasiques de ce secteur est représenté par des calcaires blancs, finement cristallisés, à rares débris diagénisés de coraux et d'algues d'âge norien.

Les formations décrites constituent un homoclin de direction approximative est-ouest et pendages de 60—80° vers le nord (fig. 1.1).

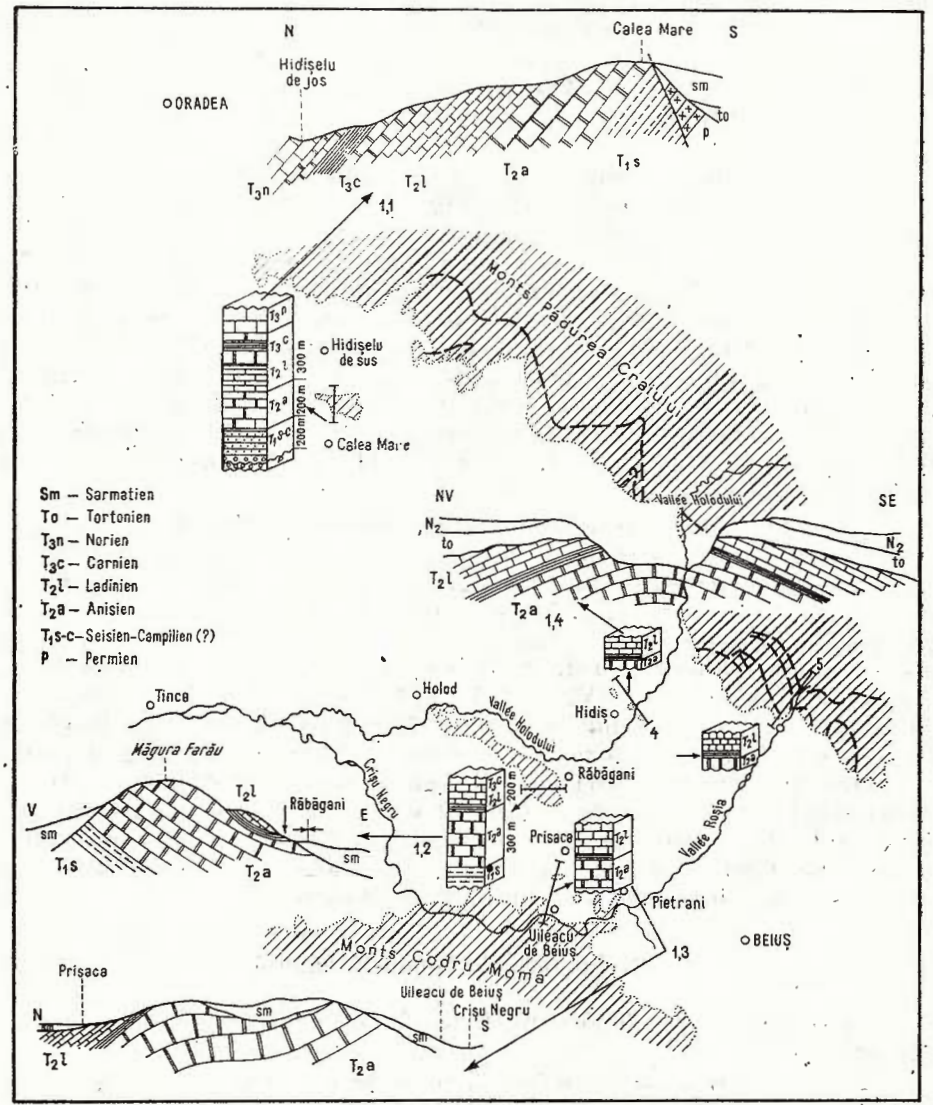
Sauf quelques moulages de ceratites indéterminables et les débris de fossiles identifiés dans les calcaires noirs, noduleux, du paquet schisteux ou dans les calcaires blancs de la partie supérieure de la succession décrite, les autres dépôts sont dépourvus de macrofossiles.

L'âge des dépôts qui constituent cette succession a été établi par similitude avec des dépôts triasiques des monts Codru-Moma.

D'ailleurs, ni l'âge de ces derniers (les dépôts triasiques des mont Codru-Moma) n'a pas été établi dans tous les cas à partir d'associations paléontologiques, mais également en vertu des similitudes avec d'autres zones. L'inventaire des différents restes fossiles du Trias des monts Codru-Moma ou du système des nappes de Codru nous a conduit à établir la présence de termes stratigraphiques ou d'associations paléontologiques mais non pas à rédiger, sur des bases scientifiques, la colonne litho-bio'

Institutul Geologic al României

stratigraphique type du Trias de faciès Codru. Ce desideratum est d'ailleurs difficil à réaliser, à cause de la rareté des restes fossiles, et nous sommes d'avis que les nouveaux points fossilifères signalés viennent compléter les lacunes de cette colonne.



Coupes géologiques et colonnes stratigraphiques dans les îles calcaires du Trias du bassin de Beiuș.

1.1. — Secteur de Hidișel ; 1.2. — Secteur de Răbăgani ;
1.3. — Secteur de Pietrani-Forău ; 1.4 — Secteur de Hidiș.

Institutul Geologic al României

Afin d'apporter ces complétements, nous avons fait appel à l'étude microfaciale de tous les termes lithologiques. Cette étude offre de nouveaux éléments à valeur stratigraphique uniquement pour le niveau des schistes noirâtres à intercalations de calcaires noirs, noduleux à savoir des calcaires noduleux.

Ces calcaires ont une couleur noirâtre, étant representés par des calcilutites à texture variable, en géneral micritique, pelmicritique et moins souvent pelmicrosparitique. On rencontre rarement du quartz détritique à diamètre de 0,15-0,50 mm. Ces calcaires présentent deux types de microfaciès :

— à la base de la succession du paquet schisteux apparaissent des niveaux biolithitiques, corraligènes-algaires, constitués par des solenoporaceae, le sphinctozoïre *Cryptocoelia zitteli* Steinman (pl. I, fig. 2), *Tubiphytes obscurus* Maslov (pl. II, fig. 1) et détritus de crinoïdes. Des calcaires oolithiques apparaissent aussi, dans lesquels on remarque beaucoup de plaques de crinoïdes, parfois couvertes de fines pellicules algaires de nature cyanophytique et intramicrites à *Globochaete alpina* Lombard; on observe parfois des biolithites constitués de coraux, dans lesquels les coraux sont circonscrits par des pellicules oncomicritiques. Associé aux calcaires coralligènes apparait aussi le microproblématique *Ladinella porata* Ott. (pl. I, fig. 1; pl. II, fig. 1—2), qui souvent est fixé sur des coraux;

— le deuxième type microfacial relevé par l'étude des intercalations de calcaires nodulaires renferme une association à *Turritelella mesotriasica* Koehn-Zaninetti (pl. V, fig. 1), *Frondicularia* aff. *woodwardi* Howchin (pl. IV, fig. 1, 5), *Nodosaria* sp., *Tolypammina* sp., sporangioforés de *Chalmasia* sp. — Acetabulariees (pl. IV, fig. 3 — 4), *Globochaete alpina* Lombard, radiolaires, „filaments", gastéropodes et plaques des crinoïdes (pl. IV, fig. 2,5; pl. V. fig. 2). Parmi les éspèces mentionnées il y a des foraminifères comme *Turritelella mesotriasica* Kohen-Zaninetti, *Frondicularia* aff. *woodwardi* Howchin d'âge Ladinien inférieur, qui correspond au faciès „pelagique" de plate-forme, mer-ouverte, domaine infra à circalittoral (Zaninetti, 1976); le microproblématique *Ladinella porata* Ott est d'âge Ladinien supérieur-Cordévolien, tandis que *Chalmasia* sp. -sporangiofore d'algues Acetabulariées est signalé systematiquement dans le Carnien-Norien.

2. La zone de Holod-Răbăgani

La succession des dépôts triasiques de cette zone comporte les termes suivants :

— *a)* à la base, sur une épaisseur de 300—400 m, grès blancs quartzitiques, parfois conglomératiques, feldspathiques, non-fossilifères (Séisien);

— *b)* une alternance de grès micacés violacés et de dolomies sombres, épaisse d'environ 25 m (Campilien inférieur);

Institutul Geologic al României

— *c)* un complexe dolomitique formé de dolomies sombres, bréchiques recristallisées, non-fossilifères, avec une épaisseur d'environ 300 m (Campilien supérieur-Anisien);

— *d)* un paquet de schistes argileux verdâtres, qui deviennent bruns par altération, avec une epaisseur de 10—15 m, qui à la partie supérieure ont d'intercalations centimétriques de calcaires noirâtres, nodulaires.

Dans ces schistes apparaissent de fréquents moulages de *Daonella (D. moussoni* Mer., et *D.* cf. *tyrolensis* Mojs. — cités par M. Pauca et *D. taramelli* Mojs. — cité par Rozlozsnik, fide Pauca, 1935), ceratitidés et *Encrinus* sp.;

— *e)* le dernier terme de la succession triasique de ce secteur est constitué par un paquet de calcaires noirs, stratifiés, d'aspect noduleux, epais d'environ 150 m. Les termes *d—e* sont d'âge Ladinien-Carnien.

Les dépôts triasiques de ce secteur constituent un homoclin à direction nord-ouest — sud-est et pendages de 30—40° vers l'est (fig. 1.2). Les termes constituant cette succession mettent en évidence, dans les intercalations de calcaires nodulaires noirs de la partie supérieure du paquet schisteux, des micrites finement diaclasées, parfois dolomitisées, dans lesquelles apparaissent les „filaments" (pl. III, fig. 1), *Globochaete alpina* Lombard, *Nodosaria* sp., *Glomospirella* sp., Ostracodes, Radiolaires calcitisés, débris de crinoïdes et gastéropodes.

Ce microfaciès indique un sédiment pélagique, dont l'âge est comparable à celui de la partie supérieure des calcaires de Reifling de la Série de Choc (Misik, 1966).

3. La zone de Pietrani-Forău

Dans cette zone les dépôts triasiques affleurent en plusieurs endroits à savoir : à Piatra Pietranilor, à l'ouest de la localité de Pietrani, à l'est et au nord d'Uileacu de Beiuș, à Prisaca et à Forău.

Les dépôts triasiques de cette zone sont constitués de suivants termes :

— *a)* à la base, un complexe de dolomies, constitué d'une alternance de dolomies grises saccharoïdes avec dolomies vermiculées ou spatiques, recristallisées, épaisses d'environ 150 m. Des dolomies qui affleurent à Piatra Pietranilor est citée une faune à *Myophoria elegans* Dunk., *Pecten* aff. *discites* Schloth. et *Macrodon* sp. (Rozlozsnik fide Preda, 1962). En vertu de cette faune, on a attribué au paquet de dolomies basales du Trias de faciès Codru un âge anisien.

Nos recherches ne nous ont pas permis, pourtant, de mettre en évidence le point fossilifère cité à Piatra Pietranilor. A la partie médiane de la succession qui affleure à Piatra Pietranilor, dans un paquet de dolomies spatiques, nous avons rencontré beaucoup d'éntroques appartenant à *Dadocrinus gracilis* Buch,. qui indiquent le passage du Campilien vers l'Anisien;

— *b)* un paquet de schistes brun-verdâtres, avec rares moulages de *Daonella*, ouverts sur une épaisseur de quelques mètres sur un affluent de la vallée de la Prisaca, au sud de Prisaca;

Institutul Geologic al României

— *c*) le dernier terme de la succession triasique de cette zone est représenté par les calcaires noirs, noduleux qui affleurent sur une surface réduite, au sud de la localité Prisaca. Ces affleurements s'alignent sur le flanc sud d'une structure synclinale, de direction approximative ouest-est, avec pendages vers le nord (*b-c*, Ladinien, fig. 1.3).

Les études microfaciales effectuées spécialement sur le paquet de dolomies ne relèvent guère d'aspects particuliers ; on distingue une alternance initiale de calcaires marneux et de calcaires spatiques, qui par diagenèse a subi un fort processus de dolomitisation, ce qui a provoqué la destruction presque totale des structures organique.

4. La zone de Hidiș

Dans cette zone affleurent aussi des dépôts triasiques pareils à ceux de la zone de Holod-Răbăgani et Pietrani-Forău. Une succession complète apparait dans le versant gauche de la vallée du Holod (fig. 1.4), à l'est de la localité de Hidiș, où sont ouverts les termes suivants :

— *a)* à la base, sur une épaisseur d'environ 30 m, dolomies sombres stratifiées, recristallisées, d'aspect saccharoïde (Anisien) ;

— *b)* un paquet de schistes argileux vert-brunâtres, parfois noirâtres, avec rares moulages de *Daonella* et ammonoides, épais d'environ 12 m ;

— *c*) le dernier paquet de la succession de ce secteur est formé de calcaires noirs stratifiés, d'aspect nodulaire, ayant une épaisseur d'environ 30 m (*b—c*, Ladinien).

Les formations triasiques de ce secteur constituent un fragment d'anticlinal de direction nord ouest-sud est (fig. 1.4).

5. La zone de Căbești

Les dépôts triasiques de cette zone constituent le bord oriental du bassin de Beiuș, renfermant les suivants termes :

— *a)* en base, dolomies sombres saccharoïdes ;

— *b)* à la partie médiane, un paquet de schistes argileux vert-brunâtres, à entroques de crinoïdes, épais d'environ 10 m ; à la partie supérieure du paquet de schistes se trouvent des intercalations centimétriques de calcaires noirs, nodulaires, dans lesquels sur les faces d'altération on remarque des débris de mollusques ;

— *c)* à la partie supérieure, calcaires noirs nodulaires, diaclasés.

L'étude microfaciale des intercalations de calcaires noirs du paquet schisteux relève la présence des calcilutites micritiques, peu dolomitisès, à *Globochaete alpina* L o m b a r d, „filaments" de lamellibranches juvéniles (parfois silicifiées, pl. III, fig. 2—3), *Nodosaria* sp., ostracodes et entroques de crinoïdes.

Comme un trait particulier de ce secteur il faut mentionner la présence des radiolaires et des spicules de spongiaires ; il faut également remarquer la présence des cristaux de pyrite épigénétique. Du point de vue microfacial, ces calcaires sont tout à fait ressemblants a ceux de Răbă-

Institutul Geologic al României

gani. Du point de vue structural, ces dépôts constituent un homoclin de direction nord ouest-sud est et à pendanges de 30° vers le nord-est.

Les données présentées nous portent à formuler quelques conclusions, notamment :

— les arguments microfaciaux plaident pour un âge ladinien-carnien du complexe des schistes à intercalations des calcaires noduleux de Hidișel et aussi pour les schistes et les calcaires de Răbăgani ;

— l'analyse de la succession lithologique et des microfaciès permet l'identification de deux zones de faciès dans le Trias du bassin de Beiuș :

a) une zone à faciès „pélagique" de plate-forme, mer ouverte, qui comporte le Trias de Holod-Răbăgani, Pietrani, Forău, Hidiș et Căbești et

b) une zone à faciès „pélagique" de plate-forme et épisodes recifaux, à Hidișel.

DESCRIPTION PALÉONTOLOGIQUE

Incertae sedis

Genre **Ladinella** Ott, 1968

Ladinella porata Ott, 1968

Pl. I, fig. 1 ; Pl., II fig. 1—2

Bryozoen-Ott, 1967, p. 67, tab. 4, fig. 6 ; *Problematika* — Pantic 1967, tab. 2 fig. 10 ; *Ladinella porata* n.g.n.sp. Ott, 1968, p. 273, tab. 18, fig. 1—6, tab. 20, fig. 1 ; Flügel, 1972, p. 963, tab. 1, fig. 3, tab. 2, fig. 1 ; Jablonsky 1973, p. 415, taf. 1, fig. 1—4.

Paratypes : Pl. I fig. 1, Pl. II fig. 1—2, L. P. B.—V no 0031, Ladinien-Cordévolien, Hidișel (Monts Apuseni).

Description. Corps de forme circulaire ou irregulière d'aspect limbé. Diamètre variable, entre 0,6—0,9 mm. La partie centrale formée d'un agrégat de tubes à disposition radiaire. Le diamètre de ces tubes est de 0,025—0,40 mm.

Répartition : calcaire de type Wetterstein (Ladinien) du secteur Karawandel, Alpes Dolomitiques (Ott, 1968) ; calcaires ladiniens du nord du Montenègre et de la Bosnie (Pantic, 1967, 1971), calcaires ladiniens de la zone de Hafelkarspitze-Innsbruck (Flügel, 1972), le Ladinien et le Cordévolien des Carpates Occidentales (calcaires de Raminger), monts Homolka (calcaires de Reifling, Jablonsky, 1973).

Interprétation : d'après Ott, ce genre pourrait appartenir aux algues Solenoporaceae, Bryozoaires ou Hydrozoaires du groupe *Millepordium*. De notre avis, il pourrait appartenir aux algues Codiacées de type crustal, généralement fixées.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Bleahu M., Istocescu D., Diaconu M. (1971) Formaţiunile preneogene din partea vestică a Munţilor Apuseni şi poziţia lor structurală. *D.S. Inst. Geol.*, LVII/5 (1969 — 1970), p. 5—21, Bucureşti.

Flügel E. (1972) Mikroproblematika in Dunnschliffen von Trias Kalken. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustand.*, Bd. 21, p. 957—988, Innsbruck.

Istocescu D., Mihai A., Diaconu M., Istocescu Felicia (1970) Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crişul Repede şi Crişul Negru. *D. S. Inst. Geol.*, LV/5, p. 89—106, Bucureşti.

Jablonsky E. (1973) Mikroproblematika aus der Trias Westkarpaten. *Geol. Sbornik*, XXIV/2, p. 415—423, Bratislava.

Misik M. (1966) Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. *Slovensky Akad.*, p. 269, Bratislava.

Ott E. (1972) Die Kalkalgen — Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichnung an die Ammoniten-Chronologie. *N. Jb. Geol. Paläont.* Abh. 141/1, p. 81—115, Stuttgart.

Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului). Ed. Acad. R.P.R., p. 108, Bucureşti.

Paucă M. (1935) Le bassin néogène de Beiuş. *An. Inst. Géol. Roum.*, XVII, Bucarest.

Zaninetti L. (1976) Les Foraminifères du Trias (Essai de synthèse et corrélation entre le domaine mésogéens européen et asiatiques). *Riv. Ital. Paleont.* 82, 1, p. 258, Milano.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Coral-biolithite à *Ladinella porata* Ott. (1.), Solenoporacées et organismes circoncrites par une pellicule mince, algale. × 15.

Fig. 2. — Pelsparites à debris de *Cryptocoelia zitteli* Steinmann.

Fig. 1—2. — Ladinien supérieur-Cordévolien, Hidişel, Monts Apuseni, × 15.

Planche II

Fig. 1—2. — Coral-biolithites à *Ladinella porata* Ott et *Tubiphytes obscurus* Maslov, plaques des crinoïdes, Ladinien supérieur-Cordévolien, Hidişel, Monts Apuseni, × 15.

Planche III

Fig. 1. — Micrites à „filaments" des Lamellibranches juvéniles et *Globochaete alpina* Lombard, Ladinien, Răbăgani, × 10.

Fig. 2. — Micrites à entroques des crinoïdes, „filaments" des lamellibranches et pyrite idiomorphe, épigénétique. × 10.

Fig. 3. — Micrites à „filaments" des lamellibranches silicifiées et *Globochaete alpina* Lombard; fig. 2—3, — Ladinien, Căbeşti, (Monts Apuseni), × 10.

Institutul Geologic al României

Planche IV

Fig. 1. — Micrites à *Frondicularia* aff. *woodwardi* Howchin et *Globochaete alpina* Lombard.

Fig. 2. — Micrites à *Globochaete alpina* Lombard, debris d'entroques et plaques de crinoïdes et gastéropodes.

Fig. 3.—4. — Microsparites à *Chalmasia* sp. (Acetabularieae), ,,filaments'' des lamellibranches et ostracodes.

Fig. 5. — Micrites à *Frondicularia* aff. *woodwardi* Howchin, *Globochaete alpina* Lombard, entroques des crinoïdes et ,,filaments''.

Fig. 1—5, Ladinien — Carnien, Hidișel (Monts Apuseni), × 15.

Planche V

Fig. 1. — Pelsparite à *Turritelella mesotriasica* Kohen-Zaninetti, Ladinien inférieur, Hidișel, Monts Apuseni, × 20.

Fig. 2. — Micrites à *Frondicularia* aff. *woodwardi* Howchin, Ladinien, Hidișel, Monts Apuseni, × 20.

Fig. 3. — Micrites à *Globochaete alpina* Lombard, Radiolaires calcitisés et ,,filaments'', Ladinien-Carnien, Hidișel, Monts Apuseni, × 20.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 147—158.

4. STRATIGRAFIE

Project 25: Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene

BADENIANUL DE LA COPĂCENI-TURENI (NW TRANSILVANIEI „ZONA NEOPYCNODONTE NAVICULARIS" [1]

DE

VICTORIA LUBENESCU [2], VIORICA PAVNOTESCU [2], DAN LUBENESCU [3]

Abstract

The Badenian from the Copăceni-Tureni Area (NW of Transylvania). "Neopycnodonte navicularis Zone". The authors present a faunal molluscan assemblage from the Copăceni Beds. Lithologically this formation is made of conglomerates, sandstones and tuffite lenses. The occurrence of the most important fossil *Neopycnodonte navicularis* Brocchi is accompanied by a pelagic foraminiferal asssemblage *(Candorbulina universa, C. glomerosa,* etc.) characteristic of the base of the Badenian from the Central Paratethyan area. *Neopycnodonte navicularis* was also encountered by us in the so-called Globigerina marls horizon in the whole Carpathian area (Transylvania Basin, Getic Depression, Bahna Basin, Caransebeș-Mehadia Basin and the Subcarpathians). For this reason the stratigraphical interval of the occurrence of this fossil was separated as "N. navicularis Zone".

Cu ocazia unor cercetări efectuate în 1974, am descoperit în sectorul Tureni-Copăceni, o bogată faună alcătuită în predominanță din specii de ostrei, al căror studiu precum și unele considerații de ordin biostratigrafic, formează obiectul comunicării de față.

Investigațiile geologice datorate lui Koch (1900), Ilie (1955), C. Boldor et al. (1964) [4], D. Georgescu et al. (1970) [5], I. Nedelcu et al. [6] aduc o serie de contribuții de ordin stratigrafic și tectonic privind Neogenul superior de la N—W de Turda.

[1] Predată la 17 ianuarie 1977, acceptată pentru publicare, la 10 februarie 1977, comunicată în ședința din 11 februarie 1977.

[2] Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București.

[3] Întreprinderea Metale Rare. Str. Dionisie Lupu nr. 68, București.

4, 5, 6 Arh. I.G.P.S.M.S., București.

Institutul Geologic al României

Observaţii microfaunistice şi unele consideraţii de ordin cronostratigrafic sînt prezentate de Victoria Lubenescu (1976).

Consideraţii biostratigrafice

Depozitele badeniene cantonate între localităţile Copăceni-Tureni se dispun transgresiv şi discordant atît peste complexul eruptivului bazic (de Trascău) cît şi peste calcare de vîrstă? cretacic-inferioară-jurasică (fig. 1).

Începutul ciclului de sedimentare al Badenianului este puternic marcat de conglomerate denumite de noi „strate de Copăceni-Tureni".

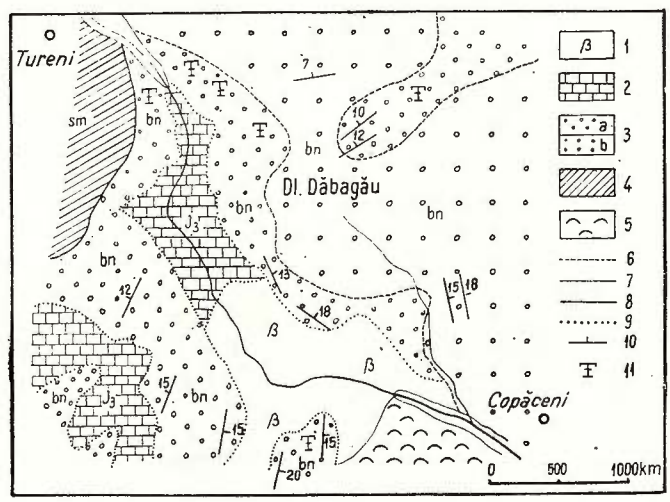


Fig. 1. — Schiţă geologică a regiunii Copăceni-Tureni (sc. 1 : 50.000). 1, complex eruptiv bazic; 2, Jurasic superior, calcare albe, dure; 3a, Badenian (Langhian), conglomerate, calcare detritice, lumaşele cu ostrei; 3b, Badenian, (Kossovian), marne, argile, gipsuri; 4, Sarmaţian, argile, marne; 5, Pleistocen, alunecări de teren; 6, limită de discordanţă; 7, limită geologică în general; 8, limita formaţiunilor cuaternare; 9, limită litologică; 10, poziţia stratelor; 11, zăcămînt fosilifer.

Esquisse géologique de la région de Copăceni-Tureni (échelle àu 1 : 50.000).

1, complexe éruptif basique; 2, Jurassique supérieur, calcaires blancs, durs; 3a, Badénien (Langhien), conglomérats, calcaires détritiques, lumachels à ostrei; 3b, Badénien (Kossovien), marnes, argiles, gypses; 4, Sarmantien, argiles, marnes; 5, Pléistocène, glissements de terrain; 6, limite de discordance; 7, limite géologique; 8, limite des formations quaternaires; 9, limite lithologique; 10, position des couches; 11, gisement fossilifère.

Institutul Geologic al României

În ivirea de la sud-est de Tureni în versantul drept al pîrîului Cheile Turului (vezi fig. 2), peste calcarele albe, dure, mezozoice, se dispun calcare detritice cenușii-albicioase, cu elemente sporadice de cuarțite cenușii, dure, conglomerate alcătuite în predominanță din fragmente rulate de calcare și subordonat cuarțite și bazalte avînd diametre între 1—10 cm, gresii microconglomeratice cenușii-gălbui, cu ostrei și conglomerate cenușii-gălbui,

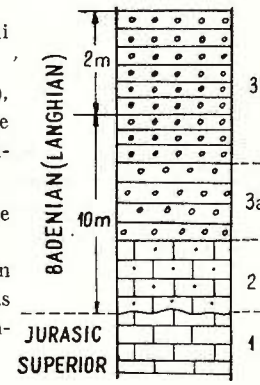


Fig. 2. — Coloană lito-biostratigrafică în versantul drept al pîrîului Cheile Turului.

1, Jurasic superior, calcare albicioase, dure; 2, Badenian (Langhian), calcare detritice, cenușii albicioase; 3a, conglomerate lumașelice cu *Ostrea edulis boblayei* (D e s h a y e s); 3b, conglomerate lumașelice cu *Ostrea* și alte moluște.

Colonne lithobiostratigraphique dans le versant droit du ruisseau de Cheile Turului.

1, Jurassique supérieur, calcaires blanchâtres, durs; 2, Badénien (Langhien), calcaïres détritiques, gris blanchâtres; 3a, conglomérats lumachelliques à *Ostrea edulis boblayei* (D e s h a y e s); 3b, conglomérats lumachelliques à *Ostrea* et d'autres mollusques.

stratificate, lumașelice cu *Ostrea edulis boblayei* (D e s h a y e s). Deasupra acestei suite detritice groasă de cca 10 m, se dispune un banc de conglomerate gros de 2 m, cu moluște:

Ostrea edulis boblayei (D e s h a y e s)
Chlamis (Aequipecten) malvinae (D u b o i s)
Chlamis (Macrochlamis) latissimus (B r o c c h i)
Conus sp.

Prin analiza micropaleontologică a cimentului acestor conglomerate am identificat fragmente de foraminifere indeterminabile, globigerine și miliolide.

În versantul stîng al pîrîului Cheile Turului în dreptul morii din localitate apar din nou bancuri de conglomerate diagenizate, cu *Ostrea edulis boblayei* (D e s h a y e s) și *Ostrea* sp.

În dreptul satului Copăceni pe versantul stîng al pîrîului Racilor peste eruptivul bazic (de Trascău), conglomeratele badeniene conțin și rare intercalații și lentile tufacee în care am întîlnit numeroase exemplare de *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i) alături de o bogată asociație de foraminifere pelagice determinată de colegul G h. P o p e s c u, căruia îi mulțumim și pe această cale. Citățm:

Candorbulina glomerosa (B l o w)
Candorbulina universa J e d l.
Globigerinoides transitoria B l o w
Globigerinoides immatura L e R o y
Globoquadrina rumana (P p s.)
Globoquadrina predehiscens B l o w
Globigerina buloides d'O r b.
Globorotalia obesa B o l l i

Institutul Geologic al României

Iviri de conglomerate cu intercalaţii tufacee, cu *Neopycnodonte navicularis*, apar şi în dreptul cimitirului din Copăceni precum şi în dealul Rugului (est de Tureni).

Deasupra „stratelor de Copăceni-Tureni", se dispune o suită pelitică de argile şi marne cu gipsuri şi celestină urmate de argile şi marne cu radiolari şi *Spirialis* (L u b e n e s c u, 1976).

Asociaţia faunistică de Neopycnodonte şi foraminifere (zona Candorbulina glomerosa) caracterizează Badenianul bazal şi se întîlneşte frecvent la acelaşi nivel pe o mare arie în ţara noastră. Astfel a fost semnalată de P o p e s c u [7] în NW Transilvaniei (sectorul Cluj-Popeşti, dealul Hoia, dealul Rozelor, Baciu), de noi în sudul Transilvaniei (est de Cîlnic, Poiana, Apold, Fîntînele) la Lăpugiu [7], Romoşel [8], Haţeg-valea Silvaşului, în depresiunea getică sectorul Horezu-valea Tulburea, Romanii de Sus, în bazinul Mehadia (H i n c u l o v, 1968), bazinul Beiuş (P a u c ă, 1934), etc., la acelaşi nivel al „marnelor cu globigerine" (fig. 3).

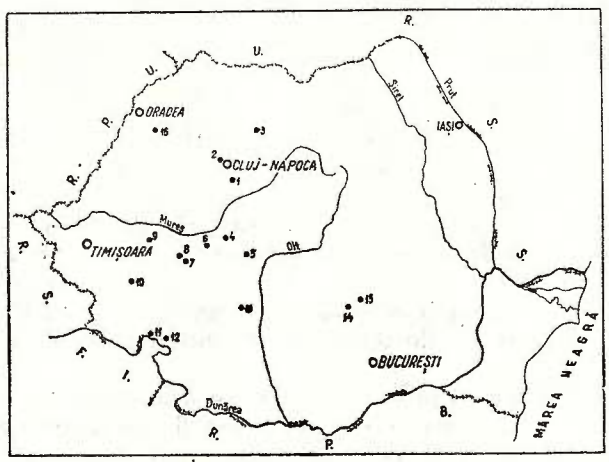


Fig. 3. — Schiţa amplasării zăcămintelor cu *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i) în România.

1, Copăceni-Tureni; 2, Cluj; 3, Popeşti; 4, Cîlnic; 5, Fîntînele; 6, Romoşel; 7, 8, Haţeg; 9, Lăpugiu; 10, Delineşti; 11, bazinul Mehadiei; 12, bazinul Bahnei; 13, Horezu; 14, valea Prahovei; 15, valea Slănicului; 16, bazinul Beiuş.

Esquisse de la position des gisements à *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i) en Roumanie.

1, Copăceni-Tureni; 2, Cluj; 3, Popeşti; 4, Cîlnic; 5, Fîntînele; 6, Romoşel; 7, 8, Haţeg; 9, Lăpugiu; 10, Delineşti, 11, bassin de Mehadia; 12, bassin de Bahna; 13, Horezu, 14, vallée de Prahova; 15, vallée du Slănic; 16, bassin de Beiuş.

[7] G h. P o p e s c u, comunicare verbală.

[8] I o s e f i n a S t a n c u, comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

După cum arată Freneix (1975), Neopycnodontele fosile se întîlnesc întotdeauna într-un paleofacies argilos-marnos în asociaţie cu microfaună de mare deschisă şi sînt de tip stenoterm, stenohalin, de ambianţă temperată, habitînd la adîncimi ce depăşesc zona infralitorală.

Asociaţia faunistică în care *Ostrea edulis* este predominantă, sugerează din contră, prezenţa unor condiţii paleoecologice deosebite caracteristice zonei litorale. Exemplarele studiate de noi au cochilii groase, puternice, capabile să reziste acţiunii valurilor, dezvoltîndu-se în bancuri suprapuse (cochiliile animalelor vii, fixîndu-se cu valva stîngă pe cele fosile, în spaţii foarte restrînse uneori).

Precizări paleontologice

Considerate de mulţi autori „fosile de facies" şi lăsate de obicei în afara unor studii sistematice fie din lipsa unui material paleontologic eficient, fie din alte cauze, ostreile pot oferi totuşi alături de alte fosile, date de ordin cronostratigrafic şi paleoecologic, uneori, putînd deveni marcheori biostratigrafici.

Lipsa unui material actual comparativ, starea precară a unor specii fosile a condus la apariţia în literatura geologică a unor inadvertenţe de determinări şi sinonimii.

Lucrarea noastră se bazează în parte pe recentele puneri la punct făcute de Stenzel (1971) şi Freneix (1975).

Precizăm că în determinările moderne de ostreide (Moore, 1971; Stenzel, 1971; Freneix, 1975) trebuie avute în vedere poziţia organelor moi, structura cochiliei, unele trăsături corelate şi care apar constant împreună, prezenţa sau absenţa chomatelor etc.

Subordinul Ostreina

Superfamilia Ostreacea (Rafinesque, 1815)

Familia Griphaeidae Vialov, 1936

Subfamilia Pycnodonteinae Stenzel, 1959

Gen **Neopycnodonte** Stenzel, 1971

Specie tip **Ostrea cochlear** Poli, 1795

Neopycnodonte navicularis (Brocchi, 1814)

(pl. I, fig. 1—6; pl. II, fig. 1—2; pl. III, fig. 2)

Diagnoza (după Brocchi)

„Testa oblonga rugosa, crassa, valva inferiori excavata, cymbyformi, altera, arcuata concava, margine prope cardinem crenulato".

1814 *Ostrea navicularis* Brocchi p. 565; 1870 *Ostrea cochlear* var. *navicularis* Brocchi-Hoernes p. 435, pl. LXVII, fig. 1—3; *Pycnodonta cochlear* var. *navicularis* Brocchi, Friedberg p. 258, pl. XLIV, fig. 2—6; 1951 *Griphaea cochlear* Poli var. *navicularis* (Brocchi) — Korobkov, p. 66, pl. VII, fig. 1; 1952 *Ostrea (Pycnodonta) cochlear* Poli var. *navicularis* Brocchi-Rossi-Ronchetti, p. 48, fig. 18; 1958 *Pycnodonta cochlear* (Poli) var. *navicularis* (Brocchi)-Erunal Erentöz,

Institutul Geologic al României

p. 167, pl. XXIX, fig. 3a, 5 ; 1960 *Pycnodonta cochlear* var. *navicularis* (Brocchi)-Kojumdgieva, p. 77, pl. XXVII, fig. 223 ; 1968 *Pycnodonta cochlear navicularis* (Brocchi)-Hinculov p. 97, pl. XVII, fig. 4a, 4b, 5, 6.

Descriere.

Valva stîngă	D.a.p.[9]	25	36	36	40	49	55	65
	D.u.p.	27	43	49	47	70	80	76
	Convex.	13	20	20	20	23	40	30
Valva dreaptă	D.a.p.	19	25	38	65			
	D.u.p.	26	27	40	95			

Cochiliile au dimensiuni medii de la 30—75 mm înălțime și 25—55 mm lățime ; au pereți relativ subțiri (cu o îngroșare în zona umbonală) și contur variabil, sînt auriculate.

Valva stîngă (în formă de barcă), adîncită, cu aria de atașare relativ mică, situată în spatele umbonelui, axa țîțînei aflîndu-se la 45° față de nivelul de atașare. Valva stîngă este netedă la indivizii tineri sau cu 7—10 coaste radiale, neregulate la adulți. Platoul comisural (vizibil în jumătatea dorsală a valvei), triunghiular, puțin profund. Impresiunea mușchiului anterior, mare, cu diametru variind între 0,5—1 cm. Chomata vizibilă la indivizii adulți pe cca 4 cm, foarte atenuată la indivizii tineri, este situată în prelungirea sulurilor laterale (burleților) ale areei ligamentare.

Valva dreaptă operculară, turtită pînă la concavă, cu imbricații în formă de scară, cu structură prismatică (caracter distinctiv față de restul Pycnodonteinelor — Stenzel, 1971). Area ligamentară mare, anachomate vizibile. Se disting două expansiuni distale în formă de urechiușe, sub area ligamentară

Raporturi și diferențe. Pînă în prezent majoritatea cercetătorilor au încadrat specia *Neopycnodonte navicularis* ca varietate la *Neopycnodonte cochlear*.

Ranson (1952) și Freneix (1975) remarcă totuși o serie de caractere de distincție care rămîn valabile pe numeroase morfotipuri. Enumerăm mai jos principalele deosebiri între cele două specii (după cei doi autori) privind platoul cardinal, cavitatea internă, forma și interpretarea morfo-funcțională.

— *N. navicularis* are pe valva stîngă la periferia regiunii dorsale subligamentare, o margine formată din banchete (pe care se plasează catachomatele), mai largă în partea anterioară decît în cea posterioară, față de *N. cochlear* la care în marginea platoului comisural apare un cordon strîmt situat în prelungirea marginii externe a burleților. Acest cordon limitează un rid pe care și de la care pornesc catachomatele.

— La *N. navicularis*, banchetele comisurii nu sînt în direcție adiacentă cu baza burleților, conturîndu-se astfel două expansiuni în formă de urechiușe precum și o îngustare a cavității interne față de cea a *N. cochlear*.

— *N. navicularis* posedă o cochilie mai masivă și mai mare și e dotată cu o șarnieră mai puternică și o fosetă reziliferă mai profundă.

[9] D.a.p. = diametrul antero-posterior ; D.u.p. — diametrul umbono-paleal ; Convex. = convexitate maximă.

Institutul Geologic al României

De asemenea suprafaţa sa de fixare este ceva mai redusă iar inserţiile musculare mai profunde.

Loc de proveniență. Strate de Copăceni-Tureni (conglomerate cu intercalaţii pelitice şi marne cu globigerine de la Lăpugiu.

Răspîndire stratigrafică şi geografică. Specia este cunoscută din Burdigalian pînă în Pliocen. În Paratethysul oriental în Tarhanian şi în Tethys în „helveţian" (Italia, Franţa); în Tortonian: Maroc, Belgia; în Paratethysul central în Polonia, Bulgaria, România; în Pliocen-Plaisansian, Astian (F r e n e i x 1975): Africa de N, Italia, Grecia.

În ţara noastră se cunosc exemplare de talie mare la Lăpugiu şi în bazinul Beiuş iar de talie mică în sudul Transilvaniei, Banat, Haţeg etc. (cantonate la nivelul marnelor cu globigerine).

Familia OSTREIDAE R a f i n e s q u e, 1815
Subfamilia OSTREINAE, R a f i n e s q u e, 1815
Gen **Ostrea** L i n n é, 1758
Specia tip **Ostrea edulis** L i n n é
Ostrea edulis boblayei (D e s h a y e s, 1832)
(pl. II, fig. 3, 4; pl. III, fig. 3; pl. IV, fig. 2, 4)

Diagnoza (după D e s h a y e s)

"O. testa magna sibinde et crassisima, valva inferiore late ovali aut subrotunda, subtriangulari, subaqualibus, aeque ac strius concentricis lamellosis, subinde elevatis ornata; umbone parum elongato; fossa ligamentari profunda, areis lateralibus convexis; fossa musculari subcentrali, magna profunda, transversim ovali; valva superiore parum convexa, crassa, concentrice striato-lamellosa, fossa ligamentari superficiali; areis lateralibus subplanis".

Descriere:

1832 *Ostrea boblayei* D e s h a y e s, p. 122, pl. XXIII, fig. 6, 7; 1870 *Ostrea boblayei* D e s h a y e s-H o e r n e s, p. 443, pl. LXXI, fig. 1—4; 1910 *Ostrea lamellosa* var. *boblayei* D e s h a y e s-S c h a f f e r, p. 14, pl. 111, fig. 3; pl. 11 fig. 1, 2; 1920 *Ostrea edulis* L i n n é var. *boblayei* D e s h a y e s-D o l l f u s et D a u t z e n b e r g, p. 464, 465, pl. XLIII, fig. 1—13; pl. LI, fig. 1; 1936 *Ostrea lamellosa* var. *boblayei* D e s h a y e s-F r i e d b e r g, p. 267, XLVIII, fig. 1; pl. XLIX, fig. 1; pl. L, fig. 1; 1958 *Ostrea edulis* L. var. *boblayei* D e s h a y e s-E r ü n a l-E r e n t ö z, p. 169, pl. XXXII, fig. 3; 1968 *Ostrea (Ostrea) lamellosa boblayei* (D e s h a y e s)-H i n c u l o v p. 94, 95, pl. XIV, fig. 2, 3a, 3b, pl. XV, fig. 1a, 1b, 2a, 2b.

Dimensiuni:

Valva stîngă	D.a.p.	80	78	86	94	97
	D.u.p.	87	80	106	105	74
	Convex.	18	20	30	34	30
Valva dreaptă:	D.a.p.	45	63	74	80	
	D.a.p.	77	90	100	90	

Valve cu dimensiuni medii şi mari, contur diferit, în general rotunjit rareori oval. Umbone proeminent, puţin ascuţit, uneori flancat de două auricule.

Institutul Geologic al României

Valva stîngă, groasă, slab convexă, escavată, acoperită de coaste radiale, rotunjite, întrerupte în lungime de striuri de creştere. Coastele sînt puternice variind între 8—25. Area ligamentară puternică, ondulată, dezvoltată mai mult în lungime, uneori foarte tocită (pl. IV, fig. 4). Şanţul rezilifer puternic, bine pronunţat. Chomata prezentă, evidenţiată numai la unele exemplare pe valva stîngă. Impresiunea muşchiului aductor puternică, subrotunjită, subcentrală, cu dimensiuni variabile.

Valva dreaptă turtită pînă la uşor convexă, mai îngustă şi mai scurtă, netedă aproape la umbone, acoperită de numeroase scvame de creştere, este mult mai subţire decît valva stîngă. Area ligamentară puternică, triunghiulară, uneori alungită. Impresiunea aductorului mare, subrotunjită şi subcentrală.

Raporturi şi diferenţe. Aspectul morfologic extern (costaţia) al unor exemplare (pl. III, fig. 1) se apropie de cel al speciei *Crassostrea crassicostata* (H o e r n e s, pl. LXX fig. 1—4) dar prezenţa chomatelor ne împiedică s-o atribuim crassostreidelor. Speciile noastre, au mari afinităţi cu cele figurate de D e s h a y e s şi S c h a f f e r precum şi cu cele descrise şi figurate de D o l f u s s şi D a u t z e n b e r g (pl. XVIII fig. 1—5).

Loc de proveniență. Strate de Copăceni-Tureni (bancuri cu *Ostrea*) dezvoltate în apropierea localităţii Tureni.

Răspîndire stratigrafică şi geografică. Specie cunoscută din Miocen: Portugalia, Spania, Franţa, Suedia, Austria, Italia de nord, Corsica, Sicilia Malta, Algeria, Tunisia, Cipru, România şi Turcia. În Pliocen se citează în Italia şi Creta. Astăzi, trăieşte în Corsica.

Ostrea sp.

(pl. III, fig. 4; pl. IV, fig. 1)

Dimensiuni:

Valva stîngă	D.a.p.	58	78		
	D.u.p.	80	100		
	Convex.	15	25		
Valva dreaptă	D.a.p.	48	50	60	65
	D.u.p.	60	76	90	110

Exemplare mari, cu cochilii groase, contur variabil în general, alungit. Valva stîngă groasă, cu coaste ondulate, radiale; chomatele se disting foarte greu în special pe valva stîngă. Area ligamentară mare, înaltă cu un puternic canal rezilifer. Impresiunea muşchiului aductor, mare, subrotunjită, subcentrală.

Valva dreaptă, aplatizată, uşor concavă, cu cavitate umbonală redusă, cu striuri concentrice numeroase.

Raporturi şi diferenţe. Specia noastră are unele asemănări cu *Ostrea griphoides gingensis*, dar chomatele o separă de aceasta. Absenţa costaţiei o deosebeşte de *O. edulis* cu care are asemănări privind o parte a caracterelor interne (area ligamentară, impresiunea aductorului, etc.).

Institutul Geologic al României

Loc de proveniență. „Strate de Copăceni-Tureni" (în apropierea localității Tureni).

Concluzii

În suita de „Strate de Copăceni-Tureni", autorii au descoperit cîteva zăcăminte faunistice alcătuite în predominanță din ostreide cu valoare biostratigrafică și foraminifere caracteristice zonei *Candorbulina glomerosa* (P o p e s c u, 1975).

A fost pusă în evidență „zona Neopycnodonte navicularis" identificată în prezent în numeroase locuri din țara noastră la nivelul Badenianului bazal. Specia de mai sus are deci calitatea de a fi și marcheor cronostratigrafic pe lîngă aceea de indicator paleoecologic (F r e n e i x, 1975).

Precizările paleontologice efectuate constituie un aport în cunoașterea inventarului paleontologic al Neogenului din Transilvania insuficient studiat pînă în prezent.

BIBLIOGRAFIE

E r ü n a l-E r e n t ö z (1958) Mollusques du Néogène des Bassins de Karaman. *Adacna et Hatay (Turquie).* C/4, Ankara.

F r e n e i x S. (1975) Au sujet du phylum Neopycnodonte navicularis-Neopycnodonte cochlear. *Lucrările congresului* V, 1, Bratislava.

F r i e d b e r g W. (1936) Mieczaki miocenskie ziem polskich. 11, *Lamellibranchiata*, Cracovia.

G h e o r g h i u C., Z b e r e a A., V i s a r i o n M., C a l o t ă C. (1963) Date noi asupra structurii bazinului inferior al Streiului, ca rezultat al cercetărilor geologice și geofizice. *An. Com. Geol.*, XXXII, București,

H ö r n e s M. (1870) Die fossilen Mollusken des Tertiär Becken von Wien. *Abh. d.k. Geol. R.A.*, IV, Wien.

I l i e M. (1952) Structura geologică a regiunii Cojocna-Turda-Ocna Mureșului. *An. Com. Geol.*, XXXIV, București.

I l i e s c u O., H i n c u l o v A., H i n c u l o v L u c i a n a (1968) Bazinul Meliadia. Studiul geologic și paleontologic. *Mem. Inst. Geol.* IX, București.

K o c h A. (1900) Die Tertiär Bildungen des Beckens des Siebenburgischen Landesteiles II, Neogen, Budapesta.

K o j u m d g i e v a E., S t r a c h i m i r o v I. V. (1960) Fossilite na Bîlgaria, VII, Torton, Sofia.

L u b e n e s c u V i c t o r i a (1976) Studiul macrofaunei pannoniene de pe rama nordică a munților Cibin dintre Mureș și Olt. Teză de doctorat. Iași.

— (1976) Rémarques microfauniques concernant les dépôts néogènes de la région de Săndulești-Petrești-Tureni (NW de la Transilvanie). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.* LXII/3, București.

L u p u M., B o r c o ș M., D i m i t r e s c u R. (1967) Notă explicativă la harta geologică sc. 1 : 200.000, 18, Turda. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Merklin R. L., Neveskaia L. A. (1955) Opredeliteli dvustvorciatih moliuskov miotena turkmenii i zapadnovo Kazahstana. *Trudi paleont. Inst.* LIX, Moskva.

Moore R. C. (1971) Treatise on Invertebrate Paleontology, part N/3 Mollusca 6, Bivalvia, Kansas.

Paucă M. (1936) Le bassin néogène de Beiuş. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, Bucureşti.

Popescu Gh. (1975) Studiul foraminiferelor din Miocenul inferior şi mediu din nord-vestul Transilvaniei. *Mem. Inst. Geol.* XXII, Bucureşti.

Rossi-Ronchetti C. (1955) I tipi della ,,Conchiologia'' fossile subapenninia di Brochi. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. Memoria*, V, p. 1, *Croustacei, Lamellibranchii*, Milano.

Sacco F. (1897) I molliuschi dei terreni tertiarii del piemonte e della Liguria XXIII, Pelecypoda (Ostreidae, Anomiidae e Dimyidae), Torino.

Schaffer Fr. (1910) Das Miocän von Eggenburg. Die Fauna der ersten Mediterranean stufe des Wiener Beckens und die geologischer Verhältnisse der Umgebung des Manhartsberges in Niederösterreich. *Abh. k.k. geol. Reichsanst.*, XXII, Wien.

Stenzel H. B. (1971) Oysters. Treatise on Invertebrate Paleontology, part N, Mollusca 6, Bivalvia, 3, Kansas.

LE BADÉNIEN DE COPĂCENI-TURENI (NW DE LA TRANSYLVANIE). „ZONE NEOPYCNODONTE NAVICULARIS"

(Résumé)

Cet ouvrage présent un riche matériel paléontologique (formé surtout des ostréïdes) découvert par les auteurs dans le nord-ouest de la dépression de la Transylvanie. L'association faunique a été rencontrée dans les ,,Couches de Copăceni-Tureni'', constituées d'une suite de conglomérats, de microconglomérats, de grès, des intercalations et des lentilles tuffacées.

Les néopycnodontéïnes apparaissent associées presque toujours aux foraminifères pélagiques : *Candorbulina universa, C. glomerosa, Globigerinoides triloba, G. immatura*, etc., caractéristiques au Badénien basale.

L'association de *Néopycnodontes navicularis* et de foraminifères est très répandue dans notre pays, étant signalée aussi jusqu'à présent dans le nord et le sud de la Transylvanie, à Lăpugiu, Romoşel, le bassin inférieur de Strei, le bassin de Beiuş etc. On y résulte donc la valeur biostratigraphique de la "zone Neopycnodonte navicularis" identifiée au niveau du Badénien basal.

Les auteurs présentent également quelques considérations d'ordre paléoécologique concernant les gisements fauniques étudiés. Ils ont fait aussi de précisions paléontologiques absolument nécessaires puisque dans la littérature de spécialité existent des inadvertences de synonimies et de déterminations d'ostréïdes.

La découverte de quelques nouveaux points fossilifères et l'observation de l'association faunique a contribué à la connaissance de la biostratigraphie du Néogène de la dépression de la Transylvanie.

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Planșa I

Fig. 1—3. — *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i), (× 1), valva stîngă. Lăpugiu.
Neopycnodonte navicularis (B r o c c h i), (× 1), valve gauche, Lăpugiu.
Fig. 4. — *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i), (× 1), valva dreaptă, Lăpugiu.
Neopycnodonte navicularis (B r o c c h i), (× 1), valve droite, Lăpugiu.
Fig. 5, 6. — *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i), (× 1), valva stîngă, Copăceni.
Neopycnodonte navicularis (B r o c c h i), (× 1), valve gauche, Copăceni.

Planșa II

Fig. 1, 2. — *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i), (× 1), valva stîngă, Fîntînele.
Neopycnodonte navicularis (B r o c c h i), (× 1), valve gauche, Fîntînele.
Fig. 3, 4. — *Ostrea edulis boblayei* (D e s h.), (× 1), valva stîngă, Tureni ; fig. 3, vedere externă ; fig. 4, vedere externă. *Ostrea edulis boblayei* (D e s h.), (x 1), valve gauche, Tureni ; fig. 3, vue externe ; fig. 4, vue interne.

Planșa III

Fig. 1. — *Ostrea edulis boblayei* (D e s h.), (× 1), Tureni.
Ostrea edulis boblayei (D e s h.), (× 1), Tureni.
Fig. 2. — *Neopycnodonte navicularis* (B r o c c h i), (× 1), valva dreaptă, vedere externă, Copăceni.
Neopycnodonte navicularis (B r o c c h i), (× 1), valve droite vue externe, Copăceni.
Fig. 3. — *Ostrea edulis boblayei* (D e s h.), (× 1), vedere internă, valva stîngă, Tureni.
Ostrea edulis boblayei (D e s h.), (× 1), vue interne, valve gauche, Tureni.
Fig. 4. — *Ostrea* sp. (× 1), valva dreaptă, vedere internă, Tureni.
Ostrea sp. (× 1), valve droite, vue interne, Tureni.
Fig. 5. — *Chlamis (Aequipecten) malvinae* (D u b o i s), (× 1,5). Tureni.
Chlamis (Aequipecten) malvinae (D u b o i s), (× 1,5), Tureni.

Planșa IV

Fig. 1. — *Ostrea* sp. (× 1), valva stîngă, Tureni.
Ostrea sp. (× 1), valve gauche, Tureni.
Fig. 2. — *Ostrea edulis boblayei* (D e s h.), (× 1), valva stîngă, Tureni.
Ostrea edulis boblayei (D e s h.), (× 1), valve gauche, Tureni.
Fig. 3. — *Chlamis (Macrochlamis) latissimus* (B r o c c h i), (× 1), Tureni.
Chlamis (Macrochlamis), latissimus (B r o c c h i), (× 1), Tureni.
Fig. 4. — *Ostrea edulis boblayei* (D e s h.), (× 1), valva stîngă , Tureni.
Ostrea edulis boblayei (D c s h.), (× 1), valve gauche, Tureni.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol LXIV (1976—1977). Pag. 159—169.

4. STRATIGRAFIE

NANNOFACIESUL DEPOZITELOR JURASIC SUPERIOR-CRETACIC INFERIOARE DIN ZONA ŞVINIŢA (BANAT, CARPAŢII MERIDIONALI)[1]

DE

ALEXANDRINA MORARIU[2]

Abstract

Nannofacies of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Deposits from the Şviniţa Zone (Banat, South Carpathians). This paper presents the preliminary results of a nannofacial study, carried out by means of an electronic microscope, which emphasized the importance of some calcareous nannofossils (*Nannoconus* and coccoliths) as a petrogenetic factor during the Upper Jurassic-Lower Cretaceous time interval in the Şviniţa Zone (Banat, South Carpathians).

Introducere

Scopul acestei lucrări preliminare îl constituie prezentarea primelor rezultate ale studiilor sistematice asupra nannoplanctonului (*Nannoconus* şi coccolithe) din depozitele jurasic superior-cretacic inferioare ale zonei Şviniţa (Banat, Carpaţii Meridionali). Ne referim în special la familia Nannoconidae Deflandre, 1959 (*Incertae sedis*) ai cărei reprezentanţi au un rol cu totul remarcabil în petrogeneza rocilor carbonatice.

Cercetările efectuate şi în curs de efectuare au la bază studiul a 30 probe preparate pentru microscopul electronic şi a 62 secţiuni subţiri; atît probele cît şi secţiunile provin din diferite puncte bine datate cronostratigrafic pe bază de calpionele şi amoniţi (Avram, 1976).

Mulţumesc şi pe această cale colegului E. Avram, pentru indicaţiile date cu privire la biostratigrafia zonei Şviniţa cît şi pentru secţiunile şi probele oferite.

[1] Predată la 26 aprilie 1977, acceptată pentru publicare la 25 mai 1977, comunicată în şedinţa din 27 mai 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

Istoric

Observat pentru prima dată în 1925 de J. de Lapparent, genul *Nannoconus* dobîndeşte rapid o importanţă deosebită, motivată atît din punct de vedere stratigrafic cît şi petrogenetic.

Multiplele lucrări avînd ca obiectiv principal sau conex studiul acestui gen *incertae sedis*, au permis considerarea nannoconidelor ca nannofosile caracteristice pentru intervalul Jurasic superior-Cretacic inferior. Concomitent a început să fie relevat rolul de factor petrogenetic al acestor microorganisme la formarea rocilor carbonatice în intervalul stratigrafic amintit.

Poziţia lui sistematică n-a putut fi stabilită cu certitudine : considerat ca reprezentînd embrioni de *Lagena*, apoi exemplare de *Lagena adulte* (Lapparent, 1925, 1931), alge verzi unicelulare ce secretă un test calcaros (Cadisch, 1932) sau loje de protiste necunoscute (Kamptner, 1932), *Nannoconus* a făcut obiectul a diverse ipoteze privind originea lui.

În ultimile două decenii alţi cercetători au căutat să elucideze poziţia sistematică a acestor organisme *incertae sedis*.

Bronnimann (1955) compară structura spiralată a testurilor de *Nannoconus* cu structura multispiralată a oogoanelor de charophyte şi sugerează o similitudine morfologică a primelor cu oogoanele de alge (pl. I, fig. 1).

Colom (1956) consideră că genul *Nannoconus* reprezintă un apendice extern al celulelor de Coccolithophoridee.

În 1960, Trejo descoperă în Cretacicul inferior din Mexic, exemplare de *Nannoconus* grupate în rozetă (pl. I, fig. 2) şi le consideră că ar reprezenta scheletul individual al unui protozoar colonial apropiat de *Synura* sau *Syncrypta*.

Studiile făcute de Grünau (1959), Noel (1967), etc., la microscopul electronic, au confirmat structura observată în secţiuni subţiri de Lapparent (1925), Kamptner (1938) şi Bronnimann (1955).

Nannofosilele calcaroase reunite de Kamptner (1931) la genul *Nannoconus (incertae sedis)* au fost cuprinse de Deflandre (1959) în familia Nannoconidae, acestea diferenţiindu-se de Coccolithophoridae prin arhitectura spiralată a unor elemente cuneiforme. Organisme corespondente sînt necunoscute actual.

Forma reprezentanţilor familiei Nannoconidae este diferită : de la forme alungite, pătratice, rectangulare la forme sferice sau subsferice. Toate exemplarele prezintă o cavitate centrală. Grosimea pereţilor este în funcţie de importanţa spaţiului central. Prezenţa şi mărimea deschiderilor terminale este de asemenea în funcţie de importanţa canalului central. Dimensiunile variază între 2 şi 20 microni.

În Jurasicul superior şi Cretacicul inferior, repartiţia geografică a grupului *Nannoconus* acoperea tot domeniul mezogeean. Aceste nannofosile au fost semnalate în numeroase regiuni : — Baleare (Colom, 1955); — Africa de Nord : Tunis, Algeria (Durand-Delga, 1958; Noel, 1968), Riful marocan (Durand-Delga, Fallot, 1956);

Institutul Geologic al României

— sud-estul Spaniei: Sierra betică, provincia Alicante (D a r d e r, 1959), provincia Murcia (D. J. R. B a t a l l e r, 1947); — Franţa: regiunea Provence (J. d e L a p p a r e n t, 1928; D e f l a n d r e şi D e f l a n d r e, 1962; B o u c h é, 1963); — Italia de Nord: regiunea Tessin (G r u n a u, 1959), Dolomiţi (C i t t a şi P a s q u a r e, 1959), Apenini (K a m p t n e r, 1938; L a p p a r e n t, 1950); — Sicilia (G i a n o t t i, 1958); — Elveţia: cantonul Fribourg (C h a r o l l a i s, R i g a s s i-S t u d e r, 1961); — Austria: regiunea Salzburg (S t r a d n e r, 1961); — România: Carpaţii Orientali (M u r g e a n u, 1931); Carpaţii Meridionali (Banat) (F i l i p e s c u, D r a g a s t a n, 1963).

Tot în domeniul mezogeean, *Nannoconus* este cunoscut în Cretacicul inferior din Cuba (P. B r o n n i m a n n, 1955) şi Mexic (C o l o m, S i g a l, 1959).

Prezentare stratigrafică

Probele studiate au fost recoltate de A v r a m din partea sudică a regiunii Şviniţa (Banat).

Formaţiunea de Murguceva (A v r a m, 1976) formează o entitate litostratigrafică omogenă, constituită din calcare fine, albe sau cenuşii-albicioase cu accidente silicioase. Pe baza asociaţiilor de calpionele şi amoniţi s-a apreciat apartenenţa ei la Tithonic superior-Hauterivian mediu (A v r a m, 1976).

Studiul la microscopul electronic al structurii acestor calcare atestă faptul că elementele scheletale ale organismelor nectono-planctonice (nannoconide, coccolithe, calcisphaere şi uneori calpionele) au constituit sursa principală de particule detritice din mîlurile carbonatice. Studiile efectuate cu ajutorul microscopului electronic asupra unor calcare mezozoice în faciesuri asemănătoare din ariile geosinclinale alpine (R e m a n e, 1967) au dovedit faptul că aşa-numitele „calcare pelagice" sînt alcătuite în marea lor majoritate din elemente scheletale de *Nannoconus* şi coccolithe.

În cadrul formaţiunii de Murguceva, scheletele şi fragmentele de schelete de *Nannoconus* şi coccolithe au avut un rol important în formarea sedimentelor micritice.

În continuitate de sedimentare, urmează depozite calcaroase-marnoase cu intercalaţii de marne şi marne cu intercalaţii de marnocalcare ale formaţiunii de Şviniţa (= strate de Şviniţa, R ă i l e a n u, 1953, emend A v r a m, 1976-Hauterivian superior-Apţian inferior) constituită din două subformaţiuni — subformaţiunea de Pîrîul Morilor (A v r a m, 1976) şi subformaţiunea de Temeneacia (A v r a m, 1976). Vîsta lor, Hauterivian superior-Barremian inferior şi respectiv Barremian inferior terminal-Apţian inferior a fost stabilită pe bază de cefalopode (A v r a m, 1976).

Studiul nannofacial

Termenul de nannofacies a fost propus de S i g a l (1965) pentru desemnarea unei noţiuni complementare aceleia de microfacies, în funcţie

Institutul Geologic al României

de ordinul de mărire la care se face observarea unei roci. Această noțiune este direct legată de o nouă tehnică de studiu : microscopul electronic. Ca și microfaciesul, nannofaciesul este evocarea unui „paysage sédimentaire" (C u v i l l i e r, 1951), este expresia sintetică de ansamblu a caracterelor mineralogice, paleontologice, structurale și diagenetice pe care le oferă o rocă observată la măriri de ordinul miilor (N o e l, 1968).

Studiul la microscopul optic și electronic al depozitelor jurasic superior-cretacic inferioare din zona Sviniţa a relevat rolul remarcabil al nannofosilelor în petrogeneza rocilor carbonatice.

Nannofaciesul calcarelor micritice din zona Şviniţa este foarte caracteristic : cimentul este constituit dintr-o acumulare haotică de coccolithe și exemplare întregi sau fragmentate de *Nannoconus*. Acest nannofacies este cel al unei roci carbonatice provenite dintr-un sediment aproape exclusiv format din calcit ușor magnezian, constituit din *Nannoconus* și coccolithe.

Coccolithele, cu arhitecturi foarte diverse (placolithe, discolithe, uneori coccosphaere) aparțin la diferite specii *(Chiastozygus litterarius*, *Micrantholithus hoschulzi*, *Eiffelithus trabeculatus*, etc.). Studiul lor, privind răspîndirea stratigrafică, zonarea biostratigrafică a depozitelor neojurasice și eocretacice, precum, și corelarea zonelor de nannoplancton cu cele de calpionele și amoniți vor face obiectul unei alte lucrări.

Dimensiunile coccolithelor sînt cuprinse între 5—10 microni.

Nannoconus apare ca o formă caracteristică prin arhitectura sa helicoidală, dimensiunile variind între 5 și 20 microni, fiind constituit din plăci divers angrenate, cu dimensiuni în jur de 0,2—2,5 microni, care morfologic se pot grupa în : — plăci cu contur poligonal, de 1—2 microni ; — plăci globulare, subcubice, de 1—2 microni ; — plăci alungite în bastonașe, de 1—1,5 microni.

Nannoconidele au fost observate și determinate la microscopul polarizant , în imersie (la măriri de 2200 x) și la microscopul electronic (la măriri de 10—15 000 x).

Biostratigrafia Nannoconidelor din depozitele neojurasice și eocretacice din sudul zonei Şviniţa, a fost stabilită după metoda repartiţiei maximale relative a fiecărui tip morfologic observat. Rezultatele obținute au permis separarea următoarelor asociații :

— asociația 1 : este caracterizată prin prezența următoarelor specii : *Nannoconus steinmanni* K a m p t n e r, *N. bermudezi* B r o n n i m a n n, *N. colomi* K a m p t n e r, *N.kamptneri* B r o n n i m a n n și *N. globulus* B r o n n i m a n n ; această asociație corespunde intervalului Tithonic superior-Hauterivian (partea bazală).

— asociația 2 cuprinde următoarele specii : *Nannoconus steinmanni* K a m p t e r, *N. bermudezi* B r o n n i m a n n, *N. colomi* K a m p t n e r și *N. globulus* B r o n n i m a n n care se continuă cu frecvență destul de mare și în această asociație ; limita dintre asociația 1 și 2 este dată de apariția a trei specii noi : *Nannoconus wassalli* B r o n n i m a n n, *N. bucheri* B r o n n i m a n n și *N. truitti* B r o n n i m a n n ; asociația este carac-

Institutul Geologic al României

teristică intervalului Hauterivian (cea mai mare parte) — Barremian (bazal).

— asociaţia 3 este caracterizată prin dispariţia următoarelor specii: *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *N. bermudezi* Bronnimann şi *N. colomi* Kamptner; se menţin speciile *N. kamptneri* Bronnimann şi *N. wassalli* Bronnimann, de asemenea *N. truitti* Bronnimann şi *N. bucheri* Bronnimann, mult mai frecvente. Asociaţia corespunde intervalului Barremian-Apţian inferior.

Calcarele formaţiunii de Murguceva (Avram, 1976) formează o entitate litologică omogenă în care micritele de origină pelagică sînt rocile dominante. În mod subordonat, la partea lor inferioară îndeosebi, apar unele intercalaţii de calcare peletale, micrite dolomitizate, calcare intraclastice şi calcare scheletale intraclastice iar la partea lor superioară, intercalaţii din ce în ce mai dese de roci lutitice terigene. Micritele sînt constituite foarte frecvent dintr-un mozaic microcristalin neomogen din punct de vedere granulometric, în care cristalele de calcit prezintă o gamă variată de dimensiuni în limitele care definesc micritele. Particulele micritice s-au format în cea mai mare parte prin acumularea fragmentelor de schelete printre care cele de *Nannoconus* şi coccolithe au avut rolul cel mai important. Structura calcarelor micritice atestă faptul că elementele scheletale ale organismelor planctonice — *Nannoconus*, coccolithe şi calcisphere — au constituit sursa principală de particule din mîlurile carbonatice.

Comportarea diferenţială a resturilor calcaroase de origină organică în mediul lor de sedimentare este foarte interesantă. Bramlette (1958) Berger (1967, 1971), Sherwood şi Jinghawa (1971) au arătat că în funcţie de organismele vii de la care provin (la nivelul grupului, genului sau speciei) ele suferă diferite disoluţii.

Conservarea nannofosilelor calcaroase: *Nannoconus* şi coccolithe din toate probele preparate pentru microscopul electronic este remarcabilă. Honjo (1969) explică această conservare prin prezenţa unui film de materie organică care, înconjurînd nannofosilele le conservă. Elementele de care s-ar putea ţine cont pentru explicarea conservării remarcabile a nannofosilelor ar putea fi:

— calcificarea nannofosilelor este strîns determinată de constituţia proteinică a celulei algale care le fabrică (Adams, 1960);

— calcitul nannofosilelor (*Nannoconus* şi coccolithe) este uşor magnezian (Bathurst, 1959). Micritele constituite din acest tip de calcit semnifică că carbonatul de calciu dintr-un sediment era stabil în condiţii fizico-chimice oferite de mediul de sedimentare din Jurasicul superior şi Cretacicul inferior.

Depozitele calcaroase din cadrul formaţiunii de Murguceva se caracterizează printr-un nannofacies cu *Nannoconus* foarte larg predominant (format dintr-o acumulare prodigioasă de exemplare de *Nannoconus* şi subordonat coccolithe). Calcarele micritice şi calcarele marnoase din cadrul subformaţiunii de Pîrîul Morilor (Avram, 1976) prezintă în proporţii aproximativ egale *Nannoconus* şi coccolithe iar depozitele marnoase ale

Institutul Geologic al României

subformaţiunii de Temeneacia (A v r a m, 1976) nu mai conţin decît în cantitate foarte mică *Nannoconus*, predominînd coccolithele.

Această succesiune arată deci o trecere de la un model de sedimentare în care *Nannoconus* este un factor petrogenetic de importanţă majoră la un alt model în care *Nannoconus* apare ca factor petrogenetic subordonat cantitativ coccolithelor. Această schimbare în procentul repartiţiei nannoconidelor în succesiunea litologică de la Şviniţa s-ar putea explica prin absenţa aproape totală a mineralelor argiloase în sedimentele ce au constituit depozitele calcaroase ale formaţiunii de Murguceva şi prezenţa aproape

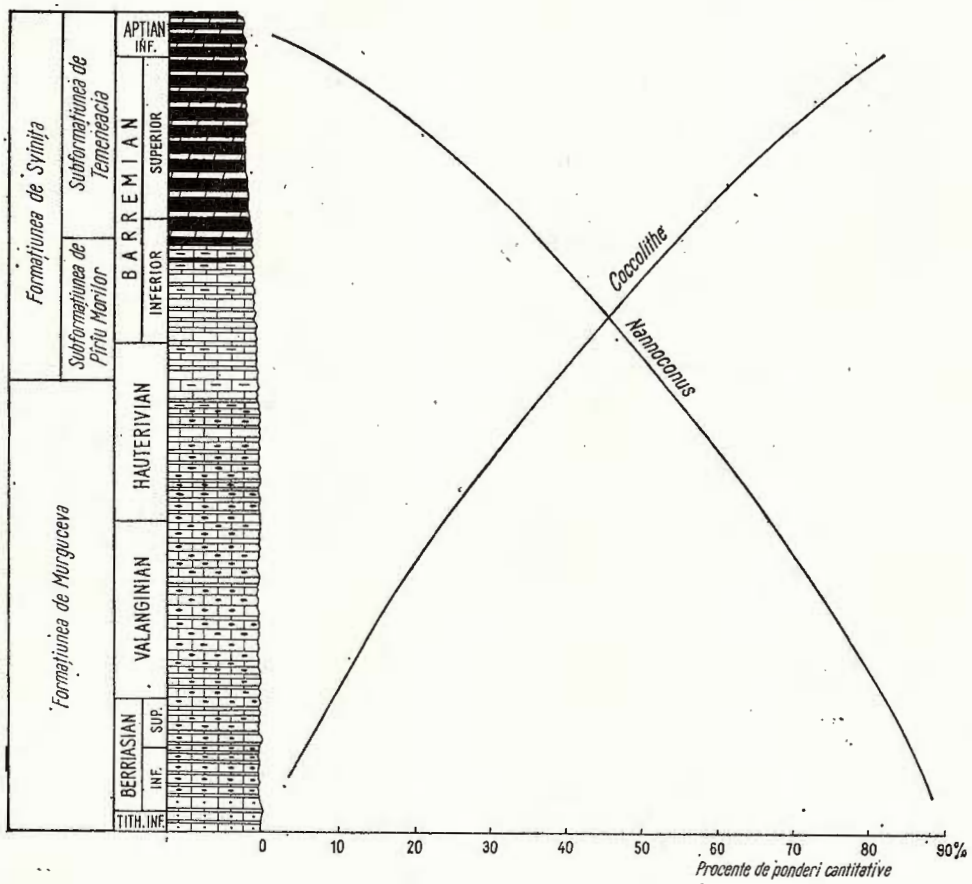


Fig. — Curba distribuţiei cantitative de *Nannoconus* şi coccolithe în depozitele intervalului Tithonic superior-Apţian inferior din zona Şviniţa (Coloana litologică după E. A v r a m). Courbe de la distribution quantitative de *Nannoconus* et de coccolithe dans les dépôts de l'intervalle du Tithonique supérieur-Aptien inférieur de la zone de Şviniţa (Colonne lithologique selon E. A v r a m).

Institutul Geologic al României

exclusivă de coccolithe în formaţiuni mai argiloase (formaţiunea de Şviniţa), în detrimentul nannoconidelor.

Urmărind curba distribuţiei cantitative de *Nannoconus* şi coccolithe (fig.) din depozitele neojurasice şi eocretacice din zona Şviniţa se constată o variaţie invers proporţională pe verticală a ponderii factorului petrogenetic (*Nannoconus* şi coccolithe): în depozitele carbonatice ale formaţiunii de Murguceva, *Nannoconus* are o distribuţie cantitativă superioară aportului de detritus coccolithic, distribuţie care se modifică în sens negativ în intervalul corespunzător formaţiunii de Şvinita (curba distribuţiei cantitative a factorului petrogenetic reprezentat de aportul de material coccolithic are o alură inversă). Cele două curbe se intersectează în intervalul cînd ponderile de participare sînt practic egale (aproximativ în intervalul corespunzător subformaţiunii de Pîrîul Morilor).

Concluzii

Această primă prelucrare a materialului de studiu care ne-a fost pus la dispoziţie de E. A v r a m, a permis exprimarea următoarelor concluzii:

— s-a relevat pentru prima oară rolul de factor petrogenetic al nannofosilelor calcaroase (*Nannoconus* şi coccolithe) în intervalul Jurasic superior-Cretacic inferior din zona Şviniţa (Carpaţii Meridionali);

— toate calcarele succesiunii studiate sînt constituite din piese (nannoschelete) cu dimensiuni medii între 5 şi 30 microni, motiv pentru care le-am denumit: nannoconitite respectiv coccolithite;

— acumularea în masă a pieselor de nannoplancton ar indica un mediu pelagic bathial, cu ape liniştite; organismele asociate sînt de asemenea caracteristice fie domeniului pelagic fie intervalului bathial de adîncime;

— biostratigrafia nannoconidelor a fost stabilită după metoda repartiţiei maximale relative a fiecărui tip morfologic observat.

Rezultatele obţinute au permis separarea următoarelor asociaţii: asociaţia 1 corespunde intervalului Tithonic superior-Hauterivian (partea bazală); asociaţia 2, intervalului Hauterivian (cea mai mare parte)-Barremian (bazal) şi asociaţia 3, Barremian-Apţianului inferior. Corelarea acestor zone de nannoconide cu cele de coccolithe, calpionele şi amoniţi va face obiectul unei alte lucrări.

S-a constatat o variaţie invers proporţională pe verticală a ponderii factorului petrogenetic (*Nannoconus* şi coccolithe): în depozitele carbonatice ale formaţiunii de Murguceva, *Nannoconus* are o distribuţie cantitativă superioară aportului de detritus coccolithic, distribuţie care se modifică în sens negativ în intervalul corespunzător formaţiunii de Şviniţa. Curba distribuţiei cantitative a factorului petrogenetic reprezentat de aportul de material coccolithic are o alură inversă; cele două curbe se intersectează în intervalul cînd ponderile de participare sînt practic egale (aproximativ intervalului corespunzător subformaţiunii de Pîrîul Morilor).

Institutul Geologic al României

Apariția, în urmă cu aproximativ un deceniu a microscopiei electronice ca metodă de studiu în domeniul investigațiilor micropaleontologice, a lărgit considerabil dimensiunile domeniului de studiu al acestei subdiscipline geologice. De aceea, studii micropaleontologice, considerate exhaustive la acea oră, au fost reluate cu ajutorul acestei noi metode, atît pentru detalierea unor rezultate cît și pentru obținerea de noi date.

Utilizarea pentru prima dată a acestei metode la studiul depozitelor din zona Șvinița și datele inedite prezentate demonstrează din plin oportunitatea folosirii acesteia, oferindu-ne certitudinea că în studiile de detaliu viitoare vom avea suficiente elemente pentru corelarea acestora cu informațiile biostratigrafice acumulate prin studiul micro și macrofaunei.

BIBLIOGRAFIE

Avram E. (1975) La succession des dépôts tithoniques supérieurs et crétacés inférieurs de la region de Svinița (Banat). *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/4 (1974—1975), București.

Aubry M. P. (1974) Application du microscop electronique a balayage (M.E.B.) a la paléontologie et a la sedimentologie. *Travaux du laboratoire de micropaléontologie*, 3, 1974, Paris.

Berger W. H. (1971) Sedimentation of planktonic Foraminifera. *Marine Geol.*, II, 5.

Bouché P. M. (1963) Elements pour une definition d'un stratotype du Barrémien. III. Nannofossiles calcaires. *Preprint. Coll. Crétacé inf.*, Lyon.

Bramlette M. N. (1958) Significance of Coccolithophoridae in calcium carbonate deposition. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69.

Cadisch J. (1932) Ein Beitrag zum Calpionellen — Problem. *Geol. Rundschau, Dtsch.*, 23.

Canuti P., Marcucci Marta (1969) Osservazioni al microscopio sui "Diaspri" dei Monti del Chianti settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 1969, Roma.

— Marcucci Marta (1969) Osservazioni al microscopio elettronico sul calcare maiolica in diversi affioromenti della Toscana centro-meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 1969, Roma.

Charollais J., Rigassi-Studer D. (1961) Repartition de quelques microfossiles dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de Chatel Saint-Denis (Fribourg, Suisse). *Arch. Sci., publ. Soc. Phys. Hist. nat.*, 14, 2, Geneve.

Cita M. B. (1959) Studi stratigraphici sul sistema cretaceo in Italia. Nota IV : Osservazioni micropaleontologische sul Cretaceo delli Dolomiti. *Riv. Ital. Paleontol., Stratigr.*, 65, 4, Roma.

Colom G. (1928) Las calizas con embriones de Lagena del Cretaceo inferior de Mallorca. *Bol. r., Soc. esp. Hist. nat.*, 28, Madrid.

— (1945) Nannoconus steinmanni Kamptner y Lagena colomi de Lapparent. *Publ. Inst. geol. Miscelanea Almera*, 1.

— (1948—1952) On the distribution and lithological importance of Nannoconus Limestones in the bathial facies of the Lower Cretaceous of the Western Mediterranean. *C.R. XVIIIe Congr., geol. internat. Londres*, part. X.

— (1950) Sobre la extension importancia de los calizas con „Nannoconus" en il Appenino Central (Italia). *Inst. geol. mine Esp., Libro Jubilar*, 1.

Institutul Geologic al României

— (1955) Jurassic Cretaceous pelagic sediments of the West Mediterranean Zone and the Atlantic Zone. *Micropaleontology*, 1, 2.

Deflandre G., Deflandre-Rigaud M. (1962) Remarques sur l'evolution des Nannoconides a propos de quelques nouveaux types du Crétacé inferieur de Haute — Provence. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 255.

— (1959) Sur les nannofosiles calcaires et leur systematique. *Rev. Micropaleont.*, 2.

Deres F., Acheriteguy J. (1970) Contributions a l'étude des Nannoconides dans le Crétacé inférieur du Bassin d'Aquitaine. *Mem. B.R. G.M., Fr.*, 77.

Dufour Th., Noel Denise (1970) Nannofossiles et constitutions petrographique de la „Majolica" des „Schistes a Fucoides" et de la „Scaglia Rossa" d'Ombrie (Italia). *Rev. de Micropaleontologie*, 2, Paris.

Durand-Delga M., Fallot P. (1956) Indices de la presences du Tithonique et du Neocomien dans la dorsale calcaire du Rif (Maroc). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 245.

— (1958) Nouvelles données sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur du Chenoua (Nord Algerois). *Bull. Soc. geol. Fr.*, (6), 7.

Farinacci A. (1964) Microorganismi dei calcari „maiolica" e „scaglia" osservati al microscopio elettronico (Nannoconi e Coccolithophoridi). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 2, Roma.

— (1969) Characteristic of micrite grains in Apennines. *Geol. Romana*, 8.

— (1969) Catalogue of Calcareous Nannofossils, I—III, Roma.

Filipescu M. G., Dragastan O. (1963) Asupra prezenţei depozitelor cu Nannoconus în sedimentele jurasico- cretacice din R.P.R. *Stud. cerc. geol.*, VIII/2, Bucureşti.

Fischer A. G. (1964) Ultramicroscopic fossils and fabrics of limestones. *Geol. Soc. Amer. Paleont. Soc. Ass. Geol. Teachers. Ann. Meet., Miami Beach. Fla.*

Folk R. L. (1959) Practical classification of limestones. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 43.

Garrison R. E., Bailey E. H. (1967) Electron microscopy of limestones in the Franciscan Formation of California. *U.S. Geo. Survey Prof. Paper* 575-B.

Gianotti A. (1958) Deux facies du Jurassique superieur en Sicile. *Rev. Micropaleontol.*, 1, 1.

Grunau H. R. (1959) Mikrofacies und Schichtung ausgewahlter Jungmesozoischer Radiolaritfuhrender Sedimentserien der Zentral-Alpen, Leiden.

Honjo S. (1969) Study of fine grained carbonate matrix : sedimentation and diagenesis of „micrite". Litho and Biofacies of Carbonates sedimentary rocks, a syposium. *Paleont. Soc. Japan, Spec. Pap.* 14.

Kamptner E. (1931) Nannoconus steinmanni Kamptner nov. gen, spec., ein meskwurdiges gesteinsbildendes Mikrofossil aus dem Jungeren Mesozoikum der Alpen. *Palaont. Z., Dtsch.*, 13.

— (1938) Einige Bemerkungen uber Nannoconus. *Palaont. Z. Dtsch.*, 20.

Lapparent J. de (1925) Sur une variete de calcaire a grain fin. *C.R. Soc. geol., Fr.*, 7, Paris.

— (1926) Sections d'embryons de Lagena des calcaires a Radiolaires de Majorque. *Bull. Soc. geol. Fr.*, (4), 24. Paris.

— (1931) Sur les pretendus embryons de Lagena. *C.R. Soc. geol. Fr.*, 14—15, Paris.

Loreau J. P. (1972) Petrographie de calcaires fins au microscope electronique a balayage Introduction a une classification des „micrite". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, *Ser.* D, Paris

Murgeanu G. (1931) La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Tesila. *An. Inst. Geol. Rom.*, 16, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Noel Denise (1966) Applications des techniques de la microscopie electronique a l'étude des coccolithes comune constituants des roches calcaires. 6-*eme Int. Congr. Elect. Microsc. Kyoto*, 2.

— (1967) Etudes des roches carbonatées par repliques de surface examinées au microscope electronique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264, Paris.

— (1968) Etudes des coccolithes in situ dans les roches : la notion de Nannofacies. *Proc. Inst. Int. Conf. Plankt. Microfossil Geneve*, 2.

— (1972) Nannofossiles calcaires de sediments jurassiques finement lamines. Bull. du Museum National d'Histoire Naturelle. 3 *serie*, n° 75, 1972, *Sciences de la Terre*, 14.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Sviniţa-Faţa Mare. *Bul. şt. Acad. R.P.R., Secţia şt. biol., agronom., geol., geograf.*, V, 2, Bucureşti.

Sigal J. (1965) Palynofacies : un neologisme illogique et superflu. *Rev. Micropaleont.*, 8, 1.

Stradner H. (1961) Vorkommen von Nannofossilien in Mesozoikum und Altertertiar. *Erdol Z., Oesterr.*, 77, Heft 3.

Stradner H., Grun W. (1973) On Nannoconus abundans nov. spec. and an Laminated Calcite Growth in Lower Cretaceous Nannofossils. *Verh. Geol.* B—A, Heft 2.

LE NANNOFACIÈS DES DÉPÔTS JURASSIQUES SUPÉRIEURS-CRÉTACÉS INFÉRIEURS DE LA ZONE DE ŞVINIŢA (BANAT, CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Le présent ouvrage se propose d'exposer les premiers résultats des études systématiques sur le nannoplancton (*Nannoconus* et coccolithes) des dépôts jurassiques supérieurs-crétacés inférieurs de la zone de Şviniţa (Banat, Carpates Méridionales), se rapportant surtout à la Famille Nannoconidae, Deflandre, 1959 *(Incertae sedis)* ainsi qu'au rôle important de ces nannofossiles dans la pétrographie des roches carbonatiques.

La biostratigraphie des Nannoconides du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la zone de Şviniţa a été établie d'après la métode de la répartition maximale relative de chaque type morphologique analysé. Les résultats obtenus ont permis de distinguer les suivantes associations :

— Association 1, caractérisée par la présence des suivantes espèces : *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *N. bermudezi* Bronnimann, *N. globulus* Bronnimann, *N. colomi* Kamptner et *N. kamptneri* Bronnimann; cette association correspond à l'intervalle du Tithonique supérieur-Hauterivien ;

— Association 2, comprend les suivantes espèces : *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *N. bermudezi* Bronnimann, *N. colomi* Kamptner et *N. globulus* Bronnimann qui se continue à fréquence assez grande. La limite entre l'association 1 et 2 est donnée par l'apparition de trois espèces nouvelles : *N. wassali* Bronnimann, *N. bucheri* Bronnimann et *N. truitti* Bronnimann. L'association est caractéristique à l'intervalle Hauterivien (la plus grande partie) — Barrémien (basal) ;

— Association 3, caractérisée par la disparition des suivantes espèces : *N. steinmanni* Kamptner, *N. bermudezi* Bronnimann et *N. colomi* Kamptner; se maintien-

Institutul Geologic al României

nent les espèces *N. kamptneri* Bronnimann et *N. wassali* Bronnimann ainsi que *N. truitti* Bronnimann et *N. bucheri* Bronnimann, plus fréquentes; l'association correspond à l'intervalle Barremien-Aptien inférieur.

La corrélation de ces zones de nannocconides avec celles de coccolites, des calpionelles et des ammonites sera l'objet d'un autre travail.

EXPLICAŢIA PLANŞELOR

Planşa I

Fig. 1. — Reprezentarea schematică a unui *Nannoconus* după Bronnimann (1955) (pag. 29, fig. 1).
Réprésentation schématique d'un *Nannoconus* selon Bronnimann (1955) (page 29, fig. 1).

Fig. 2. — Reconstituirea unei coccosphere formată din *Nannoconus* după Trejo (1960) (pag. 274, fig. 1).
Reconstitution d'une coccosphere formée de *Nannoconus* selon Trejo (1960) (page 274, fig. 1).

Planşa II

Fig. 1. — *Nannoconus globulus* Bronnimann; × 10.000;
Fig. 2. — *Nannoconus bermudezi* Bronnimann; × 10.000.

Planşa III

Fig. 1. — *Nannoconus truitti* Bronnimann; × 10.000;
Fig. 2. — *Nannoconus kamptneri* Bronnimann; × 10.000.

Planşa IV

Fig. 1. — *Nannoconus steinmanni* Kamptner; × 10.000;
Fig. 2. — *Nannoconus colomi* Kamptner; × 10.000.

Planşa V

Fig. 1. — *Cyclagelosphaera margereli* Noel; × 15.000;
Fig. 2. — *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen; × 15.000.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 171—181.

4. STRATIGRAFIE

NOUVEAUX REPÈRES LITHOSTRATIGRAPHIQUES POUR LA CORRÉLATION DES DÉPÔTS TOARCIENS-AALÉNIENS DES ZONES DE SIRINIA ET DE PRESACINA—BANAT[1]

PAR

SERGIU NĂSTĂSEANU[2], CRISTINA STANCU[3]

Abstract

New Lithostratigraphic Guiding Marks with the View to Correlate the Toarcian-Aalenian Deposits from the Sirinia and Presacina Zones-Banat. In this paper there are pointed out three lithostratigraphic guiding marks (Fig. 3 and 4), presenting a chronostratigraphic value, within the Toarcian-Aalenian deposits from the Sirinia Zone (Fig. 2). These guiding marks are : Lespezi Beds represented by white siliceous sandstones which have at their basement (Fig. 3) the species *Dactylioceras semicelatum* (Lower Toarcian) ; Zamonița Beds consisting of black calcareous sandstones including belemnites, and the Moșnic Beds built up of coarse siliceous sandstones with microconglomeratic sequences (Aalenian). The Moșnic Beds may be both lithologically and chronostratigraphically correlated with the Ciumîrna Beds from the Presacina Zone (Fig. 4). The Zamonița and Lespezi Beds do correspond to the terminal part of the Ohaba and Bogiltin Beds i.e. that over the level from which the species *Pleuroceras costatus nudus*, indicative of the Domerian (Fig. 4), did proceed.

I. Introduction

Les zones de Sirinia et de Presacina font partie du domaine danubien des Carpates Méridionales (C o d a r c e a, 1940), représentant les fosses principales du sillon géosynclinal interne (N ă s t ă s e a n u, 1976). Toutes les deux zones de sédimentation se caractérisent par un nombre d'aspects lithologiques et biofaciaux propres, ce qui justifie leur séparation comme unités paléogéographiques indépendantes.

[1] Reçu le 15 Mars 1977, accepté le 15 Mars 1977, présenté à la séance de 15 Mars 1977.

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

[3] Întreprinderea de foraj și lucrări geologice speciale. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

Institutul Geologic al României

Les recherches antérieures ont apporté bien des contributions à la connaissance de la stratigraphie des zones susmentionnées. Mais, la majorité des travaux se rapportent en réalité à certains secteurs et intervalles stratigraphiques, envisageant surtout ceux richement fossilifères. Ainsi, l'intervalle Toarcien-Aalénien, principalement de la zone de Sirinia, a été moins etudié. A la suite de cette situation, même les possibilités de corrélation, de l'aréal du sillon interne, ont été beaucoup plus restreintes pour ce niveau stratigraphique.

Les travaux de lever et de forage effectués récemment dans la zone de Sirinia, à Bigăr — secteur moins connu antérieurement — ont offert la possibilité de signaler de nouveaux repères lithologiques à valeur chronostratigraphique. Dans cet ouvrage nous ferons la présentation de ces repères lithologiques et nous insisterons sur la possibilité de leur corrélation avec les entités lithologiques synchrones de la zone de Presacina qui ont été étudiées avec attention ces derniers temps (N ă s t ă s e a n u, 1976).

II. Lithologie des dépôts toarciens-aaléniens de la zone de Sirinia

Les dépôts attribués au Toarcien-Aalénien recouvrent des faciès différents, en fonction du contour à la surface et en profondeur de la fosse de sédimentation. Ainsi, il est bien connu la différence admise, généralement, entre les dépôts jurassiques de Munteana (y compris Sviniţa) et ceux de Bigăr (R ă i l e a n u, 1953) ou la séparation en faciès centraux et marginaux — vu l'aire actuelle de distribution des dépôts jurassiques — adoptée dans les derniers ouvrages de prospections de la zone de Sirinia (C. B o l d u r et al., 1963[4] et 1964[5]; S t i l l a et al., 1971 et 1972 [7]).

Remarquons qu'en tenant compte de l'opinion des auteurs susmentionnés, parfois il est difficile de tracer une limite stratigraphique exact entre les dépôts toarciens et ceux aaléniens, puisque, outre les variations de faciès, il y a une parfaite continuité de sédimentation entre les dépôts de ces étages, alors que la faune est assez rare. Il faut noter toutefois, qu'on a observé l'existence de certaines successions lithologiques bien individualisées, qui peuvent servir comme repères cartographiques et de corrélation. Ces repères sont mis en évidence dans toute la partie centrale de la zone de Sirinia (sources des vallées de Sirinia et de Dragosela) c'est-à-dire dans l'aire de développement du complexe supérieur (Toarcien-Aalénien) en faciès gréso-argileux (sensu S t i l l a et al., 1971).

En corroborant les données de l'observation de surface avec celles obtenues des forages de Bigăr nous avons réussi de séparer, à partir de la partie basale vers celle supérieure, les suivantes entités lithologiques : couches de Lespezi, couches de Zamonița et couches de Moșnic (fig. 1). Une coupe géologique complète et affleurant bien à travers ces couches

[4,5] *Arch. I.G.G.* Bucureşti.
[6,7] *Arch. I.G.P.S.M.S.* Bucureşti.

Institutul Geologic al României

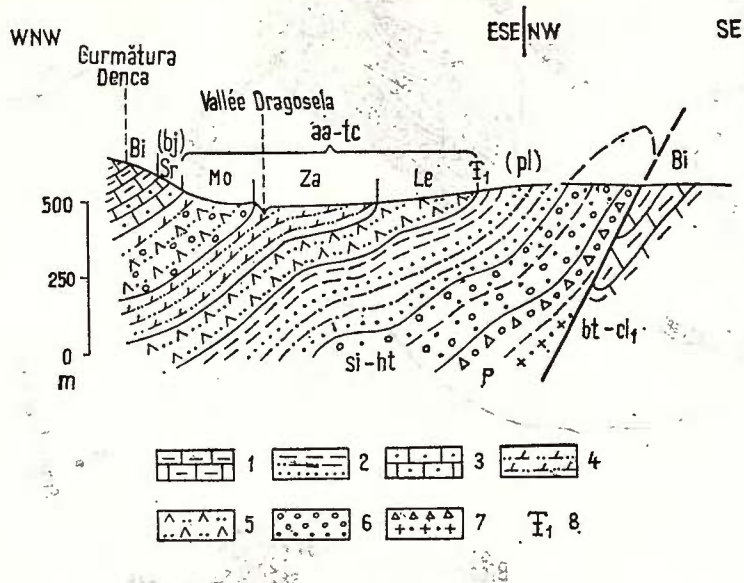


Fig. 1. — Coupe géologique de la vallée de Zamonița.
P, Permien ; ht-si, Hettangien-Sinémurien ; pl, Pliensbachien ; tc, Toarcien ; aa, Aalénien ; bj, Bajocien ; bt, Bathonien ; cl_1, Callovien inférieur ; Le, couches de Lespezi ; Za, couches de Zamonița ; Mo, couches de Moșnic ; Sr, couches de Sirinca ; Bi, couches de Bigăr.
1, marnes et marnocalcaires ; 2, argiles, siltites et grès ; 3, calcaires gréseux ; 4, grès calcaires ; 5, grès siliceux ; 6, conglomérats et microconglomérats ; 7, brèches et tufs ; 8, point fossilifère.

c'est la vallée de Zamonița, affluent de gauche de la vallée de Dragosela (fig. 2).

Couches de Lespezi

Le nom de ces couches provient de la cime de Lespezi, située à l'est de la localité de Bigăr (fig. 2). Ces cimes-là sont recouvertes d'un grès blanc, siliceux, à aspect massif, par la désagrégation duquel se forme un sable blanc avec le grain fin et uniforme comme dimension.

Les couches de Lespezi n'ont été mentionnées jusqu'à présent dans aucun ouvrage, puisqu'elles étaient englobées accidentellement soit aux dépôts subjacents (pliesbachiens), soit aux dépôts recouvrants (toarciens). Pour donner une définition plus exacte de ces couches nous présenterons plus loin une série de détails.

La limite inférieure des couches de Lespezi est bien ouverte et en même temps précisée paléontologiquement sur la vallee de Zamonița (fig. 3). En amont du confluent avec la vallée de Dragosela, le long de la rive

Institutul Geologic al României

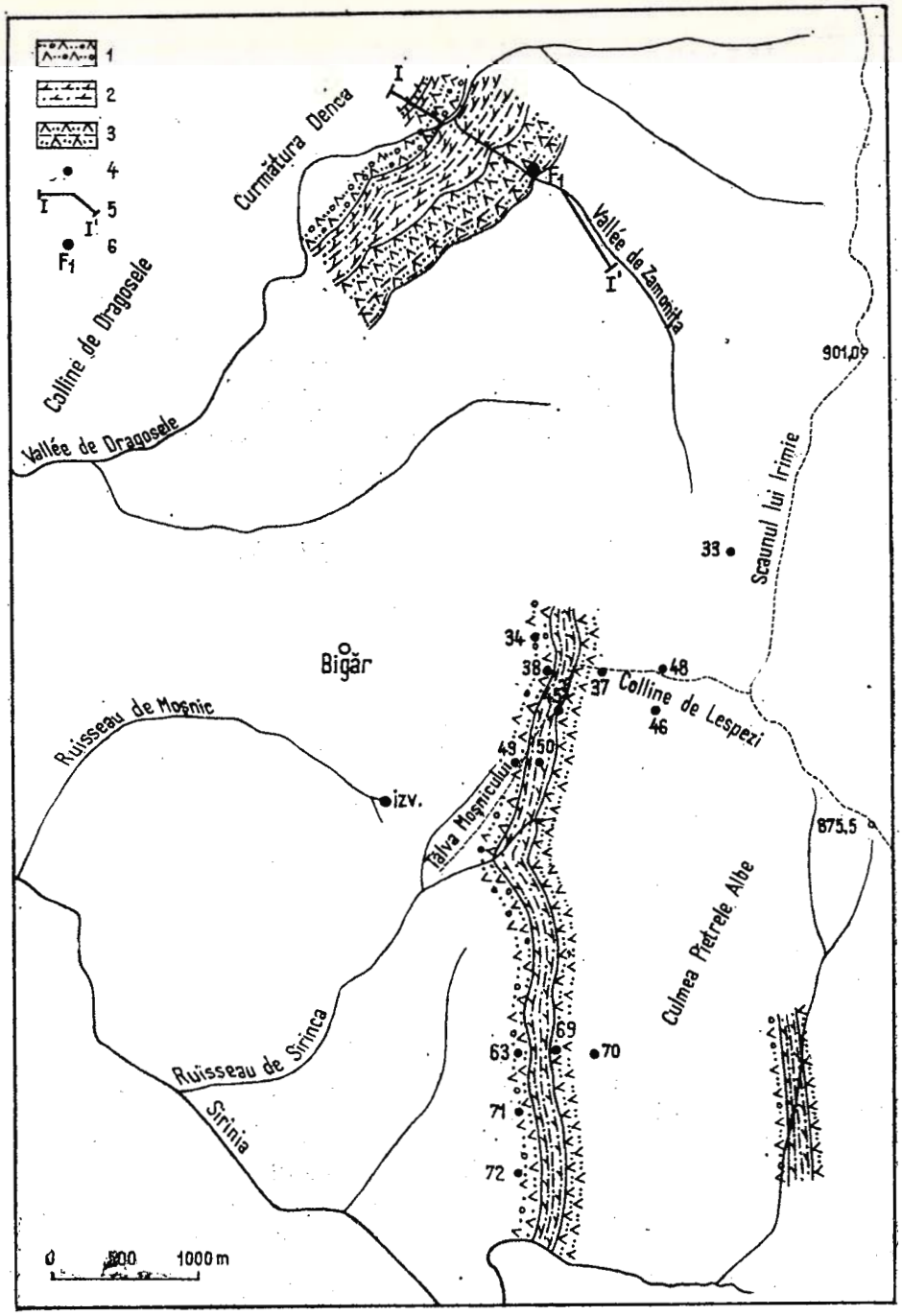


Fig. 2. — Esquisse à stratotypes des formations toarciennes-aaléniennes de la partie centrale de la zone de Sirinia.

1, couches de Moșnic-(Aalénien) ; 2, couches de Zamonița (Toarcien) ; 3, couches de Lespezi (Toarcien) ; 4, puits I.F.L.G.S. ; 5, position de la fig. 1 ; position de la fig. 3.

Institutul Geologic al României

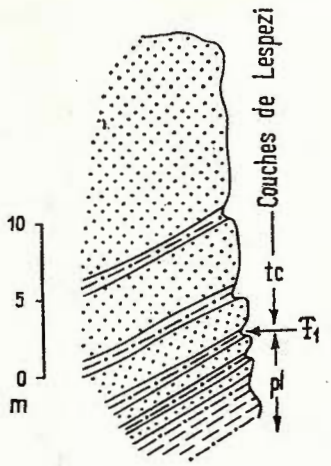


Fig. 3. — Détail à la limite inférieure des couches de Lespezi, dans la vallée de Zamonița.
tc, Toarcien ; pl, Pliensbachien ; F_1, *Dactylioceras semicelatum*.

droite de la vallée de Zamonița, on peut observer la manière comment les dépôts argileux noirs peu gréseux du Pliensbachien passent progressivement (sur les derniers 5 m), à l'aide d'une alternance d'argiles siltiques noires à grès blancs, aux grès siliceux blancs massifs. D'une intercalation décimétrique d'argiles siltiques noires, de la base de ces grès massifs, on a mentionné, outre d'autres espèces, l'espèce *Dactylioceras semicelatum*, caractéristique à la zone Tenuicostatum qui marque même la base du Toarcien (P o p a et al., 1976). Au-dessus du point fossilifère se développent les grès des couches de Lespezi formant un mur de 15—20 m de haut, n'ayant en base que deux intercalations d'argiles siltiques, noirâtres. Dans la continuation de la coupe vers l'ouest, la vallée descend à travers des murs de grès siliceux, massif, observable sur une distance de 450—500 m. Ensuite, le relief s'abaisse brusquement, et sur une distance de quelques mètres on peut observer comment le grès siliceux blanc perd son aspect massif et passe peu à peu à des bancs decimétriques à intercalations de grès calcaires noirs. A partir de ce point commence une autre pile de dépôts que nous avons dénommée couches de Zamonița. L'épaisseur des couches de Lespezi de sur cette coupe est d'environ 100 m (fig. 1).

Le grès de Lespezi a été rencontré dans tous les forages emplacés sur la cime de Lespezi ou à l'ouest de celle-ci (vers Bigăr), y présentant des épaisseurs de 30 m (puits 38, IFLGS) à 80 m (puits 50, IFLGS). L'épaisseur des couches de Lespezi a été appréciée en fonction du substrat prédominant argileux ou gréseux siltique, de couleur noire ainsi que de leur toit constitué de grès calcaires faiblement cimentés et de siltites schisteuses, également de couleur noire.

Les couches de Lespezi forment la crête des collines d'entre les vallées de Dragosela-Sirinca et la cime Scaunul lui Irimia-Pietrele Albe, se développent vers le sud au delà de la vallée de Sirinia. Il est certain que ces couches arrivent jusqu'à Munteana ; ici elles peuvent être équivalentes avec la partie inférieure des 10 m des dépôts toarciens (P o p a

Institutul Geologic al României

et al., 1976) appartenant cependant au faciès grézo-calcaire (S t i l l a et al., 1971).

La petite épaisseur des couches, à Munteana, se traduit par la condensation stratigraphique caractéristique à l'aire de sédimentation du voisinage du seuil de Cerna, tel qu'on a suggéré N ă s t ă s e a n u (1976).

La qualité de repère cartographique des couches de Lespezi est donnée par leur aspect lithologique constant (grès blanc siliceux) observable sur la plus grande superficie de la zone de Sirinia ; alors que celle de repère chronostratigraphique est conférée par la présence de l'espèce *Dactylioceras semicelatum*, située dans la base même de ces couches.

Couches de Zamonița

Concordant sur les couches de Lespezi de la vallée de Zamonița (fig. 1) se développe une série (150 m d'épaisseur) constituée principalement de grès calcaires noirs à intercalations de siltites marneuses ou argileuses noires, que nous avons dénommés couches de Zamonița. La limite inférieure de ces couches est suffisamment claire le long de la vallée de Zamonița, puisque sur un intervalle de 5—10 m a lieu le passage des grès blancs siliceux (type Lespezi) à des grès calcaires noirs (type Zamonița). Ensuite, en aval de Zamonița (sur une longueur de 425 m) se développent rien que des dépôts des couches de Zamonița, représentées par des grès calcaires, des siltites argileuses et des marnes schisteuses, noires et parfois par des marno-calcaires sablonneuses de même couleur, où abondent des bélemnites de grande taille. Les dépôts sont bien ouverts dans le lit de la vallée où, dues aux différences de dureté et de composition chimique des roches, l'érosion a mis en évidence une alternance métrique ou décimétrique — selon l'épaisseur des divers bancs interceptés — ayant des formes positives et négatives qui traversent la vallée suivant la direction des couches, donnant naissance à une série de microcascades. Avec cet aspect, les couches de Zamonița peuvent être poursuivies jusqu'à environ 100 m en aval du confluent avec la vallée de Dragosela, où s'affaissent sous les grès siliceux à épisodes microconglomératiques des couches de Moșnic. Le fait que les couches de Zamonița se trouvent entre deux complexes de grès, difficilement désagrégables, a contribué aussi à une meilleure délimitation morphologique de ces couches. Ainsi, toutes les selles — d'entre les deux rangées de mammelons proéminants, orientés nord-sud dans toute la zone de Sirinia à partir de la vallée de Dragosela jusqu'au Danube — sont formés des dépôts, moins consolidés et faiblement désagrégables, des couches de Zamonița.

Les couches de Zamonița ont été interceptées par touts les puits placés à l'ouest de la cime de Lespezi et tout comme les couches de Lespezi, elles présentent des épaisseurs plus petites que sur la vallée de Zamonița ; par exemple, de 85 m (puits 38, IFLGS) jusqu'à 110 m (puits 49, IFLGS). On constate donc un amincissement progressif de l'épaisseur des formations de l'ouest-nord-ouest vers l'est-sud-est, en partant de la partie centrale de la zone de Sirinia.

Institutul Geologic al României

Au sujet de la limite inférieure des couches de Zamonița, notons qu'elle n'est pas toujours facile à tracée. Il arrive (puits 50, IFLGS) que l'alternance entre les bancs de grès type Lespezi et ceux type Zamonița se continue sur 25—30 m et c'est pour cela que la limite doit être tracée en rapport au faciès pétrologique prédominant. La limite supérieure des couches de Zamonița est cependant, du point de vue régional, beaucoup plus bien marquée par le changement brusque du faciès des dépôts recouvrants.

Les couches de Zamonița forment une bande continue qui part de la vallée de Dragosela, passe à travers la vallée de Sirinca et se continue vers le sud, jusqu'à Munteana où, tout comme les couches de Lespezi qui constituent leur substrat imédiat, passent dans le faciès gréseux-calcaire richement fossilifère. D'ici de Munteana, de la partie supérieure des 10 m de dépôts toarciens — calcaires faiblement sablonneux gris, disposés en bancs métriques et décimétriques — on a recueilli et déterminé des espèces de *Pseudogrammoceras fallaciosum*, espèce qui indique la zone Insigne du Toarcien supérieur (P o p a et al., 1976). Vu cet argument paléontologique nous estimons que les couches de Zamonița achèvent la succession toarcienne qui a débuté par les couches de Lespezi.

Dû à leur aspect lithologique — fort voisin des dépôts pliensbachiens — les couches de Zamonița des coupes affleurentes (sur les vallées) ont été attribuées au complexe médian (Hettangien-Domérien), et là où elles ont été recouvertes (dans les selles) ont été incluses au complexe supérieur (Toarcien-Aalénien) (S t i l l a et al., 1971). Voila donc, l'importance de la séparation des couches de Zamonița et de la détermination de leur âge toarcien, dans le cadre du faciès central de la zone de Sirinia.

Couches de Moșnic

En continuité de sédimentation repose sur les couches de Zamonița une pile (200 m d'épaisseur) de grès siliceux, grossiers, à épisodes microconglomératiques, de couleur blanc-jaunâtre ou jaune-couleur de rouille quand la roche est altérée. Pour le fait que ces dépôts sont bien développés à la source de la vallée de Moșnic et dans la colline à même nom située au sud-est de Bigăr (fig. 2), nous les avons dénommés couches de Moșnic.

La limite inférieure des couches de Moșnic est bien marquée par le passage brusque des grès calcaires noirs, avec le grain fin, évidemment stratifiés (couches de Zamonița) aux grès grossiers massifs, jaunâtres, parfois à lentilles de microconglomérats où abondent des éléments de quartz blanc, bien roulé. En ce qui concerne la limite supérieure il est plus difficile à préciser puisque, dans la partie terminale des couches de Moșnic elle est représentée par des grès calcaires, faiblement spathiques, qui passent progressivement aux calcaires gréseux spathiques (couches de Sirinca) à faune bajocienne (fig. 1). Nous avons considéré qu'il est nécessaire de tracer la limite depuis l'apparition des calcaires gréseux qui est aussi un autre repère cartographique, bien qu'une partie des grès calcaires spathiques (partie terminale des couches de Moșnic) pourraient appartenir au Bajocien.

Institutul Geologic al României

Les couches de Moşnic sont si bien mises en relief en terrain et si caractéristiques pétrologiquement qu'elles ont été signalées comme entité lithologique par tous les chercheurs prédécesseurs (Răileanu, 1953; Răileanu, in Codarcea et al., 1961; Boldur et al., 1963—1964; Stilla et al., 1971—1972; Popa et al., 1976); mais n'ayant pas été séparées cartographiquement, elles ont été englobées dans le même complexe lithologique avec les couches de Lespezi et de Zamonița (complexe supérieur de l'Eojurassique de la zone de Sirinia), parfois elles ont été confondues même avec les couches de Lespezi. Maintenant on ne peut pas parler d'une confusion entre ces deux entités lithologiques, car on a prouvé qu'entre ces deux types de grès siliceux — couches de Lespezi et couches de Moşnic — il y a une série de grès calcaires noirs, appartenant aux couches de Zamonița.

Les forages de Bigăr, bien qu'ils aient été placés sur la partie basale des couches de Moşnic, ont indiqué des épaisseurs d'environ 80 m (puits 49, IFLGS) pour ces couches, donc fort proches de l'épaisseur maximum (100 m) estimé pour tout le complexe supérieur (Toarcien-Aalénien), par Stilla et al. (1971—1972).

Les couches de Moşnic avec leurs caractères stratonomiques bien conservés sur de grandes distances, peuvent être poursuivies dans toute la zone de Sirinia et même là où elles sont complètement recouvertes, la présence d'un sable grossier, jaune-couleur de rouille trahie leur existence sous la couverture quaternaire.

A Munteana, les couches de Moşnic ont comme correspondant lithologique et stratigraphique le paquet de grès siliceux (10 m d'épaisseur) qui selon l'opinion de Răileanu (in Codarcea et al.,1961) appartient à l'Aalénien, opinion confirmée par l'observation de la zone Insigne dans les calcaires gréseux sousjacents (Popa et al., 1976). Grâce à ces corrélations on peut conclure que la limite d'entre les couches de Zamonița et les couches de Moşnic coïncide avec la limite d'entre le Toarcien et l'Aalénien. C'est ainsi que les couches de Moşnic présentent un intérêt à part, surtout, quand il s'agit de tracer la limite cartographique entre les dépôts éojurassiques et mésojurassiques appartenant au faciès central de la zone de Sirinia.

III. Corrélations stratigraphiques possibles au cadre des dépôts toarciens-aaléniens du sillon interne du domaine danubien

La présence de certaines séquences lithologiques et des éléments paléontologiques communs aux zones de Sirinia et de Presacina nous ont offert la possibilité d'une tentative de corrélation des dépôts compris dans l'intervalle Toarcien-Aalénien (fig. 4).

Le point de départ dans cette corrélation est constitue par les couches de Moşnic, qui sont synchrones aux couches de Ciumîrna de la zone de Presacina. Ce synchronisme est démontré par la position stratigraphique occupée par les deux types de couches, tous les deux étant inférieurs aux dépôts bajociens (couches de Sirinca) et supérieurs aux dépôts toarciens.

Institutul Geologic al României

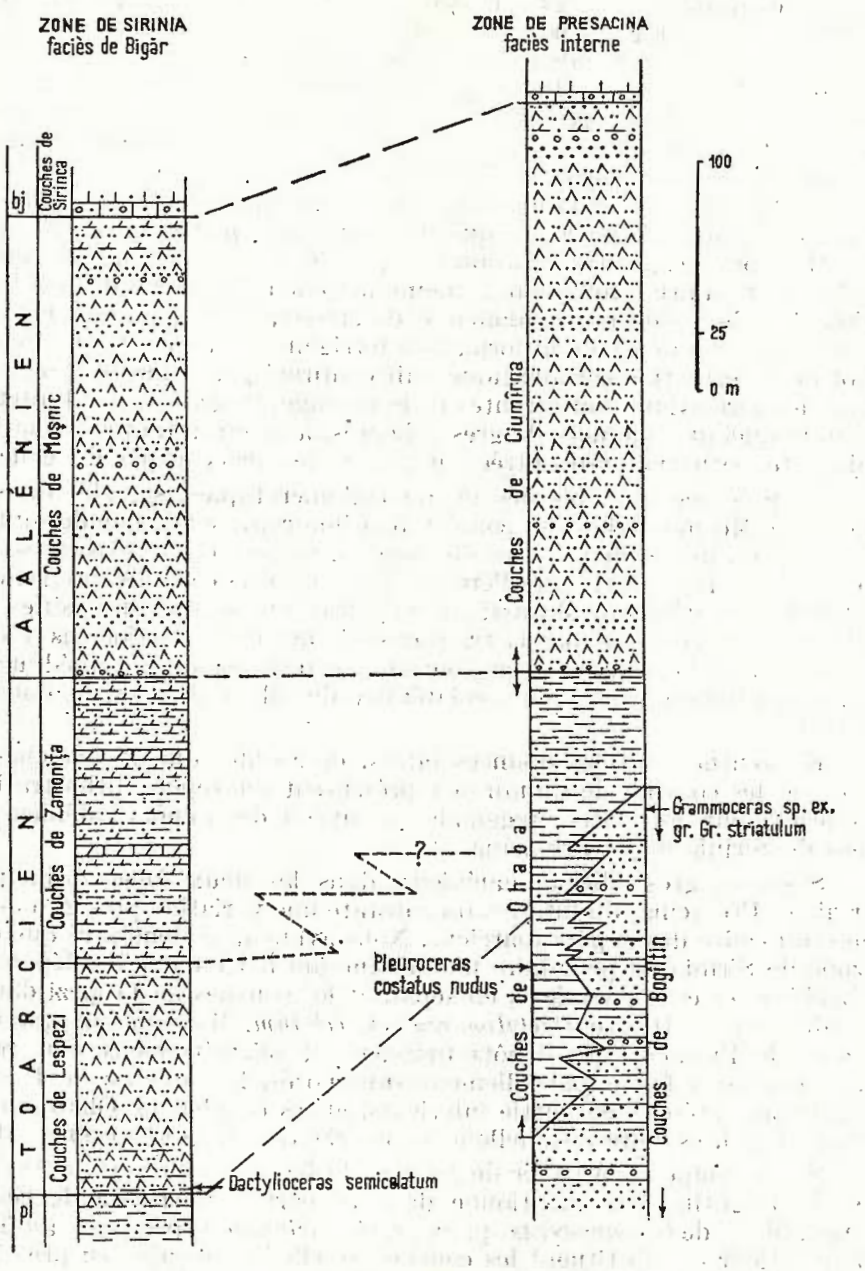


Fig. 4. — Corrélation des dépôts toarciens-aaléniens des zones de Sirinia et de Presacina. Zone de Sirinia, faciès de Bigăr. Zone de Presacina, faciès int

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne les couches de Moşnic nous avons présenté dans cette note les arguments pour lesquels nous les avons attribués à l'Aalénien, et pour les couches de Ciumîrna on a démontré avec une autre occasion (N ă s t ă s e a n u, 1976) qu'elles sont représentées par une pile (250 m d'épaisseur) de grès siliceux, massifs, parfois microconglomératiques, qui reposent sur les couches de Ohaba, respectivement les couches de Bogîltin où on a rencontré l'espèce *Grammoceras* sp. ex gr. *Gr. striatulum* (Toarcien supérieur) et suportent les calcaires gréseux à *Parkinsonia parckinsoni* (Bajocien) ce qui les conférent le même âge.

Mentionnons à cette occasion que tant les couches de Moşnic que les couches de Ciumîrna indiquent le même „moment" important dans l'évolution du sillon interne du domaine danubien ; il s'agit „moment" de l'achèvement du dépôt de la formation terrigène inférieure et le début du dépôt de la formation carbonatique, fait confirmé par la limite tranchante envers les formations sousjacentes et le passage progressif, par l'intermédiaire de quelques paquets de grès calcaires, à la formation carbonatique subjacente, situation rencontrée chez tous les deux types de couches.

La présence des épisodes microconglomératiques, signalés dans les couches de Moşnic et dans les couches de Ciumîrna, ne fait que de soutenir la corrélation de ces deux types de couches. Ces épisodes grossiers sont le produit de la réactivation de l'érosion à la suite de certains mouvements oscilatoires du début du Jurassique moyen et qui se sont intensifiés plus tard, en se concrétisant par la transgression des dépôts bajociens (N ă s t ă s e a n u et al., 1964), observable surtout dans les zones de sédimentation, peu profonde, des seuils colatéraux du sillon interne du domaine danubien.

En synthétisant les données citées, on résulte que les couches de Moşnic et les couches de Ciumîrna représentent un repère lithostratigraphique à valeur corrélative régionale au niveau des dépôts aaléniens des zones de Sirinia et de Presacina.

Sous les grès siliceux aaléniens, dans les deux fosses principales (Sirinia et Presacina) du interne, on constate une variation plus grande des faciès du cadre des dépôts toarciens. Nous avons déjà démontré que dans la zone de Sirinia on peut faire une distinction nette entre les dépôts pliensbachiens et ceux toarciens, en séparant les couches de Lespezi dans la base desquels se trouve *Dactylioceras semicelatum*. Mais on sait que dans la zone de Presacina les dépôts toarciens et pliensbachiens sont représentés par deux faciès partiellement superposés, les couches de Bogîltin prédominant gréseux en partie inférieurs, et les couches de Ohaba prédominant argileuses noires, partiellement supérieures (N ă s t ă s e a n u, 1976).

Sur la coupe de la vallée de Nievra, du bassin de Presacina, les couches de Bogîltin — on mentionne dans la partie supérieure de ceux-ci un exemplaire de *Grammoceras* sp. ex gr. *Gr. striatulum* spécifique au Toarcien supérieur — substituent les couches de Ohaba jusqu'à peu près 50 m en aval de leur limite avec les couches de Ciumîrna. En s'appuyant sur cette observation, on peut considérer que les couches de Zamonița sont certainement l'équivalent de la partie terminale des couches de Ohaba,

Institutul Geologic al României

ayant de grandes affinités lithologiques — tous les deux types de couches étant constitués d'argiles siltiques noires, des calcaires gréseux noirs, etc. — et en même temps synchrones avec la partie terminale des couches de Bogîltin qui comprend l'ammonite toarcien supérieur, mentionné plus haut. Les couches de Lespezi, étant inférieures aux couches de Zamonița, trouvent leur équivalent dans la partie des couches de Bogîltin et des couches de Ohaba (fig. 4) située au-dessus du point fossilifère à *Pleuroceras costatus nudus*, forme spécifique au Domérien.

BIBLIOGRAPHIE

Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor, C. Carpații Meridionali, *Asoc. Geol. Carp. — Balc.* București.

Năstăseanu S., Dincă Al., Stănoiu I., Stilla Al. (1964) Contribuții la cunoașterea stratigrafică a depozitelor paleozoice-mezozoice din regiunea Poleșnicu-Camenița (Banat). *D.S. Inst. Geol.* XLIX, 1962, București.

Năstăseanu S. (1976) Geologia munților Cernei, cu privire specială asupra substanțelor minerale utile. Universitatea din București. Fac. Geol. Geograf., București.

Popa Elena, Năstăseanu S., Antonescu Em. (1977) Date noi privind biostratigrafia Jurasicului inferior din zona Sirinia (Banat). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/4, 1976, București.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița — Fața Mare. *Acad. R.P.R. Bul. Șt.*, 3/4, București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 183—191.

4. STRATIGRAFIE

CALPIONELELE STRATELOR DE SINAIA DIN REGIUNEA SITUATĂ ÎNTRE VĂILE MOTRU ŞI COŞUŞTEA (CARPAŢII MERIDIONALI) [1]

DE

ION STĂNOIU [2]

Abstract

Calpionellids from the Sinaia Beds of the Region Located between the Motru and Coşuştea Valleys (East Carpathians). Within the Sinaia Beds from the north-easternmost part of the Mehedinţi Plateau there have been identified in thin sections numerous remains of calpionellids indicative of the *Calpionella* and *Calpionellopsis* Zones. The lithological establishment of horizons for the Sinaia Beds from this area was achieved too.

Munteanu Murgoci (1907, etc.), Streckeisen (1931), etc., înglobau la stratele de Sinaia şi depozitele Cretacicului superior din cadrul autohtonului danubian.

Codarcea (1940) arată că stratele de Sinaia, cu strate de Azuga în bază, la care adaugă şi stratele de Comarnic, aparţin unei unităţi tectonice aparte (pînza de Severin) care stă peste formaţiunile autohtonului danubian (pînă la Cretacicul superior inclusiv) şi suportă pînza getică. Stratele de Azuga, în cadrul cărora admitea prezenţa ofiolitelor, erau atribuite Jurasicului superior, pe cînd stratele de Sinaia erau considerate ca aparţinînd intervalului cronostratigrafic Valanginian-Hauterivian. Autorul a semnalat prezenţa calpionelelor în stratele de Sinaia şi Azuga.

Codarcea et al. (1961) anunţă că au determinat din stratele de Sinaia, ce afloreză în regiunea Porţile de Fier-Vîrciorova, exemplare de *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinopsella carpathica* şi *Favelloides* aff. *balcarica*, pe baza cărora admit o vîrstă berriasian-hauteriviană. Se

[1] Predată la 26 mai 1977, acceptată pentru publicare la 27 mai 1977, comunicată în şedinţa din 3 iunie 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

arată că „în consecinţă, stratele de Azuga, care stau imediat sub stratele de Sinaia, aparţin probabil Tithonianului".

În regiunea situată între valea Motru şi valea Coşuştea, stratele de Sinaia apar în două situaţii distincte : la nord de aliniamentul tectonic Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin, ca olistolite în depozitele de wild-flysch ale Cretacicului superior, şi la sud de aliniamentul tectonic amintit, sub forma unei fîşii orientate NE-SW, peste depozitele Cretacicului superior şi sub şisturile cristaline din peticul Porţile de Fier. Această fîşie, apare fără întrerupere, între valea Motru şi Dunăre.

Calpionelele anunţate prin prezenta lucrare au fost determinate în secţiunile subţiri executate pe eşantioane recoltate din stratele de Sinaia şi Azuga care constituie fîşia situată la sud de aliniamentul tectonic Baia de Aramă-Vîrciorova-Dzevrin, între văile Motru şi Coşuştea.

În această fîşie aflorează o formaţiune de fliş, alcătuită, în mod cu totul predominant, dintr-o succesiune ritmică reprezentată prin gresii, siltite, marne, argile, marnocalcare şi brecii cu elemente de şisturi cristaline (şisturi clorito-sericitoase, cuarţite, micaşisturi, paragnaise, etc.). Această succesiune, foarte cutată, aminteşte de complexul median al stratelor de Sinaia din Carpaţii Orientali. Ea are o grosime care, pe valea Coşuştea, poate fi apreciată la cca 700—1000 m (fig.).

Pe valea Coşuştea şi valea Lăpuşnic (afluent pe stînga al văii Coşuştea), în baza acestui complex se individualizează, pe o grosime de cca 200 m (fig.), un pachet, de asemenea foarte cutat, în care predomină marnocalcarele cenuşii-albicioase, cu silicolite. Marnocalcarelor li se asociază gresii, siltite, argile şi marne. Acest pachet se distinge foarte uşor de precedentul prin abundenţa marnocalcarelor cu rare silicolite şi prin absenţa breciilor şi gresiilor grosiere. Am denumit acest pachet „marnocalcarele de Lăpuşnic". Denumirea a fost sugerată de valea Lăpuşnic. Marnocalcarele de Lăpuşnic au dezvoltare tipică pe valea Coşuştea, imediat în aval de confluenţa cu valea Lăpuşnic.

Tot pe valea Coşuştea, de la pachetul în care predomină marnocalcarele, se trece progresiv, spre partea inferioară, la o succesiune reprezentată prin argile şi marne cenuşii, verzui sau roşcate, satinate, cu intercalaţii de marnocalcare, adesea recristalizate, gresii calcaroase, calcare peletale grezoase grosiere (adesea cu remanieri de şisturi cristaline), etc. (fig.). Între rocile amintite apar corpuri interstratificate de bazalte şi spilite. Acest pachet, care aflorează pe o grosime de cca 40—50 m, a fost atribuit de Codarcea (1940) stratelor de Azuga.

În matricea calcaroasă peletală a gresiilor şi calcarelor grezoase asociate stratelor de Azuga, pe lîngă resturile de calcisphaerulide, alge, foraminifere, radiolari, spiculi de spongieri, briozoare, echinoderme (radiole şi plăci de echinoide, piese de *Sacoccoma* etc.) au fost observate şi numeroase resturi de *Calpionella alpina* Lorenz, *Crassicollaria parvula* Remane, *C.* gr. *parvula-massutiniana*, *Tintinopsella carpathica* (Murgeanu şi Filipescu), *T. remanei* (Borza), etc.

Din datele cunoscute în regiunile clasice unde s-au stabilit scări cronostratigrafice pe bază de calpionele, asociaţia menţionată s-ar plasa în

Institutul Geologic al României

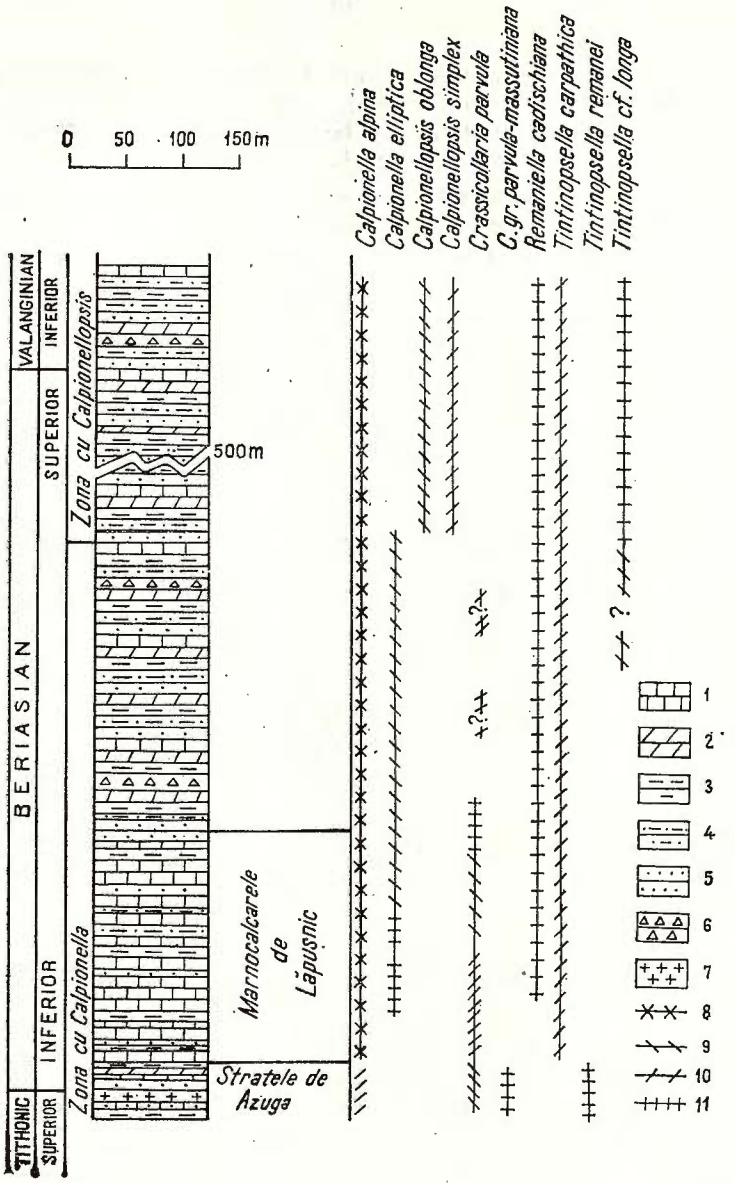


Fig. — Răspîndirea calpionelelor în stratele de Sinaia din regiunea cuprinsă între văile Motru și Coșuștea.

1, marnocalcare ; 2, marne ; 3, argile ; 4, siltite ; 5, gresii ; 6, brecii ; 7, bazalte și spilite ; 8, foarte frecvent ; 9, frecvent; 10, rar ; 11, foarte rar.

Distribution des calpionelles dans les couches de Sinaia de la région entre les vallée de Motru et de Coșuștea.

1, marno-calcaires ; 2, marnes ; 3, argiles ; 4, siltites ; 5, grès ; 6, brèches ; 7, basaltes et spilites ; 8, très fréquent ; 9, fréquent ; 10, rare ; 11, très rare.

Institutul Geologic al României

baza zonei cu *Calpionella*, ceea ce ar corespunde intervalului Tithonic superior terminal-Berriasian inferior. În sprijinul acestei afirmaţii vine şi faptul că asociaţia de calpionele din baza complexului imediat superior, indică partea inferioară a zonei cu *Calpionella*.

N-ar fi exclus ca baza stratelor de Azuga, de pe valea Coşuştea, să impieteze şi asupra zonei cu *Crassicollaria*.

În cadrul pachetului constituit predominant din marnocalcare, ce urmează peste stratele de Azuga de pe valea Coşuştea şi valea Lăpuşnic, pe lîngă resturile de calcisphaerulide, radiolari, spiculi de spongieri, foraminifere şi echinoderme (plăci de echinoide, piese de *Sacoccoma)* a fost identificată o asociaţie de calpionele cu *C. alpina* Lorenz (foarte frecvente), *C. elliptica* Cadisch (rare, în bază foarte rare sau absente), *Crassicollaria parvula* Remane (frecvente în bază), *Tintinopsella carpathica* (Murgeanu şi Filipescu) (frecvente), *Tintinopsella* sp., *Remaniella* cf. *cadischiana* (Colom), *Remaniella* sp. (foarte rare), etc.

Prezenţa formelor de *C. alpina* (foarte frecvente), *C. parvula* (frecvente în bază şi din ce în ce mai rare spre partea superioră) şi *C. elliptica* (rare, mai ales la partea superioară), precum şi absenţa exemplarelor de *C. brevis*, *C. intermedia* şi *C. massutiniana*, demonstrează că succesiunea stratigrafică respectivă se situează în partea inferioară a zonei cu *Calpionella* sensu Alleman et al. (1971) care corespunde zonelor cu *C. alpina* şi *C. eliptica* (Catalano et Liguri, 1971, etc.) sau zonelor B şi C (Remane, 1967). Aceste zone sînt considerate a reprezenta Tithonicul terminal şi Berriasianul inferior. Datorită faptului că în partea inferioară şi mediană a pachetului de roci care urmează în succesiunea stratigrafică peste nivelul cu marnocalcare, mai apar destul de multe exemplare tipice de *C. elliptica*, trebuie admis că în cadrul orizontului cu marnocalcare nu este cuprinsă şi partea superioară a zonei cu *Calpionella*. Deci orizontul cu marnocalcare corespunde probabil unei părţi a Berriasianului inferior.

În partea inferioară şi mediană a succesiunii stratigrafice care urmează peste marnocalcarele de Lăpuşnic, în afară de resturile de radiolari, foraminifere, spiculi de spongieri, etc., s-a întîlnit o asociaţie de calpionele cu *C. alpina* Lorenz (foarte frecvente), *C. elliptica* Cadisch (rare), *R. cadischiana* (Colom) (foarte rare), *T. carpathica* (Murgeanu şi Filipescu) (frecvente), *T.* cf. *longa* (Colom) (rare), etc. Prezenţa exemplarelor de *C. elliptica* cît şi absenţa formelor de *Calpionellopsis* indică de asemenea zona cu *Calpionella*. Ţinînd seama de cele arătate pînă aici, trebuie să admitem că succesiunea stratigrafică din care s-a recoltat această asociaţie corespunde părţii superioare a zonei cu *Calpionella*, corespunzînd unei părţi a Berriasianului inferior-superior.

Asociaţia de calpionele întîlnită în cadrul părţii superioare a succesiunii stratigrafice care urmează peste marnocalcarele de Lăpuşnic, este reprezentată prin *C. alpina* Lorenz (foarte frecvente), *T. carpathica* (Murgeanu şi Filipescu) (frecvente), *T.* cf. *longa* (Colom) (foarte rare), *Calpionellopsis* simplex (Colom) (frecvente), *C. oblonga* (Cadisch) (rare), *Remaniella cadischiana* (Colom) (foarte rare),

Institutul Geologic al României

Remaniella sp. (foarte rare), etc. Absența exemplarelor de *C. elliptica* și prezența celor de *C. simplex* și *C. oblonga* demonstrează că asociația respectivă se situează în cadrul zonei cu *Calpionellopsis* sensu Alleman et al. (1971), etc., care este echivalentă cu zona D (Remane, 1967), sau cu zona cu *C. simplex* și *C. oblonga* (Catalano et Liguri, 1971). Această zonă este considerată a corespunde Berriasianului superior și părții bazale a Valanginianului.

Trebuie menționat că pe ultimii 150—200 m grosime stratigrafică, în cadrul stratelor de Sinaia de pe valea Coșuștea nu am întîlnit exemplare de calpionele.

Trebuie menționat că în două puncte, în cadrul părții inferioare și mediane a complexului ce urmează peste marnocalcarele de Lăpușnic, am întîlnit exemplare de *C. parvula* Remane. Acestea ar putea fi explicate și prin remanieri intraformaționale sau repetări tectonice.

Referitor la stratele de Sinaia din Carpații Meridionali argumentele paleontologice existente pînă în prezent indică prezența intervalului cronostratigrafic Tithonic superior terminal-Valanginian bazal (zona cu *Calpionella* și zona cu *Calpionellopsis*).

BIBLIOGRAFIE

Alleman F., Catalano R., Fares F., Remane J. (1971) Standard calpionelid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediteranean Province. *Proced. II. Plankt. conf. Roma* (1970), II, Roma.

Avram E. (1976) La succession des dépôts tithonique supérieurs et crétacés inférieures de la region de Svinița (Banat). *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/4, București.

Borza K. (1969) Die Microfazies und Microfossilen des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Verl. Slovak Akad. Wiess.*, Bratislava.

Catalano R., Liguri U. (1971) Facies a Calpionelle della Sicilia occidentale. *Proced. II Plankt. Conf. Roma* (1970), I, Roma.

Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Géol. Roum.*, XX, București.

Codarcea Al., Năstăseanu S., Mercus D. (1961) Considerații asupra vîrstei stratelor de Sinaia din regiunea Porțile de Fier-Vîrciorova. *Comunic. Acad. R.P.R.*, XI/11, București.

Colom G. (1948) Fosil Tintinids; Loricated infusoria of the order of the Oligotricha. *J. Paleont.*, 22, Tulsa.

— (1950) Los Tintinnidos fosiles. Infusorio del order de los Oligotricos. *Est. Geol.*, 6/11, Madrid.

— (1956) Litofacies y micropaleontologia de las formaciones jurasico-neocomiensses de la Siera Ricota (Murcia). *Bol. Geol. Min. Esp.*, 67, Madrid.

— (1965) Essai sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des Tintinnoidiens fossile. *Eclogae geol. Helv.*, 58, Bale.

Le Hegarat G., Remane J. (1968) Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenale. Corelation des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios*, 1, Lyon.

Institutul Geologic al României

Murgoci G. M. (1907) Terţiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I/1, Bucureşti.

Pop Gr. (1974) Les zones de Calpionellides tithonique-valanginiennes du sillon de Reşiţa (Carpates Méridionales). *Revue Roum. Géol., Géoph. Géogr., Géologie*, 18, Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.

Remane J. (1964) Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. *Palaeontographica*, A, 123, 1—3, Stuttgart.

— (1974) Cours de III-e cycle en sciences de la Terre. Paléontologie, Université de Genéve, part. II. Les Calpionelles, Université de Geneve.

Streckeisen A. (1931) Cercetări geologice în podişul Mehedinţi. *An. Biur. Geol.*, I/3, Bucureşti.

Ştefănescu M., Ştefănescu Maria (1970) Calpionellele din stratele de Sinaia de pe valea Izvorului (sud de oraşul Sinaia). *D.S. Inst. Geol.*, LVI/4, Bucureşti.

ÎNTREBĂRI

I. Marinescu: Pentru că v-aţi referit şi la profilul de pe valea Dunării, aţi putea să ne spuneţi care este situaţia în această zonă, întrucît stratele de Sinaia sînt bine deschise în versantul stîng, de-a lungul căii ferate situate sub cristalinul getic, care este deschis pe marginea şoselei naţionale?

Răspuns: Fauna stratelor de Sinaia de pe valea Dunării, care au în bază o intercalaţie lenticulară de strate de Azuga, este foarte slab conservată, reprezentînd în cea mai mare parte Berriasianul (zona cu *Calpionella*). La partea terminală, statele de Sinaia de aici conţin exemplare de *Calpionellopsis simplex*, ceea ce indică cel mult Valanginianul inferior (zona cu *Calpionellopsis*).

DISCUŢII

C. Drăghici: Lucrarea prezintă date asupra zonei de la Motru la Coşuştea, pe marginea de nord a peticului Porţilor de Fier. Între Motru şi Coşuştea mai există zona stratelor de Sinaia de pe marginile peticului de Bahna-Cloşani care nu intră în discuţie. Lucrarea aduce date interesante sub aspect litologic şi precizări asupra vîrstei formaţiunilor. Stratele de Azuga citate în baza succesiunii cu un caracter pur litologic, ele reprezentînd un facies mai de adîncime cu influenţele îndepărtate ale unor erupţii submarine. Datele prezentate au valoare intrinsecă pentru profilul Coşuştea şi nu pot fi extinse pînă în valea Motrului decît în măsura în care autorul are o hartă proprie, întrucît harta 1 : 200 000 s-ar putea să prezinte unele inexactităţi pe zona dintre Motru şi sud Baia de Aramă, imediat la sud de depozitele tortoniene de pe grabănul Baia de Aramă-Bahna.

Răspuns: Succesiunea geologică din coloana stratigrafică prezentată este cea a profilului, considerat cel mai complet, de pe valea Coşuştea. Aceasta este valabilă pentru situaţia existentă la sud de aliniamentul tectonic Baia de Aramă. Părerile referitoare la situaţia de la nord de aliniamentul tectonic Baia de Aramă mi le-am exprimat în această lucrare, precum şi cu ocazia redactării hărţii geologice a R.S.R., sc. 1 : 50.000, foaia Tismana.

M. Săndulescu: Este important de amintit, în legătură cu comunicarea prezentată, că întrebuinţarea denumirii de strate de Azuga în Carpaţii Meridionali comportă unele

Institutul Geologic al României

discuții. În aria de dezvoltare a stratelor de Sinaia din Carpații Orientali a fost arătat, de multă vreme și în mai multe lucrări, că „stratele de Azuga" nu reprezintă patul stratelor de Sinaia, ci sînt episoade ce se dezvoltă la mai multe nivele în cadrul acestora. Stratele de Azuga din Carpații Meridionali se dezvoltă, conform lucrărilor prezentate de cercetătorii care au abordat studiul regiunii Cerna-Mehedinți, în patul stratelor de Sinaia. Din acest motiv, pentru a nu continua să se creeze confuzii, este necesar, după părerea noastră, să se separe „stratele de Azuga" din Carpații Meridionali cu o altă denumire, geografică sau litologică.

Răspuns: Noi nu considerăm că stratele de Azuga de pe valea Coșuștea reprezintă patul stratelor de Sinaia. Stratelor de Sinaia din regiune le lipsesc anumiți termeni atît la partea inferioară, cît și la cea superioară.

LES CALPIONELLES DES COUCHES DE SINAÏA DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE LES VALLÉES DE MOTRU ET DE COȘUȘTEA (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Dans les couches de Sinaïa de la vallée de Coșuștea, où la succession stratigraphique est la plus complète, on a séparé trois entités lithostratigraphiques.

Sur une épaisseur d'environ 50 m, apparaît dans la base de cette succession un paquet de roches représenté par des argiles et des marnes schisteuses, satinées, grises, noirâtres, rougeâtres ou verdâtres. Celles-ci présentent des intercalations de grès calcaires, des calcaires gréseux grossiers, des marno-calcaires recristallisés, des siltites etc. Apparaissent également des corps concordants de basaltes. De cette entité lithostratigraphique, connue sous le nom de couches d'Azuga, on a déterminé, en coupes minces, des restes d'algues, des calcisphaerulidés, des radiolaires, des foraminifères, des spicules de spongiaires, des échinodermes (radioles et plaques d'échinoïdes, pièces de *Sacoccoma*), des briozoaires etc. A ces restes organiques s'ajoute une association de calpionelles : *Calpionella alpina* Lorenz, *Crassicollaria parvulla* Remane, *C.*gr. *parvula-massutiniana*, *Tintinopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *T. remanei* Borza etc., association qui indique la zone à *Calpionella* (probablement le Tithonique supérieur terminal — Berriasien basal).

Sur les couches d'Azuga, suit une entité lithostratigraphique, à une épaisseur stratigraphique d'environ 200 m, constituée surtout des marno-calcaires à silicolites. Aux marno-calcaires s'associent des grès, des siltites, des argiles et des marnes. Cette entité lithostratigraphique, dénommée par nous les marno-calcaires de Lăpușnic, contient, outre des calcisphaerulidés, des radiolaires, des foraminifères, des spicules de spongiaires, de rares pièces de *Sacoccoma* sp. etc. et des calpionelles : *C. alpina* Lorenz (très fréquentes), *C. elliptica* (Cadisch) (rares, en base très rares), *C. parvula* Remane (fréquentes, de plus en plus rares vers la partie supérieure), *T. carpathica* (Murgeanu et Filipescu) (fréquentes), *Remaniella* cf. *cadischiana* (Colom) (très rares), *Remaniella* sp. etc. Cette association de calpionelles indique la zone à *Calpionella* (probablement une partie du Berriasien inférieur).

Sur les marno-calcaires de Lăpușnic repose une succession à une épaisseur stratigraphique d'environ 700—1000 m, représentée prédominante par argiles, marnes et grès, auxquelles

Institutul Geologic al României

s'ajoutent des marno-calcaires, des brèches etc. Souvent, les calpionelles sont associées aux calcisphaerulides, aux radiolaires, aux foraminifères, aux spicules de spongiaires etc.

On a déterminé de la partie inférieure et médiane de la succession stratigraphique qui repose sur les marno-calcaires de Lăpuşnic : *C. alpina* Lorenz (très fréquentes), *C. elliptica* (Cadisch) (rares,) *R. cadischiana* (Colom) (très rares), *T. carpathica* (Murgeanu et Filipescu) (fréquentes), *T.* cf. *longa* (Colom) (rares) etc. Cette association indique la zone à *Calpionella*, correspondante probablement à une partie du Berriasien inférieur-supérieur.

Dans la partie supérieure de la succession stratigraphique qui repose sur les marno-calcaires de Lăpuşnic on a identifié une association de calpionelles à *C. alpina* Lorenz (fort fréquentes), *T. carpathica* (Murgeanu et Filipescu) (fréquentes), *T.* cf. *longa* (Colom) (fort fréquentes), *C. oblonga* (Cadisch) (rares), *Remaniella* sp. (fort rares) etc. Cette association indique la zone à *Calpionellopsis*, et est considérée correspondant au Berriassien supérieur et à la partie basale du Valanginien.

EXPLICAŢIA PLANŞELOR

Planşa I

Asociaţia stratelor de Azuga : fig. 1, 3, 5, *Tintinnopsella carpathica*; fig. 2, *Tintinnopsella remanei*; fig. 4,7, *Calpionella alpina;* fig. 6, *Crassicollaria* gr. *parvula-massutiniana.* Asociaţia părţii inferioare a marnocalcarelor de Lăpuşnic : fig. 8—11, *Calpionella alpina*; fig. 12, *Tintinnopsella carpathica.*

Association des couches d'Azuga : fig. 1, 3, 5, *Tintinnopsella carpathica;* fig. 2, *Tintinnopsella remanei;* fig. 4, 7, *Calpionella alpina*; fig. 6, *Crassicollaria* gr. *parvula-massutiniana.* Association de la partie inférieure des marno-calcaires de Lăpuşnic : fig. 8—11, *Calpionella alpina*; fig. 12, *Tintinnopsella carpathica.*

× 600

Planşa II

Asociaţia părţii inferioare a marnocalcarelor de Lăpuşnic: fig. 1, *Tintinnopsella carpathica*; fig. 2—3, *Calpionella alpina;* fig. 4, *Remaniella* sp.,; fig. 5, 6, 8, *Crassicollaria parvula;* fig. 7, 9, *Calpionella elliptica.* Asociaţia părţii superioare a marnocalcarelor de Lăpuşnic : fig. 10, *Tintinnopsella carpathica;* fig. 11, 12, *Calpionella alpina.*

Association de la partie inférieure des marno-calcaires de Lăpuşnic : fig. 1, *Tintinnopsella carpathica*; fig. 2—3, *Calpionella alpina;* fig. 4, *Remaniella* sp.; fig. 5, 6, 8, *Crassicollaria parvula;* fig. 7, 9, *Calpionella elliptica.* Association de la partie supérieure des marno-calcaires de Lăpuşnic : fig. 10, *Tintinnopsella carpathica*; fig. 11, 12, *Calpionella alpina.*

× 600

Planşa III

Asociaţia părţii superioare a marnocalcarelor de Lăpuşnic : fig. 1, *Calpionella elliptica;* fig. 2, *Calpionella alpina.* Asociaţia părţii inferioare a complexului ce se dispune peste marnocalcarele de Lăpuşnic : fig. 3—7, *Calpionella alpina*; fig. 8, *Calpionella elliptica*; fig. 9, 10, *Tintinnop-*

Institutul Geologic al României

sella cf. *longa*. Asociația părții mediane a complexului ce se dispune peste marnocalcarele de Lăpușnic : fig. 11—13, *Calpionella alpina*.

Association de la partie supérieure des marno-calcaires de Lăpușnic : fig. 1, *Calpionella elliptica;* fig. 2, *Calpionella alpina*. Association de la partie inférieure du complexe disposé sur les marno-calcaires de Lăpușnic ; fig. 3—7, *Calpionella alpina* ; fig. 8, *Calpionella elliptica;* fig. 9, 10, *Tintinnopsella* cf. *longa*. Association de la partie médiane du complexe disposé sur les marno-calcaires de Lăpușnic : fig. 11—13, *Calpionella alpina*.

× 600

Planșa IV

Asociația părții mediane a complexului ce se dispune peste marnocalcarele de Lăpușnic : fig. 1—3, *Tintinnopsella carpathica;* fig. 5, *Remaniella cadischiana;* fig. 4, 6, *Calpionella elliptica*. Asociația părții superioare a complexului ce se dispune peste marnocalcarele de Lăpușnic ; fig. 7, 9, *Calpionellopsis simplex;* fig. 10, *Calpionella alpina;* fig. 8—11, *Calpionellopsis oblonga*. Asociația părții superioare a complexului ce se dispune peste marnocalcarele de Lăpușnic ; fig. 7, 9, *Calpionellopsis simplex;* fig. 10, *Calpionella alpina* ; fig. 8--11, *Calpionellopsis oblonga*. 11 × 300.

Association de la partie médiane du complexe disposé sur les marno-calcaires de Lăpușnic : fig. 1—3, *Tintinnopsella carpathica;* fig. 5, *Remaniella cadischiana;* fig. 4, 6, *Calpionella elliptica*.

Association de la partie supérieure du complexe disposé sur les marno-calcaires de Lăpușnic ; fig. 7, 9, *Calpionellopsis simplex;* fig. 10, *Calpionella alpina;* fig. 8—11, *Calpionellopsis oblonga*.

× 600

Planșa V

Asociația părții superioare a complexului ce se dispune peste marnocalcarele de Lăpușnic : fig. 1—5, 7, *Calpionella alpina;* fig. 6, *Tintinnopsella carpathica*. Asociația stratelor de Sinaia din malul drept al văii Motru : fig. 8, *Calpionella alpina;* fig. 9, *Remaniella cadischiana;* fig. 10, *Crassicolaria parvula*.

Association de la partie supérieure du complexe disposé sur les marno-calcaires de Lăpușnic : fig. 1—5, 7, *Calpionella alpina;* fig. 6, *Tintinnopsella carpathica*. Association des couches de Sinaia le long de la rive droite de la vallée de Motru : fig. 8, *Calpionella alpina;* fig. 9, *Remaniella cadischiana;* fig. 10, *Crassicolaria parvula*.

× 600

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 193—198.

4. STRATIGRAFIE

NOTĂ ASUPRA VÎRSTEI CALCARELOR ASOCIATE STRATELOR CU JASPURI DIN REGIUNEA VALEA TĂTARCA-BREAZA (SINCLINALUL RARĂU—CARPAŢII ORIENTALI)[1]

DE

CAMELIA TOMESCU[2], M. SĂNDULESCU[2]

Abstract

Note Concerning the Age of the Limestones Associated with the Jasper Beds from the Tătarca-Breaza Region (Rarău Syncline-East Carpathians). The Pelsonian-Lower Illyrian age of the limestones, interbedded in the Jasper Beds situated in the top of the Anisian dolomites of the Rarău syncline inner limb, is demonstrated.

În stratele cu jaspuri în acoperişul dolomitelor de pe flancul vestic (intern) al sinclinalului marginal Rarău — stratele cu jaspuri supradolomitice — au fost semnalate (Săndulescu, 1973), în mai multe puncte, intercalaţii de calcare, atribuite atunci Ladinianului. Studiul microfacial de detaliu al acestora ne permite să aducem precizări asupra vîrstei lor. Principalele profile pe care am putut analiza intercalaţiile de calcare sînt: drumul ce uneşte dealul Tîmpa cu vîrful Păltiniş, izvorul afluentului stînga al pîrîului Răchitiş la sud-vest de vîrful Glodu (fig. 1). şi ver santul stînga al pîrîului Mostici, spre izvoarele acestuia

Pe profilul deschis de drumul spre vîrful Păltiniş (fig. 2) succesiunea formaţiunilor sedimentare de pe flancul vestic al sinclinalului începe cu cuarţite eotriasice. Peste acestea se aşază calcarele cenuşii în plăci ale stratelor de Azodu Mare, care suportă dolomitele masive anisiene. În acoperişul dolomitelor se dezvoltă stratele cu jaspuri alcătuite din silicolite şi silicolite siltice, în cea mai mare parte roşii şi roşii-vişinii, cu intercalaţii

[1] Predată la 30 mai 1977, acceptată pentru publicare la 31 mai 1977, comunicată în şedinţa din 10 iunie 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

cenușii închise, negricioase și verzui. În acestea se intercalează la două nivele calcare.

Nivelul inferior de calcare este constituit din micrite cenușii dure, diaclazate, stratificate în bancuri metrice. În secțiuni subțiri ele s-au dovedit a fi sărace în organisme, singurele resturi fosile ce au putut fi determinate pînă acum fiind reprezentate de ostracode.

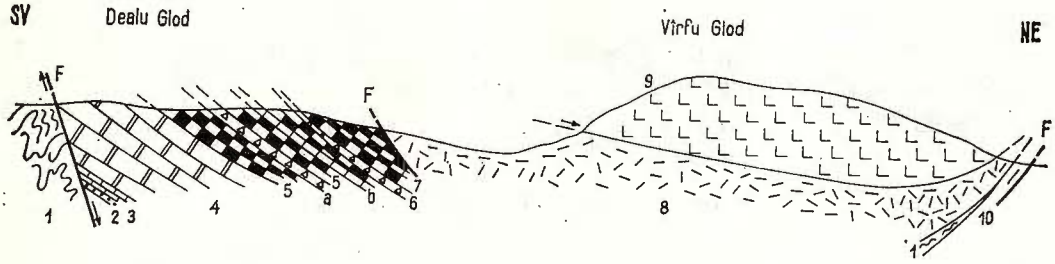


Fig. 1. — Secțiune geologică din dealul Glodu.

1, șisturi cristaline; 2, gresii cuarțitice seisiene; 3, orizontul de Azodu Mare (Campillian); 4, dolomite anisiene; 5, jaspuri supradolomitice: a, brecii bazice; b, calcare albe; 6, brecia de Tătarca; 7, jaspuri suprabrecioase; 8, formațiunea de Wildflysch; 9, serpentine (pînza de Perșani); 10, strate de Sinaia.

Coupe géologique de la colline de Glodu.

1, schistes cristallins; 2, grès quartzitiques séissiens; 3, horizon de Azodu Mare (Campillien); 4, dolomies anissiennes; 5, jaspes supradolomitiques; a, brèches baziques; b, calcaires blancs; 6, brèche de Tătarca; 7, jaspes suprabrécheux; 8, formation de Wildflysch; 9, serpentins (nappe de Perșani); 10, couches de Sinaïa.

Nivelul superior alcătuit din calcare masive, albe-gălbui diaclazate este de tipul biopelsparitic. Din acest nivel s-a determinat o asociație de alge dasicladacee și de foraminifere :

Physoporella cf. *minutula* (Gümb.) Pia
Physoporella pauciforata (Gümb.) Steinmm. var. *undulata* Pia
Physoporella pauciforata (Gümb.) Steinmm. var. *pauciforata* Bystr.
Physoporella pauciforata (Gümb.) Steinmm. var. *sulcata* Bystr.
Physoporella dissita (Gümb.) Pia
Teutloporella sp.
Meandrospira dinarica Kochansky-Devide et Pantic
Endothyranella sp.
Ammobaculites radstadtensis Kristann-Tollmann
Endothyranella wirzi (Kohen-Zaninetti).

Ea fost întîlnită în majoritatea regiunilor cu formațiuni carbonatice ale domeniului alpin, ca de exemplu în Slovacia (Bystricky, 1964),

Institutul Geologic al României

în Dinarizi (P a n t i c, 1970; H e r a k, 1965, 1967; O t t, 1972) şi în Munţii Apuseni (B l e a h u, T o m e s c u, P a n i n, 1972; P o p a, D r a g a s t a n, 1973) în acelaşi interval stratigrafic şi anume în Pelsonian şi Illyrian inferior. În consecinţă, cel puţin nivelul superior de calcare, dar foarte probabil şi cel inferior, trebuie considerate ca avînd vîrsta Anisian mediu şi/sau Anisian superior (partea inferioară).

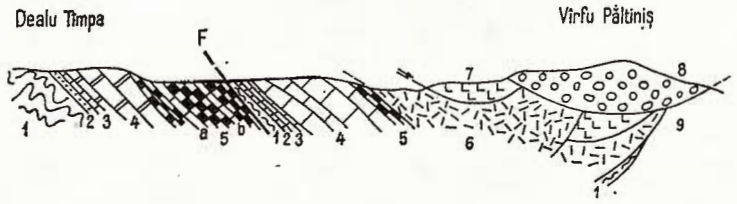


Fig. 2. — Secţiune geologică prin dealul Tîmpa şi vîrful Păltiniş.
1, şisturi cristaline; 2, gresii cuarţitice seisiene; 3, orizontul de Azodu Mare; 4, dolomite anisiene; 5, jaspuri supradolomitice: a, b, calcare albe; 6, formaţiunea de Wildflysch; 7, serpentine (pînza de Perşani); 8, conglomerate şi calcarenite vracono-cenomaniene (cuvertura post-tectonică); 9, strate de Sinaia şi strate de Bistra (pînza de Ceahlău).

Coupe géologique à travers la colline de Tîmpa et le sommet de Păltiniş.
1, schistes cristallins; 2, grès quartzitiques séissiens; 3, horizon de Azodu Mare; 4, dolomies anissienes; 5, jaspes supradolomitiques: a, b, calcaires blancs; 6, formation de Wildflysch; 7, serpentins (nappe de Perşani); 8, conglomérats et calcarénites vracono-cénomaniennes (couverture post-tectonique); 9, couches de Sinaïa et couches de Bistra (nappe de Ceahlău).

Peste stratele cu jaspuri supradolomitice descrise mai sus se aşază brecia de Tătarca, apoi din nou strate cu jaspuri şi în sfîrşit formaţiunea de Wildflysch.

La izvorul afluentului stîng al pîrîului Răchitiş, la sud-vest de vîrful Glodu, stratele cu jaspuri supradolomitice, au intercalate un singur nivel de calcare, constituit din biopelsparite, pelmicrite şi dolomicrite. Din tipul biopelsparitic s-au putut determina resturi de *Physoporella pauciforata* (G ü m b) S t e i n m m. var. *pauciforata* B y s t r., *Physoporella pauciforata* (G ü m b.) S t e i n m m. var. *undulata* B y s t r. şi rare exemplare de miliolide şi ostracode; pe acest profil deasupra stratelor cu jaspuri supradolomitice se aşază brecia de Tătarca, alt nivel de jaspuri şi apoi Wildflyschul. Prezenţa algelor dasicladacee menţionate mai sus precizează şi pentru calcarele de la sud-vest de vîrful Glodu aceeaşi vîrstă cu cele de pe profilul drumului spre vîrful Păltiniş.

În versantul stîng al pîrîului Mostici, în apropiere de creasta ce îl separă de bazinul pîrîului Păltiniş, stratelor cu jaspuri supradolomitice le sînt asociate calcare micritice sărace în resturi fosile, ce amintesc nivelul inferior de pe profilul descris pe drumul muntele Tîmpa—vîrful Păltiniş

Institutul Geologic al României

Precizarea vîrstei anisiene a intercalaţiilor de calcare din stratele cu jaspuri supradolomitice repune, fără îndoială, în discuţie vîrsta acestora din urmă. De curînd din aceste strate cu jaspuri P. Dumitrică (in Papiu et al., 1976 [3]) a determinat o asociaţie de radiolari pe care o consideră de vîrstă jurasică. Contradicţia poate fi soluţionată acceptînd diferite ipoteze :

— stratele cu jaspuri au vîrsta anisiană a calcarelor intercalate în ele, asociaţia de radiolari are valoare doar de facies ;

— calcarele din stratele cu jaspuri sînt în poziţie alohtonă, de tip olistolit ; ipoteza este greu de susţinut avînd în vedere lipsa totală a urmelor unor alunecări submarine în cuprinsul acestei formaţiuni. De altfel ar fi destul de bizară situaţia în care toate olistolitele au exact aceeaşi vîrstă, aceleaşi caractere biostratigrafice.

În nici una din ipotezele de mai sus nu poate fi invocată repetiţia tectonică întrucît : (1) cele două nivele de calcare deschise pe profilul drumului muntele Tîmpa—vîrful Păltiniş nu sînt identice din punct de vedere al constituţiei petrografice şi (2) între stratele cu jaspuri şi dolomitele din patul lor nu se interpun calcare, care s-ar putea eventual repeta prin solzarea primelor.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Tomescu Camelia, Panin Ştefana (1972) Contribuţii la biostratigrafia depozitelor triasice din Platoul Vaşcău (Munţii Apuseni). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/3, Bucureşti.

Bystricky J. (1964) Slovensky Kras ; Slovenska Akad. 203, Bratislava.

Herak M. (1965) Comparative study of some Triassic Dasycladaceae in Jugoslavia. *Geol. Vjesnik svez.* 18, 1, 3—34, Zagreb.

Ott E. (1972) Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. *N. Jb. Geol. Paläont.* 14/1, 81. 115, Stuttgart.

Pantic S. (1970) Caractéristiques micropaléontologiques de la colonne triassique de l'Anticlinal de Zdrelo (Serbie orientale). *Vesnik, bull. A.* XXVIII, 378—385, Beograd.

Patrulius D. (1970) Inventar sumar al algelor Dasycladacaee triasice din Carpaţii româneşti. *D.S. Inst. Geol.* LV/3, Bucureşti.

Popa Elena, Dragastan O. (1973) Alge şi foraminifere triasice (Anisian-Ladinian) din estul Pădurii Craiului (Munţii Apuseni). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geologie,* 2, 18, Bucureşti.

Pia J. (1920) Les Siphonées verticillées du Carbonifère au Crétacé. Ed. Technip (1961), Paris.

Salaj J., Biely A., Bistricky J. (1967) Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. *Geol. Prace.* v. 42, pp. 119—136, Bratislawa.

[3] Arh. I.G.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Săndulescu M. (1973) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D.S. Inst. Geol.* LXX/5 (1972), p. 59—92, Bucureşti.

Zaninetti L. (1976) Les foraminifères du Trias. Essai de syntèse et correlation entre les domaines européen et asiatique. *Riv. Ital. di Paleont. e Stratigr.* 82, 1, Milano.

NOTE CONCERNANT L'ÂGE DES CALCAIRES ASSOCIÉS AUX COUCHES À JASPES DE LA RÉGION DE TĂTARCA-BREAZA (SYNCLINAL DE RARĂU—CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Sur le flanc interne du synclinal marginal de Rarău, les dolomies anisiennes sont surmontées par les couches à jaspes supradolomitiques ; ces dernières admettent des intercalations de calcaires lités ou massifs.

Sur la coupe qui longe le sentier qui relie le Mont de Tîmpa au Mont Păltiniş, les calcaires constituent deux niveaux distincts superposés. Les calcaires, du type biopelsparites du niveau supérieur ont délivré des restes fossiles : *Physoporella* cf. *minutula* (Gumb.) Pia, *Ph. pauciforata* (Güm b) Steinm. var. *undulata* Pia, *Ph. pauciforata* (Güm b.) Steinm. var *pauciforata* Bystr., *Ph. pauciforata* (Güm b.) Steinm. var. *sulcata* Bystr., *Ph. dissita* (Güm b.) Pia, *Teutloporella* sp., *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide-Pantic, *Endothyranella* sp., *Ammobaculites radstadtensis* Kristan-Tollmann et *Endothyranella wirzi* (Kohen-Zanin.). L'ensemble de cette flore et faune peut être placé dans l'intervale stratigraphique correspondant au Pelsonien et à l'Illyrien inférieur.

Aux sources de l'afluent gauche du ruisseau Răchitiş, au sud-ouest du Mont Glodu, dans les couches à jaspes supradolomitiques s'intercale un seul niveau calcaire, duquel on a pu déterminer *Physoporella pauciforata* (Güm b.) Steinm. var. *pauciforata* Bystr., *Ph. pauciforata* (Güm b.) Steinm. var. *undulata* Bystr. et des rares exemplaires de miliolides et ostracodes. Ce niveau est du même âge Pelsonien-Illyrien inférieur que les calcaires de la coupe précédente.

Tenant compte du fait que les jaspes dans lesquels les calcaires sont intercalés contiennent des radiolaires considérés (P. Dumitrică) d'âge jurassique, diverses hypothèses sont à envisager :

— les couches à jaspes ont le même âge anisien que les calcaires qui s'y intercalent ; dans ce cas on doit admettre que les radiolaires ont une valeure stratigraphique de moindre importance,

— les calcaires sont des olistolites dans les couches à jaspes ; l'absence totale des traces, de slumpings dans les jaspes aussi que l'âge identique de tous les intercalations calcaires, sont des arguments qui s'opposent à cette hypothèse.

Dans les deux cas les répétitions tectoniques ne sont pas à envisager.

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Planșa I

Biomicrite cu alge dasycladacee și foraminifere; Muntele Tîmpa pe drumul spre vîrful Păltiniș (Pelsonian-Illyrian inferior),

Biomicrites à algues dasycladacées și foraminifères; Monts Tîmpa sur la route vers le sommet de Păltiniș (Pelsonien-Illyrien inférieur).

Fig. 1. — *Physoporella pauciforata* (G ü m b.) S t e i n m m. var. *undulata* P i a, secțiune longitudinală, × 23.
Physoporella pauciforata (G ü m b.) S t e i n m m. var *undulata* P i a, section longitudinale, × 23.

Fig. 2. — *Physoporella pauciforata* (G ü m b.) S t e i n m m. var. *undulata* P i a, secțiune oblic-longitudinală, × 25.
Physoporella pauciforata (G ü m b.) S t e i n m m. var. *undulata* P i a, section oblique-longitudinale, × 25.

Fig. 3, 5. — *Physoporella pauciforata* (G ü m b.) S t e i n m m. var. *sulcata* B y s t r., secțiune longitudinală și oblic-transversală, × 9.
Physoporella pauciforata (G ü m b.) S t e i n m m. var. *sulcata* B y s t r., section longitudinale et oblique-transversale, × 9.

Fig. 4, 10, 11. — *Physoporella dissita* (G ü m b.) P i a. 4 = secțiune longitudinală, × 9; 10, 11 = secțiune oblic-transversală, × 27.
Physoporella dissita (Gümb.) Pia. 4 = section longitudinale, × 9; 10, 11 = section oblique-transversale, × 27.

Fig. 6, 7, 8. — *Physoporella pauciforata* (G ü m b.) S t e i n m m. var. *pauciforata* B y s t r. 6 = secțiune longitudinală, × 7; 7, 8 = secțiune transversală, × 20.
Physoporella pauciforata (G ü m b.) S t e i n m m. var. *pauciforata* B y s t r. 6 = section longitudinale, × 7; 7, 8 = section transversale, × 20.

Fig. 12. — *Physoporella pauciforata* (G ü m b.) S t e i n m m, secțiune oblică, × 20.
Physoporella pauciforata (G ü m b.) S t e i n m m, section oblique, × 20.

Planșa II

Biomicrite cu alge dasycladacee și foraminifere; Muntele Tîmpa pe drumul spre vîrful Păltiniș (Pelsonian-Illyrian inferior).

Biomicrites à algues dasycladacées et foraminifères; Mont Tîmpa sur la route vers le sommet de Păltiniș (Pelsonien-Illyrien inférieur).

Fig. 1. — *Endothyranella wirzi* (K o h e n-Z a n i n e t t i), ×26.

Fig. 2. — *Ammobaculites radstadtensis* K r i s t a n-T o l l m a n n, × 25.

Fig. 3, 4. — *Meandrospira dinarica* K o c h a n s k y-D e v i d e & P a n t i c, ×. 40.

Fig. 5. — *Endothyranella* sp., × 30.

Fig. 6, 7. — *Teutloporella* sp., secțiune oblic-longitudinală și tangențială, × 20.
Teutloporella sp., section oblique-longitudinale et tangentielle, × 20.

Fig. 8. — *Ammobaculites radstadtensis* K r i s t a n-T o l l m a n n, secțiune tangențială, × 20.
Ammobaculites radstadtensis K r i s t a n-T o l l m a n n, section tangentielle, × 20.

Fig. 9. — *Meandrospira* sp., formă de trecere la *Meandrospira samuelli* S a l a j, × 86.

Fig. 10—15. — *Meandrospira dinarica* K o c h a n s k y-D e v i d e & P a n t i c, × 75.

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 199—215.

4. STRATIGRAFIE

DISTRIBUTION DES FORAMINIFÈRES DANS UN SECTEUR DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE LA MER NOIRE ET LEUR SIGNIFICATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE[1]

PAR

MUŞAT GHEORGHIAN [2], DOINA GHEORGHIAN [2]

Abstract

Distribution of Foraminifera within a Sector of the Black Sea Continental Platform and Their Paleogeographic Significance. The study of foraminifera from a number of 878 drag samples in the Recent sediments of the Black Sea Continental Platform (Romanian Sector) led to the identification of 26 exclusively benthonic species (Reference list and Plates XX—XXIV). In accordance with the place where they have been recognized and their quantity they were grouped into three categories : stenobate species (*Nonion depressulum, Protelphidium subgranosus, P. subgranosus martkobi, Cribroelphidium poeyanum, Laryngosigma semitecta, L. williamsoni, Eggerella scabra* and *Lagena* cf. *L. laevis*); — euribate species (*Ammonia beccarii, A. compacta vienensis, A. perlucida*) and — allochthonous species — reworked. It has been observed that the foraminiferal assemblages (related to 1 kg sediment) do change both qualitatively and quantitatively replacing one another from shallow depth — 35 m to — 130 m (Figs. 1, 2). The authors have likewise identified centres with a maximum density (Plates I—XIX), and it has been stated that each species or subspecies has its own density centres, which generally are not superposed with those of other species (Pl. XIX). It is also mentioned that most of the species of foraminifera from the recent sediments within the area under investigation have been encountered too in the Miocene deposits of Romania and other regions of the Central Paratethys.

Les auteurs se proposent que cet ouvrage soit une contribution à la systématisation des connaissances récentes concernant la microfaune de foraminifères contenus dans les sédiments actuels de la Mer Noire qu'à la connaissance des conditions écologiques et leur influence sur la distribution des foraminifères.

[1] Reçu le 18 Mai 1977, accepté le 25 Mai 1977, présenté à la séance du 27 Mai 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

Les études antérieures portant sur la microfaune de foraminifères des sédiments actuels de la Plate-forme continentale roumaine de la Mer Noire ont envisagé le secteur littoral et sous-littoral ; rarement on a descendu à des profondeurs plus grandes que 60 m.

Les ouvrages roumains qui ont comme sujet d'étude la faune de foraminifères actuels de la Mer Noire ont débuté en 1958 par la publication des premiers résultats obtenus par le collectif du prof. acad. N. Macarovici. Dans l'ouvrage de 1958, tout comme dans ceux postérieurs (1961, 1962, 1966 et 1968) les auteurs ont consigné dans les tableaux le pourcentage de spécimens vivants de la masse de foraminifères (par échantillons et par espèces) ainsi que le nombre d'exemplaires par mètre carré : ce sont les premières indications sur la non-uniformité de la distribution des foraminifères actuels ; mais dès 1958 on s'est rendu compte que cette non-uniformité est due „certainement à l'influence des courants de fond" et en 1962 que „la densité des populations est en fonction de la puissance des courants et de la trophicacité des benthos". Du reste, dans l'ouvrage susmentionné (1962) on reclasse le matériel publié antérieurement, en mentionnant que „les espèces qui contiennent les foraminifères les plus nombreux sont surtout ceux à *Aloidis*" et „une deuxième zone à agglomérations importantes de foraminifères s'étend entre les profondeurs de —20 et —40 m. Les ouvrages publiés en 1966 et 1968 insistent notamment sur des problèmes de systématique et considèrent que les spécimens de „*Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Elphidium macellum* et *E. crispum* sont remaniés et n'appartiennent pas à la vie actuelle de la Mer Noire, mais provenant des dépôts miocènes". En ce qui concerne la position systématique de certains foraminifères, nos opinions sont mentionnées dans la liste des références des espèces de l'ouvrage présent.

En 1967 paraît le premier ouvrage de la série (1968 a, b, 1969 a, b, 1970, 1971, 1972, 1973, 1974) consacrée par Tufescu à l'étude des foraminifères actuels de la Mer Noire et en 1974 la série s'achève avec la publication de la thèse de doctorat ayant pour objet l'étude des populations de foraminifères. Dans ses ouvrages, Tufescu fait une analyse physico-chimique des eaux de la Mer Noire et parle de leur influence sur les foraminifères. Nous y revenons avec des détails.

En 1971 le collectif conduit par Băcescu conclut que quelque-uns des foraminifères peuvent déterminer des subcénoses (dans la Mer Noire) tet que d'autres sont remaniés et qu'il y a de diverses espèces de „*Ammonia* et de *Nonion depressulum* à euribatie et à euritopie distinctes mais indifférentes envers le substrat, en occupant la Plate-forme continentale qui a des dimensions maximums en infralittoral (2—20 m)". L'ouvrage comprend encore une liste de 50 espèces de foraminifères de la Mer Noire.

En 1974, Gheorghian publie un ouvrage où il analyse 22 des espèces de foraminifères de la Plate-forme continentale de la Mer Noire, la distribution topographique des 7 espèces dans un certain secteur, mentionnant que quelque-unes des espèces sont contrôlées par la bathymétrie ; il donne aussi des références sur 24 espèces de foraminifères.

Institutul Geologic al României

Notre ouvrage synthétise les résultats des recherches d'entre 1971 et 1976 sur un secteur situé entre les isobathes de —5 et —200 m, qui écologiquement correspond à toutes les cénoses de la Mer Noire, jusqu'à la limite de la cénose périazoïque. La microfaune des foraminifères étudiée par nous provient des 878 échantillons de dragage recueillis de IRCM Constantza et de l'Institut de Géologie et de Géophysique — secteur d'Agigea, échantillons situés le long de plusieurs alignements orientés presque ouest-est à des distances rigoureusement mesurées.

L'investigation des composants microfauniques des sédiments a conduit à l'identification de 29 espèces et sous-espèces de foraminifères benthoniques (voir la liste des références et les planches XX—XXIII). Celles-ci peuvent être séparées en deux groupes d'après l'aréal occupé dans la Plate-forme continentale, vu la bathymétrie et d'autres facteurs qui contrôlent leur présence et développement. L'analyse des facteurs physiques et chimiques qui actionnent à caractère limitatif sur les foraminifères de la Mer Noire nous à déterminé de discuter d'abord la séparation des espèces en fonction de la profondeur et de la salinité et subordonné du substrat, de la température, du pH, de la granulométrie, des vagues, des courants, du tassement du substrat, de l'abondance de matériel organique, auxquels s'ajoute le facteur biologique de la concurence intraspécifique. Les éléments cités ci-dessus ont été discuté plus en détail dans les ouvrages de Tufescu de 1974 (a, b). Nous insisterons dans notre ouvrage sur les restrictions de bathymétrie et subsidiairement sur celles de salinité et de turbulence.

Comme a déjà démontré avec d'autres occasions (Gheorghian, 1973, 1974; Tufescu, 1974) la recherche de la structure topographique des populations de foraminifères n'a pas été étudiée ; les quelques ouvrages de la littérature mondiale traitant ce problème sont ceux de Boltovskoy (1965, 1966), de Brooks (1967), de Seibold (1967) et de Boltovskoy et Lena (1969). Dans ces ouvrages on cite que les populations de foraminiferes se trouvent dans des sédiments sous forme de „taches" ayant des surfaces de quelques m². En 1971, Tufescu note même l'existence de quelques microtaches de 4—12 cm de diamètre.

Dans notre cas, l'analyse quantitative directe de la fréquence de différentes espèces de foraminifères des échantillons a été vérifiée par des calculs pour obtenir une unité en vue de transposition des données sur des cartes [unité exprimée en nombre d'exemplaires (échantilllons) par kilogramme de sédiment]. Ensuite, on a passé à la construction par interpolation des isolignes de fréquence des foraminifères, obtenant des surfaces irrégulières, relativement concentriques qui représentent l'image probable de la topographie des surfaces préférentielles de développement de chaque espèce (voir pl. I—XIX). Les surfaces à densité maximum du nombre des foraminifères constituent, dans notre cas, des „taches" recouvrant la majorité de la Plate-forme continentale de la partie ouest de la Mer Noire.

De tout ce qu'on a présenté jusqu'ici, on pourrait tirer la conclusion que la distribution des populations de foraminifères benthoniques des sédi-

Institutul Geologic al României

ments actuels est réalisée à l'état de „taches" qui ont un nombre variable d'exemplaires par unité de mesure (soit de surface — m^2 — ou de volume exprimé en nombre d'exemplaires/1 kg de sédiment).

Remarquons que, d'une part, la même espèce présente dans certains endroits des centaines de mille ou voire des millions d'exemplaires/kg de sédiment pour se réduire à 1 km ou moins d'un km à quelques exemplaires, ou même disparaître.

D'autre part, il est intéressant de souligner que la valeur de la densité maximum diffère d'une espèce à l'autre. Donnons ci-dessous quelque'unes de ces valeurs : pour les espèces *Ammonia beccarii*, *A. compacta-viennensis*, *Protelphidium subgranosus*, *A. parkinsoniana* correspond une densité dépassant un million d'exemplaires/kg de sédiment (respectivement à chaque espèce citée plus haut revient environ 70 millions, environ 48 millions, environ 7 millions et environ 3 millions d'exemplaires). La majorité des espèces ont des valeurs maximums entre 123.000 et 497.000 d'exemplaires/kg de sédiment, excepté *Ammonia perlucida* à plus de 800.000 d'exemplaires et les espèces *Laryngosigma williamsoni* (66.000) et *Ammobaculites agglutinans* à seulement 8.800 d'exemplaires/kg de sédiment.

Nous tenons à insister particulièrement sur le fait que les surfaces à densité maximum appartenant à des espèces différentes ne se superposent, mais au contraire, dans la plupart des cas elles s'excludent, formant un vrai mozaïque sur la Plate-forme continentale. La planche XIX comprend la position des surfaces à densité maximum appartenant aux espèces de foraminifères rencontrés dans la Mer Noire. Y sont figurées aussi — hormis les limites des surfaces à densité maximum — quelques secteurs hachurés qui correspondent aux superpositions des „taches" (maximums) revenant à des espèces différentes.

Nous considérons que l'existence du mozaïque de „taches" à maximum de fréquence, appartenant à différentes espèces de foraminifères exclut la possibilité de l'accumulation passive des textures de ces microorganismes, accumulations produites peut-être à la suite du transport effectué par les courants de fond (d'après l'hypothèse énoncée en 1958 et reprise en 1962 par le collectif du prof. N. Macarovici); au contraire, selon notre opinion, dans la disposition des foraminifères, la trophicité des benthos est un facteur prioritaire, aussi que la concurrence intraspécifique et quelques facteurs limitatifs phisico-chimiques.

L'observation de la disposition en espace des surfaces à développement maximum nous porte à conclure comment se répartissent les foraminifères benthoniques dans les sédiments actuels de la Plate-forme continentale, ces conclusions étant valables au moins pour la partie ouest du bassin de la Mer Noire. Voilà, selon nos données, les catégories de foraminifères de la région étudiée :

Catégorie A) Même à un examen sommaire des cartes à position des surfaces occupées par diverses espèces, on décèle un groupe de forami-

Institutul Geologic al României

nifères qui se caractérisent premièrement par la pression de la colonne d'eau, dépandant ainsi de la profondeur de l'eau.

Certaines espèces (un nombre réduit) préfèrent les régions profondes de la Plate-forme — dans le cas de la Mer Noire, jusqu'à la cénozone périazoïque — respectivement entre —80 et —130 m. Parmi celles-ci mentionnons l'espèce *Eggerella scabra* (Williamson) (foraminifère benthonique agglutinant) et les espèces *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny), *Laryngosigma williamsoni* (Terquem) et *Lagena* cf. *L. laevis* (Williamson) (foraminifères benthoniques calcaires).

Un autre groupe de la même catégorie est celui des espèces sténobates à développement préférentiel pour les eaux moins profondes. De ce groupe mentionnons : *Elphidium haagensis* van Voorthuisen, *E. pulvereum* Todd, *E. advenum ponticum* Dolgopolskaya et Pauli, *Helenina anderseni* (Warren) et *Ammobaculites agglutinans* d'Orbigny, dont la limite inférieure atteint l'isobathe de 60 m.

Catégorie B) De cette catégorie font partie les espèces dont la présence a été signalée (suivant les circontances) sur toute ou la grande majorité de la surface de la Plate-forme continentale, constituant la catégorie des espèces à un spectre bathymétrique plus grand. Cette catégorie comprend : *Ammonia beccarii* (Linné), *A. compacta* (Hofker), *A. viennensis* (d'Orbigny), *A. perlucida* (H. Allen et Earland) et *A. sikokuensis* (Ishizaki).

Bien que dans cette catégorie soient groupées les espèces euribates, il est nécessaire de souligner que chaque espèce a un optimum de vie (représenté par des surfaces à densité maximum) préférentiel. A retenir que les espèces à développement maximum entre —30 et —60 m sont situéens au nord de la parallèle du lac Razelm, alors qu'au sud de cette ligne les secteurs à maximum de densité des foraminifères sont entre —20 et —50 m (pl. XIX). Il semble que la migration des intervalles à eaux peu profondes (au sud) vers des intervalles à eaux plus profondes (au nord) est due à la corroboration de l'action de plusieurs facteurs, comme la salinité plus réduite et le degré plus élevé de turbulence dans la voisinage du Delta du Danube.

Catégorie C) Elle comprend les espèces représentées par un nombre réduit d'exemplaires identifiés en points isolés. De cette catégorie font partie les espèces que nous considérons à avoir une origine allochtone, provenant de la résédimentation d'un matériel ancien ou à représenter des spécimens immigrés de la Méditerranée qui n'ont pas résisté aux conditions spéciales de la Mer Noire.

Quant à la composition qualitative, notons qu'entre les profondeurs de —5 et —130 m pour les populations de foraminifères identifiés dans le périmètre étudié la participation en pourcent aux association est directement proportionnelle avec l'augmentation de la profondeur.

Institutul Geologic al României

Les espèces de foraminifères remplacent successivement l'une l'autre, d'une profondeur petite à une profondeur plus grande, cet remplacement étant fait peu à peu. Cette observation peut être considérée comme un principe qui est vérifiable tant par les cartes (pl. I—XIX) que par les diagrammes à participation en pourcent des populations analysées sur échantillons et alignements (fig. 1).

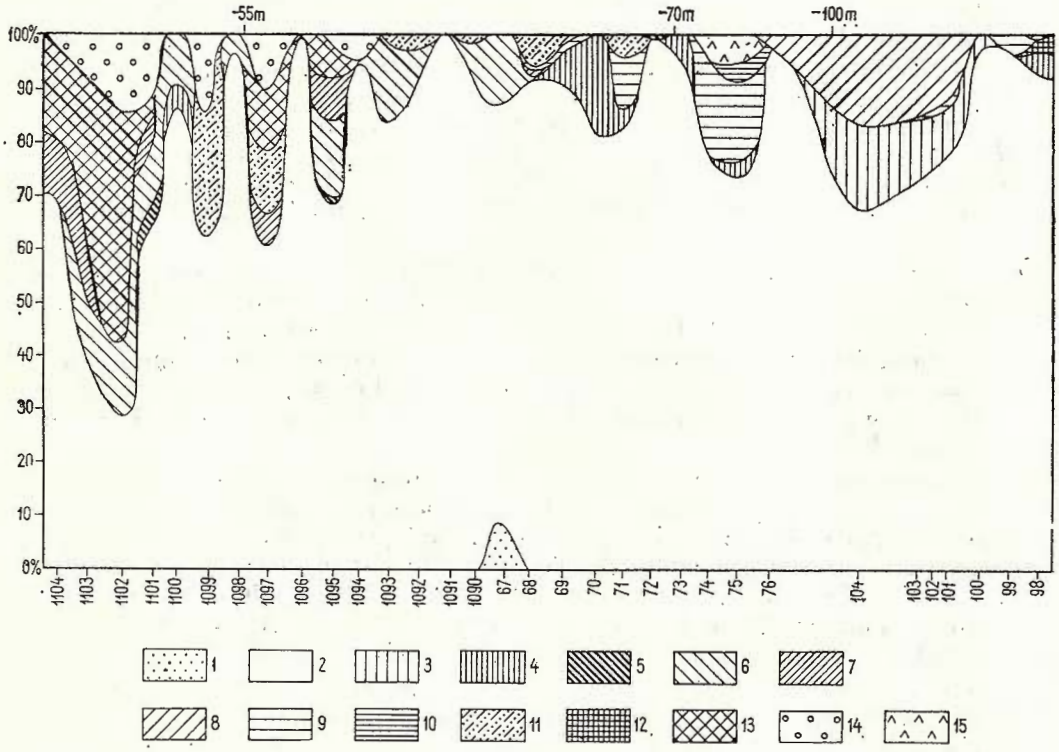


Fig. 1. — Diagramme avec la participation en % des populations de foraminifères dressé sur des alignements et des échantillons.

1, *Ammonia beccari* (L.); 2, *Ammonia compacta* (Hofker); 3, *Ammonia parkinsoniana* (d'Orb.); 4, *Ammonia perlucida* Heron, Allen, Earland; 5, *Ammonia sikokuensis* (Ishizaky); 6, *Ammonia tepida* (Cushman); 7, *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orb.); 8, *Eggerella scabra* (Williamson.); 9, *Fissurina lucida* (Williamson); 10, *Lagena* cf. *L. Laevis* (Williamson); 11, *Nonion depressulum* (Walker et Iakob); 12, *Protelphidium subgranosus* (Egger); 13, *Protelphidium subgranosus* Marktobi (Bogdanovicz); 14, *Quinqueloculina* sp.; 15, *Laryngosigma williamsoni* (Terquem).

Ainsi, certaines espèces comme *Cribroelphidium poeyanum*, *Elphidium haagensis*, *E. pulvereum*, *Helenina anderseni*, *Nonion depressulum*, *Protelphidium martkobi*, *P. subgranosus* réduisent leur participation en

Institutul Geologic al României

pourcent à association de 45 à 50% (à —55 m de profondeur) à 1—2% (à —65 ... —70 m) pour disparaître à une profondeur plus grande.

Ces espèces sont remplacées par d'autres, comme : *Eggerella scabra*, *Lagena* cf. *L. laevis*, *Laryngosigma semitecta*, *L. williamsoni*, qui à des profondeurs plus petites manquent, et participent avec 3—4% individus à la formation des associations d'une profondeur de —70 m, représentant même 50% de l'association à des profondeurs de —100 ... —110 m.

Un autre aspect de la distribution des foraminifères sur la Plate-forme continentale de la Mer Noire réside dans la position des maximums de fréquence ainsi que des profondeurs limite des diverses espèces, en considérant seulement les intervalles de profondeur de 10 en 10 m, à partir de —5 m à — 130 m. On observe qu'à chaque profondeur indiquée correspond une certaine association. On remarque aussi que ces associations s'individualisent tant par leur composition qualitative que par la quantité avec laquelle chaque élément constitutif participe (fig. 2).

Par exemple, à la profondeur de 20 m, l'association de foraminifères est constituée (en moyenne), outre les espèces euribates, par *Ammonia compacta-viennensis*, *A. beccarii*, *A. sikokuensis*, *A. perlucida*, *A. tepida*, de *Elphidium advenum ponticum* (< 10.000)[3], *E. haagensis* (< 50.000), *E. pulvereum* (< 5.000), *Cribroelphidium poeyanum* (< 5.000), *Helenina anderseni* (< 50.000), *Protelphidium martkobi* (< 10.000), *P. subgranosus* (< 100.000), *Ammobaculites agglutinans* (restes), *Elphidium incertum* (restes).

A —30 m de profondeur le pourcent de participation des espèces se modifie : *Elphidium advenum ponticum* (< 50.000), *E. incertum* (<50.000), *E. pulvereum* (< 50.000) et *Cribroelphidium poeyanum* (< 10.000); on observe la disparition de l'espèce *Ammobaculites agglutinans* et l'apparition d'une autre espèce, *Nonion depressulum*.

A des différences plus grandes de niveau, les modifications en association sont plus pregnantes. En tout cas vers la profondeur de 60 m a lieu un changement important d'association. Dans l'association de foraminifères restent les 5 espèces d'*Ammonia euribates*, de *Protelphidium martkobi* (< 5.000), de *P. subgranosus* (restes), de *Cribroelphidium poeyanum* (restes) de *Nonion depressulum* (< 10.000) et apparaissent des espèces qui à une profondeur plus petite n'ont pas eté rencontrées ; ce sont *Fissurina lucida* (restes), *Ammonia parkinsoniana* (< 5.000), *Laryngosigma williamsoni* (< 10.000 d'exemplaires à kg de sédiment).

Nous tenons à rappeler que la topographie de la distribution des foraminifères au moins pour le périmètre étudié se caractérise par quelques „centres de densité élevée" situés entre les limites bathymétriques susmentionnées, ne pouvant pas identifier jusqu'à présent de grandes surfaces ou des lambeaux continus à densité constante du nombre de foraminifères.

La distribution de foraminifères en fonction d'autres facteurs limitatifs (salinité, substrat, etc.) qui diffère d'un lieu de dragage à l'autre, ne

[3] Les chiffres indiquent le nombre d'exemplaires par kg de sédiment.

Institutul Geologic al României

constitue pas l'objet de cet ouvrage. Mentionnons toutefois que des données publiées jusqu'à présent (Macarovici et al., 1958—1962; Tufescu, 1967—1974; Băcescu et al., 1971) résulte que dans le voisinage du Delta du Danube la salinité est plus réduite que dans la moitié sud du secteur étudié par nous et qu'elle constitue un facteur limi-

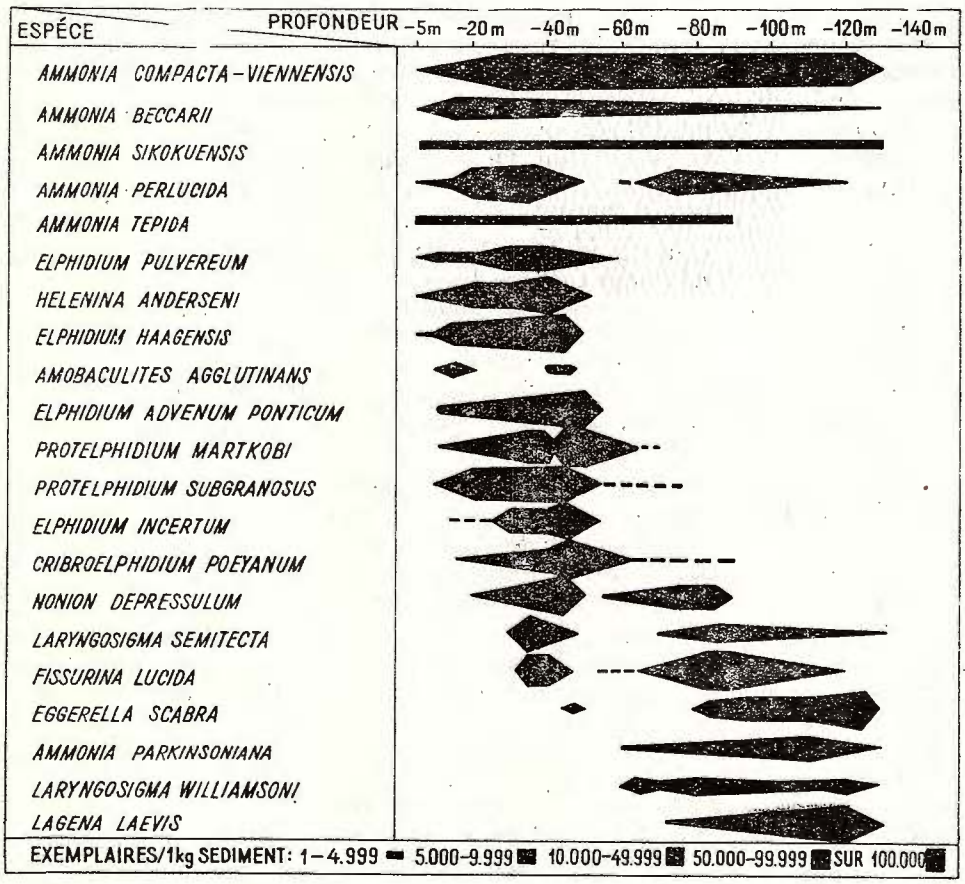


Fig. 2. — Distribution bathymétrique des foraminifères de la Plate-forme continentale de la Mer Noire.

tatif pour la Mer Noire. Dans l'ouvrage de 1974, Tufescu notait que pour la Mer Noire le nombre maximum d'espèces vivent dans des eaux à concentrations de 5 à 19‰. Au delà de ces limites, notamment sous 5 et dépassant 20 gr de sels par litre d'eau marine, le nombre d'espèces de foraminifères diminue brusquement.

Institutul Geologic al României

En faisant une comparaison entre les cartes de distribution des foraminifères (pl. I—XIX) on a remarqué la tendance d'agglomération de ces microorganismes, surtout dans la région méridionale, caractérisée par des eaux à salinité plus élevée. On y rencontre les espèces *Ammobaculites agglutinans*, *Helenina anderseni*, *Protelphidium marikobi*, *P. subgranosus*. Dans la région septentrionale du notre périmètre, les niches écologiques sont occupées d'un nombre réduit d'espèces, qui sont eurihalines, à grand spectre d'adaptation (ex. *Elphidium haagensis*, *E. pulvereum*).

Un autre facteur limitatif (selon T u f e s c u, 1974) est le pH. La valeur de 6,7 constitue un optimum pour la majorité des espèces de foraminifères, d'une part et d'autre de cette valeur ne résistant que quelques espèces. Dans la Mer Noire à 6,4 ne subsiste que *Jadammina polystoma dacica*, et à 6,2 les espèces *Trichohyalus aguayoi* et *Quinqueloculina aspera*.

En ce qui concerne l'influence des dimensions granulaires du détritus minéral sur la distribution des foraminifères, le même auteur indique une mortalité élevée de spécimens de foraminifères dans les limons.

Les premières et les seules informations sur l'origine des foraminifères de la Mer Noire ont été publiées par T u f e s c u en 1970 et rediscutées par le même auteur en 1974. Il établissait 4 catégories d'espèces en fonction de leur aire de développement et d'origine :

A) populations représentées par deux espèces, une pontique et autre méditérranéenne. De ce groupe font partie les espèces *Ammonia beccarii*, *A. tepida*, *Cribroelphidium poeyanum*, *Cribrononion incertum*, *Elphidium macellum*, *Protelphidium tuberculatum*, *Nonion depressulum*, *Quinqueloculina seminulum*, *Trochammina inflata*, *Ammobaculites agglutinans* et *Eggerella scabra*;

B) populations reliques avec une seule sous-espèce endémique *Elphidium advenum ponticum*;

C) populations émigrées vers la fin du Pléistocène *(Jadammina polystoma dacica*, *Quinqueloculina aspera*, *Trichohyalus aguayoi)*;

D) populations émigrées pendant le Quanternaire supérieur *(Cibicides lobatulus*, *Triloculina oblonga*, *Lagena* sp., *Laryngosigma)*.

A la suite des recherches effectuées, nous avons pu conclure que la liste de groupement biogéographique des espèces proposée par T u f e s c u (1970, 1974) doit être complétée de deux catégories :

E) foraminifères résédimentées des dépôts plus anciens de la falaise ou du substrat *(Elphidium macellum*, *E. crispum*, *Bulimina pupoides)*;

F) espèces émigrées récemment des régions boréales (Mer du Nord, La Manche) *(Elphidium haagensis*, *E. pulvereum*, *Helenina anderseni)*.

Analysant la distribution géochronologique de quelques espèces de foraminifères actuels vivant dans la Mer Noire, nous constatons que dans une grande mesure il s'agit des éléments de faune qui ont disparu durant le Miocène et que isolement ont été rencontrés des éléments des formations plus anciennes (paléogènes, crétacées) ou ayant des formes actuelles.

Institutul Geologic al României

Tenant compte tant des éléments susmentionnés que des variations possibles du nombre des foraminifères on pourrait apprécier les valeurs paléo-bathymétriques de certains secteurs du bassin marin de la Paratéthys au cours du Miocène. Tant que les conditions de vie ont permis le développement des foraminifères et les conditions de fossilisation ont été favorables, les associations rencontrées dans les dépôts miocènes nous ont permis d'estimer (relativement) la profondeur où se sont accumulées ces associations. Par exemple, des conditions semblables à celles de la Plateforme continentale de la Mer Noire à une profondeur de —20 m existaient pendant le Badénien terminal dans la région du bassin actuel, du Crişul Alb (faire la comparaison avec l'ouvrage et le matériel de I s t o c e s c u, G h e o r g h i a n, 1971).

La littérature de spécialité a consigné la présence, dans les dépôts eggenburgiens („burdigaliens" auct.) du bassin de Petroşani, d'une association de foraminifères où prédominnent les exemplaires de *Ammonia* du groupe *beccarii* (sin. *Rotalina*, *Rotalia*, *Streblus*). Cette espèce a été aussi mentionnée comme caractéristique pour l'Ottnangien type („Helvétien" inférieur auct.) d'Autriche, pour le Badénien terminal („Tortonien" auct.) du secteur roumain de la dépression pannonique, du bassin de Vienne et des couches de Veseleansk de l'Ukraïnie subcarpatique, également pour le Volhinien de la Moldavie septentrionale tout comme pour le Méotien de la Moldavie sud-ouest et de la région de courbure, pour n'énumérer que les plus importantes apparitions. Il faut rappeler que jusqu'à la date de l'élaboration du présent ouvrage, *Ammonia „beccarii"* comme groupe ou comme espèce *s. str.* a été mentionnée en 121 ouvrages dont l'objet d'étude étaient les dépôts d'âge paléogène et néogène du territoire du pays ou les sédiments actuels de la région du littoral de la Mer Noire.

Avec une distribution chronostratigraphique semblable est signalée aussi, dans la littérature de spécialité, l'espèce *Protelphidium subgranosus* (qui a été renfermée soit à *Nonionina*, soit à *Nonion* et à *Porosononion*) ainsi que les espèces de celle-ci. A remarquer la présence „des zones" à „*Porosononion*" du Volhinien ou du Bessarabien de la Moldavie de nord, de la Moldavie subcarpatique, du bassin de la Transylvanie, du Maramureş, de la dépression pannonique ou du Sarmatien supérieur de la Dobroudja de sud. *Protelphidium subgranosus* a été mentionné en 29 ouvrages parlant du territoire de la Roumanie, depuis l'Eggenburgien („Burdigalien" auct.) jusqu'au Sarmatien supérieur tout comme dans les sédiments actuels de la Mer Noire.

Rappelons que dans notre littérature de spécialité (22 ouvrages) les espèces *Nonion depressulum* et *Lagena laevis* ne sont mentionnées que très rarement, bien qu'elles aient été rencontrées dans les dépôts du Miocène inférieur et moyen du Maramureş, de la Transylvanie, du Banat, de la dépression péricarpatique et ceux de la Mer Noire, ainsi que l'espèce *Cribroelphidium poeyanum* mentionnée dans les dépôts sarmatiens du pays (Banat, dépression pannonique) et dans ceux actuels de la Mer Noire.

Institutul Geologic al României

Il est regrettable que la littérature de spécialité ne mentionne pas du tout les foraminifères miocènes de la Paratéthys et que les données sur des analyses quantitatives (nombre d'exemplaires par kg de sédiment) qui pourraient nous donner la possibilité de faire un commentaire plus détaillé manquent entièrement. Les informations existentes se résument à des éléments totalement relatifs comme rare, fréquent, très fréquent ou isolément ou indiquent un nombre d'exemplaires sans spécifier la quantité d'échantillon en question.

Il nous plaît, la dernière ligne achevée, de remercier Monsieur N. Panin et son collectif pour l'amabilité de mettre à notre disposition le matériel d'étude. Nous remercions encore les techniciens du Laboratoire de Paléontologie de l'Institut de Géologie et de Géophysique pour le travail laborieux de préparation de notre matériel.

Nous voulons remercier également tous ceux qui nous ont conseillé pendant l'élaboration de l'ouvrage.

Références sur les foraminifères[4]

Ammobaculites agglutinans d'Orbigny: Macarovici N., Cehan Ionesi B., 1966, *An. St. Univ. Cuza*, Iasy, IIa, XII/1, p. 95, pl. VI, fig. 2 (pl. XX, fig. 1—5, Col. I.G.G. 101484).

Ammonia beccarii (Linné): Belford D. J., 1966, *Australia Bur. Mineral Resources Bull.* 79, p. 108—110, pl. 19, fig. 2—8 (pl. XXIII, fig. 13—18, Col. I.G.G. 101151).

Ammonia compacta (Hofker) — *Streblus compactus:* Hofker J., 1971, *Stud. Foram. Curaç. Caraib. Isl.*, v. 127, p. 43—50, fig. 114—137, Holland (pl. XXII, fig. 7—9, Col. I.G.G. 101152).

Ammonia parkinsoniana (d'Orbigny) — *Streblus parkinsonianus* (d'Orbigny): Hofker J., 1971, *Stud. Foram. Curaç. Caraib. Isl.*, v. 127, p. 51—52, fig. 138—143, 146, Holland (Col. I.G.G. 101153).

Ammonia perlucida (H. Allen et Earland) — *„Rotalia" perlucida* H. Allen et Earland: Albani A.D., 1968, *Cushman Found. Foram. Res. Contr.*, v. 19/3, p. 110, pl. 9, fig. 12, 16 (pl. XXII, fig. 4—6, Col. I.G.G. 101154).

Ammonia sikokuensis (Ishizaki): Huang T., 1964, *Micropal.* 10/1, p. 54, pl. I, fig. 1; *Ammonia conoidea* Macarovici, Ionesi, 1968, *An. St. Univ. Cuza Iasy* IIa, XIV/2, pl. I, fig. 1, 2; (pl. XXIII, fig. 1—3, Col. I.G.G. 101155).

Ammonia tepida (Cushman) — *Streblus beccarii* (Linné) var. *tepida* (Cushman): Todd R., 1957, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 280—H, p. 270, pl. 91, fig. 5 a—c (pl. XXIII, fig. 7—12, Col. I.G.G. 101156).

Ammonia viennensis (d'Orbigny) — *Rosalina viennensis* d'Orbigny A., 1846, *Foram. Foss. Wien*, p. 177—178, pl. X, fig. 22—24; *Rotalia viennensis* (d'Orbigny): Marks P., 1951, *Cushman Found, Foram. Res. Contr.*, v. 2, p. 65, pl. 47, fig. 7 a—b (pl. XXII, fig. 1—6, Col. I.G.G. 101157).

Asterigerina sp. (pl. XXI, fig. 7—9, Col. I.G.G. 101158).

Bulimina pupoides d'Orbigny: d'Orbigny A., 1846, *Foram. Foss. Wien* p. 185 (pl. XX, fig. 33, 34, Col. I.G.G. 101159).

[4] Les planches et les figures d'entre les paranthèses se rapportent à notre ouvrage.

Institutul Geologic al României

Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny): *Elphidium poeyanum* (d'Orbigny): Cushman J. A., 1939, *U.S. Geol. Survey Bull.*, v. 191, p. 54, pl. 14, fig. 25, 26 (pl. XXI, fig. 18, 19, Col. I.G.G. 101160).

Cyclogyra sp. (pl. XX, fig. 14, Col. I.G.G. 101160).

Eggerella scabra (Williamson): Cushman J. A., 1937, *Cushman Lab. Foram. Res. Spec. Publ.*, v. 8, p. 50, pl. 5, fig. 10, 11 (pl. XX, fig. 12, 13, Col. I. G. G. 101162).

Elphidium advenum ponticum Dolgopolskaya et Pauli: 1931, *Trav. Stat. Biol. Karadagh*, v. 4, p. 36, pl. III, fig. 14 (pl. XXI, fig. 12, 13, Col. I.G.G. 101163).

Elphidium crispum (Linné) — *Polystomella crispa (L.)*: d'Orbigny A., 1846, *Foram. Foss. Wien*, p. 125, pl. VI, fig. 9—14 (pl. XXIII, fig. 19, 20, Col. I.G.G. 101164).

Elphidium haagensis van Voorthuysen: 1958, *Mem. Inst. Roy. Sci. Nat.* v. 142, p. 25, pl. IX, fig. 96 a—b (pl. XXI, fig. 10, 11, Col. I.G.G. 101485).

Elphidium incertum (Williamson): Cushman J. A., 1939, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 191, p. 57, pl. XV, fig. 21—24 (pl. XXI, fig. 16, 17, Col. I.G.G. 101165).

Elphidium pulvereum Todd: Levi A. et al., 1969, *Rev. Micropal.* Paris, 2/12, p. 96, pl. I, fig. 8 a—b (pl. XXI, fig. 14, 15, Col. I.G.G. 101486).

Fissurina lucida (Williamson): Todd R., Low D., 1967, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 573—A, p. A—28, fig. 31 (pl. XX, fig. 28, 29, Col. I.G.G. 101166).

Helenina anderseni (Warren): *Pseudoeponides anderseni* Warren: 1957, *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.*, VIII/1, p. 39, pl. 4, fig. 12—15; *Trochamınina winogradovi* Didkowski in Macarovici N., Cehan-Ionesi B., 1966, *An. St. Univ. Cuza* Iaşi, IIa, XII/1, p. 96, pl. V, fig. 2; *Aubignyana mariei* Margerel: Margerel J., 1970, *Rev. Micropal.* Paris, 13/1, p. 58—64, pl. I, II (pl. XXI, fig. 1—6, Col. I.G.G. 101487).

Lagena cf. *L. laevis* (Montagu): Brady H. B., 1884, *Rept. Zool.*, v. 9, p. 455, pl. 56, fig. 7—14 (pl. XX, fig. 23, 24, Col. I.G.G. 101167).

Laryngosigma semitecta (Reuss): Cushman J. A., Ozawa Y., 1930, *U.S. Nat. Mus. Proc.*, v. 77, art. 6, p. 129, pl. 33, fig. 6, 7 (pl. XX, fig. 32, Col. I.G.G. 101173).

Laryngosigma williamsoni (Terquem) — *Polymorphina williamsoni* Terquem: 1878, *Soc. Geol. France Mem.*, v. 3, no. 1, p. 37; *Sigmomorphina williamsoni* (Terquem): Cushman J. A., Ozawa Y., 1930, *U.S. Nat. Mus. Proc.*, v. 77, art. 6, p. 138—139, pl. 38, fig. 3, 4 (pl. XX, fig. 30, 31, Col. I.G.G. 101174).

Nodosaria sp. (pl. XX, fig. 21, 22, Col. I.G.G. 101168).

Nonion depressulum (Walker and Jacob): Cushman J. A., 1939, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 191, p. 20, pl. 5, fig. 22—25 (pl. XXI, fig. 24, 25, Col. I.G.G. 101169).

Nonion cf. *N. stelligerum* (d'Orbigny) — *Nonionina stelligera* (d'Orbigny): Brady H. B., 1884, *Rept. Zool.*, v. 9, p. 728, pl. CIX, fig. 3 — 5 (pl. XXI, fig. 26 — 29, Col. I.G.G. 101170).

Protelphidium martkobi (Bogdanovici), *Nonion marktobi* Bogdanovici in Voloshinova N. A., Dain L. G., 1952, *Trudi VNIGRI* nov. ser. 63, p. 26, 27, pl. II, fig. 7 a—b (pl. XXI, fig. 20, 21, Col. I.G.G. 101490).

Protelphidium subgranosus (Egger), *Nonion subgranosus* (Egger): Macarovici N., Ionesi B., 1966, *An. St. Univ. Cuza* Iaşi IIa, XII/1, p. 91—92, pl. II, fig. 27 (pl. XXI, fig. 22, 23, Col. I.G.G. 101171).

Quinqueloculina sp. (pl. XX, fig. 15—20, Col. I.G.G. 101172).

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Băcescu M. C., Müler G. I., Gomoiu M. T. (1971) Cercetări de ecologie bentală în Marea Neagră. Analiza cantitativă şi calitativă comparativă a faunei bentale Pontice. *Ecologia Marină* IV, Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.

Boltovskoy E. (1965) Los foraminiferos recentes. Biologia metodos de estudio, aplicacion oceanografica, Buenos Aires.

— (1966) Depth at which Foraminifera can survive in sediments. *Cushman Contr. Foram. Res.*, 17, pt. 2, p. 43—45, Ithaca, USA.

— Lena Haydée (1969) Microdistribution des foraminifères benthoniques vivants, *Rev. Micropal.* 12/3, p. 177—185, Paris.

Brooks A. L., (1967) Standing crop vertical distribution and morphometrics of Ammonia beccarii (Linné). *Limnol. Oceanogr.*, 12/4, p. 667—683.

Gheorghian M., Gheorghian Doina (1973) Distribuţia foraminiferelor într-un sector al platformei continentale a Mării Negre. Simpoz. asupra Mării Negre, Acad. R.S.R. *Progresele Ştiinţei* 9/9, p. 472, Bucureşti.

— (1974) Distribution pattern of benthonic foraminifera on the continental Shelf of the Black Sea off the Romanian Shore. In "The Black Sea — Its Geology, Chemistry and Biology „*Mem. Amer. Assoc. Petr. Geol.* 20, p. 411—418, Tulsa-Oklahoma.

Istocescu D., Gheorghian Mihaela Doina (1971) Date micropaleontologice privind Miocenul superior din bazinul Crişului Alb. *D.S. Inst. Geol.* LVII/3,p. 77—83, Bucureşti.

Levy A., Mathiew R., Momeni I., Poignant A., Rosset-Moulinier M., Rouvillois A., Ubaldo M. (1966) Les representants de la famille des Elphiidae (Foraminifères) dans les sables des plages des environs de Dunkerque — Remarques sur les espèces de Polystomella signalées par O. Terquem. *Rev. Micropal.* 12/2, p. 92—98, Paris.

Macarovici N., Mărgineanu Carmen, Cehan-Ionesi Bica (1958) Distribuţia foraminiferelor de pe platforma continentală din nord-vestul Mării Negre. *I, Hidrobiol.* I, p. 33—54, Bucureşti.

— Cehan-Ionesi Bica (1961) Distribuţia foraminiferelor pe platforma continentală din nord-vestul Mării Negre II. *Stud. cerc. biol.* XIII/4, p. 517—533, Bucureşti.

— Cehan-Ionesi Bica (1962) Distribution des foraminifères sur la plate-forme continentale du nord-ouest de la mer Noire. *Trav. Mus. Hist. Nat. „Gr. Antipa"* III, p. 45—60, Bucureşti.

— Cehan-Ionesi Bica (1966) Les Foraminifères de la plate-forme continentale du nord-ouest de la Mer Noire (le littoral roumain). Note IV-ème. *An. St. Univ. Cuza Iaşi, Ser. nov.* XII/1, IIa, p. 83—101, pl. I—VII, Iaşi.

— Cehan-Ionesi Bica (1968) Les variations morphologiques de Ammonia beccarii (L.) de la Mer Noire. *An. St. Univ. Cuza Iaşi* XIV/2, II a, p. 291—300, Iaşi.

Mărgineanu Carmen (1958) Unele date asupra foraminiferelor din faciesul pasolinoid din dreptul coastei româneşti a Mării Negre. *Hidrobiol.* I, p. 55-60, Bucureşti.

Mikhalevici V. I. (1968) Opredeliteli fauni Ciornogoi Azovskogo morei, I, Moscova.

Seibold E. (1967) La mer Baltique prise comme modèle de geologie marine. *Rev. Géogr. physique Géol. dynamique*, 9/2/5, p. 371—384, Paris.

Tufescu M. (1967) Schiţa de dinamica sezonieră a genului Ammonia Brünnich în zona de spargere a valurilor litoralului românesc. *An. Univ. Buc. St. Biol.* XVI, p. 145—150, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1968 a) Noi orizonturi în ecologia biocenozelor bentonice în zona românească a Mării Negre. *Progr. Şt.* 4/11, p. 499—504, Bucureşti.
— (1968 b) Ammonia tepida (Cushman) (Ord. Foraminifera) some features of its variability in the Black Sea Basin. *Rev. Roum. Zool.* 13/3, p. 169—177, Bucureşti.
— (1969 a) Sur la présence de Trichohyalus aguayoi (Bermudez) dans la Mer Noire. *Rev, Micropal.* 12/1, p. 46—52, Paris.
— (1969 b) Foraminifera of the zone of Roumanian littoral lakes, lagoons and mouths of the Danube-Sulina. *Hidrobiol.* 10, p. 281—302, Bucureşti.
— (1970) Problèmes de biogéographie concernant les foraminifères pontiques. *Rev. Rom. Geol. Geophys. Geogr., ser. Geogr.* 14/2, p. 253—265, Bucureşti.
— (1971) Structura topografică a populaţiilor de foraminifere din apele litorale româneşti. *D.S. Inst. Geol.* LVII/3, p. 103—113, Bucureşti.
— (1972) Afinităţi atlanto-mediteraneene ale foraminiferelor din nord-vestul Mării Negre. *St. Cerc. Biol. Ser. Zool.* 24/1, p. 7—13, Bucureşti.
— (1973) Les associations de foraminifères du Nord-Ouest de la Mer Noire. *Rev. Espan. Micropal.* V/1, p. 15—32, Madrid.
— (1974 a) The dual origin of the Black Sea Foraminifera. *Inst. Rev. Ges. Hydrobiol.* 3.
— (1974) Populaţiile de foraminifere din apele litorale româneşti. Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti.

Voorthuysen J. H. van (1958) Les Foraminifères Mio-Pliocènes et Quaternaires du Kruisschans. *Mem. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.* 142, Bruxelles.

Warren A. D. (1957) Foraminifera of the Buras-Scofield Bayon Region Southeast Louisiana. *Contr. Cushm. Found. Foram. Res.* VIII/1, Ithaca, USA.

QUESTIONS

Fl. Marinescu: 1. La distribution passive des foraminifères des centres de concentration vers le sud concerne les spécimens vivants?

2. Par quelle voie croyez-vous que les foraminifères sont venus de la Mer du Nord et de la Mer Noire?

3. Les foraminifères venus de la Mer du Nord se trouvent aussi dans des sédiments fossiles ou subfossiles? Il y a une différence morphologique (dimensions, textures) entre les textures des spécimens de la Mer Noire et celles de la Mer du Nord?

4. Il y a des foraminifères remaniés appartenant au Crétacé, au Badénien etc.?

Réponse: 1. Oui. En prolongement, vers le SSW des centres de concentration, les périmètres à foraminifères vivants peuvent être rencontrés sur une distance de quelques kilomètres.

2. On connaît le grand volum de transports maritimes des dernières années. Nous supposons que l'apparition des foraminifères dans la Mer du Nord ou La Manche a été possible par le transport des spécimens mélangés dans le matériel fixé sur la quille des navires, transport qui a pu avoir lieu pendant les derniers siècles.

3. Les foraminifères provenus de la Mer du Nord et de La Manche n'ont pas été trouvés dans des sédiments plus anciens de quelques centaines d'années. Parmi les foraminifères de la Mer du Nord et de La Manche et les spécimens de la Mer Noire il y a seulement

Institutul Geologic al României

des différences de taille, les derniers étant de dimensions plus réduites, prouvant une adaptation aux conditions de la Mer Noire. Ils occupent, comme surface, les secteurs dépourvus de populations plus rares des espèces spécifiques à la Mer Noire.

4. Excepté *Ammonia* ex gr. *beccarii*, qui présente des exemplaires même du Miocène inférieur et qui vit aujourd'hui aussi, le restant des foraminifères prébadéniens *(Globotruncana* sp., *Elphidium crispum, E. macellum)* ont été rencontrés seulement comme exemplaires resédimentés, détachés du substrat ou de la région littorale.

M. M i c u : Ya-t-il une liaison entre la distribution statistique des foraminifères et les relations interspécifiques?

Réponse: Oui. Dans l'ouvrage on souligne le fait que les surfaces à densité maximum, appartenant à des espèces différentes, ne se superposent pas, mais au contraire on arrive à l'image d'un mozaïque constitué des surfaces à densité maximum appartenant à des espèces différentes.

DISCUSSIONS

Fl. M a r i n e s c u : Bien que l'ouvrage soit fort incomplète par l'absence des commentaires concernant les relations sur la salinité, la granulométrie et la composition minéralogique du sédiment, il est extrêmement intéressant au moins par les conclusions géologiques mais non pas aussi par celles d'ordre zoogéographique. D'ailleurs, l'absence de ces informations ne dépend pas de l'auteur, mais des facteurs indépendants de lui. Des informations présentées dans le tableau de distribution en fonction de la profondeur il résulte qu'on peut parler de deux groupes distincts de foraminifères. En analysant la planche à distribution des surfaces de maximum concentration on observe que pour la même profondeur, approximativement, il y a trois associations différentes (en fonction de la salinité), à laquelle s'ajoute une autre, à une profondeur plus grande. Donc, sur une surface pas très grande on distingue, pour le même moment, quatre associations différentes de foraminifères. Cela représente une information très précieuse pour ceux qui interprètent les données micropaléontologiques. Egalement, il faut retenir encore cette distribution ,,en taches'', situation de laquelle devrait tenir compte tous ceux qui insistent sur les soi-disantes ,,explosions'' de foraminifères, surtout quand il s'agit des formes benthoniques. D'autre part, l'ouvrage m'a rappelé la situation d'une coupe transversale dans le Badénien du nord de Drobeta-Turnu Severin, où tout près de la douane il y a un groupe de foraminifères, avec prédominance de ceux saumâtres, bien que plus loin ces foraminifères soient remplacés de foraminifères benthoniques et à peine un peu plus loin commençait à prédominer le plancton. Cela pouvait être poursuivi le long de la même couche! Relativement à l'apparition des formes de la Mer du Nord, je suis convaincu qu'elles sont venues sur la quille des navires, et qu'elles se sont aussi disséminées dans d'autres lieux, mais, alors que là elles n'ont pas trouvé des conditions favorables pour la réproduction, ici les conditions en ont été, en les permettant de dominer numériquement dans certains secteurs, où elles ont réussi à triompher d'autres formes. La situation est totalement semblable à celle remarquée avec une autre occasion sur une espèce d'écrevisse, établi alors dans le lac de Mangalia. Tout cela souligne l'importance de cet ouvrage, qui peut être considéré comme un des rares ouvrages ayant pour sujet une surface si grande et investiguée systématiquement.

Fl. O l t e a n u : L'ouvrage présente un grand intérêt pour tous les géologues, dû aux informations sur les interprétations paléogéographiques. Vu le nombre grand des données, il serait indiqué de les introduire dans un ordinateur pour obtenir des conclusions plus réelles

Institutul Geologic al României

et plus variées. Nous nous demandons si, étudiant une surface plus restreinte durant plusieurs années (environ 20—30 années et de cinq en cinq années), on ne pourra pas constater des variations dans la distribution des espèces.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche XX

Fig. 1—5. — *Ammobaculites agglutinans* (d'Orbigny).
Fig. 6—8. — *Trochammina* cf. *T. inflata* Montagu.
Fig. 9—11. — *Jadammina* cf. *J. polystoma dacica* Tufescu.
Fig. 12, 13. — *Eggerella scabra* (Williamson).
Fig. 14. — *Cyclogyra* sp.
Fig. 15—20. — *Quinqueloculina* sp.
Fig. 21, 22. — *Nodosaria* sp.
Fig. 23, 24. — *Lagena* cf. *L. laevis* (Williamson).
Fig. 25, 26. — *Lagena* cf. *L. lateralis pontica* Mikhal.
Fig. 27. — *Fissurina* sp.
Fig. 28, 29. — *Fissurina lucida* Williamson.
Fig. 30, 31. — *Laryngosigma williamsoni* (Terquem).
Fig. 32. — *Laryngosigma semitecta* (Reuss).
Fig. 33, 34. — *Bulimina pupoides* (d'Orbigny).

Planche XXI

Fig. 1—6. — *Helenina anderseni* (Warren).
Fig. 7—9. — *Asterigerina* sp.
Fig. 10, 11. — *Elphidium haagensis* van Voorthuysen.
Fig. 12, 13. — *Elphidium advenum ponticum* Dolg. et Pauli.
Fig. 14, 15. — *Elphidium pulvereum* Todd.
Fig. 16, 17. — *Elphidium* cf. *E. incertum* (Williamson).
Fig. 18, 19. — *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orbigny).
Fig. 20. 21 — *Protelphidium subgranosus* (Egger).
Fig. 22, 23. — *Protelphidium marktobi* (Bogd.).
Fig. 24, 25. — *Nonion depressulum* (Walker et Jacob).
Fig. 26—29. — *Nonion* cf. *N. stelligerum* (d'Orbigny).
Fig. 30, 31. — *Nonion* sp.

Planche XXII

Fig. 1—3. — *Ammonia viennensis* (d'Orbigny) — forme microsphérique.
Fig. 4—6. — *Ammonia viennensis* (d'Orbigny) — forme macrosphérique.
Fig. 7—9. — *Ammonia compacta* (Hofker).

Institutul Geologic al României

Planche XXIII

Fig. 1—3. — *Ammonia sikokuensis* (Ishizaki).
Fig. 4—6. — *Ammonia perlucida* (H. Allen et Earland).
Fig. 7—9. — *Ammonia tepida* (Cushm.) — forme macrosphérique.
Fig. 10—12. — *Ammonia tepida* (Cushm.) — forme microsphérique.
Fig. 13—15. — *Ammonia beccarii* (L.) — forme macrosphérique.
Fig. 16—18. — *Ammonia beccarii* (L.) — forme microsphérique.
Fig. 19—20. — *Elphidium crispum* (Fichtel et Moll).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPARTITION PROBABLE DE L'ESPÈCE

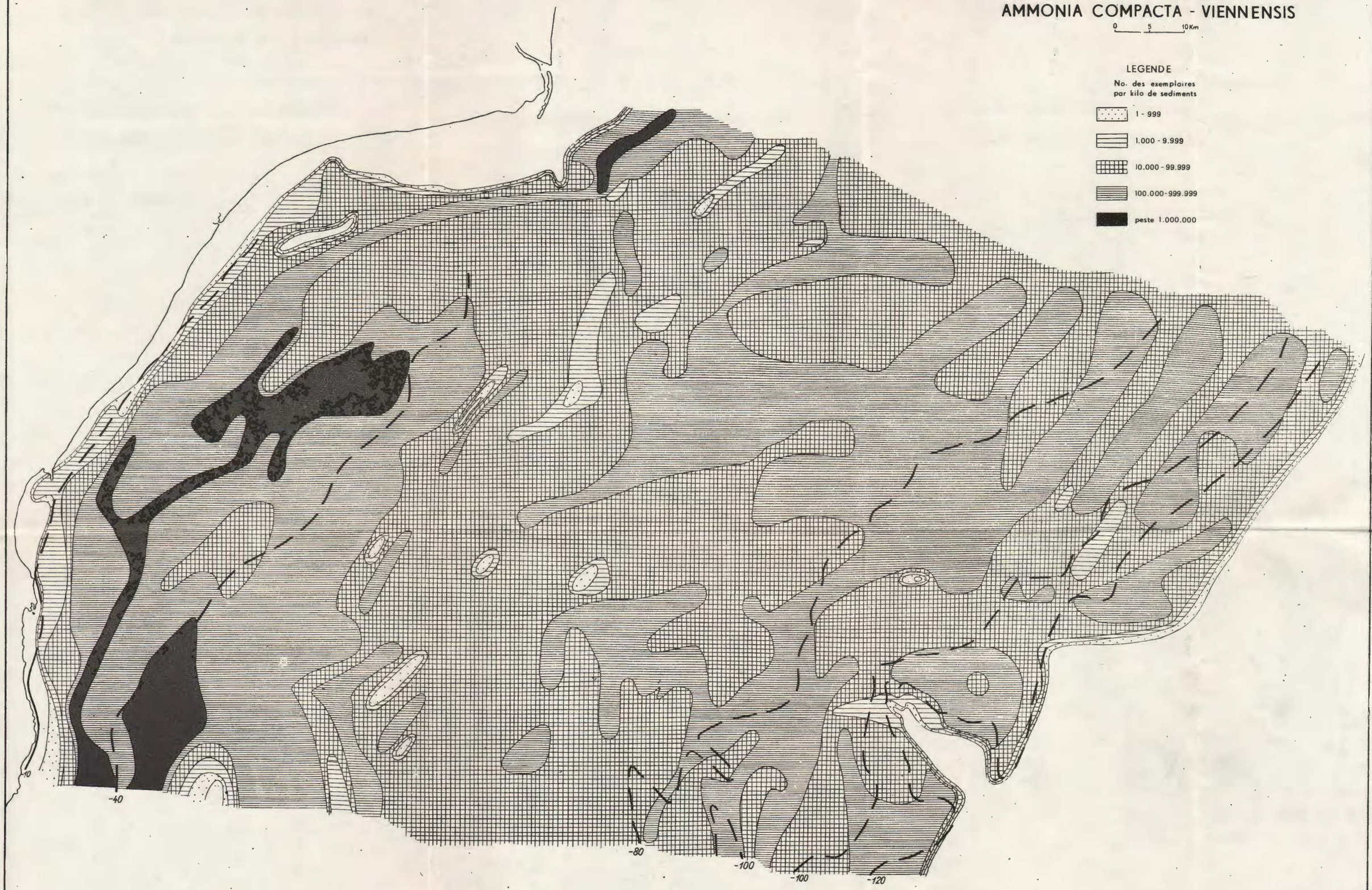
AMMONIA COMPACTA - VIENNENSIS

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000 - 99.999
- 100.000-999.999
- peste 1.000.000



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

RÉPARTITION PROBABLE DE L'ESPÈCE

AMMONIA SIKOKUENSIS

0 5 10Km

LÉGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9.999
- 10.000-24.995
- peste 25.000



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

126972

BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

RÉPARTITION PROBABLE DE L'ESPÈCE

AMMONIA PERLUCIDA

0 5 10Km

LÉGENDE

No. des exemploires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000-49.999
- 50.000-99.999
- peste 100.000

-10

-40

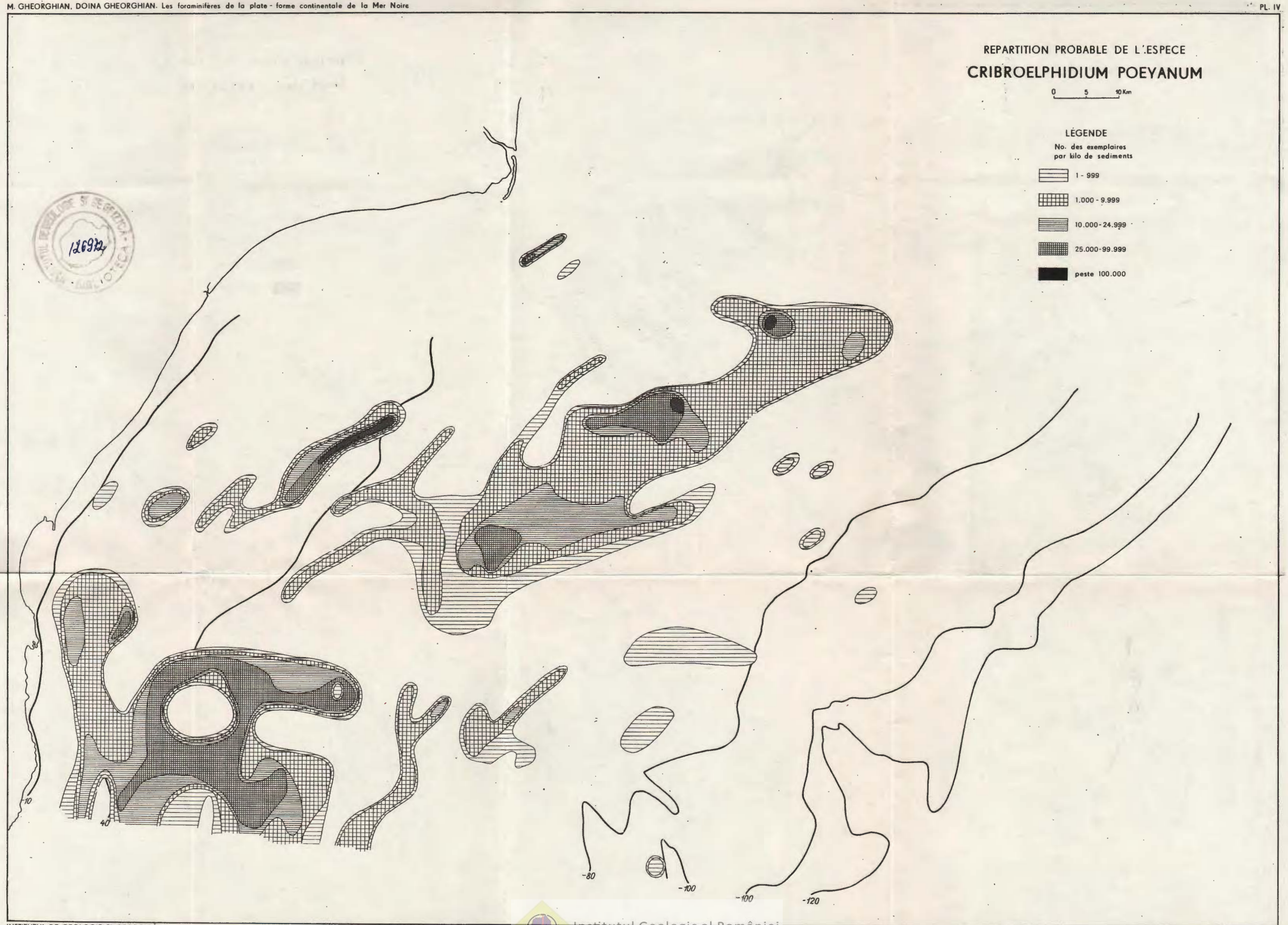
-80

-100

-100

-120

Institutul Geologic al României



126972

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

REPARTITION PROBABLE DE L'ESPECE

NONION DEPRESSULUM

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000-49.999
- 50.000-99.999
- peste 100.000

-10
-40
-80
-100
-100
-120

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof

126972

RÉPARTITION PROBABLE DE L'ESPÈCE

PROTELPHIDIUM SUBGRANOSUS

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000-49.999
- 50.000-99.999
- peste 100.000

-10

-80

-100

-100

-120

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

REPARTITION PROBABLE DE L ESPÈCE

PROTELPHIDIUM MARKTOBI

0 5 10Km

LÉGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9.999
- 10.000-24.999
- peste 25.000

-10 -40 -80 -100 -100 -120

Institutul Geologic al României

Imprim Atel Inst Geol Geof

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA
126912

RÉPARTITION PROBABLE DE L'ESPECE

AMMOBACULITES AGGLUTINANS

0 5 10 Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9.999
- 10.000-24.999
- peste 25.000

-10 -40 -80 -100 -100 -120

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA 126972

REPARTITION PROBABLE DE L ESPECE

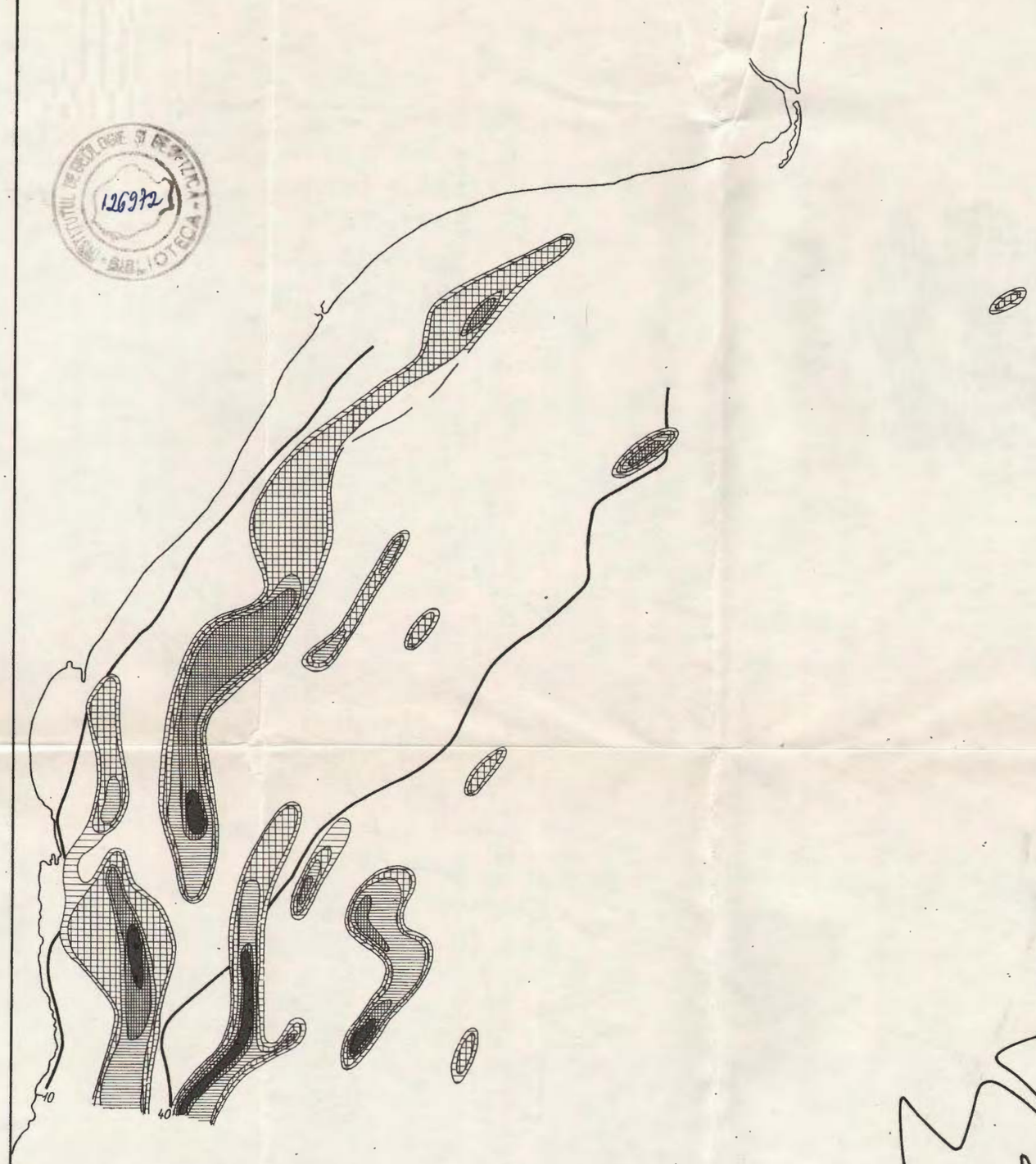
HELENINA ANDERSENI

0 5 10 Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9.999
- 10.000-24.999
- peste 25.000





Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof

REPARTITION PROBABLE DE L ESPECE

ELPHIDIUM ADVENUM PONTICUM

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9.999
- 10.000-24.999
- peste 25.000





Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

RÉPARTITION PROBABLE DE L'ESPÈCE

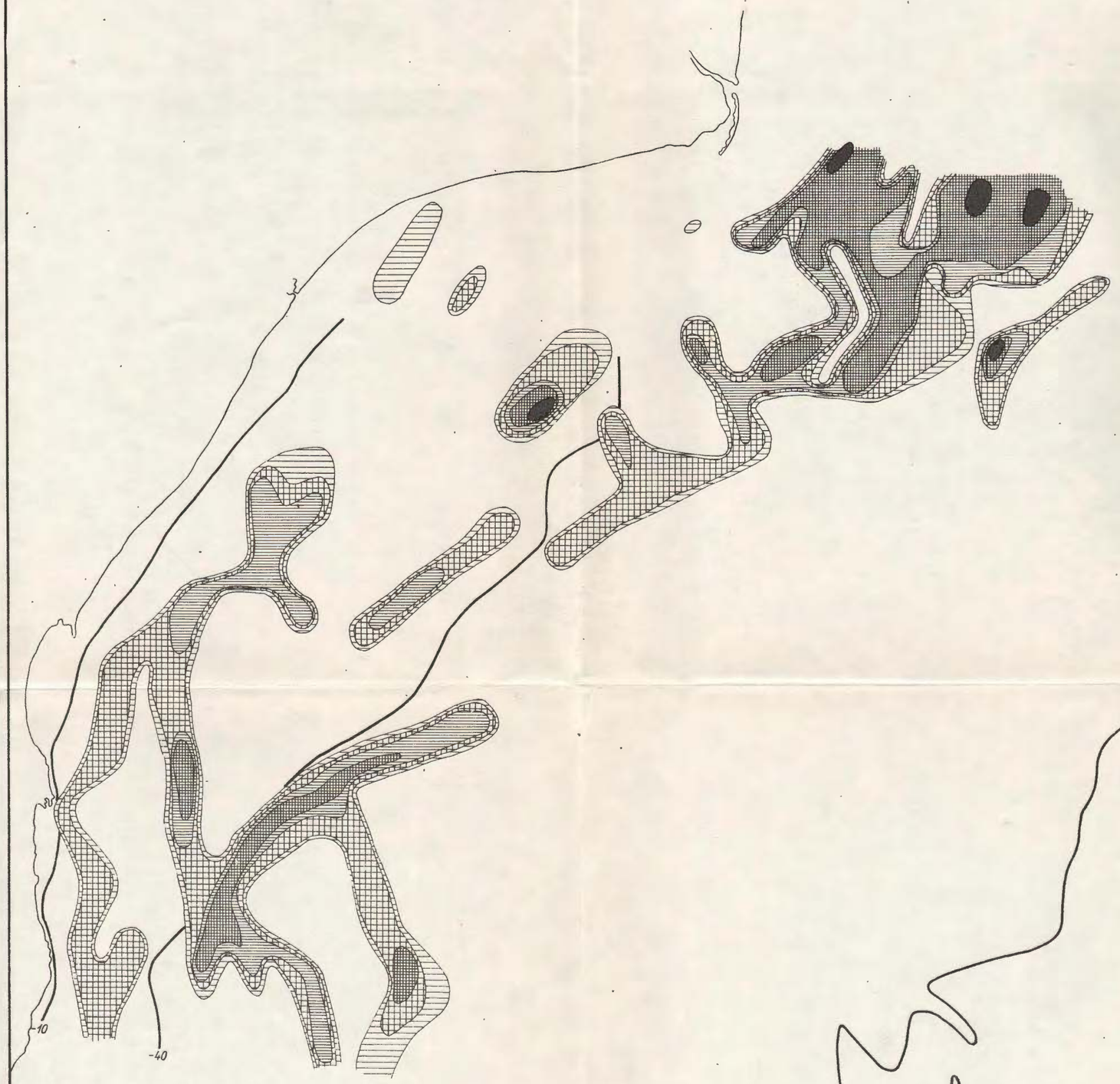
ELPHIDIUM PULVEREUM

0 5 10 Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9.999
- 10.000-24.999
- peste 25.000



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ BIBLIOTECA 120972

REPARTITION PROBABLE DE L'ESPECE

ELPHIDIUM INCERTUM

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000 - 24.999
- 25.000 - 99.999
- peste 100.000



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof

REPARTITION PROBABLE DE L'ESPECE

ELPHIDIUM HAAGENSIS

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9 999
- 10.000-24.999
- peste 25.000



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof

126972

REPARTITION PROBABLE DE L'ESPÈCE

EGGERELLA SCABRA

0 5 10Km

LÉGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000 - 24.999
- 25.000 - 99.999
- peste 100.000



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

REPARTITION PROBABLE DE L ESPECE

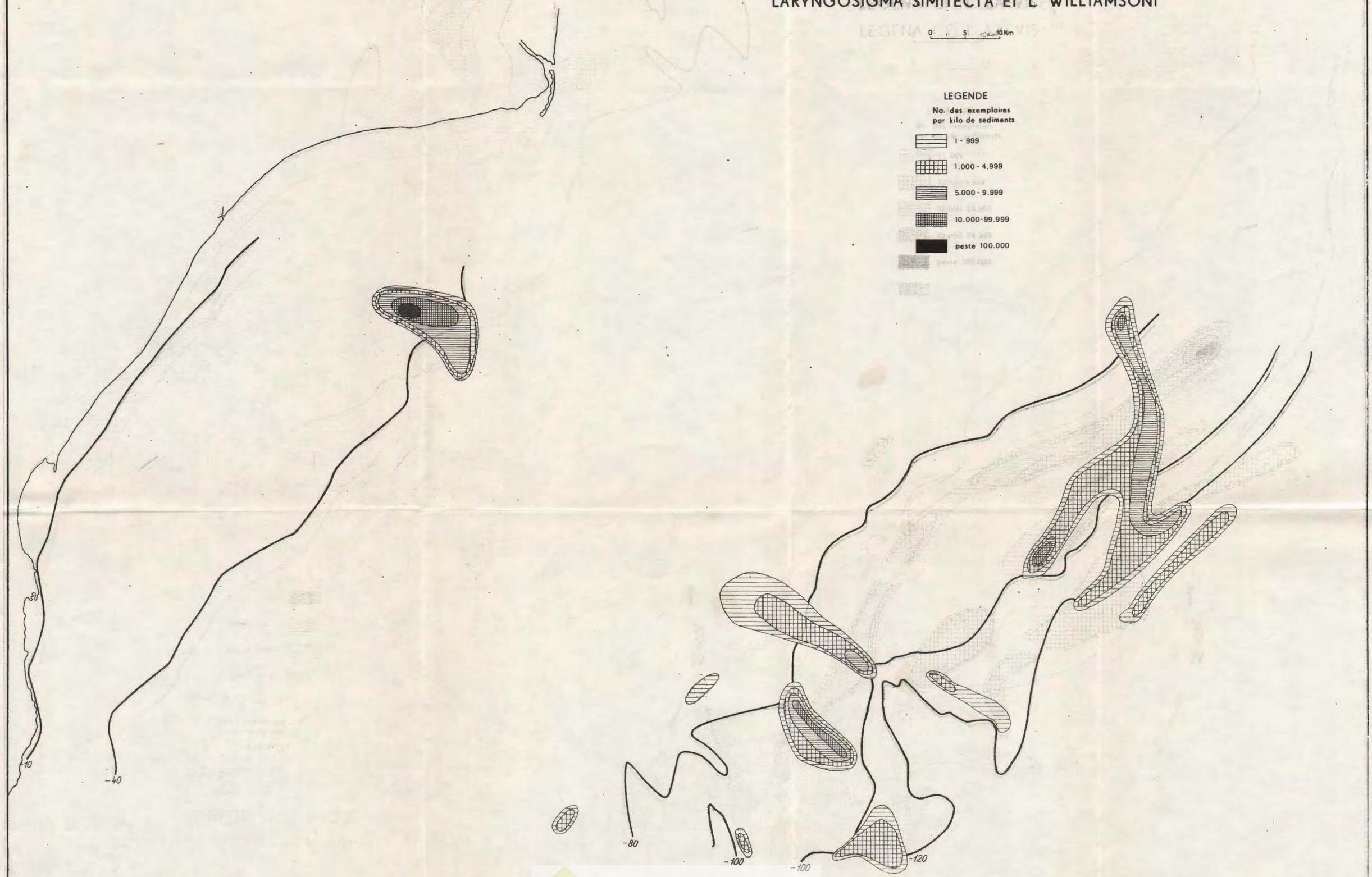
LARYNGOSIGMA SIMITECTA ET L. WILLIAMSONI

0 5 10 Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 4.999
- 5.000 - 9.999
- 10.000-99.999
- peste 100.000



Institutul Geologic al României

BIBLIOTECA - INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ
12697

REPARTITION PROBABLE DE L ESPECE

LEGENA CF. L. LAEVIS

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000 - 24.999
- 25.000 - 99.999
- peste 100.000

-10

-40

-80

-100

-100

-120

Institutul Geologic al României

REPARTITION PROBABLE DE L' ESPÈCE

FISSURINA LUCIDA

0 5 10Km

LÉGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000-49.999
- 50.000-99.999
- peste 100.000

-10

-40

-80

-100

-120

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof

12692

REPARTITION PROBABLE DE L'ESPECE

AMMONIA BECCARI

0 5 10Km

LEGENDE

No. des exemplaires par kilo de sediments

- 1 - 999
- 1.000 - 9.999
- 10.000 - 99.999
- 100.000-999.999
- peste 1.000.000

-10

-40

-80

-100

-100

-120

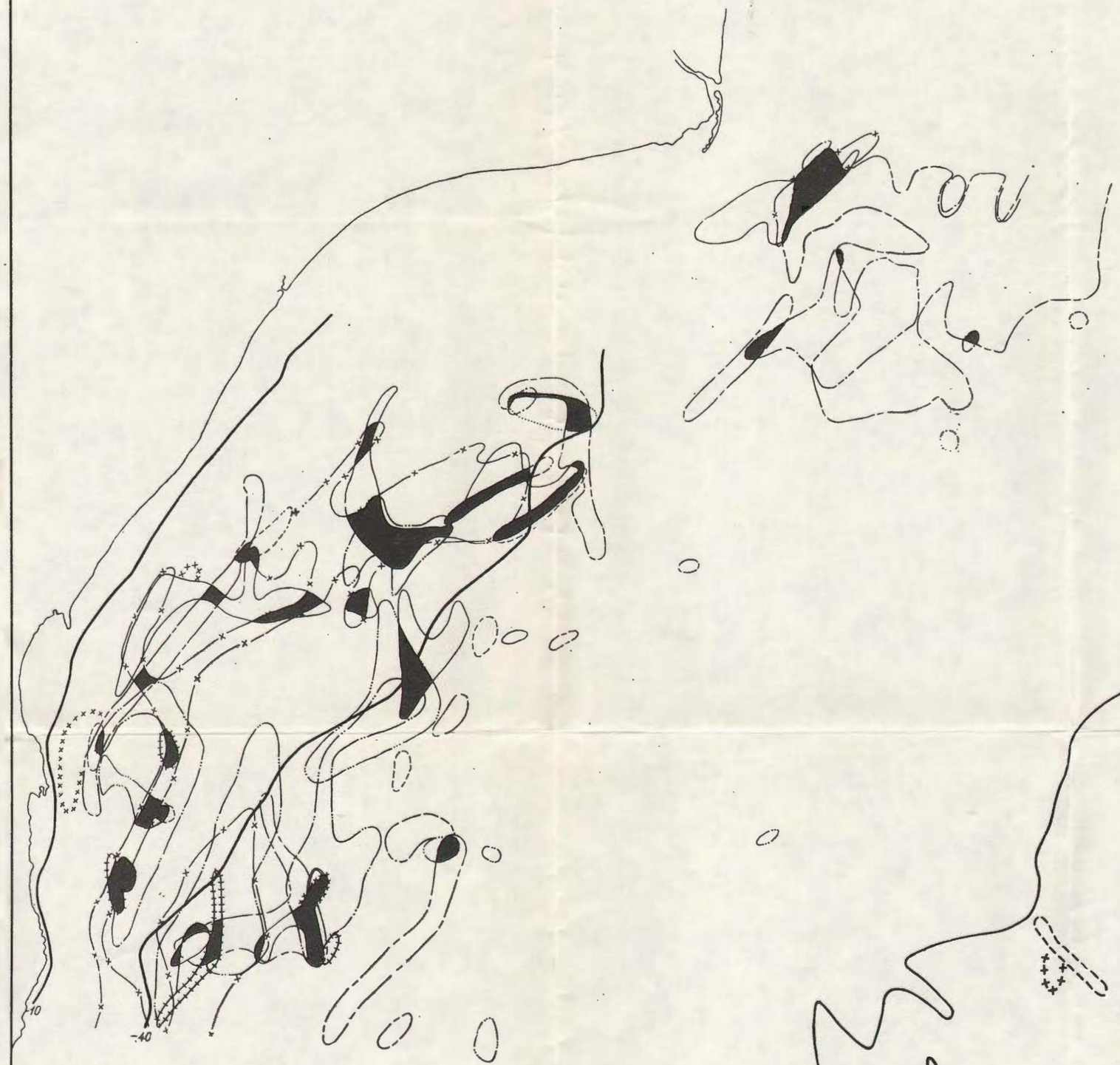
Institutul Geologic al României

ESQUISSE DE L AMPLACEMENT DES SECTEURS À DENSITÉ MAXIMUM DE FORAMINIFERES

0 5 10Km

LEGENDE

- Ammonia sikokuensis
- A. perlucida
- Laryngosigma williamsoni
- Elphidium pulvereum
- Cribroelphidium poeyanum
- Nonion depressulum
- Elphidium haagensis
- Helenina anderseni
- Protelphidium subgranosus
- P. morktobi
- Elphidium advenum ponticum
- E. incertum
- Ammobaculites agglutinans
- Ammonio compacta-viennensis
- Eggerella scabra
- Laryngosigma semitecta
- Lagena laevis
- Fissurina lucida
- Secteur à superposition de centre de fréquence de 3-4 diverses especes



Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 217—281.

4. STRATIGRAFIE

BIOSTRATIGRAFIA ŞI CORELAREA DEPOZITELOR OLIGOCENE DIN REGIUNEA CLUJ (TRANSILVANIA DE NW)[1]

DE

VICTOR MOISESCU [2]

Abstract

Biostratigraphy and Correlation of the Oligocene Deposits from the Cluj Region (NW Part of Transylvania). The results of the analysis under multiple views of the Cluj region undertaken on purpose to give a most complete image of biostratigraphic and paleogeographic evolution, are presented. A more precise age of different Oligocene formations from that region and also a more accurate interpretation of the stratigraphic boundaries between the Oligocene stages, were performed in accordance with the chronostratigraphical data furnished by the nannoplancton, smaller foraminifera, nummulites, molluscs, echinoids and other fossil remains. On that ground, an attempt is made to correlate the Oligocene deposits of the Cluj region, with the synchronous formations from various European bioprovinces.

În ultimele două decenii cercetările geologice din bazinul Transilvaniei, ca de altfel şi din celelalte regiuni ale ţării, au luat o amploare deosebită. Ele au abordat cele mai variate aspecte de litostratigrafie, biostratigrafie, tectonică ca şi aspecte de ordin economic.

În lucrarea de faţă vom încerca să stabilim vîrsta succesiunii strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate de Dealu Cotului în lumina ultimelor cercetări efectuate în regiunea Cluj, atît pe baza studiului probelor de nannoplancton, de foraminifere, numuliţi, moluşte, echinide cît şi pe baza resturilor fosile de mamifere. De asemenea vom încerca să stabilim limitele stratigrafice ale Oligocenului ca şi limitele dintre diferitele etaje din cuprinsul acestuia. În final vom prezenta cîteva scheme de corelare a depozitelor menţionate cu formaţiuni sincrone din diferite regiuni europene.

[1] Predată la 5 decembrie 1975, acceptată pentru publicare la 20 mai 1977, comunicată în şedinţa din 3 iunie 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

După cum se ştie, în perimetrul respectiv se dezvoltă o succesiune de depozite oligo-miocene divizate pentru prima dată de K o c h (1880, 1883, 1884, 1894, 1900) în strate de Hoia, strate de Mera, de Tic, de Cetate, de Zimbor, de Sînmihai, de Coruş, de Hida şi de Cîmpie. Noi vom lua în discuţie numai depozitele dintre stratele de Hoia în bază şi stratele de Coruş la partea superioară.

Din punct de vedere al vîrstei, unităţile stratigrafice de mai sus au fost încadrate de autor (1894) după cum urmează: stratele de Hoia la Ligurian, stratele de Mera la Tongrian, stratele de Tic, de Cetate, de Zimbor şi de Sînmihai la Aquitanian, iar stratele de Coruş şi depozitele supraiacente lor, la Miocen.

În lucrarea sa din 1900, K o c h încadrează la Aquitanian numai stratele de Zimbor şi de Sînmihai, trecînd la Tongrian stratele de Tic şi de Cetate. În acelaşi timp, autorul în discuţie plasează Aquitanianul în baza Mediteraneanului inferior, adică în baza Miocenului.

Mai tîrziu, M a t e e s c u (1938) studiind depozitele oligocene din zona de la sud şi nord de falia Moigradului, încadrează stratele de Mera la Rupelian, iar stratele de Tic, de Cetăţuia şi de Zimbor, la Chattian.

R ă i l e a n u şi S a u l e a (1956) abordează problema mai mult sub aspect litostratigrafic; aceşti autori consideră întreaga succesiune cuprinsă între stratele de Mera (inclusiv calcarul de Hoia) şi stratele de Sînmihai ca fiind oligocenă. Miocenul începe după aceiaşi autori cu etajul Burdigalian, reprezentat prin stratele de Coruş.

În 1957, D u m i t r e s c u prezintă o corelare între formaţiunile oligocene şi miocen inferioare din regiunea Jibou-Ileanda cu cele din zona Clujului, dînd totodată şi o schemă cronostratigrafică a acestora; astfel, faciesul calcaros organogen de Hoia şi partea inferioară a stratelor de Mera le încadrează la Lattorfianul inferior, partea superioară a stratelor de Mera la Lattorfianul superior, stratele de Tic şi de Cetăţuia la Rupelian şi stratele de Zimbor, de Sînmihai şi de Coruş la Chattian-Aquitanian-Burdigalianul inferior.

În acelaşi an, M é s z á r o s prezintă o schemă de orizontare a depozitelor oligocene din zona Iara-Călăţele-Huedin. Autorul atribuie stratele de Mera Lattorfianului şi Rupelianului inferior, stratele de Tic Rupelianului superior, iar stratele de Cetăţuie, de Zimbor şi de Sînmihai, Chattianului.

În linii generale aceasta a fost situaţia încadrării cronostratigrafice a succesiunii oligocene din regiunea menţionată înainte de simpozionul Terţiarului de la Bucureşti din 1959.

În 1960, R ă i l e a n u et al. consideră stratele de Tic superioare, de Cetăţuia, de Zimbor şi de Sînmihai ca aparţinînd Stampianului mediu şi superior. Miocenul inferior începe şi în acest caz tot cu stratele de Coruş.

Împreună cu P o p e s c u, am prezentat în 1967 succesiunea depozitelor oligocene din regiunea Chinteni-Baciu-Sînpaul în felul următor: stratele de Hoia, de Mera şi de Ticu inferioare ca aparţinînd Priabonianului superior-Rupelianului, stratele de Ticu superioare şi de Cetate Chat-

Institutul Geologic al României

tianului, stratele de Zimbor şi de Sînmihai Aquitanianului, iar stratele de Coruş Burdigalianului superior.

Odată cu apariţia schemei cronostratigrafice a Paratethysului central, au fost întocmite adaptări ale schemelor existente.

Astfel, L ă z ă r e s c u şi G r u j i n s c h i (1969), referindu-se la regiunea Cluj-Coruş-Chinteni, atribuie stratelor de Ticu superioare vîrsta rupelian-egeriană, în timp ce stratele de Cetate, de Zimbor şi de Sînmihai le consideră numai egeriene; de asemenea încadrează la Eggenburgian stratele de Coruş.

În 1970, pe baza faunelor de moluşte din succesiunea strate de Ticu superioare-strate de Sînmihai, am atribuit aceste depozite Egerianului, precizînd totodată că stratele de Ticu superioare aparţin şi Rupelianului; stratele de Coruş le-am încadrat la Burdigalian.

Tot în acelaşi an, Ş u r a r u, în urma cercetărilor efectuate în cursul inferior al văii Almaşului, atribuie stratele de Hoia, de Curtuiuş şi de Ciocmani Lattorfianului, stratele de Ileanda Rupelianului, orizontul gresiei de Var Chattianului, stratele de Zimbor Chattian-Aquitanianului, stratele de Sînmihai Aquitanianului (ultimele trei unităţi stratigrafice reprezentînd Egerianul în sens de Oligo-Miocen) şi stratele de Coruş Burdigalianului (partim) sau Eggenburgianului (Miocen M1).

În anii 1972 şi 1975, P o p e s c u prezintă o nouă schemă de încadrare stratigrafică pe baza studiului foraminiferelor mici din depozitele oligocene şi miocene din regiunea Cluj-Jibou-Măgoaja, utilizînd termeni cronostratigrafici din domeniul Tethysului în paralel cu cei din Paratethys. Autorul atribuie stratelor de Tic vîrsta rupeliană, stratele de Cetate le plasează la limita dintre Rupelian şi Egerian (= Bormidian), iar stratele de Zimbor şi de Sînmihai le consideră egeriene (= bormidiene) (acestea din urmă cuprinzînd la partea lor terminală şi o parte din Aquitanian). În fine, stratele de Coruş le situează la baza Aquitanianului.

Între anii 1974—1975, atît cu ajutorul faunelor de moluşte, cît şi cu ajutorul analizelor de nannoplancton, am prezentat o schemă de încadrare stratigrafică, atribuind stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi partea bazală a stratelor cu *subtrigona* Oligocenului inferior, postlattorfian, stratele cu *subtrigona*, stratele de Dîmbu Trifului şi treimea inferioară a stratelor de Dîncu-Tămaşa Stampianului *s.s.* (= Rupelian), partea medie şi superioară a stratelor de Dîncu-Tămaşa şi stratele de Cetate Eoegerianului (= Chattianul partim), stratele de Cuzăplac şi de Cubleşu Mesoegerianului (= Chattian-Aquitanian), stratele de Sîncraiu Almaşului şi de Dealu Cotului Neoegerianului (=Aquitanian), iar stratele de Coruş Eggenburgianului.

În fine, o ultimă schemă stratigrafică este prezentată de R u s u în 1974, în care consideră calcarul de Hoia şi stratele de Mera tongrian superioare, stratele de Moigrad, stratele de Dîncu şi cea mai mare parte a stratelor de Cetate rupeliene *s.s.*, partea terminală a stratelor de Cetate, stratele de Zimbor şi de Sînmihai egeriene, ultimele prin partea lor termi-

Institutul Geologic al României

nală şi aquitaniene, iar stratele de Coruş eggenburgiene, respectiv aquitaniene.

Evident, numărul schemelor de încadrare stratigrafică este incomparabil mai mare. Noi am prezentat pe cele mai importante. Acestea sînt însă suficient de edificatoare pentru a evidenţia marea diversitate de opinii legată de vîrsta depozitelor în discuţie. De aici reiese mai mult ca oricînd necesitatea orientării acestor opinii spre o direcţie comună, care se pare că în ultimul timp a început să se contureze.

Confuziile ce au condus la această diversitate de concepţii privind încadrarea cronostratigrafică a depozitelor oligocene menţionate mai sus provin în primul rînd de la înţelegerea eronată a unităţilor cronostratigrafice ale Oligocenului şi Miocenului inferior după apariţia etajelor Lattorfian şi Chattian. De aceea, în cele ce urmează, pornind de la elementele oferite de depozitele cuprinse între stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi cele de Dealu Cotului vom trece în revistă limitele stratigrafice ale Oligocenului pe baza diferitelor grupe de organisme fosile.

VÎRSTA SUCCESIUNII STRATE CU LABYRINTHUM ŞI TURRITELLA-STRATE DE DEALU COTULUI PE BAZA DIFERITELOR GRUPE DE ORGANISME FOSILE. LIMITELE STRATIGRAFICE ALE OLIGOCENULUI

A) Vîrsta stratelor cu labyrinthum şi Turritella ca şi a stratelor cu subtrigona. Limita Eocen-Oligocen şi Oligocen inferior-Oligocen mediu

I. *Nannoplanctonul.* Biozonarea pe bază de nannoplancton a început în ţara noastră atît în domeniul flişului Carpaţilor Orientali (Martini, Lebenson, 1971; Lebenson, 1973 a, 1973 b; Balteş, Cosma, Lebenson, Munteanu, 1975) cît şi în bazinul Transilvaniei [(Popescu, Gheţa, 1972; Mészáros, Lebenson, Ianoliu, 1973, 1974; Mészáros, Lebenson, Ianoliu[3]; Martini, Moisescu, 1974; Gheţa (in Bombiţă, Gheţa, Iva, Olteanu, 1975); Gheţa şi Popescu, 1975); Mészáros, Lebenson, Şuraru, Ianoliu, 1975; Mészáros, Lebenson, Ianoliu, Pion, 1975].

Cele două lucrări întocmite de Mészáros, Lebenson şi Ianoliu în regiunea Cluj-Mera pun în evidenţă zonele de nannoplancton: NP21 (cu *Ericsonia subdisticha*), caracteristică Lattorfianului de la localitatea-tip Latdorf şi NP22 (cu *Helicopontosphaera reticulata*), de la partea superioară a Oligocenului inferior. De asemenea, autorii de mai sus conturează şi zonele NP20 şi NP23, prima reprezentînd Eocenul superior iar cea de a doua Rupelianul inferior (fig.).

Astfel, Oligocenul inferior din dealul Hoia este reprezentat după aceşti autori prin depozite heteropice, cum sînt calcarul de Hoia (fig., a, 1; b, 4 şi 5), depozitele grezo-marnoase de deasupra pînă la limita cu

[3] N. Mészáros, C. Lebenson, C. Ianoliu. Limita Eocen-Oligocen la Mera cu ajutorul nannoplanctonului (sub tipar).

Institutul Geologic al României

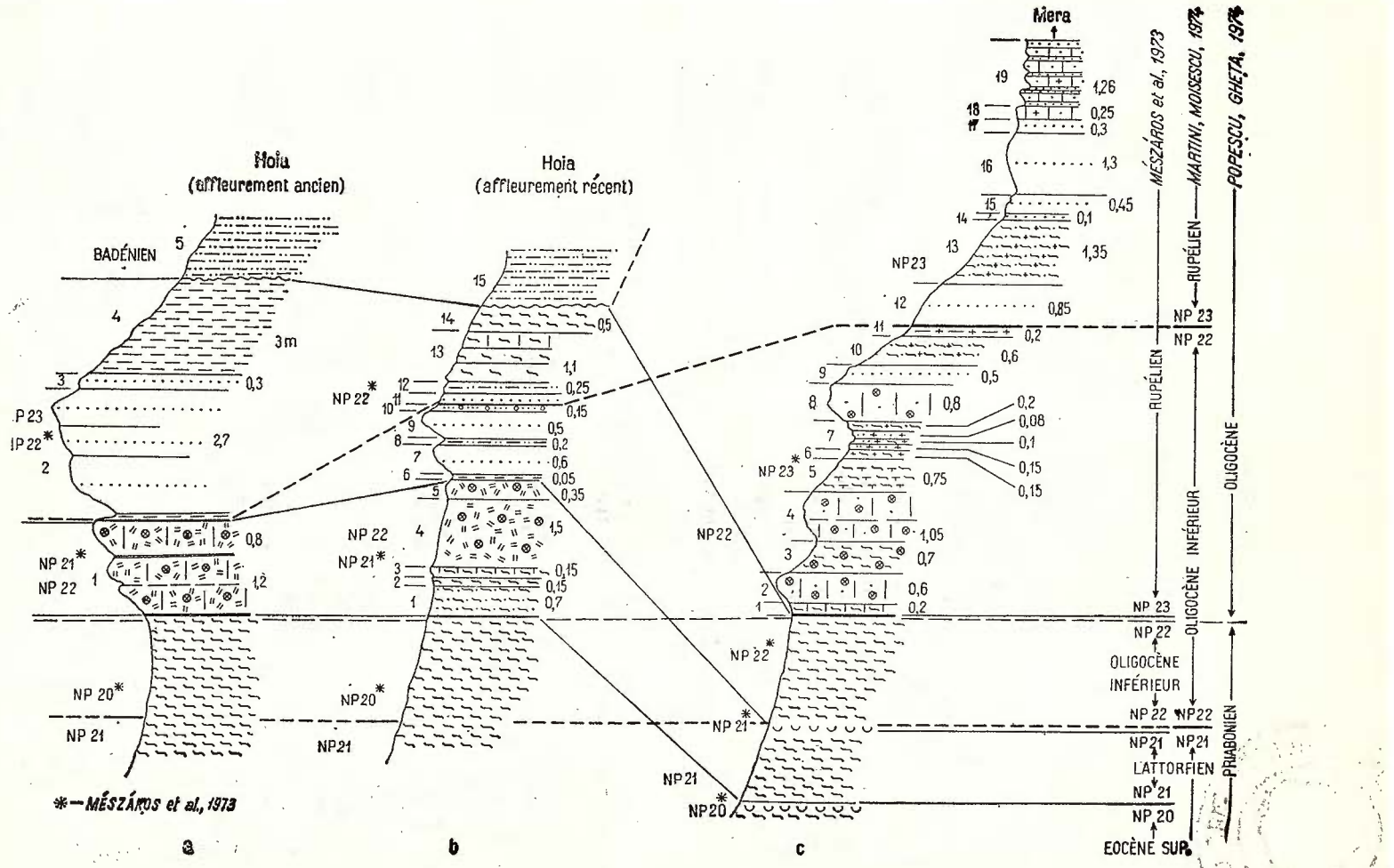


Fig. — Coloane stratigrafice detaliate în stratele cu *labyrinthum* și *Turritella* (a — aflorimentul vechi; b — aflorimentul nou) și în stratele cu *subtrigona* (c) din secțiunile-tip: dealul Hoia (Cluj-Napoca) (a și b) și valea Berecoaia (Mera) (c).

Colonnes stratigraphiques détaillées dans les couches à *labyrinthum* et *Turritella* (a — affleurement ancien; b — affleurement récent) et dans les couches à *subtrigona* (c) des coupes-type: colline Hoia (Cluj-Napoca) (a et b) et vallée de Berecoaia (Mera) (c).

Institutul Geologic al României

marnele badeniene (a, 2—4; b, 6—14), precum şi partea terminală a marnelor cu briozoare din profilul de referinţă de la Mera (c).

După cum se observă, limita Eocen-Oligocen nu se găseşte în interiorul stratelor de Mera din profilul-tip, ci în interiorul complexului de marne cu briozoare. Ea trece pe la cca 6—8 m sub limita litostratigrafică dintre marnele cu briozoare şi stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella*.

Este interesant de reliefat unele aspecte care ni se par contradictorii. Astfel, dacă pe dealul Hoia limita NP20/NP21 trece pe sub calcarul de Hoia şi pe deasupra marnelor cu briozoare, la Mera aceasta se găseşte în interiorul marnelor cu briozoare. Pe de altă parte, zona NP21, care indică Lattorfianul-tip, încadrează în dealul Hoia calcarul de Hoia, iar la Mera este cuprinsă în marnele cu briozoare.

În fine, zona NP22 de la partea superioară a Oligocenului inferior, se plasează la Hoia la nivelul stratelor de Mera, în timp ce la Mera, întocmai ca şi prima zonă, se întîlneşte în marnele cu briozoare, sub echivalentul stratigrafic al stratelor de Hoia.

Cercetările pe care le-am efectuat mai recent (M a r t i n i şi M o i s e s c u, 1974), independent de cercetările autorilor de mai sus, pe dealul Hoia, lîngă pădurea Mănăştur, pe valea Seaca, valea Berecoaia, la Tetişu şi pe valea Bodiei au condus la rezultate deosebite faţă de ale acestor autori (fig.).

După rezultatele pe care le-am obţinut limita Priabonian-Lattorfian este ceva mai jos decît cea trasată de M é s z á r o s et al. Analiza unor probe de la 14—15 m adîncime în complexul marnelor cu briozoare a arătat că ne găsim încă în zona cu *Ericsonia subdisticha* (NP21). Pe de altă parte, atît în profilul de la dealul Hoia, cît şi în cel de pe valea Berecoaia, zona NP22 se suprapune direct pe limita litostratigrafică dintre marnele cu briozoare şi stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella*.

Analizele de nannoplancton executate de P o p e s c u şi G h e ţ a (1971) asupra marnelor cu briozoare şi stratelor de Mera au determinat pe autori să afirme că la nivelul stratelor de Mera (inclusiv calcarul de Hoia) nu există nannoplancton calcaros. Din această cauză nici nu au reliefat vreo zonă de nannoplancton. Or, se ştie că stratele de Hoia şi baza stratelor de Mera abundă în specii de nannoplancton care permit biozonări cu semnificaţie biostratigrafică. Pe de altă parte, complexul marnelor cu briozoare este încadrat de autorii respectivi în biozona cu *H. reticulata*, biozonă atribuită părţii terminale a Priabonianului. Neconcordanţa rezultă din faptul că, după G a r t n e r, zona cu *H. reticulata* încheie Eocenul superior, iar după M a r t i n i ea se plasează în partea superioară a Oligocenului inferior.

Conform concepţiei autorilor de mai sus, limita Eocen-Oligocen este trasată la partea superioară a zonei cu *H. reticulata*, respectiv la partea terminală a subzonei cu *Discolithina obliquipons*, între această subunitate biostratigrafică şi o succesiune de depozite fără nannoplancton. Limita respectivă coincide cu limita litologică dintre marnele cu briozoare şi stratele de Mera *sensu* B o m b i ţ ă şi M o i s e s c u, 1968. După părerea

Institutul Geologic al României

noastră (Moisescu, 1975), ea se plasează între stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* în bază şi pachetul grezo-marnos cvasiazoic al stratelor cu *subtrigona* la partea superioară.

În 1975, Gheţa (in Bombiţă, Gheţa, Iva şi Olteanu) arată că lipsa speciilor *Discoaster barbadiensis* şi *D. saipanensis* din complexul marnelor cu briozoare împiedică trasarea limitei Eocen-Oligocen pe bază de nannoplancton. Autorul a luat drept criteriu pentru această limită extincţia formei *Cyclococcolithus formosus*.

Oligocenul inferior mai cuprinde partea terminală a marnelor cu briozoare (pe ultimii 4—5 m grosime), stratele de Hoia din profilul-tip, stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Seaca şi valea Berecoaia, de la Tetişu, precum şi partea inferioară a succesiunii grezo-marnoase cvasiazoice din cuprinsul stratelor cu *subtrigona*. Aceste depozite aparţin zonei standard de nannoplancton NP22. Ele sînt mai noi decît Lattorfianul de la stratotip (NP21), dar mai vechi decît Rupelianul-tip (NP23) (Moisescu, 1974, p. 12), aşa cum au remarcat ulterior şi Rusu şi Drăgănescu (1976, p. 160—164), care încadrează însă zona NP22 la Oligocenul mediu. De aici reiese că limita Oligocen inferior-Oligocen mediu pe bază de nannoplancton trece prin treimea inferioară a succesiunii grezo-marnoase cvasiazoice, adică pe la partea superioară a nivelului de argile roşiatice slab marnoase, din profilul de Mera (fig., c, 11). Nivelul de gresii galben-verzui nefosilifere din cadrul aceleiaşi succesiuni (c, 12) constituie un nivel stratigrafic reper, deoarece este singurul lipsit în totalitate de nannoplancton.

Succesiunea grezo-marnoasă cvasiazoică de la nivelul de gresii marnoase vineţii-negricioae (c, 13) în sus şi stratele cu *subtrigona s.s.* cuprind o asociaţie de nannoplancton lipsită de specii index. Pe baza ocurenţelor de *Rhabdosphaera tenuis* (Martini şi Moisescu, 1974), specie care nu depăşeşte limita superioară a zonei NP23, este posibilă o paralelizare a acestor depozite cu cele ale Rupelianului-tip.

La Hoia limita Oligocen inferior-Oligocen mediu se întîlneşte sub echivalentul stratigrafic al stratelor de Mera, corespunzînd cu limita între stratele de Hoia şi stratele de Mera stabilită de noi anterior.

Dacă ne referim la profilul-tip al Priabonianului de la Priabona unde s-a pus în evidenţă numai zona cu *Isthmolithus recurvus* (NP19) [din care lipseşte specia *Ericsonia subdisticha* (Proto Decima, 1969, p. 249—253) cît şi asociaţiile de nannoplancton care determină cele două zone care o învecinează, respectiv NP20, cu *Sphenolithus pseudoradians* de la partea terminală a Priabonianului şi NP22, cu *H. reticulata* din partea superioară a Oligocenului inferior] se poate presupune că marnele de Priabona şi de Brendola sînt mai vechi decît marnele cu briozoare din bazinul Transilvaniei, sau că între acestea şi stratele de Sangonini supraiacente trebuie să existe o lacună stratigrafică, echivalentă din punct de vedere al nannoplanctonului cu zona NP20 şi poate chiar cu zona NP21. Deocamdată limita dintre zona cu *I. recurvus* şi cea cu *E. subdisticha* a fost trasată în Italia numai pe baza zonei cu *I. recurvus*.

Institutul Geologic al României

II. *Foraminiferele planctonice.* În regiunea Cluj foraminiferele planctonice de la limita Eocen-Oligocen lipsesc, sau se întîlnesc cu totul incidental şi sînt nesemnificative din punct de vedere biostratigrafic (ex. *Globorotalia pseudomenardii* Cush. et Stainf., *Globorotalia* sp.)[4].

Aceeaşi situaţie se observă şi în regiunea Jibou-Ileanda, unde Barbu (1962) prezintă o listă cu peste 75 de specii de foraminifere, dintre care nici una nu este planctonică. Din aceste cauze nu putem discuta limita Eocen-Oligocen pe baza lor.

III. *Foraminiferele bentonice.* Foraminiferele bentonice au făcut obiectul a numeroase studii cu caracter regional. În bazinul Transilvaniei foraminiferele bentonice de la limita Eocen-Oligocen cît şi cele din Oligocenul inferior şi mediu au fost studiate de către Barbu (1955, 1956, 1961, 1962, 1963), care a remarcat frecvenţa mare a miliolidelor.

Analiza unor probe colectate de la partea terminală a marnelor cu briozoare, din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* ca şi din stratele cu *subtrigona* de pe valea Berecoaia şi de pe valea Bodiei, efectuată de către laboratorul de micropaleontologie al I.G.P.S.M.S., a pus în evidenţă cîteva asociaţii de foraminifere pe care le vom prezenta mai jos.

a) Foraminiferele din partea terminală a marnelor cu briozoare: *Nonion advenum* (Cush.), *N. inexcavatum* (Cush. et Applin), *N. danvillensis* Howe et Wallace, *N. laeve* (d'Orb.), *Globulina gibba* d'Orb., *Eponides budensis planatus* Cush., *E. jacksonensis* (Cush. et Applin), *Gyroidina danvillensis* Howe et Wallace, *Anomalina garzaensis* Cush. et Sieg., *A. affinis* (Hantken), *Cancris cocoaensis* Cush., *Spiroplectammina mississipiensis* (Cush.), *Spiroplectammina* sp., *Cibicides mexicanus* (Nuttall), *C.* cf. *cocoaensis* (Cush.), *Guttulina byramensis* (Cush.), *Pseudoglandulina* cf. *ovata* (Cush. et Applin);

b) Foraminiferele din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Berecoaia (Mera):

Nivelul de marne calcaroase vineţii (fig., c, 1): *Cibicides rzehaki* (Grzyb.), *C. praecursorius* (Schwager), *C. rigidus* Bykova, *C. dampelae dampelae* Bykova et Chram., *Textularia adalta* Cush., *Rotalia mexicana mecathepecensis* Nuttall, *R. pinarensis* Cush. et Berm., *R.* cf. *byramensis* Cush., *Reussella sculptilis* (Cush.), *Elphidium eocaenicum* Cush. et Ellis,, *Globulina gibba* d'Orb., *Asterigerina* sp.;

Nivelul grezo-calcaros cu mulaje de *Anodontia globulosa* (c, 2): *Nonion inexcavatum* Cush. et Applin, *Rotalia lithothammnica lithothammnica* Uhlig, *R. becarriiformis* (Nuttall), *R. perovalis* (Terquem), *Reussella spinulosa* (Reuss), *Eponides pygmaeus* (Hantken), *Discorbis assulata* Cush., *Cibicides dampelae dampelae* Bykova et Chram.; *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Asterigerina* sp.;

[4] Specia *G. pseudomenardii* este o formă paleocenă. Biozona care îi poartă numele se întîlneşte în flişul Paleocenului mediu din profilul de la Paderno d'Adda, Italia (Citta et al., 1968, p. 619), precum şi în depozitele paleocene din Egipt şi Libia (Hottinger, Lehmann et Schaub, 1964, p. 622).

Institutul Geologic al României

Nivelul grezo-calcaros cu *Turritella* şi resturi de *Calianassa* (c, 4) : *Rotalia lithothammnica lithothammnica* Uhlig, *Miliolina* cf. *trigonula* (Lamarck), *Massilina jacksonensis* Cush., *Globorotalia pseudomenardii* Cush. et Stainf., *Quinqueloculina* sp. ;

Nivelul de gresii vineţii-negricioase cu mulaje de moluşte (c, 5) : *Rotalia lithothammnica-lithothammnica* Uhlig., *R. perovalis* (Terquem), *R. mexicana* Nuttall, *Nonion inexcavatum* (Cush. et Applin), *Discorbis assulata* Cush., *Reussella oberburgensis* (Fray.), *Globorotalia pseudomenardii* Cush. et Stainf;

Nivelul de marne verzui nefosilifere (c, 6) : *Eponides pygmaeus* (Hantken), *Rotalia becarriiformis* (Reuss), *R. lithothammnica lithothammnica* Uhlig, *Cibicides perlucidus* (Nuttall), *Globorotalia pseudomenardii* Cush. et Stainf., *Discorbis* cf. *vezicularis* Lamarck, *Miliolina* cf. *laevigata* (d'Orb.), *Miliolina* sp., *Gyroidina* sp.

c) Foraminiferele din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Bodiei (versantul stîng al văii Agrijului) : *Miliolina trigonula* (Lamarck), *M.* cf. *akneriana* (d'Orb.), *M.* cf. *laevigata* (d'Orb.), *M.* cf. *haueriana* (d'Orb.), *Cibicides perlucidus* (Nuttall), *Nonion inexcavatum* (Cush. et Applin), *N.* cf. *laeve* (d'Orb.), *N.* cf. *advenum* (Cush.), *Eponides* cf. *pygmaeus* (Hantken), *Eponides* sp., *Globorotalia* sp.

d) Foraminiferele din stratele cu *subtrigona* (succesiunea grezo-marnoasă cvasiazoică) de pe valea Berecoaia :

Nivelul de gresie marnoasă vineţie (c, 10) : *Globulina gibba* d'Orb., *Valvulineria jacksonensis* Cush., *Nonion advenum* (Cush.), *Cibicides perlucidus* (Nuttall), *C. mexicanus* (Nuttall);

Nivelul de argile roşiatice slab marnoase (c, 11) : *Spiroplectammina mississipiensis* (Cush.), *Globulina gibba* d'Orb., *G. gibba fisicostata* d'Orb., *Nodosaria pyrula* d'Orb., *Cibicides* cf. *ungerianus* (d'Orb.), *Gyroidina danvillensis* Howe et Wallace, *Guttulina byramensis* (Cush.), *Robulus plummerae* Cush., *Nonion advenum* (Cush.), *N. inexcavatum* Cush. et Applin.

Din listele de microfaune reiese că unele specii sînt comune marnelor cu briozoare, stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratelor cu *subtrigona*, aşa cum se observă şi în tabelul 1.

Din comparaţiile de mai sus rezultă că dacă speciile comune marnelor cu briozoare şi stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* sînt într-un procent de 23%, în schimb cele comune aceloraşi marne cu cele din stratele cu *subtrigona* ajung la 41%. Totodată procentul formelor de microforaminifere din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratele cu *subtrigona* este de abia 10%. Acest fapt reliefează afinităţile deosebite ale foraminiferelor din marnele cu briozoare cu cele din stratele cu *subtrigona*.

Referitor la foraminiferele bentonice din regiunea Jibou-Ileanda studiate de Barbu (1955, p. 281—292; 1956, p. 156—160; 1961, p. 39—46; 1962, p. 69), putem aprecia că acestea nu prezintă afinităţi cu foraminiferele din depozitele echivalente ale regiunii Cluj.

Analiza probelor micropaleontologice din marnele cu briozoare, stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratele cu *subtrigona* de pe valea Berecoaia, ca şi a celor colectate din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Bodiei a condus la următoarele rezultate :

1. Partea terminală a marnelor cu briozoare şi nivelul de argile roşiatice slab marnoase al stratelor cu *subtrigona* de pe Berecoaia conţin

Institutul Geologic al României

o microfaună marină constituită din foraminifere bentonice în care predomină genul *Cibicides*, cu speciile : *C. perlucidus* şi *C. mexicanus*.

Asocierea speciilor : *C. perlucidus*, *C. mexicanus*, *C. cocoaensis*, *Globulina gibba*, *Nonion advenum*, *N. inexcavatum*, *Guttulina byramensis*,

TABELUL 1

Formaţiuni	Proporţia %	Specii comune
Specii comune marnelor cu briozoare şi stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella*	23	*Nonion advenum* *Nonion inexcavatum* *Nonion laeve* *Globulina gibba*
Specii comune marnelor cu briozoare şi stratelor cu *subtrigona*	41	*Nonion advenum* *Nonion inexcavatum* *Globulina gibba* *Gyroidina danvillensis* *Spiroplectammina mississipiensis* *Cibicides mexicanus* *Guttulina byramensis*
Specii comune stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratelor cu *subtrigona*	10	*Nonion advenum* *Globulina gibba* *Cibicides perlucidus*
Specii comune celor trei unităţi litostratigrafice	6,6	*Nonion advenum* *Globulina gibba*

Eponides jacksonensis, *Reussella sculptilis*, *Rotalia byramensis* şi *Spiroplectammina mississipiensis* indică vîrsta eocen superioară;

2. Marnele calcaroase vineţii de la baza stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Berecoaia conţin frecvenţi cibicizi, care aparţin altor specii *(C. rzehaki*, *C. praecursorius*, *C. rigidus* şi *C. dampelae)*; sînt lipsite de nonionide şi aparţin tot Eocenului superior;

3. Unele din probele colectate din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Bodiei conţin miliolide cu o frecvenţă ridicată, la care se adaugă rare specimene de *Cibicides perlucidus*. Ele pun în evidenţă o diminuare sensibilă a salinităţii apelor.

În alte probe se observă că miliolidele sînt înlocuite prin nonionide asociate cu frecvente ostracode. Probele ce provin de pe valea Bodiei indică de asemenea vîrsta eocen superioară a depozitelor din care au fost colectate;

4. Nivelul grezo-calcaros cu mulaje de *Anodontia globulosa*, nivelul grezo-calcaros cu *Turritella* şi resturi de *Calianassa* ca şi nivelul de gresii vineţii-negricioase cu mulaje de moluşte ce aparţin stratelor cu *labyrin-*

Institutul Geologic al României

thum şi *Turritella* de pe valea Berecoaia cuprind o microfaună alcătuită din foraminifere de apă salmastră, alături de cîteva specimene de *Rotalia*, *Reussella*, *Eponides*, *Discorbis* şi *Globorotalia*.

Următoarea asociaţie: *Rotalia lithothammnica*, *R. perovalis*, *R. becarriiformis*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Cibicides dampelae dampelae*, *Nonion inexcavatum*, *Asterigerina* sp. şi *Eponides pygmaeus* ar indica vîrsta Eocen superior-Oligocen inferior pentru depozitele din care provin probele respective. Vîrsta eocenă este dată de prezenţa celor două specii *Rotalia perovalis* şi *Globorotalia pseudomenardii*;

5. Prin lipsa speciei *Rotalia perovalis* din asociaţia de foraminifere din nivelul de marne verzui (în care este prezentă totuşi *G. pseudomenardii*) autorii care au analizat probele respective (Maria Tocorjescu şi Mariana Iva) susţin că acest nivel ar putea fi plasat în Oligocenul inferior.

Din cele arătate pînă acum putem desprinde cîteva concluzii şi anume:

1. Stratele cu briozoare, stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratele cu *subtrigona* conţin în proporţie de peste 99% foraminifere bentonice;

2. Foraminiferele planctonice *(G. pseudomenardii)* se întind pe un interval stratigrafic mare, necontribuind cu nimic la elucidarea limitei Eocen-Oligocen şi la vîrsta depozitelor în discuţie;

3. Foraminiferele din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* au puţine forme comune cu cele din stratele cu *subtrigona*, deşi între aceste depozite există o continuitate în sedimentare;

4. Foraminiferele din stratele cu briozoare priaboniene prezintă afinităţi evidente cu cele din stratele cu *subtrigona*;

5. După concluziile trase de Maria Tocorjescu şi Mariana Iva în legătură cu probele analizate, ar reieşi că marnele cu briozoare şi stratele cu *subtrigona* de pe valea Berecoaia ar avea o vîrstă eocen superioară, în timp ce depozitele încadrate de cele două formaţiuni, respectiv stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella*, ar constitui depozite de trecere de la Eocen la Oligocen. De aici rezultă că foraminiferele bentonice de la limita Eocen-Oligocen ca şi cele din depozitele considerate oligocen inferioare şi medii din regiunea studiată nu sînt în măsură să aducă vreo precizare de ordin biostratigrafic;

6. Dacă foraminiferele bentonice din stratele de Mera prezintă afinităţi deosebite cu cele din marnele cu briozoare, nu există motive pentru care stratele de Hoia să fie atribuite Priabonianului (aşa cum procedează Barbu — 1961, p. 161), iar stratele de Mera Oligocenului, deoarece şi unele şi altele continuă foraminiferele din Priabonian. Pe de altă parte, nannoplanctonul şi moluştele din stratele de Hoia atestă vîrsta oligocen inferioară a acestora;

7. Foraminiferele din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* sînt reprezentate printr-un bentos de adîncime mică. El este alcătuit dintr-o asociaţie cu nonionide, rotalide, miliolide şi numuliţi şi constituie un biofacies litoral.

Institutul Geologic al României

Mai adăugăm la cele expuse mai sus că Mariana Iva, 1964[5], consideră foraminiferele din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* ca şi cele din stratele cu *subtrigona* ca formînd subbiozona cu *Rotalia pinarensis*. În această subbiozonă, pe lîngă depozitele menţionate mai sus intră şi stratele cu briozoare. Marnele cu briozoare şi calcarul de Hoia sînt atribuite de autor Eocenului superior, în timp ce stratele cu *subtrigona* sînt considerate oligocene, precizînd totodată că microfauna pe care o conţin acestea este remaniată.

IV. *Numuliţii*. În domeniul mesogean, din care, în timpul Eocenului şi Oligocenului inferior şi mediu face parte şi bazinul Transilvaniei, limita Eocen-Oligocen a fost fixată în profilul-tip al Priabonianului de la Priabona, ca şi în diferite alte profile (de la Granella, Chenderle, Brendola, Mossano, Possagno) între biozona cu *Nummulites retiatus* [*N. problematicus* (din cadrul stratelor cu *N. fabianii s.l.*)] şi biozona cu *N. intermedius* [in Propositions, Mém. B.R.G.M., III (69), p. 461].

Analiza microfaunei de numuliţi de la limita Eocen-Oligocen, ca şi a aceleia din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* din regiunea Cluj a fost comentată de Gh. Bombiţă (in Bombiţă şi Moisescu, 1968, p. 709—717). După cum am menţionat (Moisescu, 1975, pl. XVII), stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* cuprind numuliţi la Hoia (Aa, 1; Ab, 4—5), lîngă pădurea Mănăştur (B, 1), în versantul drept al văii Seaca (C, 4; C, 6), pe valea Berecoaia (E, 2—5; E 8), precum şi pe valea Bodiei (M, 1; M, 7; M, 11; M, 17).

Studiul în secţiuni subţiri al unor eşantioane ce provin din nivelul cu *Scutella subtrigona* de la partea terminală a stratelor cu *subtrigona s.s.* din profilul-tip de pe valea Berecoaia a pus în evidenţă pentru prima dată existenţa numuliţilor în aceste depozite (Moisescu, 1975, pl. XVII, E, 21).

Stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* comportă, după Gh. Bombiţă (in Bombiţă, Moisescu, 1968, p. 714), două mutaţii ale grupei *N. fabianii*: prima mutaţie frecventă la Bodia-Buciumi (pl. IV, stratele 2 şi 4, fig. 1—8) sugerează persistenţa speciei *N. fabianii* care urcă din depozitele subiacente; cea de a doua mutaţie abundă în calcarul de Hoia (pl. IV, stratul 2, fig. 1—9) şi realizează tipul de tranziţie la *N. intermedius* (vezi şi stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Berecoaia, pl. IV, stratele 2 şi 3, fig. 1—6; stratele 4 şi 5, fig. 1—6).

În afară de aceste mutaţii, la Bodia (pl. IV, stratele 2—4, fig. 10—15) se mai întîlnesc şi forme de *Nummulites* cf. *incrassatus*, unele dintre ele (pl. IV, stratele 2—4, fig. 16—17) cu morfologie foarte apropiată de cea a formei-tip. Specimene asemănătoare se observă şi în stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Berecoaia (pl. IV, stratele 2 şi 3, fig. 7—11 şi stratele 4 şi 5, fig. 9—10).

[5] Arh. M.M.P.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

În asociaţia de numuliţi a stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* apar de asemenea, specimene de *Nummulites* ex gr. *chavannesi* (Bodia-Buciumi, stratele 2 şi 4, fig. 9; Mera, stratele 2 şi 3, fig. 16—20) precum şi forme de *N. budensis* (Mera, stratele 2 şi 3, fig. 12—15; stratele 4 şi 5, fig. 7—8).

Pînă nu de mult specia *N. fabianii* a fost considerată caracteristică Eocenului superior. De altfel, dacă urmărim răspîndirea ei (ca şi relaţiile dintre zona cu *N. fabianii* şi zona cu *N. intermedius)* în cîteva regiuni din Europa: în bazinul Aquitaniei la Biarritz (V i g n e a u x, 1964, p. 196; V e i l l o n, 1964, p. 240); în bazinul Vicentin (profilele de la Nago, Cambrigar, Corna Piana, Gallerie) (C a s t e l l a r i n, M. B. C i t a, 1969 a, p. 95—99; 1969 b, p. 123—127); în seriile de Grumale (formaţiunea de Pradelgiglio, de Motisa, de Calvene), de Valrovina, de Lavaccile, de Monte Gaggion, în profilele de la Cavallo din Novezo-Monte delle Erbe şi de la Acquenere (F r a s c a r i R i t o n d a l e S p a n o, 1969, p. 173—177); în Alpii maritimi franco-italieni (regiunea Entrevaux — Basses Alpes), în zona Pont-Noir (sau Agnère), în regiunea Annot-les-Scaffarels şi Allons (B l o n d e a u, 1968, p. 27—31); în Albania (P a p a, 1968, p. 666); în împrejurimile Budapestei (D u d i c h, G i d a i, K e c s k e m é t i, K o p e k, 1968, p. 680); în zona meridională a U.R.S.S., în Transcaucazia, zona Carpaţilor, Azerbaidjanul de sud şi Polonia (N e m k o v, 1964, p. 763—765); în Armenia de sud (G a b r i e l i a n, 1964, p. 799—803) şi în Gruzia (I. V. K a c e a r a v a, M. V. K a c e a r a v a, 1964, p. 810—813), vom constata că într-adevăr aceasta este cantonată numai în Eocenul superior exceptînd însă bazinul Transilvaniei.

Din regiunile menţionate mai sus reiese că *N. fabianii* are un areal întins, întîlnindu-se atît în domeniul mesogeean cît şi în cel lusitano-aquitanian; lipseşte din domeniul boreal.

Din punct de vedere cronostratigrafic apariţia acestei specii marchează baza Eocenului superior.

Limita Eocen-Oligocen pe bază de numuliţi a fost fixată între biozonele cu *N. fabianii retiatus* şi N. *intermedius*, aşa cum am amintit şi mai sus. În bazinul Transilvaniei există unele particularităţi care vin în contradicţie cu ceea ce se cunoaşte în alte părţi.

1. În primul rînd nu se poate vorbi aici de o biozonă cu *N. millecaput*, deoarece această formă nu a fost pusă în evidenţă. Apare însă specia *N. variolarius*, pe care B o m b i ţ ă (1963, p. 102) o consideră, ca şi V i g n e a u x (1964, p. 196), de vîrstă lediană (în sens de Eocen mediu), iar apoi de vîrstă biarritziană (B o m b i ţ ă in B o m b i ţ ă şi M o i s e s c u, 1968, p. 700) (tot ca Eocen mediu).

2. Asociaţia cu *N. garnieri* şi *N. striatus* pusă în evidenţă de B o m b i ţ ă, asociaţie din care lipsesc atît *N. variolarius* din bază cît şi *N. fabianii* de la partea superioară a fost luată drept asociaţie-tip pentru stratotipul Napocianului, situat la partea inferioară a Eocenului superior.

O asociaţie cu *N. garnieri*, *N. striatus* şi *N. fabianii*, dar fără *N. variolarius* se întîneşte în zona medie cu *N. fabianii s.s.* din Armenia şi Transcaucazia, fiind încadrată tot la Eocenul superior;

Institutul Geologic al României

3. Din cele trei zone cu numuliţi ale Priabonianului din Italia şi U.R.S.S. (zona inferioară cu *N.* aff. *fabianii*, zona medie cu *N. fabianii s.s.* şi zona superioară cu *N. fabianii* cu tipuri ce arată o evoluţie avansată, sau zona cu *N. fabianii retiatus* şi *N. fichteli problematicus)*, în bazinul Transilvaniei se individualizează numai una şi anume zona cu *N. fabianii s.s.*, concretizată prin ceea ce se cunoaşte sub numele de stratele cu *N. fabianii*. Aici specia *N. fabianii*, care este foarte abundentă, apare în asociaţie cu *N.* ex gr. *incrassatus*, *N.* ex gr. *chavannesi*, *Operculina* aff. *alpina*, echinide, moluşte, briozoare, plasîndu-se în prima jumătate a Priabonianului;

4. La nivelul marnelor cu briozoare se dezvoltă o asociaţie constituită din briozoare (care apar din abundenţă), moluşte, echinide, *N.* ex gr. *fabianii*, *N. pulchellus*, *N. budensis*, *N. incrassatus*, discocicline de talie mică. Unele dintre aceste specii de numuliţi şi în special *N.* ex gr. *fabianii* nu sînt *in situ*. În alte regiuni ele lipsesc în totalitate, aceasta datorîndu-se faptului că specia respectivă este sensibil controlată de facies. Ea este prezentă întotdeauna în biocalcarenite, calcare marnoase şi calcare grezoase. Prezenţa ei în depozite marnoase şi argiloase *in situ* este exclusă (Ungaro, 1969, p. 277; Castellarin, Cita, 1969 b, p. 137);

5. În stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* apar trei asociaţii de numuliţi şi anume:

a) o asociaţie cu *N.* ex gr. *fabianii*, *N.* cf. *incrassatus*, *N.* ex gr. *chavannesi*, mai apropiată de asociaţia de numuliţi din depozitele subiacente, care se observă în stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de la Bodia-Buciumi;

b) o a doua asociaţie cu *Nummulites* sp., formă intermediară între *N. fabianii* şi *N. intermedius*, apropiată de ceea ce se cunoaşte în Italia şi U.R.S.S. sub numele de *N. fabianii retiatus*; se dezvoltă în calcarul de Hoia din dealul Hoia;

c) o a treia asociaţie care, pe lîngă formele evoluate de *N. fabianii*, mai cuprinde şi forme persistente de *N.* ex gr. *chavannesi*, *N.* cf. *incrassatus* şi *N. budensis* şi se observă în stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* de pe valea Berecoaia.

6. În bazinul Transilvaniei, neexistînd specimene tipice de *N. intermedius*, nu se poate vorbi de o biozonă cu *N. intermedius* şi nici de datarea Oligocenului pe bază de numuliţi.

7. În timp ce în Italia şi U.R.S.S. zona cu *N. fabianii retiatus* este considerată ca reprezentînd partea terminală a Priabonianului şi luată drept reper pentru limita Eocen-Oligocen (împreună cu zona supraiacentă cu *N. intermedius*) (vezi „Propositions" 1969, p. 461), în bazinul Transilvaniei aceasta se găseşte, conform datelor furnizate de nannoplancton şi de moluşte, în Oligocenul inferior-mediu.

8. Partea terminală a zonei cu *N. fabianii s.s.* (ce apare la Bodia-Buciumi), care de asemenea urcă pînă în Oligocenul inferior-mediu, se găseşte în raporturi de juxtapunere, iar nu de suprapunere, cu biozona cu *N. fabianii* evoluat.

Institutul Geologic al României

9. Numuliţii din stratele cu *subtrigona s.s.*, al căror studiu nu a fost pînă în prezent suficient aprofundat, par să fie tot de tipul *N. fabianii* evoluat.[6]

V. *Moluştele.* Repartiţia moluştelor din succesiunea strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate de Dealu Cotului va fi analizată din două puncte de vedere : în primul rînd în raport cu moluştele din depozitele subiacente şi în al doilea rînd în raport cu moluştele întîlnite în depozite similare din regiuni exterioare bazinului Transilvaniei.

Pentru stabilirea raporturilor dintre moluştele din succesiunea oligocenă şi oligo-miocenă amintită mai sus şi depozitele subiacente din regiunea studiată, vom lua în consideraţie toate formele de moluşte, atît cele întîlnite de noi pe teren, cele revizuite din colecţia lui A. K o c h de la Cluj-Napoca, cît şi cele semnalate de alţi autori în diverse publicaţii.

Pentru stabilirea raporturilor dintre moluştele aceleiaşi succesiuni oligocene şi oligo-miocene (din regiunea Cluj) şi moluştele din depozite similare din alte bazine, vom lua în consideraţie (pentru diferitele proporţii) atît formele de moluşte din tabelul de răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică generală (M o i s e s c u , 1972), cît şi o parte din formele de moluşte pe care le-am examinat din colecţia A. K o c h, de la Cluj-Napoca.

Faţă de comentariile făcute anterior (M o i s e s c u, 1972), în lucrarea prezentă aducem o serie de detalii suplimentare.

În succesiunea strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate de Dealu Cotului se disting două mari asociaţii de moluşte totalizînd pînă în prezent un număr de 283 specii şi subspecii şi anume : una cu caracter predominant marin situată în secţiunea inferioară (strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate cu *subtrigona)* şi alta cu caracter predominant salmastru, cantonată în succesiunea superioară de depozite (stratele de Dîncu-Tămaşa, stratele de Cetate, de Cuzăplac, de Cubleşu, de Sîncraiu Almaşului şi de Dealu Cotului).

În afară de formele ce intră în compoziţia celor două asociaţii, mai există cîţiva taxoni cu circulaţie mare pe verticală şi care nu pot fi luaţi în consideraţie. Aceşti taxoni sînt de două categorii şi anume : unii care trec de la Eocen la Oligocen, întîlnindu-se în ambele asociaţii şi alţii care se găsesc în tot Oligocenul.

Din prima categorie fac parte formele : *Crassostrea cyathula*, *Laevicardium cingulatum* aff. *tenuisulcatum* şi *Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi westendorpi*, iar din a doua : *C.* aff. *cyathula*, *Tellina (Omala) benedeni* aff. *nysti* şi *Ampullinopsis crassatina*. Ambele categorii de forme se găsesc într-un procent de abia 2,22 %.

Moluştele cantonate în secţiunea inferioară a depozitelor Oligocen inferior (postlattorfian)—Egerian, în număr de 182, reprezintă aproape

[6] După ultimele studii ale lui Gh. B o m b i ţ ă referitoare la numuliţii din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* se pare că, în cazul formelor de trecere de la *N. fabianii* la *N. intermedius* este vorba mai de grabă de subspecii endemice ale speciei *N. fabianii* (comunicare verbală — februarie 1973).

Institutul Geologic al României

69% din totalul moluştelor cunoscute în astfel de depozite, cele din secţiunea superioară reprezentînd numai 31%.

Moluştele din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella*, ca şi cele din stratele cu *subtrigona* au următoarea repartiţie biostratigrafică :

1. Forme comune depozitelor eocene (strate cu *Anomia* — strate cu briozoare) şi stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* = 12 (6,59%) [7] *[Chlamys (Aequipecten) biarritzensis biarritzensis, Spondylus podopsideus podopsideus, S. podopsideus cisalpinus, Pycnodonte gigantica, Boeuvia ermenonvillensis, Loxocardium* cf. *obliquum, Nemocardium (Discors) pasinii, Turbo (Leptothyra) modestus, Architectonica (Nipteraxis) plicata, Ficus nexilis, Athleta (Neoathleta)* aff. *mutata* şi *Voluta labrosa].*

2. Forme comune depozitelor eocene şi stratelor cu *subtrigona* = 11 (6,04%) *[Pinna margaritacea, Panopea* cf. *intermedia, Teredo* ex gr. *tournali, Angaria lima, Turritella (Haustator) interposita* cf. *copiosa, Burtinella spirulaea, Rimella fissurella labrosa, Terebellum (Seraphs) sopitum, Cepatia* cf. *cepacea, Cantharus* cf. *costellatus* şi *Volema (Pugilina) bonnetensis].*

3. Forme comune depozitelor eocene şi stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* precum şi stratelor cu *subtrigona* = 19 (10,43%) *[Barbatia appendiculata, Lentipecten corneus, Chlamys (Aequipecten) biarritzensis thorenti, Pecten arcuatus, Cubitostrea flabellula, Gari (Gobraeus) pudicus, Callista villanovae, Corbula (Caryocorbula) pixidicula, Panopea angusta angusta, Nerita (Theliostyla) tricarinata, Turritella (Haustator) asperula* morfa A (= *granulosa), Diastoma costellatum elongatum, Xenophora cumulans, Terebellum fusiforme, Globularia grossa* morfele A şi B, *Globularia auriculata, Euspira catena achatensis, Volema (Pugilina) subcarinata].*

4. Forme de moluşte ce se întîlnesc numai în stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* = 52 (28,57%) *[Glycymeris medius, Mytilus acutirostris, Gregariella* ex gr. *penndorfi, Ostrea flabellulaeformis, O. linguatula, Gibbolucina* aff. *gibbosula, Pterolucina heberti, Lucinella divaricata, Polymesoda (Pseudocyrena) convexa* aff. *trigona, Polymesoda* (?) *sainceniensis, Venus lugensis, V. (Ventricoloidea) multilamella, Callista (Costacallista) erycina erycinoides, Corbula* ex gr. *rugosa, Panopea allonsensis, Jujubinus trochlearis, Angaria scobina, Turbo (Sabronia) asmodei, T. (Heteroninella) parkinsoni, Bayania* aff. *semidecussata, Viviparus* aff. *pachystoma, Hydrobia dubuissoni, Turritella (Turritella) bellardi, T. (Haustator) asperula* morfa B (= *asperurella), T. (H.) asperula* morfa *E* (=*perfasciata), Architectonica (Stellaxis) umbrosa, Cerithium (Thericium) filiferum, Seila sandbergeri,* S. aff. *trilineata, Triphoris (Epetrium)* cf. *ambiguus, Turriscala pusila rectecosta, Xenophora* ex gr. *lyelliana, Amaurellina* cf. *spirata, Cassis vicentina, C. eneae, C. affinis, Sconsia ambigua striata, Charonia (Sassia)* cf. *grateloupi, C. (S.)* ex gr. *originale, Cominella* cf. *bullata, Streptochetus* ex gr. *intortus, Ancilla (Baryspira)* aff. *studeri, Mitra (Tiara)* aff. *regularis, Lyria modesta, Bonellitia evulsa postera, B.* aff. *ringens, Turricula leunisi, Conus* cf. *allioni, Acteon gmelini, Scaphander fortisi, Pupilla* aff. *impressa* şi *Oxychilus subcellarius].*

5. Forme ce se întîlnesc numai în stratele cu *subtrigona* = 37 (20,32%) *[Limopsis (Pectunculina) granulata, Glycymeris* cf. *lugensis, Pinna* ex gr. *tetragona, Lucinoma intercalaris, Cardita* cf. *paucicostata, Solen (Plectosolen) gracilis, Tellina (Arcopagia)* cf. *heberti, Arctica islandica rotundata, Glossus (Miocardiopsis) praelongatus, Corbicula donacina, C. (Loxoptychodon)* aff. *trigona, Polymesoda (Pseudocyrena) convexa cuneiformis* morfele A şi B, *P. (P.) convexa*

[7] Procentul este calculat în funcţie de numărul de taxoni existenţi în asociaţia din baza succesiunii (= 182), iar nu în raport cu toţi taxonii.

Institutul Geologic al României

bolyaiana, Panopea aff. *indigena, Pecchiola iarkini, Calliostoma tournoueri, C. peyreirense, Tectus lucasianus, Angaria trochiformis, Bayania lactea, Amberleya (Eucyclus) deshayesi, Lacuna (Pseudocirsope) subeffusa, Turritella tricarinata laevicincta, T. (Haustator) interposita, T. (H.) planispira, Potamides (Exechestoma) scalaroides, Rimella multiplicata, Globularia (Crommium) angustata, Cernina (Eocernina) vulcani vapincana, Ampullonatica ambulacrum, Tectonatica pasinii, Cominella ambigua, Cantharus* cf. *polygonatus, Fusus dissimilis, Hemiconus* cf. *symmetricus* şi *Ellobium vicentinum*].

6. Forme comune stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratelor cu *subtrigona* = 51 (28,02%) [*Chlamys bellicostatus, C. (Aequipecten) biarritzensis gravesi, C. (A.) biarritzensis meraensis, C. (A.) biarritzensis transsylvanicum, Cubitostrea* aff. *cubitus, Lucina gracilis, Anodontia globulosa, Claibornites (Codalucina)* cf. *annulifera, Pseudomiltha* ex gr. *immutabilis, Chama monstrosa, Trachycardium verrucosum, Laevicardium cingulatum transylvanicum, Mactra (Allomactra) orthogonalis, Tellina (Laciolina) sacyi, Gari fischeri, Macrosolen hollowaysi, Polymesoda (Pseudocyrena) convexa sirena, Callista verneuili, C. splendida, Lentidium minutum, Panopea* aff. *angusta inflata, Turbo (Heteroninella) sulciferus, Bayania stygii, B.* ex gr. *substriata, Keilostoma* cf. *minor, Turritella incisa? subfasciolatina, T. tricarinata communis, T. tricarinata communis* morfa A (= *biarritzensis*), *T. (Haustator) asperula* morfa C (= *ventrososimplex*), *T. (H.) asperula* morfa D (= *simplicula*), *Potamides lamarcki, Pirenella plicata monilifera, P. corrugata, Tympanotonos diaboli, T. labyrinthum labyrinthum, T. labyrinthum alpinum, Diastoma costellatum martini, Bittium acuminiense, B. undulosum, Cerithium (Chondrocerithium) intradentatum, C. (Thericium) globulosum, Calyptraea striatella, Ampullinopsis crassatina* morfa A (= *longiuscata*), *A. crassatina* morfa B (= *subglobosa*), *A. crassatina* morfa C (= *maxima*), *Charonia (Sassia) flandrica, Ficus conditus, Babylonia (Peridipsaccus) caronis, Marginella lugensis, M.* aff. *gracilis* şi *Cryptoconus filosus*].

Din cele expuse se desprind următoarele concluzii :

a) Depozitele eocene din regiunea Cluj conţin, pe lîngă alte forme de moluşte şi 42 de taxoni ce trec în stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* (ca şi în stratele cu *subtrigona*), ceea ce reprezintă 29,06% din totalul taxonilor existenţi în aceste din urmă depozite. Restul de 70,94% din forme reprezintă o asociaţie malacologică cu caractere noi pentru regiunea studiată.

b) Formele comune stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratelor cu *subtrigona* ce se găsesc în proporţie de 28,02% (respectiv de 36,42% dacă se scad cei 42 de taxoni de trecere de la succesiunea strate cu *Anomia* — strate cu briozoare la succesiunea strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate cu *subtrigona*) reliefează afinitatea de ordin faunistic a celor două succesiuni de depozite. Pe de altă parte, faptul că din cei 140 de taxoni cantonaţi în succesiunile menţionate, 52 (= 37,14%) se găsesc numai în stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella*, iar 37 (= 26,42%) numai în stratele cu *subtrigona*, conferă depozitelor respective o anumită individualitate. Se poate aprecia deci că la nivelul formaţiunilor din secţiunea inferioară a Oligocenului se conturează de fapt două asociaţii de moluşte. Prima asociaţie, în care nota caracteristică o dau Cassididele (*Cassis vicentina, C. eneae, C. affinis, Sconsia ambigua striata*), formele de *Bonellitia (B. evulsa postera, B.* aff. *ringens*), de *Turbo (T. asmodei, T. parkinsoni)* şi de

Institutul Geologic al României

Architectonica (A. plicata, A. umbrosa) este proprie faciesului coraligen al stratelor cu *labyrinthum* și *Turritella*; cea de a doua asociație, cu *Solen (S. gracilis)*, *Corbicula (C.* aff. *trigona)*, *Calliostoma (C. tournoueri, C. peyreirense)*, *Tectus (T. lucasianus)*, *Angaria (A. trochiformis)*, *Chondrocerithium (C. intradentatum)*, *Fusus (F. dissimilis)* etc. se întîlnește în stratele cu *subtrigona*.

Din tabelul privind răspîndirea geografică și repartiția stratigrafică a faunei de moluște și echinide din regiunea Cluj în Paleogenul și Miocenul inferior din bazinul Transilvaniei precum și în diferite bioprovincii din Europa (M o i s e s c u , 1972) reiese următoarea situație :

a) Forme eocene = 26 (25 %)[8] *[Pinna margaritacea, Cubitostrea* aff. *cubitus, Panopea* aff. *indigena, P. allonsensis, Tercdo* ex gr. *tournali, Gibbolucina* aff. *gibbosula, Pseudomiltha-* ex gr. *immutabilis, Mactra (Allomactra) orthogonalis, Bayania* ex gr. *substriata, Nerita (Theliostyla) tricarinata, Pirenella corrugata, Diastoma costellatum martini, Burtinella spirulaea, Bit, tium acuminiense, Cerithium (Thericium) globulosum, Triphoris (Epetrium)* cf. *ambiguus Rimella fissurella labrosa, Terebellum (Seraphs) sopitum, Globularia grossa* morfele A și B, *Charonia* ex gr. *originale, Streptochetus* ex gr. *intortus, Acteon gmelini, Cominella ambigua, Volema (Pugillina) bonnetensis, Ancilla (Baryspira) studeri]*;

b) Forme de trecere de la Eocen la Sannoisian (= Tongrian superior)[9] — Stampian *s.s.* (= Rupelian) = 21 (20,19 %) *[Barbatia appendiculata, Cubitostrea flabellulu, Chlamys bellicostata* (?), *C. (Aequipecten) gravesi* (?), *Ostrea flabellulaeformis, O. linguatula, Chama monstrosa, Polymesoda (Pseudocyrena) convexa sirena, Gari fischeri, Gari (Gobraeus) pudicus, Callista villanovae, Boeuvia ermenonvillensis, Keilostoma* cf. *minor, Turritella (Haustator) asperula* div. morf., *T. (H.)* ex gr. *imbricataria carinifera, Bayania* aff. *semidecussata, Tympanotonos diaboli, T. labyrinthum alpinum, Diastoma costellatum elongatum, Terebellum fusiforme, Volema (Pugilina) subcarinata]*;

c) Forme de trecere de la Eocen la Tongrian superior, Stampian și Chattian = 4 (3,84 %) *[Panopea angusta* aff. *inflata, Pycnodonte gigantica, Charonia (Sassia) flandrica* și *Bonellitia evulsa postera]*;

d) Forme de trecere de la Eocen la Tongrian superior, Stampian, Chattian și Acvitanian = 3 (2,88 %) *[Pecten arcuatus, Tellina (Moerella)* cf. *intexta, Euspira catena achatensis]*;

e) Forme de trecere de la Eocen la Tongrian superior-Burdigalian = 3 (2,88 %) *[Crassostrea cyathula, C.* aff. *cyathula, Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi westendorpi]*;

f) Forme tongrian superioare = 6 (5,77 %) *[Turritella incisa? imbricatoidea, T. incisa? subfasciolatina, T. (Haustator) asperula* morfa C (= *ventrososimplex), T. (H.) asperula* morfa D (= *simplicula)* și *Marginella lugensis)*;

---

[8] Procentele sînt calculate în funcție de numărul de taxoni (= 104) din stratele cu *labyrinthum* și *Turritella* ca și din stratele cu *subtrigona* înscrișii în tabel, exceptînd formele endemice.

[9] Formele de moluște din intervalul stratigrafic NP22 după nannoplancton prezintă afinități cu moluștele sannoisiene din bazinul Parisului ca și cu cele tongrian superioare-rupelian inferioare din Belgia. Considerăm ca și A. R u s u (1974) că este mai adecvat ca pentru ceea ce am denumit postlattorfian să utilizăm termenul de Tongrian superior. Termenul de Sannoisian este la fel de recomandabil, dar aceasta o facem și cu scopul de uniformizare al termenilor.

Institutul Geologic al României

g) Forme tongrian superioare-stampiene = 7 (6,73 %) *[Lucina gracilis, Turbo (Sabronia) asmodei, Tympanotonos labyrinthum, Pirenella plicata monilifera, Cerithium (Chondrocerithium) intradentatum, C. (Chondrocerithium)* aff. *intradentatum, Ampullinopsis crassatina* morfa A *(= longiuscata)];*

h) Forme stampiene = 6 (5,77 %) *[Callista verneuili, Jujubinus trochlearis, Turritella tricarinata* morfa A *(= biarritzensis), Ampullinopsis crassatina* morfa B *(= subglobosa), A. crassatina* morfa C *(= maxima)* şi *Bonellitia* ex gr. *ringens);*

i) Forme de trecere de la Tongrian superior la Stampian şi Egerian = 6 (5,77 %) *[Panopea angusta angusta, Pterolucina heberti, Callista splendida, Potamides lamarcki, Calyptraea striatella* şi *Babylonia (Peridipsaccus) caronis];*

j) Forme de trecere de la Stampian la Egerian = 6 (5,77 %) *[Bittium undulosum, Seila sandbergeri, Viviparus* aff. *pachystoma, Hydrobia dubuissoni, Globularia auriculata* şi *Dentalium kickxii];*

k) Forme persistente (oligo-miocene) = 9 (8,65 %) *[Laevicardium* cf. *cingulatum, Anodontia globulosa, Tellina (Omala) benedeni* aff. *nysti, Mytilus acutirostris, Pinna* ex gr. *tetragona, Lutraria sanna, Turritella tricarinata communis, Ficus conditus* şi *Seila* aff. *trilineata];*

l) Forme chattiene = 2 (1,92 %) *[Gregariella* ex gr. *penndorfi* şi *Oxychilus subcellarius];*

m) Forme aquitaniene = 4 (3,84 %) *[Tellina (Laciolina) sacyi, Calliostoma tournoueri, C. peyreirense* şi *Turritella tricarinata laevicincta];*

n) Forme noi = 3 (2,88 %) *[Chlamys (Aequipecten) biarritzensis meraensis, C. (A.) biarritzensis transsylvanicum* şi *Laevicardium cingulatum transylvanicum*].

Analiza repartiţiei biostratigrafice a moluştelor din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* ca şi din stratele cu *subtrigona* în diferite bazine europene reliefează următoarele fapte.

a) Un sfert din formele de moluşte cantonate în aceste depozite se cunosc în toate celelalte bazine numai din Eocen. Ele provin în marea majoritate din bazinul Rhonului precum şi din cel parisian.

În Eocenul din regiunea Cluj formele amintite mai sus se găsesc în proporţie de numai 8,65 %, trecînd şi în Oligocen. Acest fapt arată că moluştele eocene din Transilvania s-au format prin imigraţii, ele avînd un caracter alohton. Parţial au continuat să persiste şi în Oligocen, bazinul Transilvaniei constituind din acest punct de vedere un caz particular.

b) Formele de trecere de la Eocen la Oligocen ocupă de asemenea un procent important în asociaţia de faună a stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella*, ca şi a stratelor cu *subtrigona*. Ele se găsesc în proporţie de 20,19 % şi evidenţiază originea eocenă a unei părţi din fauna acestor depozite.

c) Formele tongrian superioare, tongrian superioare-stampiene, stampiene ca şi cele de trecere la Egerian se întîlnesc într-un procent de 30 %.

Deşi influenţată în mod sensibil de fauna eocenă, asociaţia de moluşte de la nivelul stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella*, precum şi al stratelor cu *subtrigona* prezintă incontestabil elemente noi, oligocene. În ea se găsesc cîteva forme tipice asociaţiilor tongrian superioare-stampiene şi anume:

morfele de talie mare de *Ampullinopsis crassatina [A. crassatina* morfa A *(= longiuscata)*, morfa B *(= subglobosa)*, morfa C(*= maxima)];*

Institutul Geologic al României

formele de *Tympanotonos labyrinthum labyrinthum*; morfele tongriene de *Turritella tricarinata communis [T. tricarinata communis* morfa A (= *biarritzensis)*, morfa B, morfa C]; morfele tongriene de *T. (Haustator) asperula [T. (H.) asperula* morfa B (= *asperurella)*, morfa C (= *ventrososimplex)*, morfa D (= *simplicula)*, morfa E (= *perfasciata)]*; precum şi speciile: *Turritella incisa? subfasciolatina*, *Lucina gracilis*, *Callista verneuili*, *Turbo (Sabronia) asmodei*, *Cerithium (Chondrocerithium) intradentatum*, *Pirenella plicata monilifera*, *Jujubinus trochlearis*, *Bonellitia* aff. *ringens* şi altele.

Din punct de vedere biostratigrafic nu se poate vorbi de două asociaţii de moluşte, una postlattorfiană (= tongrian superioară) şi alta stampiană; se poate vorbi însă de o asociaţie în care se evidenţiază elementele tongrian superioare şi cele stampiene.

În consecinţă formele de moluşte oligocene din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* ca şi din stratele cu *subtrigona* atribuie acestora o vîrstă tongrian superioară — stampiană. Limita Eocen-Oligocen pe bază de moluşte trece în acest fel între marnele cu briozoare şi stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella*.

Repartiţia pe bioprovincii (M o i s e s c u, 1972, p. 127—128) reliefează caracterul complex al originii faunelor oligocene din Transilvania. În timpul Oligocenului inferior (Tongrian superior), precum şi în timpul Stampianului marea era larg deschisă, permiţînd accesul faunelor vest- şi nord-europene către acest bazin.

Dacă în timpul Oligocenului superior a existat şi un oarecare aport de specii est-europene, în Oligocenul inferior-mediu originea moluştelor amintite se află în primul rînd în bioprovinciile mediteraneană şi nordică.

Iată care este situaţia pe bazine din acest punct de vedere (tabelul 2):

În lucrarea sa din 1894, K o c h sesiza afinităţile deosebite pe care le au faunele oligocene din Transilvania cu cele din Vicentin. Acest lucru reiese şi din tabelul dat de noi, unde 33,65% din formele de moluşte întîlnite în succesiunea strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate cu *subtrigona* sînt comune cu cele din bazinul amintit. Evident, procentul de 33,65% poate fi mărit dacă luăm în consideraţie şi formele de moluşte din „colecţia A. K o c h". Nu trebuie neglijate nici afinităţile acestora cu formele de moluşte din alte bazine ca de pildă din bazinul Parisului (46,15%), bazinul Aquitaniei (33,65%), bazinul Rhonului (33,65%), Bulgaria (37,50%), bazinul belgian (28,84%) şi altele.

Este adevărat că în acest caz, formele cu caracter „eocenic" sînt acelea care contribuie la procentele ridicate pe care le-am calculat, dar nu-i mai puţin adevărat că formele de tip oligocen ocupă un loc important, găsindu-se într-un număr apreciabil.

VI. *Echinidele.* În tabelul de răspîndire geografică şi repartiţie stratigrafică am înscris şi un număr de 4 specii de echinide.

Succesiunea strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate cu *subtrigona* este săracă în echinide. Două dintre formele identificate de noi sînt

Institutul Geologic al României

endemice *(Scutella subtrigona* şi *Eupatagus pavayi)*; celelalte două sînt cunoscute din Eocenul din Anglia şi bazinul Aquitaniei. Dintre ele genul *Scutella* este un gen tînăr, caracteristic numai depozitelor posteocene. Ponderea mare în specii a acestui gen este evidentă.

TABELUL 2

Nr. crt.	Ţări, bazine, depresiuni	Forme comune (procente)
1	Anglia	21,15
2	Bazinul belgian	28,84
3	Limburgul olandez	13,46
4	Nordul Germaniei	21,15
5	Bazinul Parisului	46,15
6	Bazinul Lusitanian (Portugalia)	2,88
7	Bazinul Aquitaniei	33,65
8	Bazinul Rhodanian	33,65
9	Bazinul Piemonto-Liguric	20,19
10	Bazinul Vicentin	33,65
11	Albania	4,51
12	Grecia	8,65
13	Bazinul Alsaciei	13,46
14	Bazinul Mainz	20,19
15	Jura berneză	16,34
16	Bavaria superioară	16,34
17	Bazinul Vienei	4,51
18	Slovacia de sud	10,57
19	Nordul Ungariei	12,50
20	Jugoslavia	15,38
21	Ucraina şi Crimeea	21,15
22	Regiunea Caucazului	4,51
23	Nordul Mangîlşlakului şi Erghenii	1,92
24	Ustiurt şi Priaralia	7,69
25	Depresiunea Ahalţîh	13,46
26	Armenia	5,76
27	Bulgaria	37,50
28	Africa de nord	7,69

Succesiunea de mai sus aparţine după scutellide tot Tongrianului superior-Stampianului. Ea este comparabilă cu stratele cu *Scutella* din bazinul Vicentin, din bazinul Liguro-Piemontez şi bazinul Aquitaniei deoarece, pe lîngă scutellide, conţine şi o faună de moluşte asemănătoare.

VII. *Mamiferele.* Deşi ne-am concentrat în mod deosebit atenţia asupra resturilor fosile de mamifere, n-am reuşit să colectăm decît cîteva fragmente de oase neidentificabile.

K o c h (1894, p. 324, 345) menţionează din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* un fragment de coastă şi un dinte de *Halitherium*, iar din stratele cu *subtrigona* un fragment de os de la picior de *Anthracotherium* sp. (?), precum şi un fragment de coastă de *Halitherium*.

Institutul Geologic al României

Virginia Barbu (1964, p. 16) arată că la începutul Oligocenului genul *Anthracotherium* este reprezentat prin forme de talie mică. Resturile de *Anthracotherium* menţionate de Koch din stratele cu *subtrigona* ar putea să aparţină tocmai unor asemenea forme.

Fauna de mamifere din depozitele analizate se plasează la nivelul faunelor de tip Ronzon, Oligocen inferior (Sannoisian) din Franţa. Ele nu ne pot da indicaţii asupra limitei Eocen-Oligocen, dar concluziile la care ne conduc concordă cu cele obţinute pe baza altor grupe de organisme fosile.

Am arătat pînă acum că succesiunea strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate cu *subtrigona* aparţine părţii superioare a Oligocenului inferior (= Tongrianului superior) şi Stampianului, atît pe bază de nannoplancton, de moluşte cît şi de echinide. Acestei succesiuni, cu caracter predominant marin îi urmează o succesiune de argile roşiatice fără faune, continental-lacustre, denumită strate de Dîmbu Trifului. Întrucît treimea inferioară a stratelor de Dîncu-Tămaşa aparţine încă Rupelianului (=Stampianului *s.s.*), stratele de Dîmbu Trifului pot reveni părţii superioare a Stampianului *s.s.*

B) Vîrsta succesiunii strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului. Limitele Oligocen mediu-Oligocen superior şi Oligocen superior-Miocen

În 1968, am trasat limita dintre Rupelian şi Chattian cu ajutorul unui nivel marnos cu *Nuculana westendorpi gracilis*, pe care l-am întîlnit în treimea inferioară a stratelor de Dîncu-Tămaşa de pe valea Berecoaia (Mera), luîndu-l ca nivel reper. În felul acesta am atribuit Chattianului 2/3 din stratele de Dîncu-Tămaşa, ca şi stratele de Cetate.

Corelările făcute mai tîrziu la nivelul stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate (Rusu, 1972 a, p. 272; 1974, p. 4) au arătat că ele corespund în regiunea Jibou-Ileanda stratelor de Bizuşa şi de Ileanda. Deoarece stratele de Bizuşa şi de Ileanda sînt considerate ca rupeliene, corelarea de mai sus poate duce în cazul de faţă la o contradicţie.

În 1975, am prezentat din stratele de Dîncu-Tămaşa un număr de 38 de taxoni, dintre care 12 endemici. Din cei rămaşi, 16 taxoni se întind pe un interval stratigrafic mai larg, neputînd fi luaţi în consideraţie în datări de vîrste. Ne atrag atenţia însă cîteva specii, asupra cărora ne vom opri mai mult şi anume: *Unio* aff. *wendli*, *U.* aff. *schleschi*. *U. wolffi*, *Ptychorchynchoideus kolasii*, *Vanderschaliea kolasii boeckhi*, *Cerastoderma* aff. *concameratum*, *Congeria basteroti*, *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa costulata*, *P. (P.) convexa maxima*, *Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata*, *B. (T.) escheri bicincta* şi *Melanopsis (Lyrcaea) impressa hantkeni*.

Subspecia *Vanderschaliea kolasii boeckhi* este o formă descrisă de Modell (1958) din partea superioară a stratelor de Tic din bazinul văii Almaşului, considerate a fi chattiene.

Acelaşi autor (1931) descrie speciile: *Ptychorchynchoideus kolasii*, *Unio wendli* şi *U. schleschi* din stratele cu cirene (inferioare, medii şi supe-

Institutul Geologic al României

rioare) chattian-acvitaniene din Bavaria superioară, la care mai adaugă pe *Unio wolffi*, întîlnit numai în stratele cu cirene inferioare şi medii. Forme de *U. schleschi* au fost descrise de autor (1958) şi din Aquitanianul de la Salgótarján.

Din stratele cu cirene H ö l z l (1957) mai adăugă la lista celor de mai sus forme de *Cerastoderma* aff. *concameratum*, *Congeria basteroti*, *Polymesoda convexa costulata*, *P. convexa maxima* şi *Melanopsis impressa hantkeni*.

Congeria basteroti este o specie cu răspîndire stratigrafică largă. Ea se menţionează ca o formă caracteristică a Aquitanianului din bazinul Aquitaniei; se găseşte şi în Burdigalian. În molasa bavareză se întinde din Chattian pînă în Burdigalian (H ö l z l, 1957, 1962). A mai fost menţionată în Chattianul din Grecia, Chattian-Aquitanianul din nordul Ungariei şi sudul Slovaciei, ca şi în Aquitanianul din Jugoslavia şi Anatolia;

Polymesoda convexa costulata se cunoaşte din Aquitanianul bazinului Aquitaniei;

Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata este menţionată din Chattianul Alsaciei şi bazinului Mainz, ca şi din Aquitanianul bazinului Rhodanian şi al Jurei berneze;

Brotia (Tinnyea) escheri bicincta a fost întîlnită în Chattianul din Jugoslavia, Chattian-Aquitanianul Bavariei superioare ca şi din Aquitanianul bazinului Mainz;

Cît priveşte pe *Melanopsis impressa hantkeni*, formă foarte frecventă în asociaţiile de moluşte ale Oligocenului superior, a fost observată în Stampianul din Albania şi depresiunea Ahalţih, în Chattianul din Grecia, din Jugoslavia şi Slovacia de sud, în Oligocenul superior din Bulgaria ca şi în Chattian-Aquitanianul din nordul Ungariei. Exceptînd această ultimă formă, care se pare că se dezvoltă şi în Oligocenul mediu, celelalte 11 nu au fost semnalate nicăieri din depozite mai vechi decît cele chattiene.

În Bavaria superioară stratele cu *Cyrena* au fost subîmpărţite în strate inferioare, medii şi superioare cu *Cyrena*. În bazinul Transilvaniei am separat (1970) în molasa cu antracoterii mari (R ă i l e a n u et al., 1960) stratele cu *Lentidium* şi *Pseudocyrena* (= stratele de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate), stratele inferioare cu *Pseudocyrena* (= stratele de Cuzăplac şi de Cubleşu) şi stratele superioare cu *Pseudocyrena* (= stratele de Sîncraiu Almaşului şi de Dealu Cotului).

Evident, stratele cu *Lentidium* şi *Pseudocyrena* se pot corela foarte bine cu stratele inferioare cu *Cyrena* din Bavaria, iar stratele inferioare şi superioare cu *Pseudocyrena* îşi găsesc echivalenţi în stratele medii şi superioare cu *Cyrena* din Bavaria.

Naiadidele descrise de M o d e l l (1931) din molasa bavareză, care în bună parte sînt comune cu cele din stratele de Dîncu-Tămaşa, se găsesc la diferite nivele în faciesurile limnice din Bavaria, atît în stratele inferioare cu *Pseudocyrena* cît şi în cele medii şi superioare. În Transilvania acestea pot fi observate numai în echivalentul stratelor inferioare cu *Cyrena*.

Institutul Geologic al României

În afară de moluşte în stratele de Dîncu-Tămaşa au mai fost întîlnite resturi de *Indricotherium* şi ostracode. Acestea din urmă nu au fost încă studiate iar resturile de *Indricotherium* de la Turea, descrise de Gabunia şi Iliescu (1960) atribuie depozitelor respective vîrsta oligocen superioară.

Actualmente unii autori caută să atribuie stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate vîrsta rupeliană. Astfel, dacă în 1969 (p. 208) Rusu consideră stratele de Ticu inferioare rupeliene, iar stratele de Ticu superioare, stratele de Cetate şi cele de Zimbor chattiene, în 1972 (1972 a, p. 272; 1972 b, p. 18) acelaşi autor atribuie stratele de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate Oligocenului mediu (Rupelianului). Ceva mai tîrziu, în 1974 (p. 4) lasă stratele de Dîncu-Tămaşa la Rupelianul *s.s.*, în timp ce stratele de Cetate le consideră rupelian-egeriene. În fine, în 1975 (p. 181), revine la părerea din 1972, considerînd stratele de Cetate rupeliene, făcînd ca Egerianul să înceapă cu stratele de Zimbor. În 1971, Şuraru (p. 92) consideră ca egeriene stratele de Cetate, de Zimbor şi de Sînmihai, lăsînd să se înţeleagă că stratele de Ticu superioare aparţin Rupelianului. În 1975 (p. 169) acelaşi autor propune ca faciostratotip pentru Egerianul superior (OMc) stratele de Zimbor şi de Sînmihai. Cum între acestea şi depozitele subiacente există continuitate în sedimentare ca şi unele forme de moluşte comune, autorul lasă să interpretăm că depozitele pe care le suportă mai aparţin încă Egerianului.

În fine, în 1972 (1972 a) Gh. Popescu consideră stratele de Ileanda (echivalente ale stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate) ca prerupeliene (adică oligocen inferioare). În acelaşi an (1972 b) autorul respectiv introduce în Rupelian atît stratele de Ticu şi de Cetate cît şi stratele de Zimbor, considerînd că Egerianului îi revin numai stratele de Sînmihai. Mai tîrziu (1975, p. 6) Gh. Popescu lasă la Rupelian stratele de Tic şi de Cetate, conturînd cu ajutorul stratelor de Zimbor şi de Sînmihai Egerianul, pe care-l echivalează cu Bormidianul şi treimea inferioară a Aquitanianului.

Deoarece în stratele de Dîncu-Tămaşa există atît elemente faunistice rupeliene cît şi egeriene, vom menţine mai departe aceste depozite la limita dintre Rupelian şi Egerian; vom avea în vedere corelarea cu stratele de Bizuşa şi de Ileanda prin prizma unei uşoare heterocronii a acestora din urmă în raport cu stratele de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate.

În cele ce urmează vom încerca să prezentăm această heterocronie pentru întreaga succesiune oligocenă din cele două regiuni de sedimentare cunoscute.

Astfel, transgresiunea mării oligocene, care înainta din zona Rohia spre sud-vest, a produs un fenomen de migraţie facială. Acesta este dovedit pe baza faunelor de moluşte şi foraminifere planctonice. Caracterul marnos monoton al faciesului de Goştila şi de Rohia, cît şi datele geofizice pledează pentru existenţa unei zone de afundare în regiunea Glod-Rohia-Lăpuş de unde apele mării oligocene înaintau progresiv spre zona Clujului. Acest fapt a făcut ca faciesurile rupeliene şi egeriene dintre cele două regiuni Cluj şi Jibou-Ileanda-Rohia să fie numai parţial izocrone.

Institutul Geologic al României

Astfel, stratele de Ciocmani şi de Cuciulat din regiunea Ciocmani-Rohia reprezintă Tongrianul superior-Rupelianul bazal, în timp ce în zona Ciumărna-Treznea echivalentele lor stratigrafice [stratele de Curtuiuş (partim) şi stratele de Moigrad] au o vîrstă rupelian superioară. În acelaşi timp stratele supraiacente (adică stratele de Bizuşa şi de Ileanda) au o vîrstă rupelian inferioară în zona de afundare, în timp ce corespondentele lor stratigrafice din sud-vest sînt rupelian superioare-chattian inferioare. În fine, stratele de valea Almaşului, rupelian superioare-egeriene în zona Goştila (prin echivalenţii lor faciesul de Goştila şi cel de Rohia), devin numai egeriene în regiunea Clujului.

În concluzie, stratele de Dîncu-Tămaşa ne oferă două asociaţii de moluşte, unele de tip rupelian cu *Nuculana westendorpi gracilis* şi altele de tip egerian cu unionide, cu *Cardium*, *Brotia* şi *Melanopsis*. Ele se găsesc în raporturi de superpoziţie şi permit trasarea limitei Rupelian-Egerian. Constatările făcute de noi cu privire la această limită au fost utilizate şi de Lăzărescu şi Grujinschi (1969) privind delimitarea depozitelor egeriene de cele rupeliene în bazinul Transilvaniei.

Distribuţia stratigrafică şi geografică a faunelor de moluşte din stratele de Dîncu-Tămaşa va fi analizată de noi odată cu cea a faunelor din depozitele supraiacente.

Problema limitei Oligocen-Miocen a stîrnit de asemenea numeroase discuţii ca şi problema limitei inferioare a Oligocenului.

Acestea au gravitat în principal în jurul problemei Aquitanianului, a apartenenţei lui la Oligocenul superior sau la Miocenul bazal, a raporturilor lui cu Chattianul şi chiar a existenţei acestuia în scara cronostratigrafică.

Termenul de Aquitanian a fost introdus de către Ch. Mayer-Eymar în 1853, într-o perioadă cînd nu se cunoştea Oligocenul, plasîndu-l în Miocenul inferior.

În 1854, Beyrich separă „Miocenul inferior" al lui Lyell de restul Miocenului pentru a-l face Oligocen (J. Avias, 1958, p. 336).

Cu trei ani mai tîrziu Ch. Mayer-Eymar (1857), plasează Aquitanianul ca al şaptelea nivel al Oligocenului lui Beyrich.

În 1868, acelaşi autor divizînd Terţiarul mediteraneean în două părţi — Paleogen şi Neogen — plasează limita dintre ele sub Aquitanian.

Aşadar, Aquitanianul este plasat de creatorul său cînd la Miocen (1853), cînd la Oligocen (1857), cînd din nou la Miocen (1868). Era şi firesc ca această situaţie să ducă la o serie de neînţelegeri cu privire la apartenenţa etajului respectiv. Alte discuţii au survenit din cauza caracterului imprecis pe care l-a avut stratotipul Aquitanianului. În fine, o serie de neînţelegeri au apărut odată cu crearea etajului Chattian.

Astfel, Fuchs (1894, p. 172) arăta că »Der Name „aquitanische Stufe" darf mithin nach allen Regeln der Priorität nur für die tiefsten Miocänschichten, d.i. den Horizont von Molt, Loibersdorf un Korod, nicht aber für den Pectunculus-Sandstein Ungarns angewendet werden, welcher

Institutul Geologic al României

ganz ausgesprochen oligocän ist und vollständig mit den oberoligocänen Sanden von Cassel übereinstimmt.

Es würde sich, um Missverständnissen in Zukunft möglichst vorzubeugen, wohl empfehlen, für die letztgennante Stufe, d.i. das Oberoligocän eine eigene Bezeichung einzuführen und würde ich hiefür den Namen „chattische Stufe" vorschlagen«.

Aşadar, definind etajul Chattian, Fuchs arăta că stratele de Molt, de Loibersdorf şi de Coruş aparţin Aquitanianului, în timp ce nisipurile cu *Pectunculus* din Ungaria corespund nisipurilor de Cassel, fiind oligocen superioare (= chattiene).

Autorii după 1894 s-au condus în mod automat nu după cele spuse de Fuchs, ci după schema de încadrare întocmită de Koch tot în 1894, care arăta că stratele de Zimbor şi de Sînmihai aparţin Aquitanianului (= Mediteraneanului inferior, adică Miocenului).

Atribuirea vîrstei Aquitanian-Burdigalian primului ciclu neogen de sedimentare, care debutează cu stratele de Coruş-transgresive şi se încheie cu stratele de Hida-regresive aparţine lui Popescu (in Gianina Cioflica, Popescu, 1971, p. 532; Popescu, Mariana Iva, 1971, p. 38; Popescu, 1972 a, p. 112; 1972 b, p. 8; 1972 c, p. 23; 1975, p. 12). Cu acest punct de vedere a fost de acord şi Rusu (1974, p. 12). În lucrările noastre dintre anii 1967 şi 1969 (Moisescu şi Popescu, 1967, p. 216; Moisescu, 1968 b, p. 500; 1969 b, p. 184) am urmat, ca şi toţi ceilalţi autori, linia trasată de Koch. După anul 1969 (Moisescu, 1970, p. 128, p. 136; 1972, p. 9; 1974, p. 6; 1975, p. 28) am axat schemele noastre stratigrafice pe principiile schemei cronostratigrafice a Paratethysului central.

În succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului se întîlnesc următoarele grupe de fosile : nannoplancton, moluşte, mamifere şi plante. În cele ce urmează le vom lua pe rînd în discuţie.

I. *Nannoplanctonul.* Nannoplanctonul întîlnit în nivelul marno-argilos cenuşiu inferior al stratelor de Dîncu-Tămaşa din profilul de la Dîncu (Moisescu, 1975, pl. XIX, C, 1) a fost studiat de Martini, care a recunoscut : *Watznaueria barnesae* (Black), *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre), *Polypodorhabdus crenulatus* (Bramlette şi Martini), *Deflandricus cretaceus* (Archangelsky), *Arkhangelskiella obliqua* Strandner, *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Archangelsky), *Glaukolithus* cf. *diplogrammus* (Deflandre), *Micula staurophora* (Gardet), *Tetralithus obscurus* Deflandre, *Ahmuellerella octoradiata* (Gorka), *Zygodiscus* sp., toate remaniate din Cretacicul superior (Santonian-Campanian), cu rol important în ceea ce priveşte originea depozitelor respective.

Nannoplanctonul din stratele de Cetate a fost studiat de Mészáros, Lebenson, Ianoliu şi Pion (1975), care au pus în evidenţă zonele NP24 şi NP25 (ale Rupelianului superior şi Chattianului).

Tot în 1975, Mészáros, Lebenson, Şuraru şi Ianoliu pun în evidenţă în stratele de Zimbor partea superioară a zonei NP24

Institutul Geologic al României

(cu *Sphenolithus distentus)*, zona NP25 (cu *Sphenolithus ciperoensis)* şi partea inferioară a zonei NN1 (cu *Triquetrorhabdulus carinatus)* pe baza cărora atribuie acestor depozite vîrsta chattian-aquitanian inferioară.

Este interesant de precizat că rezultatele pe bază de nannoplancton obţinute de autorii de mai sus contravin rezultatelor furnizate de foraminiferele planctonice. Aceasta înseamnă că analizele de nannoplancton trebuie revăzute, deoarece numai partea superioară a stratelor de Sînmihai (respectiv stratele de Dealu Cotului) aparţine Aquitanianului bazal, stratele de Zimbor fiind chattiene (Gianina Cioflica şi Gh. Popescu, 1971; Gh. Popescu, 1972 b, 1972 c, 1975; A. Rusu, 1974). În stratele de Cuzăplac, de Sîncraiu Almaşului şi de Dealu Cotului n-a fost întîlnit pînă în prezent nannoplancton.

II. *Moluştele.* Am arătat anterior că din numărul total de specii şi subspecii de moluşte ce se întîlnesc în Oligocenul şi Miocenul bazal din regiunea cercetată, 31% revin succesiunii strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului. Această faună are următoarea repartiţie biostratigrafică :

1. Forme comune depozitelor eocene (strate cu *Anomia*-strate cu briozoare) şi depozitelor tongrian superioare-stampiene (strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate cu *subtrigona)* cu succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului = 4 (4,34%)[10] *[Crassostrea cyathula, Laevicardium cingulatum, L. cingulatum* aff. *tenuisulcatum, Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi westendorpi];*

2. Forme comune stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* — stratelor cu *subtrigona* cu succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului = 3 (3,26%) *[Crassostrea* aff. *cyathula, Tellina (Omala) benedeni* aff. *nysti, Ampullinopsis crassatina];*

3. Forme ce se întîlnesc numai în stratele de Dîncu-Tămaşa = 25 (29,41%)[11] *[Nuculana westendorpi gracilis, Unio* aff. *schleschi, U.* aff. *wendli, U. wolffi wolffi, U. wolffi transsylvanicum, U. modelli, Unio* sp. aff. *umbonarius, Ptychorchynchoideus kolasii, Vanderschaliea kolasii boeckhi, Cerastoderma* aff. *concameratum, Congeria unguiculus, Polymesoda (Pseudocyrena) convexa maxima, P. (P.) convexa costulata, Lentidium sokolovi subtriangulum* morfa A, morfa B, *Theodoxus (Vittoclithon) arghissensis, Hydrobia (Littorinella) indifferens, Brotia (Tinnyea) escheri bicincta, Pachychilus (Oxymelania) tenuistriatum, Planorbis (Coretus) cornu, Planorbina discus, Gyraulus subangulatus, Zonites (Aegopis) verticilloides, Radix socialis, Galba subpalustris];*

4. Forme ce se întîlnesc numai în stratele de Cetate = 9 (10,58%) *[Cardium* aff. *neglectum, Cardium (Trachycardium)* aff. *fraternum, Cerastoderma* ex gr. *michelotti, Congeria nysti, Lentidium helmerseni transsylvanicum, Lentidium (Janschinella) garetzkii tenuitesta, Stenothyra dunkeri, Melanopsis mansiana, M. fritzei];*

5. Forme ce se întîlnesc numai în stratele de Cubleşu = 17 (20%) *[Lutraria (Psammophila) oblonga soror, Lutraria (Lutraria) sanna* morfa A, *L. (L.)* ex gr. *angusta praecedens, Gari (Gobraeus) protractus* morfele A şi B, *G. (G.) angustus* morfa A, *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa* „allongée", *P. (P.) convexa* aff. *percostata, P. (P.) convexa* aff. *trigonia,*

[10] Procentul este calculat în funcţie de numărul de taxoni existenţi în succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului, inclusiv formele endemice (adică 92).

[11] Procentul este calculat în funcţie de numărul de taxoni existenţi în succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului, mai puţin formele persistente (adică 92—7).

Institutul Geologic al României

P. (P.) convexa aff. *angusta, Hydrobia* aff. *andreaei, Pirenella plicata plicata, P. plicata* morfa A (= *papillata*), *P. plicata* morfa B (= *intermedia*), *P. plicata* morfa C (= *„galeotti"* non *galeotti*), *Tympanotonos margaritaceus calcaratum, T. margaritaceus moniliforme*];

6. Forme ce se întîlnesc numai în stratele de Dealu Cotului = 11 (12,94%) [*Mytilus aquitanicus, Crassostrea gryphoides aginensis, Lutraria sanna* morfa B, *Tellina (Omala)* cf. *aquitanica minor, Gari (Gobraeus) angustus* morfa B, *Glossus subtransversus* aff. *maior, Notocallista* aff. *kickxii, Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi transilvanica, Thracia* aff. *speyeri, Pseudamnicola helicella, Pirenella plicata pustulata*];

7. Forme comune stratelor de Dîncu-Tămaşa şi stratelor de Cetate = 8 (9,41%) [*Polymesoda (Pseudocyrena) convexa simetrica, P. (P.) convexa kochi, P. (P.) convexa ovalina, Lentidium triangulum, L.* ex gr. *nitidum, Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata, B. (Pseudopotamis) transylvanica, Menetus (Micromenetus) tamassensis*]; stratelor de Dealu Cotului = 1 (1,17%) [*Congeria* ex gr. *aquitanica*];

8. Forme comune stratelor de Cetate şi stratelor de Cubleşu = 1 (1,17%) [*Congeria brardi*);

9. Forme comune stratelor de Cuzăplac şi stratelor de Cubleşu = 2 (2,34%) (*Tympanotonos margaritaceus margaritaceus* şi *T. margaritaceus* formă de trecere la *T. margaritaceus calcaratum*);

10. Forme comune stratelor de Cubleşu şi stratelor de Dealu Cotului = 2 (2,34%) [*Gari (Gobraeus)* ex gr. *aquitanicus* şi *Polymesoda (Batissa)* ex gr. *gigas*];

11. Forme comune stratelor de Dîncu-Tămaşa şi stratelor de Cetate cu stratele de Cubleşu = 4 (4,70%) [*P. (P.) convexa convexa, Hydrobia (Littorinella) obtusa, Stenothyra pupa, Stenothyrella lubricella*];

12. Forme comune stratelor de Dîncu-Tămaşa, stratelor de Cetate şi stratelor de Cubleşu cu stratele de Dealu Cotului = 4 (4,70%) [*Congeria basteroti, C. tenuissima, C. basteroti* formă de trecere la *C. tenuissima, Melanopsis (Lyrcaea) impressa hantkeni*];

13. Forme comune stratelor de Cetate, de Cuzăplac şi de Cubleşu cu stratele de Dealu Cotului = 1 (1,17%) [*Polymesoda (Pseudocyrena) convexa brongniarti*].

Din procentajele de mai sus rezultă că :

a) Stratele de Dîncu-Tămaşa conţin 29,41% din totalul formelor de moluşte existente în succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului, stratele de Cetate 10,58%, stratele de Cubleşu 20% iar stratele de Dealu Cotului 12,94%. După cum se observă cea mai mare pondere o au stratele de Dîncu-Tămaşa şi stratele de Cubleşu;

b) Formele comune stratelor de Dîncu-Tămaşa cu cele de Cetate se găsesc într-un procentaj de 9,41%. Acest procent deşi nu prea ridicat, reliefează afinităţile de ordin faunistic al celor două formaţiuni. Totodată asociaţiile de faune din fiecare formaţiune îşi păstrează individualitatea lor. Astfel, pe cînd asociaţia de moluşte din stratele de Dîncu-Tămaşa se caracterizează prin existenţa formelor de unionide (*Unio, Ptychorchynchoideus, Vanderschaliea*), de *Lentidium sokolovi subtriangulum* (morfele A şi B) şi de *Pachychilus (Oxymelania) tenuistriatum*, prezentînd puternice influenţe dulcicole, asociaţia de moluşte din stratele de Cetate conţine cardiide (*Cardium, Cerastoderma, Laevicardium*), *Congeria nysti, Lentidium helmerseni, L. (Janschinella) garetzkii tenuitesta, Stenothyra dunkeri*, fiind ceva mai salmastră;

Institutul Geologic al României

c) Formele comune stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate cu cele din stratele de Cubleşu abia ating un procent de 4,70%. Aceasta înseamnă că în stratele de Cubleşu se individualizează de asemenea o asociaţie de moluşte destul de diferită de cea a depozitelor subiacente;

d) La rîndul lor stratele de Dealu Cotului prezintă o asociaţie şi mai individualizată, ţinînd cont de faptul că formele comune din aceste depozite cu cele din stratele de Cubleşu nu depăşesc 2,34%;

e) Stratele de Cuzăplac conţin o faună săracă, cu forme de *Tympanotonos margaritaceus*, *Theodoxus (Vittoclithon)* sp., *Polymesoda (P.) convexa* aff. *brongniati*, faună care se întîlneşte şi în stratele de Cubleşu (imediat supraiacente). În consecinţă, stratele de Cuzăplac nu se pot despărţi de stratele de Cubleşu din punct de vedere faunistic;

f) Stratele de Sîncraiu Almaşului sînt de asemenea sărace în moluşte. Am semnalat doar rare forme de *Crassostrea cyathula*, care sînt forme persistente.

În concluzie se poate spune că succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului oferă trei asociaţii de moluşte distincte şi anume: una situată la nivelul stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate (care după cum am menţionat se poate separa în două subasociaţii) care abundă în lentidii; ceea de a doua situată la nivelul stratelor de Cubleşu, bogată în forme de *Pseudocyrena* (de tip oligocen şi aquitanian), de *Tympanotonos margaritaceus (margaritaceus, calcaratum* şi *moniliforme)*, precum şi de *Pirenella plicata* (morfa A — *papillata*, morfa B — *intermedia*, morfa C — *„galeotti"*), iar cea de a treia este cantonată în stratele de Dealu Cotului, cu elementele sale caracteristice de *Mytilus aquitanicus* şi *Crassostrea gryphoides aginensis*.

Există cîteva forme de moluşte egeriene care leagă toate cele trei asociaţii şi anume: *Congeria basteroti*, *C. tenuissima*, *C. basteroti* formă de trecere la *C. tenuissima* şi *Melanopsis impressa hantkeni*.

Din punct de vedere al repartiţiei stratigrafice, moluştele studiate se distribuie după cum urmează:

a) Stratele de Dîncu-Tămaşa

1. Forme persistente = 1 (5,55%)[12] *(Planorbis cornu)*;
2. Forme tongrian superioare-stampiene = 1 (5,55%) *(Planorbis discus)*;
3. Forme tongrian superioare-stampiene de trecere la Chattian-Aquitanian=7 (38,88%) *[Nuculana westendorpi gracilis, Lentidium triangulum, L.* ex gr. *nitidum, P. (P.) convexa convexa, Congeria brardi, Stenothyrella lubricella, Melanopsis impressa hantkeni]*;
4. Forme chattian-aquitaniene = 8 (44,44%) *[Unio* aff. *schleschi, U.* aff. *wendli, U. wolffi, Ptychorchynchoideus kolassi, P.(P.) convexa maxima, Cerastoderma* aff. *concameratum, Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata, B. (T.) escheri bicincta]*;
5. Forme chattian-aquitaniene de trecere la Burdigalian = 1 (5,55%) *(Congeria basteroti)*;

[12] Procentele sînt calculate în funcţie de numărul de taxoni (= 18) din stratele de Dîncu-Tămaşa înscrişi în tabelul de repartiţie biostratigrafică, cu excepţia formelor endemice. Procentul acestora din urmă se calculează din numărul 29.

Institutul Geologic al României

6. Forme endemice = 11 (37,93 %) *[Lentidium sokolovi subtriangulum* morfele A şi B, *Vanderschaliea kolasii boeckhi, U. wolffi transsylvanicum, U. modelli, Polymesoda (Pseudocyrena) convexa simetrica, Congeria tenuissima, Theodoxus (Vittoclithon) arghissensis, Pachychilus (Oxymelania) tenuistriatum, Brotia (Pseudopotamis) transsylvanica, Menetus (Micromenetus) tamassensis].*

b) Stratele de Cetate

1. Forme tongrian superioare-stampiene = 2 (16,66 %)[13] *(Stenothyra dunkeri, Congeria nysti);*

2. Forme tongrian superioare-stampiene de trecere la Chattian-Aquitanian = 8 (66,66 %) *[Lentidium triangulum, L.* ex gr. *nitidum, P. (P.) convexa, Congeria brardi, Hydrobia (Littorinella) obtusa, H. (L.)* aff. *obtusa, Stenothyrella lubricella, Melanopsis impressa hantkeni];*

3. Forme tongrian superioare-stampiene de trecere la Chattian-Aquitanian şi Burdigalian = 1 (8,33 %) *(Laevicardium cingulatum);*

4. Forme chattian-aquitaniene de trecere la Burdigalian = 1 (8,33 %) *(Congeria basteroti);*

5. Forme endemice = 6 (50 %) *[Lentidium helmerseni, L. (Janschinella) garetzkii tenuitesta, P. (P.) convexa simetrica, Congeria tenuissima, Brotia (Pseudopotamis) transsylvanica, Menetus (Micromenetus) tamassensis].*

c) Stratele de Cubleşu

1. Forme persistente = 1 (5 %)[14] *(Crassostrea cyathula);*

2. Forme tongrian superioare-stampiene de trecere la Chattian-Aquitanian = 7 (35 %) *[Hydrobia (Littorinella) obtusa, H. (L.)* aff. *obtusa, Stenothyrella* aff. *lubricella, Stenothyra* aff. *pupa, Melanopsis impressa hantkeni, Pirenella plicata,* morfa A (= *papillata*), *Ampullinopsis crassatina];*

3. Forme chattian-aquitaniene = 4 (20 %) *[Gari (Gobraeus) protractus, Lutraria* ex gr. *sanna, L. (Psammophila) oblonga soror, Pirenella plicata* morfa B (= *intermedia*)*];*

4. Forme chattian-aquitaniene de trecere la Burdigalian = 8 (40 %) *[P. (P.) convexa brongniarti, P. (P.) convexa „allongée", P. (P.) convexa* aff. *percostata, Congeria basteroti, Hydrobia* aff. *andreaei, Pirenella plicata plicata, Tympanotonos margaritaceus margaritaceus, T. margaritaceus calcaratum];*

5. Forme endemice = 1 (4,76 %) *(Congeria tenuissima).*

d) Stratele de Dealu Cotului

1. Forme persistente = 1 (5,88 %)[15] *(Crassostrea cyathula);*

2. Forme tongrian superioare-stampiene de trecere la Chattian-Aquitanian = 3 (17,64 %) *[Notocallista* aff. *kickxii, Gari (Gobraeus) angustus, Melanopsis impressa hantkeni];*

[13] Procentul se calculează ţinînd seamă de numărul de taxoni din stratele de Cetate (= 12), mai puţin formele endemice.

[14] Procentul se calculează la numărul de 20 taxoni existenţi în stratele de Cubleşu, mai puţin formele endemice.

[15] Procentul se calculează în funcţie de numărul de 17 taxoni cîţi există în stratele de Dealu Cotului, mai puţin formele endemice.

Institutul Geologic al României

3. Forme tongrian superioare-stampiene de trecere la Chattian-Aquitanian și Burdigalian = 2 (11,76 %) *(Thracia* aff. *speyeri, Glossus subtransversus)*;

4. Forme chattian-aquitaniene = 5 (29,41 %) *[Polymesoda (Batissa)* ex gr. *gigas, Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi transilvanica, Congeria* ex gr. *aquitanica, Tellina (Omala) benedeni aquitanica, Gari (Gobraeus)* cf. *praeeleatior]*;

5. Forme chattian-aquitaniene de trecere la Burdigalian și etajele mai noi = 6 (35,28 %) *[Mytilus aquitanicus, Crassostrea gryphoides aginensis, P. (P.) convexa brongniarti, Congeria basteroti, Glossus subtransversus* aff. *maior, Panopea meynardi]*;

6. Forme endemice = 1 (5,55 %) *(Congeria tenuissima)*.

Din analiza repartiției biostratigrafice a moluștelor din succesiunea strate de Dîncu-Tămașa — strate de Dealu Cotului se desprind următoarele :

a) Exceptînd formele persistente (este vorba de *C. cyathula* care trece de la Eocen la Oligocen și mai departe la Miocen) succesiunea de depozite pe care am analizat-o cuprinde un număr neînsemnat de forme tongrian superioare-stampiene (3 taxoni) și un număr apreciabil de forme de tranziție de la Tongrianul superior-Stampian la Chattian-Aquitanian. Astfel, în stratele de Dîncu-Tămașa formele de tranziție ocupă 38,88 %; în stratele de Cetate 66,66 %; în stratele de Cubleșu 35 % iar în stratele de Dealu Cotului 17,64 %. Raportat la numărul total de taxoni (= 55) existenți în stratele egeriene (mai puțin formele endemice), rezultă : stratele de Dîncu-Tămașa 12,72 %, stratele de Cetate 14,54 %, stratele de Cubleșu 12,72 % iar stratele de Dealu Cotului 5,45 %;

b) Formele chattian-aquitaniene ocupă următoarele procente : în stratele de Dîncu-Tămașa 44,44 %, în stratele de Cubleșu 20 %, iar în stratele de Dealu Cotului 29,41 %. După cum se observă stratele de Cetate nu conțin forme chattian-aquitaniene propriu-zis ci numai forme de tranziție. Calculate la numărul total de taxoni se obține : stratele de Dîncu-Tămașa 14,54 %, stratele de Cubleșu 7,27 % iar stratele de Dealu Cotului 9,09 %;

c) Formele chattian-aquitaniene de trecere la etajele superioare se prezintă : în stratele de Dîncu-Tămașa 5,55 %, în stratele de Cetate 8,33 %, în stratele de Cubleșu 40 % iar în stratele de Dealu Cotului 35,28 %. În funcție de numărul total de taxoni ar reveni : stratelor de Dîncu-Tămașa 1,81 %, stratelor de Cetate 1,81 %, stratelor de Cubleșu 14,54 % și stratelor de Dealu Cotului 10,90 %;

d) Dacă stratele de Dîncu-Tămașa și de Cetate conțin forme de tranziție de la Tongrian superior-Stampian la Chattian-Aquitanian în proporție de 27,16 %[16], stratele de Cubleșu și de Dealu Cotului conțin forme chattian-aquitaniene de trecere la etajele superioare în proporție de 25,44 %[17]. Aceasta înseamnă că fauna stratelor de Dîncu-Tămașa și de Cetate este mai puternic influențată de fauna oligocen inferioară și medie

[16] În timp ce în stratele de Cubleșu și de Dealu Cotului numai 18,17 %.

[17] Pe cînd în stratele de Dîncu-Tămașa și de Cetate abia 3,62 %.

Institutul Geologic al României

decît cea din formaţiunile supraiacente[18]. La rîndul ei fauna stratelor de Cubleşu şi de Dealu Cotului este mai nouă şi stă la baza formaţiunilor postegeriene;

e) După cum se observă, faunele din succesiunea egeriană a regiunii cercetate sînt în continuă transformare. Deşi procentul formelor de tranziţie de la Tongrian superior-Stampian la Chattian-Aquitanian (= 45,43%) este mai mare decît procentul formelor chattian-aquitaniene (= 30,90%), caracterul egerian al acestei faune nu este cîtuşi de puţin umbrit de caracterul tongrian superior-stampian de tranziţie la Chattian-Aquitanian al unei părţi din fauna respectivă, deoarece în jumătatea superioară a succesiunii egeriene analizate îşi face apariţia o nouă faună, care constituie punctul de plecare al faunelor miocene. Pe de altă parte, acest fenomen a fost întîlnit de noi şi în cazul formelor de moluşte existente în succesiunea strate cu *labyrinthum* şi *Turritella* — strate cu *subtrigona*. Am amintit la acel capitol de un principiu stratigrafic enunţat de H a g n, H ö l z l şi H r u b e s c h (1962, p. 439), principiu care se aplică şi în cazul formelor de la limita Stampian-Egerian deoarece şi această faună are un caracter de tranziţie ca şi cea din baza succesiunii oligocene.

Avînd în vedere atît raporturile existente între faunele succesiunii strate de Dîncu-Tămaşa — strate de Dealu Cotului şi cele ale depozitelor pe care le delimitează, raporturile existente între diferitele asociaţii de moluşte din cadrul acestei succesiuni, raporturile privind repartiţia stratigrafică a acestora în diferite regiuni europene precum şi existenţa unei noi scări cronostratigrafice pentru Paratethysul central, putem face încadrarea succesiunii analizate ca în schema din tabelul 4. Faţă de schema de orizontare din 1975 (p. 28) aceasta este sensibil îmbunătăţită prin folosirea în paralel a unităţilor cronostratigrafice ale Tethysului şi Paratethysului. Am arătat apoi că stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella*, încadrate în 1975 la partea superioară a Oligocenului inferior, se plasează în intervalul stratigrafic dintre Lattorfian şi Rupelian denumit de noi Postlattorfian, iar de R u s u (1974) Tongrian superior. De asemenea, succesiunea oligocenă reprezentată în 1975 prin Egerianul subdivizat în trei părţi este aceeaşi şi în schema de faţă. Folosind unităţile cronostratigrafice din domeniul Tethysului, succesiunea în discuţie se împarte între Chattian(= Bormidian) şi baza Aquitanianului.

Punctul de vedere privind limita Oligocen-Miocen, aşa cum este redat în această schemă aparţine lui P o p e s c u (in G i a n i n a C i o f l i c a, P o p e s c u, 1971; P o p e s c u, 1972 a, 1972 b, 1972 c, 1975); cu el a fost de acord ulterior şi R u s u (1974).

Din punct de vedere al provenienţei faunei din diverse bioprovincii, rezultă situaţia redată în tabelul 3.[19]

---

[18] De altfel, stratele de Dîncu-Tămaşa sînt numai parţial egeriene, aşa cum am precizat la capitolul privind limita Oligocen mediu-Oligocen superior în regiunea cercetată.

[19] Procentele sînt calculate în funcţie de numărul total de taxoni existenţi în tabelul de distribuţie biostratigrafică generală (1972, pl. XXXVIII, 1—8) (= 47).

Institutul Geologic al României

Faunele existente în succesiunea analizată se întîlnesc în toate cele patru bioprovincii. Afinităţile lor cu faunele din bioprovincia central-europeană sînt mult mai puternice decît cu faunele celorlalte bioprovincii. Atît în cazul stratelor de Dîncu-Tămaşa, al stratelor de Cubleşu cît şi al stratelor de Dealu Cotului, procentele de frecvenţă în bioprovincia central-

TABELUL 3

Unităţi litostratigrafice	Bioprovincia boreală	Bioprovincia aquitano-lusitaniană	Bioprovincia mediteraneană	Bioprovincia central europeană.
Stratele de Dealu Cotului	17,02%	19,14%	19,14%	36,17%
Stratele de Cubleşu	27,65%	27,65%	36,17%	53,19%
Stratele de Cetate	19,14%	6,38%	10,63%	19,14%
Stratele de Dîncu-Tămaşa	17,02%	8,51 %	12,76%	36,17%

europeană sînt mai mari decît în oricare altă bioprovincie ; numai faunele din stratele de Cetate se găsesc în procente egale în ceea ce priveşte bioprovincia central-europeană şi cea boreală.

După cum se observă, influenţele faunelor boreale se fac mai resimţite în depozitele din baza succesiunii egeriene studiate [20], adică în stratele de Dîncu-Tămaşa şi mai ales în stratele de Cetate. În schimb, influenţele faunelor mediteraneene şi aquitano-lusitaniene sînt mai puternice în secţiunea superioară a succesiunii egeriene, respectiv în stratele de Cubleşu şi de Dealu Cotului.

Distribuţia pe regiuni sau bazine de sedimentare capătă următorul aspect (tabelul 5).

În ceea ce priveşte repartiţia pe bazine a moluştelor din succesiunea egeriană cercetată se observă că afinităţile faţă de faunele din Bavaria superioară sînt pregnante (72,34%). Nu trebuie neglijate nici afinităţile cu formele de moluşte din sudul Slovaciei (44,68%) şi nordul Ungariei (40,42%), prin intermediul cărora s-a realizat legătura dintre Bavaria superioară şi Transilvania.

De asemenea, faunele din bazinul Aquitaniei (48,93%) şi bazinul Mainz (48,93%), în special pentru depozitele de la nivelul stratelor de Cubleşu şi de Dealu Cotului, reliefează strînsele afinităţi care au existat între Transilvania şi bazinele respective din acea perioadă.

Ceea ce trebuie precizat este faptul că dacă faunele de moluşte din stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* ca şi cele din stratele cu *subtrigona* prezintă afinităţi mai strînse cu faunele din bazinele Vicentin, Rhodanian,

[20] Fără a neglija influenţele bioprovinciei central europene, care după cum am arătat mai sus sînt cele mai puternice.

Institutul Geologic al României

Aquitanian și din Bulgaria, în schimb faunele din succesiunea strate de Dîncu-Tămașa — strate de Dealu Cotului se apropie mai mult de faunele din Bavaria superioară, sudul Slovaciei și nordul Ungariei (fără a neglija și afinitățile lor cu cele din bazinul Aquitaniei dacă ne gîndim la moluștele din stratele de Cubleșu și de Dealu Cotului).

TABELUL 4

<table>
<tr><th></th><th>Unitățile cronostratigrafice ale Tethysului</th><th>Unitățile cronostratigrafice ale Paratethysului</th><th colspan="2">Unități litostratigrafice</th><th>Unități litostratigrafice vechi</th></tr>
<tr><td>↑
Miocen</td><td>↑
Aquitanian</td><td>↑
Eggenburgian</td><td colspan="2">Stratele de Coruș</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="5">Oligocen superior</td><td rowspan="5">Chattian sau Bormidian</td><td rowspan="5">Egerian</td><td colspan="2">Stratele de Dealu Cotului</td><td rowspan="2">Strate de Sînmihai Koch (1883)</td></tr>
<tr><td>Stratele de Sîncraiu Almașului</td><td rowspan="3">Strate de Mesteacănu-Bogdana</td></tr>
<tr><td>Stratele de Cubleșu</td><td>Strate de Zimbor Koch (1883)</td></tr>
<tr><td>Stratele de Cuzăplac</td><td rowspan="2">Strate de Cetate Hauer și Stache (1863)</td></tr>
<tr><td colspan="2">Stratele de Cetate</td></tr>
<tr><td>Oligocen mediu</td><td colspan="2">Stampian s.s.
(= Rupelian)</td><td colspan="2">Stratele de Dîncu-Tămașa
Strate de Dîmbu Trifului</td><td>Strate de Tic Koch (1883)</td></tr>
<tr><td>Oligocen inferior</td><td colspan="2">Postlattorfian
(= Tongrian superior)</td><td colspan="2">Strate cu subtrigona
Strate cu labyrinthum și Turritella</td><td>Strate de Mera Koch (1880)
Strate de Hoia Koch (1880)</td></tr>
<tr><td>Eocen
↓</td><td>Priabonian
↓</td><td>Lattorfian</td><td colspan="2">Stratele cu briozoare</td><td></td></tr>
</table>

Din nordul Ungariei, de unde a fost desemnat stratotipul Egerianului, s-au menționat de către diverși autori următoarele forme de moluște comune cu cele din regiunea cercetată de noi (tabelul 6):

Comparînd fauna de moluște din succesiunea strate de Dîncu-Tămașa — strate de Dealu Cotului cu cea descrisă de B á l d i (1966, p. 173—176) din Egerianul Ungariei se observă că:

a) Formele de moluște din stratele: 6 (care conține intercalațiile fosilifere X_1 și X_2, 7 (denumit și stratul X), 11 (desemnat și prin litera K),

Institutul Geologic al României

12 (= argila cu *Tellina)* şi 15 (= argila cu cirene şi *Unio)* par să fie echivalente din punct de vedere biostratigrafic cu faunele din stratele de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate, cu toate că între ele nu există decît două specii comune *(Laevicardium cingulatum tenuisulcatum* şi *Polymesoda convexa)*. Această situaţie este o consecinţă a caracterului pregnant marin

TABELUL 5

Nr. crt.	Ţări, bazine, regiuni, depresiuni	Forme comune (procente)
1	Anglia	21,27
2	Bazinul Belgiei	31,91
3	Sudul Limburgului olandez	23,40
4	Nordul Germaniei	25,53
5	Bazinul Parisului	27,65
6	Bazinul Lusitanian (Portugalia)	14,89
7	Bazinul Aquitaniei	48,93
8	Bazinul Rhodanian	29,78
9	Bazinul Liguro-Piemontez	14,89
10	Bazinul Vicentin	17,02
11	Albania	12,76
12	Grecia	19,14
13	Bazinul Alsaciei	38,29
14	Bazinul Mainz	48,93
15	Jura berneză	23,40
16	Bavaria superioară	72,34
17	Bazinul Vienei	14,89
18	Slovacia de sud	44,68
19	Nordul Ungariei	40,42
20	Jugoslavia	21,27
21	Ucraina şi Crimeea	12,76
22	Ustiurt şi Priaralia	19,14
23	Depresiunea Ahalţih	21,27
24	Bulgaria	12,76

al faunelor din stratotipul Egerianului (cu excepţia celor din stratul 15) şi salmastro-dulcicol al celor din depozitele studiate de noi. Deşi se deosebesc în mod sensibil, faunele din cele două formaţiuni trebuie să fie izocrone, avînd o vîrstă chattiană, respectiv egeriană. Vîrsta chattiană a stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate se poate deduce şi din compararea faunelor acestora cu faunele stratelor de Ormoy din bazinul Parisului atribuite de A l i m e n (1936) Stampianului superior, depozite a căror faună a fost echivalată de F u c h s (1894, p. 167) cu cea din stratotipul Chattianului. Speciile comune stratelor de Ormoy cu succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate sînt mai multe decît în cazul celor de la Eger. Amintim în primul rînd lentidiile din grupul speciei *L. triangulum*, apoi speciile : *Nuculana westendorpi gracilis*, *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa*, *Laevicardium cingulatum tenuisulcatum*, *Stenothyra pupa*, *Stenothyrella lubricella* şi altele.

Institutul Geologic al României

b) Formele de moluşte din stratul 17 se plasează în regiunea cercetată de noi la nivelul stratelor de Cubleşu, care cuprind aceleaşi forme fosile.

Şuraru (1969, 1970 a, 1971) descrie din echivalentul stratigrafic al stratelor de Zimbor (= de Cubleşu) din cursul inferior al văii Alma-

TABELUL 6

Nr. crt.	Specia	Unitatea cronostratigrafică în care s-a întîlnit
1	*Nuculana westendorpi gracilis*	Chattian
2	*Crassostrea cyathula*	Chattian-Aquitanian
3	*Crassostrea gryphoides aginensis*	Chattian-Aquitanian
4	*Mytilus aquitanicus*	Chattian-Aquitanian
5	*Thracia* aff. *speyeri*	Chattian-Aquitanian
6	*Polymesoda (Pseudocyrena) convexa*	Chattian-Aquitanian
7	*Polymesoda (Pseudocyrena) convexa brongniarti*	Chattian-Aquitanian
8	*Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi westendorpi*	Tongrian superior-Stampian-Chattian-Aquitanian-Burdigalian
9	*Congeria basteroti*	Chattian-Aquitanian
10	*Tellina (Omala) benedeni nysti*	Chattian-Aquitanian
11	*Tellina (Omala) benedeni aquitanica*	Aquitanian
12	*Gari (Gobraeus) aquitanicus*	Aquitanian
13	*Laevicardium cingulatum*	Tongrian superior-Stampian-Chattian-Aquitanian-Burdigalian
14	*Lutraria (Psammophila) oblonga soror*	Chattian-Aquitanian
15	*Melanopsis (Lyrcaea) impressa hantkeni*	Stampian(?)-Chattian-Aquitanian
16	*Tympanotonos margaritaceus margaritaceus*	Chattian-Aquitanian
17	*Tympanotonos margaritaceus calcaratum*	Chattian-Aquitanian
18	*Pirenella plicata plicata*	Chattian-Aquitanian-Burdigalian
19	*Ampullinopsis crassatina crassatina*	Tongrian superior-Stampian-Chattian-Aquitanian

şului o faună de moluşte cu *Nuculana (Costatoleda) psammobiaeformis*, *Flabellipecten* cf. *burdigalensis*, *Cardium* cf. *egerense*, *Angulus (Peronidia)* cf. *aquitanicus minor*, *Turritella (Haustator)* cf. *venus*, *Aporrhais* cf. *callosus*, *Cassidaria nodosa buchi* şi altele, pe care o compară cu fauna stratotipului Egerianului de la Eger.

c) În fine, fauna stratelor 18 (= stratul cu *Mytilus)* — 20 se paralelizează cu fauna stratelor de Dealu Cotului, ale căror elemente caracteristice sînt, după cum am mai amintit, formele de *Mytilus aquitanicus* şi *Crassostrea gryphoides aginensis*.

Dacă ne referim şi la lucrarea lui Báldi din 1972, în care este prezentată întreaga faună a stratotipului Egerianului de la Eger, constatăm că în asociaţia faunistică a succesiunii strate de Dîncu-Tămaşa — strate

Institutul Geologic al României

de Dealu Cotului se găsesc următoarele forme comune cu cele din profilul-tip de mai sus [21]:

1. Stratele de Dîncu-Tămaşa (15,78%) *[Congeria basteroti, P. (P.) convexa convexa, P. (P.) convexa brongniarti, Brotia (Tinnyea) escheri grossecostata, B. (T.) escheri bicincta, Melanopsis (Lyrcaea) impressa hantkeni]*;

2. Stratele de Cetate (33,33%) *[Laevicardium cingulatum tenuisulcatum, Congeria basteroti, P. (P.) convexa convexa, P. (P.) convexa brongniarti, M. (L.) impressa hantkeni, B. (T.) escheri grossecostata, B. (T.) escheri bicincta]*;

3. Stratele de Cubleşu (45,16%) *[Crassostrea cyathula, Gari (Gobraeus) protractus, G. (G.) angustus, Lutraria (Psammophila) oblonga soror, C. basteroti, P. (P.) convexa convexa, P. (P.) convexa brongniarti, Tellina (Omala) benedeni nysti, Callista splendida, Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi, M. (L.) impressa hantkeni, Pirenella plicata plicata, Tympanotonos margaritaceus, Ampullinopsis crassatina]*;

4. Stratele de Dealu Cotului (42,10%) *[Mytilus aquitanicus, C. cyathula, T. (O.) benedeni nysti, G (G.) angustus, C. basteroti, P. (P.) convexa brongniarti, Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi westendorpi, M. (L.) impressa hantkeni.*

Trebuie să remarcăm că de fapt aceste procente sînt date de formele salmastre care se întîlnesc în depozitele analizate mai sus. Numărul apreciabil de forme endemice care sînt cantonate mai ales în stratele de Dîncu-Tămaşa şi pe care le-am luat în consideraţie în calculul procentual, micşorează sensibil procentul de forme comune cu cele din stratotipul Egerianului.

Stratele 18—20 de la Eger precum şi stratele de Dealu Cotului prezintă elemente comune şi cu cele din profilul-tip al Aquitanianului din bazinul Aquitaniei. Astfel, după Dollfus (1909) (in Papp, 1959 a, p. 100) trebuie relevate pentru holostratotipul Aquitanianului speciile : *Ostrea aginensis* *, *O. catula producta, O. aquitanica, Pecten beudanti, Chlamys multistriatus, Psammobia aquitanica* *, *Cyrena brongniarti* *, *Mytilus aquitanicus* *, *Turritella asperula, T. sandbergeri, T. desmarestina, T. terebralis gradata, Protoma basteroti, Natica compressa, Pirenella plicata* *, *Tympanotonos margaritaceus* *.

După cum se observă, toate speciile de moluşte cu caracter salmastru (pe care le-am notat cu un asterisc) ca şi formele de *Crassostrea gryphoides aginensis* şi *Psammobia aquitanica* se întîlnesc în bazinul Transilvaniei la nivelul stratelor de Cubleşu şi de Dealu Cotului.

În concluzie, dacă ne referim la profilul-tip al Aquitanianului din Aquitania, luînd în discuţie mai ales faunele salmastre, nu ne vine greu să observăm că stratele de Dealu Cotului (şi mai puţin stratele de Cubleşu) au din acest punct de vedere un caracter aquitanian.

Din listele de faune ale lui Cossmann şi Peyrot (1909—1932) din bazinul Aquitaniei, menţionăm următoarele forme comune (tabelul 7).

După cum se observă majoritatea acestor forme pot să treacă şi în Burdigalian sau chiar mai sus [22].

---

[21] Procentele sînt calculate în funcţie de numărul total de taxoni existenţi în fiecare din stratele menţionate mai jos.

[22] Recent Eames şi Clarcke (1967, p. 554—566) au revizuit faunele colectate de Mayer-Eymar din regiunea-tip a Aquitanianului; din listă nu lipsesc nici speciile de moluşte salmastre întîlnite de noi în stratele de Cubleşu şi de Dealu Cotului.

Institutul Geologic al României

Ţinînd cont de faptul că pe de o parte, subspeciile de *Tympanotonos margaritaceus (margaritaceus, calcaratum, moniliforme)* şi morfele de *Pirenella plicata* (A = *papillata*, *B* = *intermedia*, C = *„galeotti")* (care sînt considerate forme oligocene ce se continuă şi în Miocenul inferior) lipsesc din stratele de Dealu Cotului, iar pe de altă parte că formele de *Mytilus*

TABELUL 7

Nr. crt.	Denumirea speciei	Unitatea cronostratigrafică în care s-a întîlnit
1	*Lutraria sanna*	Aquitanian, Burdigalian
2	*Gari (Gobraeus) aquitanicus*	Aquitanian
3	*Pelecyora (Cordiopsis) westendorpi westendorpi*	Aquitanian
4	*Polymesoda (Pseudocyrena) convexa brongniarti*	Aquitanian, Burdigalian
5	*Polymesoda (Pseudocyrena) convexa costulata*	Aquitanian
6	*Cardium (Trachycardium) fraternum*	Aquitanian
7	*Mytilus aquitanicus*	Aquitanian, Burdigalian Helveţian
8	*Congeria basteroti*	Aquitanian, Burdigalian Helveţian
9	*Congeria* ex gr. *aquitanica*	Aquitanian
10	*Congeria subbasteroti*	Helveţian
11	*Congeria subimbricata*	Helveţian-Tortonian
12	*Crassostrea gryphoides aginensis*	Aquitanian, Burdigalian
13	*Lutraria (Psammophila) oblonga soror*	Helveţian
14	*Hydrobia* aff. *andreaei*	Aquitanian, Burdigalian
15	*Tympanotonos margaritaceus*	Aquitanian, Burdigalian
16	*Tympanotonos margaritaceus calcaratum*	Aquitanian, Burdigalian
17	*Tympanotonos margaritaceus moniliforme*	Aquitanian, Burdigalian
18	*Pirenella plicata plicata*	Aquitanian, Burdigalian

aquitanicus şi *Crassostrea gryphoides aginensis* prezente în aceste depozite sînt considerate caracteristice Aquitanianului, considerăm că limita Oligocen-Miocen trebuie trasată la baza stratelor de Dealu Cotului. Cert este un fapt şi anume, că stratele de Dealu Cotului sînt sigur aquitaniene; această afirmaţie a fost făcută de K o c h încă din 1894, cînd le-a considerat ca aparţinînd Aquitanianului terminal.

Aşa dar, succesiunea strate de Dîncu-Tămaşa (partim) — strate de Dealu Cotului poate fi încadrată la Egerian, echivalent cu Chattianul (= Bormidian) şi partea cu totul bazală a Aquitanianului. Dacă K o c h considera stratele de Sînmihai la Aquitanianul terminal, noi considerăm partea terminală a stratelor de Sînmihai (adică stratele de Dealu Cotului) ca formînd partea bazală a Aquitanianului.

III. *Mamiferele.* În 1894, A. K o c h identifică din stratele de Dîncu-Tămaşa un fragment de os din bazin şi un fragment de os de la picior de *Anthracotherium* sp. (?), ca şi resturi de *Elotherium (Entelodon) magnum* (p. 368). Din stratele de Cubleşu acelaşi autor menţionează prezenţa

Institutul Geologic al României

unui fragment de os şi bucăţi de coaste de *Anthracotherium magnum* (p. 377). Revizuirea acestor resturi de mamifere nu a fost făcută pînă în prezent; de altfel, nici locul lor de proveniență nu este precizat.

V i r g i n i a B a r b u (1964) care a descris cîteva resturi (molari) de *Anthracotherium* aff. *illyricum* din depozitele ce revin stratelor de Dîncu-Tămaşa (aflate actualmente în colecţia Institutului de Petrol, Gaze şi Geologie) este de părere că resturile de mamifere menţionate de K o c h nu pot fi luate în discuţie.

În 1960, L. G a b u n i a şi O. I l i e s c u arată că în domeniul Balcano-Caucazian (din care face parte şi bazinul Transilvaniei) se disting trei asociaţii de mamifere, pe care le-am amintit anterior.

Ceea ce trebuie subliniat este faptul că *Entelodon* a fost întîlnit în aceleaşi depozite în care este cantonat şi *Indricotherium*, depozite ce revin stratelor de Dîncu-Tămaşa. După V i r g i n i a B a r b u asociaţiei *Entelodon-Indricotherium* se mai adaugă şi genul *Anthracotherium*. În vestul Europei această faună s-a dezvoltat fără *Indricotherium*.

La nivelul stratelor de Cubleşu fauna cu *Anthracotherium* se întîlneşte alături de cea cu *Benaratherium*.

În Transilvania succesiunea care conţine forme de *Entelodon*, de *Anthracotherium*, *Indricotherium* şi *Benaratherium* formează ceea ce G r. R ă i l e a n u et al. (1960) denumeşte „molasa cu antracoterii mari".

De obicei stratele cu „*Cyrena*" (din bazinul Alsaciei, bazinul Mainz, Bavaria superioară, etc.) au fost atribuite de autori Oligocenului postrupelian. Molasa cu antracoterii mari, cuprinzînd şi formaţiunea cu cirene, trebuie să aparţină Oligocenului superior. Noi considerăm că asociaţia de mamifere de la nivelul stratelor de Dîncu-Tămaşa corespunde asociaţiei de tip Ferté-Alais.

V i r g i n i a B a r b u (1964, p. 16) arăta că la începutul Oligocenului genul *Anthracotherium* este reprezentat prin forme de talie mică, iar în Stampianul mediu şi superior el atinge dimensiunile maxime prin cele două grupe — subizodactilă *(A. bumbachense)* şi anizodactilă *(A. magnum, A. illyricum, A. valdense)*. Formele de *Anthracotherium* din stratele de Dîncu-Tămaşa şi de Cubleşu sînt forme de talie mare de tip anizodactil.

În concluzie se poate spune că:

1. În stratele de Dîncu-Tămaşa s-au găsit forme certe de *Anthracotherium*, anizodactile, forme sigure de *Indricotherium* şi forme mai puţin sigure de *Entelodon*. După concluziile trase de V i r g i n i a B a r b u (1964, p. 16), ca şi după părerea mai recentă a lui G a b u n i a (1966, p. 866) cu privire la vîrsta depozitelor cu *Indricotherii* din România, stratelor de Dîncu-Tămaşa trebuie să li se acorde o vîrstă oligocen superioară;

2. Stratele de Cuzăplac şi de Cubleşu ca şi stratele de Sîncraiu Almaşului conţin de asemenea o asociaţie oligocen superioară de mamifere (cu *Anthracotherium* de talie mare şi *Benaratherium)*;

Institutul Geologic al României

3. Molasa cu antracoterii mari din bazinul Transilvaniei, în care intră stratele de Dîncu-Tămaşa, stratele de Cetate, de Cuzăplac, de Cubleşu, de Sîncraiu Almaşului şi de Dealu Cotului cuprinde şi indricoterii şi benaraterii şi poate fi atribuită Egerianului; ea este în acelaşi timp şi molasa cu cirene.

IV. *Resturile de plante.* Acestea au fost studiate de P e t r e s c u (1970) din diferite puncte fosilifere de la nivelul stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate, pe baza cărora atribuie depozitelor respective vîrsta oligocen medie.

În ceea ce priveşte resturile de plante fosile provenite din succesiunea strate de Cuzăplac — strate de Dealu Cotului, sau din echivalenţii stratigrafici ai acesteia din zona Jibou-Ileanda, autorul arată că ele au un caracter oligocen superior.

CORELAREA DEPOZITELOR OLIGOCENE DIN REGIUNEA CLUJ CU DEPOZITE SINCRONE DIN DIFERITE ZONE EUROPENE

A) Corelarea pe bază de nannoplancton

Corelarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj cu depozite sincrone din diferite zone europene pe bază de nannoplancton este prezentată în planşa I.

După cum se ştie limita Eocen superior-Lattorfian pe bază de nannoplancton a fost stabilită cu ocazia colocviului din 1969 de la Paris („Propositions", p. 461, tab. I; p. 463, tab. II) între biozonele cu *Isthmolithus recurvus* şi *Ericsonia subdisticha*. Dar pe cînd în bazinele mesogeene („Propositions", p. 462) limita respectivă se plasează în partea terminală a Priabonianului, în bazinele nordice există două alternanţe de trasare a acesteia şi anume:

1. Fie între cele două biozone amintite mai sus, dar încadrate ambele într-un interval de trecere (vezi „Propositions", p. 463, tab. II) de la Eocen la Oligocen;

2. Fie între aceleaşi biozone, dar înglobate în întregime în Eocen (împreună cu formaţiunea de Latdorf), Oligocenul începînd cu zona cu *Cyclococcolithus margaritae* (adică zona NP22 a părţii superioare a Oligocenului inferior sau a Oligocenului inferior postlattorfian; = Tongrian superior; = Sannoisian).

În tabelul de corelare am considerat, ca şi majoritatea autorilor, că limita Eocen-Lattorfian se plasează între biozonele cu *Sphenolithus pseudoradians* (NP20) (zona eocenă cea mai superioară) şi *Ericsonia subdisticha* (NP21).

Institutul Geologic al României

B) Corelarea pe bază de moluşte (inclusiv alte grupe de organisme fosile)

I. *Corelarea cu depozitele sincrone din domeniile boreal şi mesogecan.* Problema limitei Eocen-Oligocen ca şi problema corelării depozitelor oligocen inferioare-stampiene din cele două domenii (nordic şi mesogeean) a fost larg discutată de Cavelier (1968) în raportul său la colocviul Eocenului de la Paris (III, 1969, p. 432).

Aşa cum reiese şi din planşa II, în domeniul mesogeean nu se poate vorbi de Lattorfian sau Tongrian (fiind vorba de Tongrian inferior) în sens nordic (Boulanger, Lorenz, Neumann, Poignant — in Cavelier, 1969, p. 435), în afară de sectorul transilvan. Atît în bazinul Aquitaniei, în bazinul Liguro-Piemontez, în cel Vicentin, Rhodanian, ca şi în Albania, Grecia şi Jugoslavia nu există termeni echivalenţi celor încadraţi în Lattorfianul bazinului parisian, al bazinului Hamshire, al insulei Wight, al Belgiei şi al Germaniei de Nord.

Cavelier (1969), bazat pe evoluţia faunelor de mamifere studiate de Stehlin în 1909, accentuează observaţia acestuia în legătură cu caracterul reînnoit al faunelor de tip Ronzon, comparativ cu cel al faunelor de tip Montmartre şi susţine că limita Eocen-Oligocen trebuie să treacă în bazinul Parisului între depozitele care cuprind cele două faune, adică între Lattorfian şi Stampian (= Rupelian) (pl. II). În felul acesta coboară Lattorfianul în Eocen. În sprijinul trasării în acest fel al limitei respective vin şi moluştele salmastre (Cavelier), moluştele de apă dulce (Rey), ostracodele (Keen), charophytele (Grambast) şi alte grupe de organisme fosile (Cavelier, 1969, p. 432).

Aşa stînd lucrurile, considerăm că limita Eocen-Oligocen, pe bază de mamifere, de moluşte şi a altor grupe de organisme, este cel mai recomandabil de trasat între Priabonian şi Stampian (= Rupelian).

Această limită corespunde cu limita dintre marnele albe de Pantin şi argilele verzi de Romainville în bazinul Parisului, cu limita dintre stratele de Bembridge (respectiv marnele superioare de Bembridge) şi stratele inferioare de Hamstead în Anglia, între nisipurile de Grimmertingen-Neerepen şi orizontul de Hoogbutsel în Belgia precum şi între stratele de Latdorf-Silberberg şi nisipurile gazeifere de Neuengamm (?) în nordul Germaniei. Lattorfianul astfel prezentat poate fi separat şi individualizat de Bartonianul din bază şi de Stampianul de la partea superioară.

De fapt această limită se plasează între Lattorfian (zona NP21) şi partea superioară a Oligocenului inferior (zona NP22). Ceea ce este încadrat la baza Stampianului în Franţa (Curry, Gulinck, Pomerol, 1969, p. 364) şi care aparţine faciesului de Sannois, se integrează după nannoplancton în zona NP22 a Oligocenului inferior postlattorfian (= Tongrian superior).

În concluzie, toate formaţiunile echivalente stratigrafic faciesului de Sannois şi care cuprind zăcămintele de mamifere fosile tip Ronzon sînt oligocen inferioare postlattorfiene (= Tongrian superioare).

Institutul Geologic al României

Avînd în vedere faptul că faciesurile de tip Sannois din regiunea studiată de noi (= stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* şi stratele cu *subtrigona)* sînt oligocen inferioare (tongrian superioare) — stampiene este de presupus că partea superioară a succesiunilor stratigrafice comparabile cu faciesul de Sannois (calcarul de Sannois, calcarul de Brie, stratele superioare de Hamstead, orizonturile de Henis-Outershoven, de Kerkom şi de Vieux-Joncs din domeniul boreal, ca şi calcarele şi marnele cu anomii, calcarul de Civrac, marnele şi calcarele de Castillon, marnele verzui de Blanquefort, molasa de Fronsadais, stratele de Port-Vieux, de Atalaye şi de Port de Pêcheurs din bazinul Aquitaniei) trebuie să aparţină şi Rupelianului inferior. Cu alte cuvinte limita Oligocen inferior-Oligocen mediu s-ar afla în cuprinsul acestor depozite, iar nu sub ele. Stampianul inferior francez aşa cum îl concepe C a v e l i e r (1968, p. 522) devine în acest caz Oligocen inferior postlattorfian-Stampian (= Tongrian superior-Stampian).

În domeniul mesogeean limita dintre Priabonian şi Stampian (= Rupelian) se trasează între marnele cu briozoare şi depozitele supraiacente; acestea din urmă reprezintă tot partea superioară a Oligocenului inferior, adică zona de nannoplancton NP22, ca şi în bazinul Parisului. Lattorfianul-tip (zona NP21) lipseşte.

Cele cîteva formaţiuni ca: marnele cenuşii-verzui cu *Chama granulosa*, calcarele marnoase de Tartonne şi stratele de Cachaou (?) au o poziţie destul de incertă, fiind greu de spus dacă ele ar putea să corespundă zonei NP21. Zonele de nannoplancton NP21—NP22 ale Oligocenului inferior nu se întîlnesc în profilul-tip al Priabonianului de la Priabona; de aceea în bazinul Vicentin lipsesc depozite de tipul Lattorfianului din Transilvania (adică cel cuprins în marnele cu briozoare), între stratele de Sangonini, rupeliene [23] şi marnele din zona cu *Isthmolithus recurvus*, priaboniene, neexistînd nici un fel de depozite cu care să poată fi echivalate.

După părerea majorităţii cercetătorilor, formaţiunile Oligocenului mediu al lui B e y r i c h (1854) reprezintă Oligocenul tipic. Este vorba în domeniul nordic de argilele cu Septarii (= Septarienton) din Germania de Nord, argilele de Boom cu *Leda deshayesiana* şi *Nucula* (ca şi complexul nisipurilor de Berg) din Belgia, nisipurile de Fontainebleau din bazinul Parisului şi stratele cu *Ostrea longirostris* din seria de Hamstead (Anglia).

Bazat pe studiul moluştelor din regiunea cercetată şi interpretînd listele de faune fosile din diferitele regiuni din Europa prezentate de diverşi autori (tab. II), consider că în domeniul mesogeean aceste depozite sînt corelabile cu calcarele cu Asterii şi faunele de la Gaas din bazinul Aquitaniei, unde alături de moluşte marine sau lagunare ale domeniului nordic *(Glycymeris obovatus, G. angusticostatus, Ampullinopsis crassatina* etc.) apar frecvent elemente ale faunei meridionale, de tip Castelgomberto

[23] Stratele de Lavaccile şi de Sangonini, echivalente stratigrafice ale stratelor inferioare de Hamstead şi ale argilelor verzi de Romainville, ar putea să aparţină zonei NP22 a Oligocenului inferior postlattorfian, ca şi acestea din urmă.

Institutul Geologic al României

(C a v e l i e r, 1968, p. 511). De asemenea, ele pot fi corelate şi cu stratele de Zovencedo, de Montecchio-Maggiore, de Salcedo, de Monteviale şi de Castelgomberto (bazinul Vicentin), gresia de Cassinelle, de Belforte, Ponzone şi Bandita, conglomeratele de Scrivia şi Lemme, depozitele continentale de Bagnasco şi de Cadibone (bazinul Liguro-Piemontez), stratele de Barrême cu „*Natica*" *crassatina* (bazinul Rhodanian), marnele de Heptakhorion şi conglomeratele cu recifi coraligeni (Grecia), seria cu ligniţi (?) (Albania), şisturile cu peşti, stratele de Obenburg cu Nullipore şi numuliţi din Jugoslavia.

Tuturor termenilor stratigrafici de mai sus le corespund în bazinul Transilvaniei stratele cu *subtrigona* (partim), stratele de Curtuiuş, stratele de Moigrad, de Ciocmani, de Bizuşa şi de Ileanda. Caracterul salmastru al depozitelor respective ne împiedică deocamdată să facem corelări mai detaliate.

În fine, depozitele supraiacente celor oligocene tipice, care marchează în general o fază lagunară, concretizate în bazinul Transilvaniei prin succesiunea egeriană strate de Dîncu-Tămaşa—strate de Dealu Cotului, îşi găsesc echivalenţi în : nisipurile de Ormoy, calcarul de Etampes şi calcarele de Beauce (bazinul Parisului), în nisipurile de Voort-Boncelles (bazinul Belgiei), nisipurile de Kassel (Germania de Nord), marnele cu *Unio*, falunele de Saubotte şi Gamachot (cu „*Ostrea*" *aginensis*), gresia de Bazas, calcarul de Agenais (bazinul Aquitaniei), marnele şi gresiile de Montezemolo, de Millesimo, de Dego, Mioglia, Ponzone, Arquata, gresiile de Serralunga-Molare, de Spigno, Sassello, Santa Giustina, marnele de Ponzone şi Arquata (bazinul Liguro-Piemontez), stratele de Schio (bazinul Vicentin), marnele brune cu *Pholadomya puschi*, *Volutilithes apenninicus* etc., gresiile friabile cu *Corbula carinata* (Albania), marnele de *Tsotilion*, marnele şi gresiile de Morphi, gresiile şi conglomeratele de Pentalofon şi Météors (Grecia) şi stratele de Sotzka din Jugoslavia. Este de remarcat că în succesiunile stratigrafice de mai sus se localizează asociaţii de mamifere mai evoluate decît cele de tip Ronzon. Este vorba de asociaţiile de tip Ferté-Alais, de tip Saint-Henri ca şi de tip Milloque şi Saint-Gérard le Puy.

II. *Corelarea cu depozite sincrone din regiunea central-europeană.* Ca şi în domeniile prezentate anterior, în regiunile central-europene problema delimitării unui Lattorfian în sens nordic este de asemenea, extrem de dificilă (pl. III). Probabil că stratele de Pechelbronn inferioare (partim) din bazinul Alsaciei împreună cu cîteva din depozitele subiacente lor, marnele bituminoase şi cărbunii de Häring ca şi orizontul de Borisfen (Ucraina), orizontul Khadum (Crimeea), seria de Burlin şi Ceakîrgan (Mangîşlak) şi seria de Cegan din Priaralia şi Ustiurt se pot corela cu marnele cu briozoare din Transilvania, ca şi cu marnele de Buda din Ungaria. În acest fel, Lattorfianul din regiunile amintite, echivalent parţial al Priabonianului, ar avea un caracter „eocen" ca şi Lattorfianul zonelor mesogeene. Aceste depozite s-ar plasa în bazinul Transilvaniei în partea superioară a marnelor cu briozoare.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește Stampianul (= Rupelianul) se poate constata și aici existența unor depozite în facies de Sannois, cărora le corespund asociația de mamifere tip Ronzon (cum sînt stratele medii de Pechelbronn cu cirene de tip argilele verzi de Romainville, stratele superioare de Pechelbron) (bazinul Alsaciei), probabil stratele inferioare cu cirene din bazinul Stúrovo (Cehoslovacia), gresia de Hárshegy ca și argilele șistoase cu pești (= stratele de Tard) (Ungaria).

Ca și în cazul formațiunilor din domeniile nordic și aquitan, corelabile cu depozitele de tip Sannois, succesiunile menționate mai sus, plasîndu-se la același nivel stratigrafic, aparțin după nannoplancton zonei NP22 a părții superioare a Oligocenului inferior, adică Tongrianului superior.

Pe teritoriul Uniunii Sovietice depozitele de mai sus își găsesc echivalenți stratigrafici în stratele de Molocean (Ucraina), orizontul Batalpașin (Caucazul de Nord) și parțial stratele de Karatubani din depresiunea Ahaltih (Gruzia). Formațiunilor menționate mai sus le corespund în Transilvania stratele cu *labyrinthum* și *Turritella* ca și stratele cu *subtrigona*.

În fine, stratele de Dîmbu Trifului, de Ciocmani, de Bizușa și de Ileanda sînt corelabile cu: nisipurile marine inferioare (= nisipurile de Alzey), cu argilele cu *Leda deshayesiana* (= Rupelton; = Septarienton), nisipurile marine superioare (= nisipurile de Schleich) (bazinul Mainz), marnele cu foraminifere (= Rupelton inferior), șisturile cu Amphisile (= Rupelton mediu) și argilele superioare (= Rupelton superior) (Alsacia), stratele cu marno-argile (Tonmergelschichten) și stratele de Helle (Bavaria), marnele de Häring (bazinul Häring), Tegelul de Kiscell (Ungaria), orizontul cu Septarii (= orizontul Alkun) (Caucazul de Nord), stratele de Kendjalin cu *Nucula comta* (Mangîșlak), stratele de Jaksî-Klîci (Priaralia), seria de Așceairîk cu *Nucula comta* (Ustiurt), argila cu *Caucasina* și *Spiroplectammina carinata* (Erghenii) precum și cu complexul argilo-nisipos (= seria pestriță inferioară) din Gruzia, inclusiv stratele de Karatubani.

In domeniul central-european Egerianul începe atît prin depozite cu faune salmastre cît și cu faune marine. Astfel, sîntem de părere că succesiunea strate de Dîncu-Tămașa — strate de Dealu Cotului cu cirene și lentidii își găsește echivalenți în stratele cu cirene și cărbuni ca și în stratele cu ceriți, *Corbicula* și *Littorinella* din bazinul Mainz, în marnele cu cirene și ceriți din bazinul Alsaciei, în stratele cu cirene (inferioare, medii și superioare) din Bavaria superioară ca și în Chattianul marin de tip strate de Baustein, de asemenea în stratele de Angerberg din bazinul Häring, în stratele inferioare și superioare de Puchkirchen și succesiunea stratelor de Melk (Austria), în stratele de Michelstetten din Austria, respectiv de Ždanice și Hustopeče din Cehoslovacia, în marnele cu foraminifere, stratele cu cirene și stratele cu *Pectunculus* și *Turritella* de la Kováčov (inclusiv faciesul de Bretka) din sudul Slovaciei și nordul Ungariei, în formațiunea de Eger, de Mór, Mány și Törökbálint din Ungaria de Nord și împrejurimile Budapestei ca și în depozitele de peste orizontul Solenov din Paratethysul de est și anume: stratele de Gornostaev și de Askanii (depresiunea Pricernomore-Ucraina), seria de Poltava (depre-

Institutul Geologic al României

siunea Dnepro-Donet — Ucraina), seria de Kerleut (Crimeea), orizontul Baigubek cu *Mytilus aquitanicus* şi *Tellina aquitanica* (Priaralia şi Ustiurt), seria de Karaghin cu *Leda deshayesiana* (Mangîşlak), gresiile feruginoase şi nisipurile cu *Arctica islandica rotundata* şi *Glossus subtransversus* din regiunea Erghenii, orizonturile de Karadjalghin şi Zelenciuk (Caucazul de Nord) precum şi gresiile inferioare şi superioare de Ţhruta-Ţahana, seria cu ligniţi şi seria de Benara din Gruzia.

CONSIDERAŢII ASUPRA EVOLUŢIEI PALEOGEOGRAFICE A REGIUNII

Marea eocenă relativ adîncă din timpul Priabonianului superior şi Lattorfianului, cînd are loc depunerea marnelor cu briozoare, trece la începutul Oligocenului inferior postlattorfian (Tongrian superior) la o mare de mică adîncime. Se formează o serie de depozite grezoase, grezo-calcaroase, pe alocuri coraligene, cum sînt stratele cu *labyrinthum* şi *Turritella* ca şi stratele cu *subtrigona*.

Aşa cum am mai amintit, mişcările pozitive de la începutul Tongrianului superior au avut o extindere apreciabilă în domeniul mesogeean, pe alocuri chiar şi în cel nordic. Cu toate acestea, asociaţiile de moluşte existente în depozitele tongrian superioare-stampiene din regiunea studiată arată că marea oligocenă din timpul depunerii formaţiunilor respective avea un caracter de mare deschisă, permiţînd, accesul faunelor vest- şi nord-europene către acest bazin.

În tot timpul Oligocenului inferior postlattorfian (= Tongrian superior) şi Rupelianului inferior oscilaţiile adîncimii mării au fost de amplitudini mici; aceasta a continuat să aibă un caracter de mare cu salinitate normală, evident cu unele influenţe salmastre slabe.

Spre sfîrşitul Rupelianului inferior mişcările pozitive ale scoarţei se accentuează, avînd ca urmare tendinţa accelerată de colmatare a bazinului. Se trece astfel la un regim salmastru tipic. În acest timp are loc depunerea formaţiunilor grezoase cu *Tympanotonos labyrinthum şi Polymesoda (Pseudocyrena) convexa cuneiformis* (sau *P. convexa sirena*).

În Rupelianul superior se instalează deja un domeniu continental-lacustru, concretizat prin argilele roşiatice ale stratelor de Dîmbu Trifului.

Odată cu sfîrşitul Rupelianului şi începutul Egerianului mişcările negative ale scoarţei se accentuează, manifestîndu-se prin ingresiuni evidenţiate de caracterul mai grosier al depozitelor.

Ingresiunea salmastră de la sfîrşitul Oligocenului mediu şi începutul Oligocenului superior depăşeşte limitele bazinului Transilvaniei, aceasta întîlnindu-se aproape în tot Paratethysul.

Scufundarea scoarţei terestre a permis apelor să ocupe o bună parte din domeniul continental şi să creeze condiţii pentru dezvoltarea unor asociaţii de moluşte cu caracter salmastru; este ceea ce am denumit strate cu *Lentidium* şi *Pseudocyrena*, respectiv strate de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate. Apele mării salmastre din acel timp aveau un caracter mio-pliohalin. Existenţa unor nivele numai cu faune salmastre sau numai cu faune dulcicol-oligohaline, trebuie explicată prin prezenţa unor schimbări de ordin

Institutul Geologic al României

paleogeografic de scurtă durată, care s-au manifestat în cadrul fazei respective. Amestecul de faune salmastre şi dulcicole ce se observă în unele nivele, ne arată că undeva în apropierea domeniului marin existau surse de apă dulce care veneau de pe uscatul vecin şi se revărsau în marea egeriană abia formată, realizîndu-se totodată şi condiţii propice pentru amestecul acestora.

Pătrunderea unor forme marine de salinitate normală în mijlocul unei asociaţii de moluşte tipic salmastre sau chiar în mijlocul unei asociaţii dulcicol-oligohaline, aşa cum se observă în marnele cu *Nuculana westendorpi gracilis*, se poate explica fie datorită antrenării lor de către curenţii marini care au ajuns în astfel de regiuni, fie adaptării acestora la o apă cu salinitate scăzută.

Dacă în cazul stratelor de Dîncu-Tămaşa şi de Cetate a existat o mare salmastră cu scurte episoade dulcicole, în cazul stratelor de Cuzăplac şi de Cubleşu marea salmastră care persista, tindea către o mare cu caracter brachy-euhalin. Cu alte cuvinte mediul salmastru mio-pliohalin era substituit treptat printr-un mediu mio-brachyhalin, consecinţă a stabilirii unor legături ale mării respective cu apele oceanului planetar.

În timpul depunerii stratelor de Sîncraiu Almaşului mediul salmastru suferă o serie de oscilaţii ale salinităţii, care nu depăşesc însă limitele unei mări mio-pliohaline.

Fauna de moluşte din stratele de Dealu Cotului ne arată că în timpul depunerii acestor depozite marea egeriană era deja o mare aproape euhalină; influenţele apelor mio-pliohaline nu se mai simţeau decît foarte puţin.

Începută odată cu sfîrşitul Rupelianului, mişcarea de afundare generală şi-a urmat cursul ei continuu în tot Egerianul, cu toate variaţiile batimetrice existente, ajungîndu-se în cele din urmă la o mare cu salinitate apropiată de cea normală.

În fine, transgresiunea eggenburgiană survenită după o mişcare de coborîre mai rapidă, accentuează caracterul euhalin al mării. În acest timp are loc depunerea stratelor de Coruş.

FORMAREA DEPOZITELOR EGERIENE DIN SUCCESIUNEA STRATE DE DÎNCU-TĂMAŞA—STRATE DE DEALU COTULUI

Depozitele egeriene din regiunea studiată pun în evidenţă existenţa a trei etape de sedimentare, care încep prin formaţiuni argiloase sau argilo-grezoase cu pietrişuri, se continuă cu marne şi gresii şi se încheie cu unul sau mai multe strate de cărbuni.

Începutul primei etape îl constituie argilele roşiatice stampiene ale stratelor de Dîmbu Trifului. Aceasta se încheie cu formaţiunea cărbunoasă a stratelor de Dîncu-Tămaşa. Celelalte două încep prin depozite argiloase cu pietrişuri (strate de Cuzăplac şi de Sîncraiu Almaşului), terminîndu-se cu succesiunile cărbunoase ale stratelor de Cubleşu şi respectiv de Dealu Cotului.

Institutul Geologic al României

Dacă în cazul primeia avem de-a face cu depozite în întregime continental-lacustre în baza ei şi cu depozite salmastre la partea superioară, celelalte două sînt constituite dintr-o alternanţă de depozite cu caractere limnice şi salmastre, salmastre tipice şi marine.

Deşi stratele de Cuzăplac şi de Sîncraiu Almaşului sînt predominant roşiatice, ele nu au un caracter net continental. Se cunoaşte că depozitele roşii se formează în medii şi condiţii foarte diferite. Ele iau naştere de obicei pe continent în condiţiile unui climat cald şi umed, dar se pot acumula şi în ape salmastre şi marine. Aşa după cum precizează şi P o p (1962, p. 103), deşi „argilele lateritice ale Oligocenului reflectă mai mult condiţiile din timpul Eocenului superior, cînd s-au format scoarţele de alterare corespunzătoare, ele pot da totuşi şi unele indicii asupra condiţiilor în care s-a produs redepozitarea lor". În consecinţă, materialul de origine al stratelor de Cuzăplac şi de Sîncraiu Almaşului este eocen, acesta provenind la rîndul său din materialul lateritic format în fazele cu climat cald şi umed pe suprafaţa de eroziune „Fărcaş" şi transportat apoi de torenţi şi ape curgătoare în bazin. Este un material resedimentat, în care pigmentul roşu a persistat. În acelaşi timp materialul respectiv a fost amestecat cu depozite detritice grosiere.

Acest fapt arată că transgresiunea mării egeriene a fost întreruptă în repetate rînduri prin faze de exondare scurte, consecinţă a unor mişcări cu caracter oscilatoriu pronunţat. Aşa se explică de ce depozitele continentale aluvio-proluviale apar amestecate pe alocuri cu depozite marine.

Am arătat anterior că materialul din care provin stratele de Dîmbu Trifului este un material lateritic resedimentat. Argila roşiatică a acestor depozite este mai pură, mai săracă în psefite şi psamite comparativ cu argila roşie a depozitelor egeriene în discuţie. La acest fapt a contribuit desigur şi caracterul resedimentării. În cazul stratelor de Dîmbu Trifului a existat un proces continental de depunere, cu puţin aport de material detritic grosier. Nu acelaşi lucru se poate constata în cazul stratelor de Cuzăplac şi de Sîncraiu, Almaşului, unde acţiunea de dezagregare mecanică intensă a dus la crearea unei cantităţi apreciabile de material detritic grosier, care, amestecat cu cel pelitic roşiatic, a schimbat în mod vizibil compoziţia litologică a acestuia din urmă. Fracţiunea psefitică grosieră creşte cu cît înaintăm spre marginea bazinului de sedimentare. În interfluviul dintre văile Almaşului şi Agrijului pretutindeni se pot observa numai pietrişuri, gresii grosiere microconglomeratice şi conglomerate; cu cît ne depărtăm spre est de marginea bazinului, cu atît mai mult fracţiunea psefitică scade, locul ei fiind ocupat de cea psamitică şi apoi de cea pelitică.

Dacă materialul de origine al stratelor de Dîmbu Trifului, de Cuzăplac şi de Sîncraiu Almaşului este un produs lateritic transformat, redepozitat şi de vîrstă eocenă, materialul pelitic marnos şi marno-argilos din stratele de Dîncu-Tămaşa pare să aibe cu totul o altă origine. Stratele de Dîncu-Tămaşa sînt constituite dintr-o succesiune de depozite salmastre mio-pliohaline depuse la adîncimi mici, într-o zonă litorală. În profilul-tip al acelora de la Dîncu, treimea inferioară, respectiv nivelul marno-argilos

Institutul Geologic al României

cenuşiu inferior este lipsit de resturi fosile; conţine însă nannoplancton remaniat. Speciile de nannoplancton de aici caracterizează Cretacicul superior, respectiv Santonian-Campanianul. Ele scot în evidenţă originea materialului sedimentar din care au luat naştere intercalaţiile marnoase şi marno-argiloase ale stratelor de Dîncu-Tămaşa.

BIBLIOGRAFIE

Alimen H. (1936) Étude sur le Stampien du bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.* (Nouvelle série), Mém. 31, Paris.

Avias J. (1958) La limite inférieure du Miocène. C.R. Congr. Soc. Sav. de Paris et des Dép., tenu à Aix et à Marseille en 1958. *Sect. de Sci., sous-sect. de Géol., Colloque sur le Miocène*, Paris.

Báldi T. (1966) Az egri felsöoligocén rétegsor és Molluszka-Fauna újravizsgálata. *Földt. Közl.*, XCVI (2), Budapest.

— (1972) Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). *Akad. Kiad.*, Budapest.

Balteş N., Cosma Viorica, Lebenzon C., Munteanu Zorela (1975) Sur le contenu micropaléontologique du Tertiaire inférieur sous faciès de Tarcău-Fusaru, entre les rivières Bistriţa et Trotuş. *Guide micropaléontologique du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpates Roumaines.* 14 th european micropaleontological colloquium, Romania, Bucureşti.

Barbu I. Z. (1955) Contribuţii la studiul microfaunei din Paleogenul Transilvaniei de NV. I. Miliolidae. *Rev. Univ. „C. I. Parhon" şi a Politehnicii Bucureşti, Ser. şt.- nat.*, (6—7), Bucureşti.

— (1956) Contribuţii la studiul microfaunei din Paleogenul Transilvaniei de NV. *Anal. Univ. „C. I. Parhon", Ser. şt. -nat.* (10), Bucureşti.

— (1961) Microfauna seriei marine superioare din împrejurimile Jiboului. *Anal. Univ. „C. I. Parhon", Ser. şt. -nat., geol.- geogr.* (27), Bucureşti.

— (1962) Microfauna Oligocenului din partea de NV a bazinului Transilvaniei, între Jibou şi Ileanda. *Anal. Univ. Buc. Ser. şt.-nat., geol. -geogr.* (32), Bucureşti.

— (1963) Microfauna depozitelor sedimentare paleogene din împrejurimile Clujului. *An. Univ., Buc., (geol. -geogr.)*, XII (37), Bucureşti.

Barbu Virginia (1964) Resturi de Anthracotherium din cărbunii de la Ticu (Regiunea Cluj). *Bul. Inst. de Petrol, Gaze şi Geologie*, XI, Bucureşti.

Blondeau A., Cavelier C., Feugueur L., Pomerol Ch. (1965) Stratigraphie du Paléogène du bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants. *Bull. Soc. géol. France*, Sér. 7, tom. VII (2), Paris.

— (1968) Révision des Nummulites et des Assilines des Alpes-Maritimes Franco-Italiennes. *Mém. B.R.G.M.* (58), Paris.

Bombiţă Gh. (1963) Poziţia Ilerdianului şi a Biarritzianului în România. Observaţii şi propuneri cu privire la noua împărţire a Eocenului. *Asoc. geol. Carpato-Balc., Congr. V*, III/1, comunic. st. secţia II : stratigrafie, Bucureşti.

— Moisescu V. (1968) Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie. *Mém. B.R.G.M.*, (58), Paris.

Institutul Geologic al României

— Gheța N., Iva Mariana, Olteanu R. (1975) Eocène moyen-supérieur et Oligocène inférieur des environs de Cluj. *Guide micropaléontologique du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpates Roumaines.* 14 th european micropalentological colloquium, Romania, București.

Boussac J. (1911a) Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. France,* I. Paris.

— (1911b) Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. *Annal. Héb.,* V, Paris.

— (1912 a) Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Paris.

— (1912 b) Essai sur l'évolution des Cérithidés dans le Mésonummulitique du bassin de Paris. *Annal. Héb.,* VI, Paris.

Broglio Loriga C. (1969) I foraminiferi bentonici delle marne a briozoi di Brendola (Vicenza, Colli Berici). *Mém. B.R.G.M.,* III (69), Paris.

Brunn J. H. (1956) Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Laborat. Géol. Univ., Annal. géol. Pays Hellénique,* VII, Atena.

Castellarian A., Cita Bianca Maria (1969 a) La coupe priabonienne de Nago (Prov. Trento) et la limite Éocène-Oligocène. *Mém. B.R.G.M.,* III (69), Paris.

— Cita Bianca Maria (1969 b) Étude de quelques coupes priaboniennes dans le Monte Baldo (Prov. Verona et Trento, Italie) et discussion des limites de l'étage. *Mém. B.R.G.M.,* III (69), Paris.

Cavelier C. (1964a) L'Oligocène inférieur du bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.,* I (28), Paris.

— (1964b) L'Oligocène marin des buttes de Cormeilles, Sannois, Argenteuil (Seine-et-Oise). *Mém. B.R.G.M.,* I (28), Paris.

— (1964 c) Sur le classement des „Upper Hamstead Beds" de l'Ile de Wight (Angleterre) dans le Stampien inférieur et leur parallélisme avec le bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.,* II (28), Paris.

— (1965) Le Sannoisien de Sannois (Seine-et-Oise) dans le cadre du bassin de Paris et sa signification stratigraphique. *Bull. Soc. géol. France,* sér. 7, VII (2), Paris.

— (1968) L'Eocène supérieur et la base de l'Oligocène en Europe occidentale. *Mém. B.R.G.M.* (58), Paris.

— (1969) La limite "Eocène-Oligocène". *Mém. B.R.G.M.,* III (69), Paris.

Cicha I., Hagn H., Martini E. (1971) Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.* (11), München.

Cioflica Gianina, Popescu Gh. (1971) Contribuții la stratigrafia Miocenului mediu din nord-vestul Transilvaniei. *St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie,* XVI (2), București.

Cita Bianca Maria, Premoli-Silva I., Toumarkine M., Bolli H. M., Luterbacher H. P., Mohler H. P., Schaub H. (1968) Le Paléocène et l'Eocène di Paderno d'Adda (Italie septentrionale). *Mém. B.R.G.M.* (58), Paris.

Cossmann M., Peyrot A. (1909—1932) Conchologie Néogènique de l'Aquitaine, I—VI (Atlas), Bordeaux.

— Bourcart J. (1921) Les lignites oligocènes de la Morova (Albanie moyenne). *Bull. Soc. géol. France,* XXI (4), Paris.

Institutul Geologic al României

Curry D. (1958) Lexique stratigraphique international, vol. I Europe, fasc. 3a Angleterre, Pay de Galles, — Ecosse-, fasc. 3aXII Paléogène, Paris.

— Gulinck M., Pomerol Ch. (1969) Le Paléocène et l'Eocène dans les bassins de Paris, de Bélgique et d'Angleterre. *Mém. B.R.G.M.*, III (69), Paris.

Doebl F. (1964) L'Oligocène du bassin de Mayence et du fossé de la vallée du Rhin. *Mém. B.R.G.M.*, II (2), Paris.

Dudich E. jr., Gidai L., Kecskeméti T., Kopek G. (1968) Quelques problèmes actuels de l'Eocène dans la Montagne Centrale Transdanubienne, Hongrie. *Mém. B.R.G.M.*, (58), Paris.

— Gidai L. (1969) Observations concernant le Priabonien et la limite Eocène-Oligocène. *Mém. B.R.G.M.*, III (69), Paris.

Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului (nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. de Petrol și Gaze din București*, III, București.

Eames F. E., Clarke W. J. (1967) Mayer's Stratotype Area Aquitanien faunas. *Eclogae Helv.*, LX (2), Basel.

Frascari Ritondale Spano F. (1969) Serie paleogeniche nell'area Pedemontana a sud dell'Altopiano di Asiago (Vicenza, Italia). *Mém. B.R.G.M.*, III (69), Paris.

Fuchs Th. (1870) Beitrag zur Kenntniss der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges. I. Abtheilung. Die obere Schichtengruppe, oder die Schichten von Gomberto, Laverda und Sangonini. *Denkschriften d. kaiserlichen Akad. d. Wiss. Math. -Naturwis.* Classe, XXX, Wien.

— (1894) Tertiaerfossilien aus den Kohlen führenden Miocaenablagerungen der Umgebung von Krapina und Rabodoj und über die Stellung der sogenannten „Aquitanischen Stufe". *Mitth. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.*, X (5), Budapest.

Gabrielian A. A. (1964) Les Nummulitidés du Paléogène d'Arménie et la limite Eocène moyen-Eocène supérieur. *Mém. B.R.G.M.*, II (28), Paris.

Gabounia L. K., Iliescu O. (1960) O pervoi nahodke ostatkov ghigantskih nosorogov iz sem. Indricotheriidae v Rumînii. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, CXXX (2) Moskva.

— (1964) Sur la corrélation des faunes de mammifères de l'Oligocène d'Europe et d'Asie. *Mém. B.R.G.M.*, II (28), Paris.

— (1966) Sur les mammifères oligocènes du Caucase. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 7, tom. VII (6), Paris.

Gartner S. (1969) Nannofossils zonation of the Paleocene-Early Eocene sediments penetrated in Joides Blacke Plateau cores J3—J4—J6. *Colloque sur la stratigraphie de l'Eocène*, Budapest.

Gheța N., Popescu Gh. (1975) Middle Miocene at Giurgești. Guide micropaléontologique du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpates Roumaines. *14 th european micropaleontological colloquium*, Romania, București.

Gignoux M. (1950) Géologie stratigraphique. Paris.

Gillet S. (1944) La faune oligocène de Péchelbronn. *Bull. Soc. géol. France*, XIV (3), Paris.

— (1953) Les marnes à Cyrènes de l'Oligocène d'Alsace. *Rev. Inst. Fr. Petr. et Ann. Comb. Liquides*, VIII, Paris.

Glibert M., Heinzelin de Braucourt J. (1925—1954) I. L'Oligocène inférieur Belge. In vol. jub. „*Victor Van Straelen*". Bruxelles.

— (1957) Pélécypodes et gastropodes du Rupélien supérieur et du Chatlien de la Bélgique. *Mém. Inst. roy. sc. nat. de Belgique* (137), Bruxelles.

Institutul Geologic al României

Görges J. (1952) Die Lamellibranchiaten und Gastropodes des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. *Abh. hess. L. — Amt. Bodenforsch.*, (4), Wiesbaden.

Grossouvre A. (1909) Sur la valeur stratigraphique des mollusques tertiaires. *Bull. Soc. géol. France*, IX (4), Paris.

Hagn H., Hölzl O., Hrubesch K. (1962) Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und Nordtirol. *N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Mh. Abt. B, Heft* 8, Stuttgart.

Hottinger L., Lehmann R., Schaub H. (1964) Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique méditerrannéen. *Mém. B.R.G.M.*, II (28), Paris.

Hölzl O. (1957) Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns. *Geologica Bavarica* (29), München.

— (1958) Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. *Geologica Bavarica* (38), München.

— (1962) Die Molluskenfauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung. *Geologica Bavarica* (50), München.

Jámbor A., Korpás L., Kretzoi M., Pálfalvy I., Rákosi L. (1969) A Dunántúli oligocén képződmények rétegtani problémái. A All. földtani intézet évi jelentése az 1969. évről (stratigraphische Probleme des transdanubischen Oligozäns), Budapest.

Kacharava I. V., Kacharava M. V. (1964) Stratigraphie du Paléogène de la Géorgie. *Mém. B.R.G.M.*, II (28), Paris.

Kazahaşvili J. R. (1969) Ranneoligoţenovîe molliuski Ahalţihskoi Depressii i uslovia ih suşestvovaniia. *Akad. Nauk Gruzinskoi SSR, Inst. Paleobiologhii*, Tbilisi.

— (1971) K voprosu o gheohronologhiceskom rascilenenii oligoţenovîh otlojenii Ahalţihsikoi Depressii. *Soob. Akad. Nauk Gruz. SSR*, LXII (1), Tbilisi.

Koch A. (1880) Über das Tertiär Siebenbürgens. *N. Jb. f. Min. Geol. u. Paläontol.*, I, Stuttgart.

— (1883) Bericht über die im Klaussenburger Randgebirge und in dessen Nachbarschaft im Sommer 1882 ausgeführte geologische Special-Aufnahme. *Földt. Közl.*, XIII (1), Budapest.

— (1884) Bericht über die im Klausenburger Randgebirge im Sommer 1883. ausgeführte geologische Special-Aufnahme. *Földt. Közl.*, XIV (4—8), Budapest.

— (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I. Theil. Paläogene Abtheilung. *Mitth. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.*, X (6), Budapest.

— (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile, II. *Neogene Abtheilung*, Budapest.

Koenen A.v. (1889—1894) Das Norddeutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken-Fauna. *Abh. z. geol. Specialk. v. Preussen u.d. Thür. Staaten*, X (1—7), Berlin.

Korobkov I. A. (1954) Spravocinik i metodiceskoe rukovodstvo po treticinim molliuskam. Plastinceatojabernîe. *Gostoptehizdat*, Leningrad.

Lăzărescu V., Grujinschi C. (1969) Sur les subdivisions stratigraphiques de la molasse miocène de Transylvanie et Muntenie (Roumanie). *Bul. Soc. şt. geol. din R.S. România*, XI, Bucureşti.

Lebenson C. (1973 a) Nannoplanctonul calcaros din stratele de Podul Secul şi orizontul bazal al Gresiei de Fusaru din valea Tărcuţa (cursul superior al văii Tarcăului). *D.S. Inst. Geol.*, LIX (4), Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1973 b) Nannoplanctonul calcaros al depozitelor oligocene şi miocene inferioare din cursul superior al văii Tarcăului (valea Tărcuţa şi valea Răchitiş). *D.S. Inst. Geol.*, LIX (4), Bucureşti.

Lorenz C. R. (1969) Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins Liguro-Plemontais (Italie). *Atti dell'Istituto di Geologia della Univ. di Genova*, VI (2).

Margerel Jean-Pierre (1968) Les petits foraminifères de l'Eocène de l'ouest de la France et leur intérêt stratigraphique. *Mém. B.R.G.M.*, (58), Paris.

Martini E., Ritzkowski S. (1968) Was ist das ,,Unter-Oligocän''?. *Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. Math. -Phys. Klasse. Jahrgang* 1968, (13), Göttingen.

— Ritzkowski S. (1969) Die Grenze Eozän-Oligozän in der Typus-Region des Unteroligozäns (Helmstedt-Egeln-Latdorf). *Mém. B.R.G.M.*, III (69), Paris.

— Moorkens T. (1969) The type-locality of the sande of Grimmertingen and calcareous Nannoplankton from the lower Tongrian. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont., Hydrol.*, LXXVIII (2), Bruxelles.

— (1969) Nannoplankton aus dem Latdorf (locus typicus) und weltweite Parallelisierungen im oberen Eozän und unteren Oligozän. *Senckenbergiana Lethaea*, L (2—3), Frankfurt am Main.

— Ritzkowski S. (1970) Stratigraphische Stellung der ober eozänen Sande von Mandrikovka (Ukraine) und Parallelisierungs-Möglichkeiten mit Hilfe des fossilen Nannoplanktons. *Newsl. Stratigr.*, I (2), Leiden.

— (1970 a) The Upper Eocene Brockenhurst Bed. *Geol. Mag.*

— Mentzel R. (1971) Lebensspuren und Nannoplankton aus dem Alzeyer Meeressand (Mittel-Oligozän). *Notizbl. hess. L. — Amt Bodenforsch.*, (99), Wiesbaden.

— Lebenson C. (1971) Nannoplankton-Untersuchungen im oberen Tal des Tarcău (Ostkarpaten, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. *N. Jb. f. Geol. u. Paläont. Monatshefte* (9), Stuttgart.

— Müller Carla (1971) Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. *Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie vereinigt mit Brennstoff Chemie*, 24, Jahrgang (1971).

— Moisescu V. (1974) Nannoplankton-Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin (NW Siebenbürgisches Becken, Rumänien). *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* (1), Stuttgart.

Mateescu Şt. I. (1938) La faille de Moigrad et les variations de faciès qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au Nord et au Sud de la faille (Nord-ouest de la Transylvanie). *C.R. Acad. Sc. Roum.*, II (6), Bucureşti.

Merklin R. L., (1962) Gorizontî sredne- i verhneoligoţenovîh otlojenii iuga SSSR. *D.A.N SSSR*, CXLIV (2), Moskva.

— (1964a) Sur la stratigraphie de l'Oligocène moyen et supérieur dans de sud le l'URSS.. *Mém. B.R.G.M.*, II (28), Paris.

— (1964 b) Some analogues of marine Aquitanien in the South of URSS, and the Paleogene-Neogene boundary. *Cursillos y conf. "Lucas Mallada"*, (9), Madrid.

Mészáros N. (1957) Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei. Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

— Petrescu J. (1967) Pflanzenreste von der Basis unteroligozäner Sandsteinschichten von Mera (Rumänien). *Geologie, Jahrgang* 16, Heft 4, Berlin.

Institutul Geologic al României

— Lebenson C., Ianoliu C. (1973) Limita Eocen-Oligocen în dealul Hoia din Cluj, stabilită cu ajutorul nannoplanctonului. *St. Univ. Babeş-Bolyai*, ser. *geol. -min.*, (1), Cluj.

— Lebenzon C., Ianoliu C. (1974) Cercetări de nannoplancton din seria marină inferioară eocenă de la Leghia-Lona (I). *St. Univ. Babeş-Bolyai, ser. geol. -min.*, fasc. 1, Cluj.

— Lebenzon C., Ianoliu C., Pion P. (1975) Nannoplanctonul din stratele de Cetate şi semnificaţia lui stratigrafică. *St.. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie*, XX (2), Bucureşti.

— Lebenson C., Şuraru N., Ianoliu C. (1975) Die mit Hilfe des Nannoplanktons durchgeführte Abgrenzung des Oligozäns in Tale des Almas (Nord-Westen des Siebenbürgen-Beckens, Rumänien). Regional Committee on mediterranean Neogene Stratigraphy. Proceedings of the VI th Congress Bratislava, September 4—7, 1975, vol. I, Bratislava.

Modell H. (1931) Die Najaden der oberbayerischen Cyrenenschichten. *Palaeontographica* LXXV, Stuttgart.

— (1958) Die tertiären Najaden des ungarischen Beckens. *Geol. Jb.* LXXV, Hannovra.

Moisescu V., Popescu Gh. (1967) Studiul stratigrafic al formaţiunilor paleogene şi miocene din regiunea Chinteni-Baciu-Sînpaul (Nord-vestul Transilvaniei). *St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie*, XII (1), Bucureşti.

— (1968 a) Asupra unui nivel cu Nuculana în stratele de Ticu superioare de pe valea Berecoaia-Mera (Nord-vestul Transilvaniei). *St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie*, XIII (1), Bucureşti.

— (1968 b) Cercetări geologice în împrejurimile oraşului Cluj. *St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie*, XIII (2), Bucureşti.

— (1969 a) Consideraţii asupra faciesurilor Oligocenului din regiunea Treznea-Ciumărna (Nord-vestul Transilvaniei). *St. cerc. geol.,geof., geogr., Seria geologie*, XIV (2), Bucureşti.

— (1969 b) Considérations sur quelques formes de Tympanotonos du Tertiaire du bassin de Transylvanie. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie*, XIII (2), Bucarest.

— (1970) Über die Egerstufe im Cluj-Hida-Gebiet (Siebenbürgischen Becken) und ihre Korrelation mit verschiedenen Gebieten der Paratethys. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie*, XIV (1), Bucarest.

— (1972) Mollusques et échinides stampiens et égériens de la région de Cluj-Huedin-Romînaşi (Nord-ouest de la Transylvanie). *Mémoires* XVI, Bucarest.

— (1974) Biostratigrafia depozitelor oligocene din regiunea Cluj-Huedin-Românaşi (Nord-vestul bazinului Transilvaniei) (cu privire asupra substanţelor minerale utile). Rezumatul tezei de doctorat. Bucureşti.

— Mészáros N. (1974) Faune à mollusques oligocènes des couches de Hoia et de Mera (NW de la Transylvanie) de la collection A. Koch. *Inst. Géol., Mémoires* XX, Bucarest.

— (1975) Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen-inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românaşi (NV-ul bazinului Transilvaniei). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XLVII, Bucureşti.

Moret L. (1940) Manuel de paléontologie animale. Ed. Masson, Paris.

Müller Carla (1970 a) Nannoplankton Zonen der unteren Meeresmolasse Bayers. Geologica Bavarica 63, *Bayerisches geologisches Landesamt*, München.

— (1970 b) Nannoplankton aus dem Mittel-Oligozän von Nord-deutschland und Belgien. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 135 (1), Stuttgart.

Institutul Geologic al României

Nemkov G. I. (1964) Distribution zonale des assises éocènes de l'URSS d'après les Nummulitidés. *Mém. B.R.G.M.*, II (28), Paris.

Nosovskij M. F. (1964) Le Paléogène supérieur de la Dépression de la région de la Mer Noire (Ukraine de Sud). *Mém. B.R.G.M.*, II (28), Paris.

Papa Asti (1968) Les molasses éocènes de l'Albanie sud-orientale. *Mém. B.R.G.M.*, (58), Paris.

Papp A., Thenius E. (1959 a) Tertiär. Grundzüge regionaler Stratigraphie. Erster Teil. Stuttgart.

— Thenius E. (1959 b) Tertiär. Zweiter Teil. *Wirbelttierfauna*. Stuttgart.

Petrascheck W. (1926—1929) Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. II, Theil, Katowice.

Petrescu I. (1970) Considerații generale asupra florelor oligocene din NV Transilvaniei. *St. Univ. Babeș-Bolyai, ser. Biologie*, (2), Cluj.

Popescu B., Gheța N. (1972) Nannoplanctonul calcaros din orizontul marnelor cu briozoare de la vest de Cluj (Bazinul Transilvaniei). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII (1970—1971), 3. Paleontologie, București.

Popescu Gh., Iva Mariana (1971) Contribution à la connaissance de la microfaune oligocène des couches de Valea Lăpușului. *Mémoires* XIV, Bucarest.

— (1972 a) Biostratigrafia depozitelor oligo-miocene de la sud de Preluca, pe bază de foraminifere planctonice. *D.S., Inst. Geol.*, LVIII (1971), 3. Paleontologie, București.

— (1972 b) Studiul foraminiferelor din depozitele Miocenului inferior și mediu din nord-vestul Transilvaniei. Rezumatul tezei de doctorat, București.

— (1972 c) Stratigraphie du Miocène inférieur et moyen du NW de la Transylvanie, d'après la faune à foraminifères, in : Marinescu et al., Guide de l'excursion de la Ve Réun. groupe trav. pour la Paratethys. *Inst. Géol., Guide de l'Excursion*, București.

— (1975) Etudes des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. *Mémoires* XXIII, București.

Pop Gh. (1962) Istoria morfogenetică a vechei suprafețe de eroziune „Fărcaș" din Munții Gilăului (M. Apuseni). *St. Univ. Babeș-Bolyai, ser. geol. -geogr.* (1), Cluj.

Proto Decima Franca (1969) Dati preliminari sulle nannoflore delle „Marne di Brendola". *Mém. B.R.G.M.*, III (69), Paris.

— Todesco L. (1968) Observations sur le Nannoplancton de la coupe de Possagno. Colloque sur l'Eocène, 1968, *Guide de l'excursion en Italie*, Milano.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1956) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NW bazinului Transilvaniei). *An. Com. Geol.*, XXIX, București.

— Patrulius D., Mărgărit Eugenia, Chivu Maria, Dragu Valentina (1960) Corelarea molaselor cu Antracoterii mari din Transilvania și bazinul Petroșani. *St. cerc. geol.*, V (2), București,

Rusu A. (1969) Sur la limite Oligocène/Miocène dans le bassin de Transylvanie. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie*, XIII (2), Bucarest.

— (1970) Corelarea faciesurilor Oligocenului din regiunea Treznea-Bizușa (Nord-vestul bazinului Transilvaniei). *St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie*, XV (2), București.

— (1972 a) Semnalarea unui nivel cu Nucula comta în bazinul Transilvaniei și implicațiile lui stratigrafice. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII (1971), 4, Stratigrafie, București.

— (1972b) Aperçu sur l'Egérien et l'Eggenburgien du Nord-Ouest de la Transylvanie. — In : *Guide de l'excursion*, 9, Inst. Géol., Bucarest.

Institutul Geologic al României

— (1974) Stratigrafia depozitelor oligocene din regiunea Treznea — Hida — Poiana Blenchii (nord-vestul Transilvaniei). Rezumatul tezei de doctorat, Bucureşti.
— (1975) Faziostratotypus : Vallée du Runcu, W de Poiana Blenchii, bassin de Transylvanie (Roumanie) (= Couches de Buzaş (partim), Dumitrescu, 1957) (Egérien supérieur, probablement OMc trangressif). In : „Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän OM, Egerien, V, Bratislava.
— Drăgănescu A. (1976) Facies-zoned carbonate sedimentation at the time of the Hoia limestone (Upper Tongrian) in NW Transylvania (Romania). *An. Inst. Geol. -Geof.*, XLVIII, Bucureşti.

Sandberger Fr. (1863) Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden.

Siabrai V. T. (1963) Stratigrafia URSR, IX, Kiiv.

Sittler C. (1964) Relations sédimentologiques entre divers bassins oligocènes de l'est de la France. *Mém. B.R.G.N.*, I (28), Paris.

Stehlin H. G. (1909) Remarques sur les faunules de Mammifères des couches éocènes et oligocènes du bassin de Paris. *B.S.G.Fr.*, IX (4), Paris.

Şuraru N. (1969) Über eine vollmarine Fauna der Zimborer Schichten im unteren Becken des Almaş-Tales (I). *St. Univ. Babeş-Bolyai, ser. geol. -geogr.*, (2), Cluj.
— (1970 a) Über eine vollmarine Fauna der Zimborer Schichten im unteren Becken des Almaş-Tales (II). *St. Univ. Babeş-Bolyai, ser. geol. -min.*, (2), Cluj.
— (1970 b) Stratigrafia depozitelor terţiare din bazinul inferior al văii Almaşului (NV Transilvaniei) cu privire specială asupra celor miocen-inferioare. Rezumatul tezei de doctorat, Bucureşti.
— (1971) Asupra limitei Paleogen/Neogen în nord-vestul depresiunii Transilvaniei. *Bul. Soc. şt. geol. din R.S.R.*, XIII, Bucureşti.
— (1975) Faziostratotypus : Zimbor-Sînmihaiu Almaşului, nord-westlich von Cluj, im nordwestlichen Teil des Transsylvanischen Beckens, Rumänien/oberes Egerien, wahrscheinlich OMc(d) /. In "Chronostratigraphie und Neostratotype", Miozän OM, Egerien, V, Bratislava.

Tatişvili K. G. (1963) Novîe dannîe o pesceanikah s Pecten arcuatus Brocchi v Ahalţihskom basseine. *Akad. Nauk Gruz. SSR, Tr. In-ta paleobiologhii*, VIII (1962), Tbilisi.

Trunkó L. (1969) Geologie von Ungarn. Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde. *Gebrüder Borntraeger*, Berlin, Stuttgart.

Ungaro S., Boselliní A. (1965) Studio micropaleontologico e stratigrafico sul limite Eocene-Oligocene nei Colli Berici occidentali. *Ann. dell'Univ. di Ferrara* (Nuova serie). Sez. IX-Sc. Geol. e Min., III (9), Ferrara.
— (1969) Etude micropaléontologique et stratigraphique de l'Eocène supérieur (Priabonien) de Mossano (Colli Berici). *Mém. B.R.G.M.*, III (69), Paris.

Veillon M. (1964) Les zones de foraminifères du Paléogène nord-Aquitain et leur valeur stratigraphique. *Mém. B.R.G.M.*, I (28), Paris.

Veselov A. A., Şeremeta V. G. (1964) K faunisticeskoi karakteristike solenovskogo gorizonta severo-vostocinogo Pricernomoria. Maikopskie otlojeniia i ih vozrastnie analoghi na Ukraine, Kiev.
— Kazahaşvili J. R. (1971) K sopostavleniiu oligoţenovîh otlojenii Ukraine i Gruzii. *Soob. Akad. Nauk Gruz. SSR*, LXIII (2), *Paleobiologhia*, Tbilisi.

Vigneaux M. (1964) Le bassin d'Aquitaine. *Mém. B.R.G.M.*, I (28), Paris.

Wenz W. (1921) Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. 2. Die tertiären Ablagerungen, des Mainzer Beckens, Heidelberg.

Institutul Geologic al României

W o l f f W. (1897) Die Fauna der südbayerischen Oligocaenmolasse. *Palaeontographica* XLIII, Stuttgart.
* * * (1968) *Mém. B.R.G.M.*, Colloque sur l'Eocène, Paris, mai 1968, (58), Paris.
* * * (1969) *Mém. B.R.G.M.*, Colloque sur l'Eocène, Paris, mai 1968, III (69), Paris.
* * * (1969) *Mém. B.R.G.M.*, Colloque sur l'Eocène, Paris, mai 1968, 4e partie, Propositions, III(69), Paris.
* * * (1971) Korrelation des Miozän der zentralen Paratethys (Stand 1970). *Geol. Sborn., Geologica Carpathica*, XXII-1. Vydavatel'svo Slov. Akad. vied., Bratislava.

ÎNTREBĂRI

A. R u s u : 1. Ce argumente paleontologice aveţi, în plus faţă de cele din teza dumneavoastră de doctorat (1974), avînd în vedere faptul că încadrarea unităţilor litostratigrafice în etaje diferă substanţial în această lucrare, atît în partea inferioară a Oligocenului, cît şi la limita Oligocen/Miocen?

2. Ce vă determină să folosiţi nume ca „strate cu *labyrinthum* şi *Turitella*" sau „strate cu *subtrigona*" în loc de strate de Hoia şi strate de Mera, unităţi litostratigrafice atît de bine definite şi cunoscute de multă vreme?

Răspuns: 1. În lucrarea de faţă am redat o schiţă stratigrafică axată pe termenii cronostratigrafici din domeniul Tethysului, cît şi din domeniul Paratethysului. Pentru a face acest lucru nu este nevoie neapărat de argumente paleontologice. Schema din această lucrare diferă de cea din 1974 în ceea ce priveşte încadrarea stratelor de Sîncraiu Almaşului şi de Dealu Cotului; pentru această modificare am dat explicaţiile necesare în text, la locul cuvenit. În rezumatul tezei de doctorat (1974) am considerat Oligocenul inferior echivalent cu Lattorfianul, aşa cum au procedat multă vreme şi alţi autori. Tot în 1974 a apărut lucrarea lui M a r t i n i, în colaborare cu noi, în care am considerat (după nannoplancton) o parte inferioară a Oligocenului inferior echivalentă cu Lattorfianul tip (zona NP 21) şi o parte superioară a Oligocenului inferior, echivalentă cu Postlattorfianul, adică cu intervalul dintre Lattorfian şi Rupelian (zona NP 22). Tot atunci am precizat (1974) că după nannoplancton limita Eocen/Oligocen se găseşte în baza marnelor cu briozoare (în baza zonei NP 21), iar după moluşte, între marnele cu briozoare şi stratele cu *labyrinthum* şi *Turitella*. În lucrarea de faţă am încadrat Lattorfianul (= partea inferioară a Oligocenului inferior) la Eocenul superior, deoarece după moluşte marnele cu briozoare, în care se găseşte acest Lattorfian, sînt eocene (deşi după nannoplancton ele cuprind şi Oligocenul inferior).

2. Termenii de strate cu *labyrinthum* şi *Turitella* şi strate cu *subtrigona* au fost conturaţi şi utilizaţi de noi pentru a avea posibilitatea reprezentării cartografice a depozitelor din baza succesiunii oligocene, deoarece echivalenţii stratigrafici ai stratelor de Hoia sînt foarte variabili din punct de vedere litofacial, atît regional, cît şi în sens vertical. Cît de bine au fost definiţi termenii de stratele de Hoia şi stratele de Mera în regiunea Clujului o ştiu numai cercetătorii care au făcut aici o stratigrafie de amănunt.

DISCUŢII

A. R u s u : Am pus prima întrebare deoarece constat că V. M o i s e s c u prezintă azi în această lucrare (care reprezintă de fapt partea a doua a tezei lui) o schemă cronostratigrafică mult modificată faţă de cea din rezumatul tezei sale de doctorat (1974) şi chiar de

Institutul Geologic al României

cea din partea întîi a tezei publicate (1975), schemă care în schimb corespunde cu cea apărută în rezumatul tezei noastre (1974). Desigur, mă bucur că autorul îmi împărtășește punctul de vedere, dar aș dori să reiasă acest fapt și în text (prin citare la locul potrivit).

O altă problemă de discutat este aceea privind prioritatea unor denumiri litostratigrafice. Constat cu părere de rău că autorul evită în continuare să utilizeze termeni ca strate de Moigrad (R u s u, 1970) pentru orizontul argilelor roșii (fostele strate de Ticu inferioare) și strate de Dîncu (R u s u, 1972, comunicat în mai 1971) pentru orizontul marno-șistos fosilifer (fostele strate de Ticu superioare). El folosește, contrar regulilor priorității, sinonimele mai noi de ,,stratele de Dîmbu Trifului'' (M o i s e s c u, 1972) și respectiv ,,stratele de Dîncu-Tămașa'' (M o i s e s c u, 1972). Pentru primele motivează în lucrarea din 1975 că între argilele roșii din zona Mezeșului și cele din sectorul Cluj-Huedin ar exista diferențe litologice notabile, fapt ce nu corespunde realității (dealtfel chiar autorul anulează această afirmație prin utilizarea numelui propus de el pentru aria Gilăului și în aria Mezeșului). În legătură cu a doua denumire, care nici aceasta nu are prioritate, adăugăm că ea nu corespunde nici normelor de nomenclatură litostratigrafică, codul Hedberg recomandînd ca numele compuse de acest tip să se folosească numai în zona de îndințare facială a două formațiuni, deci numai în cazul în care ar fi existat atît stratele de Dîncu, cît și strate de Tămașa.

Așa-zisele contradicții prezentate de autor din lucrările mele nu sînt decît aparente, ele rezultînd din neînțelegerea unor probleme de cronostratigrafie a Oligocenului.

Răspuns: Utilizarea denumirii de ,,strate de Moigrad'' în regiunea Cluj-Huedin este cu totul inadecvată, putînd crea confuzii. Am arătat în 1975 că stratele de Ticu inferioare, pe care A. R u s u le-a echivalat cu ,,stratele de Moigrad'', nu au aceeași valoare stratigrafică cu a stratelor de Dîmbu Trifului. Noi nu sîntem împotriva folosirii acestei denumiri, dar nici nu dorim ca folosind-o să ajungem la rezultate care să producă încurcături. Cît privește denumirile de strate de Dîncu-Tămașa și strate de Dîncu, a se vedea lucrarea noastră din 1975; orice comentariu credem că este de prisos.

BIOSTRATIGRAPHIE ET CORRÉLATION DES DÉPÔTS OLIGOCÈNES DE LA RÉGION DE CLUJ (NW DE LA TRANSILVANIE)

(Résumé)

Le but de cette étude est de nous donner une image des plus complètes sur l'évolution biostratigraphique et paléogéographique de la région de Cluj, investiguée de multiples points de vue. Cette étude tente en outre de faire une corrélation entre les dépôts de cette région et les formations synchrones de différentes bioprovinces européennes.

On a établi le plus exactement l'âge des dépôts investigués et on a tracé les limites stratigraphiques entre les différents étages de l'Oligocène conformément aux indications données par le nannoplancton, les foraminifères, les mollusques, les échinides autant que par d'autres groupes d'organismes fossiles.

Nous présentons ci-après les conclusions tirées des études consignées dans le présent ouvrage.

Institutul Geologic al României

AGE DE LA SUCCESSION COUCHES À LABYRINTHUM ET TURRITELLA — COUCHES DE DEALU COTULUI À PARTIR DES DIFFÉRENTS GROUPES D'ORGANISMES FOSSILES. LIMITES STRATIGRAPHIQUES DE L'OLIGOCÈNE

A) Age des couches à labyrinthun et Turritella — couches à subtrigona. Limite Eocène Oligocène et limite Oligocène Inférieur-Oligocène moyen

Nannoplancton

1. À partir des analyses effectuées sur du nannoplancton prélevé de la succession des marnes à bryozoaires — couches à *subtrigona* on a pour la première fois mis en évidence nettement (Martini et Moisescu, 1974) l'équivalent géochronologique du Lattorfien du domaine septentrional dans le domaine mésogéen, notamment dans le secteur transylvain de celui-ci. Il s'agit de la zone NP21 (à *Ericsonia subdisticha*) du Lattorfien type totalement intégrée dans les marnes à bryozoaires.

Le Lattorfien considéré dans le stratotype comme Oligocène inférieur est Priabonien dans le domaine mésogéen, et partant Eocène supérieur (Moisescu, 1974, p. 12). Dans ce sens abondent tous les auteurs qui ont eu pour objet d'études le Paléogène du bassin de Transylvanie.

Au symposion sur le Paléogène tenu à Caracas en 1973 on a mis en évidence le fait que en ce qui concerne la limite Eocène / Oligocène on a apporté de nouveaux arguments pour intégrer le Lattorfien dans l'Eocène supérieur. Donc sur le plan mondial même on est de plus en plus en faveur d'un Lattorfien intégré dans l'Eocène. En conséquence l'équivalent géochronologique de ce Lattorfien se trouve dans le domaine mésogéen juxtaposé au Priabonien supérieur. Ces rapports de juxtaposition ont été également saisis par Cavélier (1969) et par d'autres chercheurs. Ils n'apparaissent pas dans l'ensemble du domaine mésogéen. Nous les avons mis en évidence dans le bassin de Transylvanie ; on peut également les observer en Hongrie, mais ils font défaut dans la coupe type du Priabonien de Priabona ;

2. La limite Priabonien-Lattorfien (respectivement Eocène-Oligocène si l'on envisage le Lattorfien dans le sens du stratotype) se trouve au beau milieu des marnes à bryozoaires, probablement à la partie moyenne de ces couches, voire à leur base. N. Gheța (in Gh. Bombiță et al., 1975) prend comme point de départ pour cette limite l'extinction de l'espèce *Cyclococcolithus formosus*. On ne saurait la tracer en Transylvanie au dessus des marnes à bryozoires comme dans le bassin du Vicentin. À ce point de vue les propositions faites au colloque sur l'Eocène tenu à Paris (1968) au sujet de la limite Priabonien-Lattorfien dans le domaine mésogéen ne concordent pas avec la réalité dans le bassin de Transylvanie ;

3. Tenant compte du nannoplancton l'Oligocène inférieur dans la région de Cluj comporte en outre la partie terminale des marnes à bryozoaires (sur les derniers 4—5 m d'épaisseur), les couches de Hoia de la coupe type, les couches à *labyrinthum* et *Turritella* de la Valea Seacă, Valea Berecoaia, de Tetișu autant que la partie inférieure de la succession gréso-marneuse quasi azoïque des couches à *subtrigona*. Ces dépôts reviennent à la zone standard de nannoplancton NP 22. Ils sont plus récents que les dépôts du Lattorfien du stratotype (NP21) mais plus anciens que le Rupélien type (NP23) (Moisescu, 1974, p. 12).

Si nous envisageons l'Oligocène inférieur dans son ensemble (respectivement les zones à nannoplancton NP21 et NP22) nous pouvons constater qu'il est représenté par des dépôts hétérogènes. Il comporte des formations marneuses à bryozoaires comportant une faune de mol-

Institutul Geologic al României

lusques de type Priabonien. Les dépôts respectifs sont partant priaboniens comme ils ont été considérés aussi dans les „Propositions" du colloque de Paris (1969) pour les bassins mésogéens („Propositions", p. 461, tab. I), mais aussi oligocènes, mis en évidence dans les dépôts calcaires coralligènes (calcaires de Hoia) et gréso-marno-calcaires (couches à *labyrinthum* et *Turritella*) comportant une faune de mollusques de type sannoisien-rupélien inférieur. L'Oligocène inférieur du secteur transylvain du domaine mésogéen est Priabonien à sa partie inférieure et moyenne et Oligocène à sa partie supérieure.

4. La limite Oligocène inférieur-Oligocène moyen, respectivement limite Oligocène inférieur postlattorfien (= Tongrien supérieur ; = Sannoisien) — Rupélien en tenant compte du nannoplancton passe par le tiers inférieur de la succession gréso-marneuse quasiazoïque, c'est-à-dire en dessous du niveau des grès jaune verdâtre dépourvu de fossiles de cette succession ;

5. La zone NP22 de la partie supérieure de l'Oligocène inférieur masque la limite Eocène-Oligocène compte tenu des mollusques. Elle couvre deux unités stratigraphiques dont le contenu mallacologique est nettement distinct, notamment les marnes à bryozoaires et les couches à *labyrinthum* et *Turritella*. Si la limite entre les zones NP21 et NP22 coïncidait à la limite d'entre les deux unités susmentionnées le problème était facile à résoudre ; le nannoplancton et les mollusques auraient conduit à la même conclusion. Nous considérons qu'un nouveau échantillonnage des marnes à bryozoaires au point de vue du nannoplanton pourrait apporter des éléments nouveaux en ce sens.

6. La succession gréso-marneuse quasiazoïque, à partir du niveau des grès marneux violacé-noirâtre vers le haut, tout comme les couches à *subtrigona s.s.* comportent une association de nannoplancton sans espèces index. À partir des occurrences de *Rhabdosphaera tenuis* (Martini et Moisescu, 1974) qui ne dépasse guère la limite supérieure de la zone NP23 une parallélisation de ces dépôts avec ceux du Rupélien type est possible.

Foraminifères planctoniques

Les dépôts situés à la limite Eocène-Oligocène autant que ceux considérés oligocènes inférieurs et moyens sont dépourvus de foraminifères planctoniques ou n'en contiennent que sporadiquement, et alors ils sont insignifiants au point de vue biostratigraphique.

Foraminifères benthiques

Les foraminifères benthiques, quoique abondants, ne nous renseignent pas de manière satisfaisante sur la limite Eocène-Oligocène ni sur l'âge des dépôts qui les abritent.

Nummulites

Les Nummulites de la succesion des couches à *N. fabianii* — couches à *subtrigona* dénotent que :

1. L'espèce *Nummulites fabianii* typique apparaît dans un seul niveau notamment le niveau marneux-gréseux-calcaire à *N. fabianii* d'âge priabonien inférieur qui s'individualise nettement en dessous du complexe des marnes à bryozoaires ;

2. L'espèce *Nummulites* ex gr. *fabianii* des couches à bryozoaires n'est pas *in situ* mais remaniée ;

3. L'espèce *Nummulites* ex gr. *fabianii* des couches à *labyrinthum* et *Turritella* de Valea Bodia est une forme *in situ* et qu'elle atteste la persistance de cette espèce dans les dépôts gréso-marneux et calcareo-marneux d'en dessous des couches à bryozoaires. Autrement dit la partie terminale de la zone à *N. fabianii* aboutit à l'Oligocène inférieur et moyen. Aussi peut-on

Institutul Geologic al României

déduire que dans le bassin de Transylvanie l'espèce *N. fabianii* est une forme éocène-oligocène mais elle ne saurait être prise en considération à des fins biostratigraphiques ;

4. La zone à *Nummulites fabianii* forme évoluée apparaît elle-aussi dans l'Oligocène inférieur et moyen juxtaposée à la partie terminale de la zone à *N. fabianii* ;

5. La zone à *Nummulites intermedius* ne se développe pas ; son apparition aurait conduit à des conclusions excellentes sur le problème de la limite Eocène-Oligocène dans cette région à partir des nummulites ;

6. Si nous tenions compte de la valeur chronostratigraphique que présente les nummulites des couches à *labyrinthum* et *Turritella* autant que ceux des couches à *subtrigona* dans les différentes régions et bassins externes par rapport au bassin de Transylvanie, nous constaterions qu'ils font descendre les couches respectives dans l'échelle stratigraphique, leur conférant un caractère éocène. Autrement dit les couches à *labyrinthum* et *Turritella* tout comme les couches à *subtrigona* seraient d'âge priabonien supérieur et la limite Eocène-Oligocène se placerait à la partie supérieure du niveau à *Scutella subtrigona* du beau milieu des couches à *subtrigona s.s.* Or nous avons des arguments suffisants qui viennent à l'encontre des opinions ci dessus exprimées.

Mollusques

1. Les marnes à bryozoaires comportent généralement des formes de mollusques rencontrées dans les marnes de Brendola et de Priabona (bassin du Vicentin), dans les marnes d'Ofen ou dans celles de Buda autant que dans les couches de Headon ;

2. Les mollusques de la zone du nannoplancton NP21 présentent un caractère nettement priabonien ;

3. Les formes de mollusques de la zone NP22 à partir du nannoplancton présentent des affinités évidentes pour les mollusques sannoisiens-stampiens du bassin de Paris autant que pour ceux tongriens supérieurs-rupéliens inférieurs de Belgique ;

4. Les formes de mollusques des couches à *labyrinthum* et *Turritella* autant que celles des couches à *subtrigona* confèrent à ces dépôts l'âge tongrien supérieur-rupélien inférieur ;

5. La limite Eocène-Oligocène, à partir des mollusques, est tracée donc entre un Lattorfien à mollusques de type priabonien et à nannoplancton de type oligocène septentrional et un Oligocène inférieur (= Tongrien supérieur) avec des associations oligocènes de mollusques et nannoplancton (Oligocène que les auteurs français situent à la base du Stampien). Cette limite ne coïncide pas à celle établie à partir du nannoplancton. Elle correspond approximativement à la limite d'entre les zones NP21 et NP22 ; c'est la limite Oligocène inférieur-Lattorfien — Oligocène inférieur-Postlattorfien. En termes lithostratigraphiques la limite mise en discussion est tracée entre les marnes à bryozoaires et les couches à *labyrinthum* et *Turritella* ;

6. La limite Oligocène inférieur-Oligocène moyen, respectivement Oligocène inférieur (= Tongrien supérieur) — Rupélien inférieur ne saurait être tracée à partir des mollusques car ces formes constituent une association propre au Tongrien supérieur — Rupélien inséparable ;

7. Les faunes de mollusques de la succession des couches à *labyrinthum* et *Turritella* — couches à *subtrigona* présentent des affinités plus serrées pour les faunes des bassins de Paris, Vicentin, Rhodanien, Aquitaine, Belgique et de Bulgarie, en indiquant la voie de migration vers le bassin de Transylvanie dans le domaine septentrional et mésogéen par l'intermédiaire de différentes zones de Bulgarie et de Yougloslavie.

Institutul Geologic al României

Echinides

La succession des couches à *labyrinthum* et *Turritella* — couches à *subtrigona* revient, vu la faune d'échinides, toujours au Tongrien supérieur-Rupélien.

Mammifères

La faune de mammifères de la succession susmentionée est placée au niveau des faunes de type Ronzon, oligocènes inférieures (= Sannoisien ; = Postlattorfien) de France. Les mammifères ne sont pas en mesure de nous renseigner sur la limite Eocène-Oligocène, toutefois les conclusions auxquelles ils nous conduisent concordent avec celles obtenues en tenant compte d'autres groupes d'organismes fossiles.

Débris de plantes fossiles

Les débris de plantes fossiles confèrent aux couches à *labyrinthum* et *Turritella* autant qu'aux couches à *subtrigona* l'âge oligocène inférieur (tongrien supérieur).

La corrélation de la succession examinée avec des dépôts synchrones de différentes bioprovinces européennes à conduit aux conclusions suivantes :

1. Dans le domaine septentrional se développe une succession de dépôts compris entre le Bartonien *s.s.* et le Stampien (= Rupélien) attribuée au Lattorfien dans le sens d'Oligocène, succession qui correspond à la zone de nannoplancton NP 21. Au point de vue mallacologique la succession mentionnée comporte quelques éléments de l'Oligocène égarés dans une association à caractère bartonien ; au point de vue mammalogique elle correspond à l'association des mammifères de type Montmartre ;

2. À Priabona, dans la coupe classique du Priabonien, on n'a pas mis en évidence le Lattorfien, fait qui soulève le problème de la différence d'âge entre les marnes de Priabona d'une part et les marnes à bryozoaires de Transylvanie et les marnes de Buda d'autre part. Si dans les marnes à bryozoaires de Transylvanie on a identifié la zone NP21 du Lattorfien type, les marnes à bryozoaires du bassin du Vicentin s'arrêtent à la zone NP19 (à *Isthmolithus recurvus)* (voir „Propositions", 1969, p. 463, tab. II ; Proto Decima, 1968 ; Proto Decima et Todesco, 1968).

Si dans les marnes à bryozoaires de Transylvanie on rencontre aussi des formes de *Nummulites fabianii*, en revanche dans les marnes de Buda font leur apparition les formes oligocènes typiques de *Nummulites*, respectivement *N. intermedius*. La partie supérieure des marnes à bryozoaires de Transylvanie occupe une position intermédiaire entre les marnes de Priabona et celles de Buda, fait qui met en relief l'existence d'une migration des faciès pélitiques à bryozoaires du Priabonien de l'W vers l'E ;

3. Quant au domaine septentrional la limite Eocène-Oligocène la plus acceptable est celle d'entre le Lattorfien et le Stampien (= Rupélien), le dernier comportant à sa partie basale les formations de type Sannois (Oligocène inférieur postlattorfien) et leurs équivalents stratigraphiques. A l'appui de cette limite viennent tout d'abord les associations de mammifères de type Montmartre, bartoniennes et de type Ronzon, oligocènes.

Si cette situation est acceptable pour le bassin de Paris (Cavelier, 1968, 1969) on ne saurait l'admettre aussi pour l'Allemagne du N où le Lattorfien est envisagé à coup sûr Oligocène.

Dans le domaine mésogéen la limite Eocène-Oligocène entre le Priabonien et le Stampien (= Rupélien) est similaire à celle tracée dans le bassin de Paris, à condition que le Lattorfien,

Institutul Geologic al României

là où il peut être individualisé (comme par exemple dans le bassin de Transylvanie) soit intégré dans l'Eocène supérieur. Cette limite est d'autant plus recommandable pour certaines régions comme par exemple le bassin du Vicentin, où le Lattorfien ne peut être mis en évidence ni à partir des mollusques ni à partir du nannoplancton ;

4. Quant au Stampien (= Rupélien) en tenant compte des mollusques, on remarque l'existence de deux complexes de dépôts à distribution géographique appréciable, poursuivables dans le domaine septentrional et mésogéen autant que dans celui central-européen, notamment :

les uns corrélables à la formation de Sannois, mis en évidence dans la région de Cluj dans les couches à *labyrinthum* et *Turritella* autant que dans les couches à *subtrigona* (comme par exemple : le calcaire de Brie, couches de Hamstead, succession des couches de Hoogbutsel — couches de Vieux Joncs, marnes et calcaires de Castillon, succession des marnes de Tercis-couches de Port-Vieux, couches de Sangonini, de Lavacile et de Laverda, couches moyennes et supérieures de Pechelbrom, couches de Hárshegy et couches inférieures à cyrènes, couches de Karaşokin et Batalpaşin, etc. et

d'autres qui correspondent aux couches de Fontainebleau *s.l.*, aux argiles de Boom, aux argiles à *Septaria*, aux couches à *Astéries*, etc. équivalents de la succession couches de Dîmbu Trifului, couches de Dîncu-Tămaşa (partim), couches de Ciocmani, couches de Bizuşa et couches de Ileanda ;

5. Tous les dépôts équivalents au point de vue stratigraphique de la formation de type Sannois qui abritent des gisements de mammifères type Ronzon sont oligocènes inférieurs post-lattorfien (= tongrien supérieur).

B) Age des couches de Dîncu Tămaşa — couches de Dealu Cotului. Limite Oligocène moyen — Oligocène supèrieur et limite Oligocène supèrieur — Miocène

Nannoplancton

Les groupes de micro- et macroorganismes fossiles analysés de la succession des couches de Dîncu Tămaşa — couches de Dealu Cotului sont le nannoplancton, les mollusques, les mammifères et les débris de plantes fossiles. Les formations qui emportent du nannoplancton sont : couches de Dîncu-Tămaşa, couches de Cetate et couches de Cubleşu.

Le nannoplancton identifié à la partie inférieure des couches de Dîncu-Tămaşa est intégralement remanié du Crétacé supérieur, fait qui ne signifie pas grand chose en ce qui concerne la limite Oligocène moyen — Oligocène supérieur et en ce qui concerne l'âge des dépôts où il est localisé.

L'examen du nannoplancton prélevé des couches de Cetate et de Cubleşu condui lui-aussi à des résultats insignifiants tant en ce qui concerne l'âge des dépôts qui l'a fourni, qu'en ce qui concerne la limite Oligocène supérieur -Miocène.

Mollusques

1. L'étude des mollusques montre que la limite Oligocène moyen-Oligocène supérieur (respectivement limite Rupélien-Egérien) passe par le tiers inférieur des couches de Dîncu-Tămaşa. Cette unité stratigraphique comporte deux associations de mollusques dont l'une inférieure de type rupélien à *Nuculana westendorpi gracilis* et l'autre surjacente de type égérien à unionidés comportant *Cardium, Congeria, Brotia, Melanopsis.*

Institutul Geologic al României

Les dépôts compris entre les couches à *subtrigona* en base et les couches de Dîncu-Tămaşa à la partie supérieure, c'est -à-dire les couches de Dîmbu Trifului, reviennent, vu leur position stratigraphique, au Rupélien.

Etant donnée que les couches de Dîncu-Tămaşa comportent des éléments fauniques rupéliens autant qu'égériens, nous maintiendrons plus loin ces dépôts à la limite entre le Rupélien et l'Egérien ;

2. La succession couches de Dîncu-Tămaşa — couches de Dealu Cotului comporte trois associations de mollusques distinctes, notamment : l'une situé au niveau des couches de Dîncu-Tămaşa et de Cetate (séparable en deux subassociations) qui abonde en lentiidés et une autre située au niveau des couches de Cubleşu, abondant en formes de *Pseudocyrena* (morphe de type oligocène et aquitanien), en sous-espèces de *Tympanotonos margaritaceus* et morphes de *Pirenella plicata* et la troisième cantonnée dans les couches de Dealu Cotului, dont les éléments caractéristiques sont *Mytilus aquitanicus* et *Crassostrea gryphoides aginensis* ;

3. Limite Oligocène supérieur-Miocène à partir des mollusques peut être tracée entre les couches de Cubleşu et celles de Dealu Cotului. Elle passe par la partie basale des couches de Sîncraiu Almaşului, soit plutôt par la partie basale des couches de Dealu Cotului. L'association de mollusques des couches de Dealu Cotului comporte les deux formes index de l'Aquitanien du stratotype, que nous avons signalées ci-dessus ;

4. Les faunes existantes dans les successions examminées sont rencontrées dans toutes les bioprovinces européennes. Leurs affinités pour les faunes de la bioprovince centrale-européenne sont plus prégnantes que celles pour les faunes des autres bioprovinces. Tant en ce qui concerne les couches de Dîncu-Tămaşa et les couches de Cubleşu que en ce qui concerne les couches de Dealu Cotului c'est la faune de la bioprovince centrale européenne qui l'emporte sur celle des autres bioprovinces ; seules les formes des couches de Cetate apparaissent en proportions égales dans la bioprovince centrale européenne et dans celle boréale ;

5. Les influences des faunes boréales se manifestent en plus large mesure dans les dépôts de la partie basale de la succession égérienne investiguée, c'est-à-dire dans les couches de Dîncu-Tămaşa et tout spécialement dans les couches de Cetate, alors que les influences des faunes méditerranéennes et aquitano-lusitaniennes se manifestent en une plus large mesure dans la section supérieure de la succession, respectivement dans les couches de Cubleşu et de Dealu Cotului ;

6. Au sujet de la distribution par bassins des mollusques de la succession égérienne investiguée on observe qu'ils présentent des affinités remarquables pour les faunes de la Bavière supérieure. Nous ne saurions négliger leurs affinités pour les formes de mollusques du sud de la Slovaquie et du nord de la Hongrie, régions par l'intermédiaire desquelles la Bavière supérieure est ralliée à la Transylvanie.

Les faunes des bassins d'Aquitaine et de Mayence, tout spécialement celles des couches de Cubleşu et de Dealu Cotului mettent en évidence les étroites liaisons qui existaient, à l'époque, entre la Transylvanie et les bassins respectifs.

Mammifères

1. Dans les couches de Dîncu-Tămaşa on rencontre des formes attribuables à coup sûr à *Anthracotherium* (anisodactiles) et de *Indriocotherium* et d'autres attribuables de manière moins sûre à *Entelodon*. Tenant compte des conclusions de Virginia Barbu (1964) et de l'avis le plus récent de L. Gabunia (1966) sur l'âge des dépôts à indricothères de Roumanie aux couches de Dîncu-Tămaşa on doit accorder l'âge oligocène supérieur ;

Institutul Geologic al României

2. Les couches de Cuzăplac et de Cubleşu tout comme les couches de Sînmihai comportent elles-aussi une association oligocène supérieure de mammifères à *Anthracotherium* de grande taille et *Benaratherium* ;

3. La molasse à anthracothères de grande taille du bassin de Transylvanie qui englobe les couches de Dîncu-Tămaşa, les couches de Cetate, les couches de Cuzăplac, de Cubleşu, de Sincraiu Almaşului et de Dealu Cotului pourrait être dénommées aussi molasse à anthracothères de grande taille indricothères et benarathères et attribuée à l'Egérien ; elle est en même temps molasse à cyrènes ;

4. Les faunes de mammifères des couches de Dîncu-Tămaşa se placent approximativement au niveau des faunes de type Férté-Alais et Saint-Henri alors que les faunes de la succession couches de Cuzăplac — couches de Dealu Cotului correspondent aux associations de type Milloque et Saint-Gérard le Puy.

Débris de plantes fossiles

En tenant compte des débris de plantes fossiles les couches de Dîncu-Tămaşa et de Cetate seraient d'âge oligocène moyen, alors que la succession couches de Cuzăplac — couches de Dealu Cotului serait oligocène supérieure.

La corrélation de la succession examinée avec les dépôts synchrones de différentes bioprovinces européennes a porté à conclure que :

Les dépôts surjacents aux dépôts oligocènes typiques représentés par la succession égérienne couches de Dîncu-Tămaşa — couches de Dealu Cotului ont des équivalents dans le domaine septentrional et mésogéen autant que dans celui central-européen dans les sables d'Ormoy, les calcaires d'Etampes et de Beauce, les sables de Voort-Boncelles, les sables de Kassel, les faluns de Saubotte et de Gamachot (à *„Ostrea" aginensis)*, le grès de Bazas, les calcaires d'Agenais, les couches de Schio, les grès à *Corbula carinata*, les marnes de Tsotilion, les grès de Morphi, les couches de Sotzka, les couches à cyrènes, cérites, *Corbicula* et *Littorinella*, les marnes à cyrènes et cérites, les couches inférieures et supérieures de Puchkirchen, les couches de Melk, les couches à *Pectunculus* et *Turritella*, la formation d'Eger, de Mór, Mány et Törökbálint autant que dans les dépôts qui surmontent l'horizon Solenov de la Paratéthys orientale. Les successions stratigraphiques susmentionnées comportent des associations de mammifères plus évolués que ceux de type Ronzon. Il s'agit des associations de type Férté-Alais, de type Saint-Henri, de type Milloque et de type Saint-Gérard-le-Puy.

L'étude s'achève par la présentation de quelques aspects d'ordre paléogéographique sur la région investiguée autant que des aspects sur la formation des dépôts égériens de la succession couches de Dîncu-Tămaşa — couches de Dealu Cotului.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Corrélation entre les dépôts oligocènes et ceux de la limite Eocène-Oligocène d'Europe (y compris la dépression de Transylvanie) à partir du nannoplancton (d'après les opinions de différents auteurs et de l'opinion de l'auteur du présent ouvrage).

Institutul Geologic al României

Planche II

Corrélation entre les dépôts oligocènes de la dépression de Transylvanie et les dépôts synchrones d'Europe (domaines boréal et mésogéen) (d'apres les opinions de différents auteurs et l'opinion de l'auteur du présent ouvrage).

Planche III

Corrélation entre les dépôts oligocènes de la dépression de Transylvanie et ceux du domaine central-européen (d'après les opinions de différents auteurs et l'opinion de l'auteur du présent ouvrage).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

		ETAGES	REGIONS BASSINS	DOMAINE BOREAL					DOMAINE MESOGEEN	DOMAINE CENTRAL-EUROPÉEN											
				ANGLETERRE	BASSIN DE BELGIQUE	NORD D'ALLEMAGNE HELMSTEDT, CALBE, EGELN, BRANDENBOURG	NORD D'ALLEMAGNE WESTFALIE	BASSIN DE PARIS	BASSIN DU VICENTIN	BASSIN DU MAYENCE GRABEN DE LA VALLEE SUPERIEURE DU RHIN	BAVIERE ORIENTALE	SUD DU KUFTSTEIN ET NORD DU TIROL	MOLASSE DE L'AUTRICHE INFERIEURE ET DE LA MORAVIE	UNITÉ DE PAUSRAM (MORAVIE)	UNITÉ DE STEINITZ (MORAVIE)	BASSIN INTRA-CARPATIQUE DE LA HONGRIE ET DE TCHEKOSLOVAQUIE	FLYSCH CARPATIQUE DE LA ROUMANIE (REGION DES VALLEES TARCUTA ET RACHITIS)	UKRAINE, NORD DU CAUCASE	DEPRESSION DE TRANSYLVANIE: REGION MERA-GHIREȘU	DEPRESSION DE TRANSYLVANIE: COLLINE HOIA (CLUJ)	DEPRESSION DE TRANSYLVANIE: VALLEE DE BE-RECOAIA (MERA	DEPRESSION DE TRANSYLVANIE: REGION CLUJ-HUEDIN-BODIA
			ZONES DE NANNO-PLANCTON	MARTINI, RITZKOWSKI, 1968, 1969, 1970 PROPOSITIONS DU COLLOQUE SUR L'EOCENE, PARIS, 1968 (1969) MARTINI, 1969, 1970a	PROPOSITIONS DU COLLOQUE SUR L'EOCENE, PARIS, 1968, (1969) MARTINI, 1969, 1970 a MARTINI, RITZKOWSKI, 1970 MÜLLER, 1970 b MARTINI, MOORKENS, 1969 MARTINI, MÜLLER, 1971	PROPOSITIONS DU COLLOQUE SUR L'EOCENE, PARIS, 1968, (1969) MARTINI, RITZKOWSKI, 1968, 1969, 1970 MARTINI, 1969 MARTINI, MÜLLER, 1971	MARTINI, RITZKOWSKI, 1970 MARTINI, 1969	PROPOSITIONS DU COLLOQUE SUR L'EOCENE, PARIS, 1968 (1969)	PROTO DECIMA, 1968 PROTO DECIMA, TODESCO, 1968	MARTINI, 1968 MÜLLER, 1970 b MARTINI, MULLER, 1971 MARTINI, MENTZEL 1971	CICHA, HAGN, MARTINI, 1971	CICHA, HAGN, MARTINI, 1971	CICHA, HAGN, MARTINI, 1971	CICHA, HAGN, MARTINI, 1971	CICHA, HAGN, MARTINI, 1971	CICHA, HAGN, MARTINI, 1971	MARTINI, LEBENSON, 1971 LEBENSON, 1973a 1973b	MARTINI RITZKOWSKI, 1970	POPESCU, GHEȚA, 1972	MÉSZÁROS LEBENSON, IANOLIU, 1973		MARTINI, MOISESCU, 1974
OLIGOCENE	OLIGOCENE SUPERIEUR	EGERIEN (CHATTIEN ET AQUITANIEN)	NP25 ZONE A SPHENOLITHUS CIPEROENSIS																		
	OLIGOCENE MOYEN		NP24 ZONE A SPHENOLITHUS DISTENTUS			Argiles à Septaria (Septarienton) (Berlin-Hermsdorf, Freienwalde)				? Marnes à „Cyrenes" (Cyrenenmergel) Sables de Schleich Argiles supérieures de Rupel (Ob. Rupelton) Couches à Meletta (Meletta Schichten)	Couches de Thalberg (Thalberg-Sch.) Couches à „Cyrenes" Marno-argiles Sables marneux, grès, conglomérats	? Couches d'Angerberg (Angerberg-Sch.)	Sables de Melk ?	? Couches de Boudky (Boudky-Sch.)	? Série de Steinitz-Auspitz (Steinitz-Auspitzer Folge)	Série d'Egér (Egerer Folge)	Horizon du Grès de Fusaru					
		RUPELIEN	NP23 ZONE A SPHENOLITUS PREDISTENTUS		Argiles de Boom Argiles à Nucula comta Sables de Berg	Sables gazéifères de Neuengamm (?)				Argiles moyenne de Rupel (Mitt.-Rupelton; = Fischschiefer) U. Rupelton (= Foraminiferenmergel) Sables marins inférieurs (U. Meeressand)	Couches à marno-argiles (Tonmergel-Schichten) Marno-calcaires de Helle (Heller Mergelkalk)	Marnes (pour ciment) de Häring (Häringer Zement-Mergel)		Couches de Pausram Pouzdrany (Pausramer-Sch.)		Argiles de Kiscell (Kleinzeller Ton)	Horizon pseudodisodilique			Couches de Mera	Couches à subtrigona
	OLIGOCENE INFERIEUR	OLIGOCENE INFERIEUR POSTLATTORFIEN	NP22 ZONE A HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA	Couches inférieures de Hamstead (L. Hamstead Beds)	Couches de Vieux-Joncs Hoogbutsel (Tongrien supérieur)	Couches supérieures de Schönewalde		Argiles vertes de Romainville		Couches moyennes de Pechelbronn	Schistes à Poissons (Fischschiefer)					? Grès de Hárseg (Harseger Sandstein) Schistes à Poissons (Fischschiefer)	Horizon des marnes et des marnes-calcaires	Cerkesk 1 (Tscherkessk 1)	Nannoplancton calcaire absent	Dépôts sur-jacents jusqu'au marnes badéniennes	Marnes à bryozoaires	Couches à subtrigona (partie basale) Couches à labyrinthum et Turritella Marnes à bryozoaires (partie sommitale)
		LATTORFIEN	NP21 ZONE A ERICSONIA SUBDISTICHA	Couches de Bembridge (Bembridge Beds) Couches supérieures de Headon (U. Headon Beds) Couches moyenne de Headon (M. Headon Beds)	Sables de Grimmertingen (Tongrien inférieur) Sables de Bassevelde	Couches supérieures de Schönewalde (Brandenbourg) Couches de Silberberg Couches de Latdorf Couches à Bryozoaires du voisinage de Helmsted Westeregeln (partim)	Couches de Piepenhagen du voisinage de Doberg	Gypse de Montmartre		Couches moyennes de Pechelbronn	Calcaire a Lithothamnium (Lithothamnienkalk)	Marnes bitumineuses et charbons			Couches à menilites (Menilit-Schichten)		Horizon basal du grès de Fusaru	?		Couches de Hoia		Marnes à bryozoaires
EOCENE			NP20 ZONE A SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS	Couche de Brockenhurst (Brockenhurst Bed)	?	Wöhrden?	Wöhrden?	Sables de Marines (Marinésien)			Grès calcaires et marnes				Couches submenilitiques (Submenilit-Schichten)	Marnes d'Ofen (Ofener Mergel)	Couches de Podu Secul	Couches de Nalcik 4-19 (Nal'chik 4-19)	Zone à Heliconpontosphaera reticulata Marnes à bryozoaires	Marnes à bryozoaires		
			NP19 ZONE A ISTHMOLITHUS RECURVUS	Couches inférieures de Headon (L. Headon Beds)	Sables et argiles d'Assche	Wöhrden?	Wohrden?		Marnes de Brendola Priabona et Possagno									Sables de Mandrikovka				

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

BIOPROVINCE BORÉALE

BASSIN DE PARIS

UNITÉS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES / BASSINS	RÉGION SEPTENTRIONALE (DOMAINE MARIN)	RÉGION MERIDIONALE (DOMAINE CONTINENTALE)
	ALIMEN, 1936 GIGNOUX, 1950 CAVELIER, 1964 a, 1964 b, 1965, 1968 BLONDEAU, CAVELIER, FEUGUEUR, POMEROL, 1965 CURRY, GULINCK, POMEROL, 1969	
PRIABONIEN		(assoc. mammif. type Saint-Gérard-le-Puy) Calcaire de Beauce (assoc. mammif. type Milaque) (assoc. mammif. type Saint-Henri) Calcaire d'Etampes (assoc. mammif. Ferte-Alais)
LATTORFIEN (partim)	Sables de Fontainebleau Sables d'Ormoy Falune de Pierrefitte Sables de Varoux à Corbulomya Faluns de Jeures-Morigny Sables et grès de Cormeilles Argile à Corbules de Frépillon et molasse d'Etrechy Marnes à Huitres	Calcaire d'Etampes Calcaire de Brie
STAMPIEN SS (RUPELIEN)	Faciès de Sannois Calcaire de Sannois à Corbula subpisum et Cyrena convexa Caillasses d'Orgemont Argile vert de Romainville (= marne à „Cytherea")	Calcaire de Brie basal (assoc. mammif. type Ronzon) Marnes blanches (Bande blanche)
LATTORFIEN	Marnes bleuâtres de Paulin (association de mammifères type Montmartre largement évoluée) Marnes bleuâtres d'Argenteuil Gypse de Montmartre (partim)	Marnes blanches et calcaire à Nystia Marnes vertes et blanches Calcaire de Champigny
	Gypse de Montmartre (partim)	Calcaire de Champigny

BASSIN DE HAMSHIRE ILE WIGHT

GIGNOUX, 1950
CURRY, 1958
CAVELIER, 1964 c, 1968
BLONDEAU, CAVELIER, FEUGUEUR, POMEROL, 1965
CURRY, GULINCK, POMEROL, 1969

Série de Hamstead

Couche à Ostrea longirostris (= callifera)

Couches supérieures de Hamstead
- Couches à „Corbicula" convexa
- Couches à Corbula subpisum et Lenidium intidum

Couches à Cerithium

Couches inférieures de Hamstead
- Couches à Nematura pupa (assoc. mammif. type Ronzon)
- Bande blanche (White Band)
- Bande noire (Black Band)

Couches de Bembridge
- Marnes supérieures de Bembridge
- Marnes inférieures de Bembridge
- Couches à mollusques de Bembridge
- Calcaires de Bembridge (assoc. mammif. type Montmartre)

Couches d'Osborne

Couches supérieures de Headon

Couches moyennes de Headon
- Couche à Nerilina
- Couche à Trigonocoela
- Couche à Vectis

Couche Brackenhurst

BASSIN DE BELGIQUE

GLIBERT, HEINZELIN, 1954
GLIBERT, 1957
BLONDEAU, CAVELIER, FEUGUEUR, POMEROL, 1968
CAVELIER, 1968
CURRY, GULINCK, POMEROL, 1969

Sables de Voort
Sables de Boncelles (Eysden, Houthaelen, Voort - Zolder, Zwarlberg)

Argiles de Boom à „Leda" deshayesiana et Nucules
Marnes à Nucula comta

Sables de Berg
- Horizon à Nucunella taxaodrica
- Horizon à Astarte triponella
- Horizon à Callista kickxii

Horizon de Vieux-Joncs
Horizon de Kerkom
Horizon de Hens-Oufershoven
Horizon lacustre à Chara
Sables à „Cyrènes" de Bautersem
Horizon de Hongerlsel (assoc. mammif. type Ronzon ancienne)

Sables de Neerepen

Sables de Grimmertingen
Sables de Vliermael

Argiles d'Assche

NORD D'ALLEMAGNE (HELMSTEDT, CALBE, EGELN, LATDORF, BRANDENBURG, KASSEL)

KOENEN, 1889 - 1894
GÖRGES, 1952
MARTINI, RITZKOWKI, 1968, 1970
MARTINI, 1969
MARTINI, MÜLLER, 1971

Sables de Kassel

Sables de Stettin
Argiles à Septaria (Septarienton) (Berlin, Hermsdorf, Freienwalde)
(= Rupelton)
Sables gazeifères de Neuengamm (?)

Couches supérieures de Schoneweld
Couches de Latdorf
Couches de Silberberg
Westeregeln (partim)

Wöhrden?

BIOPROVINCE AQUITANIENNE

BASSIN D'AQUITAINE

ESTUAIRE DE LA GIRONDE ET BLAYAIS	BORDEAUX	ENTRE-DEUX-MERS	AGENAIS	BIARRITZ

GIGNOUX, 1950
BOUSSAC, 1911 b
VIGNEAUX, 1964
LORENZ, 1969

Faluns de Saubotte et Gamachot (marnes bleu à Ostrea agmenosa)
Grès de Gassac marneux et à Elagueneis
Calcaire gris de l'Agenais

marnes à Unio
Calcaire blanc de l'Agenais

Calcaires à Astéries
Molasse de l'Agenais
Couches de Cauf. de Phare et de Chambre d'Amour

Marnes à Ostrea longirostris (N. intermedius)

Calcaire lacustre de Civrac
Marnes à Cérithes
Calcaires et marnes à Ronnoen (assoc. mammif. type Ronzon)
Marnes et calcaires de Castillon
Marnes vertes à nodules de Blanquefort
Marnes de Castillon
Couches de Part-Vieux; Couches de Ste-Terre et de Fort de Pêcheurs; Marnes de Mugron et de Tercis

Molasse supérieure du Fronsadais
Calcaire d'Issigeac

Calcaire de St. Estèphe (?)

Couches de Cochaou (?)

BIOPROVINCE MÉDITERRANÉENNE

BASSIN LIGURO-PIEMONTAIS

LORENZ, 1969

Marnes et grès de Montezemolo; marnes de Millesimo, Dego Mioglia, Ponzone, Arquata; grès de Serravalenga-molare (à Casinelle)
Grès de Molare et Millesimo; marnes de Dego, Sagnoi, Mioglia, Ponzone, Arquata; grès de Serravalenga-Molare; Grès de Spigno, Dego; marnes de Ponzone

Grès de Cassinelle, Belforte, Ponzone et Bandita; Conglomerats de Scrivia et de Lemme; dépôts continentaux de Bagnasco et de Cadibone.

Base des conglomérats marins de Scrivia; marnes de Costa Merlassina; formations lacustres de Pianfalco

Marnes de Costa Merlassina (?)

BASSIN DU VICENTIN

FUCHS, 1870
LORENZ, 1969

Couches de Manerba et de Monte Moscalli

Couches de Schio au couches à Scutella (monte Moscali, monte Briane, Isola di Malo)

Couches de Levoncedo, de S. Trinita di Montecchio Maggiore, de Salcedo et de Chiavon
Couches de Monteviale (à lignites); Couches de Castelgomberto (abondant en Coraux et mollusques)

Couches de Laverda (à bryozoaires, Nummulites intermedius, Pecten arcuatus, Cerithium labyrinthum (abondant en Coraux)
Couches de Lavacile et de Sanganini (à N. intermedius)

Couches de Priabona, de Brendola et de Possagno

BASSIN RHODANIEN

BOUSSAC, 1911 a. 1912 a

Couches de Barrême à „Natica" crassatina

Grès d'Annot

Marnes bleuâtres

ALBANIE MOYENNE (MOROVA)

COSSMANN ET BOURCART, 1921
PAPA, 1968

Grès friables à Cérdula carinata

Molasses brunes à Photodomya puschi, Volutilithes apenninica

Calcaires en plaquette à Dreissensia, lignites et argiles à „Megafytides", Tympanotonus margaritaceus
Marnes grises à Barbatia albanica
Calcaires à Coraux (de l'horizon de Castelgomberto)

Marnes bleuâtres à Tectus lucasianus

Marnes grises-verdâtres à chama granulosa

Marnes grises-bleuâtres à „Cerithium" diaboli

GRÈCE (SILLON MESO-HELLENIQUE)

BRUNN, 1956

Marnes de Isofillon

Marnes et grès de Marathi; grès et conglomérats de Pentalofon et Météora

YOUGOSLAVIE

PETRASCHEK, 1926-1929

Couches de Sotzka à Mytilus aquitanicus, T. margaritaceus, Melanopsis hantkeni, Congeria basteroti, Anthracotherium magnum, etc.

Argiles schisteuses à Cyrena "lignitaria", Congeria et Melania
Schistes à Poissons
Couches d'Obenburg (à Nullipores et Nummulites) (Type Castelgomberto)

Conglomérats bariolés d'Okonina

ROUMANIE (DÉPRESSION DE TRANSYLVANIE)

MOISESCU, 1972-1974

Couches de Dealul Cotului à „Ostrea" aginensis et Mytilus aquitanicus
Couches de Sincraiu Almașului

Couches de Cubleșu à T. margaritaceus, Pelicula (et charbons) Couches de Cizăpăr et de Cetate
Couches de Dîncu-Tămașa (Couches à Lentidium, Unio, „Cyrena", Ostracodes)

Couches de Dîmbu Trifului

Couches à subfrigona, Nummulites Fabiani, mollusques, etc.

Couches à subfrigona (partie basale)
Couches à labyrinthus et Turritella (à N. Fabiani, Coraux et T. labyrinthus)

Marnes à bryozoaires

Couches de Buzaș

Couches de Ileanda (schistes à écailles de poissons); couches de Bizușa

Couches de Cincmani à Scutella et T. labyrinthus
Couches de Curfuius à T. labyrinthus

Calcaire de Hoia abondant en Coraux

Marnes de Breb / Série calcaire récifale

UNITÉS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES (DOMAINE MÉSOGÉEN)		
OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR – MIOCÈNE BASAL	CHATTIEN (et AQUITANIEN partim)	
OLIGOCÈNE MOYEN	STAMPIEN S.S. (RUPELIEN)	
OLIGOCÈNE INFÉRIEUR ET MOYEN	POSTLATTORFIEN (=TONGRIEN SUP.)	
EOCÈNE SUPÉRIEUR	PRIABONIEN	

Institutul Geologic al României

UNITĂȚI CRONOSTRATIGRAFICE / BIOZONE	BASSIN DE MAYENCE	BASSIN D'ALSACE	BAVIÈRE — BAVIÈRE SUPÉRIEURE	BAVIÈRE — BASSIN DE HÄRING (IN TIROL)	AVANT-FOSSE DES ALPES — ZONE DE MOLASSE D'ENTRE SALZACHINN ET ENNS (AUTRICHE)	AVANT-FOSSE DES ALPES — ZONE DE MOLASSE D'ENTRE ENNSTHAR-HORN ET DANUBE (AUTRICHE)	ZONE DE WASCHBERG (UNITÉ DE POUZRANI ET ZDANICE (AUTRICHE, TCHÉKOSL.)	SEDIMENTATION MARGINALE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA SLOVAQUIE	SEDIMENTATION MARGINALE DE LA PARTIE MERIDIONALE DE LA SLOVAQUIE ET SEPTENTRIONALE DE LA HONGRIE (SECTEUR TCHÉKOSLOVAQUE)	SEDIMENTATION MARGINALE DE LA PARTIE MERIDIONALE DE LA SLOVAQUIE ET SEPTENTRIONALE DE LA HONGRIE (SECTEUR SEPTENTRIONAL DE LA HONGRIE ET DES ENVIRONS DE BUDAPEST)	UKRAINE (DEPRESSION DE PRICERNOMORE)	DÉPRES. ONEPRO-PETROVK-DONETZ	CRIMÉE	REGION DE LA MER D'ARAL (PRIARALE)	OUST-OURT	MANGYCHLAK DU SUD	ERGENI	CAUCASE DU NORD	GÉORGIE (RUISSEAU DE LERTZYANI PRES DE KARATOUBANI)	DEPRESSION DE TRANSYLVANIE — REGION DE CLUJ – HIDA – HUEDIN	DEPRESSION DE TRANSYLVANIE — REGION DE JIBOU – ILEANDA	UNITĂȚI CRONOSTRATIGRAFICE (DOMAINE MEDOREN)
	SANDBERGER, 1863 WENZ, 1921 ALIMEN, 1936 GILLET, 1944, 1953 DOEBL, 1964	GILLET, 1944 DOEBL, 1964 SITTLER, 1964 CAVELIER, 1968	WOLFF, 1897 HÖLZL, 1957, 1958, 1962 HAGN, HÖLZL, HRUBESCH, 1962		KORRELATION DES MIOZÄNS DER ZENTRAL PARATETHYS (STAND 1970)					TRUNKÓ, 1969 JAMBOR, KORPÁS, KRETZOI, PALFALVY, RAKOSI, 1969 DUDICH, GIOAI, 1969	VESELOV, SEREMETA, 1964 NOSOVSKI, 1964 VESELOV, KAZAHAŞVILI, 1971		SIABBAI, 1963	MERKLIN, 1962, 1964 a, 1964 b	MERKLIN, 1962, 1964 a, 1964 b	MERKLIN, 1962, 1964	MERKLIN, 1962, 1964 a, 1964 b	KOROBKOV, 1954 MERKLIN, 1962, 1964 a, 1964 b	MERKLIN, 1962, 1964 a-b TATIŞVILI, 1963 KAZAHAŞVILI, 1969, 1971 VESELOV, KAZAHAŞVILI, 1971	MOISESCU, 1972 – 1974		
OLIGOCENE SUPÉRIEUR — MIOCENE BASAL	*Calcaire à Littorinella (= Littorinellenkalk u. Hydrobienschichten)* *Calcaire de Weissenau à Corbicula Faujasi et Hydrobia inflata (= Corbiculaschichten)*				*Couches supérieures de Puchkirchen*	*Couches de Melk*	*Couches de Michelstetten respectivement couches de Zdanice et de Hustopeče*	*Couches à Pectunculus et Turritella* *Couches à „Cyrènes" de Kovačov* *Marnes à foraminifères* *Sables basal*	*Couches à Turritella* *Couches à „Cyrènes"* / *Faciès marginal de Brelka* *Marnes à foraminifères (= Amussiumschiller)* *Sables basal*	*Formation d'Eger* / *formations de Mor, Mány et Törökbálint*	*Couches de Garnostaev* *Couches d'Askanii*	*Série de Poltava*	*Série de Kerleut* *Série à Ostracodes*	*Série d'Araïe (partim) (Grès, Faluns et argiles à Corbula heimerseni minor* *Horizon de Baïgoubek (sables et grès à Lede gracilis, Mytilus aquitanicus, Corbula heimerseni major)* *Horizon de Solenaia (Couches de Koktourrak-sables à Mytilus et Lucinogaulus, Congeria brardii, Lentidium (Janschinella) garetzkii, L. sokalovi* *Horizon de Karachokji* — *Couches du Mont Jakuy – Klytch (sables à Nucula peregrina, Cyprina perovalis, Lentidium lanschtcewskii, Northia sutu-rosa*	*Horizon de Baïgoubek (Falun du mont Jeman-Afraktu. Grès et. argiles a Lede gracilis, Tellina aquitanica etc.* *Horizon de Solenaia (argiles calcareuses à Rzehakia cimlanica, Lentidium (Janschinella) garetzkii* *Série d'Achtchairyk (sables ferrugineux et argiles sableuses à Nucula comta Glycymeris obovatus, Calliota splendida, Northia suturosa etc)*	*Série de Karagie (argiles à Lede gracilis, L. de-shayesiana* *Horizon de Solenaia (argiles à Rzehakia cimlanica, L. (Janschinella) garetzkii* *Série de Kendjaly (argiles alleuritiques à Nucula comta)*	*Grès et sables ferrugineux à Cyprina rotundata, Isocardia subtransversa* *Horizon de Solenaia (argiles calcareuses à Rzehakia cimlanica, L. (Janschinella) garetzkii* *Argiles à Caucasina schischkinskiae*	*Série de Zelentchuk*	*Série bariolée supérieure (argiles et sables rougeâtres à mollasses et gisements de mammifères (= Série de Benara-Grèse sup. à Corbula heimerseni (= Grès sup. de Tchruta-Tzahana)* *Série à lignites. Grès inf. à Corbula heimerseni (= Grès inf. de Tchruta - Tzahana)* *Horizon de Solenaia (à Ostracodes, L. (J.) garetzkii)* *Série bariolée inférieure (complexe argilo - sableux)*	*Couches de Dealu Catului* *Couches de Şincraiu Almaşului* *Couches de Cuzăplac* *Couches de Cetate* *Couches de Dîncu - Tămaşa* *Couches de Dîmbu Trifului*	*Assoc. de mammifères (Hadrocebrerium complanatum) parallèle à celle de Ligny (Sant.-Gérard)* *Assoc. de mammifères (Hadrocebrerium complanatum) parallèle à celle de Ligny (Sant.-Gérard)*	*Couches de Buzaş* *Couches de Ileanda* *Couches de Blueşa* *Couches de Ciecmani* *Couches de Curtuiuş* *Calcaire de Haia*	OLIGOCENE SUP.-MIOCENE BASAL
OLIGOCENE MOYEN	*Sables marins supérieurs (Ob. Meeressandes ou sables de Schleich)* *Argiles grises et bleues à Leda deshayesi (= Rupeltonien = Septarienton)* *Sables marins inferieurs (= U. Meeressandes, sables d'Alzey et de Weinheim)*	*Couches à Melette (= Ob. Rupelton; = argiles supérieures de Rupel)* *Schistes à Amphisile (Mittl. Rupelton; = Argiles moyennes de Rupel)* *Marnes à foraminifères (U. Rupelton; = Argiles inférieures de Rupel)* *Sables marins d'Alzey*	*Couches à Cyrènes (Cyrenenschichten) (Ob. Cyrenenschichten - Cuvette de Miesbach)* *Couches de Promberg - Cuvette de Nonnenwald; Couches de Heimberg Mittl. u. U Cyrenenschichten Chattien inférieur en faciès marin (Baustenschichten)*	*Couches d'Angerberg-Sch)*						*Marno - argiles et grès dépourvus de Clavulinoides szabói* *Calcaires sableux, glauconieux friables; marno - argiles à Heterostegina* *Marno - argiles à globigérines* *Marno - argiles tuffitiques à foraminifères agglutinants* *Marno - argiles à globigérines (Tegel de Kiscell)*	*Horizon de Kostromkin*	*Série de Harkov*										OLIGOCENE MOYEN
OLIGOCENE INF.	*Couches inférieures de Pechelbronn*	*Couches supérieures de Pechelbronn (assoc. mammif. type Ronzon)* *Zone à gypse Tibreux* *Zone à pseudomorphoses de sel* *Zone intermédiaire sup.* *Zone à nodules d'anhydrite* *Zone intermédiaire inf.* *Zone bitumineuse sup. avec la zone détritique de Glasswinkel* *Argiles moyennes à Melanies (Hessa)* *Couches moyennes de Pechelbronn (Zone à Cyrènes, Hydrobies, Hydilia, Bryozoaires)* *Couches inférieures de Pechelbronn (partim)*	*Marnes de Häring (pour ciment) (Heringer Zementmergel)*				*Couches inférieures, à Cyrena (Limnaeaumâtres) (Bassin de Stúrovo - Eastergom)* *Grès de Hárshegy et argiles rougeâtres (formation confunentale et fluvio - limnique)*	*Couches de Tard (limno - saumâtres)*	*Conglomerats et sables grossers (sables de Hárshegy)* *Argile de Tard* *Marnes de Buda (partim)*	*Marnes de Buda (partim)* *Marno - argiles à globigérines*	*Horizon de Borisfen*	*Couches de Nikopol* *Couches de Rubanov*	*Série inférieure de Haikop*	*Horizon de Khadoum (série à Planorbella)*	*Série supérieure de Tchegan*	*Série supérieure de Tchegan*	*Série de Bourlin et de Tcheskygrgan*		*Horizon supérieur de Rhadoum* *Couche à Ostracodes (marnes grisâtres)* *Horizon inf. de Khadoum (ou argiles à Planorbella)*	*Couches de Khadoum*	*Assoc. de mammif. comparable à celle de type Ronzon*	*Marnes à bryozoaires*	*Marnes de Brebi*	OLIGOCENE INFERIEUR (= ETAGE PASTLATTORFIEN — LATTORFIEN SUPERIEUR)
OLIGOCENE INF.	LATTORFIEN	POSTLATTORFIEN																				
EOCENE SUPERIEUR			*Marnes dolomitiques vertes à Lymnaea*											*Série inférieure de Tchegan*	*Série inférieure de Tchegan*	*Série d'Adaev*		*Zone à Variamussium Fallax* *Horizon de Beloglin*	*Horizon à Pecten arcuatus (Zone à Bolivina)*				EOCENE SUPERIEUR
																						PRIABONIEN

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 283—294.

4. STRATIGRAFIE

Project 25: Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene

MARQUEURS BIOSTRATIGRAPHIQUES POUR LES DÉPÔTS POST-CHERSONIENS DU BASSIN DACIQUE[1]

PAR

IOAN PAPAIANOPOL[2], IONEL C. MOTAŞ[2]

Abstract

Biostratigraphic Markers for the Post-Kersonian Deposits of the Dacian Basin. The paper analyses the succession of molluscs, bivalves particularly characteristic of the Upper Neogene of the Dacian Basin. The moments of appearance, blooming and disappearance of numerous Limnocardiidae, Dreissenidae and Unionidae taxa are discussed. References of a general character on some viviparid and unionid genera are also made. Two major thresholds in the evolution of the molluscan faunas may be recorded: one at the Meotian / Pontian boundary (Terminal Miocene), and another one at the Dacian / Romanian boundary (Pliocene). These major thresholds are connected with paleogeographical changes that have also involved paleoecological changes, especially of salinity.

Les mollusques ont été et demeurent les principaux éléments paléontologiques qui ont permis les premières subdivisions de la succession Méotien-Romanien du Bassin Dacique. Les dernières années vinrent s'ajouter à d'autres groupes de fossiles, à savoir les ostracodes et les otholites. Malgrè celà les mollusques gardent encore la même importance. En effet elles continuent à permettre une première précision, sur le terrain, en ce qui concerne l'âge des dépôts qui les contiennent, ainsi que les corrélations à grande distance. Et celà bien que certains associations de mollusques aient parfois un caractère endémique, à certains moments de l'évolution paléogéographique du Bassin Dacique.

Parmis les mollusques ce sont les bivalves, qui étant les mieux étudiées ont offert les meilleures informations concernant le contenu paléontologique des différents subdivisions du Méotien, Pontien et Dacien. Elles donnent en effet les meileures espèces indicatrices pour les différentes sub-

[1] Reçu le 15 Mars 1977, accepté le 19 Mars 1977, présenté à la séance du 22 Mars 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Institutul Geologic al României

divisions stratigraphiques, ainsi que des formes qui permettent la corrélation des dépôts respectifs dans les différents bassins de la Paratéthys.

En ce qui concerne les gastéropodes des études détaillées ont porté en principal sur les limnéides (M a r i n e s c u, 1969 ; H a n g a n u, 1972). Pour les autres groupes nous sommes à peine au commencement (accumulation des données, ainsi que certaines conclusions d'ordre général) ; c'est aux études ultérieures que doit revenir le rôle de séparer parmis les gastéropodes des taxa utiles pour la biostratigraphie de détail des dépôts post-chersoniens.

Nous nous proposons de poursuivre le mode dont les groupes majeurs de bivalves (limnocardiidés, unionidés et dreissenidés) ont marqué le caractère des associations macropaléontologiques des étages et sousétages de la succession Méotien-Romanien du Bassin Dacique et aussi de souligner leurs étapes d'efflorescence et de diversification.

Dans les dépôts méotiens on trouve les deux grands groupes de congéries (modioliformes et mytiliformes), qui ont eu des moments différents de développement dans les deux sousétages du Méotien (Olténien et Moldavien).

Ainsi dans certains secteurs du Bassin Dacique, à savoir dans les zones où l'on peut surprendre le passage du Chersonien au Méotien à la partie inférieure de ce dérnier (Olténien) se trouvent des congéries modioliformes (sousgenre *Andrusovioconcha)* parmis des exemplaires du groupe *Congeria sandbergeri.* Mais caractéristiques pour l'Olténien sont spécialement les congéries mytiliformes, qui constituent des lumachelles en nombre et épaisseur variables d'un coupe à l'autre. Dans ce groupe les principaux taxa sont *Congeria soceni* J e k e l i u s, *C. politioanei* J e k e l i u s, *C. rhamphophora* B r u s i n a, *C. mortonfii* L ö r e n t h e y, *C. homoplatoides* A n d r u s o v.

Les congéries du sousgenre *Andrusovioconcha* marquent un important développement dans le Méotien supérieur (Moldavien) quand elles participent par un nombre impressionant d'individus dans les niveaux lumachelliques de la partie somitale du Méotien avec les formes du groupe *Congeria novorossica* S i n z o w.

Les congéries mytiliformes sont aussi présentes dans le Méotien supérieur avec le groupe *Congeria panticapaea.* On les y trouve soit comme exemplaires isolés, soit dans des intercalations à caractère lumachellique. Nous voulons remarquer que *Congeria panticapaea* peut être aussi présente dans le Méotien inférieur (Olténien), à savoir dans le complexe à *Dosinia.*

La distribution assez stricte au Méotien de la majorité des espèces de *Congeria*, leurs confère un rôle de bons indicateurs chronostratigraphiques pour l'indentification sur terrain des subdivisions du Méotien.

Nous voulons aussi remarquer, que des exemplaires de *Congeria novorossica* se trouvent parfois aussi dans les niveaux de base du Pontien inférieur (Odessien) ; leur fréquence est très réduite et ils ne forment pas des niveaux lumachelliques.

Institutul Geologic al României

D'autres genres de bivalves dans les dépôts méotiens sont *Dreissenomya*, *Teisseyreomya*, *Unio* et *Dreissena*. Les deux premiers offrent des espèces index pour l'Olténien et le Moldavien.

Ainsi le Méotien inférieur (Olténien) a comme espèces caractéristiques *Dreissenomya semilunata* (P a n ă), *Dr. subrotundata* (P a n ă), et *Dr. nevesskae* R o š k a, qui n'ont pas été jusqu'à présent trouvées dans le Méotien supérieur. Pour le Méotien supérieur on constate l'apparition fréquente dans les „couches à *Leptanodonta*", de *Dreissenomya unioides* (F u c h s) et *Dr. unioides rumana* (W e n z). Ajoutons qu'à la partie somitale de Méotien on trouve des dreissenomyes de petite taille du type *Dreissenomya primiformis* P a p p. et *Dr. subrotundata* (P a n ă).

Le genre *Teisseyreomya* est caractéristique pour le Méotien inférieur et surtout pour les dépôts dulçaquicole-saumâtres situés sous les couches à *Dosinia*. Les espèces *Teisseyreomya subatava* (T e i s s e y r e), *T. unioides* B o l g i u, *T. negrescui* B o l g i u, *T. aperta* B o l g i u se trouvent fréquement dans des bancs situés d'habitude entre les niveaux à congéries mytiliformes et les couches à *Dosinia*. Des exemplaires isolés de *Teisseyreomya* peuvent être rencontrés aussi dans le complexe les couches à *Dosinia*, associés à des gastéropodes de petite taille et avec *Pirenella* et *Theodoxus*.

Les espèces de *Unio* plus fréquentes dans le Méotien comme *Unio subrecurvus* T e i s s e y r e et *Unio munteniae* T e i s s e y r e se trouvent aussi dans l'Olténien que dans le Moldavien, mais la deuxième est beaucoup plus fréquente dans le Méotien inférieur.

En dehors des genres mentionées et dont la grande majorité se retrouvent aussi au Pontien *(Congeria, Dreissena, Dreissenomya, Unio)* il y a dans les dépôts méotiens des bivalves comme *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Cerastoderma*, *Mactra*, qui dans le Bassin Dacique ne surmontent pas le Méotien inférieur (Olténien).

Avec le Pontien les associations de mollusques changent radicalement par l'apparition des limnocardiidés. Très peu d'espèces méotiennes se perpetuent au Pontien inférieur (Odessien); il s'agit de *Congeria novorossica* et peut-être certainnes espèces de gastéropodes de petite taille.

Les associations du Pontien inférieur contiennent surtout des espèces des genres *Paradacna*, *Pseudoprosodacna*, *Pseudocatillus*, *Prosodacnomya* et *Congeria*. Un rôle subordonée revient à *Euxinicardium*, *Pontalmyra* et *Dreissena* :

Une présence notable au Pontien inférieur est donnée par les congéries du sousgenre *Rhombocongeria*, avec l'espèce *Congeria rumana* S a b b a. Au côté des rhombocongéries l'Odessien contient aussi des congéries modioliformes du type *Congeria zagrabiense* B r u s i n a, ainsi que *Congeria digitifera* B r u s i n a[3].

[3] Etant donné que *Congeria digitifera* appartient au groupe *subglobosae* A n d r u s o v, et que *Congeria subglobosa* P a r t s c h (espèce type du genre *Congeria* P a r t s c h), doit être considérée comme appartenant au sousgenre nominatif *Congeria*, il n'est pas correct d'utiliser le sousgenre *Globocongeria*, comme le propose I. G. T a k t a k i s c h v i l i (1973) pour les congéries du groupe *subglobosae*.

Institutul Geologic al României

Parmi les limnocardiidés, dans les faciès pélitiques de l'Odessien on trouve surtout *Paradacna abichi* (R. Hoernes), *P. abichi abichiformis* (Gorjanović-Kramberger), *P. abichi minor* Ebersin, *P. okrugici* (Brusina), *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot), *Pontalmyra otiophora* (Brusina), *Dreissena simplex* Barbot, *D. tenuissima* (Sinzow), tandis que dans les faciès psammitiques ou psammo-pélitiques sont dominants *Pseudoprosodacna littoralis* (Eichwald), *Ps. littoralis semisulcatoides* (Ebersin), *Prosodacnomya rostrata* (Sinzow), *Pontalmyra novarossica* (Barbot), *Limmnocardium (Euxinicardium) subodessae* Sinzow, *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot).

Au Pontien moyen (Portaferrien) les associations de bivalves deviennent très riches, d'une part par l'apparition de nouvelles espèces des genres existants dans l'Odessien et d'autre part par l'apparition de nombreux éléments d'origine pannonienne, ce qui d'ailleurs est la conséquence des liaisons paléogéographiques existentes entre le Bassin Dacique et le Bassin Pannonique.

En effet dans les associations du Pontien moyen viennent s'ajouter des genres et sousgenres qui donnent une nouvelle teinte aux faunes portaferriennes : *Phyllocardium*, *Parvidacna*, *Plagiodacna*, *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Arpadicardium*, *Crassadacna*, *Arcicardium*, *Chartoconcha*, *Caladacna*.

Pour les rhombocongéries, en dehors des espèces du Pontien inférieur et qui persistent au Pontien moyen *(Congeria rumana)* viennent s'ajouter les espèces caractéristiques pour le Portaferrien : *Congeria subrhomboidea* Andrusov et *C. rhomboidea* M. Hörnes. Les congéries mytiliformes que l'on trouve au Pontien moyen sont *Congeria subcarinata* (Deshayes), *C. turgida* Brusina, *C. markovici* Brusina. Sont présentes aussi *Congeria zagrabiense* Brusina du groupe *modioliformes* et aussi *Congeria digitifera* Brusina.

D'autres dreissénides représentées au Pontien moyen sont les genres *Dreissenomya* et *Dreissena*. Pour *Dreissenomya* nous nottons l'apparition d'espèces évoluées comme *Dreissenomya aperta* (Deshayes) et *Dreissenomya arcuata* (Fuchs). Les espèces les plus fréquentes du genre *Dreissena* sont *Dreissena simplex* Barbot, *D. stefanescui* Fontannes et *D. serbica oresacensis* Stevanović. C'est toujours au Portaferrien qu'apparaissent les premiers représentants du groupe *Dreissena rostriformis* (Deshayes).

Les unionidés *(Unio*, *Hyriopsis* et *Cristaria)* sont présents dans les faciès dulçaquicoles désignés par Krejci-Graf et Wenz (1931) comme „süsses Mittel-Pont".

Les limnocardiidés du Pontien moyen peuvent être groupés de la façon suivante :

— des espèces de genres ou sousgenres cantonnées dans le Bassin Dacique strictement dans le Portaferrien : *Arcicardium drobeticum* Papaianopol et Marinescu, *Parvidacna planicostata* Steva-

Institutul Geologic al României

nović, *Pontalmyra (Crassadacna) portaferrica* Papaianopol et Marinescu;

— des espèces caractéristiques pour le Portaferrien mais appartenant à des taxa supraspécifiques d'une circulation stratigraphique plus large sur la verticale : *Phyllocardium planum stevanovici* Marinescu, *Limnocardium (Euxinicardium) ochetophorum* Brusina, *Chartoconcha asaphiopsis* (Brusina), *Ch. candida* Papaianopol, *Plagiodacna arcaeformis* (Wenz), *Pl. dacica* Papaianopol, *Zamphiridacna portaferrica* Papaianopol, *Paradacna radiata* Stevanović;

— des espèces qui persistent du Pontien inférieur (Odessien) : *Paradacna abichi* (R. Hoernes), *P. abichi abichiformis* Gorjanović-Kramberger, *P. okrugici* (Brusina), *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot), *Limnocardium zagrabiensis* Brusina, *Prosodacnomya rostrata* (Sinzow).

— des espèces d'une circulation stratigraphique plus ou moins large sur la verticale mais qui appartiennent à des genres et sousgenres qui apparaissent au Portaferrien : *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörnes, *L. (Arpadicardium) peregrinum* Ebersin, *L. (A.) mayeri* M. Hörnes, *L. (Bosphoricardium) emarginatum* (Deshayes), *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Caladacna steindachneri* (Brusina).

Les faunes du Pontien supérieur (Bosphorien) ont un caractère quelque peu particulier. Bien que le fond faunique soit donné par les espèces des genres et sousgenres propres au Pontien, à ce niveau stratigraphique apparaissent les premiers représentants de certains taxons qui vont gagner leur moment d'efflorescence et de diversification au Dacien, comme *Stylodacna*, *Parapachydacna*, *Dacicardium*.

Les limnocardiidés des associations bosphoriennes forment aussi quelques groupes :

— des espèces de genres identifiés jusqu'à présent seulement dans le Pontien supérieur : *Lunadacna lunae* (Voiteşti) et *Pteradacna tohanensis* Papaianopol;

— des espèces de genres ou sousgenres, apparus au Portaferrien, qui marquent leur dernier moment majeur de développement et de diversification : *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörnes, *L. (T.) petersi nasyrica* Ebersin, *L. (T.) petersi oviformis* Ebersin, *L. (T.) squamulosum minor* Andrusov, *Pontalmyra constantiae* Sabba, *P. sulcatina* (Deshayes), *P. subcarinata* (Deshayes), *P. subcarinata luxuriosa* (Wenz), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Ch. rumana* (Wenz,) *Ch. gigantea* (Wenz), *Ch. minuta* Papaianopol, *Caladacna steindachneri* (Brusina);

— des taxa qui ne dépassent pas la limite supérieure du Bosphorien comme *Limnocardium (Bosphoricardium) emarginatum* (Deshayes), et *L. (Arpadicardium) peregrinum* Ebersin;

— des espèces appartenant à des genres apparus au Bosphorien, mais qui vont marquer un grand développement au Dacien comme *Sty-*

Institutul Geologic al României

lodacna heberti (Cobălcescu), *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes).

Les associations du Pontien supérieur contiennent en plus des paradacnes du type *Paradacna retowskii* Andrusov (qui apparaît déjà au Portaferrien) et aussi quelques paradacnes du groupe *abichi* comme *Paradacna abichi* (R. Hoernes) et *P. abichi latior* Ebersin.

Il faut notter aussi dans le Bosphorien des taxons comme *Prosodacna (Prosodacna) semisulcata* (Rousseau), *P. (P.) semisulcata minor* Ebersin, *P. (P.) macrodon minor* Andrusov, *P. (P.) fischeri* Davidaschvili.

Le genre *Pseudocatillus* présente une large circulation verticale mais certaines espèces sont caractéristiques surtout pour le Pontien : *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebersin, *Ps. subdentatus* (Deshayes), *Ps. omnivagus* Ebersin et *Ps. botenicus* Ebersin.

Nous voulons remarquer, que par endroits et surtout dans la zone de courbure de Carpates Orientales, on trouve à la partie somitale du Bosphorien des associations avec caractères de passage au Dacien : des espèces de *Stylodacna*, *Parapachydacna*, *Tauricardium*, *Caladacna*, *Pontalmyra*, *Phyllocardium* et *Chartoconcha*.

Pour les unionidés le Pontien supérieur contient, d'habitude en nombre réduit d'exemplaires, *Unio rumanus* Tournouër.

Les dreissenidés sont très bien représentés. Le Bosphorien contient des congéries mytiliformes comme *Congeria subcarinata* (Deshayes), *C. subcarinata botenica* Andrusov et *C. getica* Papaianopol.

Le genre *Dreissenomya* a comme principal représentant *Dreissenomya aperta* (Deshayes), à côté de laquelle se trouve très rarement *Dreissenomya arcuata* (Fuchs).

Un développement notable présente au Pontien supérieur le groupe *Dreissena rostriformis* (Deshayes) — surtout dans les faciès siltiques — avec un nombre remarcable de sousespèces et d'individus. On y rencontre aussi *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. stefanescui* Fontannes, *D. bosphorana* Papaianopol.

Le début du Dacien inférieur (Gétien) est marqué souvent assez tranchant par l'apparition des associations avec les prosodacnes du groupe *longiuscula*, les psilodons du groupe *munieri*, les pachydacnes et parapachydacnes, *Zamphiridacna* du groupe *cucestiensis*, de nombreuses *Stylodacna*, ainsi que quelques espèces de *Dacicardium*.

Parmi les taxa très fréquents dans le Pontien, on peu rencontrer aussi dans le Dacien, mais avec un fréquence beaucoup plus réduite, *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Plagiodacna carinata* (Deshayes) et *Dreissenomya aperta* (Deshayes).

Une partie des éléments constitutifs des associations gétiennes sont caractéristiques uniquement pour cette unité stratigraphique : *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula gilletae* I. Motaş, *P.(P.) longiuscula obliqua* Ebersin, *P. (P.) getiana* Papaianopol, *P. (Psilodon)*

Institutul Geologic al României

munieri Sabba, *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre) *Limnocardium (Ecericardium)motasi* Ebersin.

Enfin d'autres éléments qui peuvent monter aussi dans le Dacien supérieur (Parscovien) sont beaucoup plus fréquents dans le Gétien: *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Zamphiridacna cucestiensis orientalis* (Sabba).

Dans le Bassin Dacique le Gétien réprésente le dernier moment d'apparition du sousgenre *Tauricardium*, par l'espèce *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* (Ionescu-Argetoaia), qui est aussi présente dans le Pontien supérieur.

Nous voulons remarquer dans le Gétien la fréquence des parapachydacnes avec *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *P. (P.) sabbae* Ebersin et *P. (P.) serena* (Sabba).

Le genre *Prosodacnomya* a comme principal représentant dans le Gétien l'espèce *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), qui va avoir une fréquence considérable dans le Dacien supérieur.

Les unionidés sont présents, parfois avec un nombre assez grand d'exemplaires aussi dans le Gétien par l'espèce *Unio rumanus* Tournouër.

Parmi les dreissénides c'est le genre *Dreissena* qui est le mieux représenté dans le Dacien inférieur pouvant former souvent des intercalations lumachelliques. Les espèces les plus fréquentes sont *Dreissena rimestiensis* Fontannes et *D. polymorpha* Pallas. Par l'espèce *Dreissenomya aperta* (Deshayes), le genre *Dreissenomya* peut être rencontré aussi dans le Gétien, mais ses apparitions sont beaucoup plus rares. Pour le genre *Congeria* l'on constaté au Gétien aussi la présence du groupe *Congeria subcarinata* (Deshayes), ainsi que certains congéries de petite taille comme *Congeria cricovensis* Papaianopol et *C. falconensis* Papaianopol.

Le Dacien supérieur (Parscovien) présente un cachet propre par l'existence dans les associations respectives des psilodons évolués, de nombreuses zamphiridacnes ainsi que des limnodacnes et horiodacnes.

Parmi les taxa de fréquence marqués pendant le Gétien on se retrouvent au Dacien supérieur *Stylodacna heberti* (Cobălcescu,) *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Plagiodacna fragilis* M. Pauliuc, tandis que d'autres qui sont plutôt rares au Gétien marquent au Parscovien un grand développement. Parmi ceux-ci nous mentionons *Dacicardium dacianum* (Papaianopol), *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba) et *Horiodacna rumana* Sabba.

L'association des espèces mentionées avec *Prosodacna (Psilodon) haueri* Cobălcescu, *P. (Ps.) haueri arioni* Cobălcescu, *P. (Ps.) haueri damienensis* Cobălcescu, *P. (Ps.) stefanescui* (Tournouër), *P. (Ps.) stefanescui euphrosinae* Cobălcescu, *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaș, *L. gilletae* Papaianopol et I. Motaș, prètent à l'ensemble des associations parscoviennes une difference nette de celles du Gétien.

Institutul Geologic al României

Certains genres *(Phyllocardium, Pontalmyra, Dreissenomya)* présentent au Dacien supérieur des apparitions plutôt accidentales.

Le genre *Dreissena* est très bien représenté dans le Parscovien ; les espèces les plus importantes sont *Dreissena polymorpha* Pallas, *D. baraganica* Andrusov, *D. benedeni* Andrusov, *D. valahica* Papaianopol, *D. obliqua* Seninski.

Dans certaines zones le Dacien supérieur présente des niveaux riches en congéries ; des congéries de petite ou de moyenne taille (Papaianopol, 1974 a), ainsi que des congéries de grande taille (Papaianopol, 1976 b). Parmi les congéries du Dacien supérieur se trouvent certaines espèces semblables à celles des Couches de Duab de la Géorgie occidentale — Bassin Euxinique — (Papaianopol, 1975).

Les unionidés sont fréquents dans le Dacien supérieur toujours par *Unio rumanus* Tournouër.

À la limite entre le Dacien et le Romanien nous constatons un nouveau changement comparable à celui d'entre le Méotien et le Pontien.

Du point de vue cantitatif les associations romaniennes sont dominées par les unionidés et les dreissénes (parmi les bivalves).

Dans la zone de courbure des Carpates Orientales se perpétuent des limnocardiidés comme *Prosodacnomya*, à la partie inférieure du Romanien (Andreescu, 1972 a) et *Euxinicardium*, à la partie supérieure du Romanien (Andreescu, 1972).

Pour l'ensemble du Bassin Dacique ce sont les bivalves (unionidés et dreissénes) qui marquent leur empreintes aux associations romaniennes.

Les unionidés du Romanien renferment des formes lisses comme *Unio prominulus* Sabba, *Unio mrazeci* Ionescu-Argetoaia, *Unio (Eolymnium) sturdzae* Cobălcescu, *Potomida psilodonta* (Teisseyre), *P. slanicensis* (Teisseyre), *P. rosseti* (Cobălcescu), *P. berbestiensis* (Fontannes), ainsi que des formes ornementées du type *Potomida lenticularis* (Sabba).

Le genre *Dreissena* est représenté surtout par *Dreissena polymorpha* Pallas.

Bien que l'ensemble des gastéropodes n'a pas été spécialement dans notre attention, nous considérons utile de donner quelques commentaires sur les limnéides et les viviparides qui nous offrent quelques jalons biostratigraphiques d'un caractère plus général.

Parmi les limnéides importants pour la biostratigraphie des dépôts post-chersoniens du Bassin Dacique sont les genres *Velutinellus, Velutinopsis et Valenciennius.*

Le genre *Velutinellus* est cantoné dans le Méotien inférieur (Marinescu, 1969), avec les espèces *Velutinellus pilleus* Marinescu et *V. catinus* Marinescu; dans le Méotien supérieur se trouve aussi *Velutinopsis.*

Dans le Pontien inférieur on trouve *Velutinopsis* et *Valenciennius*, avec *Velutinopsis codapavonis* Marinescu, *Valenciennius facetus rotundus* Taktakischvili, *V. ellipticus* Hanganu, *V. su-*

Institutul Geologic al României

chovae Taktakischvili, *V. densiplicatus* Bogatschev et *V. bonéi* Hanganu. Au Portaferrien (Pontien moyen) on trouve *Valenciennius ellipticus* Hanganu, *V. filipescui* Hanganu, *V. suchovae* Taktakischvili et *V. reussi* Neumayr.

Bien que les représentants du genre *Valenciennius* se trouvent aussi dans le Pontien supérieur (Bosphorien) et même très rarement dans le Dacien inférieure (Gétien), on peut affirmer que dans le Bassin Dacique l'intervalle le plus important de ce genre est l'Odessien et le Portaferrien.

Pour les viviparides on peut constater la prédominance de certains types spécifiques pour les différents niveaux stratigraphiques.

Dans le Méotien on trouve *Viviparus moldavicus* Wenz. Pour l'Odessien sont caractéristiques *Viviparus achatinoides* (Deshayes) et *V. achatinoides incertus* Macarovici. Au Portaferrien viennent s'ajouter nouvelles espéces. Les groupes de *Viviparus achatinoides* et *Viviparus neumayri* présentents une fréquence marquée dans le Bosphorien, formant souvent des niveaux surtout à la partie somitale de certains profils.

Dans le Gétien très abondant se présente *Viviparus argesiensis* Sabba, accompagné de *Viviparus rumanus* Tournouër. Le Parscovien est dominé par le groupe *Viviparus rumanus* Tournouër.

Au Romanien disparraît le groupe *Viviparus rumanus* et se développent les viviparidés ornamentées, d'origine probablement pannonique comme *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. bifarcinatus stricturatus* Neumayr, *V. dezmanianus* Brusina, ainsi que des viviparidés lisses comme *Viviparus mammatus* Sabba.

Conclusions

Si nous considerons les gros groupes de bivalves (limnocardiidés, dreissénidés et unionidés) presents dans la succession Méotien-Romanien du Bassin Dacique on peut constater l'individualisation nette de deux coupures majeures : l'une inférieure à la limite Méotien/ Pontien (Miocène terminal) et l'autre supérieure entre le Dacien et le Romanien (Pliocène). Elles coïncident avec d'importants changements paléogéographiques qui trahissent aussi des changements de salinité dans les bassins respectifs.

Les dépôts méotiens et romaniens sont totalement dépourvus de cardiides ou en contiennent un nombre insignifiant. Nous envisageons leur aréal d'apparition et le nombre de taxa supraspécifiques, ainsi que la présence masive des unionidés et dreissenidés, ce qui pourait-être d'ailleurs une question de conditions paléo écologiques.

Dans le Méotien inférieur de la partie occidentale du Bassin Dacique on a trouvé des cardiides (Marinescu, Olteanu, 1975), et aussi dans le Romanien (voir plus haut) de la partie orientale du bassin où l'on trouve *Prosodacnomya* et *Euxinicardium*.

Tandis que le Méotien contient des congéries modioliformes et mytiliformes, des dreissenomies, unionidés et rarement des dreissènes, dans le Romanien on n'a trouvé jusqu'à présent que des unionidés et de dreissènes.

Institutul Geologic al României

Le Méotien supérieur est dominé par les congéries modioliformes tandis que le Méotien inférieur est dominé par les congéries mytiliformes.

Dans le Pontien inférieur et moyen on trouve des congéries modioliformes *(Congeria novorossica, C. zagrabiense)*, congéries du groupe *subglobosae* (sousgenre *Congeria s. str.)* comme *Congeria digitifera*, des rhombocongéries, et des congéries mytiliformes. Dans le Pontien supérieur et le Dacien on n'a pas identifié que des congéries mytiliformes.

Les unionidés, avec un nombre assez grand d'individus au Méotien marquent une forte récession au Pontien inférieur (Odessien), redeviennent abondants au Pontien moyen et supérieur, ainsi qu'au Dacien, pour gagner un développement luxuriant au Romanien.

Dans le Pontien et le Dacien sont très bien représentés les groupes majeurs de bivalves : limnocardiides, dreissénidés et unionidés.

Si nous tenons compte des périodes où les genres et sousgenres de limnocardiidés presèntent d'une intense spéciation et diversification on peu surprendre une difference nette entre les associations pontiennes et daciennes.

Ainsi, pour le Bassin Dacique, le Pontien représente l'intervalle stratigraphique marqué par le dèveloppement et la diversification, parfois très accentuée, de certains taxa comme *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Arpadicardium*, *Pontalmyra*, *Didacnomya*, *Pseudoprosodacna*, *Phyllocardium*, *Plagiodacna*, *Chartoconcha*, *Paradacna*, *Parvidacna*, *Lunadacna*, *Caladacna*, *Pteradacna* et *Arcicardium*.

Certains d'entre eux ne dépassent pas la limite supérieure du Pontien *(Bosphoricardium, Arpadicardium, Parvidacna, Lunadacna, Pteradacna, Arcicardium)*, les autres bien que se trouvent aussi dans le Dacien, sont soit représentés par les mêmes espèces que dans le Pontien *(Phyllocardium, Caladacna)*, soit par un plus petit moindre d'espèces *(Chartoconcha, Plagiodacna, Tauricardium)*.

En ce qui concerne les prosodacnes à côtes lisses et enfouies appartenant au sousgenre *Prosodacna* on peu constater que, dans le Bassin Dacique, leur maximum de développement a lieu au Pontien supérieur et au Dacien inférieur.

L'analyse des associations daciennes fait ressortir la différence nette vis-à-vis des associations pontiennes.

En effet l'étage Dacien représente l'intervalle stratigraphique caractérisé par *Psilodon*, *Pachydacna*, *Parapachydacna*, *Stylodacna*, *Zamphiridacna*, *Horiodacna*, *Limnodacna*, *Ecericardium* et *Dacicardium*.

Bien que certaines espèces des taxons énumérés peuvent apparaitre au Pontien *(Stylodacna, Dacicardium, Parapachydacna, Zamphiridacna)*, les éléments respectifs sont propres surtout au Dacien où ils présentent une large répartition aréale et une spéciation intense.

Certains genres caractéristiques pour le Dacien, présentent en dehors d'une spéciation intensive le fénomène de gérontisme *(Psilodon, Zamphiridacna)*, accompagné surtout par la simplification de la charnière et la modification de l'aspect des côtes externes.

En dehors des genres et sousgenres de limnocardiides que nous venons d'analyser et qui se développent et se diversifient fortement dans

Institutul Geologic al României

le Pontien ou dans le Dacien, il y a des taxons qui présentent une distribution relativement uniforme soit dans les dépôts pontiens, soit dans les dépôts daciens *(Euxinicardium, Pseudocatillus, Prosodacnomya)*, mais qui présentent toutefois une importante signification biostratigraphique, étant donné qu'ils ont donnés de espèces caractéristiques pour les sousétages du Pontien et du Dacien.

Pour le genre *Dreissenomya* nous voulons remarquer que les formes évoluées du type *Dreissenomya aperta* sont très abondantes dans le Pontien et se perpétuent par endroits aussi dans le Dacien, mais le genre respectif n'a pas donné des espèces caractéristiques pour le Dacien.

Le genre *Congeria* a donné des formes index aussi pour le Pontien que pour le Dacien. Le Pontien inférieur et moyen sont caractérisés par les rhombocongéries, les congéries du groupe "*subglobosae*", les congéries modioliformes et les congéries mytiliformes. *Rhombocongeria* et les congéries du groupe *subglobosae* (= *Congeria s. str.)* ne dépassent pas la limite supérieure du Portaferrien.

Dans le Bosphorien et le Dacien il n'existe plus que des congéries mytiliformes.

BIBLIOGRAPHIE

Andreescu I. (1972) Limnocardiidés quaternaires de la zone de courbure des Carpates Orientales (Roumanie). *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., (Géologie)*, 16, 2, Bucureşti.

— (1972a) Contribuţii la stratigrafia Dacianului şi Romanianului din zona de curbură a Carpaţilor Orientali. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, Bucureşti.

— Papaianopol I. (1975) Dacian (in Steininger F., Nevesskaya L. A.), Stratotypes of Mediterranean Neogene Stage, 2, Bratislava.

Eberzin A. G., Motaş I. C., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966) Afinităţi pannonice şi euxinice ale Neogenului din Bazinul Dacic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., (Geologie)*, 11, 2, Bucureşti.

Filipescu M. G., Hanganu Elisabeta (1966) Asupra vîrstei şi orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpaţi. *Acad. R.S. România, Stud, cerc. geol. geof. geogr. (Geologie)*, 11, 1, Bucureşti.

Gillet Suzette (1943) Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, IV, Bucureşti.

Hanganu Elisabeta (1966) Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen şi Prahova. *Com. Stat Geol., St. tehn. econ. J*, 2, Bucureşti.

— (1972) Les espèces de Valenciennius au Pontien du Bassin Dacique. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., (Géologie)*, 16, 1, Bucureşti.

Krejci-Graf K., Wenz W. (1931) Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Roumänien). *Z. deutsch. geol. Ges.*, 83, Berlin.

Macarovici N., Marinescu Fl., Motaş I. C. (1965) Asupra Neogenului superior şi a Ponţianului s. str. din Bazinul Dacic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., (Geologie)*, 10, 2, Bucureşti.

Marinescu Fl. (1964) Propuneri cu privire la orizontarea Ponţianului din partea occidentală a Bazinului Getic. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. (Geologie)*, 9, 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1967) Preciziuni asupra stratigrafiei Portaferrianului din vestul Bazinului Dacic . *D.S. Inst. Geol.*, LII, 2, Bucureşti.
— (1969) Velutinellus, nouveau genre fossile de la famille des Lymnaeidae et ses relations avec Velutinopsis et Valenciennius. *Malacologica*, 9(2).
— Olteanu R. (1975) Considerations sur les associations des mollusques et d'ostracodes du Méotien de la partie occidentale du Bassin Dacique. *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXI, 4, Bucureşti.
Motaş I. C., Papaianopol I. (1972) Biostratigrafia succesiunii Meoţian-Pleistocen dintre Călugăreni şi Vadu-Săpat (judeţul Prahova). *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXI, 3, Bucureşti.
— Marinescu Fl., Popescu Gh. (1976) Essai sur le Néogène de Roumanie. *An. Inst. Geol. Geof.*, L, Bucureşti.
— Papaianopol I. (1977) Les associations de mollusques index dans le Néogène supérieur du Bassin Dacique. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., (Géologie)*, Bucureşti, (sous presse).
Pană Ioana (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între Valea Buzău şi Valea Bălăneasa. *Com. Stat Geol., St. tehn. econ.*, J, 1, Bucureşti.
— (1971) Lithofaciès et faciès paléontologiques dans la région de la courbure des Carpates Orientaux. *Bull. de la Soc. Géol. de Hongrie*, 101, 2—3, Budapest.
Papaianopol I. (1974) Faciesurile şi posibilităţile de corelare ale Ponţianului superior (Bosphorian) dintre valea Cricovul Sărat şi valea Tohăneasa (judeţul Prahova). *D.S. Inst. Geol.*, LX, 5, Bucureşti.
— (1974a) Fauna cu congerii din depozitele Dacianului superior de la nord de Mizil (judeţul Prahova). *D.S. Inst. Geol.*, LX, 3, Bucureşti.
— (1975) Dreissenidae ale stratelor de Duab în Dacianul superior din Muntenia. *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXI, 3, Bucureşti.
— (1976) O faună bosphoriană de tip Kamîşburun în partea orientală a Bazinului Dacic. *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXII, 3, Bucureşti.
— (1976a) Faciesurile şi limitele Portaferrianului din zona cutelor diapire externe dintre valea Cricovul Sărat şi valea Unghiului (judeţul Prahova). *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXII, 4, Bucureşti.
— (1976b) Nouvelles espèces de Dreissenidae dans le Pontien et le Dacien du Bassin Dacique. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., (Géologie)*, 20, 2, Bucureşti.
Pauliuc Marieta (1964) Date noi cu privire la fauna pliocenă din sud-vestul Depresiunii Şoimari. *Anal. Univ. Bucureşti, Ser. St. Nat., Geologie-Geografie*, XIII, 2, Bucureşti.
Taktakichvili I. G. (1973) Les dreissenides du Pliocéne de la Géorgie occidentale. Edit. "Meţniereba", Tbilisi.
Wenz W. (1942) Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete. *Senckenbergiana*, Bd. 24, Frankfurt a Main.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Moments d'apparition, développement et disparition de certains genres et sous-genres de bivalves des dépôts post-chersoniens du Bassin Dacique.

Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 295—357.

4. STRATIGRAFIE

THE EOCENE OF THE CLUJ-HUEDIN AREA[1]

BY

BOGDAN POPESCU [2], GHEORGHE BOMBIȚĂ [2], ANATOL RUSU [2], MARIANA IVA [2], NICOLAE GHEȚA [2], RADU OLTEANU [2], DANIELA POPESCU [2], ELENA TĂUTU [2]

Résumé

Eocène de la région de Cluj-Huedin. La région étudiée couvre une importante partie de l'aire paléogéographique de Gilău — sous-division du domaine des faciès épicontinentaux du Paleogène transylvain. L'analyse lithostratigraphique des dépôts éocènes a permis d'établir une séquence type, corrélable a celles caractéristiques pour les autres deux aires situées plus au nord : de Mezeș et de Preluca. Les limites Lutetien / Priabonien et Priabonien / Oligocene sont marquées par des changements calitatifs ou par des seuils bionomiques enregistrées par les associations des micro- et macroforaminifères, des mollusques, echinides, ostracodes, nannoplancton calcaire, et du spore-pollène. L'évolution du nannoplancton calcaire et des macroforaminifères et dans une moindre mésure, des autres groupes fossiles, ont permis de préciser — à l'échelle de la Transylvanie — l'existence d'un interval cronostratigraphique situé entre le Biarritzien type et le Priabonien type. On a reconnait aussi que la zone NP 21 *(Ericsonia subdisticha)* appartient au Priabonien.

Still from the beginning of the 19th century the Paleogene deposits of Transylvania Intermountain Depression represented an important target for European geologists due both to their paleontological interest and accessibility of outcrops. In addition various mineral resources stimulated geological researches. The bulk of obtained data was so considerable and diverse that a critical analysis was required.

This work is an attempt to bring together all the previously known geological data and the new ones connected to the Transylvania Depression so that it should offer a general view on the detailed stratigraphy and structure of the Eocene formations, taking into account the boundaries

[1] Received May 23 1977, accepted for publication May 24 1977, presented at the Meeting of June 3 1977.

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

Institutul Geologic al României

of the cronostratigraphic units, the value of faunas of each separation as well as its paleogeography and genetic interpretations.

On this purpose researchers of different specialities, namely B. Popescu — lithology, Gh. Bombiță — macroforaminifers, A. Rusu — mollusca, Mariana Iva — microforaminifers, N. Gheța — nannoplankton, R. Olteanu — ostracods, Daniela Popescu — echinodermata, Elena Tăutu — spore-pollen, joined their efforts to clear up some of these problems.

1. PREVIOUS WORKS

To proceed to an exhaustive summary of geological researches of this area is a rather difficult task, considering the number and variety of works.

This is why there will be mentioned only the main studies connected to the development of the concepts on Eocene stratigraphy; references consisting of peculiar aspects will be only quoted. Comments, if necessary, will be subsequently made, in different parts or this work.

It is most probable that "Geologie Siebenbürgens" of Hauer and Stache (1863) was the first work that brought the Paleogene of Transylvania to the European geologists' attention. Although heterochronous formations were parallelized or different ages were ascribed to the same formation neverthelless these authors had the merit to identify almost all the lithological separations agreed with nowadays. A first paleontological and petrographical inventory of Tertiary deposits was also achieved in this work. Subsequent to this pioneering work a qualitatively higher stage was reached through the Paleogene monography of Koch (1894) where a bulk of data from works of Pavay (1872), Hofmann (1879—1887), Hejjas (1892), Böckh (1866), Föeterle (1873) as well as from his own (1874 — 1891) were commented. In co-operation with Hofmann (whose works were particularly treating the Mezeș and Preluca area), Koch realised a new stratigraphic scheme broadly accepted until nowadays.

Both of them proceeded to a detalied description of the paleontological content adding pertinent notes concerning the facies variations and establishing correlations of these formations with those from Europe. These authors impress even today the reader by the accuracy of their detailed field observations as well as by the way they estimated the chronostratigraphic value of fossils.

After this effervescent period the interest of geologists in Transylvania Paleogene seems to have sensibly faded. From that time there are yet to be mentioned the studies of Szadeczky-Kardoss (1918—1930) who suggested a first elaborated facial zonation, and forwarded the hypothesis of a central emerged zone in the Transylvania Depression during the Eocene; Mateescu (1926—1940) discussed the origin of the Eocene red clays which he assigned to the lateritic alteration of the basement followed by their resedimentation within the Eocene Basin.

Institutul Geologic al României

During the sixth decade concomitantly with surveys carried out for the geological map of Romania on scale 1 : 500,000 studies of Transylvania Paleogene were resumed.

Several teams of geologists (Emilia Saulea, 1952[3]; I. Dragoş, 1953[4]; I. Drăghindă, 1953[5]; Eugenia Negreanu, 1954[6]; S. Năstăseanu, 1952[7]) supplied cartographic data and new information about Paleogene stratigraphy of this area; Răileanu and Saulea (1955, 1956) commented them and adding data from Mezeş and Preluca areas, have published a comprehensive study on the NW Transylvania Paleogene.

Further on detailed cartographic works were carried out laying the ground work for the new geological maps of Romania on scale 1 :200,000 and 1 : 50,000.

Several scattered studies have been consequently brought about to be used at the prospecting work connected to mineral resources (E. Stoicovici et al., 1960[8]; Niţă-Pion et al., 1961—1970[9]; Gh. Mărgărit, 1969[10]; B. Popescu, 1970, 1971[11]; B. Popescu et al., 1977)[12].

The paleontologic lithostratigraphic and petrologic data were subsequently enriched by the works of: Barbu (1963); Barbu, Dragoş (1959); Bombiţă (1957, 1963 a, 1963 b, 1964, 1975); Bombiţă, Moisescu (1968); Bombiţă, Popescu (1977); Bombiţă et al. (1975); Dragoş (1966, 1969); Dudich, Mészáros (1964); Fuchs (1960, 1963, 1969, 1970); Gabos (1962); Ghiurca (1962); Imreh, Imreh (1959); Imreh, Şuraru (1963); Imreh, Mihalka (1970); Iva et al. (1967); Marosi et al. (1964); Mészáros (1957, 1960, 1961, 1963); Mészáros, Dudich (1968); Mészáros, Magdun (1972); Mészáros, Nicorici (1962); Mészáros, Tămaş (1963, 1969); Mészáros et al. (1970, 1973, 1974); Moisescu (1966, 1968, 1972, 1975); Niţă (1968); Niţă et al. (1966); Olteanu, Popescu (1973); Popescu (1976 a, 1976 b, 1978); Popescu, Gheţa (1972); Răileanu, Mészáros (1966); Răileanu et al. (1964); Rusu, Drăgănescu (1976); Rusu (1967, 1977); Stoicovici, Mureşan (1964 a, 1964 b); Şuraru et al. (1967); Tătărîm (1960, 1963); Vinogradov et al. (1963); Şuraru, Şuraru (1966 a, 1966 b).

2. STRATIGRAPHY

The ante-Paleogene basement is made up of crystalline schists from the Arada series, Muntele Mare granite, Upper Cretaceous sedimentary formations and, to a certain extent, of banatitic eruptive rocks.

[3-7] Arch. I.G.G. Bucureşti.

[8-12] Arch. I.G.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

A) LITHO-BIOSTRATIGRAPHIC DESCRIPTION

The Paleogene deposits extend over the most part of the Cluj-Huedin area. It is only around Cluj that they are transgressively overlain by different Lower and Middle Miocene members. In this paper, only problems concerning the Eocene lithostratigraphic units will be largely studied.

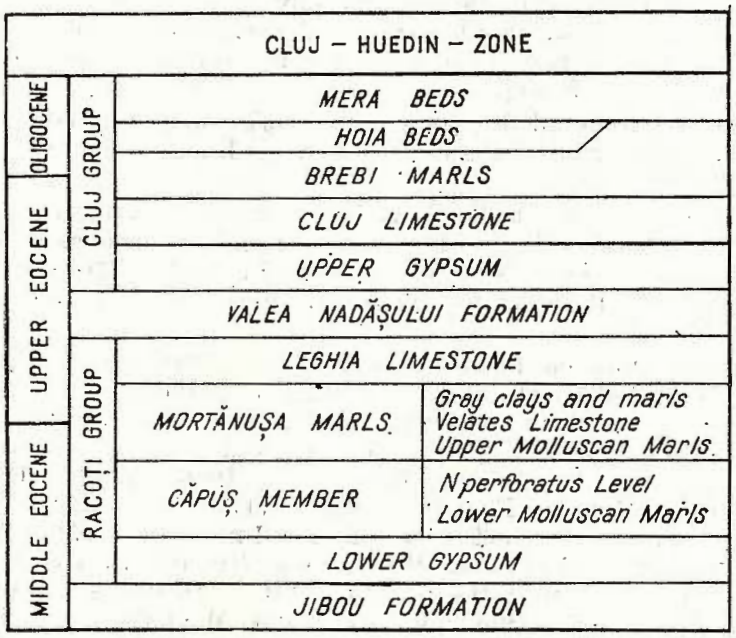


Fig. 1. — Lithostratigraphic scheme of the Eocene from Cluj-Huedin zone.

The Eocene sediments develop as a continuous belt along the southern end of the studied area, where all the members recognized within NW Transylvania crop out.

Hereunder the lithology of utilized separations (Fig. 1) will be described, and the development of ideas concerning their stratigraphic value as well as the way they were used for the general scheme of the Transylvanian Eocene will be discussed.

Jibou Formation (Gruppe der bunten Thone, Süsswasserkalke und Mergel von Zsibó, Hofmann, 1879)

Untere bunte Tonsichten, Koch 1894[13]; Untere bunte Sichten, Szadeczky, 1918; Lower Red Clay Series, Răileanu, Emilia Saulea, 1955; Lower Variegated

[13] The list of synonyms will particularly quote the monographic work of A. Koch (1894) as it is there that detailed lithostratigraphic descriptions of all the Eocene formations are given. Many of them have already been cited (for instance; Hoia Sichten, Koch, 1880).

Institutul Geologic al României

Series, Mészáros, 1957; Lower Tuffitic Variegated Complex, Stoicovici, Mureşan, 1964; Lower Variegated Complex, Răileanu, Mészáros, 1966; Lower Red Clay Complex, Olteanu, Popescu, 1973; Jibou Formation, Popescu, 1978).

As it can be noticed from the list of synonyms, the definition of this lithostratigraphic entity, as in fact of all the other Eocene formations recorded important variations. This may be considered as somewhat common if we take into account that within the lithostratigraphic unit under discussion, the most varied petrographic types are cropping out, and the facies variations are important. We preferred a geographical component, to name this formation, suggested by one of the pioneer of geological research work in Transylvania, to agree with the IUGS nomenclature of the lithostratigraphic units as well as to eliminate the ambiguity created by previous denominations.

The variety of rocks composing the Jibou Beds is rather large. The common element of the various lithological types would be, on one hand, the predominant red colour of deposits and, on the other hand, the ubiquity of the clayey minerals. Further on there will be examined some outcrops of the lower red clay complex (Jibou Formation) and the variation of its lithological characters.

On the left slope of the Agîrbiciu Valley, where the Jibou Formation is well exposed, occurs a white quartzitic conglomerate assigned by previous researchers to the Senonian, overlain (after an observation gap of approximately 7 m) by conglomerates with a red sandy matrix, red clays with blocks, pebbles and sands exhibiting an oblique stratification, red clays including calcareous and limonitic concretions and crusts, conglomerates and sands with red soft boulders and the "Agîrbiciu Limestone" (Drăghindă, 1953)[14]. The latter represents the first level of fresh water limestones according to Koch's classification (1894). The "Agîrbiciu Limestone" is overlain by some 15 m of red clays and sands with a red argillaceous matrix, and then by green clays, white dolomitic clays, marly-limestones and dolomicrites, that belong to Lower Gypsums. The whole complex is about 75 m thick.

The "Agîrbiciu Limestone" built up of two beds is in fact a bioclastic-oölitic dolomicrite which frequently shows an oblique stratification (Popescu, 1976 a). The participation of the terrigenous material (mostly quartz and clay) is highly variable. Oölites and bioclasts were most frequently dissolved, probably during the subaerial exposure of the initial sediments. The dolomitization of the carbonate matrix preceded the dissolution of skeletal and non-skeletal grains. Later on the oölimolds have been partially cemented by gypsum.

The Agîrbiciu Level exhibits important facial variations. Generally the dolomitic beds are preceded by a coarse detrital episode (pebbles, conglomerates) whose thickness ranges from 5 to 10 m. North-eastwards the Agîrbiciu Level vanishes being completely replaced by pebbles and conglomerates, locally poikilotopicaly cemented with gypsum (left side slope

[14] Arch. I.G.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

of the Căpuş and Someş Valleys). The Agîrbiciu dolomitic Level itself records modifications in the participations of petrographic constituents. Thus, northwards (Leghia), the amount or the bioclastic material decreases sensibly, whereas the quantity of oolites increases. Here the oölimolds are filled with gypsum. This variation in the texture of rock suggests a northern localization of the open marine zone, bordered southwards by an oölitic facies, and southern most by an oölitic bioclastic one. Towards the piedmont zone the detrital supplies yielded coarse detrital material which covered the flood plain and the coastal plain adjacent of zone with oölitic-bioclastic sedimentation.

In a subsequent phase, owed to some changes in the eustatic level the sediments under discussion might have been exposed subaerially when dissolution of aragonitic grains (oölites and bioclasts), dolomitization and gypsification of matrix occured. The Agîrbiciu Level represents a first proof of an evaporitic regime settling in the Cluj-Huedin area and thus it should be referred to as the base of the Lower Gypsum horizon.

Less important variations of facies can be also observed in the Jibou Formation as a whole. The differences of thickness are neglectable in the studied area : 75 m at Agîrbiciu and 80 m at Păniceni.

The lithology can present considerable variations along small distances characteristic of piedmont and flood plain deposits. Usually it may be noticed, a northwards decreasse of the coarse detrital material without still its complete disappearance.

As previously mentioned along the Agîrbiciu Valley, the Agîrbiciu Level is overlain by some 20 m of red clays, a short return of coastal plain conditions, whose thickness also marks northwards a considerable decrease, so that in the surroundings of the Village of Leghia they are only 2—3 m thick; these red clays are overlain by the Lower Gypsum.

On the left slope of the Căpuş and Someş Valleys, there are continuous outcrops in the Jibou Formation, where the lenticular character of the coarse detrital intercalations and the increase of terrigenous materials in the deposits equivalent to the Agîrbiciu Dolomite, can be readily observed.

Lower Gypsum (Unteren Gyps-Horizon, Koch, 1894)

Lower Gypsum and Anomia marly-limestone Horizon (partim), Răileanu, Saulea, 1955; Marly and oölitic limestone + Lower Gypsum Horizon, Mészáros, 1957; Lower Gypsum Facies, Niţă-Pion, 1968; Lower Gypsum Formation, Popescu, 1976 a.

The Jibou Formation is grading into the evaporitic one through a pile of greenish clays with thin intercalations of white dolomicrites and brown clayey limestones. The facies variations in this formation are widewranged. It is also worth noting that al over along sections we had opportunity to see, between the Jibou Formation and the Căpuş Member occur rocks of petrologic range distinctive for the evaporitic level displaying thus an uninterrupted development.

Institutul Geologic al României

The lithology of this horizon is largely varied, perhaps the most varied among the Eocene formations except the Upper Gypsum.

The quarries surrounding the Village of Leghia (along the Fînul and Foidaş Valleys) offer the most illustrative sections (Fig. 2) where the lithologic sequence of this formation can be observed up to the most minute detail. It begins with the Agîrbiciu Dolomite which is overlain by approximately 3 m of red clays, and then by a sequence of marls, gypsiferous marls, gypsum dolomicrites with gypsum nodules, massive or nodular bedded gypsum. The sequence is ended by a dolomitic bed with Anomia and oölitic limestones underlying the predominantly marly Căpuş Member with a full marine fauna.

The genesis of evaporites has been considered of sabkha type (P o p e s c u, 1976 a) wherein the interstitial concentrated waters which circulated through sediments have been formed nodular gypsum and dolomitized the skeletal or oölitic muds. The main gypsum mass is of massive bedded type and represents a sediment directly precipitated from a coastal lagoon whose water volume had a permanent character due to periodic water supply. Each new supply of marine water is marked by clayey-bituminous lamina which represents the product of decantation in the lagoonal quiet waters.

As previously mentioned the facies variations of this formation are considerable. Southwards, along meridian of the village of Leghia (Gilău Massif) the gypsum completely disappears and in the Muncel Hill area (east of the village of Păniceni) only Anomia — bearing dolomitic limestone with dolomicrites intercalations, greenish and red clays occur. Here the thickness of the formation does not exceed 10 m.

A different situation is encountered east of the Păniceni spur, on the Agîrbiciu Hill where the Lower Gypsum is 20 m thick, being made up of an alternation of marly, greenish clays, clayey white dolomicrites Anomia — bearing dolomites and the underlying red clays which overlain the Agîrbiciu Level.

Here, although the sequence is relatively thick, gypsum are lacking.

Eastwards of Leghia, on the left slope of the Căpuş and Someş Valleys, the lenticular character of gypsum beds as well as the constant decrease of their thickness are conspicuous. The predominantly bedded mosaic gypsum disappears near the Gilău locality. More eastwards the formation is represented only by green clays dolomicrites, dolomitic limestones and Anomia—bearing marls.

Anyway the thickness of gypsums is rather constant eastwards of Leghia. M a r o s i et al. (1964) mentioned that southwest of Huedin, the hydrogeological drillings have also intercepted the Lower Gypsum Formation of 20 m thick. Southwards of Huedin, the gypsums get thinner up to their disappearance.

At Hodiş, along the Peşterii Valley the equivalent of Lower Gypsums is constituted of a 4 m thick sequence of creamy dolomicrites stratified in decimetric beds with centimetric joints of greenish clays.

Institutul Geologic al României

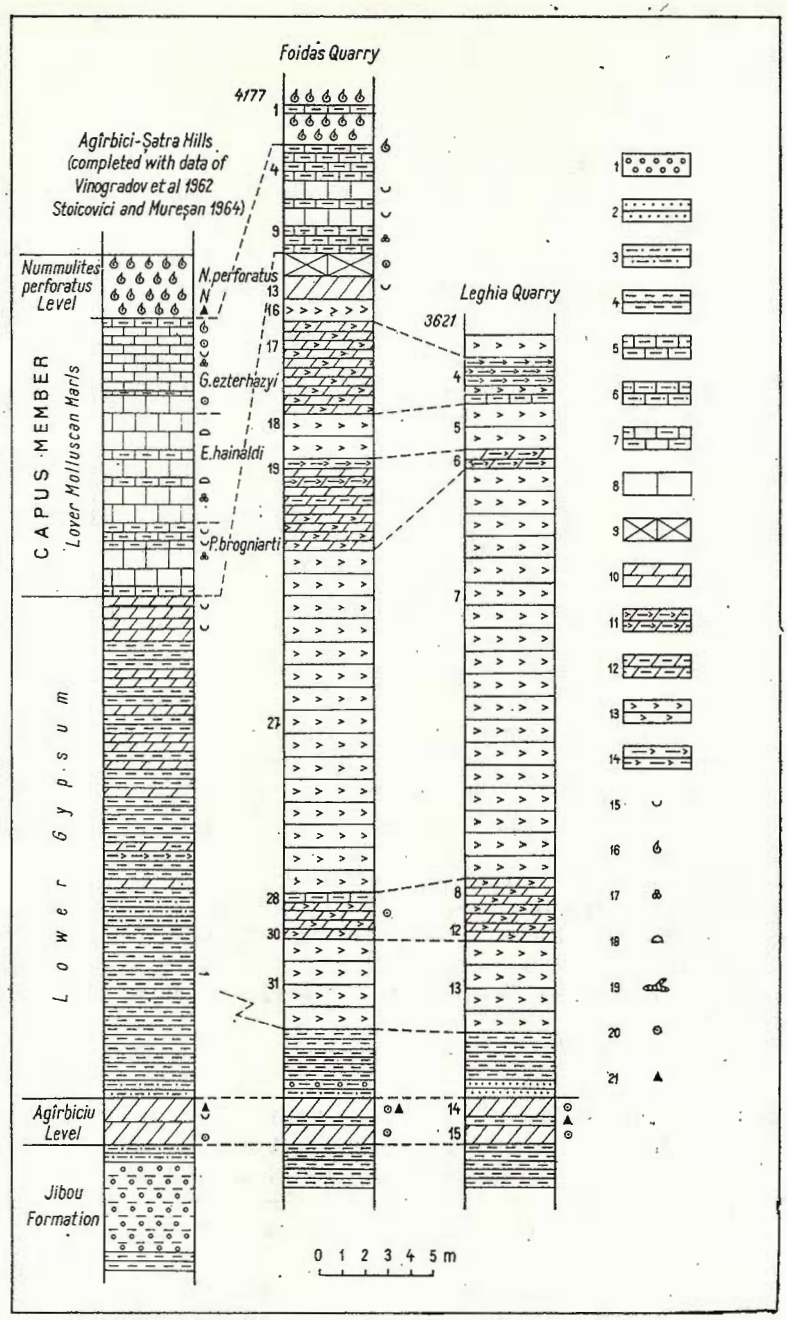


Fig. 2. — Lithostratigrafic columns of the Lower Gypsum and Căpuş Member. 1, conglomerates, pebbels; 2, sands and sandstones; 3, sandy clays; 4, clays; 5, marls; 6, sandy or silty marls; 7, clayey limestones; 8. wackestones and packstones; 9, grainstones; 10, dolomites; 11, clayey gipsiferous dolomites; 12, clayey dolomites; 13, gypsum; 14, gypsum bearing-clays; 15, molluscs; 16, macroforaminifera (N-numulits, A-alveolinids); 17, microforaminifera; 18, echinoderms; 19, corallinaceae; 20, oölits, oncolits; 21, terrigenous material more than 5% (1—21 are symbols used in figs. 2—6).

Institutul Geologic al României

The lithology and thickness variations of this formation are the result of numerous changes occurred in the morphology of both the evaporitic plain and the eustatic level when insignificant topographic irregularities could have generated extremely intricated relationships among various types of sediments, which have formed concomitantly.

As the evaporite formation marks the first penetration of marine waters during the Eocene in the Transylvania Depression the distribution of resulted facies will display a certain zonality.

In zones located near continental land, made up of crystalline schists and red lateritic deposits, alternations of red clays provided by the coastal plain and evaporitic deposits are encountered wherein dolomites are prevailing.

Gypsum are more frequent in the "reaction zone" between the marine waters and the sediments of the tidal plain. Using the field data available at that time Mészáros (1960) presented a facial zonation wherein he placed-between an erosion zone (represented by the crystalline Gilău Massif) and an evaporitic lagoon with a basinal position — a stripe of marine deposits of normal salinity.

The organic remanants found in the Lower Gypsum Formation are scarce and less varied. The molluscan fauna is localized within the upper part where the specimens of Anomia frequently form lumachelles. The rest of fauna is represented by rare and poorly preserved specimens, namely: *Lucina (Cavilucina) bipartita* Defr., *Venerella secunda* (Desh.), *Anomia tenuistriata* Desh., *Corbula (Bicorbula) gallica* Lmk., *Solecurtus* sp., *Natica* sp. The fossil fauna is made up as a whole of eurihaline forms which excepting the species *Lucina bipartita* Defr., may support wide variations of salinity. The four quoted species are found in the suprajacent formation together with other species within an essentially enriched assemblage. The stratigraphic distribution of forms proves that we are in the presence of a Middle Eocene fauna (Tab. 1), the species *Venerella secunda*, being strictly localized in the Lutetian of the northern domain.

Rarely, tests of ostracods,, have been observed in thin sections.

Căpuş Member (Popescu, 1978)

Perforata Sichten (partim), Koch, 1894; Lower Gypsum and Anomia marly — limestone Horizon (partim)+Nummulites perforatus Bed, Răileanu, Saulea, 1955; Gryphaea eszterhazyi Horizon+Nummulites perforatus Horizon, Mészáros, 1957; Limestone and Marls with Gryphaea eszterhazyi and Rostelaria+Nummulites perforatus Horizon, Dragoş, 1966; Nummulites perforatus Horizon, Niţă-Pion et al., 1966; Lower Molluscan Marls + Nummulites perforatus Level, Popescu, 1970[15].

Under this name it was separated the sequence of deposits between the Lower Gypsum and Mortănuşa Marls. Koch (1894) was the first to separate a lithologic entity with almost the same content, named *per-*

[15] *Quoted papers*, point 11.

Institutul Geologic al României

forata Sichten, in which the Lower Gypsum was nevertheless included. The evaporitic formation was ruled out from the original definition considering it as being transitional between the continental deposits and the first marine cycle (or the Racoţi Group, Hofmann, 1879). Otherwise Hofmann (1879) has also defined the "beds with perforata" in a similar way to that of the Căpuş Member without adding them the Lower Gypsum Horizon.

Within the Căpuş Member there have been distinguished: the Lower Molluscan Marls and the Nummulites perforatus Level.

Lower Molluscan Marls

This submember has its lithologic and paleontologic particularities, and thus can be followed in the whole NW Transylvania except the quite marginal zones. It is delimitated at the lower part by dolomites and marls with Anomia and at the upper part by N. perforatus Level. The horizons separated by Koch (1894) within this stratigraphic interval — Untere Austernbank, Horizont des unteren Moluskenmergels, Unteren striata Horizont — are actually paleontological levels, some of them with a local development. The Lower molluscan marls are broadly corresponding to the Gryphaea eszterhazyi Horizon of Mészáros (1957).

The outcrops within this submember are rather scarce in the Cluj-Huedin area, and hence there are not sufficient data to disscus the facies variations which, however, seem to be less important. Continuously exposed sections were studied along the left stream tributary of the Inuc Valley and at the upper part of the Foidaş quarry. Incomplete exposures may be investigated at Băile Leghia in quarries of ferruginous oölitic ore deposits from Şatra and Cionca Hills and along the left slope of the Căpuş and Someş Valleys.

South of Inuc and in the Foidaş quarry, the Anomia bearing dolomites are overlain by oölitic limestone (Fig. 2), and then by a marly sequence including moulds of molluscs wherein a lumachelle level 1.5 m thick with *Gryphaea brongniarti* (Bronn.) is found; this is located in the lower third of the horizon whose thickness reaches here 8 m. Another well exposed section occurs on the northern slope of Şatra Hill and was described by Stoicovici et al. (1960)[16] and Vinogradov et al. (1963). It has been only partially investigated in the last years as it was covered with waste of mining works.

The above authors recognized a marly ostreean level (probably brongniarti level), a calcareous level with *Eupatagus* and an oölitic calcareous one including *Gryphaea eszterhazyi*. The thickness of the submember reaches here 12 m. The succession of these paleontological levels was also recognized southwest of the Cluj-Huedin area, in the zone of

[16] *Quoted papers*, point 8.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF EOCENE MOLLUSCS OF CLUJ-HUEDIN AREA

TABLE I

No.	SPECIES (SUBSPECIES) / DISTRIBUTION	TRANSYLVANIA BASIN: Lower Gypsum	Căpuş Member	Mortănuşa Marls	Leghia Limestone	Upper Gypsum	Cluj Limestone	Numulites fabianii Level	Breţi Marls	Oligocene deposits	GENERAL STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION: Lower Eocene	Middle Eocene	Upper Eocene	Oligocene	Mesogean realm	Boreal realm	REMARKS
1.	Lucina (Cavilucina) bipartita Defr.	•	•												+	+	
2.	Anomia tenuistriata Desh.	•	•												+	+	
3.	Venerella secunda (Desh)	•	•													+	
4.	Corbula (Bicorbula) gallica Lmk.	•	•	•					•						+	+	
5.	Turritella imbricataria Lmk.		•	•			•								+	+	
6.	Calyptraea cf. aperta (Sol.)		•				•		•						+	+	
7.	Terebellum fusiforme Lmk.		•	•			•								+	+	
8.	Velates schmidelianus Chemn.		•	•			•								+	+	
9.	Gryphaea eszterhazyi Pávay		•												+		Central Asia
10.	Nemocardium cf. nicense (Bell.)		•	•											+		
11.	Arcopagia peyroti (Cossm.)		•							•					+	+	
12.	Laevicardium gigas (Defr.)		•				•	•							+		
13.	Callista heberti (Desh.)		•												+	+	
14.	Pinna margaritacea Lmk.		•				•			•						+	
15.	Clava striata (Brug.)		•												+	+	
16.	Globularia rustica (Desh.)		•	•											+	+	
17.	Terebellum sopitum sopitum (Sol.)		•	•			•	•		•					+	+	
18.	Melongena mimax (Sol.)		•	•											+	+	
19.	Acera striatella Lmk.		•				•									+	
20.	Gryphaea brongniarti (Bronn)		•	•											+		
21.	Modiolus nysti Kickx in Nyst		•					•							+	+	
22.	Hippochrenes amplus (Sol.)		•	•			•								+	+	
23.	Panopea oppenheimi Korobkov		•	•											+		
24.	Pugilina subcarinata (Lkm.)		•	•						•					+	+	
25.	Pycnodonte rarilamella (Mellev.)		•	•											+		
26.	Turritella oppenheimi (Newton)		•	•			•								+	+	
27.	Vulsella kochi Hofm. in Mész.		•	•	•										+		
28.	Globularia patula (Lmk.)		•	•			•								+	+	
29.	Cassidaria nodosa (Sol.)		•				•			•					+	+	
30.	Spondylus aff. rarispinus Desh.			•											+	+	
31.	Spondylus radula Lmk.			•	•		•								+	+	
32.	Rimella fissurella (Linné)			•			•	•							+	+	
33.	Cardium aff. roualti Bell.			•											+		
34.	Venus subglaurae d'Arch.			•											+		India
35.	Meretrix hilarionis (Opp.)			•			•								+		
36.	Picatula caillaudi Bell.			•											+		
37.	Campanile defrenatum Greg.			•											+		
38.	Crassatella gigantica Koch in Mész.			•	•										+		
39.	Amusium solea (Desh.)			•			•	•							+	+	
40.	Globularia grossa (Desh.)			•			•	•							+	+	
41.	Eocypraea cf. inflata (Lmk.)			•			•	•							+	+	
42.	Clavitilithes (Rhopalites) scalaroides (d'Arch.)			•			•								+		
43.	Spondylus aff. bifrons Münster			•											+		
44.	Panopea angusta Nyst			•						•					+	+	
45.	Panopea cf. intermedia (Sow.)			•											+	+	
46.	Xenophora cumulans (Brngn.)			•											+	+	
47.	Tibia (Sulcogladius) goniophora (Bell.)			•			•								+		
48.	Miltha prominensis (Opp.)			•											+		
49.	Chlamys multistriata allonsensis Bouss.			•											+	+	
50.	Globularia picteti (Héb. & Rénev.)			•											+	+	
51.	Pitar incressata (Sow.)			•				•		•					+	+	
52.	Miltha cf. consobrina (Desh.)				•										+	+	
53.	Miltha gigantea (Desh.)				•		•								+	+	
54.	Pholadomya puschi Goldf.				•		•	•							+	+	
55.	Thracia stenochora Rov.				•										+		
56.	Xenophora agglutinans Lmk.					•									+	+	
57.	Crassatella subrotunda (Bell.)				•	•									+		
58.	Arca biangula Lmk.						•								+	+	
59.	Cepatia cepacea (Lmk.)						•								+	+	
60.	Fimbria subpectunculus (d'Orb.)						•									+	
61.	Angaria calcar (Lmk.)						•	•							+	+	
62.	Pleurotomaria concava Desh.						•	•								+	
63.	Chama calcarata Lmk.						•	•							+	+	
64.	Modiolus modioloides Bell.						•	•							+		
65.	Tectus margaritaceus (Desh.)						•								+	+	
66.	Mesalia fasciata Lmk.						•		•						+	+	
67.	Megalocypraea gigantea (Münster)						•								+	+	
68.	Terebellum sopitum giganticum Korob.						•								+		
69.	Volutilithes turulosus (Desh.)						•									+	
70.	Harpa mutica Lmk.						•								+	+	
71.	Bourdotia cf. ermenonvillensis (d'Orb.)						•								+	+	Confined to Eocene within Mesogean realm
72.	Spondylus buchi Phil.						•		•						+	+	
73.	Pycnodonte gigantica (Sol.)						•	•	•						+	+	
74.	Cernina (Deshayensia) parisiensis (Raulin)						•	•							+	+	
75.	Conus diversiformis (Desh.)						•								+	+	
76.	Barbatia textiliosa (Desh.)						•								+	+	
77.	Chama fimbriata Defr.						•									+	
78.	Vulsella dubia transilvanica Mész.						•								+		
79.	Pecten cf. castellorum Opp.						•								+		
80.	Crassostrea transilvanica (Hofm in Mész. & Roth)						•								+		
81.	Campanile parisiense clujensis Mész.						•								+		
82.	Ficus greenwoodi (Sow.)						•	•							+	+	
83.	Voluta berricorum (Opp.)						•								+		
84.	Pugilina pyruloides bonnetensis (Bouss)						•			•					+		
85.	Laevicardium commutatum (Rov)						•								+		
86.	Lithocardium carinatum Bronn.						•								+		
87.	Miocardiopsis ovalinus Koen.						•									+	
88.	Sigatica infundibulum (Watelet)							•								+	
89.	Anadara globulosa (Desh.)							•	•							+	
90.	Amusium corneum (Sow.)							•							+	+	
91.	Conus aff. calvimontensis Desh.							•								+	
92.	Miocardia acutangula (Bell.)							•							+	+	
93.	Chlamys biarritzensis subtripartitus (d'Arch.)							•	•						+		
94.	Lima rara Desh.							•							+	+	
95.	Modiolus elegans Sow.							•							+		
96.	Athleta mutata (Desh.)							•								+	
97.	Pleurotomaria sismondai Goldf.							•							+	+	
98.	Barbatia aff. laeviuscula (Fuchs)							•							+		
99.	Chlamys biarritzensis thorenti (d'Arch.)							•							+		
100.	Chlamys biarritzensis biarritzensis (d'Arch.)							•							+		
101.	Globularia auriculata (Grat.)							•	•						+		
10	Polinices achatensis (Koninch)							•	•						+	+	
103.	Turbo modestus Fuchs							•							+		
104.	Barbatia appendiculata (Sow.)								•	•					+	+	
105.	Tellina altera Desh.								•							+	
106.	Calliste lunularia (Desh)								•							+	
107.	Tivela deltoidea (Lmk.)								•							+	
108.	Corbula (Cariocorbula) pixidicula Desh.								•							+	
109.	Lucina rectangulata Hofm.								•						+		
110.	Thyasira ignota (Korob.)								•						+		
111.	Chama granulosa d'Arch.								•						+		
112.	Polymesoda incompta (Desh.)								•							+	
113.	Patella rigaulti Desh.								•							+	
114.	Diastoma costellatum alpinum Tourn.								•						+		
115.	Pecten arcuatus Brocchi								•	•					+		
116.	Venericardia laurae (Brongn.)								•						+		

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

Iara embayement (Saulea, 1953[17]; Niţă-Pion, 1969[18]; Tătărîm, 1963).

Comparing the sequence from the Păniceni spur zone to those from a more eastward zone, it can be established that, their thickness records a constant increase towards the Gilău Massif and that the marly pelitic deposits are prevailing eastwards while weswards the horizon becomes calcareous. From wells drilled in this area it is known that the thickness of the ferruginous level with *G. eszterhazyi* decreases sharply north and eastwards, directions on which it may be noticed that the amount of ferruginous oölites is diminishing while that of the glauconite is increasing.

As far as it concerns the three paleontological levels we may assume that in the same way, getting farther from the edges of the sedimentary basin, only the level with *G. brongniarti* is preserved. The level including *Eupatagus* loses its individuality at the parallel of the village of Căpuşul Mare, and the one with *G. eszterhazyi*, slightly northwards at the parallel of the Leghia locality.

In the westernmost part of the studied area at Hodiş, along the Peştera Valley, the dolomites and green clays, equivalent to the Lower Gypsum, are overlain by a clayey stomatolitic level 30 m thick, which probably belongs to the Lower Molluscan Marls (Fig. 2, bed 4177/9).

The stromatolites are overlain by a non-fossiliferous sandstone and then by the first bed with *Nummulites perforatus* of only 40 cm thick. Hence in the Hodiş area the Lower molluscan marls are practically lacking, and the N. perforatus Level transgressively overlies the deposits which pertain to Lower Gypsums.

The fauna of this horizon is rather rich (122 species according to Mészáros, Nicorici, 1968) but not so varied as that from the superjacent deposits. There are present, even if hardly represented, practically all the groups of organisms whose maximum development is riched in the following horizons.

The Lower Molluscan Marls yielded an assemblage of benthonic foraminifera with *Pararotalia inermis* (Terq.), *P. spinigera* (Calvez), *Nonion graniferum* (Terq.), *Miliola rostrata* (Terq.), *Triloculina inflata* d'Orb., *Quinqueloculina ludwigi* Reuss.

To the top of this formation along a section near Luna village occurs the first assemblage of planktonic foraminifera, encountered in NW Transylvania : *Truncorotaloides rohri* (Brönnimann and Berm.), *Subbotina inaequispira* (Subb.), *Turborotalia convexa* (Subb.), *T. broedermani* (Cush. and Berm.), *T. rotundimarginata* (Subb.), *T. centralis* (Cush. and Berm.), *T. rugosoaculeata* (Subb.). The presence of *Pararotalia inermis* below the level with *N. perforatus* marks the lower boundary of the P. inermis zone in the Lower Molluscan Marls where it is contemporaneous with the Truncorotaloides rohri zone (Fig. 7).

[17] *Quoted papers*, point 3.

[18] *Quoted papers*, point 9.

Institutul Geologic al României

The Truncorotaloides rohri zone characterizes the Lutetian III and IV from the Paris Basin (Le Calvez, 1970), the Upper Lutetian from Slovakia (Samuel and Salaj, 1968, 1969) and the Middle Eocene from the Bakony region — where it is situated over the N. perforatus level — (Toumarkine, 1971; Samuel, 1972). Hence the presence of the Truncorotaloides rohri zone indicates that the Lower Molluscan Marls belong to the Middle Eocene.

The first nummulites in the NW Transylvania occur also in the upper part of the Lower Molluscan Marls, and are represented predominantly by *Nummulites striatus* (Brug.) the forms A and B. In this assemblage do also occur *Nummulites beaumonti* Arch. and Haim, B and A, megaspheric forms of the group *Nummulites perforatus* and a small-sized couple belonging to the *Nummulites variolarius* group but with a more robust structure that should be dealt with in a future systematic study. *N.* ex gr. *variolarius* occurs in a lumachelle with glauconitic sandy cement locally sticked to the base of the suprajacent N. perforatus Level.

A typical and diverse marine molluscan fauna occurs in this submember as well. It ranges through its whole thickness, but concentrations of shells and moulds, up to lumachelles, are recognized at two levels : at the lower part where it forms the level with *Gryphaea brongniarti* and at the upper part where it makes up the level with *Gryphaea eszterhazyi*. The malacofauna of this submember consists of: *Lucina (Clavilucina) bipartita* Defr., *Arcopagia peyroti* (Cossm.), *Cardita* sp., *Laevicardium gigas* (Defr.), *Nemocardium* cf. *nicense* (Bell.), *Fragum* sp., *Libitina* sp., *Callista heberti* (Desh.), *Venerella secunda* (Desh.), *Pinna margaritacea* Lmk., *Anomia tenuistriata* (Desh.), *Gryphaea brongniarti* (Bronn.), *G. eszterhazyi* Pávv., *Modiolus nysti* Kicks in Nyst., *Panopea oppenheimi* Korob., *Corbula (Bicorbula) gallica* Lmk., *Velates schmidelianus* Chem., *Clava striata* (Brug.), *Turritella imbricataria* Lmk., *Globularia rustica* Desh., *Calyptraea* cf. *aperta* (Sol.), *Hippochrenes amplus* (Sol.), *Terebellum fusiformis* Lmk., *T. sopitum* Lmk., *Melongena minima* (Sol.), *Pugilina subcarinata* (Lmk.), *Acera striatella* (Lmk.).

The components of the molluscan fauna, reveal that during the Lower Molluscan Marls deposition the Transylvania Depression was a part of the Mediterranean province being subjected, however, to some northern influences (five typically Mediterranean species compared to only two ones from the northern domain, the rest of them being common to both domains). As far as it concerns the molluscan fauna, the age of this submember is revealed by the three species of bivalves — *Venerella secunda* (Desh.), *Gryphaea eszterhazyi* Pávv. and *Nemocardium* cf. *nicense* (Bell.) — known only from the Middle Eocene deposits. The molluscan assemblage as a whole displays affinities with the Biarritzian species from the Mesogean domain, the species *Nemocardium* cf. *nicense* and *Arcopagia peyroti* being known to appear only from the Upper Lutetian (Biarritzian in Aquitaine or Wemmelian in Belgium). It is approximately placed

Institutul Geologic al României

at the Villa Marbella Beds level of Biarritz, Ronca Beds of Italy, and the Upper Lutetian of Hungary, Bulgaria and Dalmatia.

The first occurrence of echinoderms in the Paleogene from the Cluj-Huedin area is also mentioned in the Lower Molluscan Marls submember. They are concentrated approximately at a sole stratigraphic level. This is why some researchers use to name it according to the most frequently encountered species, the Eupatagus multituberculatus level (Saulea, 1955[19]; Stoicovici et al., 1960[20]). This level sampled on several sections yielded the following species: *Conoclypeus conoideus* Ag., *Eupatagus multituberculatus* (Lmk.), *E. rostratus* d'Arch., *Leiopedina samusi* Páv. Discussions on the stratigraphic value of this association will be made when dealing with that of the Upper Molluscan Marls.

The first marine ostracods occur still from the basal part of the Lower Molluscan Marls submember. Here the ostracod fauna is rather scarce being represented by the following species: *Trygynglimus daday* (Mehes), *Occultocythereis mutabilis* Treib., *Schizocythere appendiculata* Treib., *Protoargilloecia* aff. *angulata* Delt., *Platella gyrosa* (Roemer), *Haplocythereidea* ex gr. *heinzelini* Keij., *Bairdopillata gliberti* Keij.

In the median part of this member, below the G. brongniarti level, the assemblage is enriched by the occurrence of the following species: *Quadrocythere leghiensis* Olt., *Schuleridea perforata* (Roem.), *Cytheromorpha* sp., *Cytherura forestensis* Keij., *C.* aff. *gracilis* Lnks., *Paracythereidea gradata* (Reuss), *Loxoconca* cf. *parva* Ptzk., *Krithe rutoti* Keij., *Aulocytheridea* aff. *faboides* (Bosq.) and the first primitive specimens of the species *Krithe bartonensis* (Jones).

The samples collected above the lumachellic level with *G. brongniarti*, yielded a quite varied and rich assemblage. The most frequent species (over 40 valves at a sample of 0.650 kg) are: *Schuleridea perforata* (Roem.), *Trygynglimus daday* (Mehes), *Protoargilloecia* aff. *angulata* Delt., *Krithe rutoti* Keij; besides these species, displaying variable frequencies but generally reduced occur: *Aulocytheridea* aff. *mourloni* Keij., *Leguminocythereis striatopunctata* (Roem.), *Quadrocythere napocensis* Olt., *Cytheropteron* aff. *steinmanni* Kuip., *Hermanites* ex gr. *paijenborchiana* Keij., (probably a primitive form), *Cytheropterton* aff. *omaluisi* Keij., *Cytherura* sp., *Paracypris* aff. *contracta* (Jones).

Further on the assemblage remains unchanged up to below the level with *Nummulites perforatus*. The above assemblage is enriched by: *Pterigacythereis cornuta* (Roem.) and *Muellerina costata* Olt., species relatively frequent between the N. striatus and N. perforatus levels.

As was mentioned before the ostracod assemblage found in the Lower molluscan marls represents the first occurrence of an ostracod fauna in the Paleogene deposits from NW Transylvania. The quoted spe-

[19] *Quoted papers*, point 3.

[20] *Quoted papers*, point 8.

Institutul Geologic al României

cies represent a group with large ecological valences that invaded the Eocene Sea ranging through the whole Eocene sequence, some of them even overpassing its upper boundary, up to the basal part of the Oligocene. From the whole ostracod fauna found in the Transylvanian Eocene the assemblage of the Lower Molluscan Marls represents 11 per cent. Within the Lower Molluscan Marls a first ostracod biozone is defined by the first occurrences of *Haplocytherides heinzelensis* and *Platella gyrosa* at bottom and the first occurrences of : *Leguminocythereis striatopunctata*, *Quadracythere napociensis*, *Muellerina costata* and the primitive specimens belonging to the Hermanites paijemborchiana group, at the top.

This interval constitutes the Platella gyrosa biozone (Fig. 7) framed between the lumachelle with *Gryphaea brongniarti* and that with *Nummulites perforatus*. The N. perforatus Level yielded an ostracod association resembling the one recognized in the subjacent deposits suggesting that the Platella gyrosa biozone might extend over this level too.

The calcareous nannoplankton with a relatively poor assemblage above the G. brongniarti level is represented by : *Reticulofenestra* sp. 1, *R. hampdenensis* Edwards, *Micrantholithus basquensis* Martini, *Pemma* sp. cf. *rotundum*, *Brarudosphera bigelowi* (Gran and Braarud), *Rhabdosphaera inflata* Bram. and Sull., *R. crebra* (Defl.), *Blackites spinosus* (Defl. et Fert.), *Neococcolithus prothenus* (Bram. and Sull.), *Zigrablithus bijugatus* Defl. One meter below the Nummulites perforatus Level appear typical specimens of *Reticulofenestra umbilica* (Levin) toghether with *R. hampdenensis* Edwards, *Neococcolithus dubius* Defl. and *Sphenolithus furcatolithoides* Locker. The assemblage is not varied specifically, and unfortunately the species of genera *Chiasmolithus* and *Discoaster* utilised for the standard zonation of the Middle/Upper Eocene interval are lacking. As the most significant event within the Lower Molluscan Marls member is the occurrence of *Reticulofenestra umbilica* (Levin); it was chosen to define this interval the Reticulofenestra umbilica Zone (sensu Bukry and Bramlette, 1970). The lower boundary of this zone is marked by the datum level of *R. umbilica* (Levin) placed approximately towards the upper part of the Middle Eocene and corresponding to the upper half of the NP 15 Zone *(Chiphragmalithus alatus* Martini, 1970) (tab. 2).

A very resembling assemblage is quoted in the Upper Bracklesham Beds, M bed (Hodson and West, 1970). A parallel was drawn, at least partially, between this bed and N. variolarius level from Hampshire, of Auversian age (Curry, 1967). A large possibility of correlation exists with New Zealand as well, where the Lower Molluscan Marls assemblage is located at the boundary of the local Porangan/Bartonian stages, i.e. approximately to the Middle Eocene.

Although the investigations in the domain of palynology have been but recently carried out, nevertheless some results relating to the

Institutul Geologic al României

TABLE 2

Repartition of the main nannoplankton species in the Racoți Group

Reticulofenestra gr. *R. umbilica*						
Reticulofenestra umbilica						
Rhabdosphaera gladius						
Rhabdosphaera inflata						
Neococcolithus minutus						
Neococcolithus dubius						
Reticulofenestra hampdenensis						
Reticulofenestra reticulata						
Sphenolithus obtusus						
Dictyococcites bisectus						
Discoaster saipanensis						
Litostratigraphy	Leghia limestone	Grey Clays and Marls	Velates limestone	Upper Molluscan Marls	N. perforatus Level	Lower Molluscan Marls
		Mortănușa Marls			Căpuș Member	
Buckry & Bramllete (1970)	*Reticulofenestra umbilica*					*Nannotetrina quadrata*
Martini (1971)	NP 17	NP 16				NP 15
Roth (1971)	*Reticulofenestra umbilica*					*Sphenolithus radians*
Edwards (1970) emend (1973)	*Retic. bisecta*	*Discoaster tani nodifer*	*Discoaster distinctus*	*Retic. hampdenensis*		*Chiphragmalithus cristatus*

Institutul Geologic al României

spores and pollen association from the Lower Molluscan Marls are already available. The entire floral association in these deposits is the following; *Pityosporites*, *Podocarpidites*, *Abiespollenites*, *Ginkgorectina*, *Ephidripites*, *Intratripropollenites*, *Tricoporopollenites cingulum*, *Fagusopollenites*, *Caryapollenites*, *Quercopollenites*, *Pterocaryapollenites*, *Lycopodium*, *Triatriopollenites arboratus*.

Analysing this association it results that the pollen spectrum of the forest with deciduous trees *(Fagus, Tilia, Quercus)* is predominant as compared to other vegetal types. Subordinately occur coniferous spores *(Pinus)*, Composite and Myricacee. A noteworthy presence is that of ferns of the families Polypodiaceae, Licopodiaceae and the phytoplankton *(Deflandrea, Wetzeliella)*. Consequently the spectrum of this association is dominated by the spores of a deciduous forest developed in the neighbourhood of a perimarine humid zone. The well represented phytoplankton together with the rest of association reveals the presence of a marine shallow water facies in a moist subtropical zone during the deposition of the Lower Molluscan Marls.

Nummulites perforatus Level

This level represents a particular biostratigraphic and lithologic marker, within the Eocene formations in the NW Transylvania. The name "level" (P o p e s c u, 1970)[21] is preferred in order to designate this double character of *Nummulites perforatus* lumachelle. The level with *N. perforatus* was considered by K o c h as being constituted of three horizons: Unteren striata Horizont, Perforata Horizont and Oberen striata Horizont, actually three paleontological levels of the same lithostratigraphic unit; H a u e r and S t a c h e (1863) have named it Perforata Mergel probably referring to the matrix of lumachelle, and D r a g o ş (1968) ranged it among horizons.

This level is remarkably constant within the Cluj-Huedin area being present in all the sections where the Căpuş Member cropout. As a matter of fact it is a nummulitic lumachelle wherein fragments of ostreids and moulds of molluscs subordinately occur. Within this level there are locally intercalated thin sand lenses. In the Şatra and Cionca Hills area, within the clayey carbonate matrix of this lumachelle, ferruginous oölites, glauconite grains and triturated shells of nummulites and molluscs are recognized (Pl. II, Fig. 4). The thickness of the level ranges from 2 to 5 m. Near Hodiş, there are 2 lumachelle beds with *Nummulites perforatus* separated by a sandy layer with molluscs, alveolinids and scarce nummulits. In basinal zones e.g. Foidaş Quarry nummulites are coated in marly matrix where an alternative predominancy either of megaspheric or microspheric form can be seen.

[21] *Quoted papers*, point 11.

Institutul Geologic al României

Besides *Nummulites perforatus* (Montf.), Bombiţă (in Bombiţă, Moisescu, 1968) has listed : *N. millecaput* Boub., *N. meneghini* d'Arch. and Haim., *N. atacicus* Joly and Leym., *N. uraniensis* de la Harpe, *N. obesus* d'Arch. and Haim, *N. crasus* Boub., especially the B forms. A detailed analysis of this variability would prove to which extent the above listed species individualise as such or are solely morphae or intraspecific variation with numerous intermediate types. Maybe it is not worthless to remind that the type locality of *N. perforatus* is in Transylvania where Fichtel and Moll have collected the first specimens of *Nautilius lenticularis* var. that has been specifically renamed in 1808 *Egeon perforatus* by Denis de Montfort and assigned to the genera *Nummulites* by d'Archiac in 1852.

This restrained biostratigraphic level contains a poor molluscan fauna consisting of *Vulsella kochi* Hofm. in Mész., *Pecten* sp., *Anomia* sp., *Ostrea* sp., *Pycnodonte rarilamella* (Mellev.), *Gryphaea eszterhazyi* Pav., *Velates schimdelianus* Chemn., *Turitella oppenheimi* (Newton), *Globularia patula* (Lmk.,) *Hippochrenes amplus* (Sol.), *Cassidaria nodosa* (Sol.).

The molluscan fauna of the Nummulites perforatus Level displays a more accentuated Mediterranean character compared to that of the subjacent members but chronostratigraphically it is less characteristic. The presence of *Pycnodonte rarilamella* (Mellev) and *Gryphaea eszterhazyi* Pav. suggests with some certainty that we are still dealing with a Middle Eocene fauna known within the Biarritzian in the Mesogean domain.

Mortănuşa Marls (Bombiţă, Moisescu, 1968)

Perforata Sichten (partim) + Untere Grobkalk Sichten (partim), Koch, 1894; Grey Clays Horizon, Răileanu, Saulea, 1955 ; Molluscan Marls and Limestones Horizon + Ostrean-bearing Sandy Clays and Marls Horizon, Mészáros, 1957; Velates Marls Horizon + Ostrea Marls Horizon, Dragoş, 1968; Mortănuşa Series, Saulea, 1953 [22], emend. by Bombiţă, Moisescu, 1968 (Marnes de Mortănuşa).

This formation displays a continous development between the Izvorul Crişului and Floreşti localities. Its upper part also outcrops in the axis of the Viştea anticline, on both sides of the Nadăş Valley and along its right tributaries : Măcău, Gîrbou, Jucul, Aruat and Viştea Valleys.

The Mortănuşa Marls represent the stratigraphic range between the Nummulites perforatus Level at the bottom, and the Leghia Limestone at the top. Koch (1894) had traced within this stratigraphic interval the boundary between two major lithologic entities : Perforata Sichten (only its last three members are incorporated into the Mortănuşa Marls) and Untere Grobkalk Sichten (its lower horizon, namely the Ostreen Tegel represents the upper part of the Mortănuşa Marls).

[22] *Quoted papers*, point 3.

Institutul Geologic al României

In order to avoid the rather delicate problems arose when separating members in the marly pelitic sequence between the N. perforatus Level and Leghia Limestones, Răileanu, Saulea (1955, 1956) have named this lithostratigraphic entity the "Grey Marls Member". Bombiţă (in Bombiţă, Moisescu, 1968) emended the definition of the Mortănuşa Series (Saulea, 1953)[23], which initially reffered to the entire Lower marine Cycle, by restraining it to the sense we shall use in this paper.

In the Mortănuşa Marls the following members with a local significance were separated: Upper Molluscan Marls, Velates Limestone and Grey Clays and Marls.

Upper Molluscan Marls

Upper Molluscan Marls are delimited by the N. perforatus and Velates Limestone levels only in the area of Leghia, Dumbrava and Căpuşul Mare localities. Eastwards the Velates Limestone is growing thinner and vanishes north of Gilău. In the Iara and Huedin embayements it gets substancially thicker on the expense of subjacent marls. The lithology of the Upper Molluscan Marls is rather constant in the Cluj-Huedin region; greenish pelites where some fossiliferous levels can be traced on various distances, are predominanting. This fact determined Koch (1894) to separate within this stratigraphic interval two "horizons": Mittelern Mollusken mergel Horizont and Obere Austenbank, especially relying on the geological situation from around the village of Leghia.

Stoicovici et al. (1960)[24] identified within this interval three faunal zones: Ampullina Zone, Corbula Zone and Ostrea Zone. Careful observations carried out on more complete exposures from the Leghia area and along the Inuc Valley as well as on other less exposed sections do not confirm the presence of the two lower zones. These two genera have numerous species preserved with approximately the same frequency through the whole thickness of the Căpuş Member and Upper Molluscan Marls. Beside the level with small-sized ostreids, always found in the upper third of the Upper Molluscan Marls, the presence of a second level with *Eupatagus multituberculatus* should be mentioned.

Its horizontal extension is connected to that of Velates Limestone. In basinal zones, north of the Păniceni Spur, between the Eupatagus level and the Velates Limestone, a level with *Panope* and *Pholadomia* was observed. East of the Păniceni Spur, along the left-side of the Căpuş and Someş Valleys, overlying the N. perforatus level, the presence of a Pycnodonte rarilamella level is known.

---

[23] *Quoted papers*, point 3.

[24] *Quoted papers*, point 8.

Institutul Geologic al României

Velates Limestone

Within the Mortănuşa Marls a limestone level with *Velates*, a lithostratigraphic unit of local significance (it seems to be characteristic only of the Eocene sequence from Gilău area) was separated.

This calcareous level represents a useful guide mark for the limit between the Upper Molluscan Marls and the Grey Clays and Marls. It also contains a nummulitic assemblage ("Horizont der gemischten Nummuliten" from the top of K o c h's Perforata Sichten) showing conspicuous affinities with those mentioned for the Căpuş Beds. Neither the gasteropod *Velates* is a biostratigraphic marker as this species was encountered in the whole Eocene (K o c h, 1894; M é s z á r o s, N i c o r i c i, 1962; N i ţă-P i o n et al., 1966; D r a g o ş, 1966), generally connected to the calcareous facies. The future investigations in the Iara and Călăţele embayements will reveal the lithostratigraphic importance of this level in the Eocene sequence from the Gilău area.

Between Leghia and Gilău Villages the Velates Limestone does not exceed the thickness of 1 m. West of Leghia, in the Călăţele embayement, as well as south of Cluj, the Velates Limestone growth as thick as 5 m (D r a g o ş, 1966; R ă i l e a n u, S a u l e a, 1955, 1956; T ă t ă r î m, 1963). Along the Peştera valley, at Hodiş village, the Velates level is missing, the transition from the Upper Molluscan Marls to the Grey Clays and Marls being graded as it was noticed northwards in the Mezeş area. The thickness of the Upper Molluscan Marls together with Velates Limestone ranges from 7 to 15 m.

Within this stratigraphic levels the m i c r o f o r a m i n i f e r a assemblage is dominated by *Pararotalia inermis* (T e r q.). This taxon is accompanied, with a decreased frequency, by *Pararotalia byramensis* (C u s h.), *P. auduini* (d'O r b.), *P. armata* (d'O r b.), *P. spinigera* (C a l v.), *P. subinermis* B a t h. as well as by some representatives of the families Anomalinidae, Discorbidae, Miliolidae, Polimorphinidae as: *Ammonia propinqua* (T e r q.), *Cibicides grimaldi* N u t t., *C. dampelae* B y c. & C h r a m., *C. carinatus* (T e r q.), *Ammobaculites subaglutinans* B a n d y, *Triloculina trigonula* L m k., *T. inflata* d'O r b., *Miliolina saxorum* C u s h., *Quinqueloculina costata* K a r r., *Q. aspera* d'O r b., *Q. grignonensis* C a l v., *Globulina gibba* d'O r b., *Eponides otus* (S c h w.), *E. toulmini* B r o t z., *Nonion graniferum* T e r q., *Cancris subconicus* (T e r q.), *Discorbis perovalis* (T e r q.), *D. quadrata* (T e r q.).

In the Upper Molluscan Marls the frequency of n u m m u l i t e s from the Nummulites perforatus and Nummulites striatus groups decreases considerably but their presence is still easily observable owing to their microspheric forms. In the Velates Limestone *Nummulites striatus* associated with megaspheric forms of *Nummulites perforatus* record a clear-cut predominance.

Institutul Geologic al României

Shells of molluscs, or more frequently their moulds, occur within this marly suite, especially in the psamitic intercalations. Molluscan fauna is represented by following taxa (among which species like *Velates schmidelianus* or *Pycnodonte rarilamella* form even levels that can be followed along wide zones): *Miltha prominensis* Opp., *Tellina* sp., *Cardium* aff. *rouaulti* Bell., *Nemocardium* cf. *nicense* (Bell.), *Crassatella gigantica* Koch in Mész., *Venus subaglaure* d'Arch., *Meretrix hilarionis* (Opp.), *Pitar incrassata* (Sow.), *Vulsella kochi* Hofm. in Mész., *Chlamys multistriata allonsensis* Bouss., *Amusium solea* (Desh.), *Spondylus* aff. *rarispinus* (Desh.), *S. radula* Lmk., *Spondylus* aff. *bifrons* Münst., *Plicatula caillaudi* Bell., *Ostrea* sp., *Pycnodonte rarilamella* (Mellev.), *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Thracia* sp., *Panopea* cf. *intermedia* (Sow.), *P. oppenheimi* Korob., *Pholas* sp., *Corbula (Bicorbula) gallica* Lmk., *Velates schmidelianus* Chemn., *Campanile defrenatum* Greg., *Turritella oppenheimi* (Newt.), *Globularia patula* (Lmk.), *G. grossa* (Desh.), *G. picteti* (Héb. & Rénev.), *G. rustica* (Desh.), *Xenophora cumulans* (Brogn.), *Eocypraea* cf. *inflata* Lmk., *Tibia (Sulcogladius) goniophora* (Bell.), *Rimella fissurella* (Linné), *Hippochrenes amplus* (Sol.), *Terebellum fusiformis* Lmk., *T. sophitum* Sol., *Voluta* sp., *Clavilithes (Rhopalites) scalaroides* (d'Arch.), *Conus* sp., *Melongena mimax* (Sol.), *Pugilina subcarinata* (Lmk.).

Among the thirty eight species described from the Mortănuşa Marls twenty are common for the Northern and Mesogean domains, the rest of sixteen being strictly localized in the Mesogean domain, and determining the Mediterranean character of the assemblage. From all the species (Tab.1) eight do not exceed the upper boundary of the Middle Eocene, six species begin their evolution during the Upper Eocene, and the twenty four left are recognized both in the Middle and the Upper Eocene. This situation leads to the idea that the marly suite between the Nummulites perforatus Level and the Leghia Limestone contains a Middle Eocene fauna (Biarritzian) towards its lower part, and an upper Eocene one (Priabonian towards its upper part. Consequently, so far we are unable to trace the Middle/Upper Eocene boundary relying on molluscs.

The Upper Molluscan Marls horizon yielded an echinoderm assemblage that is usually situated at a level right under the Velates Limestone, wherein the most important species are: *Sismondia archiaci* Cott., *S. occitana* Desor, *S. rosacea* Lesk., *Eupatagus multituberculatus* (Lmk.), *Echinolampas calvimontanus* Klein, *Colopleurus equis* Ag.

From the assemblage yielded by the Lower and Upper Molluscan Marls — they will be discussed as a whole since no qualitative differences exist between them—the species of *Conoclypeus conoideus*, *Echinolampas calvimontana*, *Sismondia archiaci* and *S. rosacea* were ascribed to the Lutetian. Some of the listed species are even more strictly localized: *Echinolampas calvimontana* is characteristic of the upper part of the Lutetian from the Paris Basin; *Conoclypeus conoideus* occurs only in the Lutetian, and is known from the Aquitaine Bassin, Corbières, Montagne Noire etc

Institutul Geologic al României

Together with *Macropneustes brissoides* it forms a level situated within the "Nummulites aturicus beds" (Biarritzian stratotype) from Biarritz.

Generally the echinoderm assemblage from the Căpuș Member and from the lower part of the Mortănușa Marls displays a conspicuous character, and consequently they are good indicators for the Middle Eocene age of these deposits.

Into the first marly levels overlying the *N. perforatus* lumachelle a changement of the ostracod fauna as a whole is recorded by the acme of *Bairdoppilata gliberti* Keij species (0.5 kg of marl provided 81 per cent of valves belonging to this species). Its frequency sharply decreases within the following 3—4 m being replaced by *Leguminocythereis striatopunctata* (Roem.); for the same quantity of rock the percentage of valves belonging to this species is arround 63.4 per cent while *Bairdoppilata gliberti* Keij hardly reaches 1.7 per cent.

Subsequent to the *Leguminocythereis striatopunctata* (Roem.) explosion the character of the assemblage underwent a gradual change. In the following 5 m, *L. striatopunctata* remains a relatively frequent species (13.3 per cent from the whole ostracod fauna), but *Cytheretta elegans* Duc. shows a much higher frequency (42.1 per cent from the whole ostracod fauna). Further on the frequency of both species strongly decreases, the assemblage being dominated by the genus *Quadrocythere* (48.4%) with the following species: *Q. leghiensis* Olt., *Q. transsilvanica nontuberculata* Olt., that keep up this high frequency up to the Velates Limestone Member.

Besides these species which due to their high frequency at certain levels represent easily recognizable guide marks, the particularly varied and rich ostracod assemblage consists of: *Xestoleberis* cf. *obtusa* (Reuss), *Eucytherura* cf. *dentata* (Lnkls.), *Cymaocytheridea bouendensis* (Lnks.), *Pterigocythere hilli* Keij, *Paractytheridea gradata* (Bosq.), *Cytherelloide jonesiana* (Bosq.), *C. hieroglifyca* (Bosq.), *C. damariacensis* Apost., *Schizocythere appendiculata* Trieb., *Paijenborchella lomata* Trieb., *P. eocaenica Trieb.*, *Pokorniella* aff. *blayensis* Delt., *Hermanites reticulatus* Olt., *Cytherura* aff. *bamburgensis* Keij, *Cytheropteron gulincki* Keij.

The ostracod fauna that displayed its Middle Eocene character still from the Lower Molluscan Marls, reaches its definite aspect only in the Upper Molluscan Marls where it shows diversification and a great number of individuals. Thus from the twenty seven species occurring in the Lower Molluscan Marls, twenty two (81.4 per cent respectively) reach the Upper Molluscan Marls.

Twenty four new species have their lowest occurrence in the Upper Molluscan Marls from the Cluj-Huedin area. They belong to the genera: Cyamocytheridea, Occultocythereis, Pterigocythereis, Xestoleberis, Cytherelloides, Cytheropteron, Pokorniella.

All the genera with many species mentioned in this submember pass over into the overlying members.

Institutul Geologic al României

Based on the maximum frequency at certain levels of different species within this stratigraphic interval, two ostracod zones have been distinguished: the Bairdoppilata gliberti and Leguminocythereis striatopunctata zone at the lower part, and the Quadrocythere leghiensis and Q. napocensis zone at the upper part (Fig. 7).

The Upper Molluscan Marls yielded a nannoplankton association resembling that of the Căpuş Beds from which, however, *Rhabosphera inflata* (Bram. & Sull.) and *Neococcolithus protenus* (Bram. & Sull.) are missing; *Reticulofenestra hampdenensis* Edwards has an increased frequency. This stratigraphic interval was also ascribed to the Reticulofenestra umbilica zone, namely the Upper Middle Eocene (Tab. 2, Fig. 7).

Grey Clays and Marls

Grey Clays and Marls have a relatively monotonous lithologic ground consisting of marls and micaceous siltic or sandy clays wherein thin intercalations of quartzous sands and calcareous lumachelles with ostreids frequently occur. Towards the upper part of Mortănuşa Marls the sandy fraction becomes predominant and this was observed all over the area of their development. The X-ray investigations and analysis of heavy minerals carried out on thirty samples from the Upper Molluscan Marls, comparatively to those of Grey Clays and Marls, have pointed out the following differences in the mineralogical composition of these two component submembers of Mortănuşa Marls:

Mineralogy	Upper Molluscan Marls	Grey Clays and Marls
Illite	84%	61%
Kaolinite	54% 2%	42% 7%
Montmorillonite	5%	—
Chlorite	3.5%	28%
Calcite	31%	18%
Feldspar	3%	6%
Quartz, other minerals	12%	34%
Discoloured garnet	50%	55%
Staurolite	15%	9%
Zoizite	—	14%
Epidote	—	6.5%
Brown tourmaline	15%	—
Other minerals	20%	15.5%

Institutul Geologic al României

In the Cluj-Huedin area the lower limit of the Grey Clays and Marls is traced over the Velates Limestone. As the latter vanishes north of Gilău, the limit will be traced eastwards between the fossiliferous pelitic packet of Upper Molluscan Marls and the slightly fossiliferous siltic Grey Clays and Marls. It should be added that considering the width of the whole area covered by the Eocene deposits from NW Transylvania, this limit is heterochronous. Thus northwards, in the Mezeş area, it lowers down to the Nummulites perforatus Level. In the Preluca area, where the Nummulites perforatus Level disappears, the whole interval between the Jibou Beds and Racoţi Sandstone is represented by sandy marls of Mortănuşa type.

The upper limit of Mortănuşa Marls is readilly noticeable owing to the lithologic and morphologic contrast given by their contact with the Leghia Limestone, or more northwards with the Racoţi Sandstone. Often the transition to the Leghia Limestone is graded, the Mortănuşa Marls terminal sands or silts containing centimetric limestone intercalations of the Leghia type.

As previously mentioned, Grey Clays and Marls randomly include calcareous or sandy lumachelles with ostreids, pectinids and moulds of molluscs. The ostreid lumachelle from the median part preserves a certain constancy as it crops out on the left slope of the Căpuş and Someş Valleys.

From the upper part of Grey Clays and Marls, Năstăseanu (1952)[25] noticed the presence of some small nummulites, later determined by Bombiţă (1957). According to Bombiţă the larger foraminifera from this level mark the basis of a new Upper Eocene stage, the Napocian. The level containing small nummulites was encountered in two outcrops of the Fînul Valley left slope (Leghia) and also in several outcrops from the spring of the Nadăşul Valley. On some other sections where the graded transition from Mortănuşa Marls into the Leghia Limestone is also well exposed, these nummulites have not been found.

The thickness of the Grey Clays and Marls is rather constant in the Cluj-Huedin area maintaining with small variations at about 60 m.

The foraminifera assemblage of Grey Clays and Marls is the following: *Pararotalia subinermis* (Bath.), *P. byramensis* (Cush.), *P. inermis* (Terq.), *P. spinigera* (Calv.), *Clavulina parisiensis* d'Orb., *Valvulina trieda* Calv., *V. guillaumei* Calv., *Quinqueloculina ludwigi* Reuss, *Q. costata* Reuss, *Triloculina trigonula* (Lmk.), *Spiroloculina canaliculata* (d'Orb.), *Discorbis perovalis* Terq.), *D. quadrata* (Terq.), *Cibicides dampelae dampelae* Byc. &

[25] *Quoted papers*, point 7.

Institutul Geologic al României

Chram., *C. dampelae intermedius* Iva, Gheorghian, Gheorghian, *Halkyardia minima* (Kieb.), *Guttulina* sp., *Globulina gibba* d'Orb.

A few metres below the Leghia Limestone occurs for the first time *Pararotalia lithothamnica lithothamnica* Uhlig accompanied by *Cibicides carinatus* (Terq.), *Triloculina costata* d'Orb., *Pyrgo elongata* (d'Orb.).

In the foraminifera assemblage of the Grey Clays and Marls the species *Pararotalia inermis* continues its evolution with an ever decreased frequency,its place being gradually, tacken by *P. subinermis*. Beneath the Leghia Limestone occur the first specimens of *Pararotalia lithothamnica lithothamnica* whose increased frequency may be followed up to the Brebi Marls, displaying a reduced frequency as far as the upper part of the Mera Beds. Hence in the stratigraphic interval comprised between the Upper Molluscan Marls and the terminal part of the Grey Clays and Marls a Pararotalia subinermis zone is delimited (Fig. 7). The Pararotalia lithothamnica zone will range through a very large stratigraphic interval representing the Upper Eocene and a part of the Oligocene.

The Grey Clays and Marls contain only some species of macroforaminifera, especially atypical forms of *Nummulites perforatus* B (Montf.) and *Nummulites striatus* (Brug.) which range within the whole thickness of this formation. As previously shown to the terminal part of the Grey Clays and Marls, in the more sandy levels, occurs a nummulites assemblage with *Nummulites garnieri* De la Harpe and *N. chavannesi* De la Harpe (primitive morpha), the first representatives or the Upper Eocene.

A peculiar feature of the Transylvania Basin is the strict localisation of *N. garnieri* only in the upper part of the Mortănuşa Marls; its associate, *N. chavannesi*, is persistent displaying an evolutive trend up to the upper part of the Brebi Marls.

The molluscan fauna of Grey Clays and Marls is almost identical with that of Upper Molluscan Marls being, however, much poorer as far as it concerns the number of species and specimens.

The ostracod assemblage of Grey Clays and Marls did not undergo any changes qualitatively, but still it marks a considerable decrease of specimens. No presence of any new taxa in the assemblage as a whole was noticed.

Within the lower half of Grey Clays and Marls the nannoplankton assemblage is almost the same as the one from the Lower Molluscan Marls. At some 50 cm beneath an ostreid lumachelle from the middle part of the formation, at Leghia, occur species like *Reticulofenestra reticulata* (Gartner), *Sphenolithus obtusus* Bukry and *Helicosphaera compacta* (Bram. & Wilcox.). Between this level and the Leghia

Institutul Geologic al României

Limestone the assemblage is sensibily reduced as a number of specimens, but specifically more varied. In the strata overlying the ostreid level is known the lowest occurrence of *Dictyococcites bisectus* and *Discoaster saipanensis* so that within 2 m of sediments we are witnesses to a changement of the assemblage that might be the transition from Middle to Upper Eocene.

This assemblage belongs to the upper part of the Reticulofenestra umbilica zone (sensu Bukry and Bramlette, 1970), more precisely to the Discoaster saipanensis subzone (Tab. 2). Taking into account Roth's statements (in Roth, Bauman, Bertolino, 1971), that the appearance of *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade) corresponds to the extinction of *Chiasmolithus solitus* (Bram. & Sull.), the assemblage from the upper part of the Grey Clays and Marls is assignable to the NP 17 zone -the Discoaster saipanensis zone from Martini's standard zonation (1971) whose lower boundary is based on the extinction of *Chiasmolithus solitus* (Bram. & Sull.).

According to Edwards' zonation (1971) from New Zealand, with subsequent modifications (Edwards, 1973), the above mentioned assemblage is ascribed to the Discoaster tani nodifer and Reticulofenestra bisecta (= Dictyococcites bisectus) zones whose lower boundaries are considered at the appearance of *Reticulofenestra reticulata* (Gartner) and *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade), that is between the Middle and Upper Eocene.

In the Polish Carpathians Radomsky (1968) described an assemblage resembling the one from Mortănușa Marls that he assigned to the Coccolithus pseudocarteri zone whose lower boundary was based on the appearance of *Cyclococcolithus* cf. *reticulatus* (= *Reticulofenestra reticulata*) and *C. bisectus* (= *Dict. bisectus*). Radomsky considered this zone was placed at the boundary between the Middle and Upper Eocene.

According to Roth (Roth et al., 1971) it results that the assemblage of Grey Clays and Marls can be parallelized with that from the Barton Beds and, partially, with the assemblage of the Biarritzian type. Owing to the lowest occurrences of some species in the upper half of the Grey Clays and Marls there are indications that the Middle/Upper Eocene boundary could be placed within this interval. Since the marker species used by Martini (1971) are missing, his standard zonation is not reliable to trace this boundary in the studied area.

It is unanimously agreed that the species *Reticulofenestra reticulata* and *D. bisectus* have their lowest occurrences close to the Middle/Upper Eocene boundary. In a regional zonation we might use a Reticulofenestra reticulata-Dictyococcites bisectus subzone at the upper part of the R. um-

Institutul Geologic al României

bilicata zone (Bukry & Bramlette) that should characterize this time interval.

Leghia Limestone (Bombiță, 1963)

Scutelinen Kalk, Hauer and Stache, 1863; Untere Grobkalk bänke, Koch, 1894; Alveolina bearing Limestone, Drăghindă, 1952 [26], Dragoș, 1952 [27]; Lower Coarse Limestone, Răileanu and Saulea, 1955; Vișlea Limestone, Răileanu and Saulea, 1956; Leghia Limestone, Bombiță, 1963.

The name Leghia Limestone, although a junior synonim, was preferred as it has been more frequently used in the relevant literature. With this formation the first marine cycle (= Racoți Group, Hofmann, 1879 or the Lower Marine Series, Răileanu and Saulea, 1955) from the NW Transylvania ended up its sedimentation.

The Leghia Limestone may be easily located in the field as it stands out as a cornice between the two predominantly pelitic formations that border it — Mortănușa Marls and Valea Nadășului Formation. Generally it is made up of two beds separated by a marly joint which at Hodiș reaches some 3 m in thickness (Fig. 3). Its average total thickness does not exceed 5 m.

The Leghia Limestone is a bioclastic calcarenite whose bioclasts (entire or more frequent triturated) are, in the order of decreasing frequency, the following: corallinaceae, echinoderms, various benthic microforaminifera and alveolinids. In thin sections the rock is a skeletal packstone and presents strong compaction, fracturing, stylolitic or welded grain boundaries so that it can be more properly named a welded packstone (Pl. III, Figs. 1—4).

The bioclasts show a tendency to group probably due to their ecologic affinities, so that in the near shore zones like Iara and Călățele embayements the alveolinids and miliolids prevail, the immediately to the north the molluscs and miliolids are prevailing and further on, corallinaceans and miliolids.

The transition to the overlaying formation, in the few outcrops where it can be observed, is gradual being made up of an alternation of marls with centimetric intercalations of the Leghia type limestones including in some places a typical marine fauna *(Scutellina, Alveolina)*.

---

[26] *Quoted papers*, point 5.

[27] *Quoted papers*, point 4.

Institutul Geologic al României

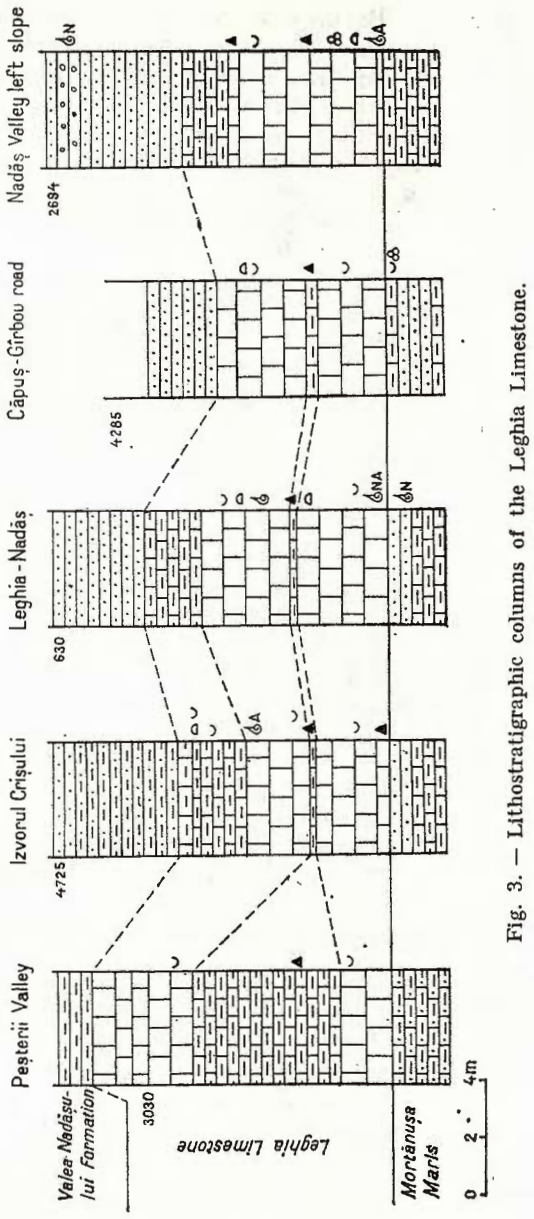


Fig. 3. — Lithostratigraphic columns of the Leghia Limestone.

The macroforaminifera are represented in the Leghia Limestone only by two species, namely *Nummulites fabianii* (Prev.) and *Alveolina elongata* d'Orb. *Nummulites fabianii*, the leading species of the Upper Eocene has its lowest occurrence in the Leghia Limestone and represents the primitive specimens as it regards their size, and to a lesser

Institutul Geologic al României

extent their morphology. Besides *N. fabiani* in the Leghia Limestone there is also preserved *Alveolina elongata*, a Lutetian remnant in a biostratigraphic situation resembling that of Nago from Vicentin.

The molluscan fauna of the Leghia Limestone is relatively rich in species, but their poor estate of preservation permitted the determination of only the following taxa: *Miltha* cf. *consobrina* (Desh.), *M. gigantea* (Desh.), *Crassatella gigantica* Koch in Mész., *Vulsella kochi* Hofm. in Mézs., *Spondylus radula* Lmk., *Thracia stenochara* Rov., *Phasianella* sp., *Natica* sp.

We are dealing with a fauna displaying a clear-cut Mediterranean character, if we take into account that among the seven specifically determined species, four are common for the northern and mesogean domains, and three are characteristic of the mesogean domain. Among the listed species the characteristic ones with a precise chronostratigraphic value are missing. However, this fauna permits some paleoecological considerations; it is a nearshore fauna with a sandy substratum of an eurihaline marine basin.

In the Leghia Limestone the presence of echinoderms has been noticed since Hauer and Stache (1863) who called it Scutellinen Kalk, these fossils being one of the characteristic elements of this formation. Although detaching them was a rather hard task, and we did benefit only by a few entire specimens, nevertheless from this member there have been determined: *Scutellina rotunda* Forb., *S. lenticularis* (Lmk.), *S. transilvanica* Barb. and Dragoș with two varieties, namely *orbiculata* and *oblonga*.

We found this genus but in the Leghia Limestone though Koch (1894) mentioned *S. rotunda* from the Cluj Limestone near the villages of Sugeac and Mînăștur. *Scutellina* are not useful for determining a precise age. Vialov and Manuilenko (1939) mentioned some species of scultellinae from the Alai stage of the Fergana Basin. This stage is equivalent to the Middle Eocene (Mironova, 1960).

Valea Nadășului Formation (Popescu, 1978)

Obere bunte Tonsic hten, Koch, 1894; Red Upper Clay Series, Răileanu, Saulea, 1955; Upper Variegated Series, Mészáros, 1957; Upper Clay Horizon, Dragoș, 1966; Upper Red Clay Complex, Olteanu, Popescu, 1973; Nadășul Valley Formation, Popescu, 1978.

This formation is continuously developed along the Nadășul Valley between the villages of Nadăș and Rădaia, on the left slope of the Căpuș and Someș Valleys, on the slope of the Crișul Valley. Its upper part occurs at the spring of Gălășeni, Jebuc, Stana and Bicălat Valleys. However, within this formation we did not come over a single continuous section. The most complete one seems to be the one along the Peșterii Valley from Hodiș, but some faults are fragmenting the sequence whose petrographic facies is not characteristic anyhow. Consequently the sequence we will submit represents the summing up of our observations over the whole Cluj-Huedin area.

Institutul Geologic al României

Generally the Valea Nadășului Formation is made up of two sequences : the lower sandy one, some 12—20 m thick, and the upper-red clay one, 50—70 m thick.

The sands from the lower part of the Valea Nadășului Formation display an oblique stratification with lens and roundly shaped bodies of

TABLE 3

Heavy minerals	Jibou Formation	Nadășul Valley Formation
Colourless garnet	18%	37%
Zoizite	5%	24%
Epidote	3%	18%
Staurolite	7%	9%
Brown tourmaline	30%	3%
Zircon	6%	—
Hornblende	14%	—
Other minerals	15%	5%

sandstones interbedded at various levels. The spectrum of the heavy minerals assemblage essentially differs from that of the Jibou Formation revealing a change in the configuration of source areas (Tab. 3). It is noteworthy that some samples from the middle part of the Valea Nadășului Formation (Omlaș Hill nearby Gîrbou) yielded contents of volcanic glass exceeding 10%, a phenomenon implying a contemporaneous volcanic activity.

The red clay sequence represents the most of the Valea Nadășului Formation thickness. It is made up predominantly of slightly siltic micaferous red clays within which, green clay beds and lenses are intercalated. The green colour and in a certain measure the red one represents the effect of the diagenetic alteration of organic matter initially included in the clayey sediment. At Rădaia, from the red clay sequence, there was described by Böckh (1866) the pachiderm *Brachidiastematherium transilvanicum* and by Koch (1894) numerous fragments of other mammals *(Quercytherium)* and reptiles. Also, Năstăseanu (1952)[28] recorded fresh water gastropods at Nadăș. The level bearing these gastropods crops out also along the Peștera valley, near Hodiș. In the Mezeș Area the fresh water gastropods are concentrated in a bituminous limestone or bituminous

[28] *Quoted papers,* point 7.

Institutul Geologic al României

shale level developed almost continous to the lowermost part of the Turbuţa Formation (Hofmann, 1879; Mészáros and Tămaş, 1963). This was considered by Koch (1894) as the second Fresh Water Limestone Level. This author has though erroneously correlated it with dolomites from the Upper Gypsum of the Gilău Area.

The passage to the Upper Gypsum, as was mentioned in the case of Lower Gypsum, is graded and intermediated by a layer of green clays and thin white dolomicrites or of brown clayey limestones (Fig. 4). This dolomitic clayey level has a very variable thickness ranging up to 8 m. The boundary between the evaporitic and continental-lacustrine formations was traced above the last red clay massive beds since the dolomitization is considered as the first sign of settling of an evaporitic regime. Otherwise the change of colour of the clays is also indicating an alteration of the geochemical conditions of sedimentary and diagenetic environment.

Upper Gypsum (Răileanu and Emilia Saulea, 1955)

Obere Grobkalksichten (partim), Koch, 1894; Upper Gypsum Horizon, Răileanu and Saulea, 1955; Oölitic Limestone Horizon, Tătărîm, 1963; Anomia Horizon + Upper Gypsum Horizon, Mészáros, 1957; Upper Gypsum Facies, Niţă, 1968; Upper Gypsum Formation, Popescu, 1976 b.

Owing to its largely varied lithology and to the lack of a clear-cut boundary towards the Valea Nadăşului Formation or Cluj Limestone defining this formation was a problem differently interpreted by researchers who worked in the Cluj-Huedin region. Chiefly two different tendencies existed : to assign the Upper Gypsum Formation to the continental-lacustrine series (Hofmann, 1879; Rusu, 1967) or to the upper marine series (Koch, 1894). This last tendency was adopted among others by Răileanu and Saulea (1955, 1956), Tătărîm (1963), Niţă Pion (1968), Popescu (1970)[29].

As previously mentioned we non consider the evaporitic formation as a transitional formation between the continental and marine deposits because on the ground of a lacustrine sedimentation penetrations of marine water superposed and led to an evaporite genesis. The typical marine sedimentation marked its definitive setting at a stratigraphic level situated above the last calcareous-dolomitic bank with Anomia, approximately at 3—5 m below the level with *Crassostrea transilvanica*.

In the Cluj-Huedin area the succession of different lithologic types of Upper Gypsum is largely varied. Summing up the observations over the whole surface it results the following type succession : a basal level of green clays with thin intercalations of dolomicrites followed by one or two banks of oölitic skeletal calcarenites overlain by gypsums, and to the upper part one or two skeletal calcarenite banks or marly limestones with *Anomia* lumachelles.

[29] *Quoted papers*, point 11.

Institutul Geologic al României

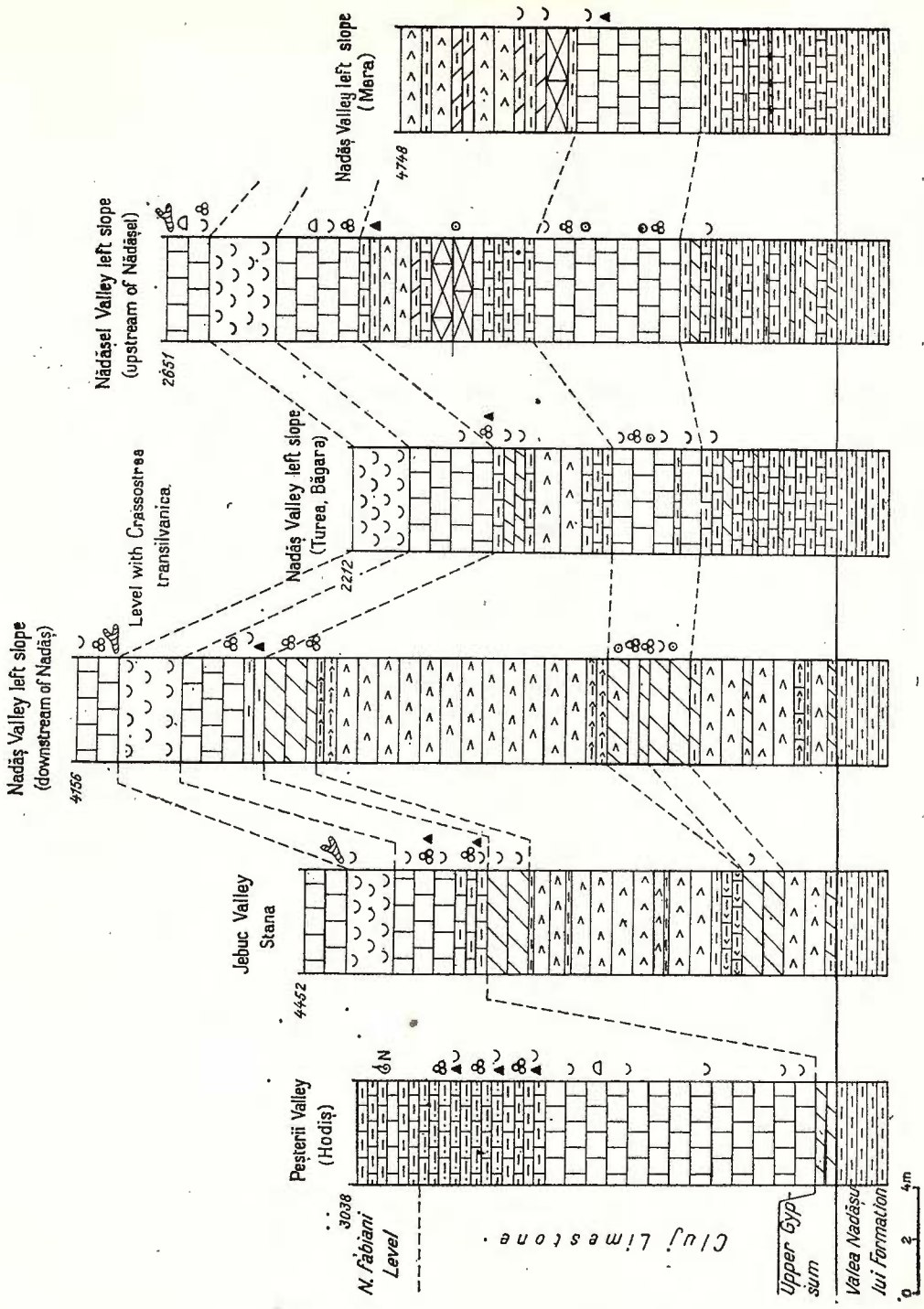


Fig. 4. — Lithostratigraphic columns of the Upper Gypsum and Cluj Limestone.

Institutul Geologic al României

The first calcareous level is a wackestone-packstone with miliolids' rare corallinacean echinoderm fragments and numerous shells of planktonic foraminifera (of *Globigerina*, *Hantkenina* type, determined in this sections by G. P o p e s c u, Pl. IV, Fig. 1). In this calcareous level the oölites are mud — supported in the western part of the studied area, while to the eastern part only oölithic grainstones are encountered. Oölites probably formed in the near-shore zones of the sedimentary basin, where supplies of fresh waters were not unusual, fact proved by the presence of fresh water ostracods in the marls intercalated between the oölitic limestone beds. Oölitization took place on nuclei of varied shapes and origin (foraminifera, angular quartz grains, elongated mollusc fragments, etc.). A mixture of round oölites (generally characteristic of high energy environments) with oölites showing the most diverse shapes, and also with spherulites (characteristic of quiet environments) did result (Pl. V, Fig. 1,3). Another proof of shallow quiet environment episodes of the oölitization process is the association of oölites with lumps (Pl. V, Fig. 2) or the presence of algal micritic envelopes between two oölitic radiar layers (Pl. V, Fig. 4) demonstrating an interruption during the oölitization process, and consequently a decrease of the sedimentation environment energy. As a rule towards the upper part of the oölitic beds the amount of matrix is markedly increased (Pl. VI, Fig. 2).

Frequently oölites show a nucleus probably disolved during the subaerial weathering of the oölitic sediment making possible a subsequent deformation or fracturing of the oölitic cortex (Pl. VI, Fig. 1).

Oölites and lumps exhibit a parietal fibrous cement of meniscus type formed during the early, ante-compaction, diagenesis. Grains with such a cement were submitted to fracturing and deformation after the precipitation of this cement (Pl. VI, Fig. 1). Commonly the rock is very porous, the cementation of intergranular spaces being weak and incomplete (Pl. IV, Fig. 3).

The gypsum level presents the most important variations of faciee and thickness. Gypsums are of massive bedded, mosaic bedded, nodulars nodular discoidal and of other types. Clayey dolomicrites, dolomicrites and even planktonic foraminifera bearing limestones are intercalated in gypsiferous clays (Jebuc flag station). The dolomicrites bear the whole succession of diagenetic transformations described for Lower Gypsum (Pl. IV, Fig. 2; Pl. VI, Figs. 3, 4). The gypsums attain their maximum thickness in the surroundings of the localities of Stana and Jebuc, and are thinning out up to vanishing eastwards (Baciu) and westwards (Hodiș). Along the Peștera Valley, at Hodiș this formation is represented by creamy dolomicrites of only 20 cm thick, stratified as centimetric beds. In the Baciu quarry the oölitic limestones from the base of the quarry are overlain by blackish, greenish or reddish spotted clays (= Horizont des versteinerungsleeren Tegels und Thones, K o c h, 1894), 7.5 m thick, that are the correspondents of the gypsum sequence.

The last carbonate levels of the Upper Gypsum Formation is built up of skeletal calcarenites of the packstone-wackestone type wherein the

Institutul Geologic al României

oölite participation is quite subordinate. Eastwards the limestones become more marly, bearing *Anomia* lumachelles. The Anomia-bearing limestones and marls from the upper part of this formation are overlain by a skeletal calcarenite sequence, marls, marly limestones including a typical marine fauna, all of them belonging to the Cluj Limestone.

The molluscan fauna of this member is rather poor, and drafted in two Anomia-bearing beds. Beside the Anomia species we identified *Crassatella subrotunda* (Bell.) and *Xenophora agglutinans* (Lmk.). Among these only *Crassatella subrotunda* is localized strictly in the Upper Eocene.

In the blackish clays from the bottom of the Baciu quarry fresh water characeae and ostracods, have been identified the latter belonging the Limnocythere and Ilyocypris genera.

Cluj Limestone (Sichten von Klausenburg, Hofmann, 1879)

Obere grobkalk Sichten (partim), Kock, 1894; Upper Coarse Limestone Horizon Răileanu, Saulea, 1955; Upper Calcareous Complex, Niță-Pion et al., 1966).

The name proposed by Hofmann is perhaps the only one that would entail but quite few discussions. One of the problems is related to the accurate definition of the lower boundary of this formation, but this aspect was discussed in the previous section. In Hofmann's work (1879) treating the geological situations in the surroundings of Jibou, this boundary was drawn at several metres below the level with *Crassostrea transilvanica*, and the marls and limestones with *Anomia* were considered to belong to the Cluj Limestone.

The upper boundary of the Cluj Limestone is not reflected by an obvious change in lithology. At this level there is a gradual transition between the bedded limestones of the Cluj type and the pelites of the Brebi Marls. A second important outburst of nummulites from the Transylvanian Eocene is located in this transitional zone. Considered as having an essential lithostratigraphic significance it was erroneously separated by different authors as an independent member — Nummulites fabianii Horizon.

The Cluj Limestone is a porous skeletal wackestone with terrigenous grains (especially clay and quartz) occurring in various amounts, but not exceeding 20 p.c. of the bulk of the rock. The most frequent skeletal grains belong to mollusca, then in decreasing order, to milliolids, echinoderms, other foraminifera, corralinaceae (Pl. VIII, Figs. 1—4). More northwards from the basin border the limestone becomes a skeletal packstone, this tendency being particularly obvious to the upper part of the formation. In the zone of Băgara, Aghireș, Nadăș localities, at the Crișul spring (Răsig Hill), a sequence of marls including *Nummulites fabianii*, 1—2 m thick, is overlain by 2—5 m of white limestones with nummulites, rotaliids, corals and crustose corrallinaceae which petrographically resemble the Cozla Limestone from the Preluca area (Pl. VII, Figs. 1—4).

Institutul Geologic al României

This is a reef facies within which small patches of coral reefs were widespread in a muddy carbonate bioclastic sediment. More northwards (Gălăşeni, Petrind, Sfăraş) this facies is growing thinner grading into the marly facies of Brebi type. Otherwise in this zone, the Brebi Marls facies lowers down beneath the N. fabiani level replacing an important part of the upper half of the Cluj Limestone.

The diagenetic transformations of this limestone are less important. They are represented only by weak cementations of pores (Pl. IX, Figs. 3, 4; Pl. X, Fig. 2) and small grain compaction.

Generally within the Cluj-Huedin area the Cluj Limestone begins with a sequence of marly limestones, occasionally sandy marls (Fig. 4), where beside *Anomia* and *Vulsella* a typical molluscan fauna for this formation appears. Farther on, westwards (Nadăş, Jebuc, Hodiş) this formation shows still from its lowermost part the characteristic facies of the Cluj Limestone, namely bioclastic calcarenites and calcirudites. Regardless this unimportant petrographic variations all over the studied area — except the Peştera Valley zone — the lumachellic level with *Crassostrea transilvanica* is constantly found at approximately 3—4 m above the lower limit.

The Crassostrea transylvanica level is overlain by a suite of mainly carbonate deposits of 10—20 m thick. Within this sequence the fauna becomes more and more varied, frequently forming up local characteristic levels : Vulsella level, Campanile level (the latter is better developed in the near shore facies from the Iara and Huedin embayements). In more basinal zones (Cluj, Nădăşel), towards the upper part of the Cluj Limestone, a level with echinids is found. A last level displaying a double appartenance — being encompassed either in the Cluj Limestone or the Brebi Marls, or in both of them is the Nummulites fabianii Level which for this reason has not been separated as a lithostratigraphic unit.

From the paleogeographical stand point the Cluj Limestone sedimentation zone within the Gilău area has been bordered to the north by a shelf lagoon (channel) where the mixed carbonate terrigenous sedimentation installed below the N. fabianii Level. Southwards, on the shallow water shelf this carbonate sedimentation has had two aspects : bioclastic terrigenous in the lower part of the Cluj Limestone (approximately up to the N. fabianii Level), and reefal within the interval between the upper part of the Cluj Limestone and the basal part of the Brebi Marls. In this time interval we can presume that the transport of the detrital material has been prevailingly longitudinal if we consider the low content of terrigenous materials of the reef facies. In zones where the supplies of terrigenous material had been important (Golişor Hill, Cluj) the development of colonies of corals (otherwise of centimetric thickness) was blocked by clay (Pl. IX, Figs. 1—2).

From marly limestones and marly intercalations of the Cluj limeistone a very rich microforaminifera assemblage was recognszed : *Pararotalia lithothamnica lithothamnica* Uhlig, *P. subinermis* Bath., *P. armata* (d'Orb.), *P. calcar* (d'Orb.), *P. calveze* (Loeblich

Institutul Geologic al României

and Tappan), *Discorbis limbata* (Terq.), *D. perovalis* (Terq.), *Valvulina guillaumei* Calv., *Triloculina trigonula* (Lmk.), *T. brevidentata* Calv., *Quinqueloculina ludwigi* Reuss, *Cibicides dampelae* Byc. and Chram., *Reussela terquemi* Cush., *Peneroplis* cf. *minutus* Calv., *Elphidium* cf. *texanum* (Cush. and Applin), *Pyrgo bulloides* d'Orb., *Spiroculina canaliculata* d'Orb., *S.* cf. *tricarinata* Terq., *Guttulina irregularis* d'Orb., *Elphidium olssoni* Berri, *Nonion comune* (d'Orb.).

To the upper part of the Cluj Limestone, from the N. fabiani Level, beside the quoted assemblage there are to be added : *Pararotalia byramensis* Cush., *P. auduinii* (d'Orb.), *P.* cf. *curryi* Loeb. and Tappan, *P. trochiformis* (Lmk.), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Textularia adalta* Cush., *T. dibolensis* Cush. and Applin, *T. minuta* (Terq.), *Quinqueloculina costata* Kar., *Q. seminula* Linné, *Globulina gibba fissicostata* Cush., *G. gibba miristiformis* (Williamson), *G. gibba longicamerata* Bandy, *G. gibba punctata* d'Orb., *Eponides lotus* (Schw.), *Nonionella spisa* Cush., *Bifarina tombigbensis* Hadley, *Cibicides cocoaensis* Cush., *C. proprius* (Brotz.), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Nonion scaphum* (Ficht. and Moll.), *Asterigerina bimmamata* (Gümb.), *Planulina cocoaensis* Cush., *Nonion nicobarensis* Cush., *Discorbis perovalis* (Terq.), *Valvulina texana* Cush. and Ellisor, *Reussella elongata* (Terq.), *Stomatorbina torrei* (Cush. and Berm.), *Cymbaloporella* sp.

From the micropaleontological point of view the described assemblage still belongs to the Pararotalia lithothamnica zone (Fig. 7). Within this rather extended zone, three assemblages succeeding one another, could be separated : the assemblage from the lower half of the Cluj Limestone where representatives of the Miliolidae family predominate; the assemblage from the upper half of the Cluj Limestone wherein Pararotaliidae and *Triloculina trigonula* are abundant, and finally the assemblage of the N. fabiani level wherein the presence of *Pararotalia trochiformis*, *Asterigerina bimmamata* and of *Valvulina triedra* is noticed; this shows a tendency to gigantism, probably generated by the vicinity of the reef facies that offered optimal conditions for the development of calcarinids.

The presence of nummulites is noticed still from the lowermost part of the Cluj Limestone Formation where the species *Nummulites perforatus* (Montf.) and *Nummulites beaumonti* d'Arch. and Haim are persistent from the Middle Eocene. At the same level *Nummulites fabianii* (Prev.) is met, mainly represented by its megaspheric forms. This Upper Eocene species attains its epibolic stage in the Nummulites fabianii Level.

Towards the upper part of the Cluj Limestone and further on within the Brebi Marls progressively occurr other Upper Eocene species, namely : *Nummulites chavannesi* de la Harpe, *Nummulites incrassatus* de La Harpe, *Operculina alpina* Douv., *Grzybowskya multifida* Bieda, *Chapmanina gassinensis* Silv., *Silvestriella tetraedra* (Gümb.).

The Cluj Limestone represents one of the mollusc-rich formations. The concentration of shells belonging to different species has mate-

Institutul Geologic al României

rialized in paleontological levels of varied extensions such as Crassostrea transilvanica level, Vulsella dubia transilvanica level, Campanila parisiense clujensis level. However, the molluscan fossil remnants are encountered within the whole formation, and they belong to the following species: *Arca biangula* Lmk., *Barbatia textiliosa* (Desh.), *Glycymeris* sp., *Lucina* sp., *Miltha gigantea* (Desh.), *Bourdotia* cf. *ermenonvillensis* (d'Orb.), *Fimbria subpectunculus* (d'Orb.), *Chama calcarata* Lmk., *C. fimbriata* Defr., *Laevicardium gigas* (Defr.), *L. commutatum* (Rov.), *Cardium* sp., *Lithocardium carinatum* Bronn., *Crassatella subrotunda* (Bell.), *Miocardiopsis ovalinus* (Koen.), *Meretrix hilarionis* (Opp.), *Vulsella dubia transilvanica* Mész., *Pinna margaritacea* Lmk., *Pecten* cf. *costellorum* Opp., *Amusium solea* (Desh.), *Spondylus radula* Lmk., *S. buchi* Phil., *Anomia* sp., *Crassostrea transilvanica* (Hofm. in Mész. and Roth.), *Pycnodonte gigantica* (Sol.), *Modiolus modioloides* Bell., *Thracia* sp., *Pholadomya puschi* Goldf., *Pholas* sp., *Petricola* sp., *Pleurotomaria concava* Desh., *Tectus margaritaceus* (Desh.), *Angaria calcar* (Lmk.), *Velates schmidelianus* (Chemn.), *Campanile parisiense clujensis* Mész., *Turritella imbricataria* Lmk., *T. oppenheimi* (New.), *Mesalia fasciata* (Lmk.), *Globularia grossa* (Desh.), *G. patula* (Lmk.), *Cernina (Deshayesia) parisiensis* Raulin, *Neverita* sp., *Cepatia cepacea* Lmk., *Calyptraea* cf. *aperta* (Sol.), *Eocypraea inflata* (Lmk.), *Megalocypraea gigantea* (Münst.), *Tibia (Sulcogladius) goniophora* (Bell.), *Hippochrenes amplus* (Sol.), *Rimella fissurella* (Linné), *Terebellum fusiformis* Lmk., *T. sopitum sopitum* Sol., *T. sopitum giganticum* Korob., *Ficus greenwoodi* (Sow.), *Cassidaria nodosa* (Sol.), *Voluta bericorum* (Opp.), *Volulithes torulosus* (Desh.), *Harpa mutica* Lmk., *Clavilithes scalaroides* d'Arch., *Conus diversiformis* Desh., *Pugilina pyruloides bonnetensis* (Boussac), *Acera striatella* Lmk.

Among the recorded 53 taxa (Tab. 1) 31, i.e. 58.5 p.c. are species common for both Northern and Mesogean domains, 15 species, representing 28.3 p.c. of the specifically determined molluscan fauna, are characteristic of the Mediterranean bioprovince, and only 7 species, i.e. 13.2 p.c. are referrable to the Northern domain. So we are dealing with a Mediterranean fauna within which boreal elements occur.

According to the stratigraphic distribution, from 53 taxa determined as species, 46 specimens (86.8 p.c.), hence the large majority, are encountered in the Upper Eocene deposits (10 of these are characteristic of the Priabonian or Bartonian); 4 species (7.5 p.c.) are localized only in the Middle Eocene, and 3 (5.7 p.c.) are characteristic of the Oligocene. The molluscan assemblage displays affinities with the Priabonian faunas from Armenia (Rind Member), Gruzia, Bulgaria, Yougoslavia (Promina Beds in Dalmatia), Italy and the south of France.

Within the N. fabianii Level which has not a lithologic individuality there was determined a more particular molluscan fauna composed of: *Barbatia* aff. *laeviuscula* (Fuchs), *Anadara globulosa* (Desh.),

Institutul Geologic al României

Lucina sp., *Chama calcarata* Lmk., *Laevicardium gigas* Defr., *Miocardia subangulata* (Bell.), *Pitar incrassata* (Sow.), *Pinna* sp., *Chlamys biarritzensis biarritzensis* d'Arch., *C. biarritzensis subtripartitus* (d'Arch.), *C. biarritzensis thorenti* (d'Arch.), *Amusium solea* (Desh.), *Lima rara* Desh., *Pycnodonte gigantica* (Sol.), *Modiolus nysti* Kycks in Nyst., *M. modioloides* (Bell.), *Pholadomya puschi* Goldf., *Pholas* sp., *Petricola* sp., *Pleurotomaria concava* Desh., *Angaria calcar* Lmk., *Turbo modestus* Fuchs., *Globularia grossa* (Desh.), *G. auriculata* (Grat.), *Cernina (Deshayesia) parisiensis* (Raulin), *Polinices achatensis* (Koninch), *Sigatica infundibulum* (Watelet), *Eocyprae* cf. *inflata* (Lmk.), *Rimella fissurella* (Linné), *Terebellum sopitum* Sol., *Ficus greenwoodi* (Sow.), *Athleta mutata* (Desh.), *Conus* aff. *calvimontensis* Desh.

From the 32 molluscan species yielded by this level a number of 17 were encountered both in the Mesogean and Northern domains (many of them showing a Mediterranean origin); 10 species are characteristic of the Mediterranean, and only 5 taxa originate from the Northern domain. Thus it was reached the conclusion that the Transylvania Basin belonged during this time to the Mesogean domain.

Some 27 specimens from the 32 determined species are found in the Upper Eocene deposits; among them 20 species are also common for the Middle Eocene, 3 are strictly localized in the Upper Eocene, and 9 are common for the Oligocene. A number of 4 species are known only in the Middle Eocene, and one species is characteristic of the Oligocene.

As we may see the fauna of the N. fabianii Level appears to be older than that of the subjacent deposits (proper Cluj Limestone). Nevertheless it remains a typically Priabonian fauna, resembling the one of some similar levels (limestones with *N. fabianii)* from the south of France, the north of Italy, Hungary, Bulgaria, Armenia and so on.

Within the Transylvanian Eocene the echinoderms reach their maximum frequency in the Cluj Limestone.

The echinoderm-bearing level from the upper part of the Cluj Limestone develops continuously between the Şard and Mînăştur localities. In this latter locality one of the most spectacular outcrops of this level is known; it might be compared to the well-known exposure on the Biarritz Cliff from Aquitaine (Le Rocher de la Gourèpe), however, the latter being Luttetian in age. Westwards of the studied area (Nadăş, Huedin) this level loses its individuality. It is likewise worth noting that while in the Sard-Mînăştur Zone predominate large-sized specimens of *Echinolampas*, south of Cluj occur more frequently small forms of *Laganum (Peronella)*.

The Cluj Limestone assemblage is composed of: *Echinolampas beaumonti altus* Koch, *Echinolampas beaumonti* Desor., *E. archiaci* Cott., *E. morgadesi* Lamb., *E. escheri* Ag., *Schnizater lucidus* Lamb., *S. archiaci* Cott., *S. vicinalis* Ag., *Eupatagus pavayi* Koch., *E. inflatus* Koch., *Laganum (Peronella) transsilvanicum* Páv., *Porio-*

Institutul Geologic al României

cidaris pseudostratus (Cott.), *Leiopedina samusi* Páv., *Pernaster alpinus* Desor., *Atelospatangus transsilvanicus* Koch.

Among the listed species two are known only in the Middle Eocene, 12 of them appear from the Middle Eocene and do not exceed the Upper Eocene boundary, and only one species reaches the Lower Oligocene. Ultimately we may infer that this assemblage shows an Upper Eocene character but originates from the Middle Eocene assemblages. As the echinoderm assemblage from the Nummulites fabianii Level and that from the Brebi Marls display common features they will be referred together.

The Cluj Limestone represents the moment of appearance of a large number of ostracods whose frequency increases gradually towards the upper levels, attaining its maximum within the N. fabianii Level.

The ostracod fauna is rich and exceptionally diversified consisting of about 70 species. This assemblage has a relatively distinct character being composed of following more important species: *Cytherella beyrichi* (Reuss), *Bairdia crebra* Delt., *Argilloecia* aff. *rhamphasta* v. d. Bold, *Krithe pernoides* (Bronim.), *Aulocythereidea punctatella* Keij., *A. mourloni* Keij., *Sphaenocythereidea parvogracilis* Olt., *Schizocythere patruliusii* Olt., *S. tesselata* Treib., *Quadrocythere vahrenkampi* Moos., *Pokorniella osnabrugensis* (Lnks.), *P. longicostata* Olt., *Loxoconcha kuiperi* Keij., *L. bellicostata* Ptzk., *Hermanites laticarinatus* Olt., *Cytherura alata* (Lnks.), *Semicytherura* aff. *forestensis* (Keij.), *Xestoleberis* aff. *obtusa* (Lnks.), *Leguminocythereus genappensis* Keij.

In the N. fabianii Level the ostracod assemblage maintains qualitatively its similar character. The following species are explosively developed: *Cytherella beyrichi* (Reuss), *Cytherelloidea hieroglifica* (Bosq.), *Cyamocytheridea bouendensis* (Lnks.), *Bairdia tenuis* Delt., *Schizocythere patruliusii* Olt., *Hermanites paijenborchiana* Keij. (typical morphae), *Pokorniella osnabrugensis* (Lnks.), *P.* aff. *limbata* (Bosq.), *Paijenborchella tritacosta* Olt.

From approximately 60 species composing the Upper Lutetian assemblage in the Cluj-Huedin area only 17 survived the continental episode represented by the Valea Nadășului Formation. In fact most of these species constituted the „vanguard" of the migration undergone by the Lutetian microfauna from the lowermost part of the Căpuș Member, representing a cosmopolite, widespread in the whole Eocene group. Within the Cluj Limestone appear numerous new species and genera, which completely modify the character of the Eocene ostracod fauna from the Transylvania Depression. Here is known the lowest occurence of the genera *Echinocythereis*, *Aullocytheridea*, *Monoceratina* and a number of 23 species representing 40.3 p.c. of the entire Upper Eocene ostracod fauna, and 20 p.c. of the Lutetian-Priabonian fauna.

To the top of the Cluj Limestone concomitantly to the epibole of the *Nummulites fabianii* species, the ostracod assemblage gradually increases owing to the occurrence of numerous new species. The single species res-

Institutul Geologic al României

tricted to this interval is *Cytheropteron globulus* Olt. Being not a frequent species we could not yet establish its precise range within the Priabonian deposits from Transylvania. At this level is recorded the extinction of the following species: *Eucythere triordinus* Schm., *Bairdia crebra* Delt., *Schizocythere tessellata* Treib., *S. appendiculata* Treib., *S. patruliusii* Olt., *Muellerina costata* Olt.

Within the lower part of the Cluj Limestone, the *Hermanites longicostatus* Olt. biozone was described; it shyly appears in the basal part of the Cluj Limestone, has an increased frequency upward and disappears below the top of this formation, having thus a rather limited range.

Pokorniella longicostata Ducas. has its lowest appearance below the Nummulites fabianii Level and ranges with constant frequency up to the lower part of the Brebi Marls. It is why a Pokorniella longicostata biozone ranging through the whole interval between the upper part of the Cluj Limestone and the lower part of the Brebi Marls is outlined (Fig. 7).

The nannoplankton association from the Cluj Limestone is very poor. To the top of this formation, *Isthmolithus recurvus* Defl. was found, which might have most probably appeared at a much lower level.

The lowermost part of the Cluj Limestone yielded a rather poor palynological content represented by: *Taxodiaceapollenites*, *Juglanspollenites*, *Caryapollenites*, *Quercopollenites*, *Ericipites*, *Alsophila villosa*, *Laevigatosporites*, *Salixipollenites*, *Compositopollenites*, *Artemisiaepollenites*, *Cupressaccites* cf. *minor*.

Being the scarce and poorly preserved palynologic material, it does not provide any concludent data. The trees and bushes that characterize a swamp vegetation of the families Taxodiaceae and Salicaceae as well as the ferns of the family Polypodiaceae are well represented. In this association grasses of families Ericaceae and Compositae do also occur. The general spectrum of this association reveals a warm and moist climate.

Brebi Marls (Breder Mergel, Hofmann, 1879)

Bryozoenmergel von Bacs und Klauesmburg, Hauer and Stache, 1863; Bryozoen Mergel, Pavay, 1872; Bryozoensichten, Koch, 1894; Bryozoan Marls, Răileanu, Saulea, 1955; Bryozoan Marls Horizon, Mészáros, 1957; Bryozoan Marls and Limestone Horizon, Tătărîm, 1963; Brebi Marls, Popescu, 1978.

Although still from 1879 Hofmann had given a geographic component to the name of this formation, nevertheless all the researchers who worked in the Cluj-Huedin region went on defining it according to its main paleontological feature. The presence of bryozoans with an increased frequency (133 species — Ghiurca, 1962), especially in the surroundings of Cluj, does not justifies the "Bryozoan Marls" name, the more that they are synonimous with the prior denomination of Brebi Marls.

Mineralogically the Brebi Marls have an illito-montmorillonitic composition as regards the clay minerals (55% and respectively 36% from

Institutul Geologic al României

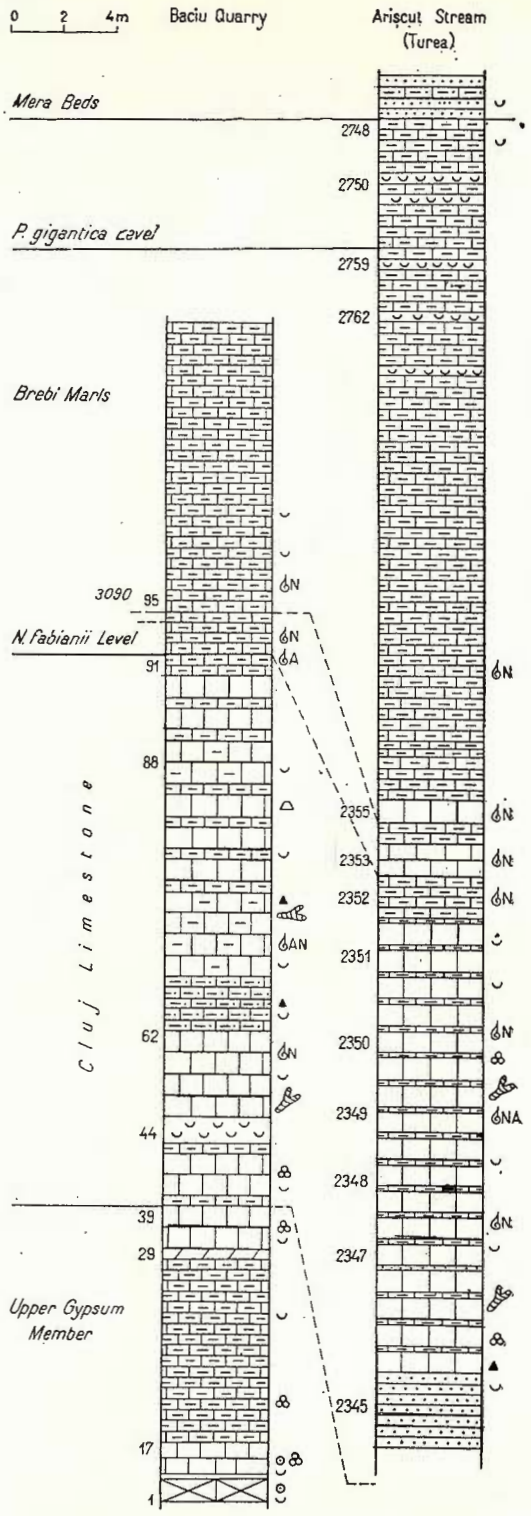


Fig. 5. — Lithostratigraphic columns of the Cluj Limestone and Brebi Marls.

Institutul Geologic al României

the whole argillaceous fraction) wherein the calcium carbonate ranges from 10% to 30% (the average being 27%) while felspars and other minerals are bellow 7% (Olteanu, Popescu, 1973). The larger or smaller quantity of calcium carbonate may be empirically deduced in outcrop by the white-yellowish colour when it excedes, or by the grey-greenish colour when it is poorly represented.

The lithology of the Brebi Marls is rather monotonous. Locally in the pelitic mass of this formation are intercalated clayey limestone levels and ocasionally lumachelles (e.g. the *Chlamys* lumachelles). North of Aghireș a few limestone lenses exclusively composed of bryozoans were encountered (Pl. X, Fig. 3). In the more central zones of the sedimentation basin, where the clay fraction prevails, some shells are pyritized or impregnated whith pyrite. When exposed to subaerial alteration the pyrite alters to limonite and the structure of the calcitic shells is partially destroyed this accounting for the bad preservation of some fossils in the Brebi Marls.

Throughout the region, a Pycnodonte gigantica Level is placed to the upper part of this formation (Fig. 5) . Above it, on the Berecoaia valley a mould of *Scutella* was found (Popescu, 1969)[30] at 1 m beneath the first *Anodontia globulosa* gritty bank belonging to Hoia Beds *s.l.*

The transition from the Brebi Marls to the Hoia and then to the Mera Beds is graded. On the Hoia hill at the new type section (Fig. 6) it may be clearly observed how the Brebi Marls become harder and more calcareous turning into a coral bearing nummulitic-clayey limestone, 1.30 m thick.

Due to the carbonatic, slightly argillaceous facies that maintains within this stratigraphic interval, the Hoia Limestone fauna, has affinities to that of the Brebi Marls. Consequently both stratonomically and paleontologically the Hoia Beds derived from the Brebi Marls. In the Hoia Hill, the Hoia Limestone is a skeletal packstone whose grains have usually a micritic envelope and often reveals a tendency to oncolitization (Pl. X, Fig. 4) showing a genesis under relatively quiet, shallow waters.

At Petrinzel (Jab field) overlying the Tympanotonos labirintum alpinum Level from the top of the Brebi Marls there is a limonitic crust own probably to a short subaerial exposure. This limonitic crust is overlain by a sandy bed, 1.45 m thick, that belongs to the Mera Beds.

Westwards, at Huedin, along the road to Bicălat, the Brebi Marls slightly oxidated to the top are overlain by the Hoia Limestone with molluscs, balanids, remains of crabs and rare corals some 2.25 m thick. It follows 2—3 m green argillaceous marls resembling the Brebi Marls. Further on the section is covered but at some 8 m above the Hoia Beds there is the Laevicardium transilvanicum level from the upper third of the Mera Beds.

Near the Hodiș village, along the Peștera Valley the graded transition between the Brebi Marls and the Hoia Beds is rather conspicuous. Here, within a few centimetres, the Brebi Marls turn into calcareous marls with tubular or palmate corals, then into a coraligenous limestone 20 cm

[30]Arch. I.G.G. București.

Institutul Geologic al României

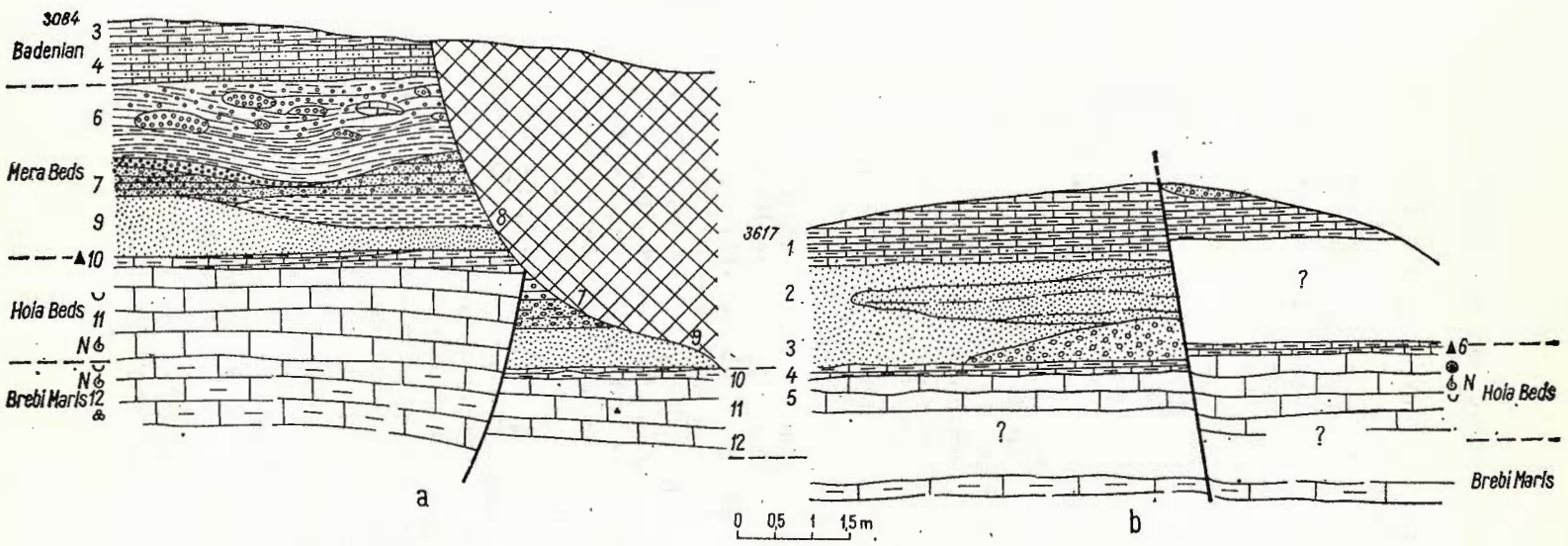


Fig. 6. — Type sections of the Hoia Beds: a — neostratotype; b — stratotype.

Institutul Geologic al României

thick. Some 200 m south along a stream parallel to the Peştera Valley, the hard coraligenous Hoia Limestone, 45 cm thick, overlies without transition, the slightly sandy or silty Brebi Marls.

This short description of the transition between the Brebi Marls and the Hoia Beds gives us an imagine of the ample and fast facies changement characterizing this stratigraphic interval. There is also noteworthy that the transition from the Brebi Marls to the Hoia Beds *s.l.* (Rusu, 1977, divded the Hoia Beds *s.l.* in Hoia Limestone and Ciumărna Beds) is made gradually and that in basinal zones the lower part of the Hoia Beds (Hoia Limestone) is missing being replaced by the pelitic facies of Brebi type.

The Brebi Marls have a very varied fauna including all the groups of fossils already described from the underlying Eocene formations.

The microforaminifera are represented by the following species : *Pararotalia lithothamnica lithothamnica* Uhlig, *P. lithothamnica pinarensis* Cush. et Berm., *P. subinermis* Bath., *P. curry* (Loebl. & Tappan), *Cibicides dampelae, intermedius* Iva, Gheorg. & Gheorg., *C. danvillensis* (Howe & Wallace), *C. cocoaensis* Cush., *C. pigmeus* (Hantk), *C.* cf. *succedens* Brotz,. *C. pipeni* Cush. & Garret, *C. pseudoungerianus* Cush., *Spiroplectammina mississippiensis* (Cush.), *Lagena costata* Will., *Quinqueloculina chipolensis* Cush. & Pont., *Q. costata* Karr., *Triloculina trigonula* Lmk., *Miliolina subrotunda* Mont., *Globulina gibba* d'Orb., *G. inequalis* Reuss, *G. munsterii* (Reuss), *Reussella elongata* (Terq.), *Gyroidina girardana* Reuss, *Discorbis orbicularis* Terq., *Textularia adalta* Cush., *T. dibolensis* Cush. & Applin, *Anomalina costata* (Hantk.), *Lenticulina clericii* Fornas., *Valvulineria octocamerata* (Cush. & Hanna), *Cancris cocoaensis* Cush., *Guttulina irregularis* Cush., *G. byramensis* (Cush.), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Discorbis quadrata* (Terq.), *Robulus limbosus* (Reuss), *Nonionella spisa* Cush., *Spiroloculina bidentata* Hadl., *Stomatorbina torrei* (Cush. & Berm.), *Sphaerogypsina globula* (Reuss).

This assemblage is characteristic of the Pararotalia lithothamnica pinarensis subzone of the Pararotalia lithothamnica lithothamnica zone (Fig. 7). To the uppermost part of the Brebi Marls, in the interval corresponding to the Hoia Limestone, the *Pararotalia* specimens are missing and the whole assemblage is highly impoverished. Only the miliolids and *Spiroloculinids (S.) elongata* (d'Orb.), *S. grateloupi* (d'Orb.), *S. bidentata* (Hardl.), *S. canaliculata* (d'Orb.), *S. morloti* (Reuss) are still present.

Within the Brebi Marls, two species of numulits add to those known from Cluj Limestone : *Nummulites budensis* Hantk. and *N. pulchellus* Hantk., species otherwise common in the Pannonian-Transylvanian area. In this formation, *Nummulites fabianii* and *N. chavannesi* record a retrogression from the morphological wiewpoint. *Nummulites fabianii* ends up its morphologic evolution within the Hoia Limestone, through a mutation, an intermediate form between *N. fabianii* and *N.*

Institutul Geologic al României

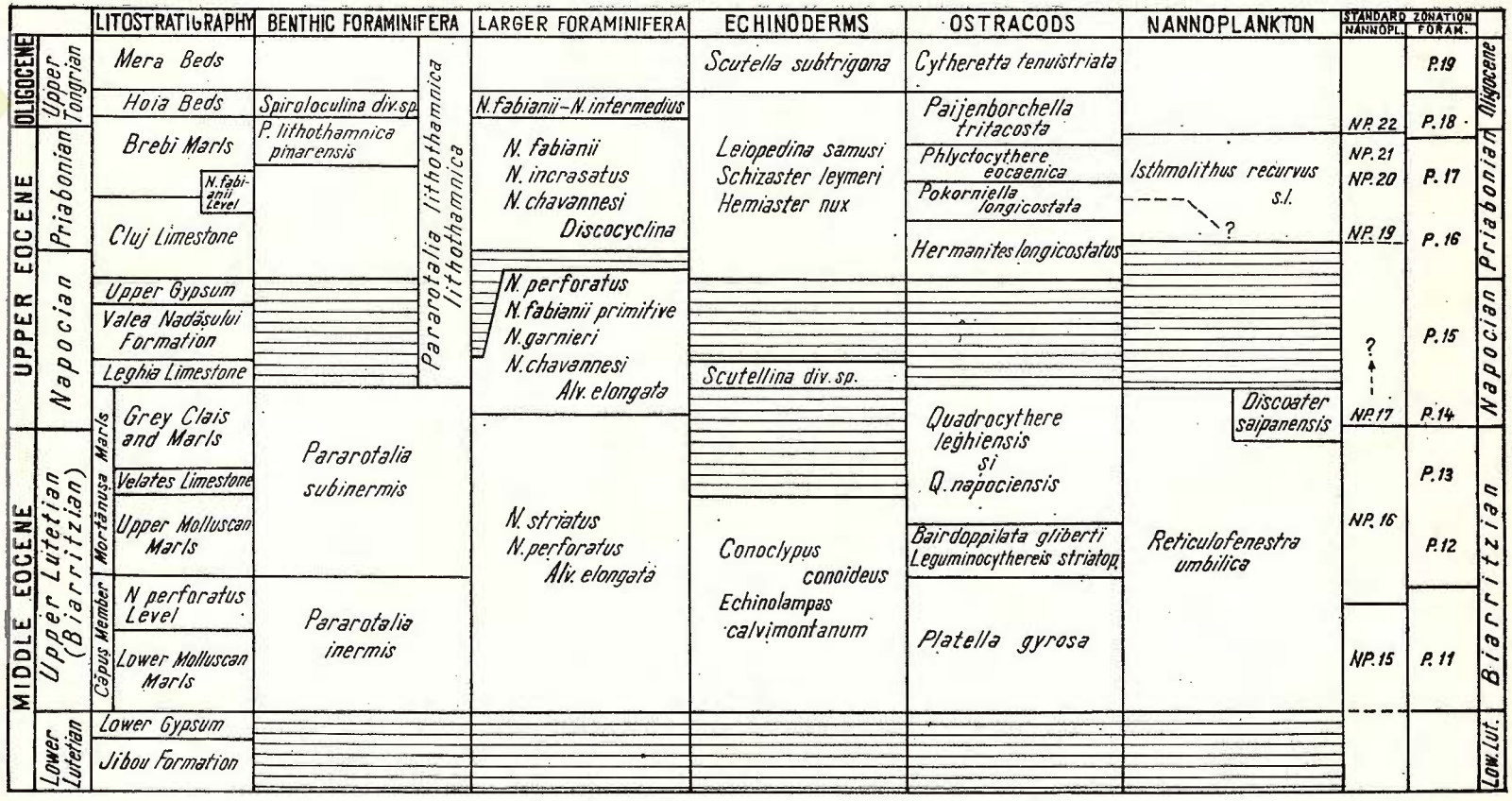


Fig. 7. — Paleontologic assemblages and biozone of the Eocene from the Cluj-Huedin area.

Institutul Geologic al României

intermedius. Within the malacologic assemblage where this species appears, it might have an Oligocene biostratigraphic significance. It should be mentioned that the sandstones of the lowermost Mera Beds along the Berecoaia valley contain rare megaspheric specimens of *Nummulites fabianii* very closely resembling the morphologic type of the Brebi Marls. This is surprising since these sandstones has a higher position than the Hoia Limestone.

The Brebi Marls include molluscs with thin shells often preserved as moulds but exceptionally there are species with sturdy shells like *Pycnodonte gigantica* that forms a quite reliable paleontological level. The most frequent species of this formation are : *Barbatia appendiculata* (Sow.), *Anadara globulosa* (Desh.), *Lucina rectangulata* Hofm., *Thyrasira ignota* (Korob.), *Tellina altera* Desh., *Chama granulosa* d'Arch., *Venericardia laurae* (Brongn.), *Polymesoda incompta* (Desh.), *Callista lunularia* (Desh.), *Tivela deltoidea* (Lmk.), *Pecten arcuatus* Brocchi, *Chlamys biarritzensis subtripartitus* (d'Arch.), *Spondylus buchi* Phil., *Pycnodonte gigantica* (Sol.), *Mytilus* sp., *Corbula (Bicorbula) gallica* Lmk., *Corbula (Cariocorbula) pixidicula* Desh., *Patella rigaulti* Desh., *Diastoma costellatum alpinum* Tourn., *Mesalia fasciata* (Lmk.), *Calyptraea* cf. *aperta* (Sol.)

From the specifically determined molluscan fauna (Tab. 1) that means 20 taxa, six are common for the Northern and Mesogeean domains, seven belong to the Northern domain and seven to the Mediterranean bioprovince. Consquently we are in the presence of a mixed meridional and boreal malacofauna that does not prove any particular bioprovincial character. Taking into account the presence within the Brebi Marls of other fossil groups (foraminifera, bryozoans, echinoids, crustaceans, etc.) we can certainly state that the Transylvania Depression still belongs to the Mediterranean domain.

Since from the 20 species, 19 are found in the Upper Eocene deposits (6 of them being known only in the Priabonian or Bartonian *s.l.* and only 1 — *Venericardia laurae* — is known from the Oligocene) an obvious Priabonian age for the most part of the Brebi Marls is to be inferred. On account of this molluscan fauna the Brebi Marls can be easily correlated to the Bryozoan Marls (Brendola Marls) from Italy, from Hungary, and the depositis belonging to the Variamusium fallax zone of Armenia, Gruzia and south Ucraina.

The echinoderms continue with the same high frequency within the Nummulites fabianii Level and then progressively decrease towards the upper part of the Brebi Marls. This stratigraphic interval yielded an assemblage with : *Sismondia rosacea* Pávr., *Echinolampas escheri* Agass, *Leiocidaris itala* Lamb., *Cidaris suborbicularis* Pávr., *Hemiaster nux* (Desh.), *Schizaster lucidus* Lamb., *S.* cf. *leymeri* Cott., *Eupatagus transsilvanicus* Hofm., *E. gibossus* Hofm., *E.* cf. *elongatus* Agass., *Psamechinus* sp., *Scutella* sp.

As it can be noticed, besides a few species known still from the Cluj Limestone, most of the assemblage is new. *Eupatagus elongatus* and *Hemia-*

Institutul Geologic al României

ster nux are species recorded in the Upper Eocene from the Vicentin Basin and the province of Vic (Spain) while *Schizaster leymeri* occurs in the Priabonian of Copi (Jugoslavia). Generally, this assemblage shows a more clear Upper Eocene character than the one yielded by the Cluj Limestone. Some Middle Eocene elements are still present.

A very heterogeneous echinoderm association was collected from Hoia- and Mera Beds : *Echinanthus scutella* (Lmk.), *Brisopsis lorioli* Bittn., *Eupatagus crasus* Hofm., *E. pavayi* Koch, *E. minutus* Agass., *Diplosalenia gosseleti* Cott., *Coelopleurus delbosi* Desor, *Schizaster vicinalis* Agass., *Scutella subtrigona* Koch.

Scutella subtrigona, the species the most frequently found in the above mentioned stratigraphic interval, was not recorded yet in other regions of Europe ; *Schizaster vicinalis* has been known from Middle Eocene up to Lower Oligocene ; *Eupatagus minutus* is quoted from the Priabonian of Penteleijic (Jugoslavia) ; *E. pavayi* was found in the Upper Eocene from Bella (Jugoslavia) and *Coelopleurus delbosi* is known in the Lower and Middle Eocene from the Aquitane Basin. Hence, the echinoderm fauna has a rather eocene character (Moisescu, 1966) while the accompanying malacofauna is of an obvious Oligocene age (Moisescu, 1975 ; Rusu, 1977).

Within the Brebi Marls a new change is noticed in the evolution of the ostracod fauna which is here represented by approximatively 50 species. The assemblage characteristic for the most part of this stratigraphic interval is composed of : *Cytherella gracilis* Llnk., *C.* aff. *consueta* Delt., *Bairdia tenuis.* Delt., *Krithe bartonensis* (Jones) — type morpha — *K. pernoides* (Bittn.), *Cytheridea heizelensis* Keij., *Aulocytheridea punctatella* Keij., *Quadracythere vahrenkampi* Moos — type morpha — *Echinocythereis scabra* (v. Munst.), *Leguminocythereis striatopunctata* (Roem.) — type morpha — *Pokorniella limbata* (Bosq.), *P. osnabrugensis* (Lnkls.), *Muellerina koeneni* (Moos) *Eucytherura macropora* (Lnkls.), *E.* aff. *dentata* (Lnkls.), *Cytherura* aff. *gracilis* Lnkls.

Above the Pycnodonte gigantica Level, the ostracod assemblage underwent an important modification due to the extinction of many Eocene species and appearance of some new species of Oligocene type among which there are : *Bythocypris arcuata* (v. Munst.), *Pterigocythereis fimbriata fimbriata* (v. Munst.), *P. fimbriata bartonensis* Keij., *P. glimerodensis* Faupel, *Argilloecia* aff. *jeurnensis* Keij., *Cythereidea helvetica* (Lnkls.), *Cytherura gracilis* (Lnkls.), *Cytherella transversa* Lnkls. *Cytheretta elegans* Ducas., *Occultocythereis mutabilis abducta* Treib., *Haplocythereidea* aff. *heizelensis* Keij.

Fifeteen new species appear in the first half of Brebi Marls, representing 13% of the whole Eocene ostracod fauna from Transilvanian Paleogene. Also a few genera like *Eucytherura*, *Bythoceratina*, *Pterigocythereis* and *Bythocypris* occur within this interval.

Institutul Geologic al României

Beneath the Pycnodonte gigantica Level it was noticed the extinction of *Krithe bartonensis* and *Phlyctocythere eocaenica*, the latter being strictly localized in the stratigraphic interval between the Cluj Limestone and the Pycnodonte gigantica Level.

The last few meters of the Brebi Marls, above the Pycnodonte gigantica Level, bear the first oligocene specimens beside a diminishing Eocene assemblage representing the transitional Eocene/Oligocene biozone: *Paijenborchella tritacosta* (Fig. 7).

In the overlying Mera Beds a major changement is given by the strongly renewed assemblage that will develop during the Oligocene and Lower Miocene.

The Brebi Marls nannoplankton association is rich and quite varied. The first nannoplankton bearing samples were yielded by the upper part of Cluj Limestone and contain numerous *Isthmolithus recurvus* specimens. It is possible that this species made its first appearance at a time corresponding to the Valea Nadășului Formation or even older. From the nannoplankton association of the Brebi Marls made up of about 40 species (Popescu, Gheța, 1972; Martini, Moisescu, 1974) the following are to be mentioned: *Isthmolithus recurvus* Defl., *Sphenolithus predistentus* Bram. & Wilcocx., *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay), *Helicosphaera reticulata* (Bram. & Wilcocx.), *Reticulofenestra falcata* (Gartn.), *Ericsonia subdisticha* (Roth & Hay), *Lanternithus minutus* (Strad.), *Cyclococcolithus formosus* (Kampt.), A peculiarity of this Upper Eocene association is given by the lack of the rosette-shaped like discoasterids. This might be due to some local ecological or paleoenvironmental conditions. So far is not known an Upper Eocene association similar to that of Brebi Marls from which these discoasterids should miss.

The standard zonation of Martini (1971) relying on these species for the NP 20/NP 21 zones limit can not be used in this case. This is why we chose the Isthmolithus recurvus zone used in a larger way so that it covers the NP 19— NP 21 interval (Hay, 1969). This zone ranges from the upper part of Cluj Limestone to the Pycnodonte gigantica Level of Brebi Marls.

The *Cyclococcolithus formosus* extinction above the Pycnodonte gigantica Level marks the limit between NP 21 and NP 22 zones, corresponding to the boundary between the type Lattorfian and the Rupelian from Germany, between the Lower and Upper Tongrian from Belgium or between the Priabonian and the Oligocene of the Mesogeean domain.

The palynologic association of the Brebi Marls consists of following taxa: *Pityosporites microlatus*, *Podocarpites*, *Fagusopollenites*, *Quercopollenites*, *Gingkorectina*, *Tricopollenites cingulum*, *Caryapollenites simplex*, *Alnipollenites*, *Myricipites*, *Aster alpinus*.

Within this palynologic range, the coniferae are in a percentage echilibrium with the falling leaves trees. The presence in this association of

Institutul Geologic al României

grasses with a participation exceeding 15% suggests the existence of a climatic regime showing a certain tendency to aridity.

In the Oligocene Mera Beds qualitative and quantitative change of the sporo-pollen spectrum was noticed. Here grasses and coniferae are prevailing whereas angiosperms show a decrease marking a cooler climate, that will emphasize in the suprajacent oligocene formations.

B) CHRONOSTRATIGRAPHIC CONSIDERATIONS AND CONCLUSIONS

In this section the chronostratigraphic subdivisions content of the Eocene and Early Oligocene will be shown as they have been initially defined discussing as well the subsequent modifications. Attempts are likewise made to include the separated lithostratigraphic units into the European chronostratigraphic scale.

The chronostratigraphic considerations will refer to the time interval corresponding to the sequence between the Jibou Formation and the Brebi Marls from Transylvania, i.e. the Lutetian and Priabonian stages. It is here to be mentioned that the Paleogene from NW Transylvania begins with the lower continental-lacustrine complex of the Jibou Formation whose age has not been so far paleontologically argued. This formation is followed by the marine deposits of the Căpuş Member, Upper Lutetian in age. If we compare the sedimentary rata of the upper continental complex (Valea Nadăşului Formation) — that was accumulated during less than a quarter of the Priabonian time — with that of the lower continental complex (Jibou Formation), we might suppose that the latter was deposited during the Lower Lutetian.

The Lutetian stage as we use today was defined by de L a p p a r e n t in 1883. The stratotype of this stage in the Paris Basin lays transgressively over Cuisian, Sparnacian or Cretaceous and its upper part is made up of regressive fluvio-lacustrine formations.

Still from the creation of this stage, the problem was to establish precisely the position of its upper limit — level at which a period of emersion existed in the NE of the Paris Basin and a continuous marine sedimentation in the west (B l o n d e a u, 1962). Its contiguity to the Auversian (a regional stage — sensu P o m e r o l, 1965) are not obvious in the field and the paleontological differences between these two stages are minor : only 4 new foraminiferal species out of a total of 125 ; 3 ostracods species out of 24 ; the great majority of the molluscs is common to both stages ; the mamals have a middle Eocene character and *Nummulites variolarius* is present in both stages. This is why for nearly a century correlations with sinchronous deposits from the Mesogeean Domain have not been entirely settled.

As a matter of fact, the proposals forwarded at the Colloquium on Eocene in Paris (1968) will stand as a base for the following discussions. At that time it was proposed that the boundary between Middle and Upper Eocene in the Mesogeean Domain should be traced between the : Nummulites perforatus, Alveolina elongata, Nummulites brongniarti /

Institutul Geologic al României

Nummulites aff. fabianii macroforaminifera zones; Truncorotaloides rohri / Globigerapsis semiinvoluta-microforaminifera zones; Discoaster tani nodifer / Isthmolithus recurvus nannoplankton zones.

The Upper Eocene has been rather uniformly considered by those who worked in the Mesogeean Domain being equaled with the Priabonian of Munier-Chalmas, de Lapparent (1893) unlike the situation of the Paris Basin where its delimitation had a more intricated history. Lately, Pomerol. (1965) turned back to the Bartonian original definition of Mayer Eymar (1857) that he considered an equivalent of the whole Upper Eocene from the Northern Domain. Since the Transylvania Depression covered a septentrional-mesogeean area during the Eocene, problems related to the Priabonian stage, the usual content asigned to Upper Eocene, as well as the Eocene / Oligocene boundary will be presented according to the condition of that area.

During the proceedings of the above mentioned colloquium, the Priabonian was redefined (Hardenbol, 1968) becoming thus more comprehensive than that from the initially defined in 1893. Bombiță (1963) has noticed a chronostratigrafic gap at the base of Upper Eocene, that biostratigraphically would be placed between the uppermost Lutetian and lowermost part of the Priabonian stratotype. He defined this interval by numulit assemblage composed of: *Nummulites garnieri*, *Nummulites chavannesi*, *Nummulites perforatus*, *Nummulites beaumonti* and *Nummulites fabianii* (primitive morphae). The deposits from NW Transylvania containing this assemblage were designated to define the new stage named by Bombiță (1963) — Napocian. At the Eocene Colloquium 1968 it has been recommended (proposal 7, vol. III, 1969), that the Napocian should be considered a biozone characterizing the Lower Priabonian. Hence the Priabonian would cover the chronostratigraphic interval corresponding to the numulit zones: *Nummulites* aff. *fabianii* (? = *Nummulites garnieri*, *Nummulites chavannesi*); *Nummulites fabianii* / *Nummulites retiatus* and *Nummulites problematicus*; planktonic foraminifera zones: *Globigerapsis semiinvoluta*; *Globorotalia cerroazulensis*; *Globigerina gortanii* or its equivalents and the calcareous nannoplankton of the Isthmolithus recurvus zone (proposal, 6, 1969).

Since 1969 a lot of details and improvements concerning the zonation and the boundaries of the Upper Eocene has been carried on. Cavelier (1972) has demonstrated that the uppermost Priabonian includes the NP 21 (*Ericsonia subdisticha*) zone as well. This zone characterizes the Lattorfian of Germany and Lower Tongrian of Belgium (Martini, Ritzkowski, 1968; Martini, Moorkens, 1969). Thus, Mayer-Eymar's opinion (1893) was resumed; this author created the Lattorfian stage and equaled it with the Ludian and the Priabonian. Otherwise neither Mayer-Eymar (who never agreed with the Oligocene System of Beyerich) nor Munier Chalmas and de Lapparent (who defined in 1893 the exact content of the Lattorfian as it is accepted nowadays) have ever included this stage within the Oligocene (fide Cavelier, 1972).

Institutul Geologic al României

Finally, it is noteworthy that the Priabonian type contains a calcareous nannoplankton represented by the upper part of the NP 18 zone up to the NP 20 zone. Thus, the NP 17 zone and the lower part of the NP 18 zone represent a time interval between the Biarritzian and the Priabonian that is the Napocian of Bombiță (1963) corresponding to the Bartonian *s.s.* (Mayer-Eymar, 1869) of the Northern Domain.

Other improvements concern the more detailed zonations within the Priabonian time interval. Thus, from the nannoplankton zonation point of view, the Upper Eocene was divided into the following zones: *Discoaster saipanensis* (NP 17), *Chiasmolithus oamaruensis* (NP 18), *Isthmolithus recurvus* (NP 19), *Sphenolithus pseudoradians* (NP 20), *Ericsonia subdisticha* (NP 21) (Martini, 1971; Roth et al, 1971)[31]; the planktonic foraminifera zonation is still that proposed by Cita (1968); and from the point of view of numulits Bombiță (1975), pleads for a single zone in Upper Eocene, the Nummulites fabianii zone, where all the mutations from the primitive morphae up to the transition morphae to the *Nummulites intermedius* species can be observed.

Hence, the Eocene / Oligocene boundary might be traced above the zones NP 21 and P 17, moment corresponding to some major changes in the ostracod fauna (Keen, 1968), in the mamalian fauna ("la grande coupure", Stehlin 1909) to a cooling of the climate and probably to the pireneean tectonic movements. Between the type Lattorfian and the type Rupelian there is a time interval covered by the Upper Tongrian (Henisian) corresponding to the Sannoisian facies of Stampian (Cavelier, 1968; Rusu, 1977). Until new proposals these are the deposits to be considered as the beginning of the Oligocene epoch.

These being the general frame of our chronostratigraphical discussions further on an attempt will be made to correlate the Mesogeean Eocene stratotypes and the Transylvanian ones.

The first marine faunas of the Cluj-Huedin area that can be taken into account for a chronstratigraphical reference are yielded by the Lower Molluscan Marls of the Căpuș Member. The first benthonic foraminifera from the Pararotalia inermis zone, numulits from the Numulites striatus group belonging to the Nummulites perforatus zone, ostracods from the Platella gyrosa zone and nannoplankton from the Reticulofenestra umbilica zone (sensu Bukry and Bramlette, 1970) and planktonic foraminifera from Truncorotaloides rohri zone appear within this interval (Fig. 7). Analyses of some glauconitic samples from the upper part of this deposits pointed out an age of 41.7 ± 2.1 m.y. (Odin, personal communication) comparable to that of the upper Bracklesham Beds (upper Lutetian) from England and of the Asse Clay (Bartonian *s.s.*) from Belgium. The Truncorotaloides rohri zone is representative for the upper part of the Mesogeean Middle Eocene and the nannoplankton is similar to that of NP 15 standard zone found in the Biarritzian of Aquitaine.

[31] More or less different zonations of the Upper Eocene belong to A. Radomsky (1968), A. R. Edwards (1971), Gartner (1969), D. Buckry (1973).

Institutul Geologic al României

In the Nummulites perforatus Level and the Upper Molluscan Marls of the Mortănușa Marls, the paleontological assemblages of all the fossil groups sensibly improve bringing up new arguments to demonstrate the Upper Lutetian or more exactly the Biarritzian age of this stratigraphic interval. These deposits are characterized in the Cluj-Huedin area by the biozons : *Pararotalia inermis* and *Pararotalia subinermis* ; *Nummulites perforatus* ; *Conoclipeus conoideus*, *Echinolampas calvimontana* ; *Platella gyrosa*, *Bairdopillata gliberti*, *Leguminocythereis striatopunctata* and *Reticulofenestra umbilica* (only its lower part.) (Fig. 7).

Although poorer, the paleontological assemblages within the Gray Marls and Clays of the upper part of the Mortănușa Marls, still provide useful data to draw the Middle / Upper Eocene boundary. This boundary might be traced in the studied area beneath the appeareance of Nummulites garnieri and Nummulites chavannesi assemblage which also corresponds to the first occurrence of *Pararotalia litothamnica lithhothamnica*. The calcareous nannoplankton places this boundary even lower at about the half or the Mortănușa Marls ; it belongs to the Discoaster saipanensis subzone from the upper part of the Reticulofenestra umbilica zone, being correlable to the NP 17 standard zone. This assemblage is common also for the Barton Beds (namely Chama Bed) of England (M a r t i n i, M a n i v i t in press). Hence in the upper part of the Mortănușa Marls we are in the presence of a Bartonian nannoplankton association and a numulits assemblage precursor to that typical for the Priabonian.

Both in the Cluj Limestone and Brebi Marls the faunal assemblages get a conspicuous Upper Eocene character. The bentonic foraminifera belong to the Pararotalia lithothamnica biozone ; the numulits of the Nummulites fabianii group reached their acme to the top of the Cluj Limestone where they made up a level ; echinoderms attain also their maximum developement with the characteristic forms *Hemiaster nux*, *Schizaster leymeri*, *Leiopedina samusi* ; the ostracods are grouped into the following zones : *Hermanites longicostatus*, *Pokorniella longicosta* and *Phlyctocythere eocaenica* and the nannoplankton belong to the Isthmolithus recurvus *s.l.* zone (Fig. 7).

Above the Pycnodonte gigantica Level towards the top of the Brebi Marls a change was observed in the ostracod fauna that contains species of Oligocene type and the nannoplankton which is here assignable to the Helicosphaera reticulata zone. Therefore in Transilvania the NP 21 zone is ascribed to the Priabonian confirming thus the opinions of M a r k s and V e s s e m (1971), C a v e l i e r (1972), R u s u and D r ă g ă n e s c u (1976), R u s u, (1977) and the NP 22 zone would mark the beginning of the Oligocene as it was previously discussed.

Overlying the Brebi Marls, the Hoia Limestone bears the first modification in the numulits assemblage through the appearance of a transition species between *Nummulites fabianii* and *Nummulites intermedius* and the disappearance of the most of the species from the subsequent Nummulites fabianii assemblage. The molluscan fauna yielded by the Hoia

Institutul Geologic al României

Beds *s.l.* (the deposits between the upper part of the Brebi Marls and the Scutella level of the lowermost part of the Mera Beds) has a pronounced Mesogeean character (89% from the assemblage) ascribing this member an Oligocene age.

The molluscan fauna from the Hoia and Mera Beds of the Gilău area (including and the studied area) cannot be separated into distinct associations that should chronostratigraphically characterize the two mentioned members (Moisescu, 1972). The author underlines the fact that this malacofauna comprising only 17.6% species common to the Upper Eocene represents an important bionomic threshold having a strong Oligocene character. Therefore as far as it concerns the molluscan fauna the Eocene / Oligocene boundary is traced between the Brebi Marls and the Hoia Beds at an upper level than that shown by the nannoplankton.

REFERENCES

Archiac A.d', Haime J. (1853) Monographie des Nummulites. Paris.

Barbu I. Z. (1963) Microfauna depozitelor sedimentare din împrejurimile Clujului. *An. Univ. Buc. (Geol.-Geogr.)*, XII, 37, p. 51—68, București.

Barbu Virginia, Dragoș V. (1959) Nouvelles formes de Scutellines de l'Éocène du nord-ouest de la Transilvanie. *Acad. R.P.R., Rev. Géol. -Géogr.*, III/1, p. 53—64, București.

Blondeau A. (1964) Rapport sur le Lutétien du Bassin de Paris. Coll. sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. *Mém. B.R.G.M.*, 28/1, p. 15—19, Paris.

Blow W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. *Proc. 1st Internat. Conf. on Planktonic Microfossils, Geneva*, 1967, 1, p. 190—421, Geneva.

Boussac J. (1911) Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. *Annales Hebert* V, p. 1—95, Paris.

— (1912) Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. Fr.*, p. 1—662, Paris.

Böckh J. (1866) Brachidiastematherium transsilvanicum Böckh & Maty. Ein neues Pachiderm-Genus aus dem Eocäen Sichten Siebenbürgens. *Mitt. a.d. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anst.* IV, p. 125—129, Budapesta.

Bombiță Gh. (1957) Semnificația stratigrafică a citorva specii de numuliți din Transilvania. *Comun. Acad. R.P.R.*, VII/10, p. 895—901, București.

— (1963 a) Contribuții la corelarea Eocenului epicontinental din R.P. Română. Ed. Acad. R.P.R., 115 p., București.

— (1963 b) Poziția ilerdianului și a biarritzianului în România. Observații și propuneri cu privire la noua împărțire a Eocenului. *Asoc. Carp. Balc. (Congr.* V, 1961), III/1, p. 97—105, București.

— (1964) Observations et propositions concernant la nouvelle division de l'Éocène. Coll. sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. *Mém. B.R.G.M.*, 28/2, p. 941—948, Paris.

— Moisescu V. (1968) Donnes nouvelles sur le Nummulitique de Transylvanie. Coll. sur l'Éocène, Paris, 1968. *Mém. B.R.G.M.*, 58, p. 693—729, Paris.

Institutul Geologic al României

— (1975) Remarques sur le groupe de Nummulites fabianii. *Rev. Esp. Micropal.*, VII/1, p. 63—91, Madrid.

— Gheţa N., Iva Mariana, Olteanu R. (1975) Eocène moyen-supérieur et Oligocène inférieur des environs de Cluj. 14 *th. European Micropal. Coll. Bucharest*, p. 163—174, Bucureşti.

— Popescu B. (1977) Cuvillierina, Linderina, et Silvestriella en Roumanie. *Rev. Micropal.* 20, 1, p. 3—9 Paris.

Bukry D., Bramlette M. N. (1970) Coccolith Age Determinations, Leg 3, D.S.D.P. in : Maxwell A.E. et all. *Initial Report of the D.S.D.P.* III, p. 589—611, Washington.

Cavelier C. (1968) L'Éocène supérieur et la base de l'Oligocène en Europe Occidentale. Coll. sur l'Éocène, Paris, 1968. *Mém. B.R.G.M.*, 58, p. 507—526,Paris.

— (1972) L'âge Priabonien supérieur de la "zone à Ericsonia subdisticha" (Nannoplancton), en Italie, et l'atribution des Latdorf Sichten allemands à l'Éocène supérieur. *Bull. B.R.G.M. ser.* II, *sect.* IV/1, p. 15—24, Paris.

Cita M. Bianca (1969) Le Paléocène et l'Éocène de l'Italie du nord. Coll. sur l'Éocène, Paris, 1968. *Mém. B.R.G.M.*, 69, p. 417—426, Paris.

Curry D. (1967) Problems of Correlation in the Anglo-Paris-Belgian Basin. *Proc. Geol. Assoc.* 77/4, p. 437—467, London.

Dragoş V. (1966) Paleogenul din regiunea Călăţele-Huedin. *An. Com. Geol.*, XXXV, p. 347—395, Bucureşti.

— (1969) Contribuţii la cunoaşterea genezei evaporitelor din bazinul Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geogr., ser. Geologie*, 14/1, p. 163—180, Bucureşti.

Dudich E., Mészáros N. (1964) L'Éocène en Europe Centrale et du Sud-Est. Essai d'histoire paléogéographique et de parallélisation stratigraphique. Coll. sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. *Mém. B.R.G.M.*, 28/II, p. 685—705, Paris.

Edwards A. R. (1971) A calcareous nannoplancton Zonation of the N. Zealand. Paleogene. in : *Proc. 2nd Internat. Conf. on Planktonic Microfossils, Roma*, 1970. 1, p. 381—419, Roma.

— (1973) Calcareous nannofossils from the Southwest Pacific. Initial Report of the D.S.D.P. 21, p. 641—691, Washington.

Föterle Fr. (1873) Die oligocaenen Ablagerungen in Almasthale in Siebenburgen. *Verh. d. Geol. Reichanst.* für 1873, p. 294—296, Wien.

Fuchs H. (1960) As Orbitolites complanatus Lmk. uyabb elöfordulasi helyei Erdelyben. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Geol.-Geogr.*, II/1, p. 135—139, Cluj.

— (1963) Asupra prezenţei genului Myliobatis în eocenul Clujului. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Geol-Geogr.*, 1, p. 57—60, Cluj.

— (1969) Contribuţii la cunoaşterea genului Chapmanina. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Geol. Geogr.*, 1, p. 61—71, Cluj.

— (1970) Studiul dezvoltării ontogenetice la organismele fosile cu privire specială asupra vitalităţii-mortalităţii lor. Studiul dezvoltării ontogenetice la Peronella transsilvanica (Páv). *St.Univ. Babeş-Bolyai, Geol. -Min.*, 2, p. 73—78, Cluj.

Gabos L. (1962) Uj tengeri sür faj a Băile Leghia Kö zepsö eocénbol. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Geol. -Geogr.*, 2, p. 75—80, Cluj.

Ghiurca V. (1962) Contribuţii la cunoaşterea faunei de briozoare din Transilvania (III). Revizuirea taxonomică a briozoarelor eocen-superioare din NV Transilvaniei publicate pînă în prezent. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Geol.-Geogr.*, 2, p. 71—72, Cluj.

Hardenbol J. (1968) The "Priabonian" type section. Coll. sur l'Éocène, Paris, 1968. *Mém. B.R.G.M.*, 58, p. 629—635, Paris.

Institutul Geologic al României

Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. 636 p., Wien.

Hejas E. (1892) Siebenbürgens tertiäre Ostracoden. *Orv. es Term. visg. Nagyvardon tarott* XVII, p. 328—331, Cluj.

Hofmann K. (1879) Bericht über die im östlichen theile des Szilagyer Comitates während der Sommer campagne 1878 vollführten geologischen special aufnahmen. *Földt. Közl,* IX/5—6, p. 231—283, Budapest.

Hodson F., West I. M. (1970) Calcareous nannoplancton zonation from upper Brackle-sham horizon at Fawley, Hampsihire. *Rev. Micropal.*, 13/3, p. 165—188, Paris.

Imreh I., Imreh G. (1959) La celestine filereuse de Nădaşa. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Geol. -Geogr.*, II/1, p. 133—138, Cluj.

— Mihalka St. (1970) Étude géochimique de quelques calcaires éocènes de la partie NO du bassin de Transylvanie. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 23/3—4, p. 163—176, Strasbourg.

— Şuraru N. (1963) Baryt-Kristalle in Eocän Versteinerungen. *N. Jb. Geol. Päläont.*, 8, p. 441—447, Stuttgart.

Iva Mariana, Gheorghian Mihaela, Gheorghian M. (1967) Asupra prezenţei genului Cibicides (Cibicides) dampelae Byc. & Charam. în Eocenul superior din NV Transilvaniei. *D.S. Com. Geol. Inst. Geol.*, LIII/2, p. 17—24, Bucureşti.

Keen M. Ch. (1968) Ostracodes de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène inférieur dans les bassins de Paris, du Hampshire, et de la Belgique, et leur contribution a l'échelle stratigraphique. Coll. sur l'Éocène, Paris, 1968. *Mém. B.R.G.M.*, 58, p. 137—145, Paris.

Koch A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I Theil. Paläogene Abtheilung. *Mitt. a.d. Jahrb. d. kgl. Ung. geol. Anst.* X/6, p. 177—399, Budapest.

Le Calvez Y. (1970) Contribution à l'étude des Foraminifères Paléogènes de Bassin de Paris. *Ed. Centr. Nat. de la Rech. Sci.* 326 p., Paris.

Lapparent A. de (1883) Traité de Géologie. Paris.

Marosi P., Maxim Al., Mészáros N. (1964) Date noi asupra structurii geologice a bazinului Huedin. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Geol. -Geogr.*, 2, p. 39—51, Cluj.

Martini E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplancton Zonation. *Proc. 2nd Conf. on Planktonic Microfossils*, 1970, 2, p. 739—785, Roma.

— Moisescu V. (1974) Nannoplancton-Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh, H.* 1, p. 18—37, Stuttgart.

— Moorkens T. (1969) The Type-Locallity of the Sand of Grimmertingen and Calcareous Nannoplankton from the Lower Tongrian. *Bull. Soc. belg. Géol. Paléont. Hydrol.* 78/2, p. 111—130, Bruxelles.

— Ritzkowski S. (1968) Was ist das: "Unter-Oligocän"? *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen II, Math. Phys.* Kl 1968, 13, p. 231—250, Göttingen.

Marks P., Vessem E. J. (1971) Foraminifera from the Silberberg Formation ("Lower Oligocene") at Silberberg near Helmstedt. *Paläont. z.* 45/1—2, p. 53—68.

Mateescu St. (1926) Observaţiuni geologice şi morfologice asupra depresiunii Huedinului din NV Transilvaniei. *An. Inst. Geol.* XI, p. 349—388, Bucureşti.

— (1939) Les sédiments rouges et la formation répétée des sols lateritiques dans les régions carpathiques de Roumanie. *Bull. Ecole Politechn. Tim.* IX/1—2, p. 127—139, Timişoara.

— (1940) Observations critiques sur les couches Dannienes du N—O de la Transylvanie. C.R. Acad. Sc. Roum. IV/1, p. 89—93, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Mayer-Eymar Ch. (1869) Tableau synchronistique des formations tertiaires d'Europe (3-e éd).

— (1893) Le Ligurien et le Tongrien en Egypte. *Bull. Soc. Géol Fr.* (3), 21, p. 7—43, Paris.

Mészáros N. (1957) Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din NW Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. 174 p, Bucureşti.

— (1960) Studiul litofacial şi paleogeografic al depozitelor marine eocene medii de la vest de Cluj. *St. Univ. Babeş-Bolyai*, ser. *Geol. -Geogr.*, XI/1, p. 87—104, Cluj.

— (1961) Observaţii în legătură cu migrarea gipsurilor eocene de la vest de Cluj. *St. Univ. Babeş-Bolyai*, ser. *Geol. -Geogr.* 1, p. 95—101, Cluj.

— (1963) Paleogeografia depozitelor marine eocen-superioare de la vest şi sud-vest de Cluj. *Asoc. Geol. Carp. -Balc., Congr.* V, 1961, III/1, p. 307—312, Bucureşti.

— Dudich (1968) Die Typen der pyrenäschen Bewegugen an der Eozän / Oligozän — Wende und ihre auswirkungen auf die oligozäne Sedimentbildung in Europa und in der Nachbargebiten. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 12/1—4, p. 263—290, Budapest.

— Magdun D. (1972) Beiträge zur Präzisierung der stratigraphischen Lage des Hoiaer Kalksteines am Hoia-Berg in Cluj. *St. Univ. Babeş-Bolyai, ser. Geol. -Miner.*, 1, p. 53—59, Cluj.

— Nicorici E. (1962) Fauna din orizontul cu Gryphaea eszterhazyi de la Căpuş. *Com. Acad. R.P.R.*, XII/9, p. 1043—1051, Cluj.

— Tămaş Rozalia (1963) Identificarea unui nivel lacustru din baza complexului vărgat superior între localităţile Morlaca-Moigrad. *St. Univ. Babeş-Bolyai*, ser. *Geol. -Geogr.*, 2, p. 61—73, Cluj.

— Tămaş Rozalia (1969) Problema unor specii noi de ostreide din Transilvania, *St. Univ. Babeş-Bolyai*, ser. *Geol. -Geogr.*, 1, p. 23—29, Cluj.

— Iliescu O., Petre I. (1970) Unele consideraţii asupra limitei Eocen-Oligocen în forajele de la Jac-Lupoaia. *D.S. Inst. Geol.*, LV/4, p. 165—173, Bucureşti.

— Lebenzon C., Ianoliu C. (1973) Limita Eocen-Oligocen în dealul Hoia din Cluj, stabilită cu ajutorul nannoplanctonului. *St. Univ. Babeş-Bolyai*, ser. *Geol. -Miner.*, 1, p. 61—69, Cluj.

— Lebenzon C., Ianoliu C. (1974) Trasarea limitei Eocen-Oligocen la Mera cu ajutorul nannoplanctonului. *St. Univ. Babeş-Bolyai*, ser. *Geol. -Miner.*, 2, p. 44—52, Cluj.

Mironova L. V. (1960) Buharskaia svita Paleoghena srednei Azii. *Trudi. Nauc. Gheol. Inst.*, 38, p. 1—128, Moscva.

Moisescu V. (1966) Contribuţii la studiul faunei de echinide din stratele de Hoia şi de Mera. *Stud. cerc.,geol. geof. geogr., ser. Geol.*, 11/1, p. 19—27, Bucureşti.

— (1968) Cercetări geologice în împrejurimile oraşului Cluj. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., ser Geol.*, 13/2, p. 491—503, Bucureşti.

— (1972) Mollusques et Echinides Stampiens et Égeriens de la region Cluj-Huedin-Românaşi. *Mém. Inst. Géol.* XVI, 152 p., Bucureşti.

— (1975) Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen-inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românaşi. *An. Inst. Geol. Geof.* XLVII, p. 5—212, Bucureşti.

Munier-Chalmas E. Ph., Lapparent A. de (1893) Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, XXI, p. 438—488, Paris.

Niţă Pion P. (1968) Observaţii noi asupra gipsurilor eocene din bazinul Transilvaniei. *D.S. Inst. Geol.* LIV/1, p. 257—264, Bucureşti.

— Vasilescu Gh., Vasilescu Magdalena (1966) Contribuţii la stratigrafia depozitelor eocene din regiunea Huedin-Călăţele-Păniceni. *D.S. Inst. Geol.* LII/1, p. 301—316, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Olteanu R., Popescu B. (1973) Considerații paleontologice și sedimentologice privind evoluția ostracodelor în Eocenul de la vest de Cluj. *Stud. cerc. geol.*, ser. *Geol.*, 18/1, p. 245—260, București.

Paváy A. (1872) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausemburg. *Mitt. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* I/3, p. 351—441, Budapest.

Pomerol Ch. (1965) Les sables de l'Éocène supérieur des Bassins de Paris et de Bruxelles. *Mém. Expl. Carte Géol. dét France*, 214 p., Paris.

Popescu B., Gheța N. (1972) Nannoplanctonul calcaros din orizontul marnelor cu briozoare de la vest de Cluj. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/3, p. 129—140, București.

Popescu B. (1976 a) Lower Gypsum Formation west of Cluj — a supratidal evaporite. Sedimentological and petrographical approach. *An. Inst. Geol. Geof.* XLVIII, p. 97—114, București.

— (1976 b) Sedimentology of the Priabonian carbonate rocks from the Jibou Area. *An. Inst. Geol. Geof.*, XLVIII, p. 117—140, București.

— (1978) On the lithostratigraphic nomenclature of the NW Transylvania Eocene. *Rev. Géol. Géof. Géogr., ser. Géol*, p. 99—107.

Radomsky A. (1968) Calcareous nannoplancton zones of the W. Polish Carpathians. *Rocznik Pol. Towarsystwa Geol.* 38, 4, p. 545—605 Krakow.

Răileanu Gr., Saulea Emilia (1955) Contribuții la orizontarea și cunoașterea variațiilor de facies ale Paleogenului din regiunea Cluj-Jibou. *Rev. Univ. C. I. Parhon și a Polit. Buc.*, p. 233—245, București.

— (1956) Paleogenul din regiunea Cluj-Jibou. *An. Com. Geol.* XXIX, p. 272—308, București.

— Mészáros N. (1966) Studiul geologic al complexului vărgat inferior din NV Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geogr. geof., ser. Geol.* 11/2, p. 451—462, București.

— Rusu A., Moisescu V. (1964) Relațiile tectonice ale cristalinului munților Mezeș-Țicău cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. ser. Geol.*, 9/2, p. 251—262, București.

Roth P. H., Bauman P., Bertolino V. (1971) Late Eocene-Oligocene calcareous Nannoplancton from Central and Northern Italy. *Proc. 2nd Plank. Microfossils*, Roma 1970, p. 1069—1097, Roma.

Rusu A. (1967) Studiul geologic al regiunii Moigrad. *D.S. Inst. Geol.*, LIII/1, p. 427—455, București.

— Drăgănescu A. (1976) Facies-zoned carbonate sedimentation at the time of the Hoia Limestone in NW Transylvania. *An. Inst. Geol. Geof.*, XLVIII, p. 141—169, București.

— (1977) Stratigrafia depozitelor oligocene din NW Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii). *An. Inst. Geol. Geof.* LI, p. 69—223, București.

Samuel O., Salaj, J. (1968) Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geol. Ust. D. Stuz.* Bratislava.

— (1970) Phylogenesis of Paleogene planktonic Foraminifera. *Zbornik Geol. Vied. Zapad. Karpat. Z. K.* 17, p. 223, Bratislava.

— (1970) New species of planktonic foraminifera from the Paleogene of the West Carpathians in Slovakia (Cehoslovakia). *Zbornik Geol. Vied Zapad Karpat. Z.K.* 17, p. 217—222, Bratislava.

— (1972) Planktonic Foraminifera from the Eocene in the Bakony Mountains. *Zbornik Geol. vied. Zapad. Karpat. z.k.*, 17, p. 165—215, Bratislava.

Institutul Geologic al României

Stoicovici E., Mureşan I. (1964 a) Studiul zăcămîntului de limonit oolitic şi de glauconit din formaţiunile eocene ale bazinului Transilvaniei (I). *St. Univ. Babeş-Bolyai, ser. Geol.-Geogr.*, 1, p. 7—16, Cluj.

— (1964 b) Studiul zăcămîntului de limonit oolitic şi de glauconit din formaţiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei (II). *St. Univ. Babeş-Bolyai, ser. Geol.-Geogr.*, 2, p. 17—29, Cluj.

Stehlin H. G. (1909) Rémarques sur les faunules de Mammiferes des couches Éocènes et Oligocènes du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), IX, p. 488—520, Paris.

Şuraru N., Şuraru Maria (1966 a) Contribuţii la cunoaşterea serpulidelor paleogene din bazinul Transilvaniei. *St. Univ. Babeş-Bolyai, ser. Geol. -Geogr.*, 1, p. 261—266, Cluj.

— (1966 b) Asupra unor resturi de peşti fosili eoceni din bazinul Transilvaniei. *St. Univ. Babeş-Bolyai, Ser. Geol. -Geogr.*, 1, p. 69—77, Cluj.

— Şuraru Maria, Gaboş L. (1967) Contribuţii la cunoaşterea Clipeastridelor eocene. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., ser. Geol.*, 12/1, p. 193—199, Bucureşti.

Szadeczky-Kardoss E. (1918) A gyalui gristalyos tömeg Kalotaszeg es fïdi szarmasasarol. *Muz. Füz* IV/2, p. Cluj.

— (1930) Contribuţii la geologia Ardealului de Nord-Vest. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XIV, p. 39—58, Bucureşti.

Tătărîm Niţa (1960) Asupra corelării depozitelor eocene marine din NW bazinului Transilvaniei cu bazinele clasice. *Stud. cerc. geol.*, V/2, p. 251—265, Bucureşti.

— (1963) Stratigrafia depozitelor eocene din regiunea de la SW de Cluj. Ed. Acad. R.P.R., 204 p., Bucureşti.

Toumarkine M. (1971) Étude des foraminifères planctoniques de deux sondages (H-849 et PGYT—31) dans l'Éocène de la Montagne Bakony. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LIV/4,1 p. 287—294, Budapest.

Vialov O., Manuilenko O. (1939) Morschie eji paleoghena Fergani. *Probl. Pal.* V, p. 147—163, Moskva.

— (1939) Les Oursins Paleogenes du Fergana. *Probl. of Pal.* V, p. 163—176, Moscow.

Vinogradov C., Barbu I. Z., Hesselamn A. (1963) Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului de fier sedimentar de la Căpuş. *Stud. cerc. geol.* VIII/2, p. 235—252, Bucureşti.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

Fig. 1, 2. — Dolomicrosparite poikilitically cemented by two gypsum generations. Lower Gypsum, Juştelec valley. 1, N / /; 2, Nx.

Fig. 3. — Boundary betweem slightly dolomitized clay lamina and a dolomitic one. The dolomitic lamina has a subordinate clay matrix and the dolomite consists of dolomicrosparite. Lower Gypsum, Budaia valley. N / /.

Fig. 4. — Numulitic grainstone with rare *Nummulites perforatus* specimens and highly triturated bioclasts. The pores are partly filled with sparry calcite and limonite. *Nummulites perforatus* Level, Cionca hill. N / /.

Institutul Geologic al României

Plate III

Fig. 1. — Skeletal packstone with corallinaceans (c), molluscs (m), echinoderms (e) with syntaxial overgrowth cements, and microforaminifera (f) of *Cibicides* and *Quinqueloculina* genus. The compaction of the initial carbonate sediment is revealed by the good packing, grain fracturing, stylolitic and wealded sutures (arrows). Leghia Limestone, Leghia. N / /

Fig. 2. — Porous skeletal wackestone with *Alveolina elongata*. Leghia Limestone, Tîrșori valley. N / /.

Fig. 3. — Miliolitic packstone with strong recrystallized matrix. Leghia Limestone, Piatra hill. N / /.

Fig. 4. — Contact between a corallinacean (c) and a mollusc (m) fragment. Due to the compaction, the matrix was recrystallized and the sparry calcite filled the corrallinacean fracture. Leghia Limestone, Nadic hill. N / /.

Fig. 5. — Foraminiferic packstone. Note the distortion of miliolids and alveolinids supporting the initial strong compaction of the Leghia Limestone. The echinoderm syntaxial overgrowth is made in the expense of the matrix only. Leghia Limestone, Tare valley. N / /.

Plate IV

Fig. 1. — Foraminiferic wackestone. The pelagic foraminifera *(Globigerina Hantkenina,* etc.) are prevailing. Upper Gypsum, Morii Hill. N/ /.

Fig. 2. — Dolomitized, slighty bioclastic mudstone. The initial lime mud was replaced by dolomicrite and then aggraded to dolomicrosparite. The clay material appears as a streaks and tails and some bioclasts (f) resisted to the dolomitization. Upper Gypsum, Grădina valley. N / /.

Fig. 3. — Oolitic, skeletal grainstone. Due to the subaerial exposure, the nuclei of some oolits was dissolved ; the lamellar an echigranular meniscus cement borders superficially the grains. Upper Gypsum, Tog hill. N / /.

Fig. 4. — Oolitic grainstone. Note the elongate shape of the oolits and the relative frequency of lumps. Upper Gypsum, Suvagata hill. N / /.

Plate V

Fig. 1, 2, 3. — Oolitic grainstone. The oolits mould the nucleus shape which can be a foraminifera (f), pelecypod (p), or even an oolit fragment ; the spherulits (s) and lumps (l) coexist with oolits. Upper Gypsum, Baciu quarry. N / /.

Fig. 4. — Oolite displaying 3 oolitization stages, each of them marked by a micritic envelope. Note also the 2 generation cement : first is a bladed meniscus cement and second is a pore filling echigranular cement. Upper Gypsum, Baciu quarry. N / /.

Plate VI

Fig. 1. — Oolite fractured after the meniscus cement precipitation. Upper Gypsum, Baciu quarry. N x.

Fig. 2. — Oolitic wackestone. The oolits with superficial cement redeposed in a lime mud sediment. Upper Gypsum, Baciu quarry. N / /.

Institutul Geologic al României

Fig. 3. — Relics of dolomitic clays in a subfelted gypsum. Upper Gypsum, Stana flagstation, N//.
Fig. 4. — An initial oolitic-skeletal lime mud, now dolomicrosparite. The leached oolits and bioclasts were subsequent filled with gypsum. Upper Gypsum, Stana flagstation, N / /.

Plate VII

Fig. 1. — Skeletal packstone with *Silvestreiella tetraedra* and *Neoalveollina*. Cluj Limestone, Mori Hill. N / /.
Fig. 2. — Bryozoan ecrusting a pelecypod fragment. Cluj Limestone, Răsig hill. N / /.
Fig. 3. — Skeletal wackestone-packstone with *Rotalia*. Cluj Limestone, Răsig hill. N / /.
Fig. 4. — Skeletal wackestone-packstone with a subecuatorial section of *Silvestriella*, *Rotalia*, corallinaceae, miliolids. Ciga hill. N / /.

Plate VIII

Fig. 1. — Skeletal wackestone with *Ethelia alba*. Cluj Limestone, Golişor hill. N / /.
Fig. 2. — Skeletal mudstone with *Lithophillum*. Cluj Limestone, Golişor hill. N / /.
Fig. 3. — Subecuatorial sections of an alveolinid and a rotaliid. Cluj Limestone, Golişor hill. N/ /.
Fig. 4. — Subaxial section of *Nummulites* from the lower part of the Cluj Limestone. Cluj. N / /.

Plate IX

Fig. 1. — Coral boundstone filled with cryptocrystalline micrite of a possible algal origin. Cluj Limestone, Golişor hill. N / /.
Fig. 2. — Fecal pellets in a slighty skeletal mudstone. The echigranular sparry calcite from within the pellets is the result of an organically induced precipitation of calcium carbonate. The angular outline of the calcitic pseudospar is probably a dedolomitic calcite. Cluj Limestone, Arişcut valley. N / /.
Fig. 3, 4. — Skeletal packstone. Overgrowth, dog-tooth type cement followed by a syntaxial one which includes a pelecypod fragment. Cluj Limestone, left slope of Nădăşel valley. 3, N //; 4 N x.

Plate X

Fig. 1. — Ortospar within the pores of a skeletal wackestone. Cluj Limestone, Morii Hill. N / /.
Fig. 2. — Echinoid spine with a syntaxial overgrowth encrusted by a coralline alga. Cluj Limestone, Arişcut valley. N / /.
Fig. 3. — Bryozoan packstone. Calcareous lenses within the Brebi Marls, Cacova valley. N / /.
Fig. 4. — Bioclastic-oncolitic packstone with a strong recrystallized matrix. Hoia Limestone, Hoia hill. N / /.

Plate XI

Fig. 1. — *Miliola rostrata* (Terquem). Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.
Fig. 2. a, b. — *Triloculina inflata* d'Orb. Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Institutul Geologic al României

Fig. 3a, b, c, 4a, b. — *Truncorotaloides rohri* Brönn. & Berm. Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Fig. 5a, b, c. — *Turborotalia rotundimarginata* (Subb.). Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Fig 6a, b, c. — *Globorotalia broedermani* Cush. & Berm. Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Fig. 7a, b, c. — *Globigerina inaequispira* Subb. Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Plate XII

Fig. 1a, b. — *Quinqueloculina ludwigi* Reuss. Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Fig. 2a, b, c. — *Pararotalia inermis* (Terq.). Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Fig. 3a, b, c. — *Globorotalia* cf. *convexa* Subb. Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Fig. 4a, b, c. — *Turborotalia centralis* (Cush. & Berm.). Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Fig. 5a, b. — *Nonion graniferum* (Terq.). Luna village, Căpuş Member, Truncorotaloides rohri zone.

Plate XIII

Fig. 1a, b, c. — *Pararotalia inermis* (Terquem). Leghia village, Mortănuşa Marls.

Fig. 2a, b, c. — *Pararotalia byramensis* (Cushman & Bermudes). Leghia village, Mortănuşa Marls.

Fig. 3a, b, c. — *Pararotalia subinermis* Bathia. Leghia village, Mortănuşa Marls.

Fig. 4a, b, c, . — *Pararotalia lithothamnica* Uhlig. Leghia village, Mortănuşa Marls.

Plate XIV

Fig. 1a, b. — *Pararotalia trochiformis* (Lamk.), Baciu quarry, Nummulites fabianii Level.

Fig. 2a, b. — *Pararotalia armata* (d'Orb.), Baciu quarry, Nummulites fabianii Level.

Fig. 3a, b, c. — *Pararotalia calveze* (Loeblich & Tappan). Baciu quarry, Nummulites fabianii Level.

Fig. 4a, b, c. — *Cibicides dampelae intermedius* Iva, Gheorghian, Gheorghian. Baciu quarry, Nummulites fabianii Level.

Fig. 5a, b, c. — *Cibicides precursorius* (Schwager). Baciu quarry, Nummulites fabianii Level.

Fig. 6a, b. — *Cibicides carinatus* (Terq.). Baciu quarry, Cluj Limestone.

Fig. 7. — *Triloculina trigonula* Lamk. Baciu quarry, Cluj Limestone.

Fig. 8. — *Guttulina irregularis* (d'Orb.). Baciu quarry, Cluj Limestone.

Plate XV

Fig. 1a, b. — *Echinolampas giganteus altus* Koch. Cluj Limestone, Someş valley (Mînăştur). Natural dimension.

Institutul Geologic al României

Fig. 2. — *Diplosalenia gosseleti* (Cott). Mera Beds, Berecoaia valley (Moisescu collection).

Fig. 3a, b. — *Coelopleurus delbosi* Desor. Mera Beds, Berecoaia valley (Moisescu collection).

Plate XVI

Fig. 1. — *Eupatagus transilvanicus* (Hofm). Nummulites fabianii Level, Baciu quarry. ×0,5.

Fig. 2. — *Scutella subtrigona* Koch. Mera Beds, Berecoaia valley. × 0,5.

Fig. 3. — *Schizaster* cf. *Leymeri* Cott. Brebi Marls, Nădășel. × 0,75.

Fig. 4. — *Eupatagus* cf *elongatus* (Agass.). Brebi Marls, Nădășel. × 0,5.

Fig. 5a, b. — *Eupatagus* cf *crassus* (Hofm.). Mera Beds, Băgara. × 0,75.

Plate XVII

Fig. 1. — *Pokorniella osnabrugensis* (Lienenklaus). Adult, right valve. Brebi Marls, Popi valley.

Fig. 2. — Same as 1, internal structure.

Fig. 3. — *Pokorniella* aff. *limbata* (Bosquet). Adult, right valve. Brebi Marls, Turea village.

Fig. 4. — *Quadracythere* sp. 1. Adult, left valve. Cluj Limestone, Ciga Hill (Florești village).

Fig. 5. — *Quadracythere leghiensis* Olteanu. Holotype, adult, right valve. Upper Molluscan Marls, Via hill (Vlaha village).

Fig. 6. — Same as 5, right valve, dorsal sideview.

Fig. 7. — Same as 5, internal structure.

Fig. 8. — *Quadracythere napociensis* Olteanu. Holotype, adult, right valve. Upper Molluscan Marls, Via hill (Vlaha village).

Fig. 9. — Same as 8, internal structure of the right valve.

Plate XVIII

Fig. 1. — *Leguminocythereis striatopunctata* (Roemer). Morphotype A, adult, right valve. Upper Molluscan Marls, Via hill (Vlaha village).

Fig. 2. — *Leguminocythereis striatopunctata* (Roemer). Morphotype B, adult, left valve. Top of the Brebi Marls, Berecoaia valley.

Fig. 3. — Same as 2, internal structure.

Fig. 4. — *Leguminocythereis genappensis* Keij. Adult, left valve. Cluj Limestone, Ciga hill (Florești village).

Fig. 5. — Same as 4, juvenil VI (?).

Fig. 6. — *Cytheretta tricostata* Olteanu. Holotype, right valve. Cluj Limestone, Ciga hill (Florești village).

Fig. 7. — Same as 6, internal structure.

Fig. 8. — *Cytheretta tenuistriata* (Reuss). Adult, right valve. Scutella subtrigona Level of the Mera Beds, Berecoaia valley.

Fig. 9. — Same as 8, internal structure.

Fig. 10. — *Cytheretta vulgaris* Ducasse. Adult, right valve. Upper Molluscan Marls, Via hill (Vlaha village).

Institutul Geologic al României

Plate XIX

Fig. 1. — *Pterigocythereis fimbriata fimbriata* (v. Munster). Adult, left valve. Top of the Brebi Marls, Berecoaia valley.
Fig. 2. — *Pterigocythereis fimbriata spinigera* Keij. Adult, right valve. Pycnodonta gigantica Level of the Brebi Marls, Berecoaia valley.
Fig. 3. — Same as 2, internal structure.
Fig. 4. — *Pterigocythere cornuta* (Roemer). Adult, right valve. Lower Molluscan Marls, Luna village.
Fig. 5. — Same as 4, internal structure.
Fig. 6. — *Pterigocythere hilli* (Bosquet). Adult , left valve. Upper Molluscan Marls, Via hill (Vlaha village).
Fig. 7. — Same as 6, internal structure.

Plate XX

Fig. 1, 2. — *Reticulofenestra* sp. 1, gr. *R. umbilica*; 2-Nx.
Fig. 3, 7. — *Reticulofenestra hampdenensis* Edwards; 7-Nx.
Fig. 4—6. — (?) *Coccolithus* sp. 1; 5-Nx; 6-Nx-45.
Fig. 8—10. — *Reticulofenestra coenura* (Reinhardt) Roth; 10-Nx.
Fig. 11, 12. — *Reticulofenestra oamaruensis* (Deflandre); 12-Nx.
Fig. 13, 14 — *Reticulofenestra reticulata* (Gartner & Smith); 14-Nx.
Fig. 15—17. — *Sphenolithus obtusus* Bukry; 16-Nx, 17-Nx-45.
All figures × 2500

Plate XXI

Fig. 1. — *Reticulofenestra? hillae* Bukry & Percival.
Fig. 2. — *Sphenolithus moriformis* Stradner & Brönn.
Fig. 3. — *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade).
Fig. 4. — *Koczyia wechesensis* (Brukry & Percival).
Fig. 5. — *Cyclicargolithus floridanus* (Hay & Mohler).
Fig. 6. — *Reticulofenestra ? hesslandi* (Haq).

Plate XXII

Fig. 1, 2. — *Reticulofenestra umbilica* (Levin).
Fig. 3. — *Zygrablithus bijugatus* Deflandre.
Fig. 4. — *Transversopontis obliquipons.*
Fig. 5. — *Reticulofenestra falcata* (Gartner).
Fig. 6. — *Sphenolithus predistentus.*

Plate XXIII

Palynological association
Pycnodonta gigantica Level, Brebi Marls, Berecoaia valley

Fig. 1. — *Pityosporites.*
Fig. 2. — *Myricisporites.*

Institutul Geologic al României

Fig. 3. — *Tricolporopollenites cingulum.*
Fig. 4. — *Gingkorectina.*
Fig. 5. — *Quercopollenites.*
Fig. 6. — *Dickinsonia arborescens.*
Fig. 7. — *Juglans polyporata.*
Fig. 8. — *Alnipollenites.*
Fig. 9. — *Deflandrea* sp.

Plate XXIV

Palynological association
Brebi Marls, Acăstăi hill

Fig. 1. — *Podocarpidites.*
Fig. 2. — *Intratriporopollenites.*
Fig. 3. — *Pityosporites.*
Fig. 4, 5. — *Tricolporopollenites cingulum.*
Fig. 6. — *Polypodiaceiosporites*
Fig. 7. — *Quercus gracilis*
Fig. 8. — *Myricipites*
Fig. 9. — *Tylodiscus*
Fig. 10. — *Deflandrea phosphoritica.*

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

BOGDAN POPESCU

GEOLOGICAL MAP OF THE CLUJ-HUEDIN AREA

0 1 2 3 km

Fildu de Sus
Fildului Valley
Fildu de Mijloc
Petrindu
Hodiș
Șfăraș
Dîncu
Tetișu
Jebucu
Stana
Bicălatu
Bologa
Crișul Repede Valley
HUEDIN
Aghireșu
Nadăș Valley
Nadășu
Leghia
Turea
Izvorul Crișului
Dumbrava
Girbău
Nădășelu
Vișlea
Baciu
Căpușu Mic
Căpușu Mare
Suceag
CLUJ-NAPOCA
Gilău
Someșul Mic Valley

LEGEND

1 Terrace
2 Dej Beds
3 Sinmihai Beds
4 Cetate Beds + Zimbor Beds
5 Ticu Beds
6 Brebi Marls + Hoia Beds + Mera Beds
7 Upper Gypsum + Cluj Limestone
8 Leghia Limestone + Valea Nadășului Formation
9 Căpuș Member + Mortănușa Marls
10 Lower Gypsum
11 Jibou Formation
12 Upper Cretaceous
13 Banatitic Bodies
14 Crystallyne Formations of Arada serries
15 Mining works
16 Fault
17 Overthrust fault
18 Geologic boundary
19 Unconformity

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ Dări de seamă, vol. LXIV/4

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 359—376.

4. STRATIGRAFIE

Project 25: Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene

STUDIUL LITO-BIOSTRATIGRAFIC AL FORAJULUI 34601 DE LA ZIMBOR (NW-ul TRANSILVANIEI) [1]

DE

ANATOL RUSU [2], ANTON POPESCU [2], SILVIU RĂDAN [2], MUŞAT GHEORGHIAN [2], MARIANA IVA [2], GHEORGHE POPESCU [2], GIANINA CIOFLICA [2], RADU OLTEANU [2], NICOLAE GHEŢA [2], DAN JIPA [2]

Abstract

Litho-Biostratigraphic Study of Borehole 34601 from the Zimbor Area (NW Transylvania). The lithostratigraphic study of the borehole 34601 from Zimbor was carried out through lithologic (thin sections, granulometry, heavy minerals, clay fraction) and paleontologic investigations (molluscan fauna, foraminifera, ostracods, nannoplankton, spore and pollen). This research work resulted in the drawing up of a complex stratigraphic column that could be used as a reference section for the epicontinental Middle Oligocene-Lower Miocene deposits from the NW Transylvania. This drilling penetrated over 629.9 m of the following formations: Chechiş Marls, Coruş Beds, Sînmihai Beds, Zimbor Beds, Var Sandstone, Ileanda Beds, Creaca Beds and Moigrad Beds.

Forajul 34601-Zimbor, cu carotaj continuu, face parte din lucrările de explorare pentru cărbune brun executate de I.F.L.G.S. (I. Petre, S. Găină, 1969) [3] în partea de nord-vest a depresiunii Transilvaniei. El a fost amplasat între localităţile Zimbor şi Miluani (judeţul Sălaj), pe dealul Ertaşului, pe depozite de vîrstă miocenă (pl. I) şi a străbătut următoarele unităţi litostratigrafice: marnele de Chechiş, stratele de Coruş, stratele de Sînmihai, stratele de Creaca şi stratele de Moigrad (fig.).

Cercetarea carotelor din punct de vedere litologic (studiul în secţiuni subţiri, granulometrie, minerale grele, fracţie argiloasă) şi al conţinutului paleontologic (malacofaună, foraminifere, ostracode, nannoplancton, chara-

[1] Predată la 21 mai 1977, acceptată pentru publicare la 23 mai 1977, comunicată în şedinţa din 3 iunie 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

[3] Arh. I.F.L.G.S. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

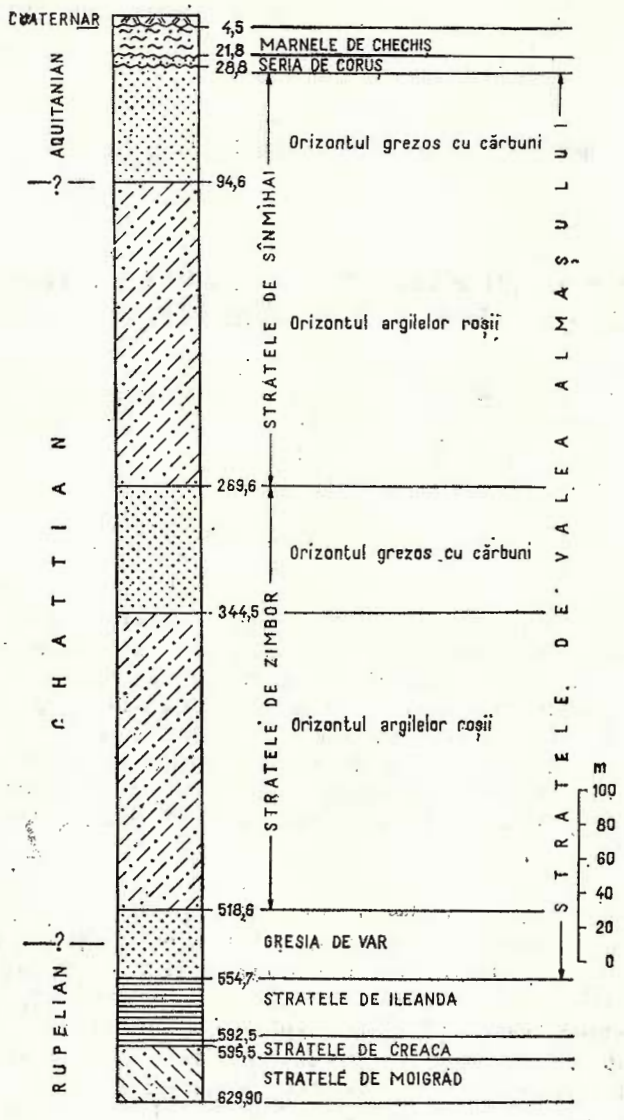


Fig. — Unităţile litostratigrafice străbătute de forajul 34601 Zimbor.
Unités lithostratigraphiques traversées par le forage 34601 Zimbor.

cee, spor-polen) a permis întocmirea unei coloane stratigrafice complexe, care să servească drept secţiune de referinţă pentru depozitele oligocen medii-miocen inferioare din NW-ul Transilvaniei. Studiul biostratigrafic realizat cu această ocazie a urmărit evidenţierea asociaţiilor faunistice şi floristice apte de corelări intrabazinale şi acolo unde a fost posibil, stabilirea apartenenţei lor la biozonele standard cunoscute.

Institutul Geologic al României

Rezultatele analizelor efectuate sînt reprezentate grafic şi corelate într-un tabel sinoptic (pl. II), care mai cuprinde indicaţii asupra mediului de sedimentare (caracteristici batimetrice şi de salinitate) precum şi încadrarea formaţiunilor studiate în scara cronostratigrafică europeană.

Entităţile litostratigrafice întîlnite pe cei 629,9 m foraţi vor fi prezentate în ordine stratigrafică.

1. Stratele de Moigrad (629,9 m-595,5 m)

Acest orizont este ultimul atins de foraj, fiind străbătută doar partea lui terminală (34,4 m) din grosimea totală de peste 100 m, stabilită în alte foraje.

Stratele de Moigrad sînt constituite din argile siltice roşii cu pete verzui, cu intercalaţii de nisipuri sau gresii cuarţoase, albicioase şi roşietice, care pot fi fine sau grosiere, mergînd pînă la microconglomerate. Psamo-psefitele ajung să aibă în foraj pînă la 6 m grosime. Ele au o dezvoltare lenticulară în cuprinsul orizontului şi reprezintă veniri de material grosier într-o zonă în care sedimentarea normală o constituiau argilele roşii.

Studiul gresiilor în secţiuni subţiri a pus în evidenţă cantităţi ridicate de cuarţ (70—80%) şi subordonat muscovit şi sericit (5—12%). Liantul argilos, argilo-feruginos sau mai rar calcaros, este fie de umplere a porilor, fie pelicular, fie arareori bazal.

Din punct de vedere al conţinutului de minerale grele stratele de Moigrad se caracterizează prin procentaje foarte ridicate de granat şi staurolit, care ajung să constituie pînă la 80% din totalul fracţiei grele (pl. II). La aceste două specii minerale majore se adaugă cantităţi notabile de zircon (6—12%) şi de corindon, care în secţiunea bazală a forajului atinge 3%. Constituţia fracţiei grele arată că sursa distributivă a materialului granular era în mod cert de origine cristaloriliană. De altfel toate argilele roşii din Paleogenul Transilvaniei nu reprezintă decît produse de alterare mai ales ale şisturilor cristaline şi subordonat ale rocilor eruptive din Munţii Apuseni (pl. I), transportate în bazin de apele curgătoare. Aceasta explică şi faptul că materialul lor granular prezintă o sortare slabă, iar roca sedimentară, un grad de maturitate relativ scăzut.

Nu dispunem de analize privind compoziţia mineralogică a fracţiunii argiloase din stratele de Moigrad, dar prin analogie cu celelalte orizonturi de argile roşii străbătute de foraj se poate presupune că aceste argile sînt illito-caolinitice.

Depozitele stratelor de Moigrad sînt azoice. Vîrsta lor stabilită pe baza superpoziţiei stratelor şi prin corelare cu orizonturile adiacente (R u s u, 1977) este henisian-rupeliană *s.s.* (= Rupelian *s.l.*).

2. Stratele de Creaca (595,5 m-592,5 m)

Peste argilele roşii ale orizontului anterior urmează:

— 2 m marne slab siltice cenuşii, muscovito-sericitice, cu rare granule de cuarţ şi glomerule de pirită framboidală. Marnele sînt illitice

Institutul Geologic al României

spre illito-montmorillonitice, cu un conținut de calcit destul de ridicat (pl. II). Gradul scăzut de cristalinitate al illitului[4] pare a fi în legătură directă cu mediul salmastru în care s-au depus aceste roci;

— 0,5 m banc de marnocalcar cenușiu-albicios cu rare elemente de cuarț, cu un lumașel format din cochilii de *Cardium lipoldi* R o l l e, *Cardium* sp. (tip *C. serogosicum* N o s s.), *Lentidium vinogrodskii* M e r k l. și *Corbula* ex gr. *sokolovi* K a r l o v. Marnocalcarul trece gradat la:

— 0,5 m gresie calcaroasă, care spre partea superioară devine friabilă, ajungînd un nisip fin micaceu. Materialul granular este reprezentat în principal prin cuarț (cca 70%), la care se adaugă subordonat muscovit + sericit, biotit și substanță organică, toate prinse într-un ciment calcitic bazal sau de atingere.

Asociația de minerale grele caracteristică stratelor de Creaca este similară celei prezente în formațiunea subiacentă, cu o amplificare a procentajului de staurolit pînă la 35% fapt ce subliniază natura cristalofiliană a sursei materialului clastic. Bancul de marnocalcar intercalat în depozitele acestui orizont amintește litofaciesul stratelor de Bizușa din aria Prelucii, al căror echivalent de altfel și sînt. Prezența stratelor de Creaca în forajul de la Zimbor, la o paralelă mult mai sudică față de apariția lor la suprafață (ultima aflorare spre sud a acestor depozite este cea de la Treznea), demonstrează că pe rama Mezeșului, la sud de Treznea, acest orizont este depășit de termenul litostratigrafic imediat mai nou (reprezentat aici de stratele de Cetate).

În cuprinsul stratelor de Creaca se cunoaște o asociație particulară de moluște (R u s u, 1977, p. 125) de apă pliohalină (salinitate d. 9—16,5‰) caracteristică Rupelianului *s.s.* din domeniul transeuropean

3. Stratele de Ileanda (592,5 m-554,7 m)

Forajul a străbătut pe o grosime de 37,8 m depozite pelitice (argile uneori bituminoase, argile marnoase și marne), de obicei încărcate cu mult material siltic, în care se intercalează două pachete (de 7 m și de 8 m grosime) de gresii cenușii (cu tranziție litologică la partea inferioară și cu o limită netă la partea lor superioară). Aceste depozite corespund stratelor de Ileanda din aria Mezeșului (unde ele au aspect atipic) și seamănă foarte bine cu cele din apariția cea mai sudică, de la Ciumărna. Ele reprezintă sedimente mixte, formate în zona de trecere de la faciesul litoral-nisipos la faciesul bazinal-vazos bituminos.

Fracția argiloasă a stratelor de Ileanda devine caolinito-illitică, prin mărirea ponderii caolinitului (alături de care crește și conținutul în clorit). Argilele acestei formațiuni sînt cele mai sărace în illit (abia 35%) din întreaga coloană forată (pl. II), în schimb montmorillonitul capătă o im-

[4] Compoziția mineralogică semicantitativă a fost calculată după metoda lui P. B i s c a y e (1965). Pentru illite s-au determinat indicii de cristalinitate după B. K u b l e r (1966) și gradul lor de aluminozitate (raportul înălțimilor reflexelor 002 și 001), iar pentru montmorillonit s-a calculat indicele de cristalinitate după R. J. G i b b s (1965).

Institutul Geologic al României

portanță mai mare decît în orizonturile încadrante. În proba totală se remarcă o diminuare puternică a conținutului de calcit și o ușoară creștere a dolomitului. Materialul granular, cu un grad avansat de sortare, se prezintă angular pînă la subrotunjit și este constituit preponderent din cuarț (70—90%), dînd rocii caracterul de subgraywacke pînă la protocuarțit. Subordonat se întîlnește muscovit (de regulă 1—5%), care în mod excepțional ajunge pînă la 20%, sericit și clorit (format îndeosebi pe seama biotitului), glomerule de oxizi de fier (rezultați din oxidarea piritei), precum și un pigment organo-hidrotroilitic negricios, care imprimă acestor roci nuanțe închise.

Gresiile și siltitele din stratele de Ileanda au în general un grad de maturitate mediu, el fiind mai scăzut doar la nivelele la care apar sporadic biotitul și feldspații plagioclazi.

În cuprinsul formațiunii se constată o avansată neuniformitate a conținuturilor în minerale grele (pl. II). Astfel, în treimea sa inferioară se mențin aproape neschimbate procentajele din stratele de Moigrad și de Creaca (sesizîndu-se totuși o scădere progresivă a conținutului de staurolit și zircon), în cea medie își fac apariția bruscă cantități masive de corindon (aproape 20%) și cloritoid (peste 10%) — fapt ce o diferențiază net de secțiunea inferioară a formațiunii — iar în cea superioară asistăm la o creștere treptată a procentajelor de zoizit + clinozoizit, hornblendă brună, hornblendă verde și hipersten (care ating conținuturi maxime exact la limita cu gresia de Var) și la o diminuare gradată a procentajelor de corindon și cloritoid. Se remarcă deci, dinspre bază spre partea superioară, creșterea importanței componentei eruptive pe un fond de sursă cristalofiliană.

Într-o marnă cenușie provenind de la cca 591 m adîncime am pus în evidență resturi de *Nucula comta* Goldf; Petre și Găină (1969)[5] înscriu pe profilul de foraj forma *Nuculana gracilis* (Desh.) (= *N. westendorpi* (Nyst)). Ambele sînt specii conducătoare ale nivelului cu *Nucula comta* (Rusu, 1972), de apă euhalină.

Analizele micropaleontologice ale acestor probe au evidențiat prezența speciei *Dorothya textilaroides* Hantk., care în aflorimentul de la Stîna apare împreună cu *Glandulina aequalis* Reuss, *Pyrulina fusiformis* (Reumer), *Nonion granosum* (d'Orb.), (vezi Rusu, 1977, p. 127). Tot din acest nivel provine și o asociație de ostracode, nesemnalată pînă acum în Transilvania, alcătuită din: *Haplocytheridea helvetica* (Lienenklaus), *Cytheridea intermedia* (Reuss), *Aglaiocypris* aff. *enigmatica* (Speyer), *Cytheretta* aff. *tenuistriata* (Reuss) și *Pterigocythereis* sp., asociație cunoscută din Rupelianul *s.s.* al bazinelor nordice (Keij, 1957). Elemente ale nivelului cu *Nucula comta*, caracteristic stratelor de Ileanda, se regăsesc în stratele de Dîncu de la Mera (Moisescu, 1975, p. 103), permițînd să se aprecieze că acest din urmă orizont corespunde părții bazale a stratelor de Ileanda din aria Prelucii. Restul intervalului stratelor de Ileanda are ca echivalent litoral gresia de Cetate, fapt

[5] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

dovedit prin urmărirea acestor două orizonturi pe rama Mezeşului (R u s u, 1977).

Menţionăm că o probă prelevată din partea superioară a formaţiunii (la 556 m) arată acelaşi conţinut microfosil (vezi pl. II) cu cel al nivelului cu *Nucula comta*. Existenţa unui al doilea nivel marin euhalin în cuprinsul stratelor de Ileanda trebuie privită cu rezervă (el nu a fost depistat în cercetările de suprafaţă), avînd în vedere posibilitatea contaminării probei, sau chiar a unei erori de notare a carotelor. În restul formaţiunii apar doar exemplare de *Lentidium vinogrodskii* M e r k l i n şi *Cardium lipoldi* R o l l e, bivalve care indică un mediu salmastru pliohalin.

Analizele microfloristice efectuate au pus în evidenţă pentru prima dată în această formaţiune prezenţa unui spectru sporo-polinic de pădure (pl. II).

Conţinutul fosil şi poziţia geometrică a stratelor de Ileanda concură pentru încadrarea acestei unităţi litostratigrafice la Rupelian *s.s.*

4. Gresia de Var (554,7 m-518,6 m)

Gresia de Var reprezintă un facies migrat în timp al stratelor de Cetate, care la rîndul lor constituie un echivalent litoral al stratelor de Ileanda. Aşadar nu putem vorbi de strate de Cetate peste stratele de Ileanda, cum consideră unii autori, datorită faptului că orizontul gresiei de Var nu ocupă acelaşi interval stratigrafic cu al stratelor de Cetate şi mai ales nu are acelaşi conţinut paleontologic.

Pachetul bazal de gresii fine argiloase (6,7 m grosime) de trecere de la stratele de Ileanda a fost încadrat la gresia de Var datorită pragului marcat în baza sa de proporţia mineralelor grele.

Orizontul grezos (36,1 m grosime) este relativ uniform sub raport petrografic, fiind format din gresii cuarţoase cu granulaţie medie şi grosieră care pot ajunge veritabile ortocuarţite.

La gresiile comune se constată o apreciabilă uniformitate granulometrică, datorită sortării avansate a componentei granulare. În compunerea materialului granular, în genere subangular sau subrotunjit, intră în special cuarţul (80—90%) şi subordonat mice (mai mult sau mai puţin cloritizate), fragmente de cuarţite şi corpusculi opaci. Liantul, de regulă argilos sau argilo-feruginos, este pelicular, sau de umplere a porilor. Conţinutul de minerale grele, determinate la diverse nivele în gresia de Var, exprimă o apreciabilă uniformitate mineralogică. Granatul şi staurolitul constituie elementele majore, urmate de turmalina brună şi zoizit-clinozoizit, cu conţinuturi mult mai scăzute (sub 12%). Originea cristalofiliană a materialului granular este foarte clar marcată. Doar în secţiunea bazală a orizontului apar conţinuturi relativ ridicate de hornblendă brună şi verde, însoţite de mici cantităţi de hipersten, fapt ce sugerează o proveniență eruptivă (sursa fiind mixtă). Rocile orizontului se caracterizează printr-un grad de maturitate relativ ridicat.

Institutul Geologic al României

Nu dispunem de analize privind fracţia argiloasă din acest orizont.

Conţinutul fosil al gresiei de Var este neglijabil, în carotele prelevate nefiind întîlnite decît fragmente indeterminabile de Cardiacee. Prin corelările ce se pot face, se consideră că acest orizont are o vîrstă rupelian-chattiană.

5. Stratele de Zimbor (518,6 m-269,6 m)

În cadrul stratelor de Zimbor se disting 2 orizonturi litologice, care vor fi tratate separat.

5a) *Orizontul argilelor roşii (518,6 m-344,5 m)* — termenul inferior al stratelor de Zimbor, gros de 174,1 m, este constituit din argile siltice roşii-cărămizii, pătate, cu intercalaţii de gresii şi microconglomerate, care pot ajunge pînă la 20 m grosime. Atît argilele roşii, care formează masa de bază a orizontului, cît şi rocile psamitice şi psefitice (cu dezvoltare lenticulară), prezintă o stratificaţie oblică foarte evidentă.

Principalii constituenţi mineralogici ai argilelor roşii sînt illitul, caolinitul şi montmorillonitul, primul ocupînd procentajul cel mai ridicat (cca 65%) din întregul profil de foraj. Cloritul apare şi el destul de abundent, iar dolomitul şi calcitul sînt prezente doar în cantităţi reduse. Sub raportul procentajelor de minerale grele orizontul argilelor roşii debutează prin conţinuturi foarte mari de granat şi staurolit (pînă la 75%, respectiv 20%). Ceva mai sus, în jurul adîncimii de 455 m, staurolitul ajunge la procentajele maxime întîlnite (cca 30—50%), în detrimentul granatului care poate scădea pînă la aproximativ 20%. În secţiunea superioară a orizontului se impune gradat prezenţa turmalinei brune şi în mai mică măsură a hornblendei brune care, cu rare excepţii, constituie un element mineralogic caracteristic pentru stratele de Zimbor în ansamblu.

Rocile orizontului argilelor roşii din cadrul stratelor de Zimbor reprezintă produse de alterare ale şisturilor cristaline şi în mai mică măsură a terenurilor eruptive din aria Munţilor Apuseni şi arată o maturitate scăzută pînă la medie.

Subliniem prezenţa în cadrul acestui orizont a unei asociaţii de characee constituită din : *Nitellopsis (Tectochara) meriani globula* (Mädler), *N. (T.) major* (Gramb. & Paul), *N. (T.) huangi* (Wang), *N. (T.) helvetica* (Mädler), *N. (T.) conica* (Mädler), *N. (T.) minutissima* (Mädler), *N. (T.) ulmaensis* (Straub), *Spaerochara himeri longiuscula* Gramb. & Paul (pl. III). Este pentru prima dată cînd se aduc argumente paleontologice pentru partea inferioară a stratelor de Zimbor, care pot fi astfel corelate cu depozitele continental-lacustre de la nivelul Stampianului superior din Europa occidentală (Mädler, 1955; Grambast & Soulié-Märsch, 1972).

5b) *Orizontul grezos cu cărbuni (344,5 m—269,6 m)* este alcătuit din gresii cuarţoase albicioase, mediu şi fin granulare, cu intercalaţii de argile cenuşii şi cărbuni, totalizînd 74,9 m grosime.

Limita inferioară a acestui orizont a fost trasată între ultimele argile roşii şi un pachet de 5,5 m grosime de siltite verzui, care a fost repartizat orizontului superior pe baza proporţiei de minerale grele.

Institutul Geologic al României

Gresiile conţin material clastic, în special de natură cristalofiliană, în cadrul căruia ponderea maximă o are cuarţul cu peste 80% din masa rocii. Granulele gresiilor sînt angulare pînă la subangulare şi numai rareori rotunjite, iar gradul lor de sortare este în general scăzut. Pe lîngă cuarţ sînt prezente cantităţi variabile de sericit, muscovit şi biotit, mai mult sau mai puţin cloritizat, uneori însoţite de minerale accesorii de tipul feldspaţilor, turmalinei, granatului, zirconului, etc. Fragmentele de roci apar pe alocuri în cantităţi notabile. Liantul gresiilor este argilos, argiloferuginos şi mai rar calcaros sau silicios, avînd caracter pelicular, de umplere a porilor sau de crustificaţie. Varietatea liantului şi sortarea redusă a materialului granular constituie o particularitate a acestui orizont. Gresiile şi siltitele prezintă o maturitate medie cu excepţia secvenţelor ortocuarţitice recunoscute ca indicînd un avansat grad de maturitate.

În orizontul superior al stratelor de Zimbor se remarcă o creştere, treptată a importanţei mineralelor rezistente din grupa R.T.Z. (rutil turmalină, zircon) — care spre coronamentul formaţiunii ating conţinuturi de peste 45% — şi a procentajului de hornblendă brună şi turmalină brună în detrimentul granatului. Acest fapt indică o schimbare a sursei materialului terigen, în cadrul căreia, masivele eruptive din regiune furnizează mai mult material (pl. I). Ca o consecinţă a creşterii importanţei sursei eruptive în cadrul fracţiunii argiloase asistăm la o amplificare substanţială a ponderii caolinitului în detrimentul illitului şi montmorillonitului. Illitul continuă să ocupe un loc important (argilele fiind illito-caolinitice) în schimb montmorillonitul şi cloritul arată modificări semnificative. Din diagramă (pl. II) se constată că maxima caolinitului coincide cu minima montmorillonitului.

Cu privire la cărbunii din acest orizont se poate spune că ei corespund unor episoade turbo-silvestre, formate în mlaştini de ţărm (domeniul paralic), remarcă valabilă pentru toţi cărbunii din stratele de valea Almaşului.

Considerăm că instalarea mediului paralic — cu ape acide — a putut favoriza neoformarea caolinitului (proces penecontemporan sedimentării), acesta apărînd astfel cu o origine dublă (de remaniere şi de neoformaţie).

În intervalul dintre 333 m şi 279,5 m s-au întîlnit mai multe nivele fosilifere, unele adevărate lumaşele. Aici apar în ordinea frecvenţei cochilii de: *Tympanotonus margaritaceus* (B r o c c.), *Polymesoda convexa* (B r g t.), *Melanopsis impressa hantkeni* (H o f m.), *Gobraeus protractus* (M a y e r), *Congeria basteroti* (D e s h.) şi *Pirenella* ex gr. *plicata* (B r u g.) Fauna de moluşte a stratelor de Zimbor este mult mai bogată şi în afară de taxonii citaţi, mai include ostreide, naticide, hidrobii, stenothyre, etc. (K o c h, 1894; R u s u, 1969, 1977; M o i s e s c u, 1972, 1975). Ea corespunde nivelului cu *Crassostrea cyathula* (R u s u, 1969), de vîrstă chattiană şi indică un mediu salmastru mio-pliohalin (3-16,5‰).

Într-o singură probă prelevată de la 324 m a fost pus în evidenţă un ansamblu sărac de foraminifere format din: *Nonion affine* (R e u s s), *Elphidium minutum* (R e u s s), *E. subnodosum* (M ü n s t) şi *Rotalia* sp., forme ce indică la acest nivel o ingresiune de ape brahihaline (16,5-

Institutul Geologic al României

30‰). Asociații de foraminifere bentonice, în care apar cele două specii de *Elphidium*, sînt citate în vestul Europei din nisipurile de Voort din Belgia și din depozitele orizontului de Hauthalen din Germania (B a t j e s, 1957), ambele aparținînd Oligocenului superior. Ansamblul de spor-polen pus în evidență (pl. II), în care predomină formele de *Caryapollenites*, indică un climat cald.

6. Stratele de Sînmihai (269,6m-28,8 m)

6a) *Orizontul argilelor roșii (269,6 m-94,6 m)*, gros de 175 m, este alcătuit din argile roșii cărămizii sau violacee, pătate, cu intercalații de pînă la 10 m grosime de gresii și microconglomerate, frecvent cu stratificație oblică.

Dintre mineralele argiloase illitul continuă să aibă o pondere procentuală importantă, în schimb caolinitul scade mult în favoarea montmorillonitului. Calcitul și dolomitul apar în aceleași cantități reduse ca și în orizontul inferior al stratelor de Zimbor.

Intercalațiile psamitice și psefitice prezintă o largă gamă granulometrică, apărînd nesortate. Elementul mineralogic de prim ordin rămîne în continuare cuarțul (care se prezintă mai ales angular) urmat de sericit, clorit și muscovit. Sporadic se întîlnesc granule de feldspați plagioclazi și cu totul accidental apare pertitul și microclinul (indicînd un grad avansat de imaturitate a depozitelor).

Liantul gresiilor și siltitelor este argilos, feruginos sau mai frecvent mixt și are caracter pelicular, de umplere a porilor, sau chiar bazal.

Din punct de vedere al conținutului în minerale grele orizontul argilelor roșii din stratele de Sînmihai prezintă o remarcabilă uniformitate mineralogică, elementele majore fiind granatul (în medie 50%) și mineralele din grupa R.T.Z. Doar în baza orizontului se constată procentaje scăzute de granat care poate ajunge la cca 25%.

Originea cristalofiliană a materialului este foarte clar marcată pe toată grosimea orizontului argilelor roșii.

În partea bazală a stratelor de Sînmihai s-a pus în evidență o asociație săracă de spor-polen (pl. II) nesemnalată pînă acum la acest nivel.

6b) *Orizontul grezos cu cărbuni (94,6 m-28,8 m)* este alcătuit din argile sau marne siltice cenușii și verzui, cu intercalații de nisipuri sau microconglomerate care ajung pînă la 15 m grosime și cu strate de cărbuni sau șisturi cărbunoase. Aceste depozite însumează 65,8 m grosime.

Principalul component mineralogic al fracției argiloase din acest orizont este caolinitul, care atinge 50% (procentajul cel mai ridicat din întregul profil de foraj), urmat îndeaproape de illit. Argilele pot fi caracterizate drept caolinito-illitice. Montmorillonitul scade mult, iar cloritul practic dispare.

De remarcat că cristalinitatea illitului și montmorilonitului cunoaște nivelul cel mai scăzut din întreaga secțiune, legat probabil de o scădere accentuată a salinității apelor. Cantitatea de calcit este în creștere față de cea a orizontului imediat subiacent, în schimb dolomitul dispare.

Institutul Geologic al României

Examenul în secţiuni subţiri al gresiilor arată că materialul granular — format în principal din cuarţ (care ajunge să depăşească 80—85%), urmat de sericit, clorit şi muscovit (totalizînd abia 5—8%) — este relativ bine sortat, conducînd fie la gresii grosiere (cu granule de peste 0,50 mm ∅), fie la gresii fine (cu granule mai mici de 0,20 mm ∅). Uneori în aceeaşi rocă apar două tipuri dimensionale predominante. Liantul gresiilor şi siltitelor este argilos, feruginos sau silicios, cu caracter de umplere a porilor, pelicular sau bazal. Depozitele prezintă caractere de maturitate medie, cu excepţia intercalaţiilor grezoase ortocuarţitice, care intră în domeniul depozitelor de maturitate ridicată.

În cadrul asociaţiei de minerale grele, creşte importanţa grupei R.T.Z. (zirconul ajunge să marcheze conţinuturi maxime, de ordinul 20—45%). La acestea se adaugă cantităţi apreciabile de hornblendă brună (6—12%), cu scăderi proporţionale ale granatului (care arată o minimă în baza orizontului).

Proporţia de minerale grele indică o origine mixtă (din şisturi cristaline şi din roci eruptive) a materialului terigen, cu predominanţa celui din terenurile cristalofiliene (pl. II).

În carotele acestui orizont nu au fost întîlnite resturi de macrofaună, dar ea este cunoscută în regiuni apropiate din aflorimente, unde formează nivelul cu *Crassostrea aginensis* (R u s u, 1969). Fauna de moluşte a acestui nivel (K o c h, 1894; R u s u, 1969, 1977; M o i s e s c u, 1972, 1975), constînd din specii ale genurilor *Crassostrea*, *Mytilus*, *Gobraeus*, *Batissa*, *Tympanotonos*, *Pirenella*, *Melanopsis*, etc., arată un mediu cu salinitate miopliohalină ($3^0/_{00}$-$16{,}5^0/_{00}$). Asociaţie faunistică de aceeaşi salinitate cu cea a stratelor de Zimbor, ea are însă o componenţă specifică sau subspecifică de factură miocenă, indicînd un Egerian terminal (Aquitanian).

Analizele palinologice efectuate au pus în evidenţă o bogată asociaţie caracterizată prin participarea largă a polenului de Juglandacee în detrimentul coniferelor. Participarea procentuală în cadrul asociaţiei întîlnită este: *Caryapollenites* 72%, *Tricolpopollenites* 10%, *Alnipollenites* 6%, *Quercopollenites* 6%, *Pityosporites* 3%, *Carpinuspollenites* 1%, *Taxodiaceaepollenites* 1% şi *Piceapollenites* 1%. Reiese că pădurile de foioase ocupau suprafeţe întinse în apropierea bazinului de sedimentare, păduri în cuprinsul cărora termofilele ating un procent de cca 89%, indicînd pentru începutul Miocenului un climat cald.

7. Stratele de Coruş (28,8 m-21,8 m)

Acest orizont are în bază un pachet de 1,5 m grosime de nisip fin argilos, cu galeţi moi de argile verzui. După litologie pachetul menţionat poate fi interpretat greşit ca aparţinînd stratelor de Sînmihai, dar în realitate el reprezintă nivelul de debut al stratelor de Coruş, cu material remaniat din substrat. El corespunde primei transgresiuni miocene din bazinul Transilvaniei.

Institutul Geologic al României

Urmează pe 5,5 m nisipuri fine, cuarţoase, albicioase, cu intercalaţii subţiri de gresii fine. Granulele subangulare sau angulare, mai rar subrotunjite, au în mod obişnuit dimensiuni de 0,05-0,20 mm ∅ dar apar şi elemente de 1-4 mm ∅. Cuarţul sau fragmentele de cuarţite, care predomină net în cadrul materialului clastic, este asociat cu cloritul; rar apar lamele de muscovit şi fragmente de calcit de natură organică.

Liantul gresiilor este constituit din oxizi de fier şi uneori din silicaţi feroşi (probabil leptoclorite), apărînd ca ciment pelicular sau de umplere a porilor. Acest liant dă rocii, prin alteraţie, o tentă ruginie. Depozitele stratelor de Coruş se caracterizează printr-un accentuat grad de maturitate.

Din punct de vedere al conţinutului de minerale grele orizontul acesta se distinge prin ponderea foarte ridicată a mineralelor rezistente din grupa R.T.Z. (atingînd valori de 50-60%) şi prin scăderea bruscă a importanţei granatului, care ajunge să reprezinte doar 20—25% din totalul fracţiei grele. Este notabilă aici prezenţa distenului şi în special a hornblendei brune, care marchează conţinuturi de 10—15%, arătînd o creştere explozivă.

După cum se poate observa (pl. II), reprezentarea grafică a conţinuturilor de minerale grele arată un prag bine marcat în baza pachetului de nisipuri necontaminate cu material din substrat. Dacă această constatare se va verifica pe mai multe profile ea va căpăta o importanţă deosebită în cartare, permiţînd să se traseze limita strate de Valea Almaşului / strate de Coruş acolo unde ambele formaţiuni sînt grezoase. În ceea ce priveşte sursa de material, cu tot aportul substanţial de elemente din terenurile eruptive, fondul rămîne cel cristalofilian.

Analizele de minerale argiloase arată o creştere puternică a conţinutului în montmorillonit în detrimentul caolinitului, care marchează o scădere accentuată (de la aproape 50% în orizontul subiacent la cca 10% aici). Fracţia argiloasă poate fi caracterizată ca fiind illito-montmorillonitică. Se remarcă o creştere moderată a cristalinităţii illitului şi mai accentuată în cazul montmorillonitului, legată credem noi de mediul marin normal (euhalin) de depunere. Cloritul reapare în cantităţi mici, iar calcitul şi dolomitul cîştigă mult în importanţă.

În carotele prelevate din acest orizont nu s-au întîlnit resturi macrofaunistice, dar este cunoscut că stratele de Coruş sînt bine definite paleontologic (Koch, 1900; Răileanu, Negulescu, 1964; Şuraru, 1967; Rusu, 1969; Moisescu, 1975). Ele conţin o bogată faună de moluşte aparţinînd nivelului cu pecteni mari [*Pecten pseudobeudanti* (Dep. & Rom.), *Chlamys gigas* (Schloth.), *Chlamys holgeri* (Geinitz)], caracteristică Eggenburgianului din domeniul Paratethys.

Elementele de spor-polen întîlnite arată că termofilele înregistrează o diminuare procentuală simţitoare (pînă la 15%), marcînd o scădere a temperaturii.

Institutul Geologic al României

8. Marnele de Chechiş (21,8m-4,5 m)

Forajul traversează doar partea inferioară a marnelor de Chechiş, care în regiune măsoară cca 60 m grosime.

Orizontul începe cu un nivel (1,4 m) de lutite cenuşii slab nisipoase, glauconitice, cu rare elemente de cuarţite rulate cu diametrul de cca 5 mm. Este nivelul de debut al marnelor de Chechiş, care aici nu mai prezintă o limită tranşantă cu stratele de Coruş ca în alte părţi.

Urmează marne cenuşii foioase, fin nisipoase, de 15,9 m grosime în care apare o intercalaţie microconglomeratică cu liant lutitic. Marnele sînt constituite mai ales din illit şi montmorillonit, cu o participare foarte redusă a caolinitului. Cantitatea de calcit creşte foarte mult în raport cu cea din orizontul subiacent. Cristalinitatea illitului şi a montmorillonitului rămîne la fel de ridicată ca şi în stratele de Coruş, determinată fiind de apele marine euhaline din bazin.

Orizontul marnelor de Chechiş este bine caracterizat biostratigrafic. Carotele nu au oferit resturi de macrofaună; ea este cunoscută însă din cercetările de suprafaţă (Şuraru, 1968) şi arată că întregul orizont aparţine Eggenburgianului. Microfauna în schimb abundă (Popescu, 1975). Caracteristica generală a asociaţiei de foraminifere întîlnită în foraj constă în predominanţa numerică a foraminiferelor bentonice, dintre care reprezentanţii genurilor *Lenticulina* şi *Planularia* dau informaţii preţioase asupra vîrstei depozitelor. Astfel speciile: *Lenticulina subpapillosa* (Nuttall), *L. totoniensis* Mjatliuk şi *Planularia galea* Fichtel & Moll., care caracterizează marnele de Chechiş, se întîlnesc exclusiv în Miocenul inferior.

Dintre foraminiferele planctonice speciile cele mai frecvente sînt: *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb., *G. bolli* Citta, *G. ciperoensis ciperoensis* Bolli, *Globorotalia opima opima* Bolli, *G. opima nana* Bolli, *Globigerinoides triloba* (Reuss), *G. immaturus* (Le Roy), *G. irregularis* (Le Roy); rar mai apar *Globigerinoides primordius* Blow & Banner şi *G.* cf. *sicanus* di Stefani. Acestea încadrează întregul interval carotat al marnelor de Chechiş în zona N—5 din scara standard de foraminifere planctonice propusă de Blow (1968), zonă aparţinînd Aquitanianului.

Analizele de nannoplancton relevă o asociaţie destul de săracă, dar semnificativă ca conţinut. Astfel, alături de specii cu valoare stratigrafică largă [*Coccolithus eopelagicus* Braml. & Ried., *C. pelagicus* Walich, *Dictyococcites abisectus* (Müler), etc.], apar şi specii ca *Helicopontosphaera kamptneri* Hay & Mohler, *H. ampliaperta* (Braml. & Wilcox.) şi *Sphaenolithus belemnos* Braml. & Wilcox a căror răspîndire este restrînsă la zonele NN2-NN4 în scara lui Martini (1971). Mai notăm că *Helicopontosphaera ampliaperta* şi *Sphenolithus belemnos* sînt citate împreună numai în zonele NN2-NN3, corespunzînd intervalului Aquitanian terminal-Burdigalian bazal.

Asociaţia de spor-polen continuă să aibă aceeaşi constituţie procentuală ca cea din orizontul subiacent (pl. II).

Institutul Geologic al României

Concluzii

Studiul lito-biostratigrafic complex al forajului 34601—Zimbor cu carotajul continuu a permis construirea unei coloane stratigrafice care să servească drept secţiune de referinţă pentru depozitele epicontinentale oligocen medii-miocen inferioare din NW-ul Transilvaniei.

Corelarea carotelor din punct de vedere petrografic şi paleontologic aduce o serie de contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor străbătute de foraj şi a mediului în care acestea s-au depus. Au fost determinate pentru prima dată conţinuturile în minerale grele şi caracteristicile fracţiei argiloase din unităţile litostratigrafice probate, care au condus la concluzii similare în aceea ce priveşte sursa materialului sedimentar. Astfel s-a constatat că orizonturile de argile roşii (stratele de Moigrad, stratele de Zimbor inferioare, stratele de Sînmihai inferioare) conţin procentaje ridicate de granat, staurolit şi minerale din grupa R.T.Z., indicînd o sursă cristalofiliană; argilele orizonturilor roşii sînt illito-montmorillonitice sau illito-caolinitice. Psamitele au o sortare slabă, iar depozitele în general prezintă un grad redus de maturitate.

În cadrul orizonturilor grezoase (gresia de Var, stratele de Zimbor superioare, stratele de Sînmihai superioare, stratele de Coruş) apar cantităţi notabile de hornblendă brună şi verde, turmalină brună etc., în detrimentul granatului, indicînd o creştere a importanţei sursei eruptive (pe un fond cristalofilian), fapt ce a determinat o amplificare a ponderii caolinitului, fracţia argiloasă devenind illito-caolinitică, sau chiar caolinîto-illitică. Gresiile acestor orizonturi arată o sortare mai bună şi o maturitate medie pînă la mare (în cazul ortocuarţitelor).

Analizele micropaleontologice au condus la descoperirea unei faune de ostracode caracteristică Rupelianului *s.s.* din bazinele nordice, în stratele de Ileanda, orizont în care apare şi un spectru sporo-polinic nesemnalat pînă acum, şi a unui ansamblu de Characee în orizontul argilelor roşii din stratele de Zimbor, ansamblu cunoscut în Stampianul superior din Europa occidentală. Asociaţia de foraminifere plactonice din marnele de Chechiş stabileşte pentru intervalul carotat prezenţa zonei N5 (B l o w, 1969), iar nannoplanctonul corespunde zonei NN2-NN3 (M a r t i n i, 1971), ceea ce arată o vîrstă aquitanian superioară.

Elementele termofile ale spectrelor sporo-polinice arată un climat cald pînă la nivelul stratelor de Sînmihai, inclusiv şi o scădere a temperaturii în timpul depunerii stratelor de Coruş şi de Chechiş.

BIBLIOGRAFIE

B a t j e s D. A. (1958) Foraminifers of the Oligocen of Belgium. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., Mém.* 143, 188 p., Bruxelles.

B i s c a y e P. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. An. Bull.* 76, p. 105—122, New York.

Institutul Geologic al României

Blow W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. *Proc. I^st Intern. Conf. Plankt. Microfoss. Geneva* 1967, 1. p. 199—422, Leiden.

Cushman J. A. (1939) A monograph of the Foraminiferal Family Nonionidae. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 191, Washington.

Gibbs R. J. (1967) The geochemistry of the Amazon River System : Part. I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, p. 1203—1232, New York.

Grambast L., Paul Ph. (1965) Observations nouvelles sur la flore de Charophytes du Stampian du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7) VII/2, Paris.

— Soulié-Märsch (1972) Sur l'ancieneté et la diversification des Nitellopsis (Charophytes). *Paleobiol. Continent.* III/3, p. 1—14, Montpellier.

Keij A. J. (1957) Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. *Mém. Inst. Roy. Sci. Belg., Mém.* 136, 257 p., Bruxelles.

Koch A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I, Paleogene Abteilung. *Mitth. a.d. Jahrbuch d. Kgl. Ung. Geol. Amst.* X, 6, pp. 177—399, Budapest.

Kubler B. (1966) La cristalinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In : Coll. sur les Etages Tectoniques. Neuchâtel, p. 105—122.

Martini E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplancton zonation. *Proc. II Intern. Plankt. Conf. Roma* 1970, p. 739—785, Roma.

Mädler K. (1955) Zur Taxonomie der Tertiären Charophyten. *Geol. Jb.* 70, p. 265—328, Hannover.

Mészáros N., Lebenzon C., Ianoliu C., Pion N. (1975) Nannoplanctonul din Stratele de Cetate şi semnificaţia lui stratigrafică. *Stud. cerc. geol. geof. geogr./Geol.*, 20/2, p. 215—219, Bucureşti.

Moisescu V. (1972) Mollusques et Echinides Stampiens et Égériens de la région de Cluj-Huedin-Româşi (NY-ul Transilvaniei). *Mém. Inst. Géol.*, XVI, 152 p., Bucureşti.

— (1975) Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen-inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Romănaşi (NW-ul bazinului Transilvaniei). *An. Inst. Geol. Geofiz.* XLVII,p. 5—211, Bucureşti.

Petre I. (1971) Consideraţii stratigrafice asupra Oligocenului mediu din bazinul Almaşului (NW Transilvaniei), bazate pe date de foraj. *D.S. Inst. Geol.* LVII/4, p. 109—118, Bucureşti.

Petrescu I. (1970) Consideraţii generale asupra florelor oligocene din NW Transilvaniei. *Stud. Univ. Babeş Bolyai, ser. Biol.*, 2, p. 47—52, Cluj.

Popescu Gh.(1975) Études des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du Nord-Ouest de la Transylvanie. *Mém. Inst. Géol. Geoph.*, XXIII, 121 p., Bucureşti.

Rusu A. (1969) Sur la limite Oligocène / Miocène dans le bassin de Transylvanie. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. sér. Géol.* 13, 2, p. 203—216, Bucureşti.

— (1972) Semnalarea unui nivel cu Nucula comta în bazinul Transilvaniei şi implicaţiile lui stratigrafice. *D.S. Inst. Geol.*LVIII/4, p. 265—282, Bucureşti.

— (1975) Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii). *An. Inst. Geol. Geofiz.* LI, p. 69—223, Bucureşti.

Şuraru N. (1967) Beiträge zur Kenntnis des Burdigals im nord-westlische Theil des Siebenbürger Beckens zwischen, Cluj und Surduc (Rumänien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 8, p. 489—497, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

— (1968) Contribuţie la cunoaşterea macrofaunei Argilelor de Chechiş. *Stud. Univ. Babeş-Bolyai, ser. Geol. Geogr.* 2, p. 47—58, Cluj.

ÎNTREBĂRI

C. V. P a p i u : 1. Există o corelaţie între caracterul materialului granular şi al celui argilos, în funcţie de sursa de origine?

2. Materialul argilos este corelabil cu originea şi mediul continental (recte natura laterltică se reflectă în mineralogia materialului continental)?

Răspuns: 1. (A. P o p e s c u) De-a lungul coloanei străbătute de foraj s-a constatat o coincidenţă a conţinuturilor ridicate de minerale grele de provenienţă eruptivă cu cantităţi maxime de caolinit. Pe de altă parte, secvenţele bogate în minerale cristalofiliene prezintă o fracţiune argiloasă îmbogăţită în illit şi montmorillonit (fără ca acesta din urmă să depăşească însă procentele de caolinit).

2. (S. R ă d a n) Coincidenţele menţionate arată că mineralogia fracţiunii argiloase este controlată, în acest caz, în principal de sursă. Scoarţele de alterare au putut fi diferite din punct de vedere mineralogic, iar intensitatea aporturilor a alternat în timp : episoadele cu argile roşii din stratele de Moigrad, stratele de Zimbor şi stratele de Sînmihai arată influenţa majoră a unei arii-sursă cu substrat cristalin, iar secvenţele grezoase cu cărbuni indică un control al unei arii-sursă în care au predominat rocile magmatice. Depozitele roşii fiind foarte bogate în illit şi relativ sărace în caolinit, este de presupus că scoarţa de alterare nu a fost de tip lateritic. Asemenea depozite roşii se pot forma în timpul aşa-numitelor „climate rubefiante de acumulare" (cf. C h o u b e r t); mineralul cardinal nu este caolinitul, iar fedspaţii (absenţi de obicei în laterite) sînt aici destul de frecvenţi.

M. S ă n d u l e s c u : 1. Carotele analizate au fost orientate? Dacă nu, cum s-a putut determina direcţia şi sensul de transport al materialului clastic?

Răspuns: Carotele nu au fost orientate, dar avînd în vedere că reconstrucţiile paleogeografice precizează pentru Egerian un ţărm aproximativ paralel cu conturul actual al depresiunii transilvane în acest sector, am presupus două direcţii de transport după natura materialului clastic : dinspre VNV, pentru materialul preponderent ctistalofilian, şi dinspre SSV, pentru cel cu preponderenţă eruptivă.

ETUDE LITHO-BIOSTRATIGRAPHIQUE DU FORAGE 34.601 DE ZIMBOR (NW DE TRANSYLVANIE)

(Résumé)

Le forage 34.601 de Zimbor à carottage continu (629,9 m) est situé entre les localités de Zimbor et de Miluani (district de Sălaj), sur les dépôts d'âge miocène (pl. I). L'investigation des carottes du point de vue lithologique (lames minces, granulométrie, minéraux lourds, fraction argileuse) et paléontologique (malacofaune, foraminifères, ostracodes, nannoplancton, cha-

Institutul Geologic al României

rophytes, spores-pollen) a permis de dresser une colonne stratigraphique complexe qui peut servir comme coupe de référence pour les dépôts épicontinentaux rupéliens-aquitaniens du NW de la Transylvanie. Les unités lithostratigraphiques traversées par le forage sont présentées de bas en haut.

1. *Couches de Moigrad (629,9—595,5 m)*

Cet horizon, qui peut atteindre jusqu'à 100 m environ, est traversé seulement sur 34,4 m de son épaisseur. Il est constitué d'argiles siltiques rouges, à intercalations de sables ou de grès quarteux. Les grès contiennent 70—80% quartz et ont un liant argilo-ferrugineux ou calcaire. Ils se caractérisent par des pourcentages très élevés de grenat et de staurotide (pl. II), indiquant ainsi l'origine cristallophylienne du matériel terrigène.

2. *Couches de Creaca (595,5—592,5 m)*

Ces couches sont représentées par marnes illitiques, faiblement siltiques (2 m), marno-calcaire à lumachelle de bivalves saumâtres (0,5 m), grès calcaires et sable (0,5 m). L'association de minéraux lourds est similaire à celle de la formation sous-jacente, soulignant la même source pour le matériel terrigène. L'ensemble faunique dénote un milieu saumâtre d'eau pliohaline (9—16,5‰) et est caractéristique au Rupélien *s.s.* du domaine transeuropéen.

3. *Couches de Ileanda (592,5—554,7 m)*

Ces couches présentent un faciès atypique, caractérisé par dépôts pélitiques (argiles, argiles marneuses et marnes) où s'intercalent deux paquets de grès à caractères de subgraywacke jusqu'à protoquartzites. La fraction argileuse devient kaolinito-illitique, cettes argiles étant les plus pauvres en illite de toute la coupe de forage. Dans le cadre de la formation on observe une non-uniformité accentuée des contenus en minéraux lourds (pl. II), en remarquant qu'en conmençant de la base vers la partie supérieure la composante éruptive devient de plus en plus importante (hornblende verte et brune) sur un fond toujours cristallophyllien. Dans le niveau à *Nucula comta* de la partie basale de la formation a été mise en évidence une association d'ostracodes, nouvelle pour la Transylvanie, connue également dans le Rupélien *s.s.* des bassins nordiques. On a y signalé pour la première fois un spectre sporo-polynique de forêt.

4. *Grès de Var (554,7—518,6 m)*

L'horizon est formé de grès quartzeux (80—90% quartz) à liant argileux ou argilo-ferrugineux. Le grenat et la staurotide constituent des éléments majeurs de la fraction lourde, en témoignant l'origine cristallophyllienne du matériel détritique.

5. *Couches de Zimbor (518,6—269,6 m)*

5a) L'horizon des argiles rouges (174,1 m d'épaisseur) est constitué des argiles rouges siltiques, illito-kaolinitique (l'illite atteint le plus élevé pourcentage le long de la coupe de forage — 65%), à intercalations de grès et de microconglomérats. Dans le cadre de la fraction de minéraux lourds, les éléments principaux sont le grenat et la staurotide, le dernier arrivant à des pourcentages maximums de 30—50%. Les roches dénotent une faible maturité, représentant des produits d'altération des schistes, cristallins et dans une certaine mesure des roches éruptives des Monts Apuseni (pl. I).

Institutul Geologic al României

5b) L'horizon gréseux à charbon (74,9 m d'épaisseur) est formé de grès quartzeux à intercalations d'argiles grises et charbon. Dans le cadre des grès, les minéraux lourds du groupe R.T.Z. (rutile, tourmaline, zircon) et la hornblende brune ont une importance plus élévae que le grenat. La fraction argileuse est illito-kaolinitique. Le matériel terrigène est fourni tant par les terrains cristallins que par les massifs éruptifs. La faune de mollusques et de foraminifères indique un milieu saumâtre mio-pliohalin, à niveaux brachihalins, et un âge chattien.

6. *Couches de Sînmihai (269,6—28,8 m)*

6a) L'horizon des argiles rouges (175 m d'épaisseur) est formé d'argiles illitiques rouges à intercalations de grès et de microconglomérats. D'après la proportion de minéraux lourds (pl. II) il résulte que l'origine du matériel sédimentaire est cristallophyllienne.

6b) L'horizon gréseux à charbons (65,8 m d'épaisseur) est constitué d'argiles ou de marnes siltiques grises à intercalations de sables et de microconglomérats, de schistes charbonneux et de charbon. La fraction argileuse est kaolinito-illitique, la kaolinite ayant le pourcentage le plus élevé (50 %) de toute la coupe. Dans le cadre de l'association de minéraux lourds, l'importance du groupe R.T.Z. (le zircon atteint le contenu de 45 %) et de la hornblende brune augmente, indiquant une origine mixte du matériel. L'ensemble faunique correspond à une salinité mio-plihaline et dénote un âge eggérien terminal (Aquitanien basal).

Dans le cadre de la paléo-flore, les thermophylles arrivent à des pourcentages de 89 %.

7. *Couches de Coruș (28,8—21,8 m)*

L'horizon débute par un niveau (1,5 m) qui remanie le matériel de substrat — première transgression miocène — suivi de sables fins quartzeux à intercalations de grès. Le liant des grès est constitué d'oxydes de fer ou de silicats ferreux. La fraction lourde se caractérise par un poids élevé du groupe R.T.Z. et par une augmentation explosive du contenu en hornblende brune. On y résulte un grand apport de matériel éruptif, sur un fond cristallophyllien. Les analyses de minéraux argileux montrent une forte augmentation du contenu en montmorillonite au préjudice de la kaolinite (la fraction argileuse est illito-montmorillonitique). Dans les échantillons prélevés de forage n'apparaît pas la malacofaune qui appartienne au niveau à grands Pectens (Eggenburgien), si bien caractéristique aux couches de Coruș. Le spores-pollen de cet horizon et de celui surjacent marque une diminution substantielle des thermophylles jusqu'à 15 %.

8. *Marnes de Chechiș (21,8—4,5 m)*

Le forage a traversé seulement la partie inférieure de cet horizon qui dans la région a une épaisseur d'environ 60 m. L'horizon débute par un niveau de lutites glauconitiques (1,4 m) et continue avec des marnes grises illito-montmorillonitiques. La microfaune de l'intervalle foré caractérise la zone N5 de l'échelle de foraminifères planctoniques de Blow (1969) et les zones NN2—NN3 de l'échelle de nannoplancton de Martini (1971), correspondant à l'Aquitanien terminal.

On constate que les minéraux lourds et la fraction argileuse nous mènent à des conclusions similaires en ce qui concerne l'origine du matériel sédimentaire.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Cadre géologique régional du forage de Zimbor (NW de Transylvanie) (selon des données publiées). 1, dépôts miocènes ; 2, dépôts égériens (Chattien-Aquitanien basal) ; 3, dépôts rupéliens *s.l.* ; 4, dépôts éocènes ; 5, roches éruptives ; 6, schistes cristallins et sédimentaires mésozoïques (surbordonné) ; 7, apport à prépondérance de matériel éruptif ; 8, apport à prépondérance de matériel cristallophyllien ; 9, location du forage 34601.

Planche II

Coupe de forage et tableau synoptique contenant des données corroborées.

Planche III

Fig. 1. — *Nitellopsis (Tectochara) meriani globula* (M ä d l e r), stratele de Zimbor, Chattian, nr. col.
Nitellopsis (Tectochara) meriani globula (M ä d l e r), couches de Zimbor, Chattien, no. col.

Fig. 2a, b, c, 4a, b, c. — *Nitellopsis (T) major* (G r a m b a s t & P a u l), stratele de Zimbor, Chattian, no. col.
Nitellopsis (T) major (G r a m b a s t & P a u l), couches de Zimbor, Chattien, no. col.

Fig. 3a, b, c. — *Nitellopsis (T) huangi* (W a n g), stratele de Zimbor, Chattian, nr. col.
Nitellopsis (T) huangi (W a n g), couches de Zimbor, Chattien, no. col.

Fig. 5. — *Nitellopsis (T) conica* (M ä d l e r), stratele de Zimbor, Chattian, nr. col.
Nitellopsis (T) conica (M ä d l e r), couche de Zimbor, Chattien, no. col.

Fig. 6. — *Nitellopsis (T) helvetica* (M ä d l e r), stratele de Zimbor, Chattian, nr. col.
Nitellopsis (T) helvetica (M ä d l e r), couches de Zimbor, Chattien, no. col.

Fig. 7a, b. — *Nitellopsis (T) minutissima* (M ä d l e r), stratele de Zimbor, Chattian, nr. col.
Nitellopsis (T) minutissima (M ä d l e r), couches de Zimbor, Chattian, no. col.

Fig. 8a, b, c. — *Nitellopsis (T) ulmaensis* (S t r a u b), stratele de Zimbor, Chattian, nr. col.
Nitellopsis (T) ulmaensis (S t r a u b), couches de Zimbor, Chattian, no. col.

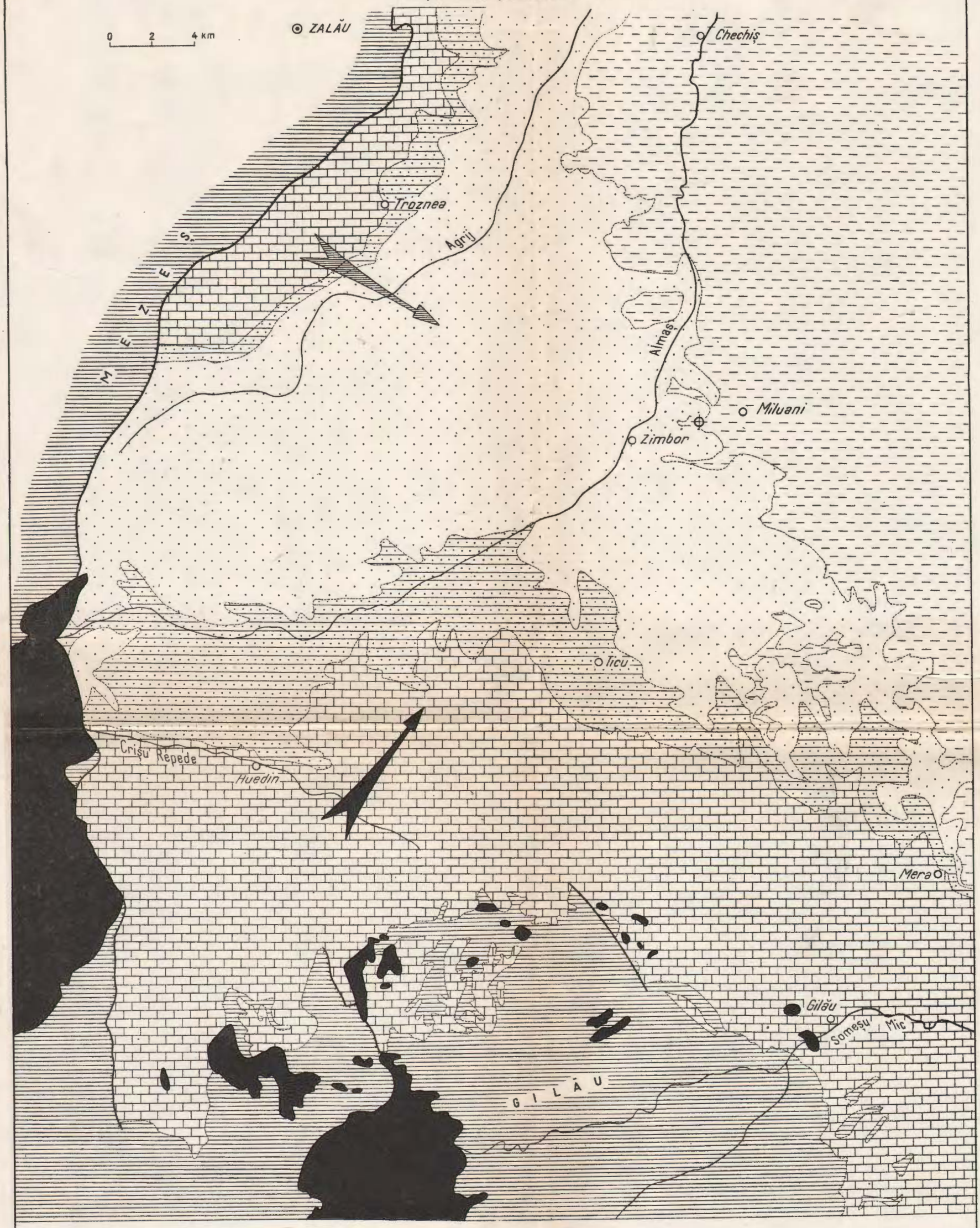
Fig. 9a, b, c. — *Sphaerochara hirmeri longiuscula* G r a m b a s t & P a u l ; stratele de Zimbor, Chattian, nr. col.
Sphaerochara hirmeri longiuscula G r a m b a s t & P a u l ; couches de Zimbor, Chattien, no. col.

Institutul Geologic al României

A. RUSU

CADRUL GEOLOGIC REGIONAL AL FORAJULUI DE LA ZIMBOR (NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)

(După date publicate)



LEGENDA

1 Depozite miocene

2 Depozite egeriene (Chattian-Aquitanian bazal)

3 Depozite rupeliene s.l.

4 Depozite eocene

5 Roci eruptive

6 Șisturi cristaline sedimentar - mezozoic (subordonat)

7 Aport cu preponderență de material eruptiv

8 Aport cu preponderență de material cristalofilian

9 Locația forajului 34.601

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. LXIV/4

Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

PROFILUL DE FORAJ SI TABELUL SINOPTIC CU DATE COROBORATE

A. RUSU et al., Studiul lito-biostratigrafic al forajului 34501 de la Zimbor

Pl. II

CARACTERE FIZICE

D. JIPA

CARACTERE MINERALOGICE

A. POPESCU — S. RADAN

CONTINUT MACROFOSIL

CONTINUT MICROFOSIL

STRATELE DE ZIMBOR

CHATIAN

- Marnoargile brune alterate
- Microconglomerat cenuşiu cu alteraţie gălbuie
- Lutite foioase gălbui, cu alteraţie roşiatică (în bază devin nisipoase)
- Nivel glauconitic (1-40m)
- Nisip foarte fin albicios-gălbui, cimentat; apar elemente de cuarţ (ø 3-4 cm)
- Cărbune brun 50 cm
- Cărbune brun 30 cm
- Cărbune brun microcongl. microcongl.
- Cărbune brun (≈ 10 cm)
- Cărbune brun (≈ 100 cm)
- Microcongl.
- Şist cenuşiu

  Argile siltice cenuşii-albăstrui - verzui

  Nisipuri medii - microconglomerate cenuşii cu ciment calcaros slab

  Argile verzui, dure

- Nisipuri cenuşii medii pînă la microconglomeratice slab cimentate/grezii cu duritate la m 71). La m 75 şi m 78,5 rari galeţi (ø 4-7cm); pe alocuri alteraţie brună
- Cărbune brun (≈ 10cm)
- Cărbune brun (≈ 15cm)
- Argile cărămizii violacee cu pete cenuşii verzui
- Gresie microconglomeratică, dură, cenuşie slab calcaroasă
- Argilă cărămizie-violacee, cu pete cenuşii verzui
- Gresii cenuşiu-verzui, friabile pe alocuri microconglomeratice
- Siltite argiloase, cenuşii, dure
- Cărbune brun — *Grezii grosiere şi microcongl. friabile cenuşii cu elemente roşii*
- Siltit cenuşiu, relativ dur
- Gresie foarte fină, cenuşie, dură
- Microconglomerate şi gresii albicioase pînă la cenuşii
- (10 cm) siltit cenuşiu, verzui, dur

  argile cărămizii

- Gresii fine relativ friabile cenuşiu-verzui
- Gresii albicioase, grosiere, uşor friabile
- Siltite cenuşii friabile
- Gresii f friabile, cenuşii, grosiere
- Gresie verzuie, dură
- Gresie fină, cenuşie
- Argile verzui laminare, foarte bine stratificate
- Gresii albicioase mediu-grosier granulare
- Siltite verzui
- Gresii fine, micacee, albicioase
- Gresii cenuşiu albicioase
- Gresie cenuşie, micacee, relativ dură
- Siltite cenuşiu-verzui
- Gresii foarte fine (mai ales la partea superioară) pînă la mediu-granulare oblic stratific. oblică
- Argile (feliţe) verzui, dure
- Gresii

  Gresii albicioase, friabile, foarte fine (siltite) la partea superioară; grosiere microconglomeratice la partea inferioară

- Gresii grosiere şi microconglomerate cenuşii
- Argile verzui, dure
- Argile siltice, verzui
- Gresii verzui friabile, mediu granulare
- Cărbune brun
- Cărbune brun — *Argile dure, verzui cu alteraţii roşii, rare elemente de cuarţ ø 2 mm*

  Gresii fine, albicioase, foarte friabile

- Siltite friabile cenuşiu-verzui cu pete albicioase
- Cărbune brun Argile cenuşii-negricioase
- Gresii fine, albicioase, cuarţoase
- Argile verzui, dure şi argile cărbunoase
- Siltite verzui, cenuşii, dure
- Gresii fine, cenuşii-deschis, friabile, cu rare lamine cărbunoase
- Cărbune brun şi argile cărbunoase bine stratificate
- Argile verzui, dure
- Siltite verzui cu trecere la gresii foarte fine, dure
- Argile cărămizii cu rare pete cenuşii
- Gresie micacee, mediu granulară
- Gresie foarte grosieră, cu gradaţie inversă
- Gresie fină micacee, verzuie cu intercalaţii subţiri de argilă siltică roşie
- Gresie fină siltică, verzuie, cu o intercalaţie (20 cm) de argilă cărămizie, în bază
- Intercalaţii subţiri (10 cm) de gresii foarte fine la 368 şi la 363,90 m

  Gresii cenuşii cu faciesuri fin granulare pînă la microconglomeratice, în alternanţă neregulată; bine cimentate pînă la friabile; stratificaţie oblică la scară mică

- Argile cărămizii pătate cu intercalaţii cenuşii
- Argile cărămizii pătate, cu intercalaţii de gresii cenuşii, cu stratificaţie oblică
- Microconglomerate cu elemente pînă la 2 cm
- Argile cărămizii cu intercalaţii de gresii şi microconglomerate cenuşii
- Conglomerat cu elemente pînă la 5 cm

RUPELIAN S.S.

- Gresie fină
- Gresie grosieră, microconglomeratică
- Gresie grosieră, mediu granulară
- Gresie mediu spre fin granulară
- Gresie foarte fin granulară
- Argile siltice cenuşii
- Gresii cenuşii, mediu granulare
- Marne (argiloase?) siltitice, cenuşii, dure
- Gresii cenuşii, foarte fine, micacee
- Marne argiloase subţiri, cenuşii, uşor verzui
- Gresie cenuşie cu stratificaţie oblică
- Calcare grezoase lumaşelice, albicioase, cenuşii
- Marne cenuşii, slab siltice
- Argile cărămizii pătate
- Gresie roşcată cu gradaţie normală

STRATELE DE MOIGRAD — STR. DE CREACA — STRATELE DE ILEANDA — GRESIA DE VAR

AQUITANIAN ? — EGGENBURGIAN

STRATELE DE CORUŞ — MARNELE DE CHECHIŞ

ROŞII DE ZIMBOR — STRATELE DE ORIZONTUL ARGILELOR ROŞII

ORIZONTUL GREZOS CU CĂRBUNI

SARMAŢIAN

ORIZONTUL GREZOS CU CĂRBUNI

CUATERNAR

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. LXIV/4

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 377—379.

4. STRATIGRAFIE

RECENZII

KARL KRÖMMELBEIN: *"Brinkmanns Abriss der Geologie". Zweiter Band: "Historische Geologie" — „Rezumat al Geologiei după Brinkmann". Volumul II: „Geologia istorică".* Editura Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1977. 400 pag., 70 figuri, 63 tabele cu fosile, 21 tabele stratigrafice.

Iniţial lucrarea "Abriss der Geologie" apărea într-un singur volum, care reprezenta, în adevăr, numai un rezumat al cuprinzătorului tratat de geologie întocmit de E. Kaiser. Ulterior acest rezumat / "Abriss"/ a fost prelucrat şi redactat în mai multe ediţii de eminentul geolog şi profesor Roland Brinkmann, datorită căruia lucrarea şi-a afirmat originalitatea proprie. Deşi se păstrează titlul de "Abriss der Geologie", noile ediţii nu numai că au încetat de a fi simple rezumate ale unui tratat, dar au realizat o operă ştiinţifică independentă, de o importanţă fundamentală, ceea ce a determinat şi redactarea a două volume separate: volumul I „Geologie generală" şi volumul II „Geologie istorică". Utilitatea lucrării o dovedeşte însuşi faptul că, într-un timp relativ scurt, au fost necesare numeroase ediţii. Solicitarea sporită a determinat acum publicarea „Geologiei istorice" în două ediţii simultane, 10/11, care apar sub îngrijirea prof. dr. Karl Krömmelbein de la universitatea din Kiel.

Volumul de „Geologie istorică", pe care îl recenzăm, cuprinde trei părţi într-un total de 400 pagini.

Prima parte introductivă prezintă în mod succint istoria planetară a Pămîntului şi Lumii. Urmează descrierea diferitelor criterii folosite pentru măsurarea timpului geologic. În continuare se arată importanţa paleogeografiei pentru reprezentarea diferitelor aspecte ale planetei noastre în decursul istoriei sale.

A doua parte a cărţii redă în 297 de pagini întreaga istorie a Pămîntului pe baza celor mai noi date, începînd cu Precambrianul şi terminînd cu Cuaternarul.

Este de remarcat atît stilul curgător al textului cît şi claritatea celor 70 de figuri şi 63 de tabele cu fosile. Totodată trebuie subliniată importanţa celor 21 de tabele stratigrafice întocmite cît se poate de complet.

A treia şi ultima parte a lucrării cuprinde în 11 pagini o foarte interesantă sinteză a istoriei planetei noastre.

Un registru de 64 pagini redă denumirile cuprinse în text şi numele autorilor consultaţi.

Întreaga lucrare cuprinde o documentare de înalt nivel ştiinţific şi cu argumentări bine întemeiate.

Fiecare capitol este urmat de o bibliografie întregitoare cuprinzînd articole şi opere de specialitate, aşa încît "Historische Geologie" constituie o carte foarte valoroasă pentru studiul geologiei, un adevărat "Lehrbuch" pentru studenţi şi totodată un preţios manual chiar pentru specialişti.

V. Patriciu

Institutul Geologic al României

R. BLASCHKE, G. DITTMANN, P. NEUMANN-MAHLKAN, I. VORWINKEL: *"Interpretation geologischer Karten" — Interpretarea hărților geologice* — Editura "Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart", 1977, 74 pag. 78 figuri.

Scopul urmărit de autori de a introduce pe geologii începători, pe desenatori, minieri și constructori în studiul și interpretarea hărților geologice, este pe deplin atins în primele opt capitole ale cărții.

Astfel capitolul 1 intitulat „Reprezentări cartografice" indică realizarea hărților topografice și modul de a desena profile la diferite scări.

Capitolul 2 arată felul în care sînt cuprinse și reprezentate în hărți diversele date geologice, precum și redactarea hărților geologice speciale.

Capitolul 3 tratează reprezentarea poziției în spațiu a unei suprafețe geologice plane, pentru a reda în final construirea profilului geologic.

Capitolul 4 menționează condițiile de așezare a stratelor geologice și interdependența dintre morfologie și aflorimente.

Capitolul 5 descrie tectonica dominată de creste de diferite forme, iar capitolul 6 se ocupă de tectonica rezultată din fracturi și încheie cu exemplificarea unei combinații între tectonica fracturilor și a cutelor.

Capitolul 7 tratează reprezentarea concordanțelor și discordanțelor geologice, precum și a maselor eruptive.

Capitolul 8 interpretează succesiunea în timp a fenomenelor geologice.

Pentru a înlesni progresul începătorilor către un nivel mai înalt al cercetărilor, autorii indică în capitolul 9 bibliografia necesară, care în adevăr corespunde acestui scop.

Capitolul 10 reprezintă o anexă, în care sînt cuprinse cinci porțiuni de hărți geologice, prin care urmează a se construi profile.

În scopul accentuării caracterului didactic al cărții, sînt introduse diverse teme de rezolvat în fiecare capitol, pentru a stimula interpretarea hărților și reprezentarea în spațiu a obiectivelor geologice.

V. Patriciu

ERIK FLÜGEL: *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 1978, 454 p.

Cartea scrisă de profesorul Erik Flügel de la Universitatea din Erlangen este o sinteză a actualelor posibilități ale cercetării microfaciale, atrăgînd atenția asupra progreselor semnificative obținute în acest domeniu. Se aduc preciziuni privind tipurile de microfaciesuri standard și a criteriilor de identificare a acestora, iar pe baza microfaciesurilor standard sînt prezentate modele sedimentare structurate pe conceptul zonelor de facies. Fără a fi un determinator ori un atlas de comparație a microfaciesurilor, lucrarea clarifică numeroși termeni, furnizează liste bibliografice comentate la sfîrșitul fiecărui capitol, un număr de 57 tabele de comparație și 68 de figuri în text care înlesnesc celor interesați prelucrarea unor materiale proprii. Înțelegerea noțiunilor este înlesnită de cele 33 de planșe, chei și exerciții care introduc cititorul în practica cercetării microfaciale.

Lucrarea, însumînd 454 pagini este structurată în 12 secțiuni cuprinzînd în ordine: o introducere în analiza facială, o prezentare a sedimentației carbonatice actuale, a diagenezei sedimentelor carbonatice, criterii de recunoaștere a componenților neschelетici, a structurii și texturii rocilor calcaroase, criterii de identificare a componenților scheletici, principalele clasi-

Institutul Geologic al României

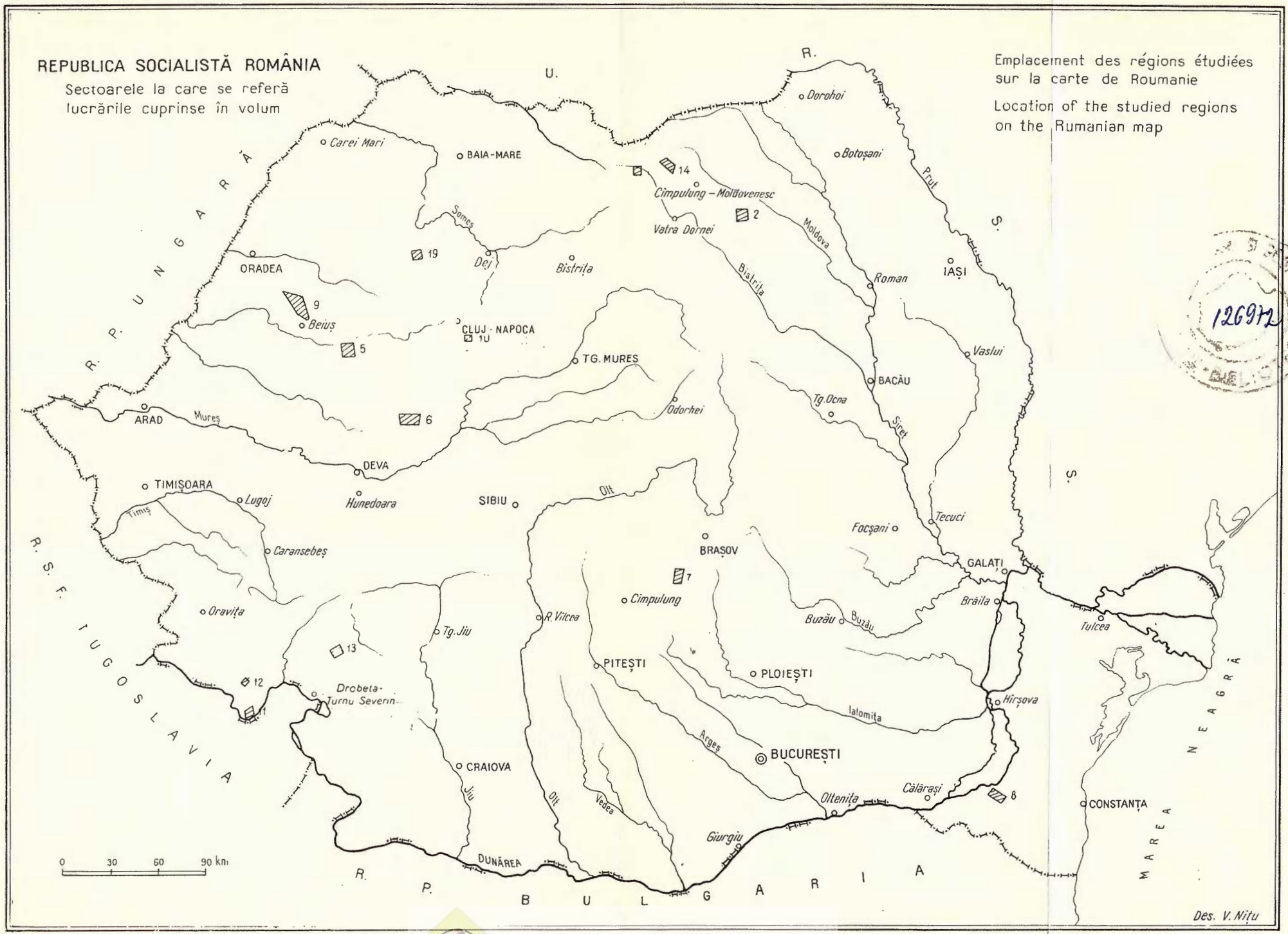
ficări în uz ale rocilor şi sedimentelor carbonatice, tipuri de microfacies şi microfaciesuri standard, alte metode de investigare a rocilor calcaroase, diagnoze şi modele de facies, cheia exerciţiilor de identificare a componenţilor, structurii şi texturii în secţiuni subţiri, glosar.

Cartea profesorului F l ü g e l, grupînd sistematic şi prezentînd în mod didactic un material imens acumulat în ultimii 25 de ani de progres în cercetarea sedimentelor şi rocilor carbonatice, face accesibile metodele şi clare scopurile cercetării microfaciale, fiind un îndrumar preţios atît pentru începători cît şi pentru avansaţi.

A. Baltres

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



126972

Institutul Geologic al României

Tehnoredactor: GEORGEȚA BORLEA
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, MONICA TOPOR
Ilustrația: V. NIȚU

Dat la cules: august 1978. Bun de tipar: aprilie 1979. Tiraj: 800 ex. Hîrtie scris I A. Format: 70×100/49 g. Coli de tipar: 24. Comanda 1817. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55 (058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația"
str. Brezoianu nr. 23—25, București, România

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

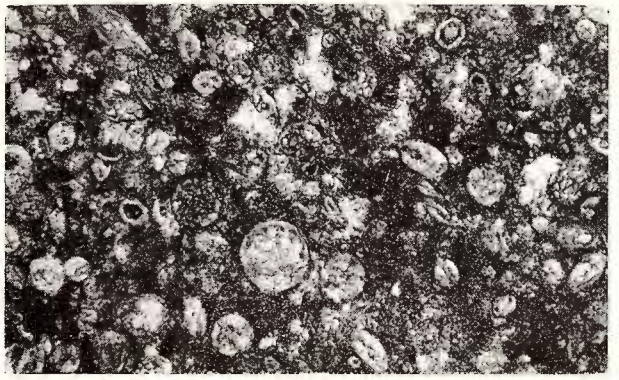
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

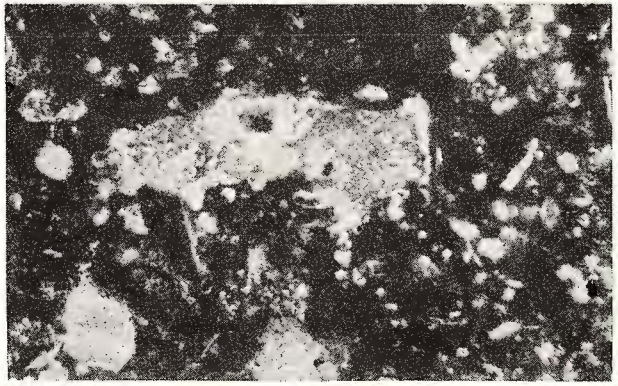
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ 12694



1



2

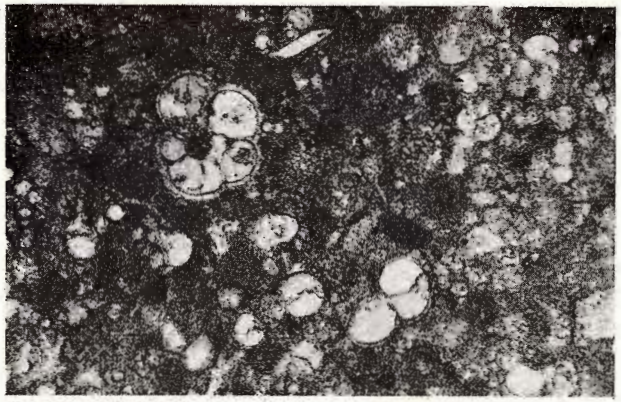


3

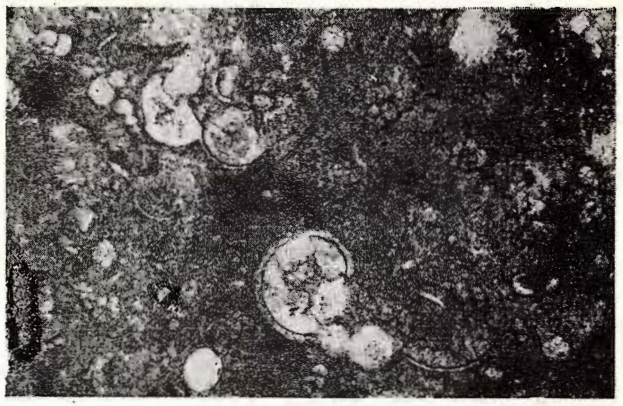


4

Institutul Geologic al României



1



2



3



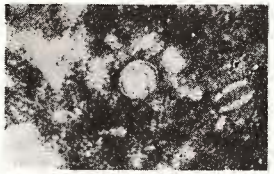
4



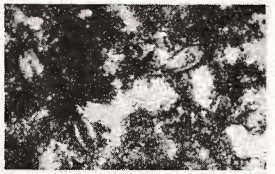
5

Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

Institutul Geologic al României



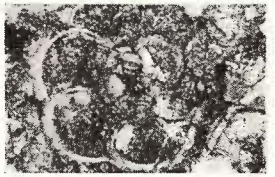
1



2



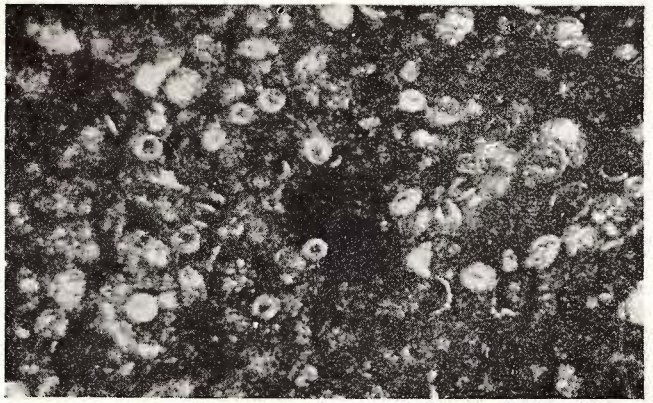
3



4



5



6

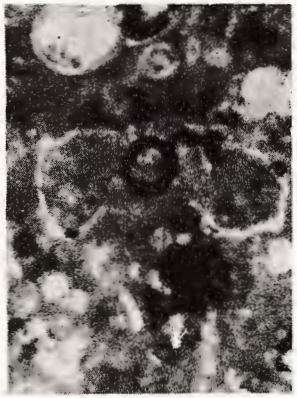


7

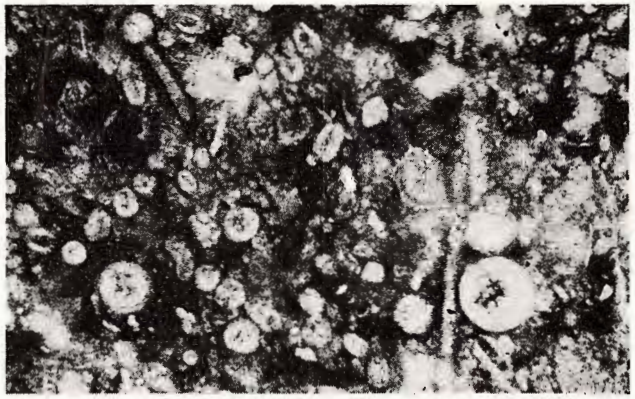
Institutul Geologic al României



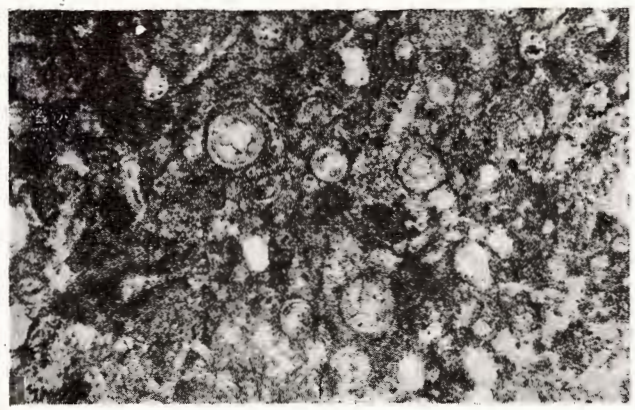
1



2



3



4

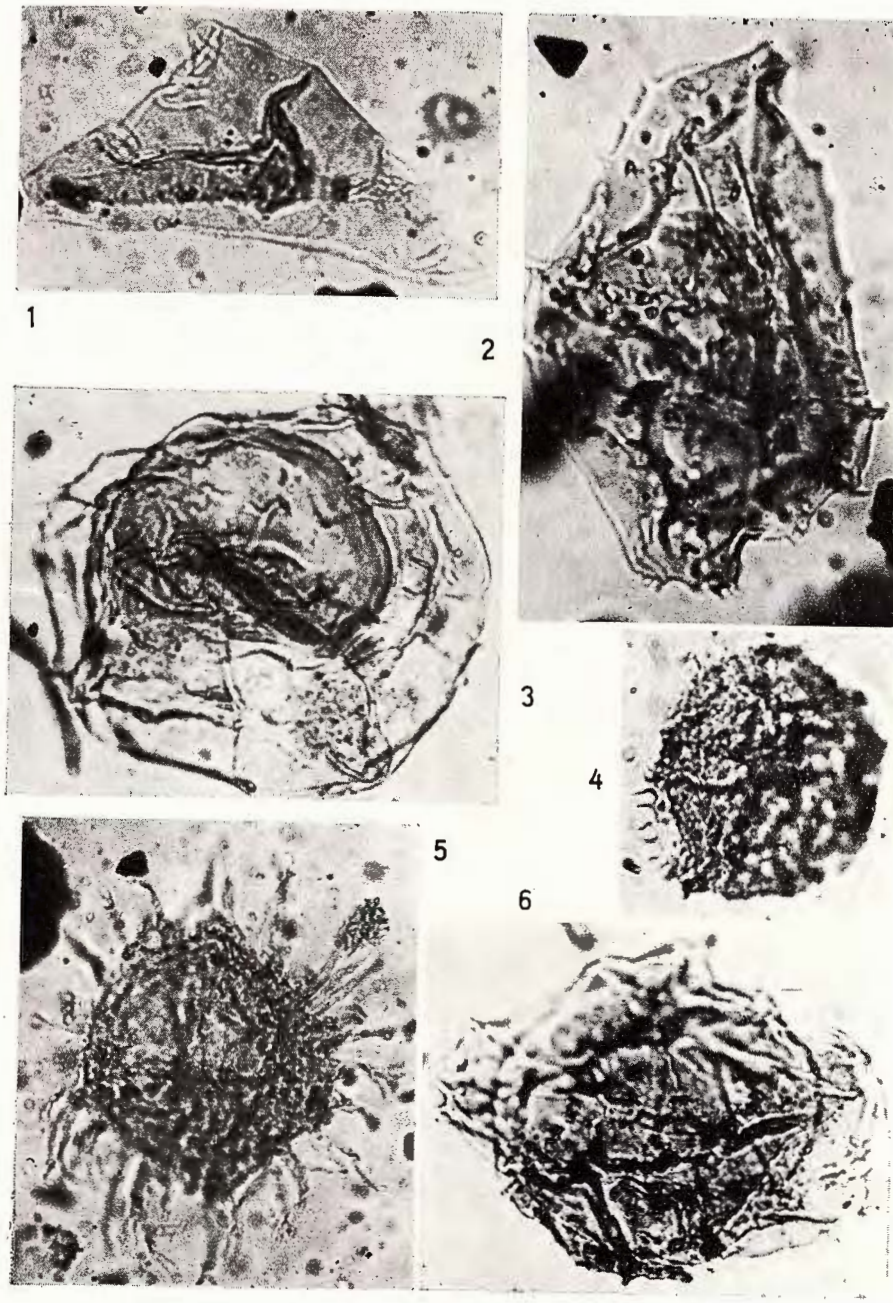


5

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

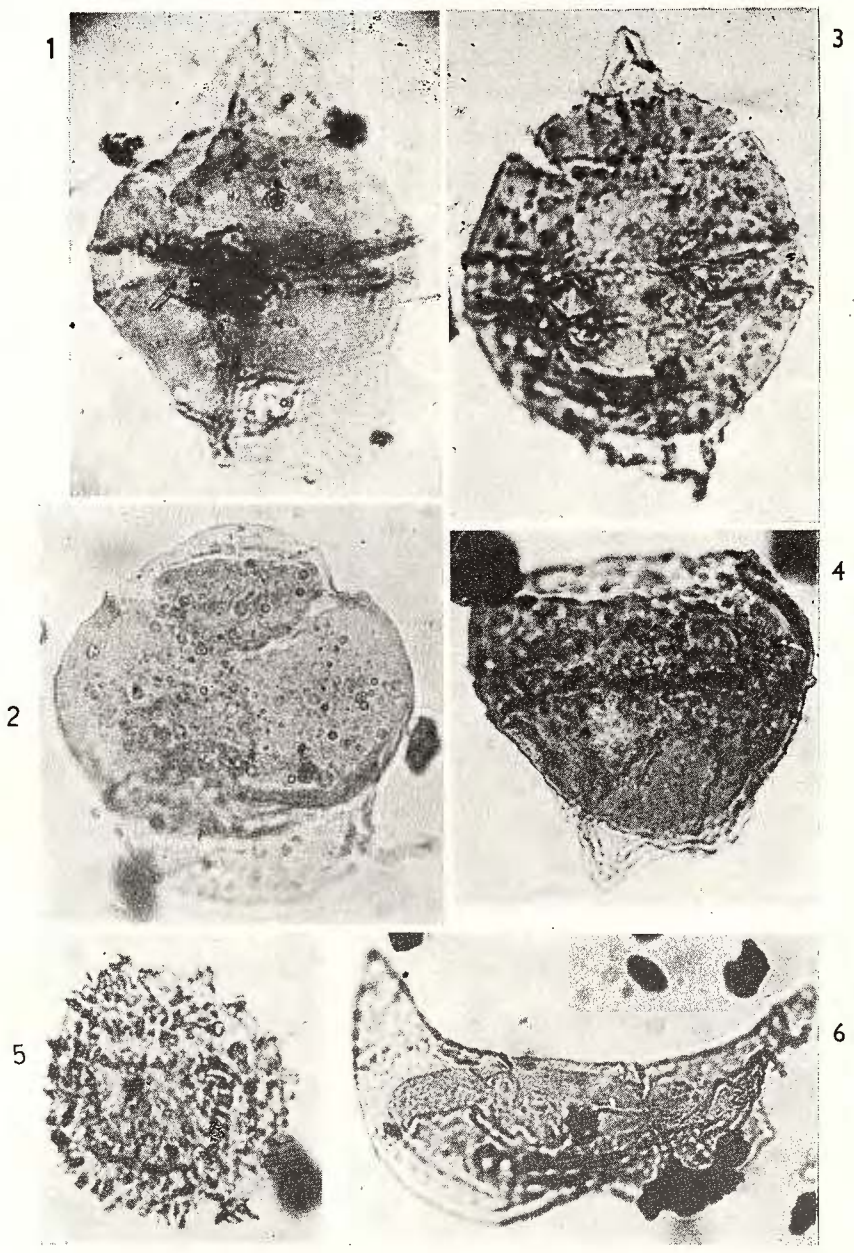
E. ANTONESCU et al. Les schistes noirs et les argiles bariolées des Carpates Orientales. Pl. III.



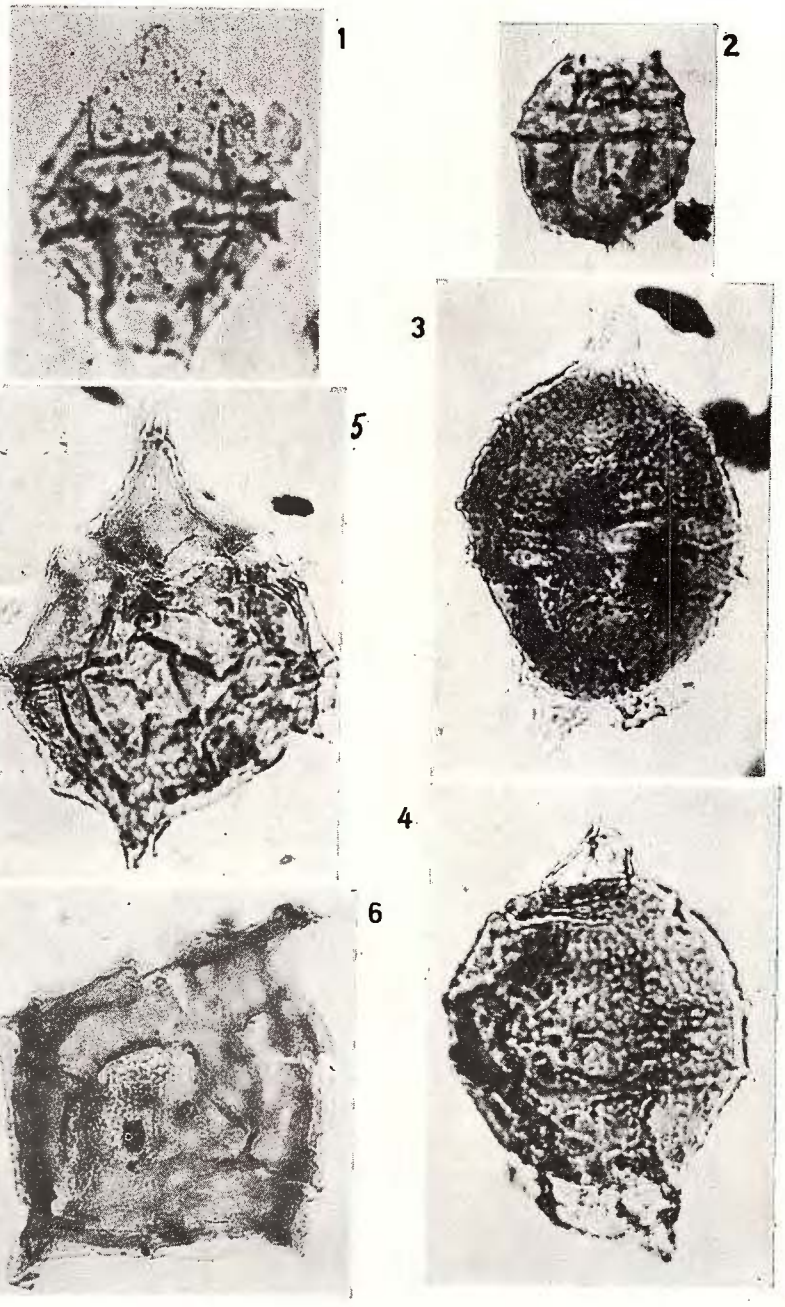
Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

126972

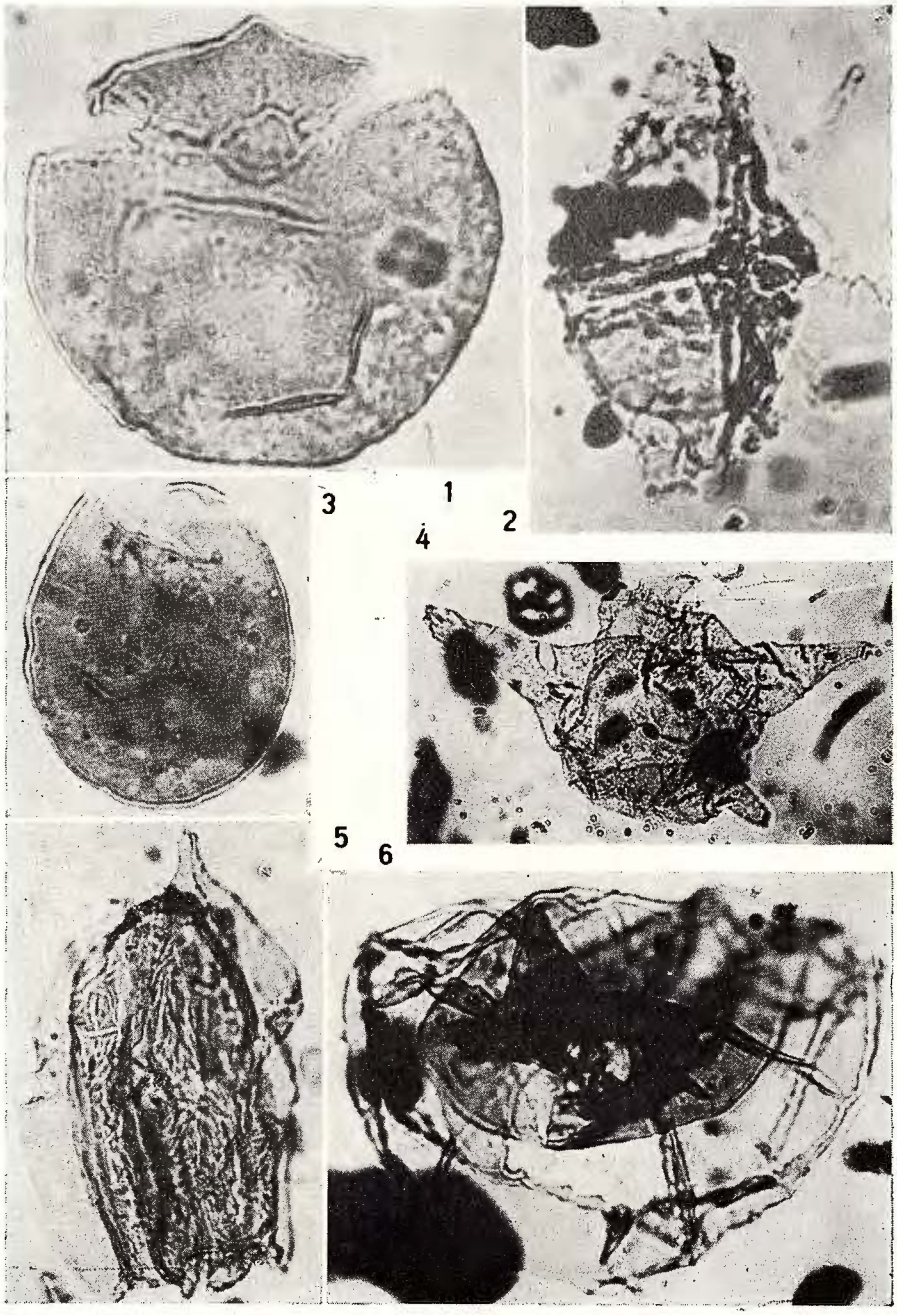
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



126972
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României


1


2


3


4


5

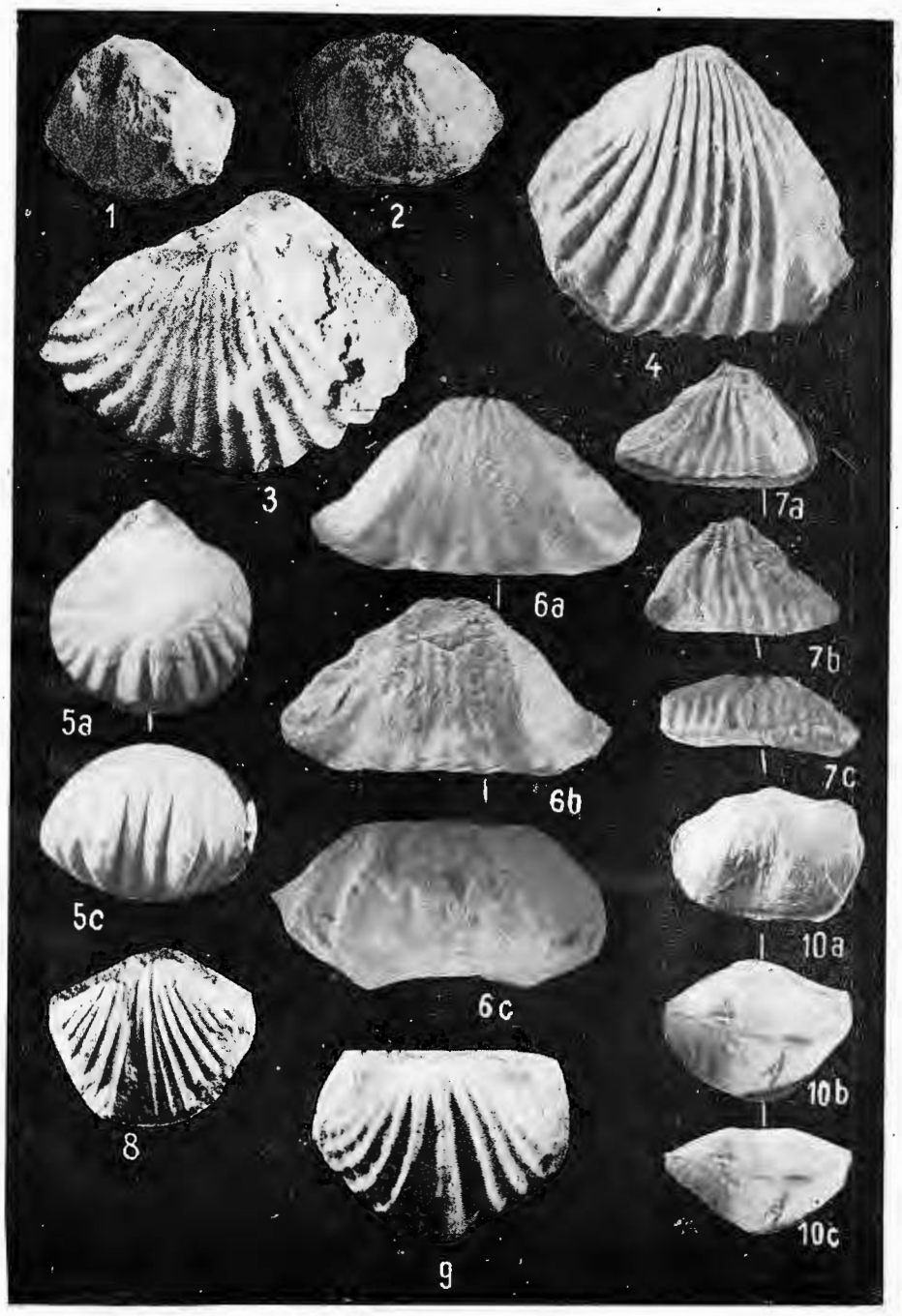

6

126972

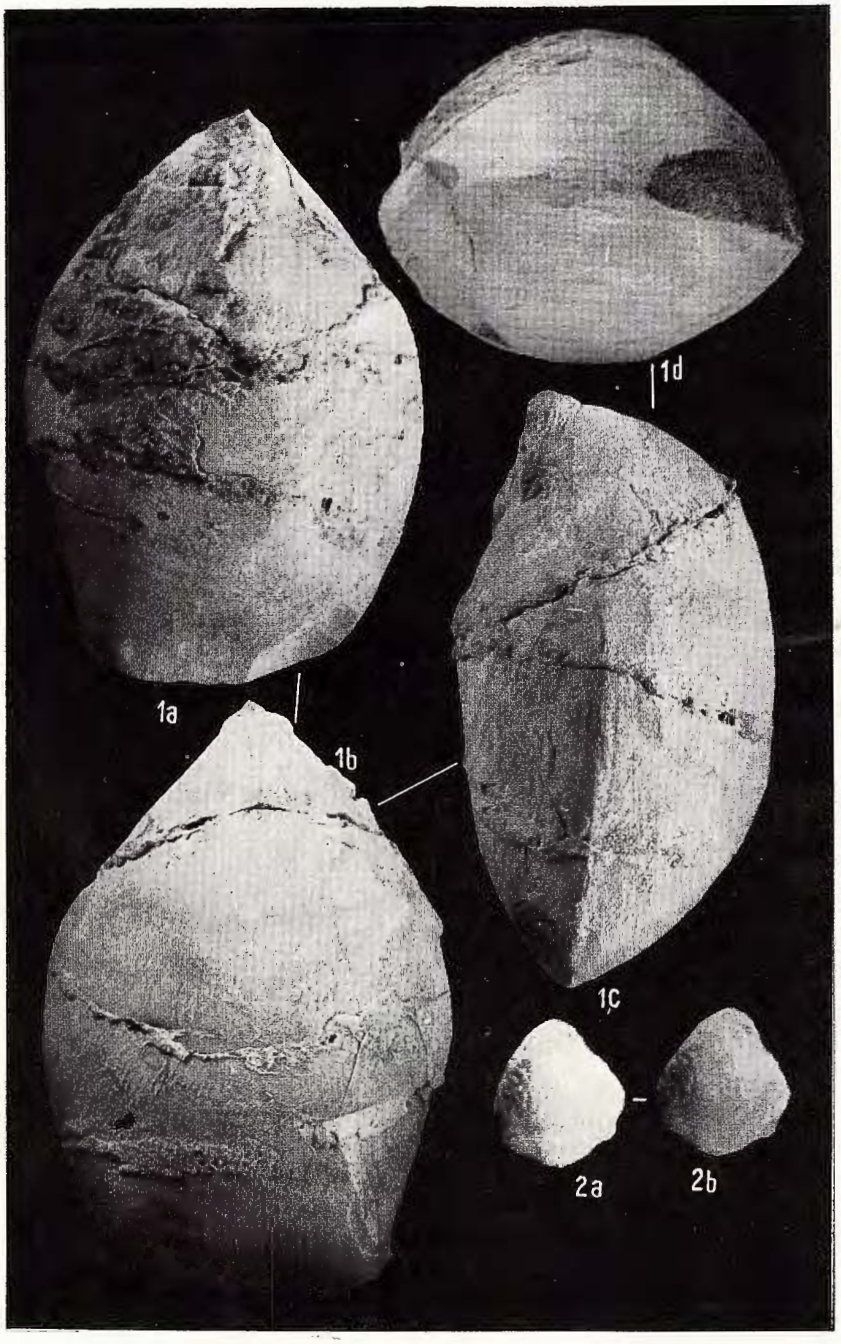
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

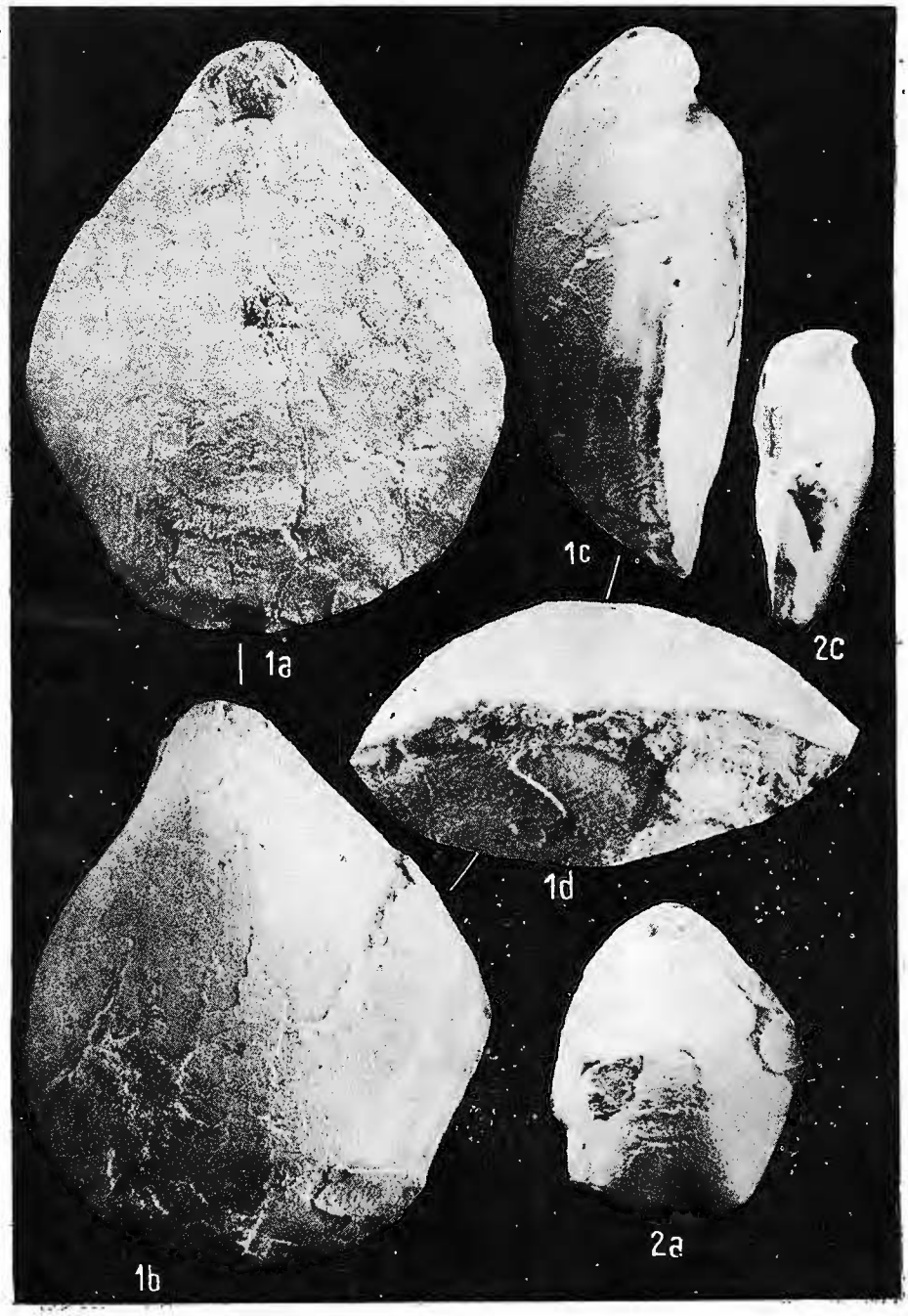
JOSEFINA BORDEA et al. Triasicul superior din unitatea de Ferice. Pl. I.



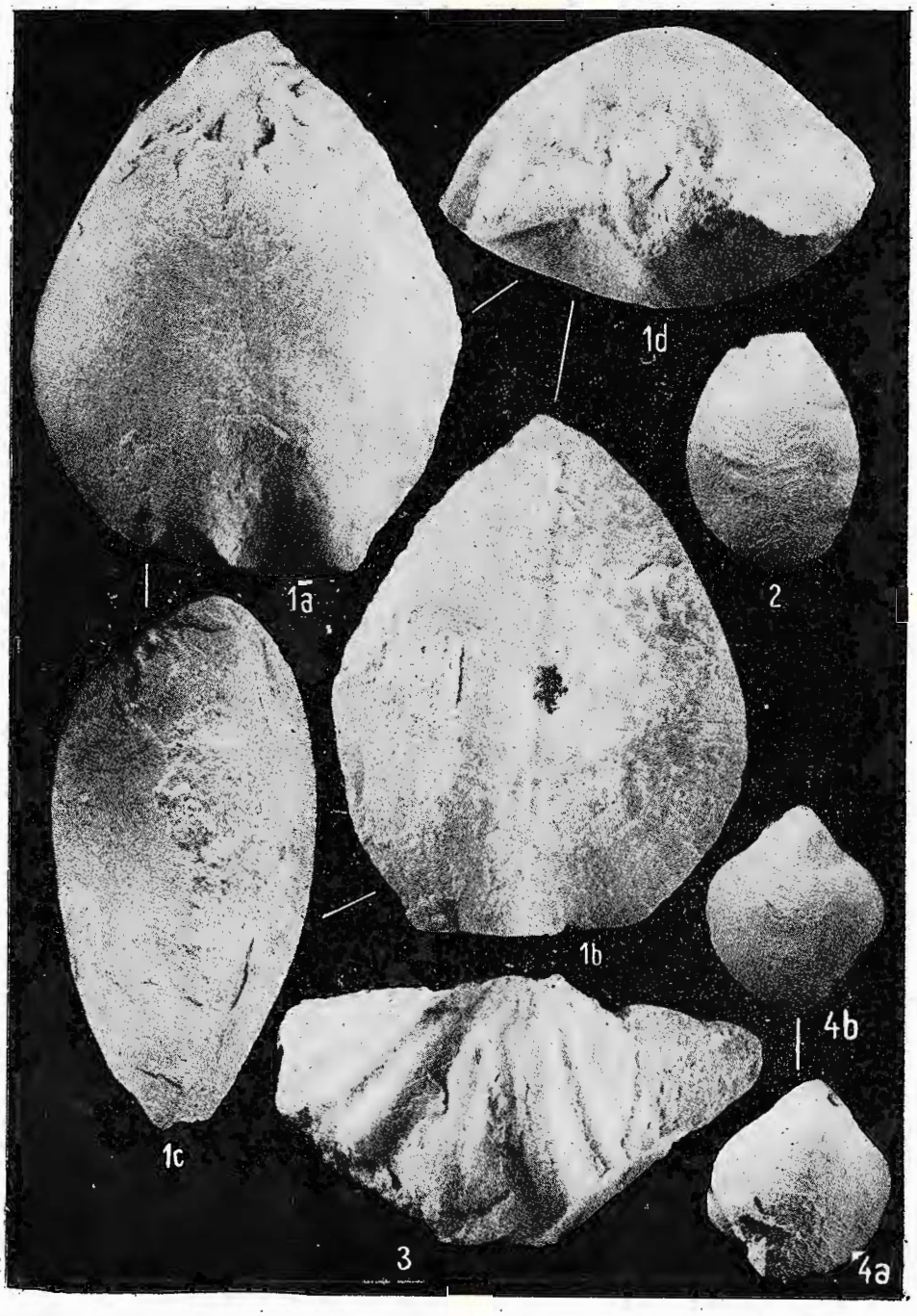
Institutul Geologic al României
126972



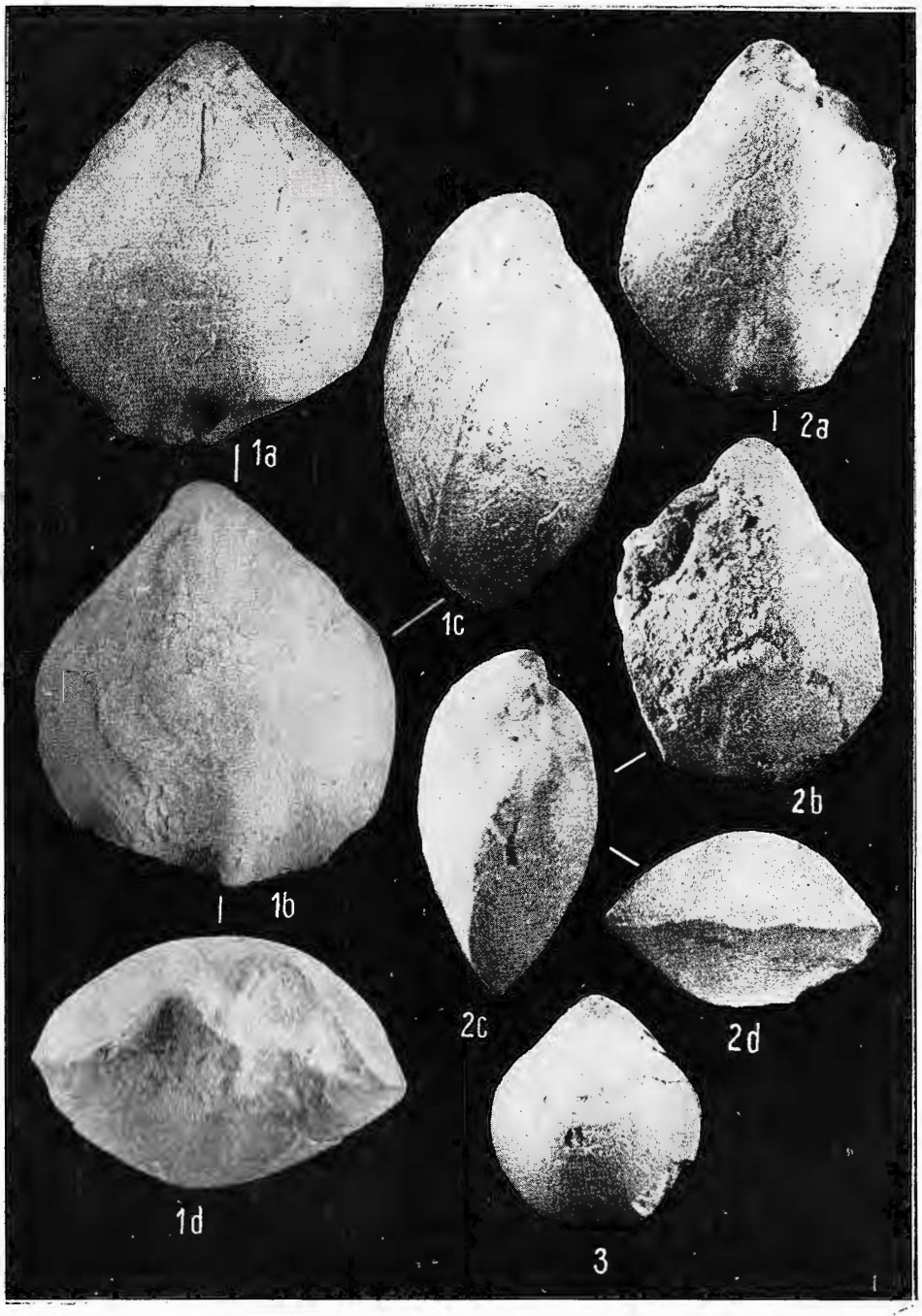
Institutul Geologic al României



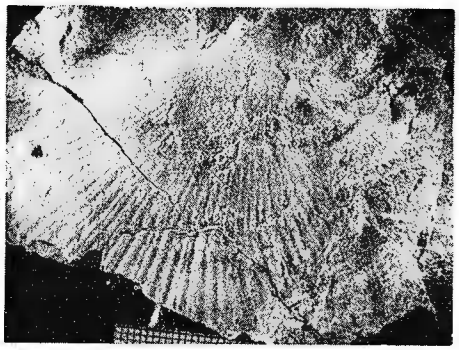
12692
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



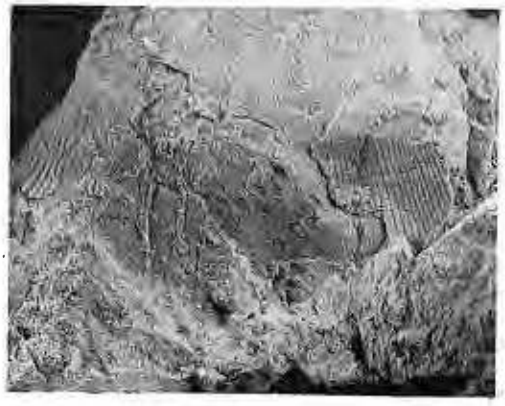
126972
Institutul Geologic al României


1


2

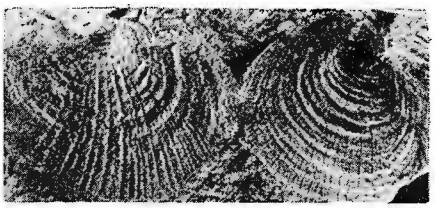

3

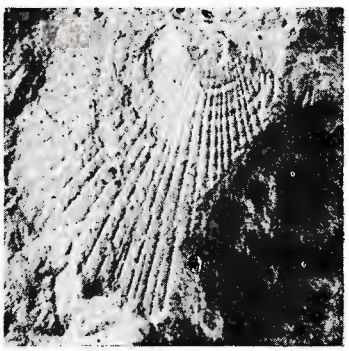

4

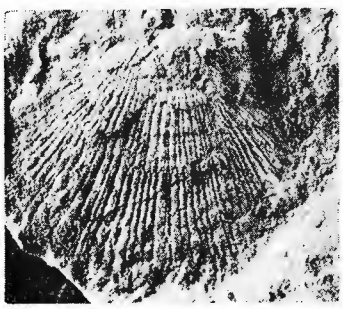

5

Institutul Geologic al României


1


2


3


4


7


9

10


5


6

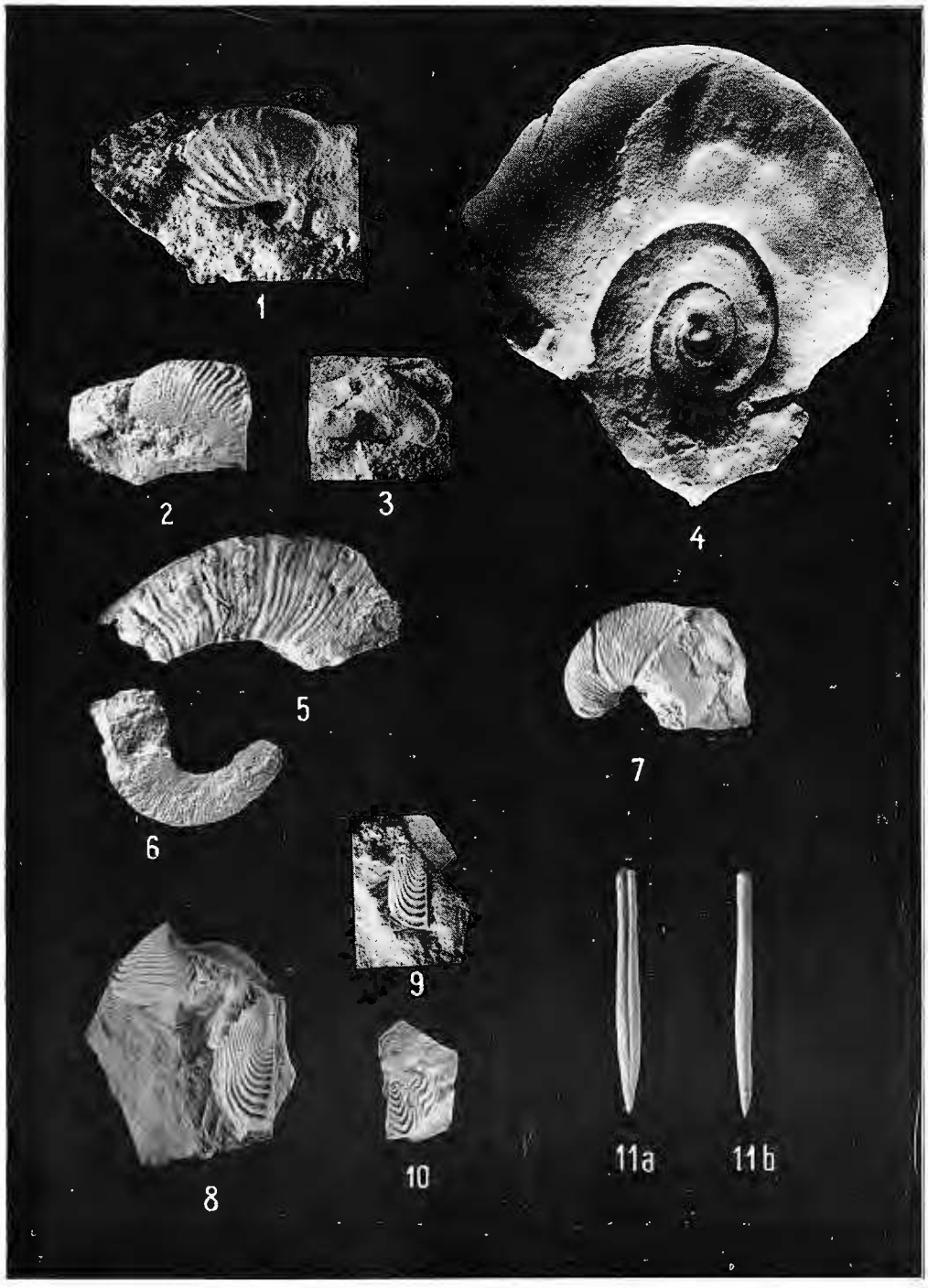

8



126982

Institutul Geologic al României

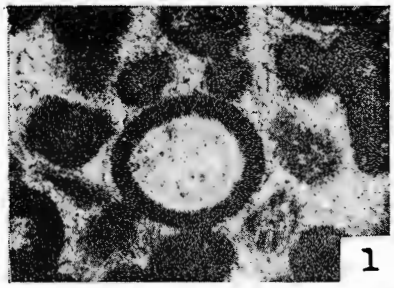
Institutul Geologic al României

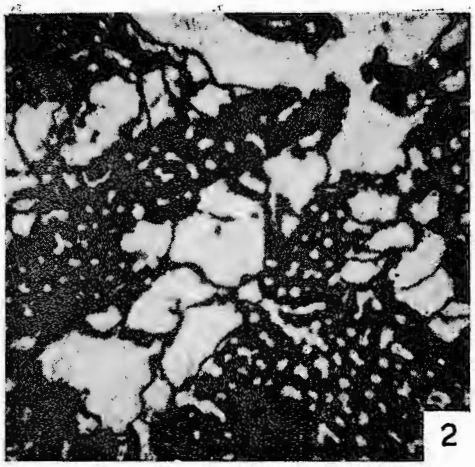


126972
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

I. Bucur. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. III.

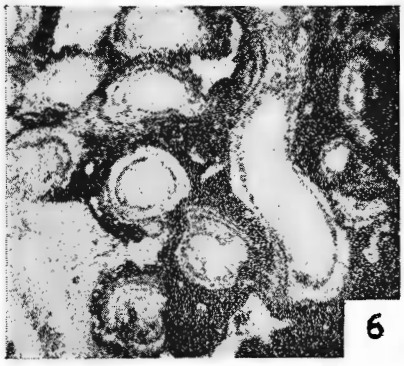


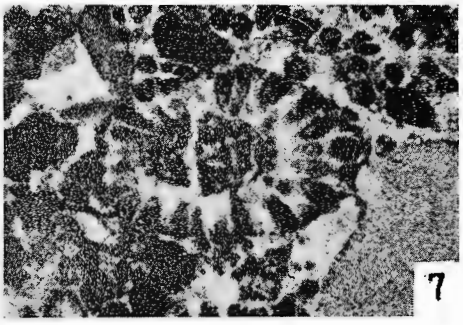








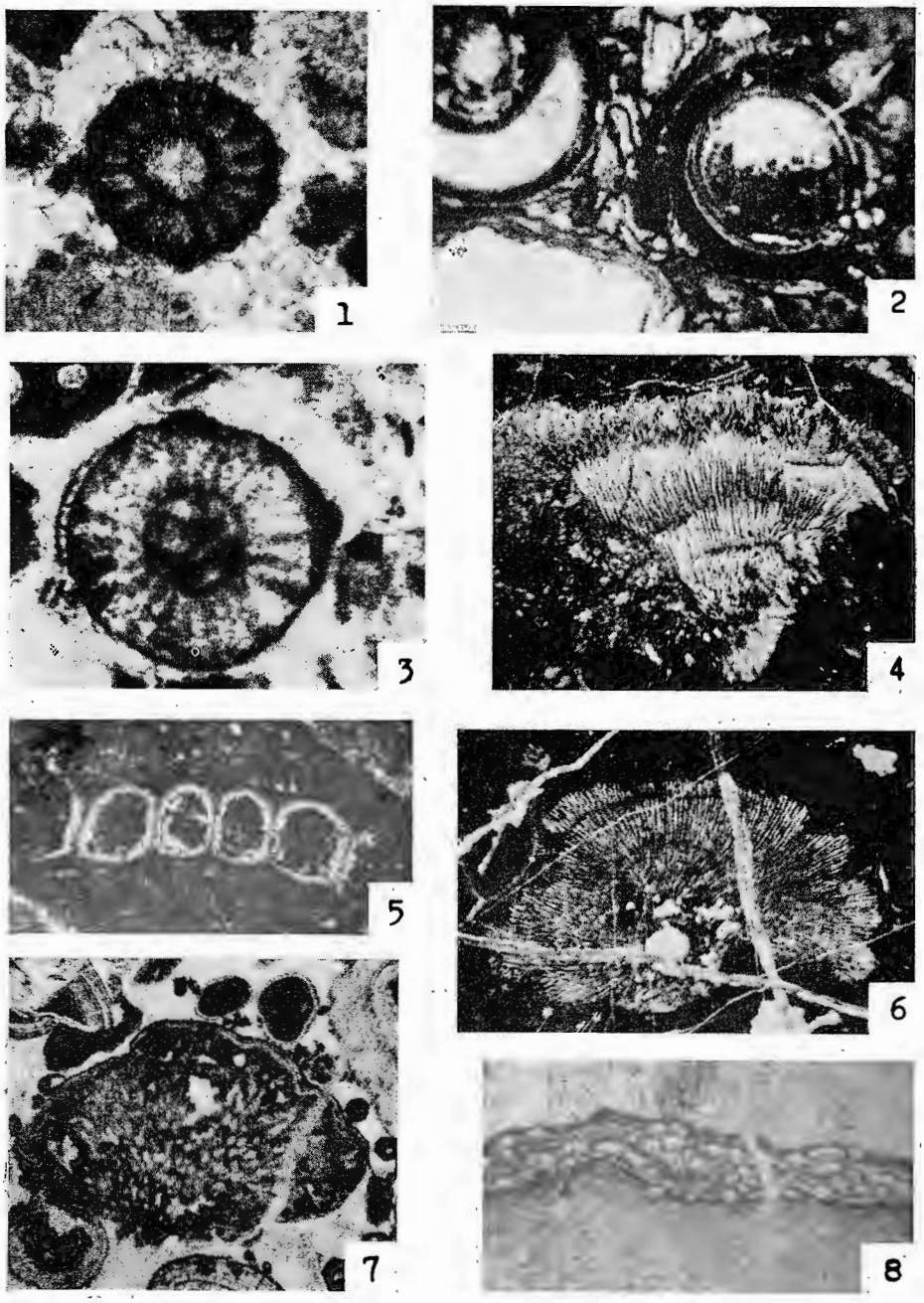




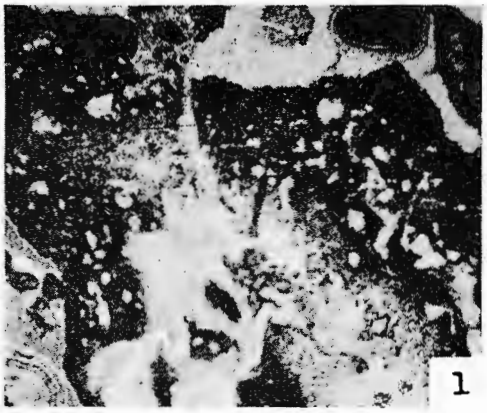
126972

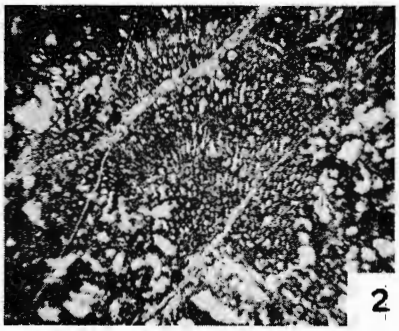
Institutul Geologic al României

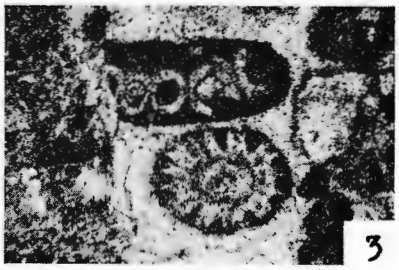
I. BUCUR. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. IV.

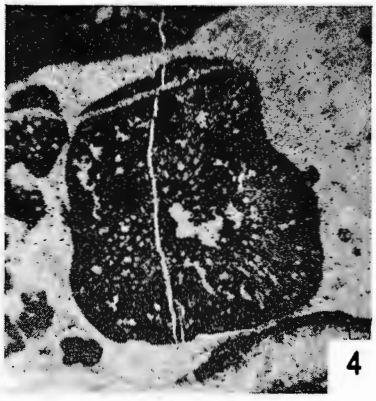


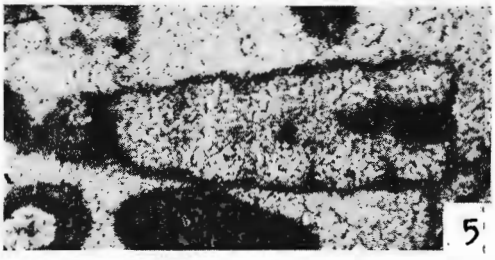
Institutul Geologic al României

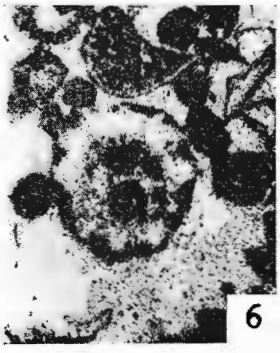

1

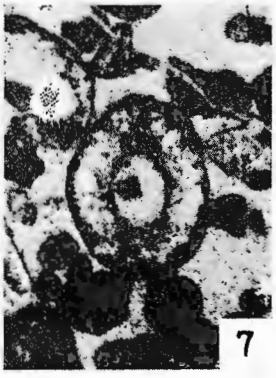

2


3


4


5


6

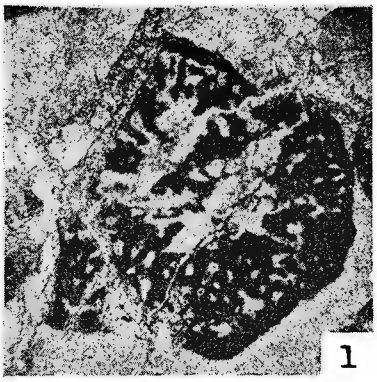

7

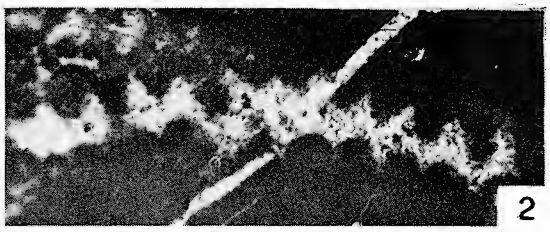

8

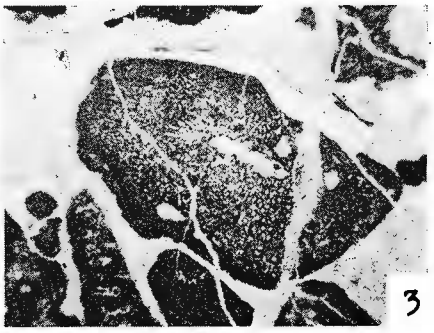
126912

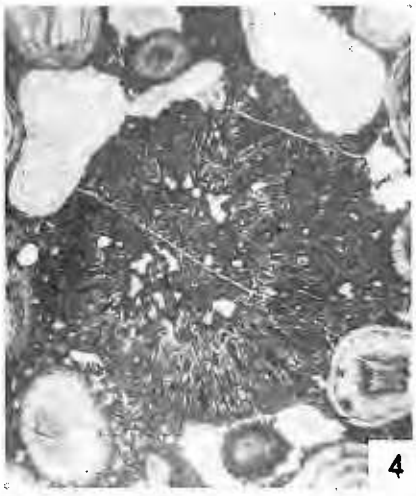
Institutul Geologic al României

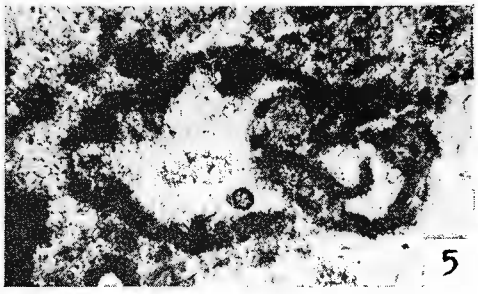
I. BUCUR. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. VI.

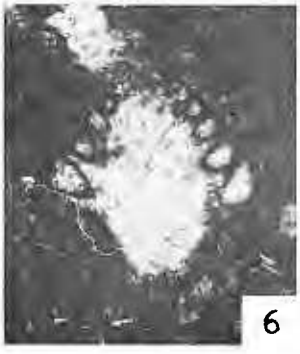


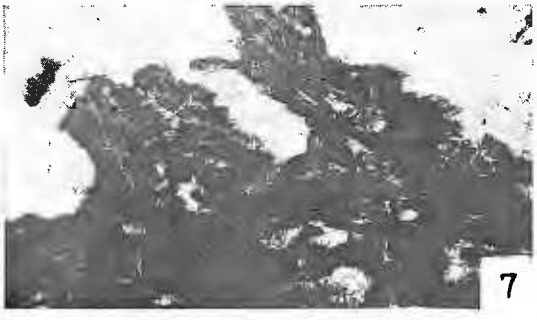








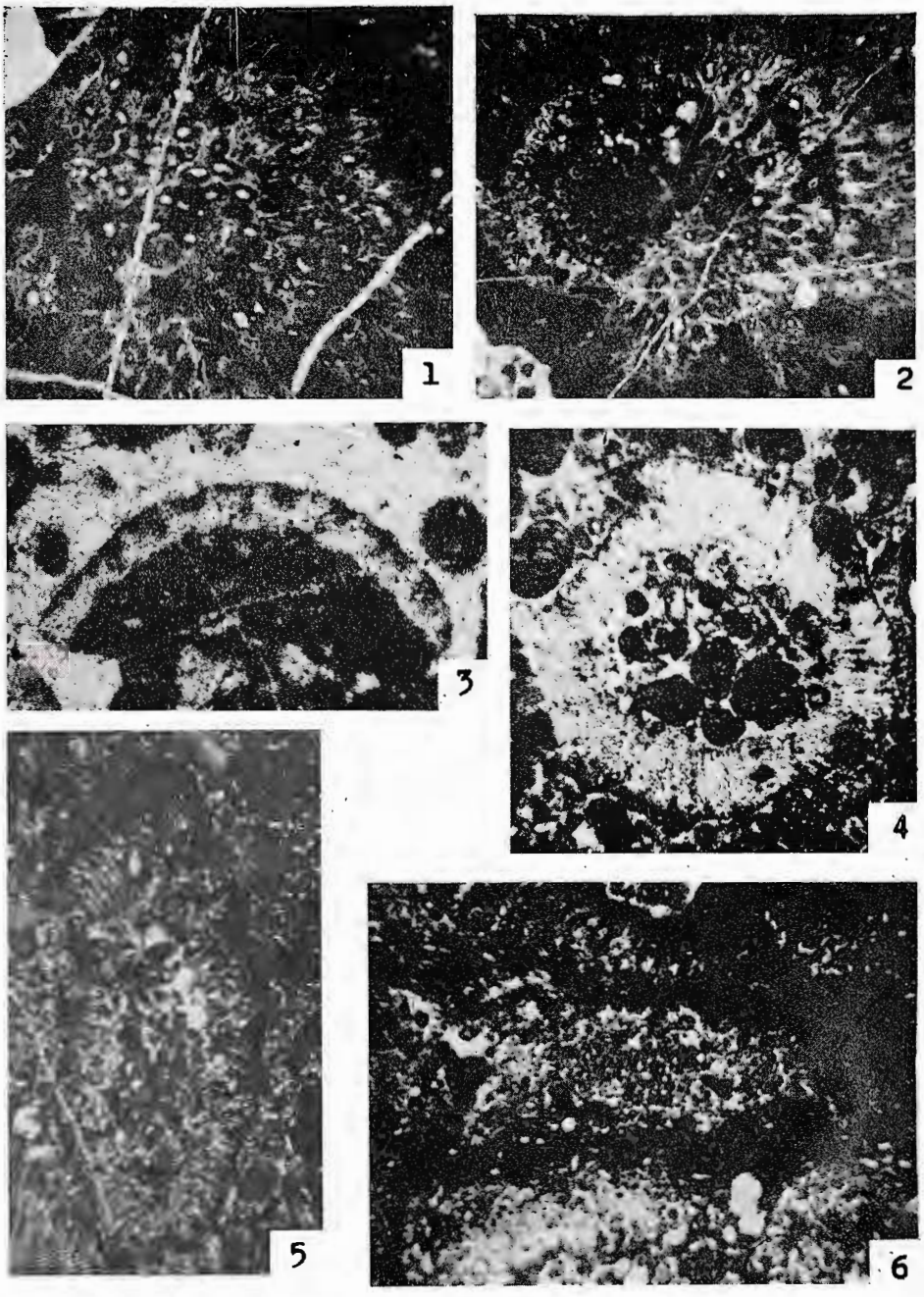




Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV/4.

Institutul Geologic al României

I. BUCUR. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. VII.



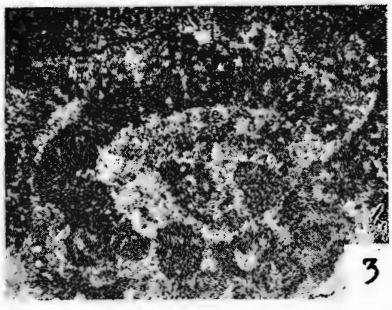
126972
Institutul Geologic al României

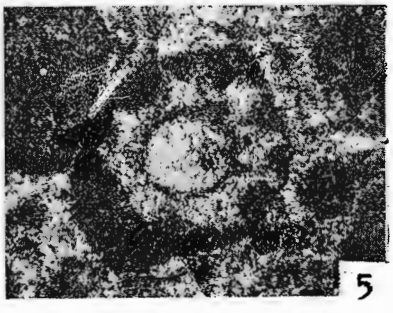
I. BUCUR. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. VIII.


1


2

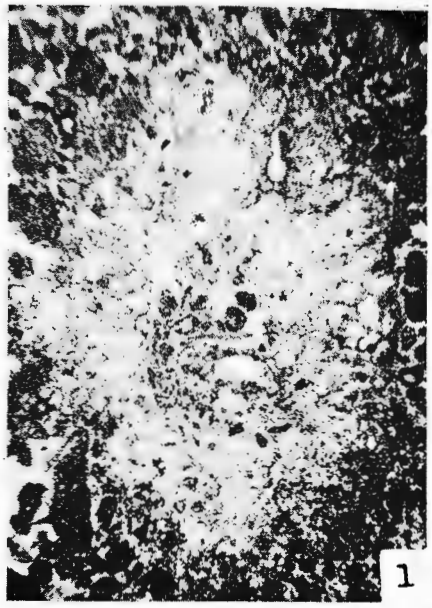

4

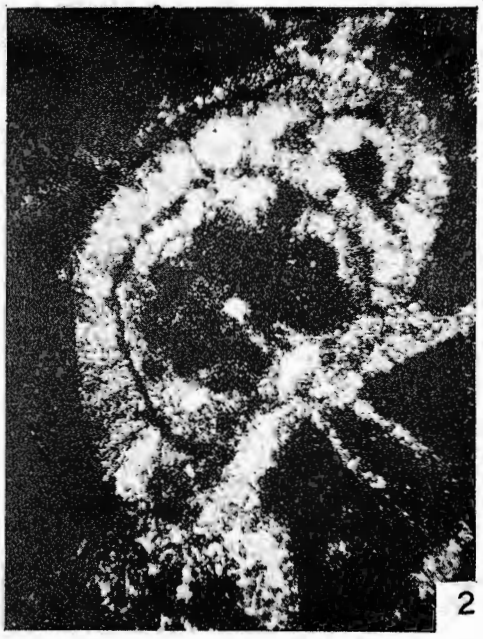

3


5

Institutul Geologic al României

I. Bucur. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. IX.


1


2

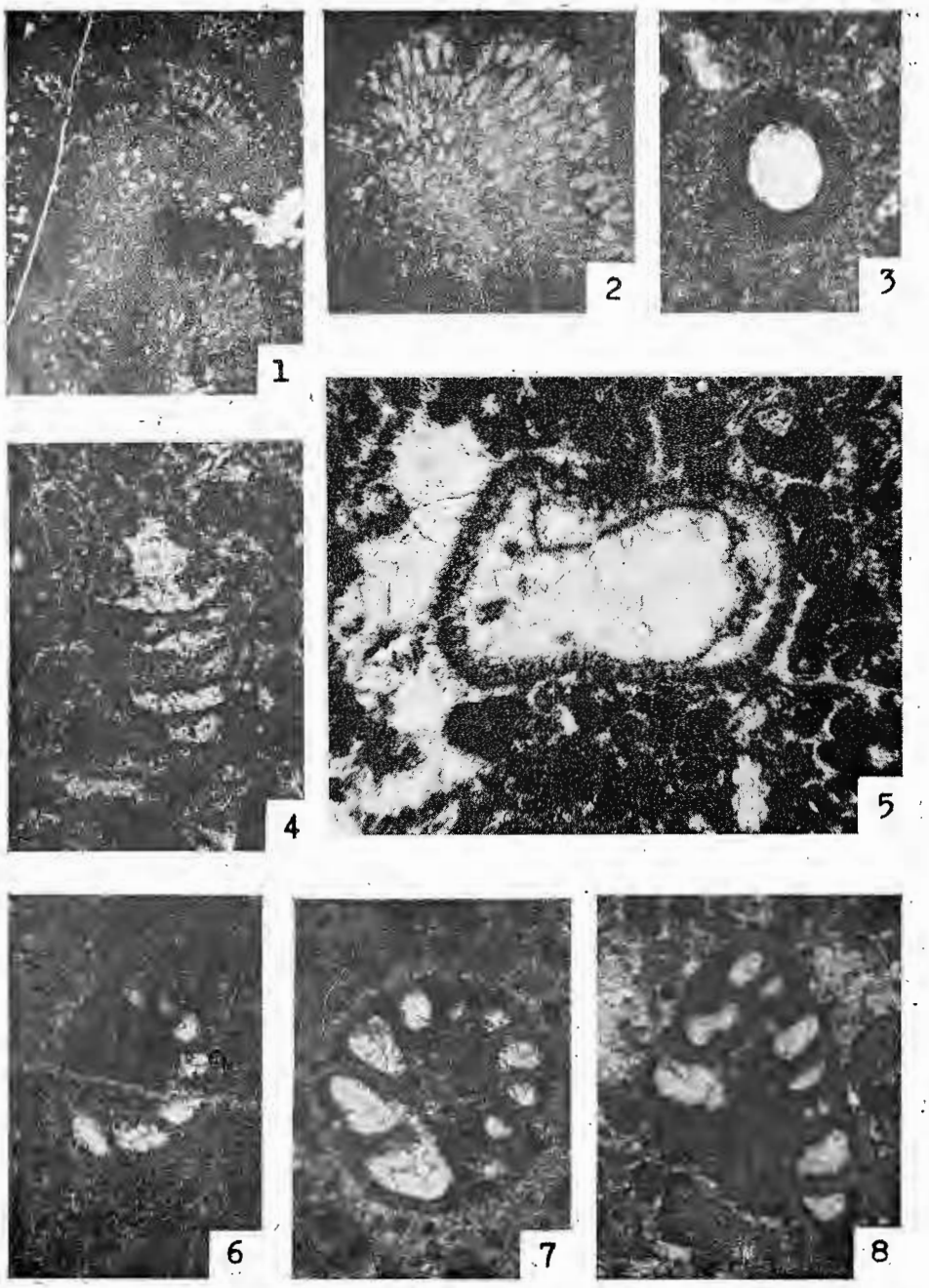

3


4

126912

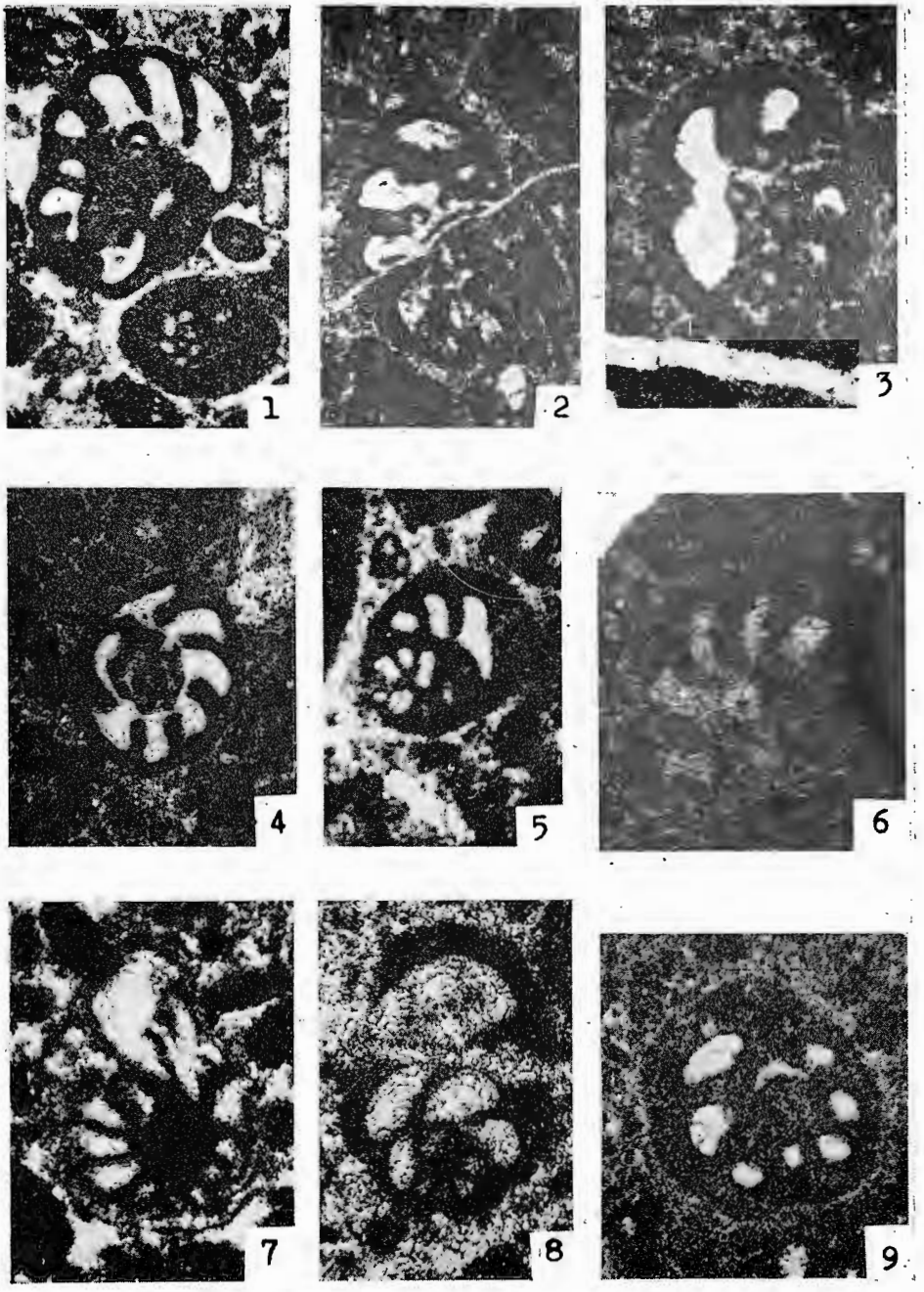
Institutul Geologic al României

I. BUCUR. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. X.



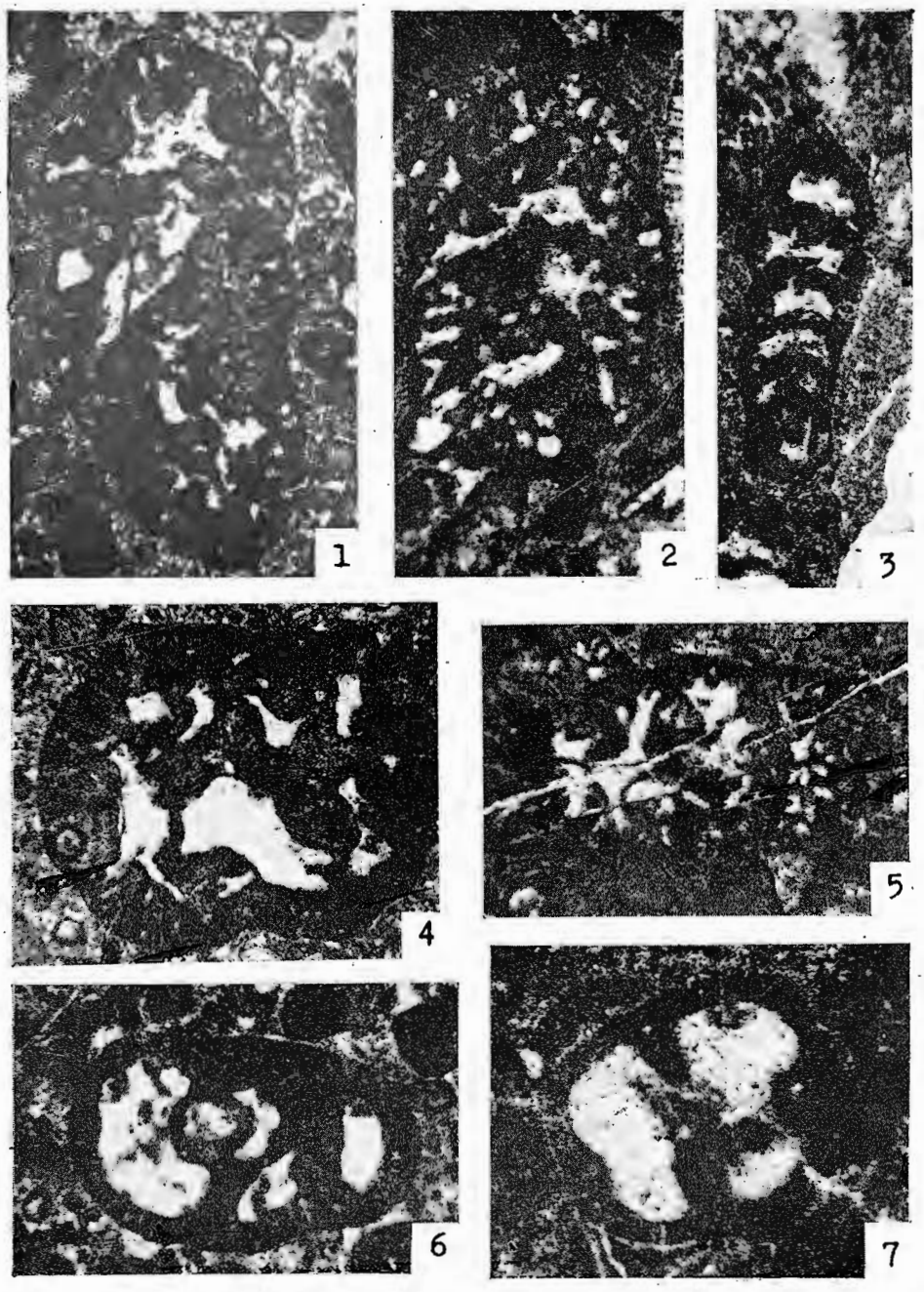
Institutul Geologic al României

I. Bucur. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. XI.



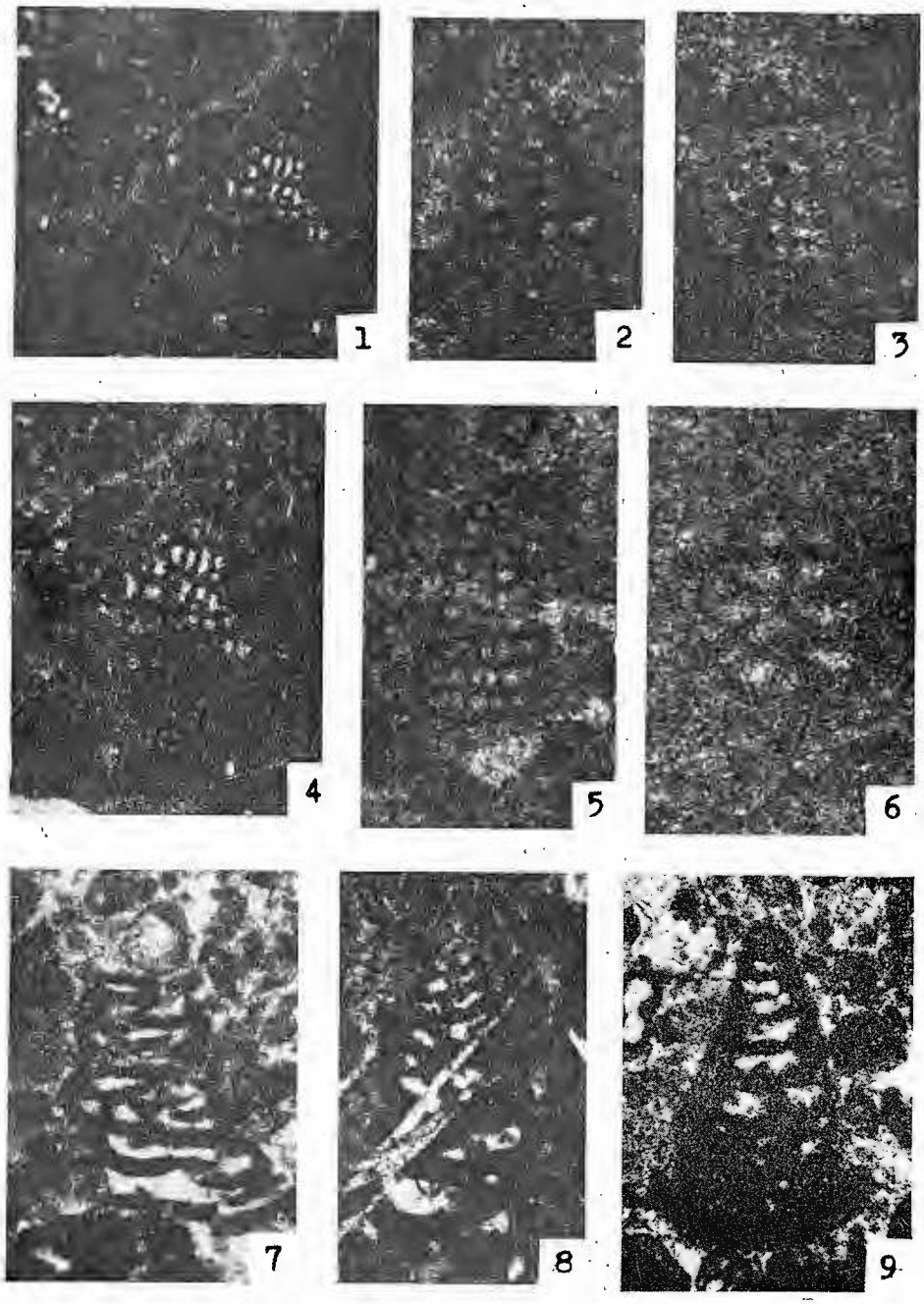
126972
Institutul Geologic al României

I. BUCUR. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. XII.



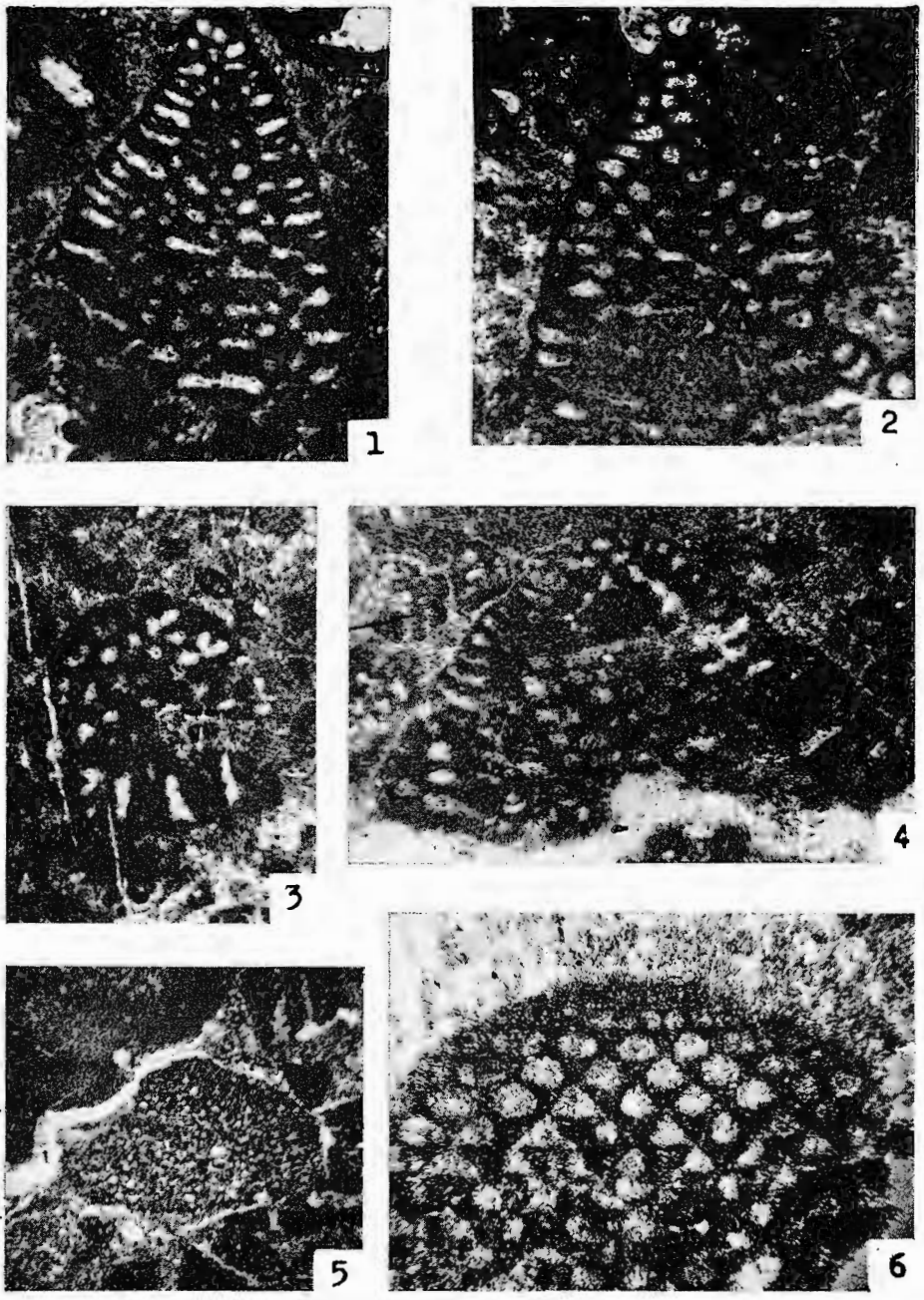
Institutul Geologic al României

I. Bucur. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. XIII.

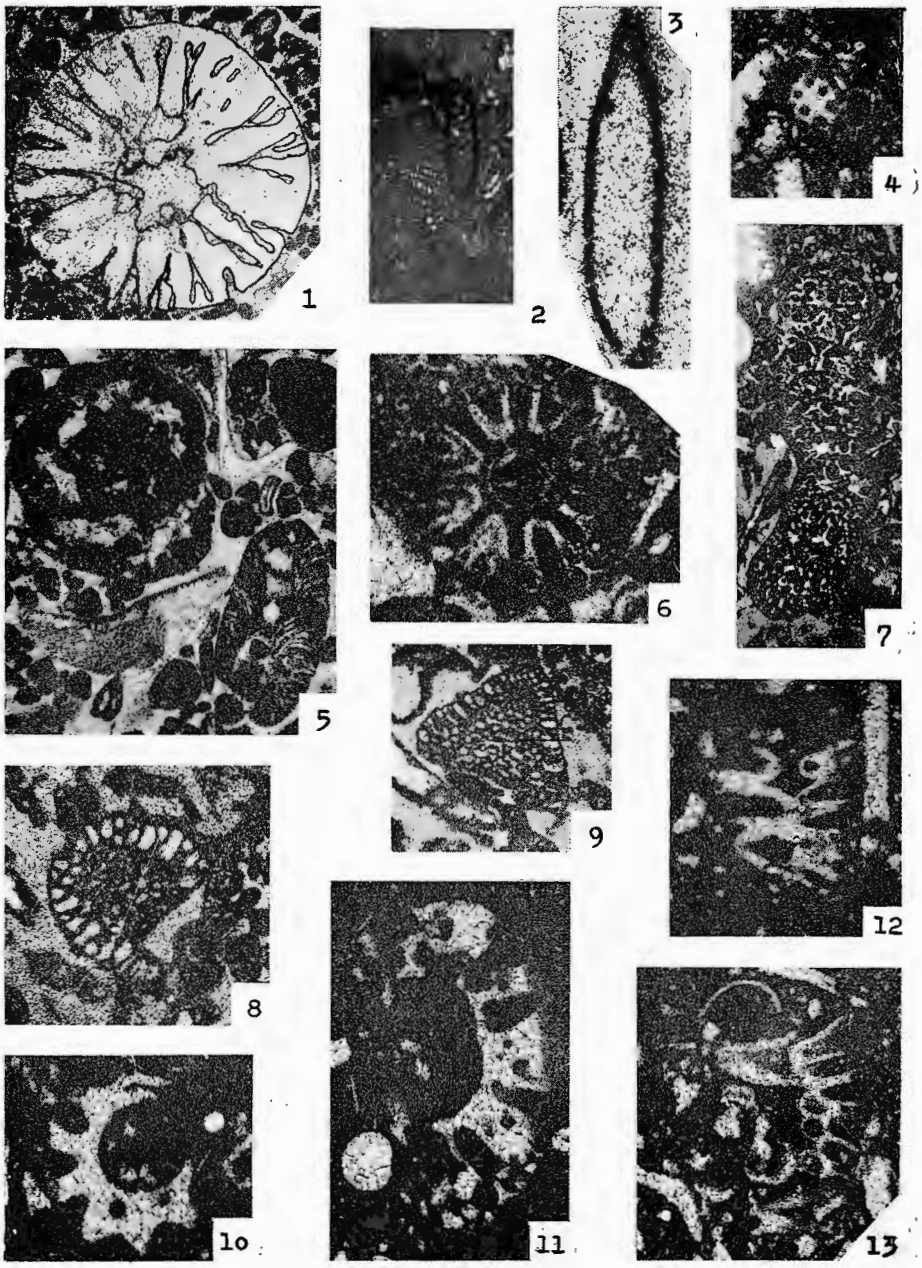


126972
Institutul Geologic al României

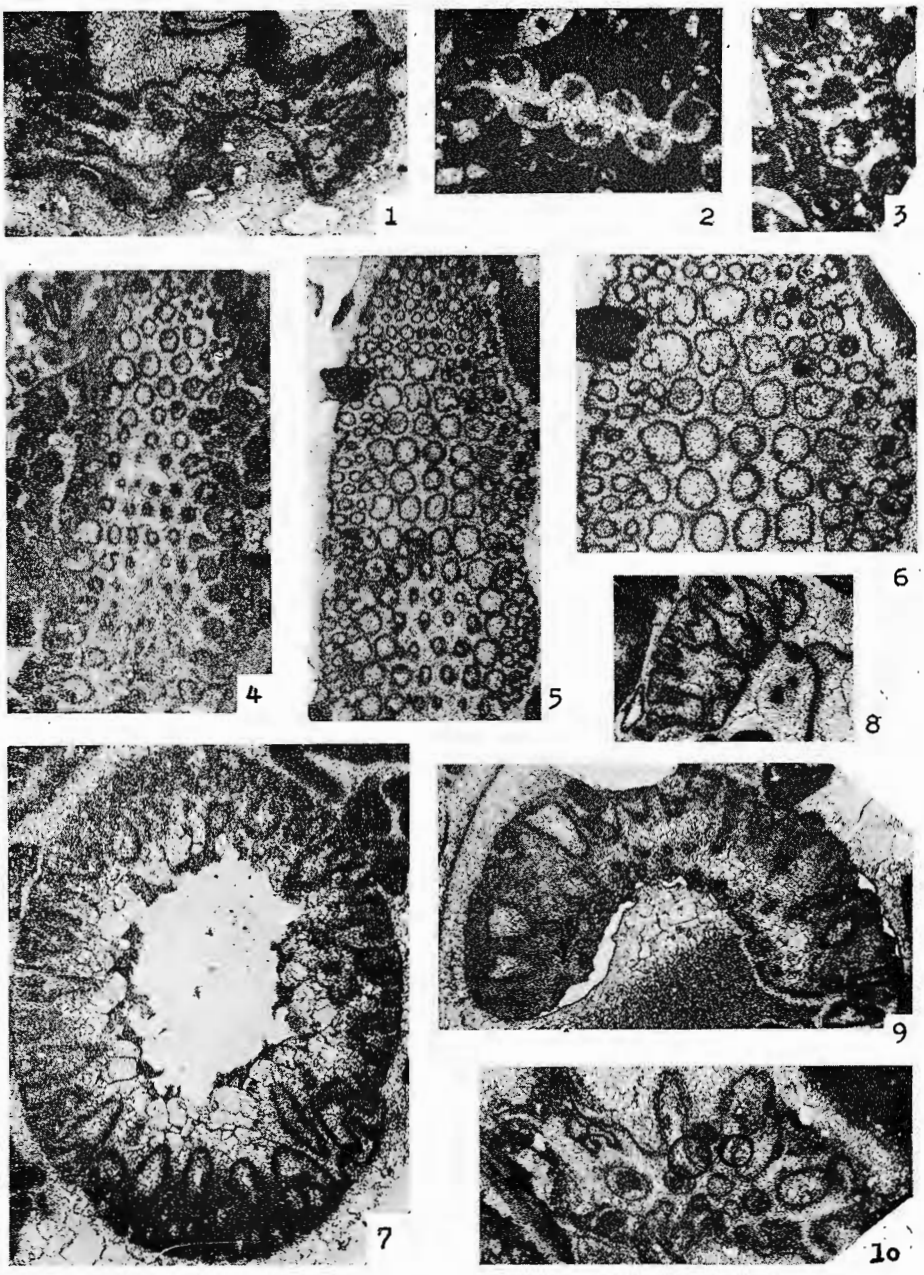
I. BUCUR. Microfaciesurile calcarelor albe din Piatra Craiului. Pl. XIV.



Institutul Geologic al României

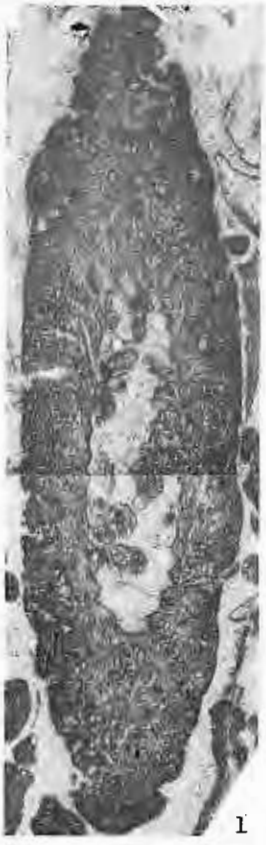


126972
Institutul Geologic al României

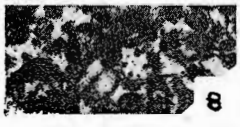


Institutul Geologic al României

O. DRAGASTAN. Série calcaire crétacée inférieure d'Aliman. Pl. IV.

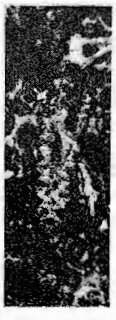

1

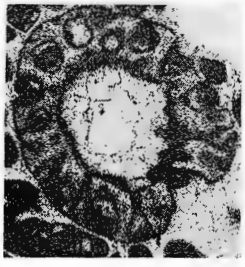

2


8


3


5


9


6


4


7

12697/2

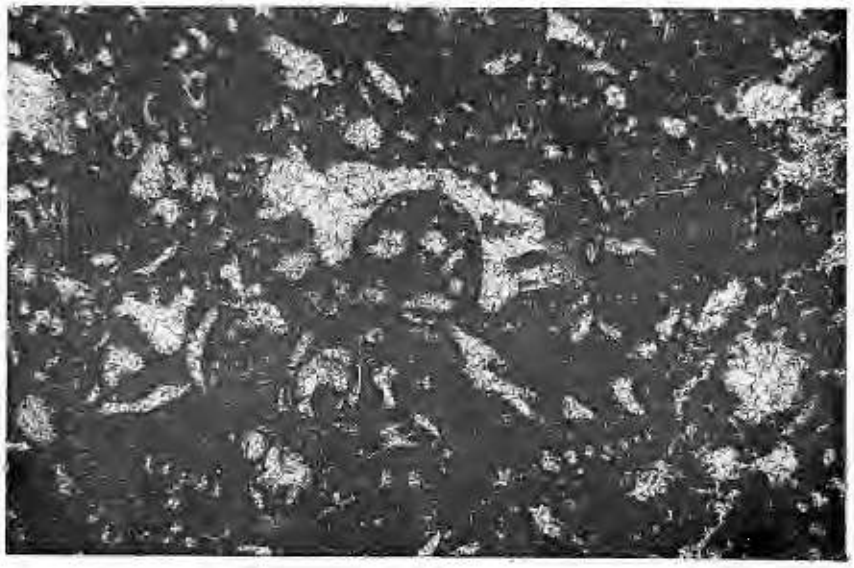
Institutul Geologic al României



1



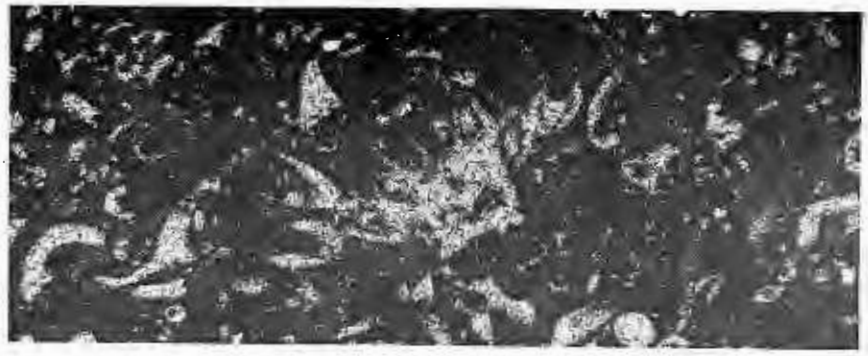
2



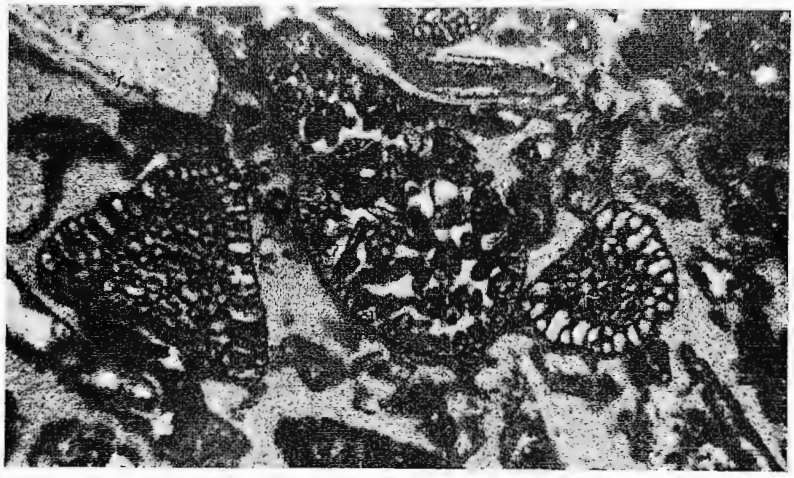
3

Institutul Geologic al României

O. DRAGASTAN. Série calcaire crétacée inférieure d'Aliman. Pl. VI.



1

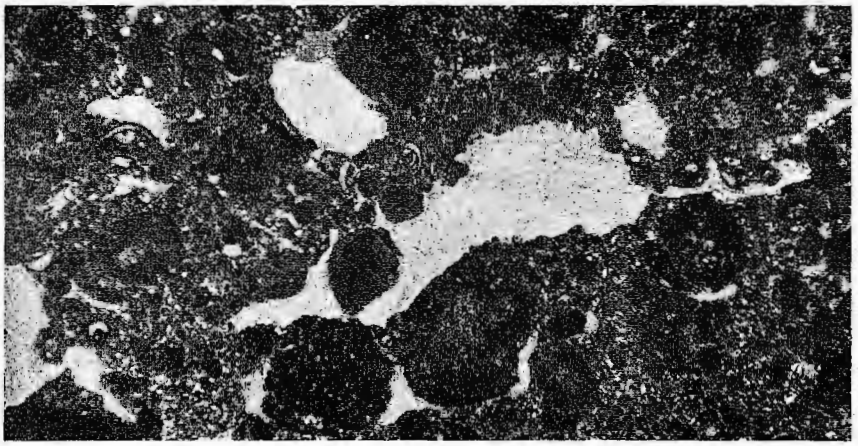


2

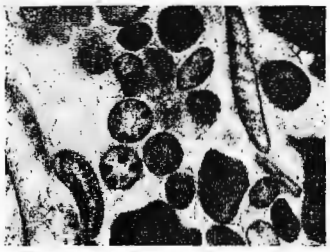


126912

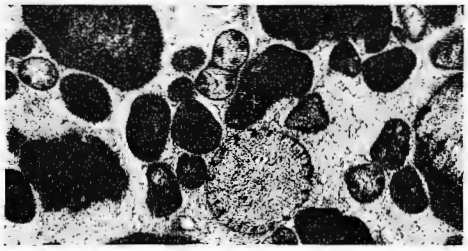
Institutul Geologic al României



1



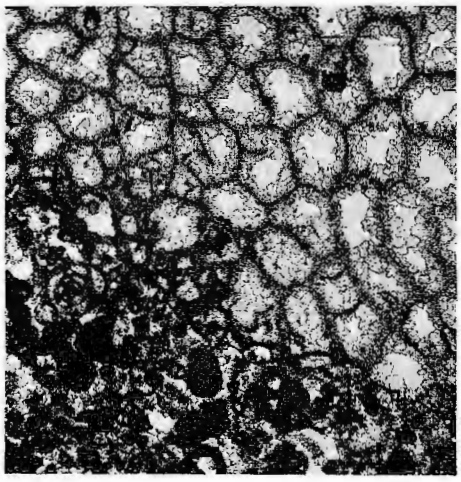
2



3

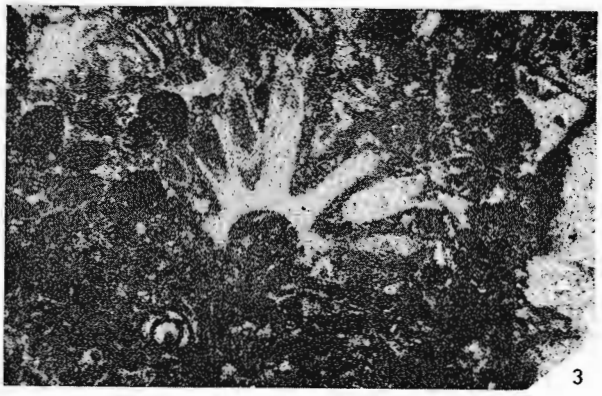


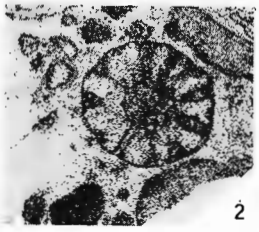
4

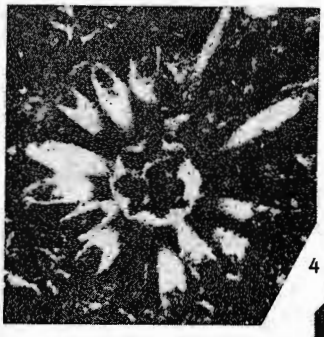


Institutul Geologic al României


1

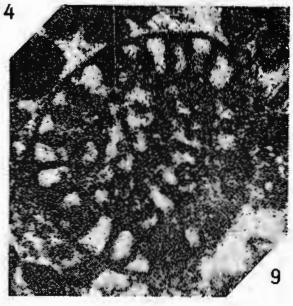

3

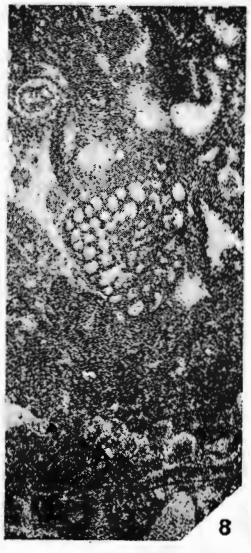

2

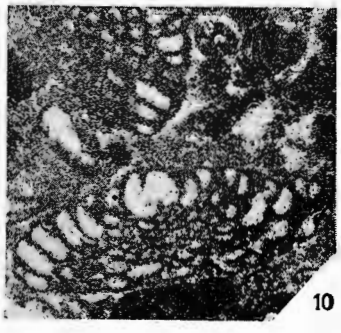

4


5


6


9


8


10

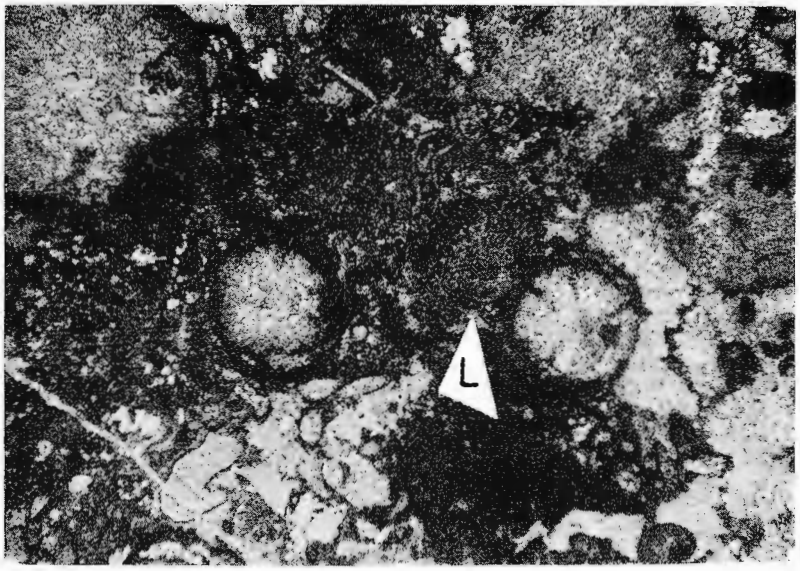

7

126972

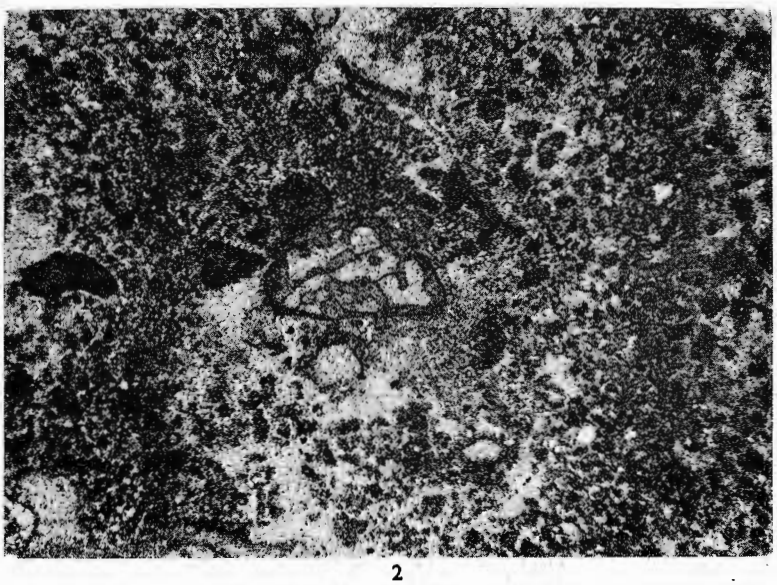
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU, O. DRAGASTAN. Les occurrences triasiques du bassin de Beiuş. Pl. I.



1



2

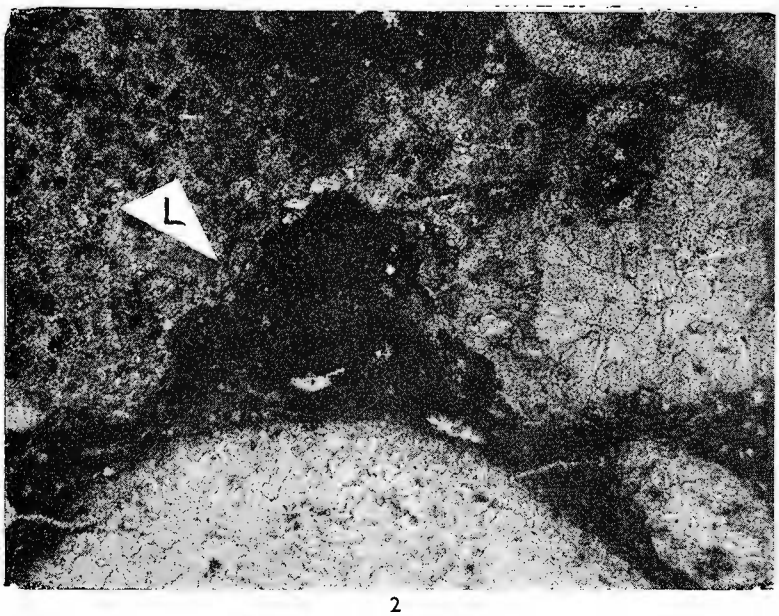
126972

Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU, O. DRAGASTAN. Les occurrences triasiques du bassin de Beiuș. Pl. II.



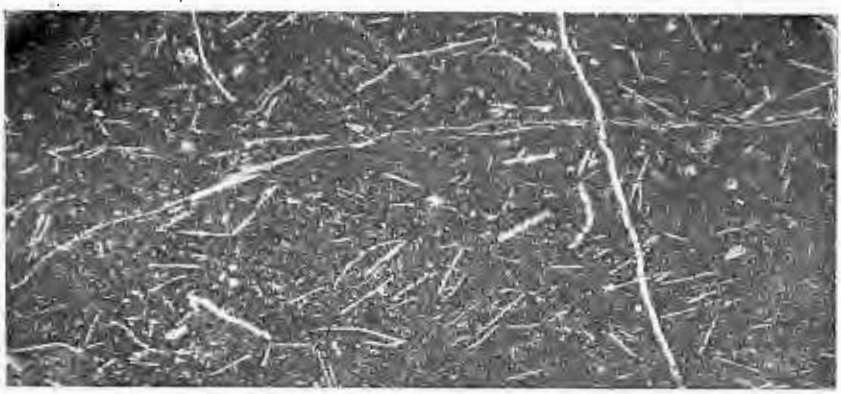
1



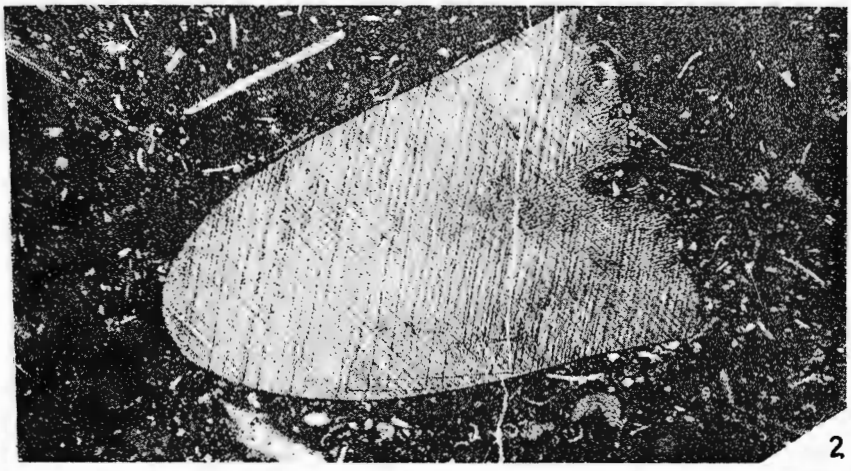
2

Institutul Geologic al României

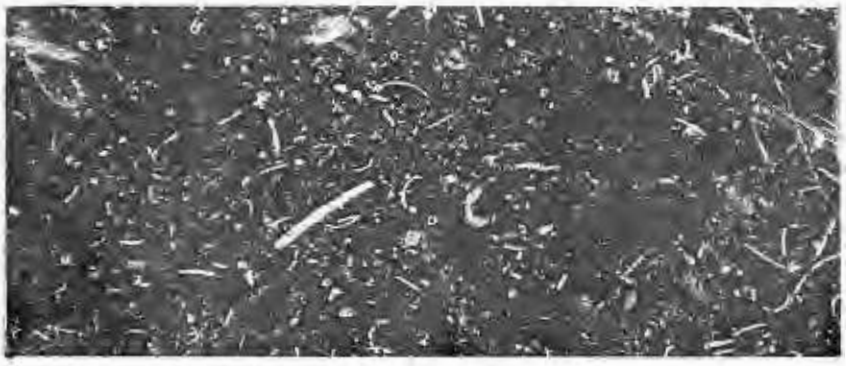
D. ISTOCESCU, O. DRAGASTAN. Les occurrences triasiques du bassin de Beiuș. Pl. III.



1



2



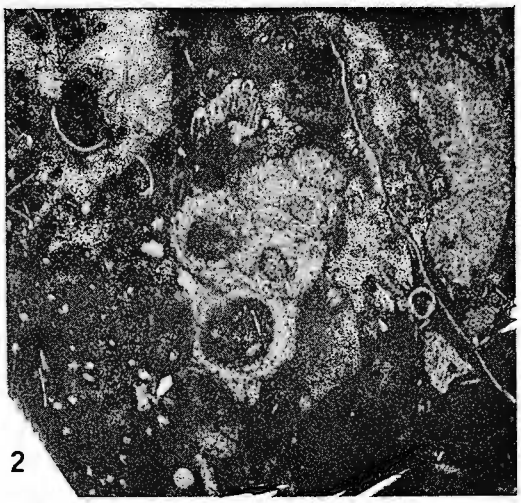
3

126972

Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU, O. DRAGASTAN. Les occurrences triasiques du bassin de Beiuş. Pl. IV.





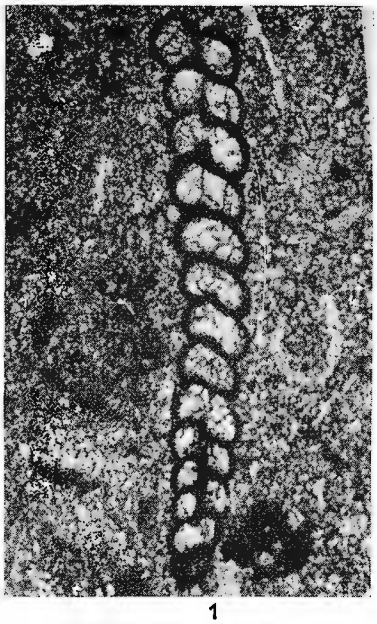






Institutul Geologic al României

D. ISTOCESCU, O. DRAGASTAN. Les occurrences triasiques du bassin de Beiuş. Pl. V.



1



2

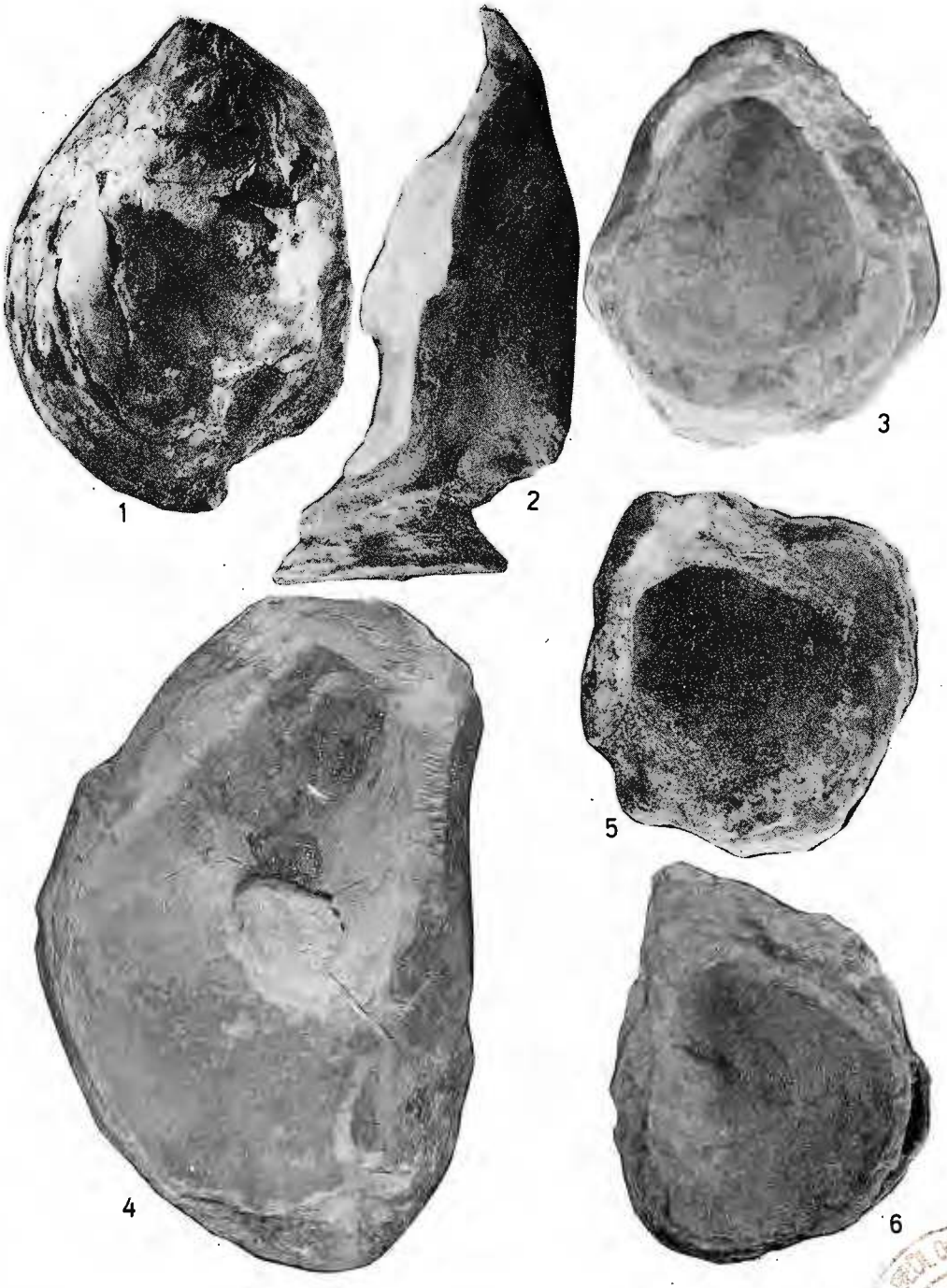


3

126972

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



1269/72
Institutul Geologic al României

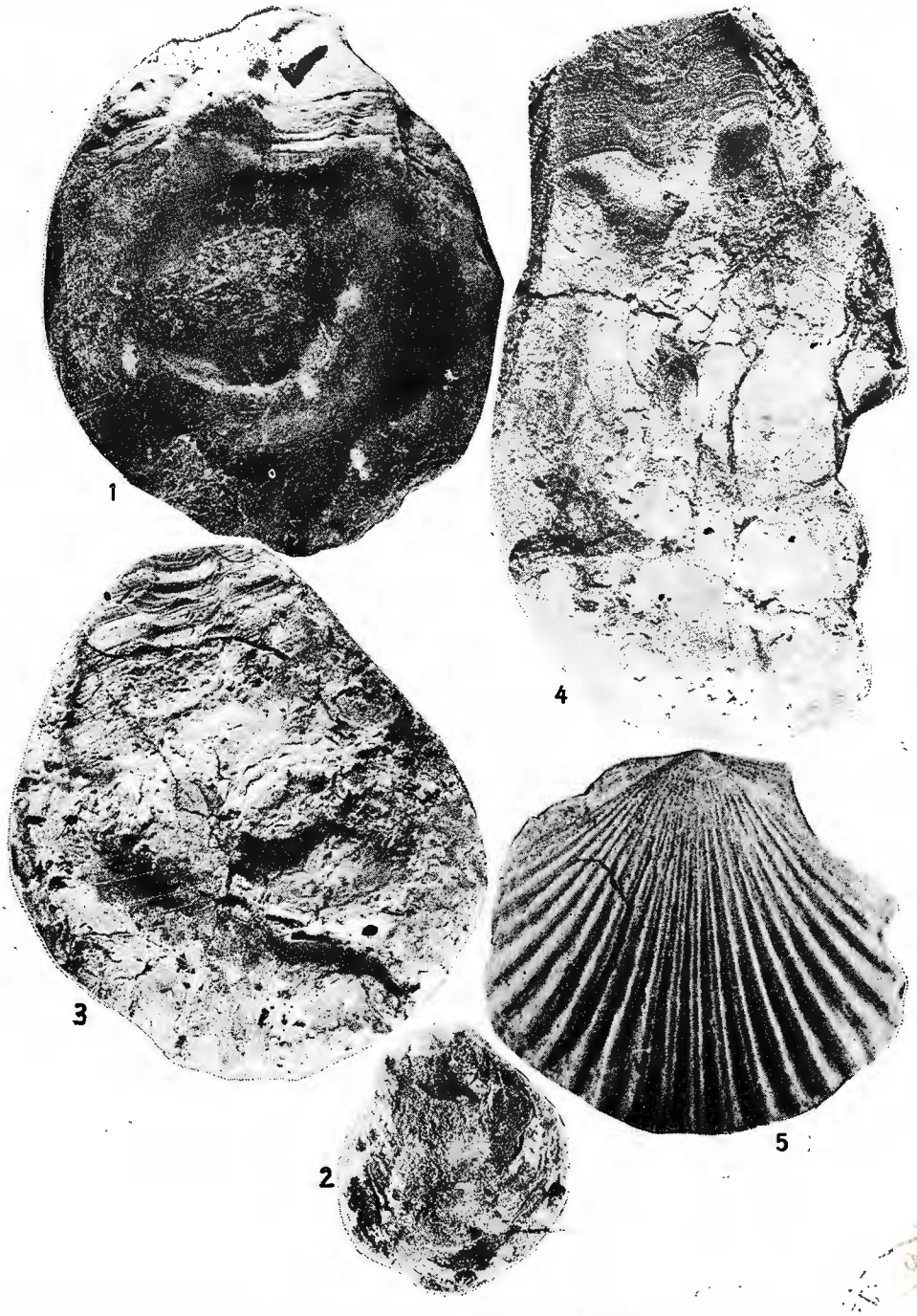




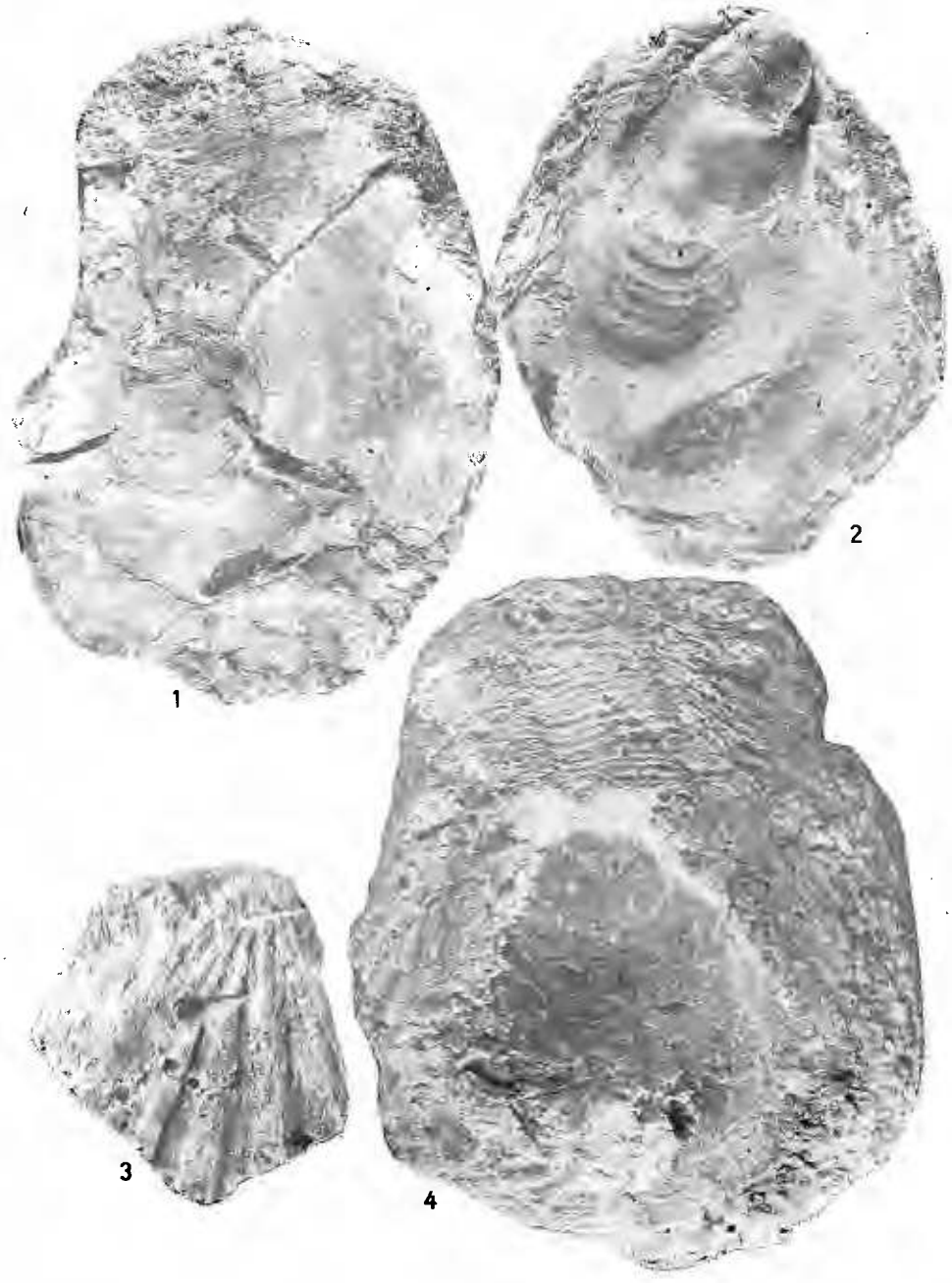




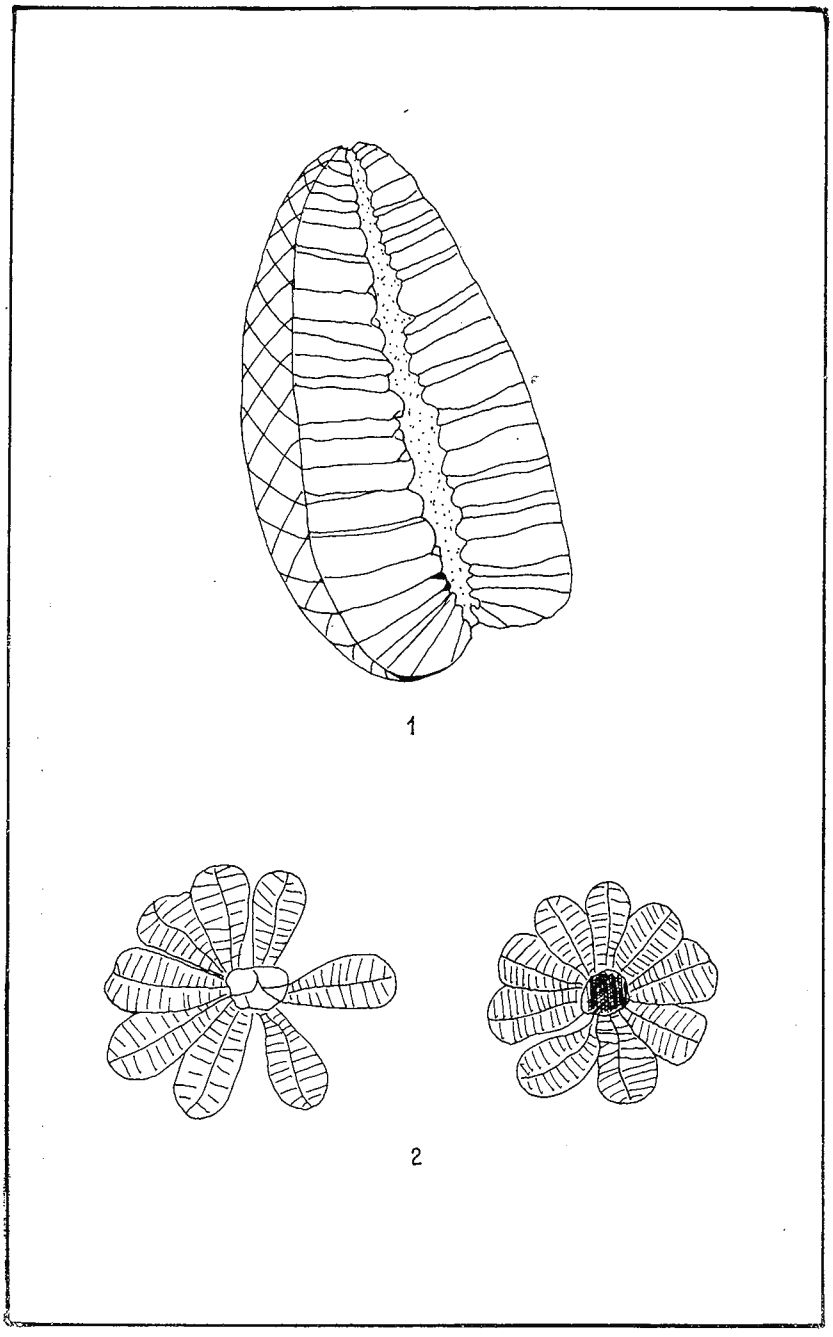
Institutul Geologic al României



126972
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



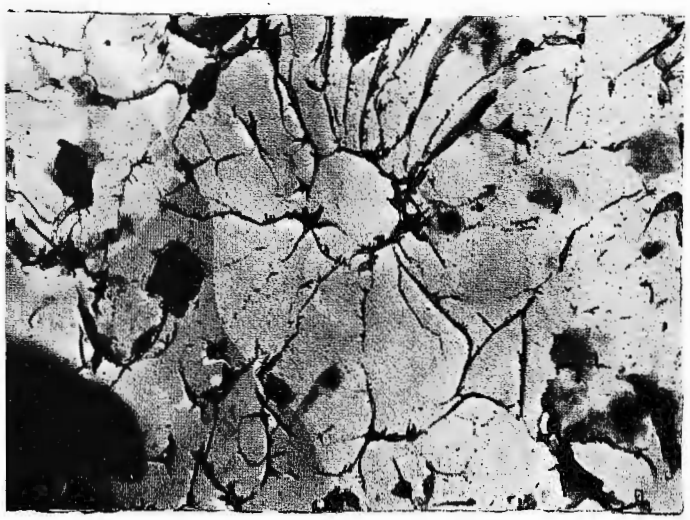
1

2

Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

120972

Institutul Geologic al României



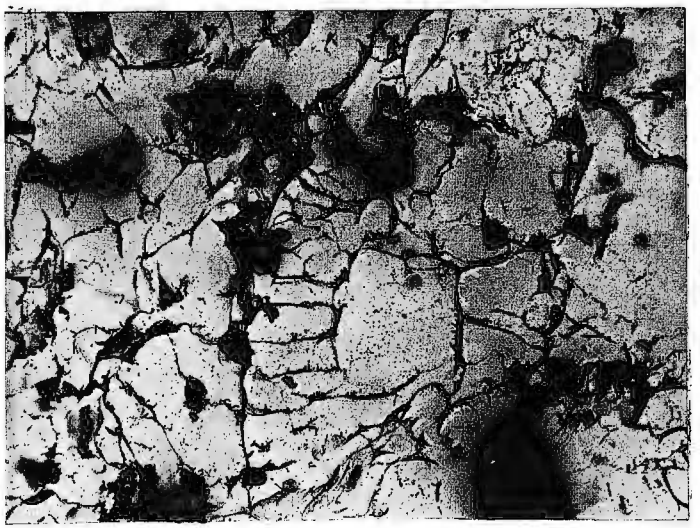
1



2

Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

Institutul Geologic al României

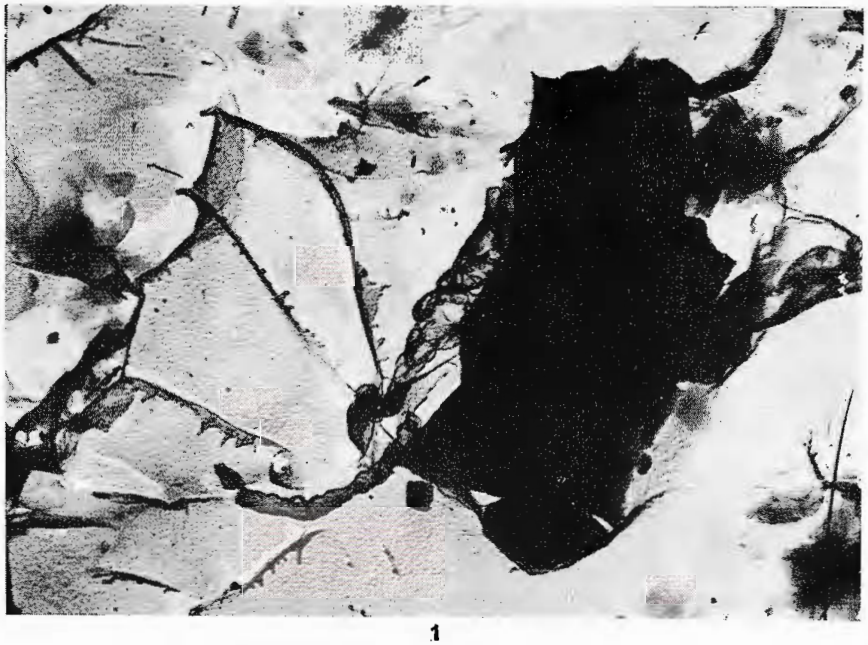


1

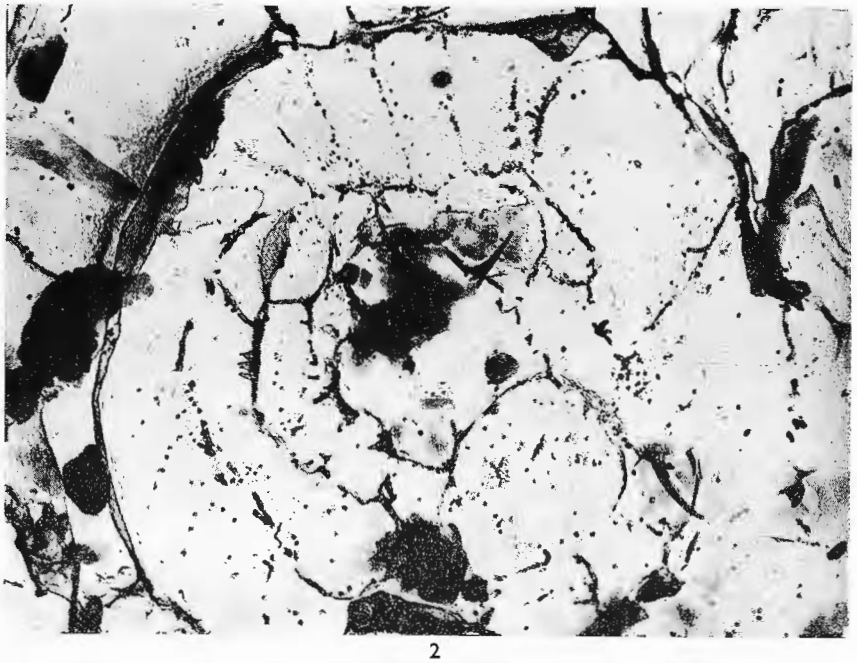


2

Institutul Geologic al României



1



2

126972

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

I. STĂNOIU. Calpionelele stratelor de Sinaia din Carpaţii Meridionali.

Pl. I.



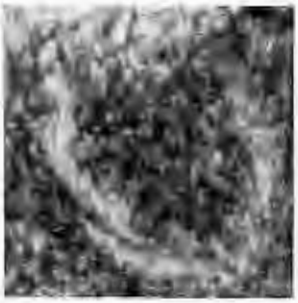
1



2



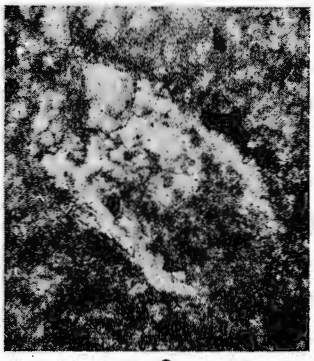
3



4



5



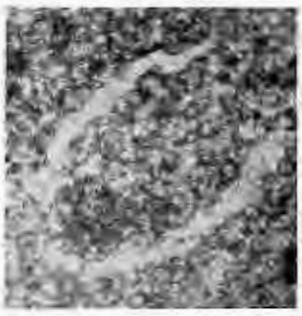
6



7



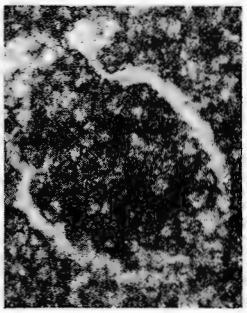
8



9



10



11



12

Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4

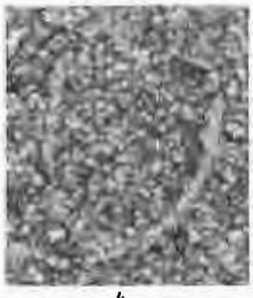
126972

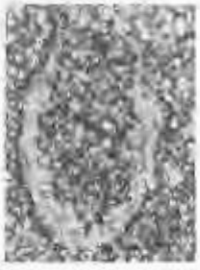
Institutul Geologic al României


1

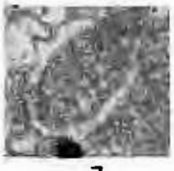

2

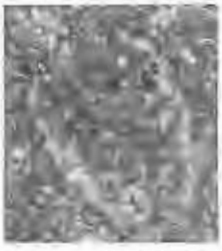

3

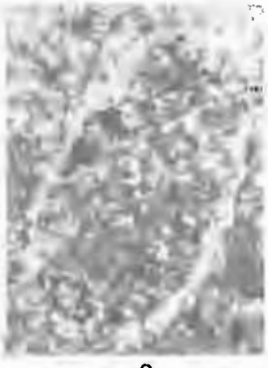

4


5


6


7


8

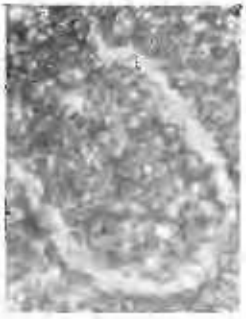

9


10

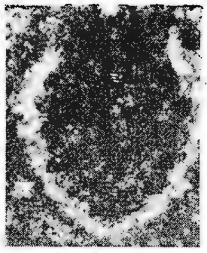

11


12

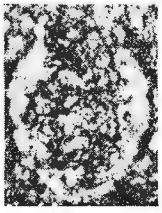
Institutul Geologic al României

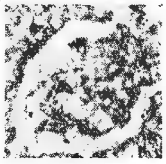

1

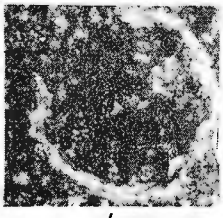

2


3

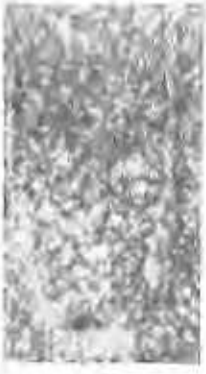

5

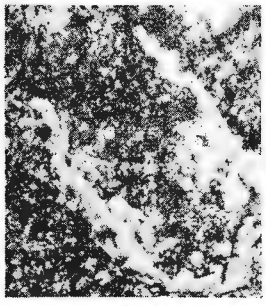

6


7


4

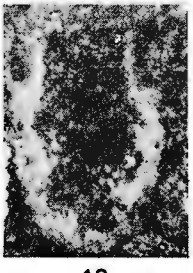

9


10


8


11


12


13

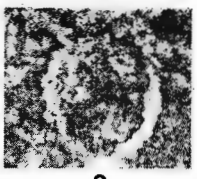
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV/4.

126972

Institutul Geologic al României



1



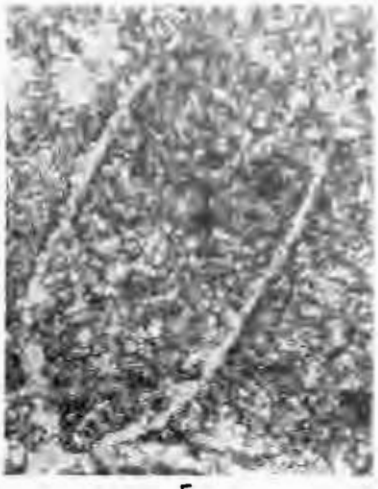
2



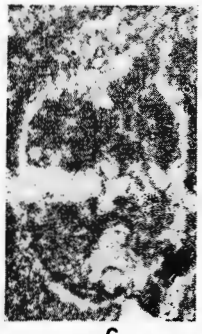
3



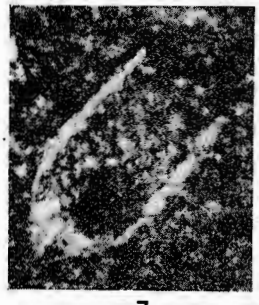
4



5



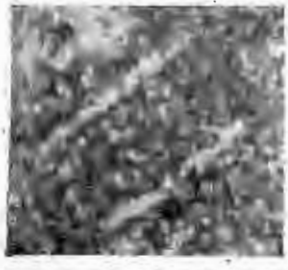
6



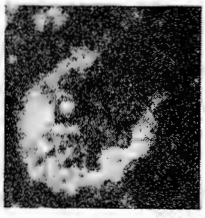
7



8



9



10



11

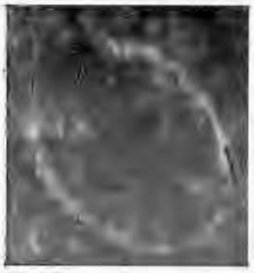
Institutul Geologic al României

I. STĂNOIU. Calpionelele stratelor de Sinaia din Carpaţii Meridionali.

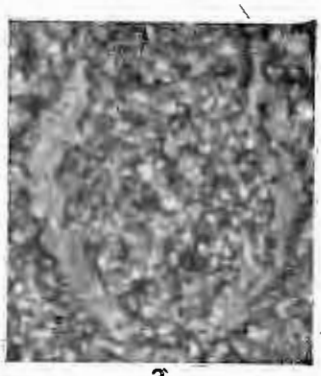
Pl. V.



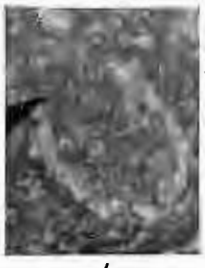
1



2



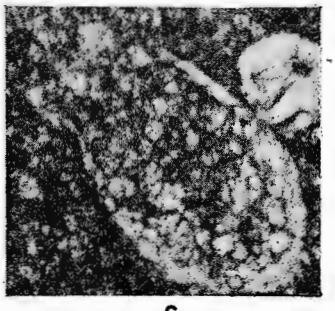
3



4



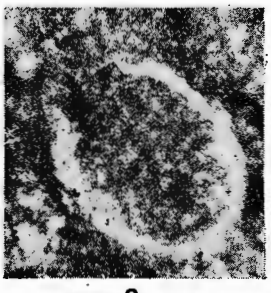
5



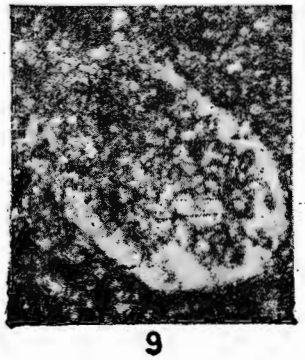
6



7



8



9



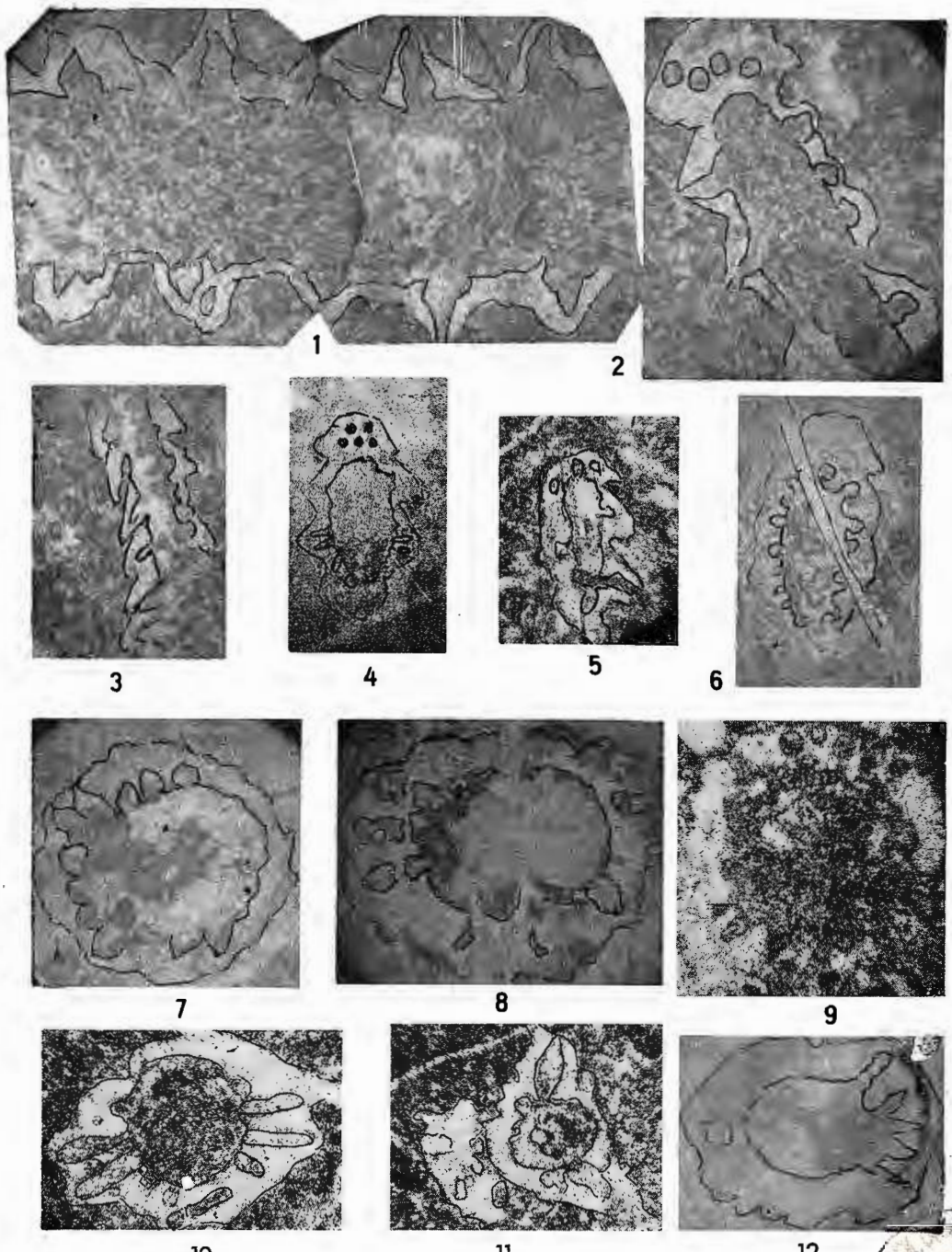
10

126972

Institutul Geologic al României

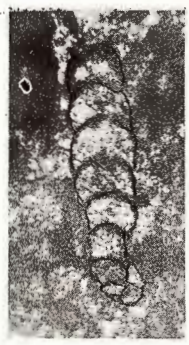
Institutul Geologic al României

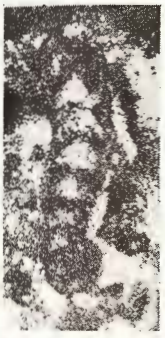
CAMELIA TOMESCU, M. SĂNDULESCU. Vîrsta calcarelor asociate stratelor cu jaspuri. Pl. I.

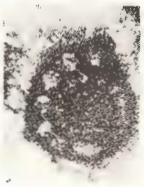


126972
Institutul Geologic al României

CAMELIA TOMESCU, M. SĂNDULESCU. Vîrsta calcarelor asociate stratelor cu jaspuri. Pl. II.

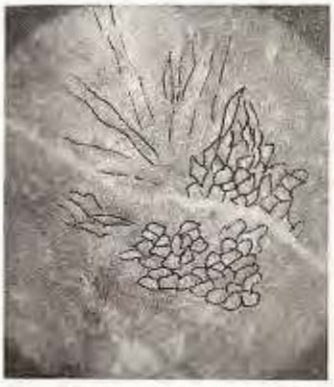

1


2


3

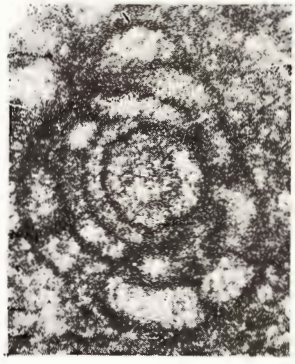

4


5

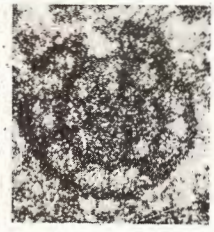

6


7


8

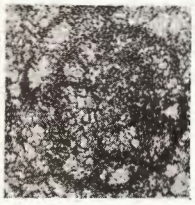

9

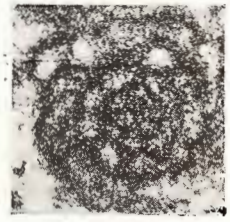

10


11


12

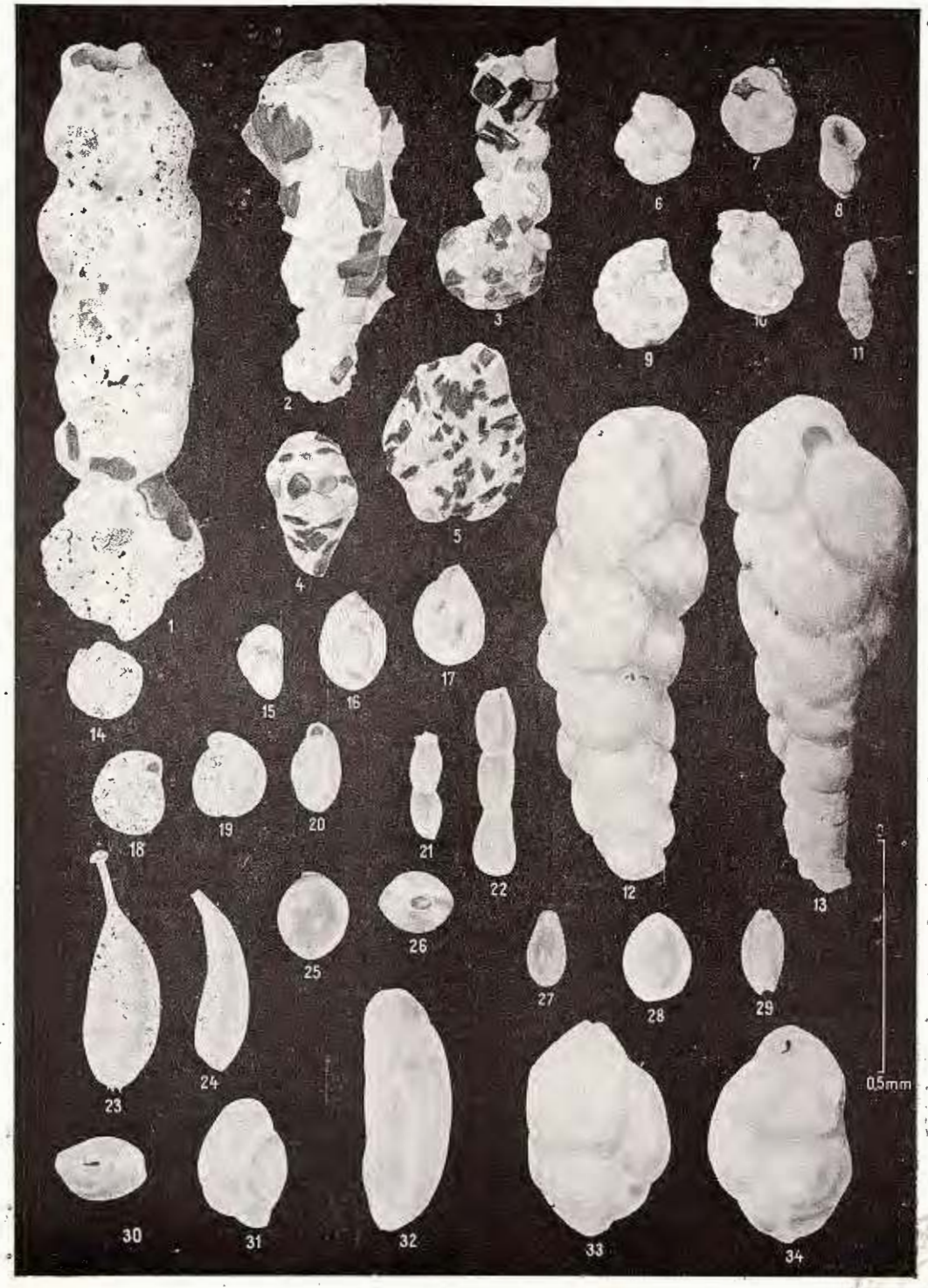

13


14


15

Institutul Geologic al României

M. GHEORGHIAN, DOINA GHEORGHIAN. Distributions des foraminifères de la Mer Noir. Pl. XX.

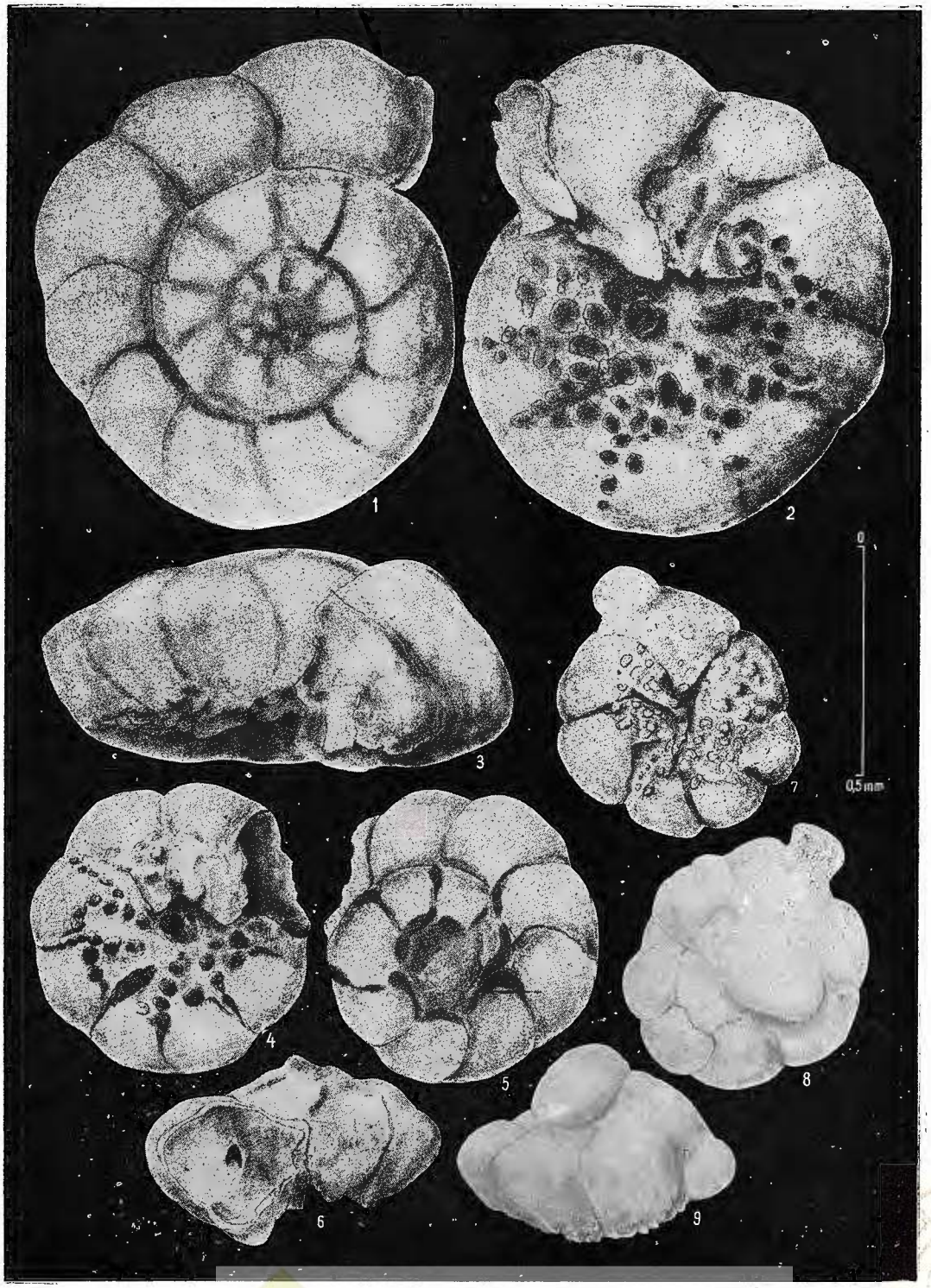


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV/4.

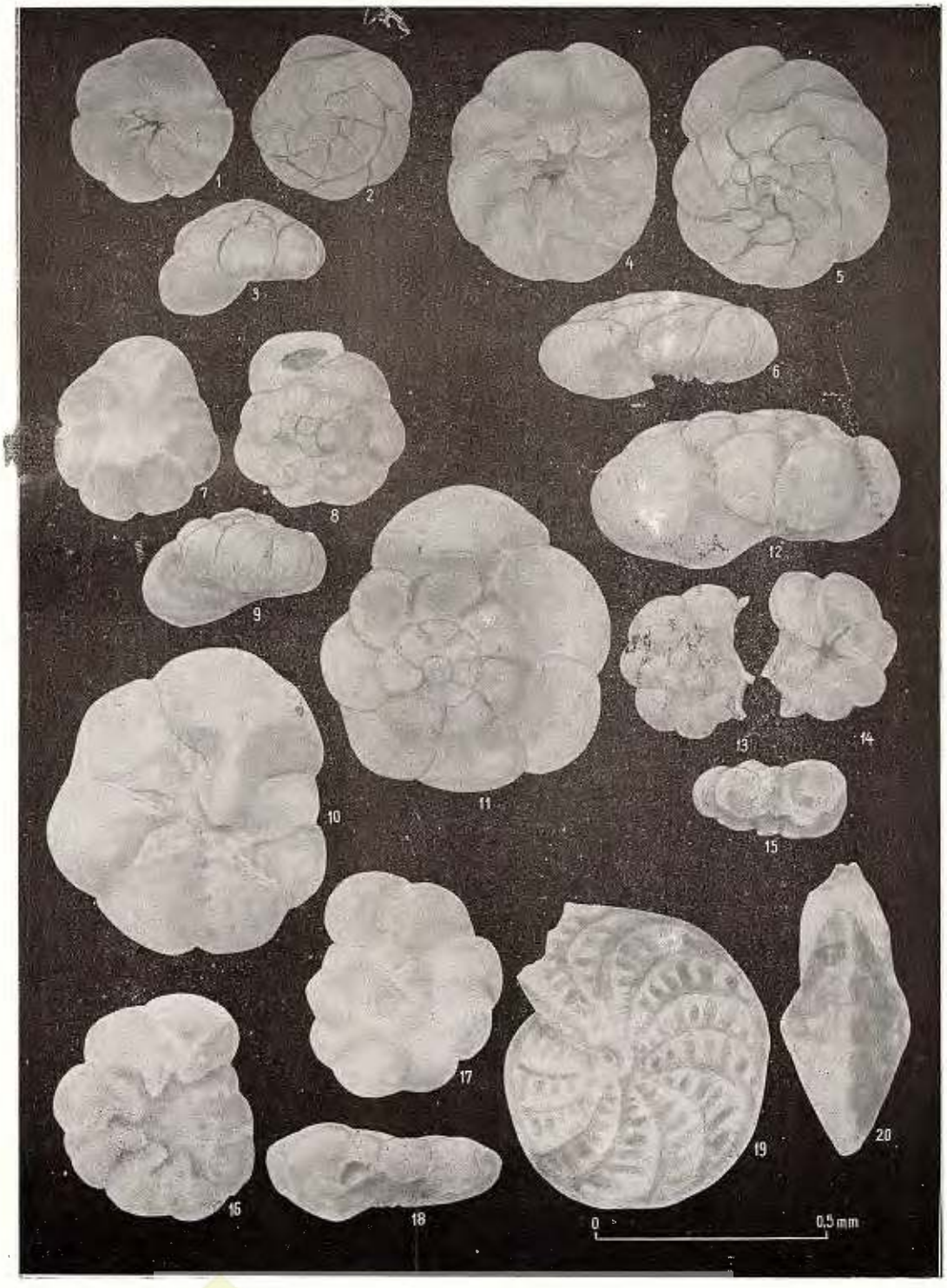
Institutul Geologic al României
116972



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României
126972



Institutul Geologic al României



1



2



3

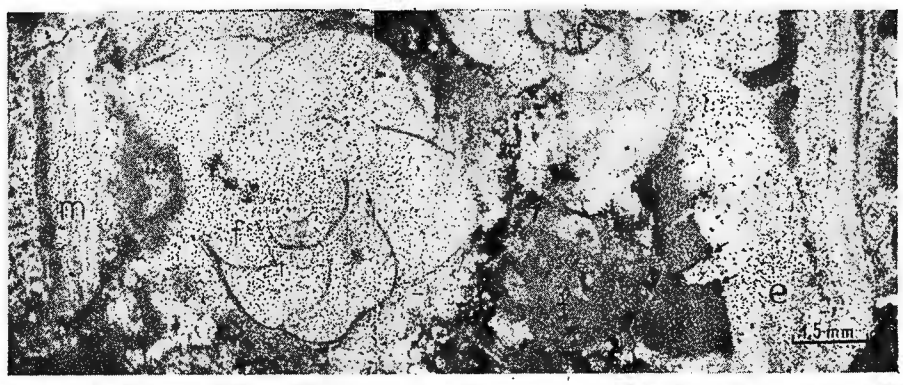


4

Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

126972

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

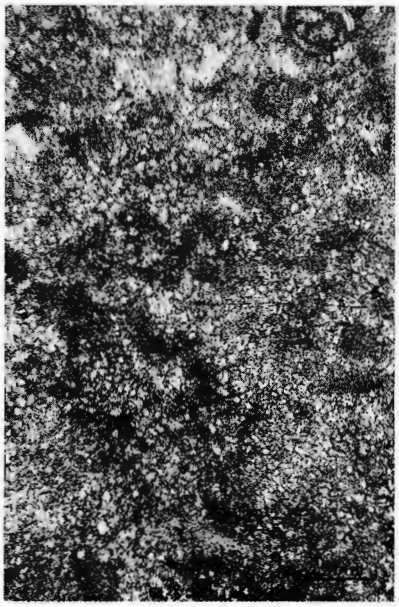


5

Institutul Geologic al României



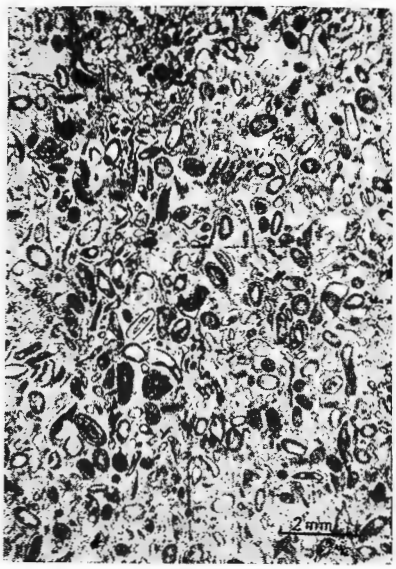
1



2



3

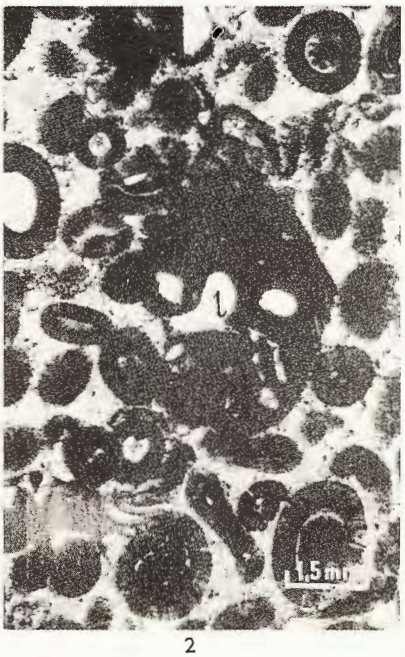


4

126972
Institutul Geologic al României



1



2

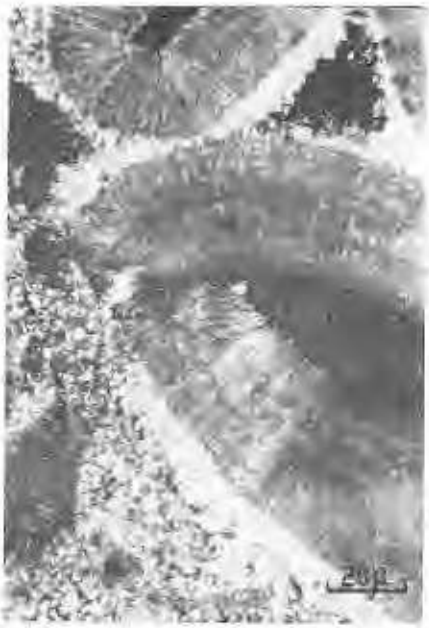


3



4

Institutul Geologic al României



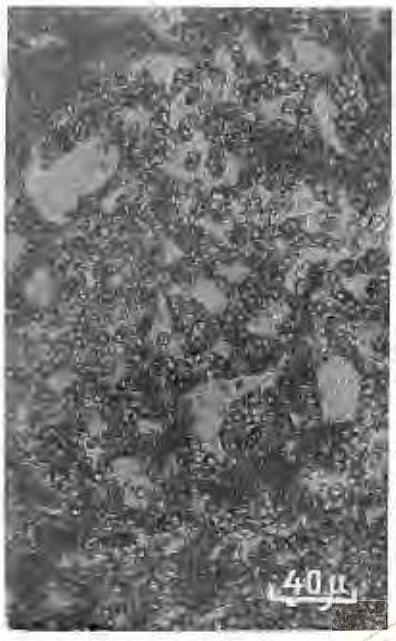
1



2



3

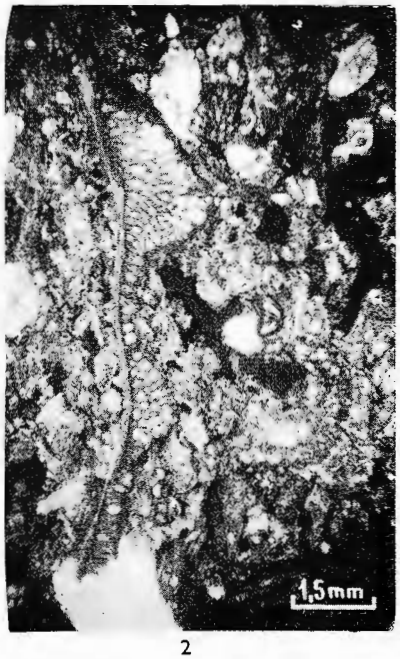


126972

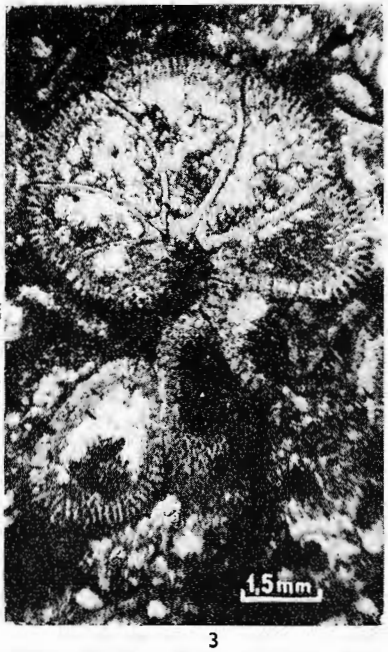
Institutul Geologic al României



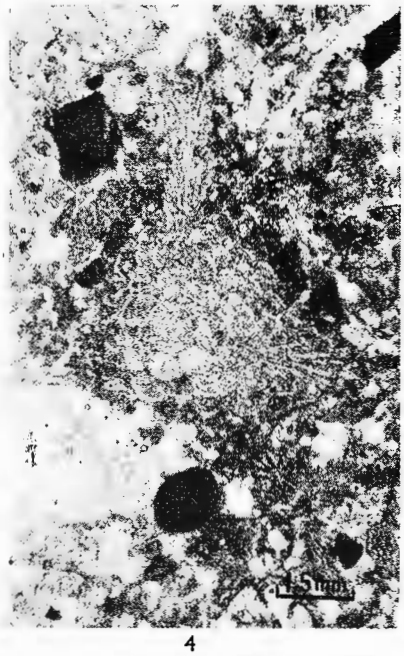
1



2



3

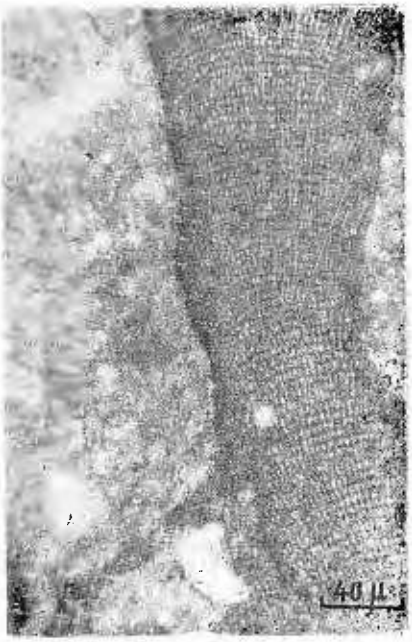


4

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

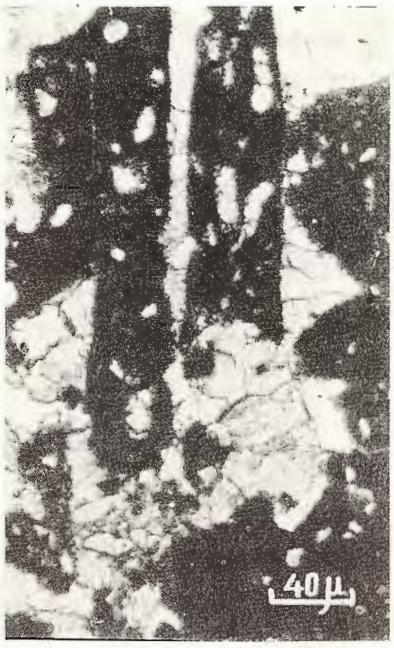
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV/4.

126972

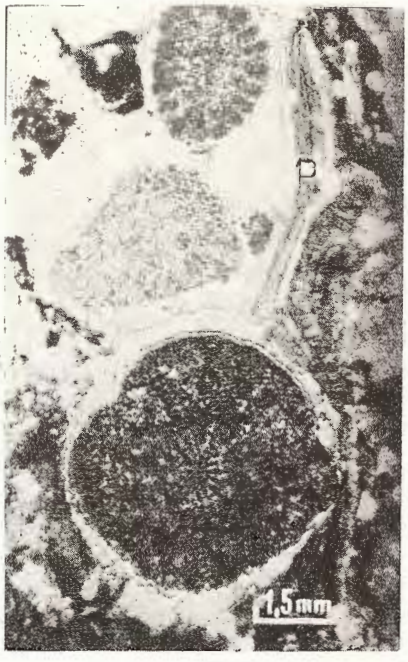
Institutul Geologic al României



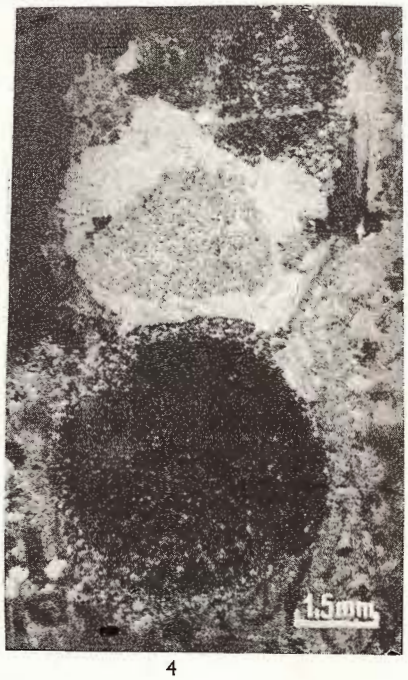
1



2



3



4

Institutul Geologic al României



1



2



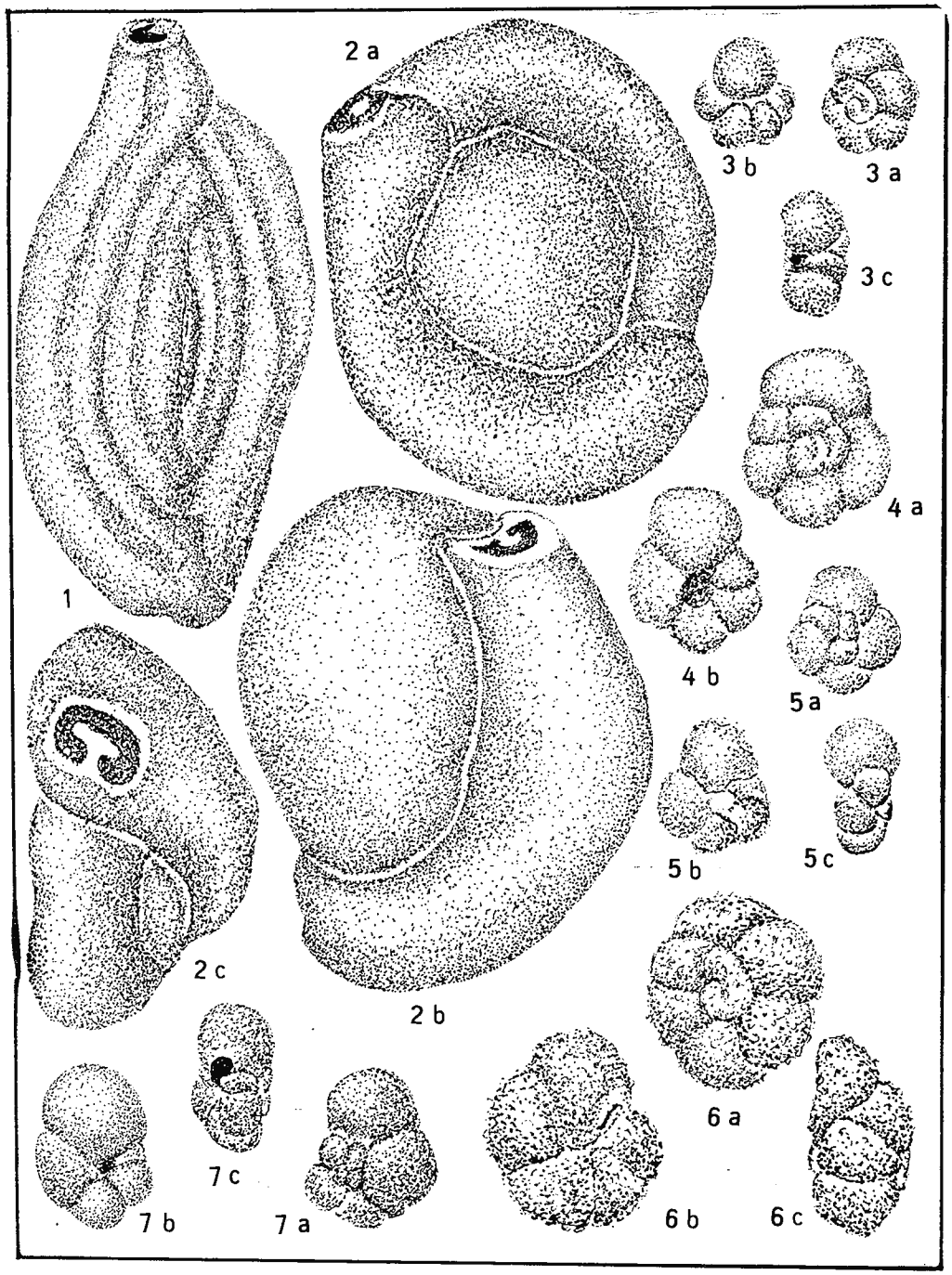
3



4

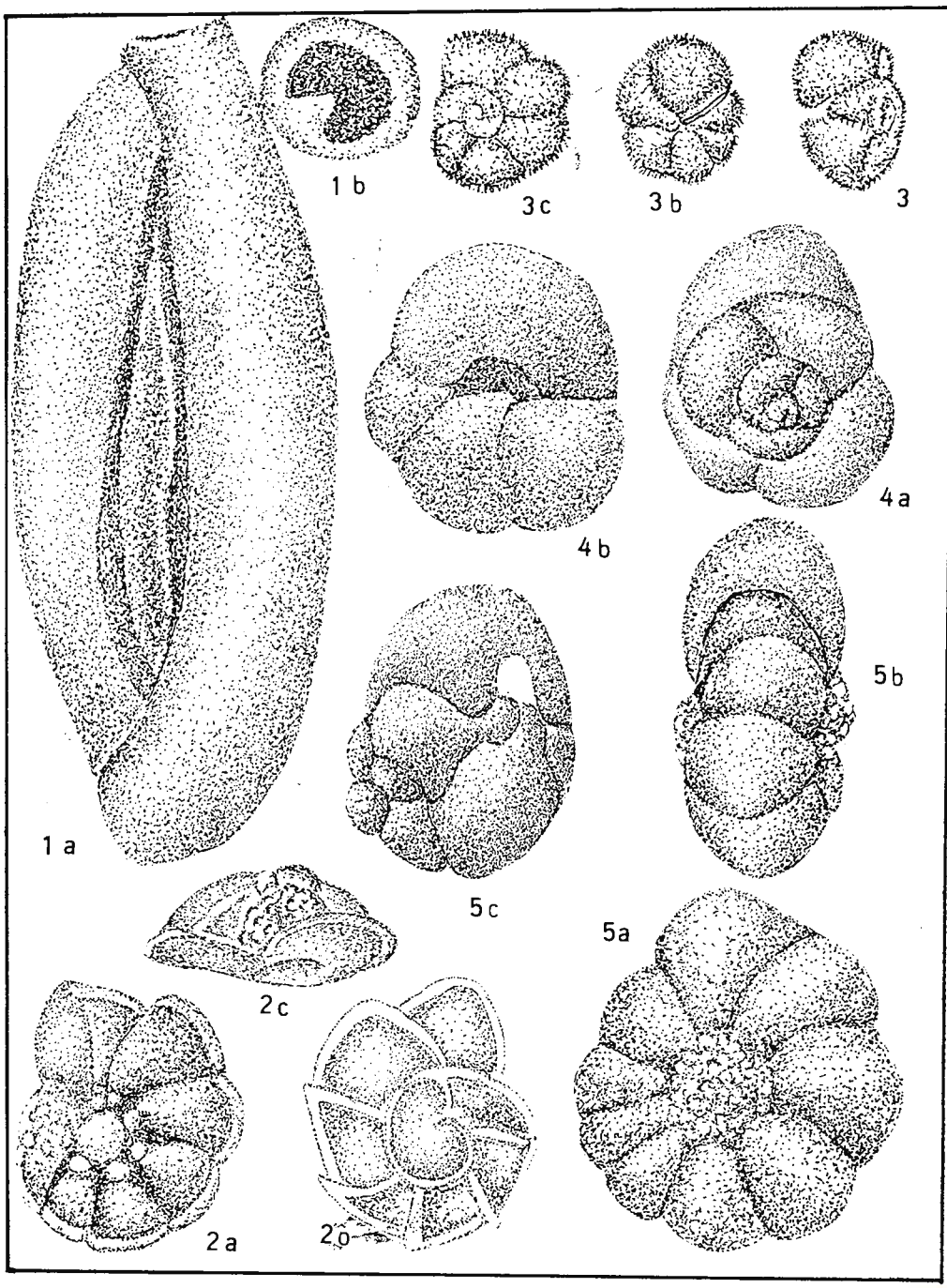
126972

Institutul Geologic al României



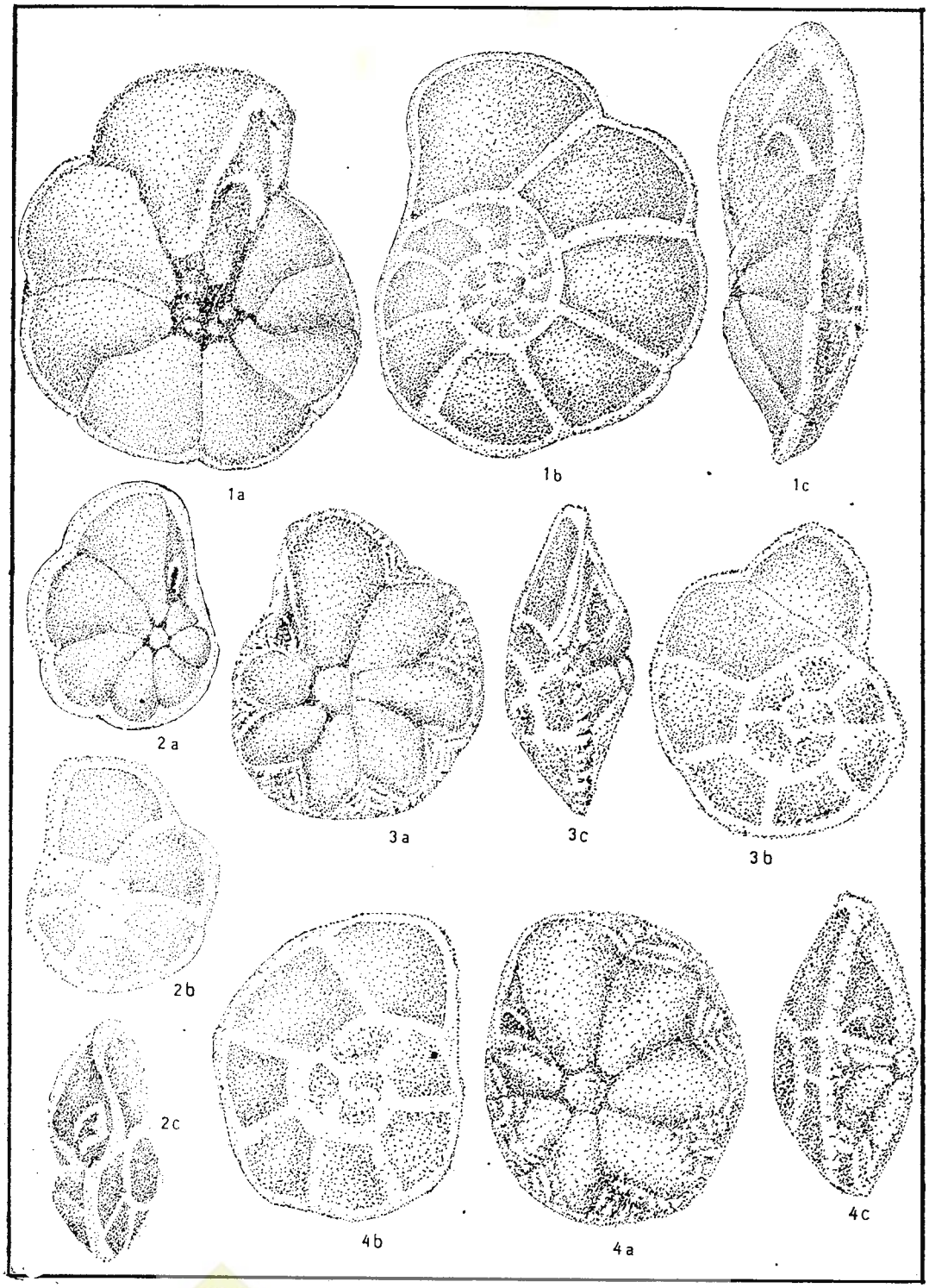
Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

Institutul Geologic al României

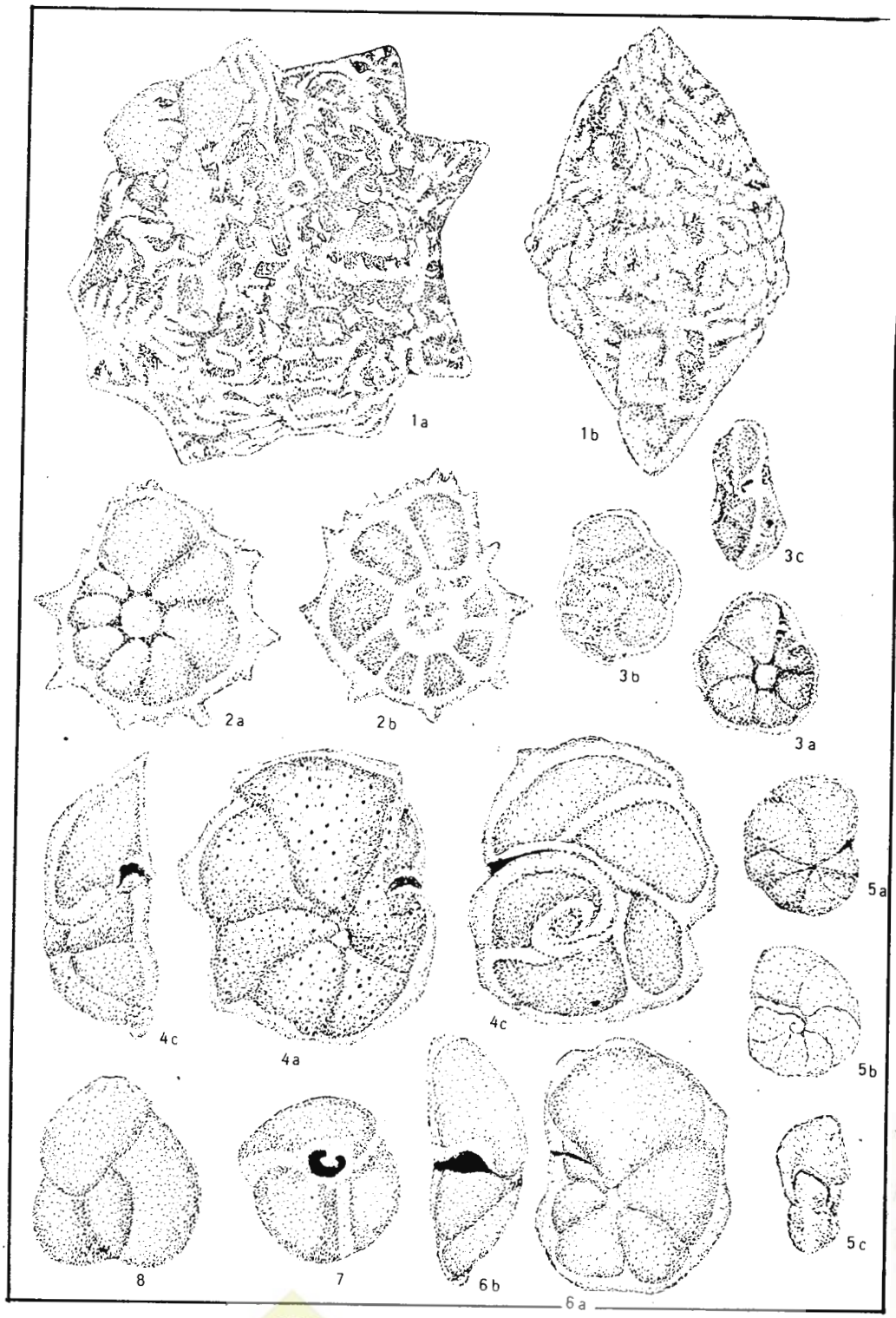


Institutul de geologie şi geofizică. Dări de seamă ale şedinţelor vol. LXIV/4.

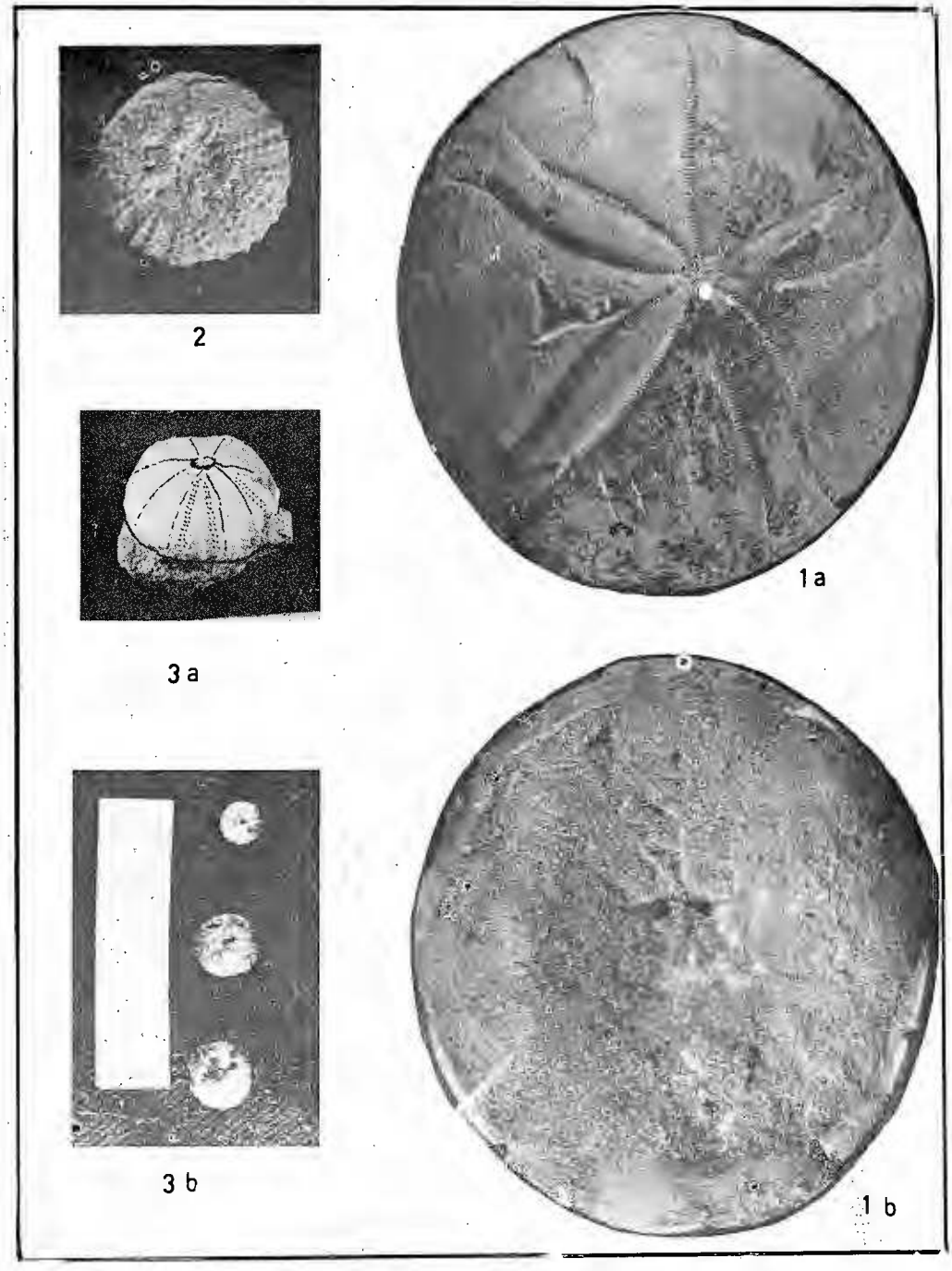
Institutul Geologic al României
126972



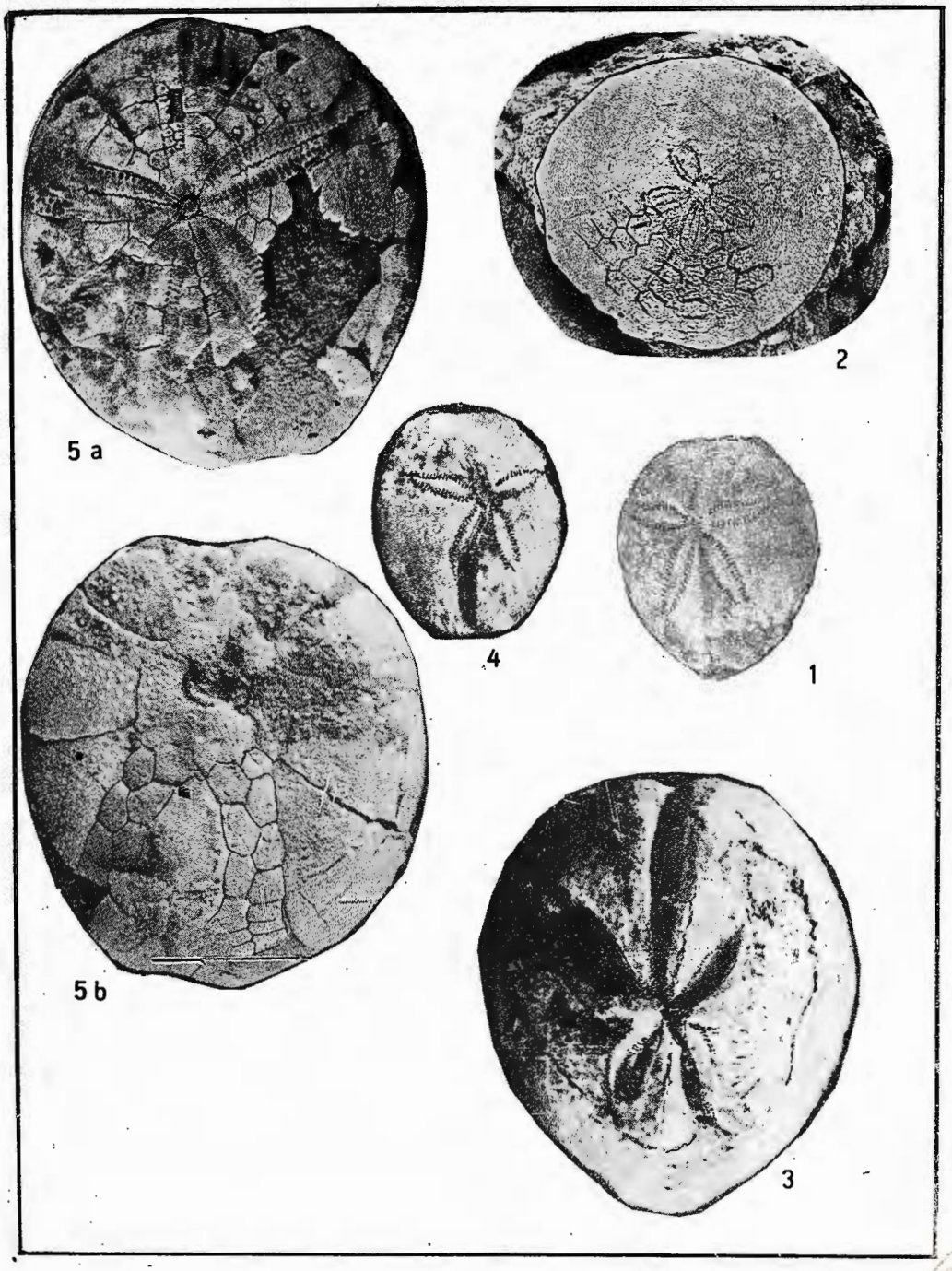
Institutul Geologic al Romaniei



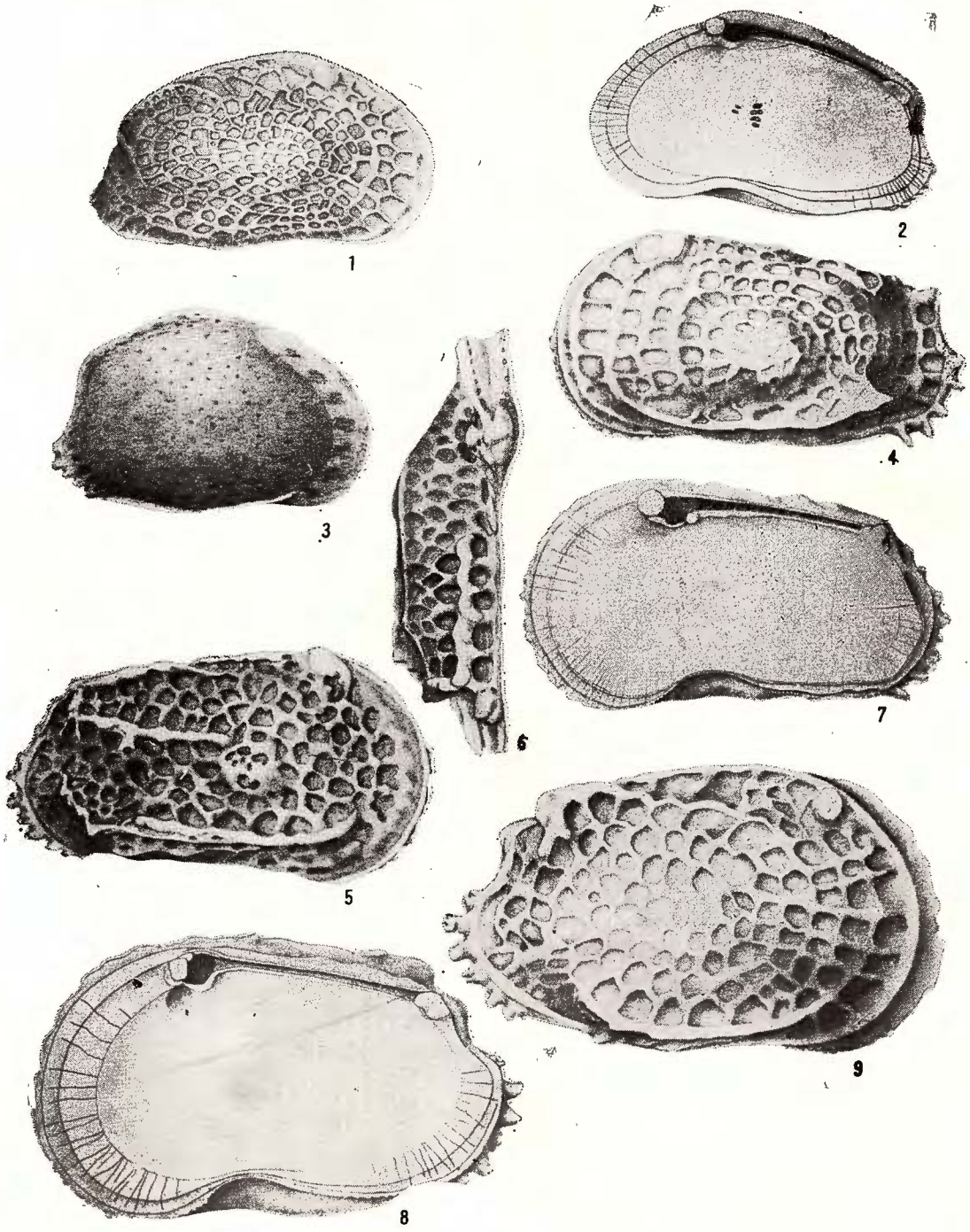
Institutul Geologic al României
126972



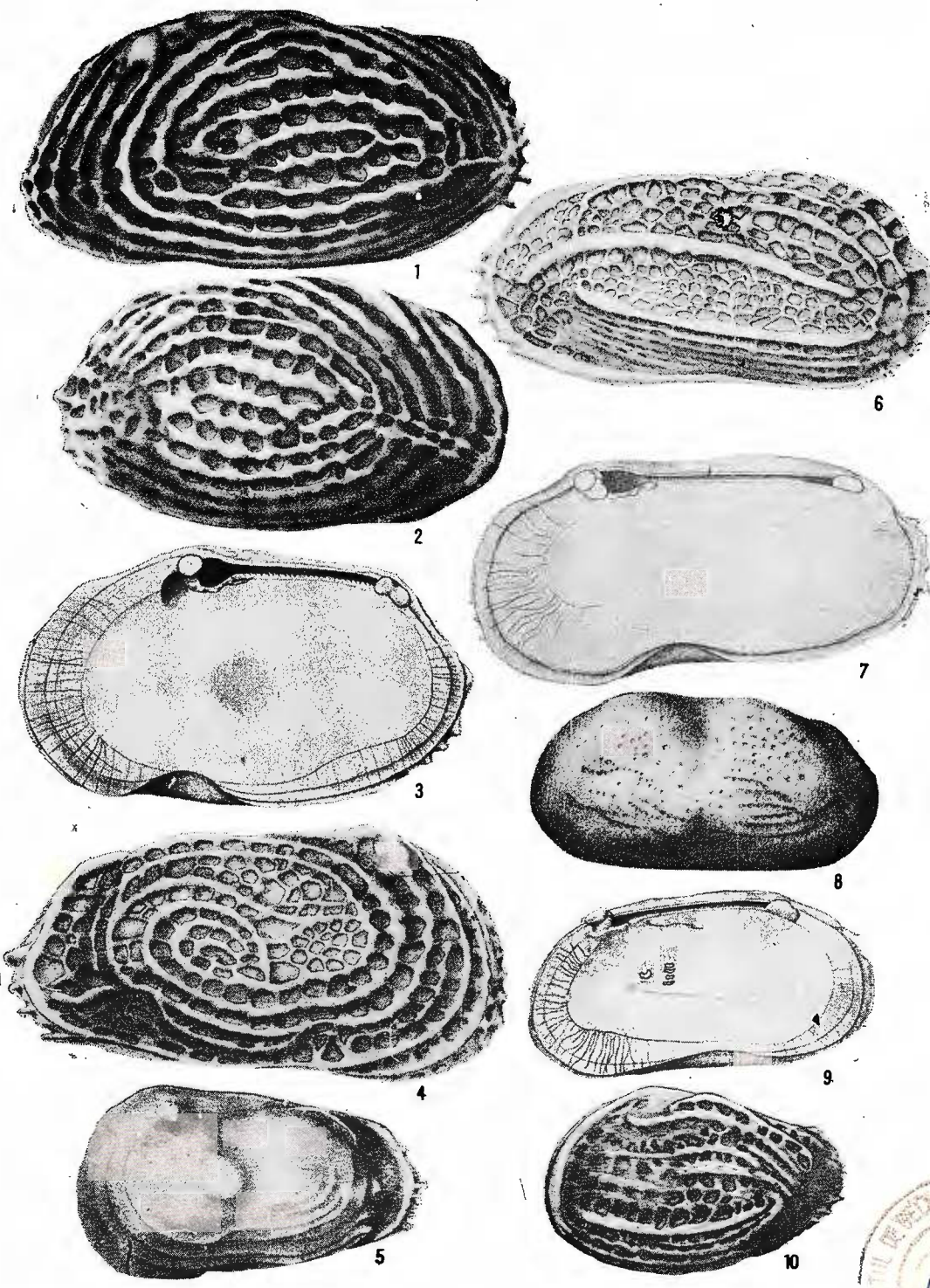
Institutul Geologic al României



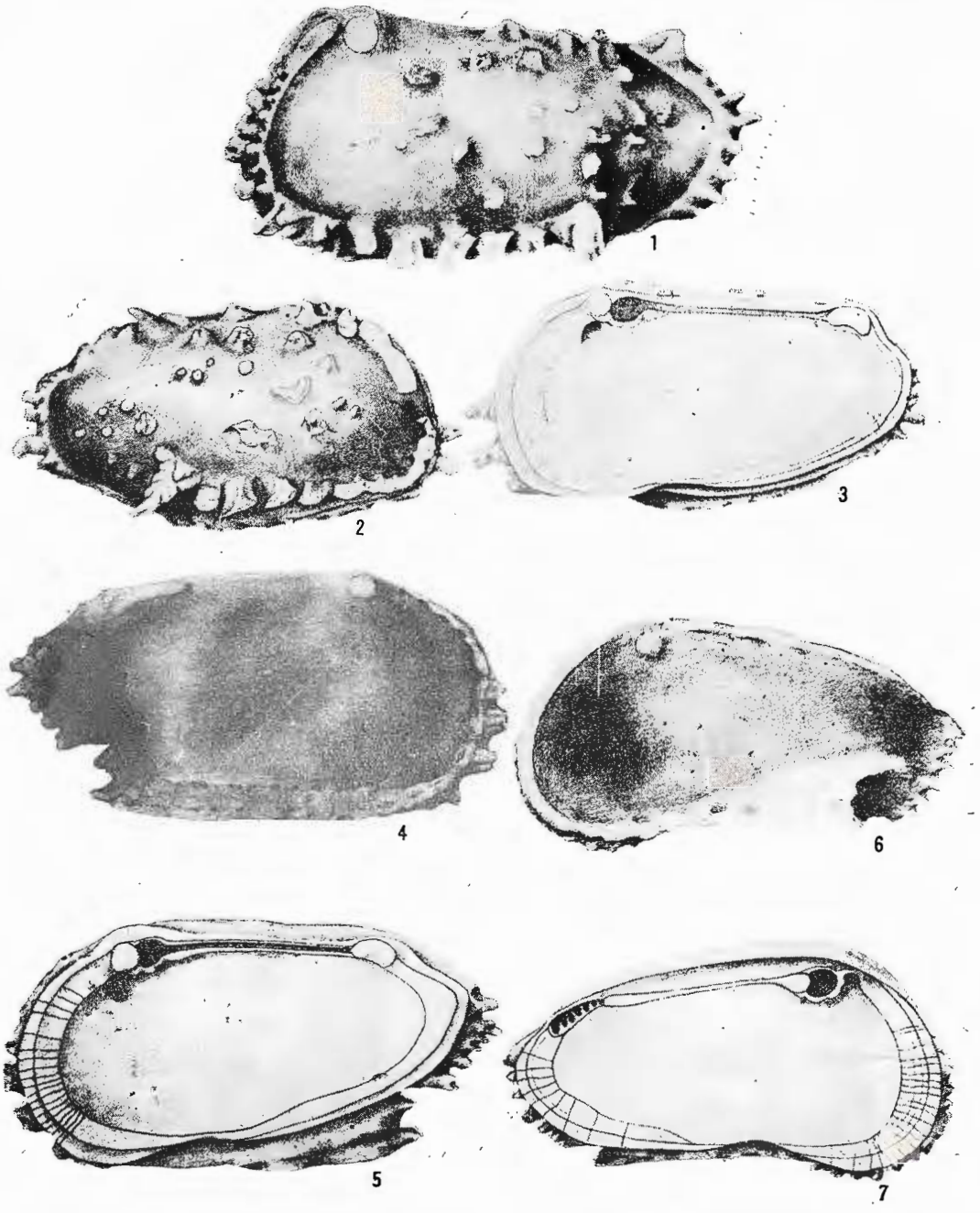
Institutul Geologic al României



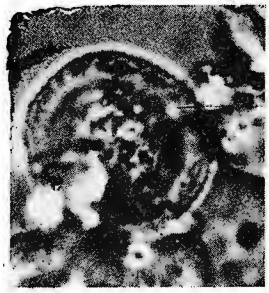
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României
126972

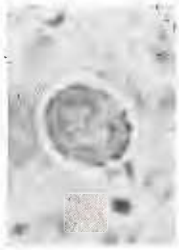


Institutul Geologic al României


1


2


3

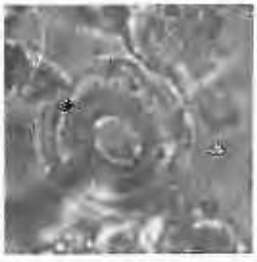

4


5

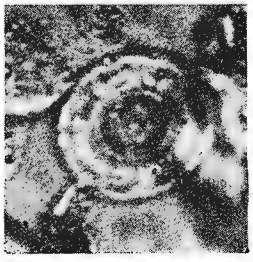

6

7




8

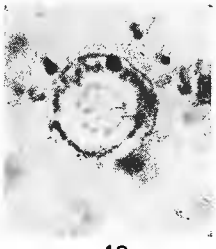
9




10


11


12


13

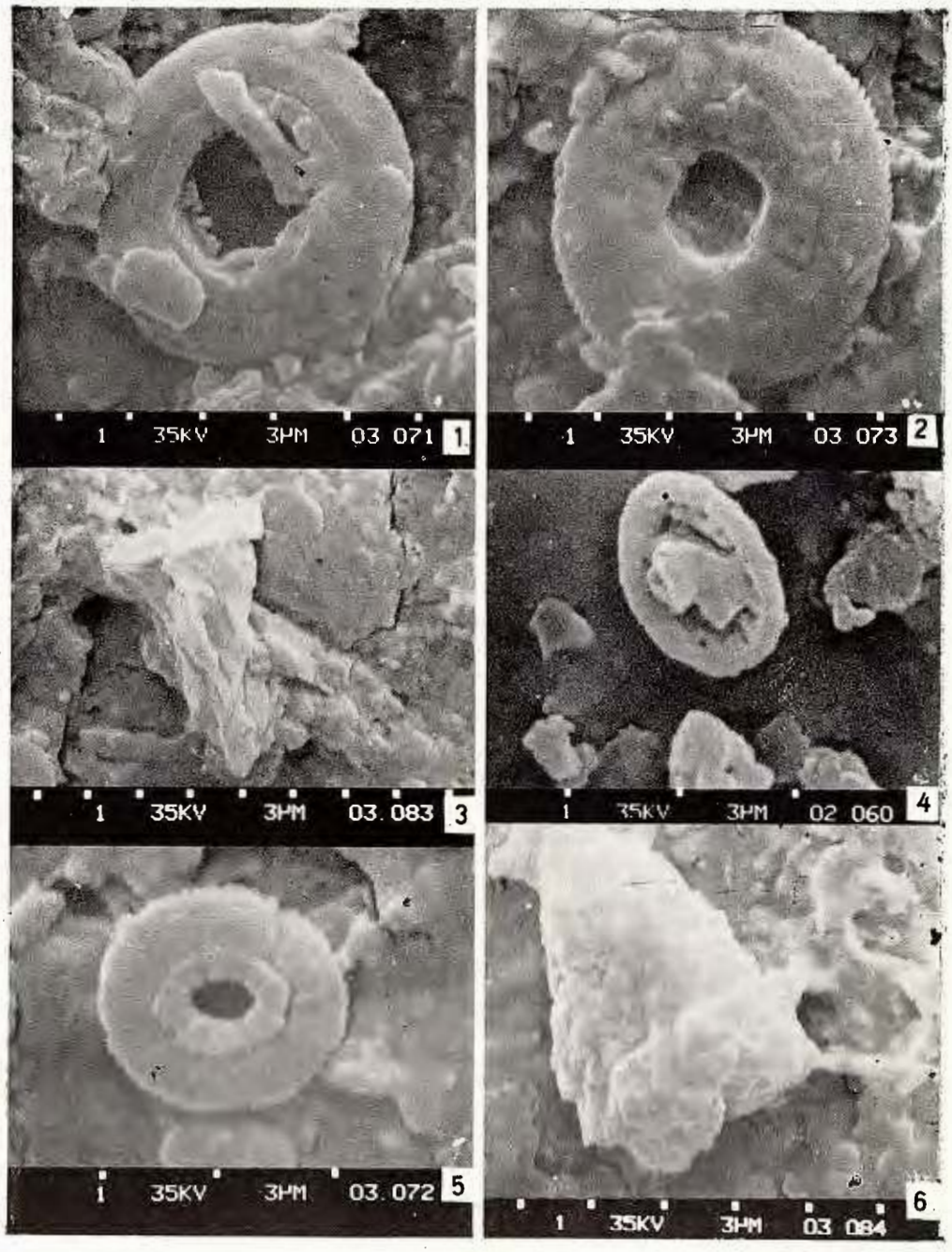

14


15

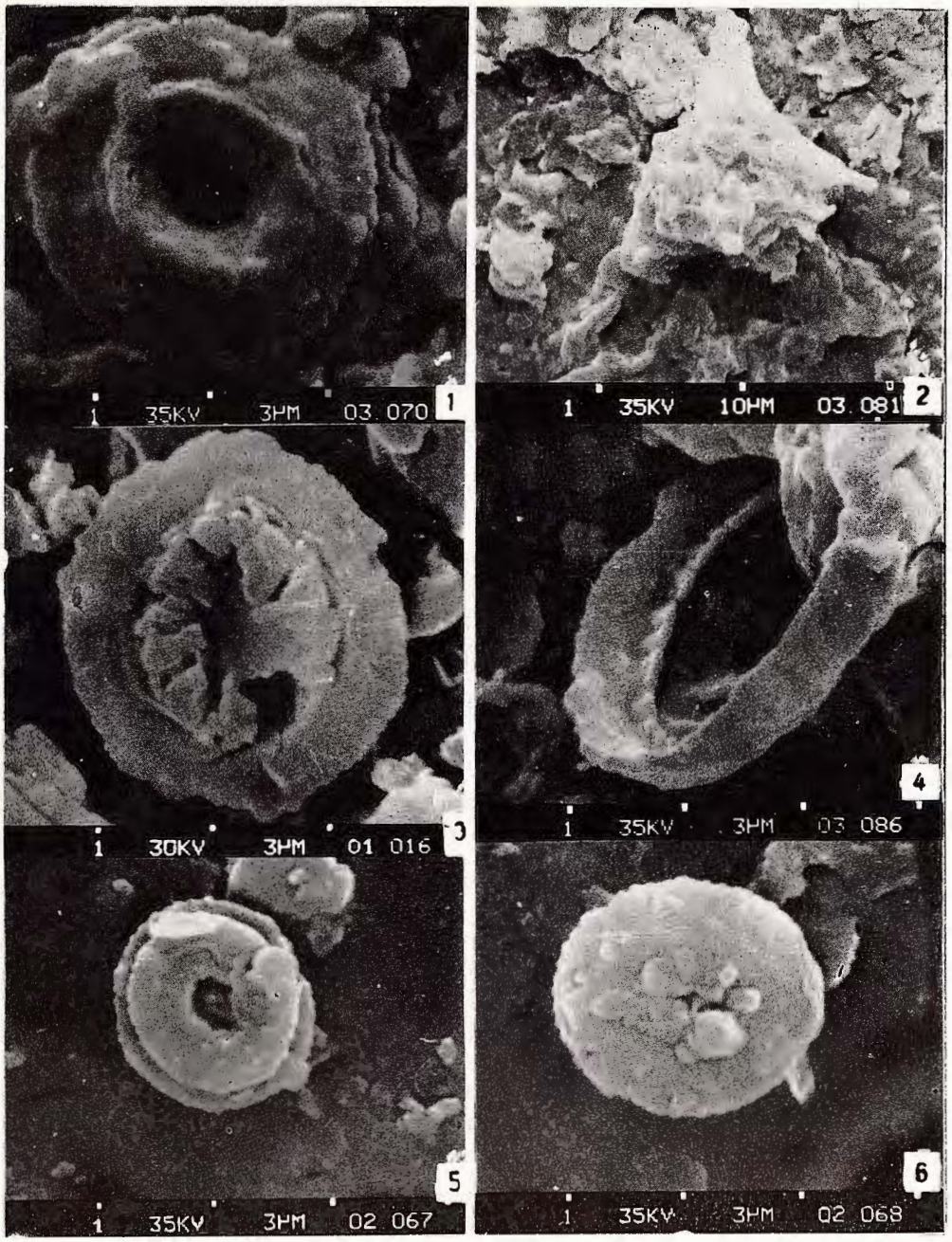

16


17

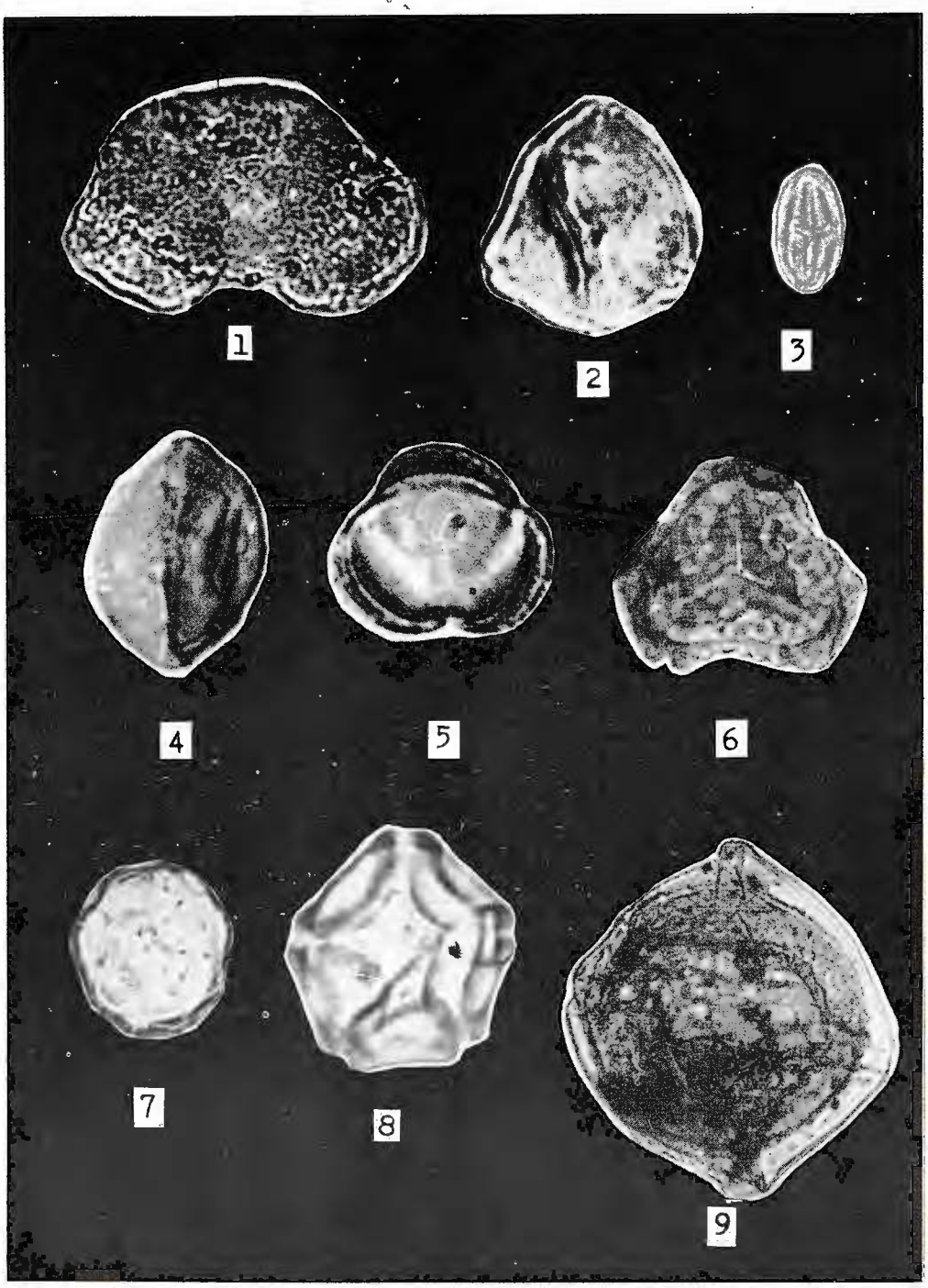
126972
Institutul Geologic al României



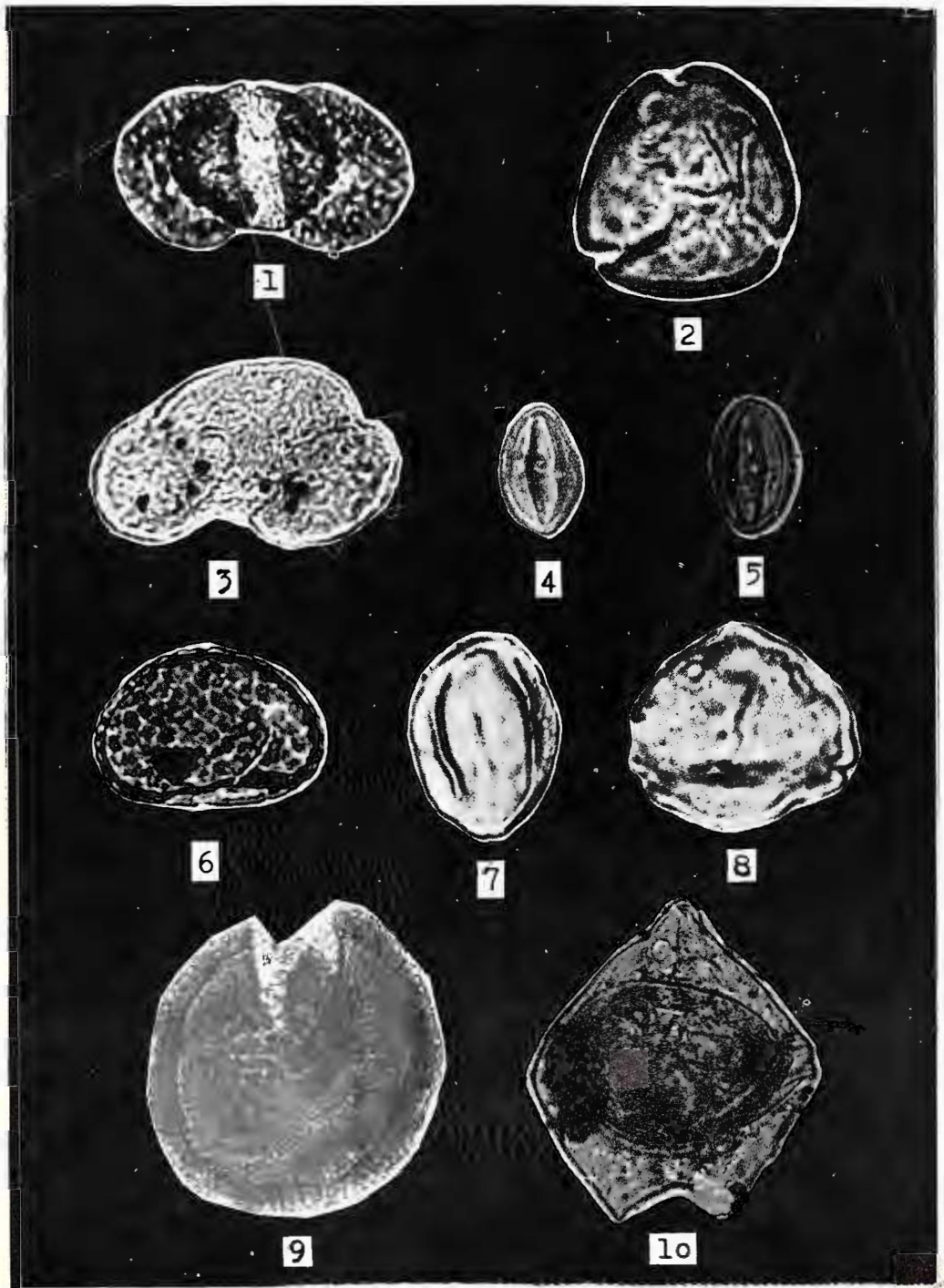
Institutul Geologic al României



126972
Institutul Geologic al României

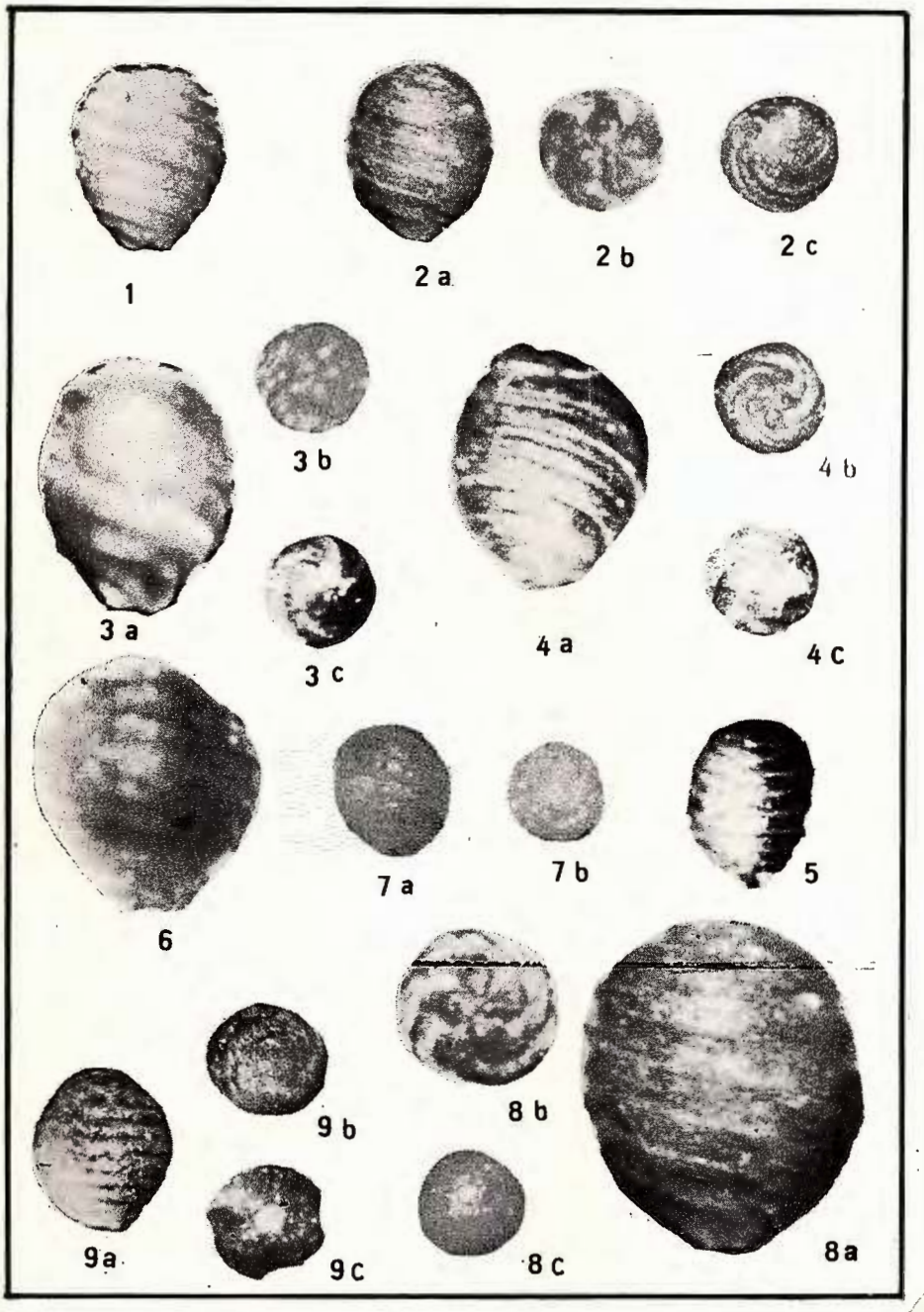


Institutul Geologic al României



126972
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



126972
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale şedinţelor) 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 şi Geofizică - à partir du tome LXI (1975)

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXIV

1976 - 1977

4. STRATIGRAPHIE

Institutul Geologic al României