

M. M. P. G.
INSTITUTUL
DE GEOLOGIE
ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

STRATIGRAFIE

VOL. 72-73
1985 ; 1986

4

BUCUREŞTI
ROMÂNIA

1987

Institutul Geologic al României

DĂRÎ DE SEAMĂ
ALE ȘEDINȚELOR

COMPTES RENDUS
DES SÉANCES



Coperta : Cristian Vasile



Institutul Geologic al României

MINISTERUL MINELOR, PETROLULUI ȘI GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

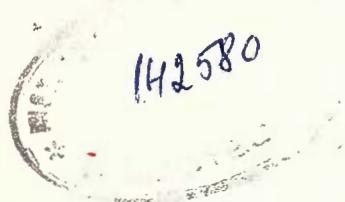
A L E

Ș E D I N T E L O R

VOL. 72-73

1985 ; 1986

4. STRATIGRAFIE



BUCUREŞTI
1987



Institutul Geologic al României

MINISTÈRE DES MINES, DU PÉTROLE ET DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTE S RENDUS

D E S
S E A N C E S

TOME 72-73
1985 ; 1986

4. STRATIGRAPHIE

BUCAREST
ROUMANIE
1987



Institutul Geologic al României

CUPRINS

PALEOZOIC-MEZOZOIC

	<u>Pag.</u>
1. Iordan M., Mirăuță E., Antonescu E., Baltres A., Iva M., Gheorghian D. The Devonian and Jurassic Formations in the Viroaga Borehole South Dobrogea (south-eastern part of the Moesian Platform)	5
Formațiuni jurasice și devoniene din forajul Viroaga-Doborgea de Sud (S-E Platforma Moesică) (Rezumat)	15
2. Iordan M., Tomescu C., Antonescu E., Iliescu V., Iva M., Bițoianu C., Vaida M. Formations jurassiques et paléozoïques supérieures du forage Dobromiru-Dobrogea de Sud (S-E de la Plate-forme Moesienne)	19
Formațiunile jurasice și paleozoic superioare din forajul Dobromiru- Dobrogea de Sud (S-E Platforma Moesică) (Rezumat)	36

MEZOZOIC

3. Bordea S., Bordea J. Mote préliminaire sur la présence des Orbitolinidés primitifs du calcaire d'Albioara (au sud de Pădurea Craiului, monts Apuseni)	45
Notă preliminară privind prezența unor orbitolinide primitive în cal- carul de Albioara (Sudul Pădurii Craiului, Munții Apuseni) (Rezumat)	53
4. Pop Gr. Calpionellids and Age of some Basinal Deposits of the Rarău Syncline (East Carpathians)	55
Calpionelele și vîrsta unor formațiuni bazinale din sinclinalul Rarău (Carpații Orientali) (Rezumat)	59

NEOZOIC

5. Bombiță G. Etages nummulitiques dans la couverture de la plate- forme moldave	73
Etaje nummulitice din cuvertura platformei moldovenești (Rezumat)	94
6. Cornea C., Lubenescu V., Munteanu A., Sirbu F., Cehlarov A. Stratigrafiă depozitelor neogen superioare din zona Berzovia-Socol (Banatul de vest) pe baza datelor din foraje	103
Stratigraphy of the Upper Neogene deposits in the Berzovia-Socol (West Banat) Zone, based on drilling data (Summary)	113
✓ 7. Lubenescu V., Diaconu M., Radu A., Ștefănescu C., Cornea C. Stratigra- phie des dépôts néogènes de la plate-forme moesienne (secteur de Drăgănești-Olt — Roșiori de Vede, Alexandria)	115
Stratigrafia depozitelor neogene din Platforma Moesică (sectorul Drăgă- nești-Olt — Roșiori de Vede, Alexandria) (Rezumat)	124



/ 8. Lubenescu V., Nichiforescu H. Contributions à l'étude des formations pliocènes à charbon et des formations pléistocènes des forages executés dans la dépression géétique, aux environs de la localité de Bălcești	127
Contribuții la studiul formațiunii pliocene cu cărbuni și a celor pleistocene din forajele executate în Depresiunea Getică, în raza localității Bălcești (Rezumat)	134
/ 9. Marinescu Fl., Papaianopol I. Formation à charbon du Dacien de la dépression géétique (Oltenia)	135
Formațiunea de cărbuni din Dacianul Depresiunii Getice (Oltenia) (Rezumat)	154
10. Marinescu Fl., Popescu Gh. Stratigraphie des dépôts néogènes du bassin de Caransebeș	165
Stratigrafia depozitelor neogene din Bazinul Caransebeș (Rezumat)	172
11. Micu M., Bratu E. Contributions to the Paleogene Stratigraphy of the Lower Course of the Asău River	175
Contribuții privind stratigrafia Paleogenului din cursul inferior al Asăului (Rezumat)	181
→ 12. Mihăilescu C., Lubenescu V., Cornea C. Contribuții la studiul Neogenului din sectorul Lugoj-Lăpușiu (Banatul de est) pe baza datelor de forage Contributions to the study of the Neogene of the Lugoj-Lăpușiu (East Banat) area, based on drilling data (Summary)	183
	189
13. Moisescu V. Studiul stratigrafic al depozitelor terțiare din valea Muereasca (Depresiunea getică)	193
Stratigraphic Study of Tertiary Deposits in Muereasca Valley (Getic Depression) (Summary)	205
/ 14. Papaianopol I., Grigoraș M., Popescu A., Olteanu R., Rogge E., Iva M., Costea C., Pîslaru T., Munteanu E. L'étude du Néogène supérieur de la partie orientale de la plate-forme mœsienne (secteur d'entre la vallée de Neajlov et le Danube) à considérations sur le complexe houiller Studiul Neogenului superior din partea estică a Platformei Moesice (sectorul dintre valea Neajlov și Dunăre) cu considerații asupra complexului cărbunos (Rezumat)	209
	248
15. Papaianopol I., Marinescu Fl., Popescu A., Rogge E., Costea C., Munteanu E. Paléogéographie du Pontien du bassin Dacique, insistant sur le développement du faciès charbonneux	261
Paleogeografia Ponțianului din Bazinul Dacic cu considerații asupra faciesului cărbunos (Rezumat)	273
16. Rusu A., Iva M., Jipa D., Olteanu R., Papp C., Popescu A., Rădan S. Etude stratigraphique des dépôts chattiens à charbon de la région de Zimbor (NO de la Transylvanie) sur base des données de sondages	277
Stratigrafia depozitelor chattiene cu cărbuni din regiunea Zimborului (NV-ul Transilvaniei) pe baza datelor de foraje (Rezumat)	293
17. Săndulescu M., Bratu E., Micu M., Constantin P., Popescu O. The development of the Slon Facies in the Trotuș River Basin (East Carpathians)	297
Dezvoltarea faciesului de Slon în bazinul rîului Trotuș (Carpații Orientali) (Rezumat)	302

4. STRATIGRAFIE



Project 53 : Ecostratigraphie

THE DEVONIAN AND JURASSIC FORMATIONS IN THE VIROAGA BOREHOLE — SOUTH DOBROGEA (SOUTH-EASTERN PART OF THE MOESIAN PLATFORM)¹

BY

MAGDALENA IORDAN², ELENA MIRĂUȚĂ², EMANOIL ANTONESCU²,
MARIANA IVA², DOINA GHEORGHIAN²

Devonian. Jurassic. Lithofacies. Borehole cores. Famennian. Oxfordian. Limestones. Dolomites. Brachiopods. Conodonts. Correlation. Holothuridae. Ophiuridae. Palynomorphs. Moesian Platform. South Dobrogea.

Abstract

The recovered material from a total of 814.5 m of coring at the drill site 5-Viroaga consists of Quaternary, Sarmatian, Upper Cretaceous, Jurassic and Upper Devonian sedimentary rocks. Only the sparsely sampled Devonian and Jurassic sedimentary rocks are here described.

The Devonian is represented by a Lower Famennian carbonate formation — the Viroaga Limestones —, characterized by the presence of brachiopod species : *Cyrtospirifer archiaci* and *C. tchernychevi sibirica* and also by a conodont assemblage.

The Jurassic section includes in ascending order : Oxfordian sands and sandstones (dated on the basis of a palynomorphic assemblage) and Oxfordian-Kimmeridgian limestones and dolomite with microfauna.

Résumé

Les formations dévonniennes et jurassiques du forage 5-Viroaga—Dobrogea du Sud (SE de la Plate-forme moesienne). Ce forage, situé sur les dépôts quaternaire a pénétré ensuite dans les formations sédimentaires du Sarmatien, du Crétacé supérieur, du Jurassique et du Dévonien supérieur.

Les dépôts dévonniens sont représentés par une formation calcaire, y appelée Calcaires de Viroaga, attribuée au Famennien inférieur à base des espèces de

¹ Received on May 13, 1986, accepted for communication and publication on May 15, 1986, presented in the meeting of May 21, 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R-79678, București 32.



Brachiopodes (*Cyrtospirifer archiaci* et *C. tchernychevi sibirica*) et des associations de Conodontes.

La séquence jurassique traversée par le forage contient successivement un complexe gréso-sableux d'âge oxfordien, attesté par les ensembles palynologiques et un complexe calcaro-dolomitique attribué à l'Oxfordien-Kimméridgien à base de microfaune.

Introduction

Borehole 5-Viroaga belongs to a larger geological investigation project of South Dobrogea.

The borehole is located in the middle of the Viroaga Village — South-East Dobrogea (Fig. 1), and from the geological point of view it is situated in the south-east of the Moesian Platform.

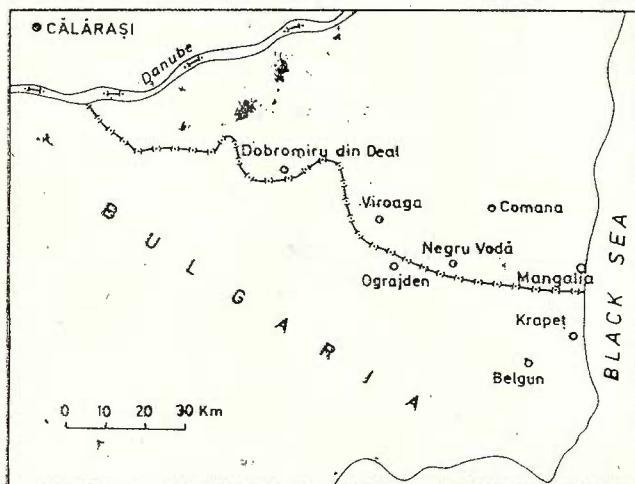


Fig. 1 — Location of borehole 5-Viroaga

The borehole, placed on Quaternary deposits, has intercepted Sarmatian, Upper Cretaceous, Upper Jurassic and Upper Devonian deposits, being stopped in the last ones at 814.50 m depth.

In the present paper we shall refer only to the Devonian and Jurassic deposits which reach a thickness of 674.50 m in the depth interval 140-814.50 m (Fig. 2). The following subjects of study have been approached : Mesozoic and Paleozoic macrofauna, stratigraphic problems (Iordan) ; conodonts (Mirăuță) ; Paleozoic microfauna (Gheorghian) ; Mesozoic palynology (Antonescu) ; Mesozoic microfauna (Iva).

Upper Devonian

Viroaga Limestones (Famennian)

In the depth interval 692-814.50 m (bottom of the well) the bore-hole is running through a pile (122.50 m thickness) of jointed slightly bituminous limestones, grey-brown coloured, in the lower part with millimetric diaclases filled with white calcite and limonite, and at the upper part with diaclases with calcite or with coaly black material, with quartz and pyrite grains and stylolites.

Microscopically, the limestones consist of dolomitized intraclastic packstone or grainstone and of bioclastic grainstone. The poorly sorted angular micritic intraclasts contain numerous Moravaminids (identified by Baltres, in Iordan et al., 1984). The matrix surrounding these intraclasts is sometimes recrystallized and rich in microbioclasts, echinoderm plates, bivalve and hydrozoan debris. When the intraclasts tend to fuse the rock looks like a compact micrite (at 812 m depth) (In the whole paper the lithology is taken after Baltres, in Iordan et al., 1984).

The macrofauna identified in these limestones consists of brachiopods, crinoid entrocs and rare small-sized gastropods. The brachiopod assemblage is made up prevailingly of spiriferids and rarely of chonetids, productids and rhynchonellids among which we have identified the species (Pl. I) :

- Cyrtospirifer archiaci* (Murchison)
- Cyrtospirifer cf. tchernychevi sibirica* Ivania
- Cyrtospirifer* sp.
- Athyris* sp.
- Productella* sp.
- Megachonetes* sp.
- Camarotoechia* sp.

Cyrtospirifer archiaci, a cosmopolitan species, is characteristic of the Lower Famennian, *C. tchernychevi sibirica* is characteristic of the Famennian in Siberia and *Megachonetes* and *Productella* characterize the Upper Devonian.

The brachiopod assemblage identified in the Viroaga borehole is original for our country. Based on it, the Lower Famennian age is attested of the grey-brown limestones in the interval 692-814.50 m depth, which we called "the Viroaga Limestones". It is for the first time that the existence of the Famennian in the sedimentary cover of the Moesian Platform is confirmed, based on macrofauna.

The microfauna identified in thin sections consists of tubular septated and unseptated foraminifera of Moravaminid type, belonging to the genera *Proniella*, *Nonicella* and "*Nodosinella*". The Moravaminids make up microfacies characteristic of the Upper Devonian (Pl. III). The intraclasts also contain numerous echinoderms, bivalves, bryozoans, calcispheres and *Gyrvanella* (at 705 m depth).

The microfauna obtained by chemical processing includes numerous conodonts and holothurian sclerites, trochites of crinoids, rare echino-



derm plates, ophiurids and problematica (assymmetric tubulites, sometimes longitudinally sectioned, which could belong to certain ostracods). The identified conodont species are (Pl. II) : *Polygnathus nodocostatus*

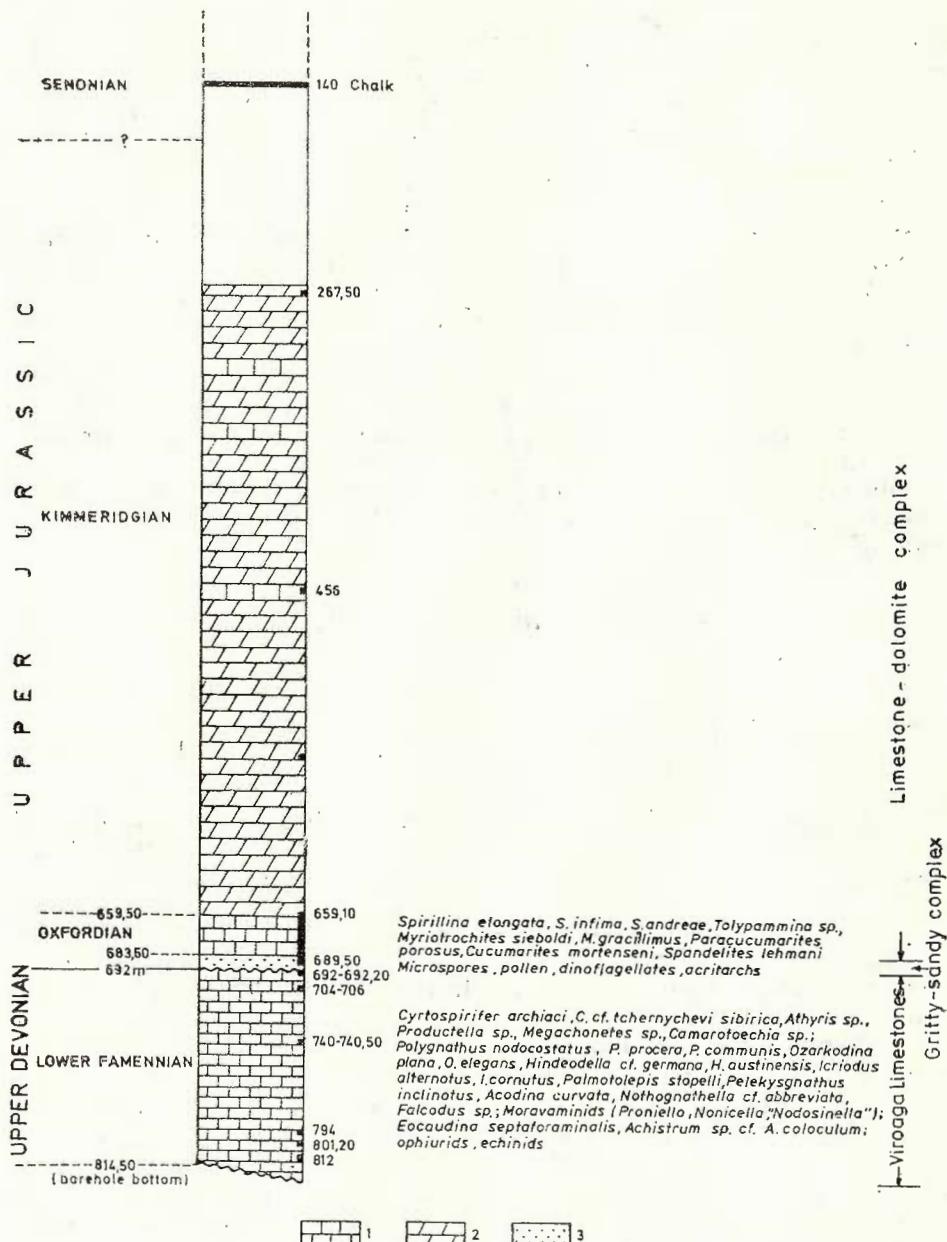


Fig. 2 — Upper Devonian and Upper Jurassic deposits in borehole 5-Viroaga.
1, limestones ; 2, dolomites ; 3, sandstones and sands.

Branson et Mehl, *P. procera* Sannemann, *P. communis* Branson et Mehl, *P. cf. normalis* Miller et Young, *P. sp.*, *Icriodus alternatus* Branson et Mehl, *I. cornutus* San., *Spathognathodus* aff. *arcuata* (Branson et Mehl), *Ozarkodina plana* (Huddle), *O. elegans* (Stauf.), *Palmatolepis stoppeli* Sand et Ziegler, *P. sp.* *Pelekysgnathus inclinatus* Thomas ME, *Hindeodella cf. germana* Holmes, *H. austiniensis* Stauf., *H. subtilis* Ulrich et Bassler, *Acodina curvata* Stauf., *Nothognatella cf. abbreviata* Branson et Mehl, *Falcodus* sp.

The species *P. nodocostatus* is characteristic of the Famennian (probably its lower part); the *P. procera*, *O. plana*, *H. germana* assemblage also indicates the Lower Famennian; *I. cornutus* appears at the upper part of the Frasnian, in the proximity of the boundary with the Famennian and is also to be found in its base (*dolII* — Crepida Zone). The Famennian age indicated by the conodont association corresponds with that indicated by the macrofauna.

Holothurian sclerites have also been identified, namely : fragments of *Eocaudina* sp., *E. sp. cf. E. columcanthus* Gutschick, Canis, Brill, *E. septaforaminialis* Martin, *Achistrum* sp. cf. *A. coloculum* Gutschick, Canis, Brill — species cited from the Devonian and the Lower Carboniferous — as well as ? *Semperites* sp. and. ? *Tetravirga* sp., skeletal remains of ophiurids [a "perforated thorn" resembling "*Calcyra eiseleana* (Spandel) mentioned from the Silurian and the Lower Carboniferous] and echinids.

We point out the presence for the first time in our country of these microorganisms (Pl. IV), in Upper Devonian deposits where they are associated with conodonts and other groups of macroorganisms (brachiopods) that indicated the Lower Famennian age of these deposits.

The possibility of the existence of the Famennian in certain regions of the Moesian Platform was supposed by Beju (1972), based on palynological assemblages, above zone D₃ (Frasnian). Dăneț Nurhan (in Paraschiv et al., 1982) mentions Eo- and Neodevonian conodont assemblages in the reworked fragments of dolomitic limestones and gritty limestones in the conglomerates of the Carapelit Formation identified in certain boreholes at Matca.

In conclusion, the brachiopod and conodont associations prove the existence of deposits of Lower Famennian age in borehole 5-Viroaga and implicitly in the south-eastern part of the Moesian Platform.

Upper Jurassic

The pile of Upper Jurassic deposits is made up of a gritty-sandy complex in the base and a calcareous-dolomitic one at the upper part (Fig. 2).

Gritty-sandy Complex (Oxfordian)

In the core at 692 m depth the contact appears between the "Viroaga Limestones" (Famennian), irregular in surface, and the gritty-sandy formation overlying it, which we assigned to the Oxfordian, based on palynological data.



Above the contact line, a chaotic deposit is noticed, made up of heterogeneous coal deposits, coal dust mixed up with argillaceous minerals, in which there occur pyrite grains and crystals (Berbeleac, in Iordan et al., 1984).

In the interval 683.50-692 m, the Viroaga borehole penetrated deposits (8.50 m thickness), made up of fine to medium-grained grey, sometimes grey-brown, light grey or white-yellowish sandstones with pyrite and bivalve, bryozoan, brachiopod bioclasts and calcitic echinoderm monocrystals. The matrix is carbonatic. At 687 m and 689.50 m depth, the sandstone is sandy, poorly cemented, and is made up of angular quartz grains, rarely rolled quartz pebbles up to 0.5 cm diameter; their matrix contains pyrite crystals, numerous small coal fragments and bryozoan bioclasts.

The macrofauna of the gritty-sandy complex includes undeterminable crinoids and gastropods and fragments of undeterminable bivalves sometimes making up lumachels (at 683.50 m depth).

The bioclasts are represented by foraminifera such as *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Tolyammina* sp., *Aeolisacus* sp., *Textularia* sp., nodosariids, echinoderm monocrystals, bryozoans and bivalve prismatic fragments (? inocerams, ? pinnaceae). From the foraminifera, *Nautiloculina* has a more restricted stratigraphic distribution, corresponding to the Upper Jurassic-Lower Cretaceous. In the sandstones at 688 m depth a carbonized and pyritized plant (leaf) fragment has also been identified, showing resemblances with the conifer *Cordaites*, but the latter is cited since the Carboniferous up to the Permo-Trias.

The palynological analysis has evidenced an assemblage consisting of microspores, pollen, dinoflagellates and acritarchs, attesting the Oxfordian age of this gritty-sandy sequence. The following species have been identified (Pl. VI): microspores: *Cyathidites minor* Couper, *Foveosporites moretonensis* de Jersey, *Gleicheniidites senonicus* Ross, *Lycopodiumsporites austroclavatidites* (Cook.) Pot., *Sestrosporites pseudoalveolatus* (Coup.) Dett., *Densoisporites velatus* Weyl. et Greif, *Callialasporites turbatus* (Balme) Schulz, *C. dampieri* (Balme) Dev., *C. segmentatus* (Balme) Sriv., *Osmundacidites wellmanni* Couper, *Trilites brevipapillosus* Couper, *Lycopodiacidites rugulatus* (Coup.) Shulz, *Staphlinisporites telatus* (Balme) Dör., *Deltoidospora* sp., *Leiotriletes* sp., *Concavisporites* sp.; pollen: *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thierg.) Schulz, *Classopollis torosus* (Reiss.) Balme em. Morbey, *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nils., *Perinopollenites elatoides* Coup., *Alisporites* spp.; dinoflagellates: *Acanthaualax venusta* (Klem.) Stov et Evitt, cf. *A. aculeata* Klem., *Chytroeisphaeridia chytroeides* (Sarj.) Down et Sarj. em Dav., *Tubotuberella dangeardii* (Sarj.) dangeardii (Sarj.), *Ellipsoidictyum cinctum* Klem., *Meiourogonyaulaux* sp. 1, *M. sp.* 2, cf. *Hystrichogonyaulax* sp., *Pareodinia* sp.; *Sentusidinium* sp., *Chlamidosporella* sp., *Ctenidodinium* sp.; acritarchs: *Michrhystridium* sp.

The microflora of the intervals under study (685-689.50 m depth) is very rich in genera, species and number of well-preserved specimens; the palynomorphs and the vegetal tissues being yellow-orange in colour. It is made up of continental microflora: microspores, pollen, vegetal



tissues and marine microflora : dinoflagellates and acritarchs. Quantitatively, the marine microflora is subordinate to the continental microflora.

The continental microflora is dominated by the pollen of *Classopolis* type (Upper Triassic-Middle Cretaceous), *Cerebropollenites macroverrucosus* (Jurassic) and the simple disaccate pollen of *Alisporites* type the microspores being quantitatively subordinate. From the microspores we mention the most significant genera and species — that have their first stratigraphic appearance at the upper part of the Lias, such as *Sestrosporites pseudoalveolatus*, the species of the genus *Callialasporites* or in the Middle Jurassic, such as *Perinopollenites elatoides* or *Trilites brevipapillosum*.

The assignment of the age of the gritty-sandy complex is based on dinoflagellates. So, at 687 m depth there appears the assemblage containing *Acanthaulax venusta* (Oxfordian), cf. *A. aculeata* (Oxfordian), *Ellipsoidictyum cinctum* (Callovian-Oxfordian) — as well as other dinoflagellates, less important from the stratigraphic point of view, indicating the presence of the Oxfordian for the stratigraphic interval concerned.

At 689.50 m depth have been identified *Tubotuberella dangardii dangardii* (Callovian-Oxfordian, present in the Moesian Platform, North-Dobrogean Depression and in several regions in Europe), *Chytroeisphaeridia chytroeides* (Bajocian-Kimmeridgian), together with the genera *Ctenidodinium* (first stratigraphic appearance in the Bathonian), *Pareodinia* and *Sentusidinium*. Although the association with *A. venusta* does not appear at this depth, we consider nevertheless that at 689.50 m depth the whole Oxfordian is present, as the palynofacies are similar, and the species *T. dangardii* and *C. chytroeides* have their acme-zone equally in this stage.

The deposits in the interval 683.50-692 m are accumulated in a marine environment, which is proved by the presence of dinoflagellates and acritarchs in a zone not far from the shore, considering the abundance of the continental vegetal material they yield.

Limestone-dolomite Complex (Oxfordian-Kimmeridgian)

In the depth interval ? 267-? 683 m (416 m thickness) the borehole penetrated a pile of limestones at the lower part (659.50-683 m) and of dolomites at the upper part.

In the base, on a thickness of 23 m there occur fine or fine-grained brown and white-yellowish limestones, sometimes with lithoclasts of darker shales (at 666.50 m and 671.50 m depths), with horizontal stylolites of small amplitude (at 665 m depth) or vertical ones of 10 cm amplitude (at 669.50 m depth) with calcite diaclases (at 671.50 m depth), with disseminated pyrite crystals in the groundmass or along fissures or on the stylolite planes. The limestones are represented by pelletal calcarenites of packstone type, that contain dolomite rhombohedra, disseminated among pelletal particles, pyrite crystals, rarely glauconite, bioclasts of bivalves, echinoderms, rare foraminifera with



sparitic test, ostracods and ?*Saccocoma*, ?oncolithes sometimes (at 659.50 m depth). The nonhomogeneous structure of these limestones attests a bioturbation determined by infaunal benthonic organisms. There have also been noticed calcisiltites, sometimes with irregular fine laminae (at 666.50 m depth), made up of opaque micritic corpuscles and algal crusts with filaments of cyanophicean algae in which there appear, at certain levels, dolomite rhombohedra (at 678 m depth). At 674.90 m depth a contact is recognized following a sinuous relief with about 4 cm amplitude, between brown microsparites with rare echinoderm monocrystals and bioclasts of costated bivalves and rarely with disseminates glauconite and grey-greenish glauconitic calcarenites of packstone type, made up of a pelletal-microbioclastic mass, containing abundant glauconite; in the last mentioned limestones are noticed sparitic foraminifera of *Lenticulina* type and rare crinoid bioclasts with attached bryozoans. A slightly glauconitic grey limestone also appears at 679 m depth, in which lenticular brown zones are identified, with very little glauconite. In the base of the calcareous sequence (at 680-680.50 and 682.80 m) were identified brownish and grey calcarenites of grainstone type, with bivalve intraclasts, echinoderms, ? brachiopods with attached sessile foraminifera, oncolithes and quartz grains.

The macrofaunal content of the investigated limestones is made up only of fragments, mainly of bivalves (pectinids and entoliids), of belemnites and rarely brachiopods, crinoids, a big gastropod of *Pleurotomaria* type (at 682.80 m depth) and a section in a solitary coral (at 682.80 m depth). The very advanced breaking up of the macrofauna did not permit specific determinations in view of assigning the age of the deposits, but the association of bivalves of pectinid type with belemnites is typical of the Jurassic time.

The microfauna identified in thin sections consists of foraminifera of *Lenticulina* type or of miliolid type, ostracods and possibly *Saccocoma*.

The microfaunal assemblage identified by chemical processing is rich, consisting of foraminifera, holothurian sclerites, skeletal remains of ophiurids, fragments of sponges, fish teeth, coprolites. The following species of foraminifera have been identified (Pl. V): *Spirillina cf. infima* (Strick.), *S. andreae* Biel., *S. elongata* (Biel. et Poz.), *S. orbicula* Terq. et Berth., *Conicospirillina trochoidea* (Berth.), *Cornuspira cf. liassica* (Jones), *Anmodiscus cf. annulinooides* Toll., *Glomospirella* sp., *Trocholina* sp., *Agathammina* sp., *Tolypammina* sp., *Protoglobigerina* sp., *Reophax* sp. Holothurian sclerites are represented by *Priscopedatus pseudoaffinis* Defl., *P. sp. A.* Mostler, *Cucumarites mortensenii* (Whidb.), *Spandelites olgae* Biel., *S. lehmani* Defl.-Rig., *Myriotrochites gracilimus* (Whidb.), *M. sieboldi* (Schw.), *Paracucumarites porosus* Defl.-Rig., *Auricularites parviradiatus* Defl., *Theelia* sp. As echinoderm remains we mention the presence of *Saccocoma* Agasiz fragments and from microproblematics, of *Venerella stillata* Koz. et Most. The main microfaunal content is represented by the foraminifer species: *Spirillina elongata*, *S. infima* and *S. andreae*, as well as numerous *Tolypammina* fragments; altogether sporadically and poorly preserved there appear *Involutina*, *Trocholina* and *Conicospirillina*; *protoglobigerins* occur only as moulds



of glauconitized chambers. The whole assemblage indicates the Upper Jurassic; the Oxfordian age is given especially by the assemblage of holothurian sclerites. According to Deflandre-Rigaud (1962), the taxa *Myriotrochites sieboldi*, *M. gracillimus*, *Paracucumarites porosus*, *Span-delites lehmani* and *Cucumarites mortensenii* are characteristic of the Oxfordian.

In conclusion, the microfaunal assemblage attests the Oxfordian age of the limestones in the base of the calcareous-dolomitic complex in the Viroaga borehole; the palynological assemblages attest the same age for the gritty-sandy complex in the base; the upper dolomites could be Kimmeridgian in age, by lithological correlation with those intercepted by the Dobromiru borehole nearby as well as in the rest of the Moesian Platform.

The dolomites make up a thick interval in the Viroaga borehole reaching 392.60 m thickness; they are compact or show solution voids partially filled with scalenohedric calcite crystals in alternation with slightly greenish dolomite bands. In thin sections, the dolomite occurs either as idiopathic mosaics, with intercrystalline porosity, resulted in the process of transformation of a limestone in dolomite, or presents a xenotopic fabric of brown opaque crystals. The dolomites are interstratified with brown microsparites with solution voids (at 456 m depth). Rare sponge spicules were identified only in a dolomite at 659.10 m depth.

The dolomite pile is overlain by a Senonian white chalk (the core at 140 m depth), largely spread in the Moesian Platform. It is overlain in its turn equally by dolomites and unfossiliferous dolomitized limestones similar with those underlying the chalk, that seem to overlie, in tectonic position, these Cretaceous deposits.

Correlations and Conclusions

Trying to make a correlation first of all with the boreholes in the zone and secondly with the rest of the Moesian Platform north and south of the Danube, the following conclusion can be drawn:

The thick pile of dolomites and limestones penetrated by the Viroaga borehole is typical of the Upper Jurassic in the whole Moesian Platform and is equivalent with the Oxfordian-Kimmeridgian rocks cropping out in Central Dobrogea (Drăgănescu, 1976);

The gritty-sandy deposits palynologically dated as Oxfordian in age, correlate with the ones of the same type and age in the neighbouring Dobromiru borehole; they show that at least here, in South Dobrogea, the sedimentary cycle Upper Jurassic-Cretaceous has begun with a detrital sequence;

The brown-grey Upper Devonian limestones (Lower Famennian) in the borehole base have no equivalent in the whole Moesian Platform. The Lower Frasnian limestones terminating the pile of Paleozoic deposits in borehole 5082 Mangalia or the suite of Upper Devonian-Lower Carboniferous limestones in borehole 2881 Călărași are pitch-dark, in alternation with anhydrites and black-brown dolomites. Both lithologically and faunally the basal limestones in the Viroaga borehole are the only ones of this type in the whole Moesian Platform and we



have named them "Viroaga Limestones". Considering this finding, the further drilling investigation of the Dobrogean part of the Moesian Platform becomes absolutely necessary.

With the Viroaga borehole, the problem of the existence of the Carboniferous in South Dobrogea (Iordan et al., 1984) has also been raised, considering the Visean identified at the upper part of the Devonian limestone pile in the Negru Vodă and Comana boreholes and the existence of the Carboniferous (carbonated in the Visean and detrital in the Upper Carboniferous) in the north-east of Bulgaria.

The supposition of the existence of detrital Upper Carboniferous coal-bearing deposits has been totally confirmed by the Dobromiru borehole, drilled subsequently (Iordan et al., 1985, and in this volume), which permits their correlation with similar deposits in NE Bulgaria.

The brachiopod and conodont assemblages attesting the presence of the Famennian in the south-east of the Moesian Platform, as well as the foraminifera, the holothurians and the ophiurids are the first forms of this kind identified in our country.

The palynological and microfaunal associations are those attesting the Oxfordian age of the gritty-sandy and calcareous deposits starting in the Upper Jurassic of this region.

REFERENCES

- Beju D. (1972) Zonare și corelare a Paleozoicului din Platforma Moesică pe baza asociațiilor palino-protistologice. *Rev. Petrol și Gaze*, 23/12, p. 714-725, București.
- Deflandre-Rigaud M. (1962) Contributions à la connaissance des sclérites d'holothurides fossiles. *Mém. Mus. Nat. d'hist. ser. C*, XI/1, p. 1-116, Paris.
- Drăgănescu A. (1976) Constructional to corpuscular spongalgal, algal, coralgal facies in the Upper Jurassic carbonate formation of Central Dobrogea (The Casimcea Formation). *Internat. Colloq. Carbonate Rocks and Evaporites, Guidebook series*, 15, *Inst. Geol., Geophysics*, p. 13—42, București.
- Iordan M., Antonescu E., Baltres A., Berbeleac I., Bițoianu C., Drăgănescu A., Gheorghian D., Iliescu V., Iva M., Mirăuță E. (1984) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, and of the Enterprise for Drilling and Special Geological Works, București.
- Iliescu V., Tomescu C., Antonescu A., Bițoianu C., Iva M., Vaida M. (1985) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics and of the Enterprise for Drilling and Special Works, București.
- Paraschiv D., Paraschiv C., Andrei C., Dăneț N. (1982) Formațjunea de Carapelit în limitele promontoriului Nord-Dobrogean. *Lucr. ses. științ. Gr. Cobălcescu*, 24-25 oct. 1981, p. 199-206, Iași.



FORMATIUNILE DEVONIENE ȘI JURASICE
DIN FORAJUL VIROAGA-DOBROGEA DE SUD
(SE PLATFORMA MOESICA)

(Rezumat)

Forajul 5-Viroaga, amplasat în comuna Viroaga, din sud-estul Dobrogei, este situat din punct de vedere geologic în extremitatea sud-estică a Platformei Moesice de pe teritoriul țării noastre. Sonda amplasată pe depozite cuaternare a străbătut formațiuni sarmațiene, cretacice, jurasic superioare și devonian superioare (Famennian).

Devonian superior: *Calcarele de Viroaga (Famennian inferior).* În intervalul de adâncime 692-814,50 m (talpa sondei) apar calcarenite intraclastice dolomitizate, cu textură packstone sau grainstone, cenușii-cafenii și grej, slab bituminoase, fisurate și frămîntate, cu stilolite.

Asociația macrofaunistică este alcătuită din brahiopode, entroce de crinoide și rare secțiuni de gasteropode mici. Au fost determinate speciile: *Cyrtospirifer archiaci*, *S. tchernychevi sibirica*, *Megachonetes* sp., *Productella* sp., *Athyris* sp., *Camarotoechia* sp., care atestă vîrstă famennian inferioară a depozitelor respective.

Microfauna identificată în secțiuni subțiri constă din foraminifere de tip Moravaminid ce aparțin genurilor *Proniella*, *Nonicella* și „*Nodostinella*“, caracteristice pentru microfaciesurile Devonianului superior.

Asociația microfaunistică obținută prin preparare chimică pune în evidență numeroase conodonte, precum și sclerite de holothurii, ophiuride și problematica (? ostracode). Asociația de conodontă (*Polygnathus nodocostatus*, *P. procera*, *P. communis*, *Icriodus cornutus*, *I. alternatus*, *Ozarkodina plana*, *O. elegans*, *Hindeodella germana*, *Pelekysgnathus inclinatus*, *Acodina curvata*, *Nothognathella abbreviata*, *Spathognathodus arcuata*) indică tot o vîrstă famennian inferioară ca și macrofauna.

Asociațiile macro- și microfaunistice din calcarile de Viroaga (numită astfel pentru prima dată în această lucrare) sunt singurele de acest fel din țară; ele vin să îmbogătească inventarul fosilifer al țării și să confirme astfel prezența Famennianului în cuvertura sedimentară a Platformei Moesice.

Jurasic superior. În intervalul ? 267-692 m adâncime, forajul Viroaga a străbătut gresii și nisipuri în bază (8,50 m grosime), calcare (23,50 m) și dolomite (392 m) la partea superioară.

Complexul grezo-nisipos (Oxfordian). Gresile din baza secvenței jurasice (683,50-692 m) sunt cenușii pînă la alb-gălbui, fine la mediu granulare, conțin pirită și bioclaste de bivalve, brahiopode și monocristale de echinoderme. Apar și secvențe slab consolidate, nisipoase (la 687 și 689,50 m adâncime). Conținutul macrofaunistic este constituit din fragmente de bivalve indeterminabile, de crinoide și de gasteropode. Microscopic, bioclastele conțin foraminifere și fragmente de briozoare, de bivalve prismatice și monocristale de echinide. Dintre foraminifere numai *Nautiloculina* prezintă o distribuție stratigrafică mai restrînsă (Jurasic superior — Cretacic inferior).

Analizele palinologice au pus în evidență o asociatie alcătuită din microspori, polen, dinoflagellate și acritarche care atestă vîrstă oxfordiană a acestei secvențe grezo-nisipoase. Microflora este foarte bogată în genuri, specii și număr de exemplare, într-o stare bună de conservare. Predomină microflora continentală care este dominată de polenul de tip *Classopolis*, de *Cerebropollenites macroverrucosus* și de polenul disacat de tip *Alisporites*; microsporii, deși subordonati cantitativ, sunt reprezentați prin *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Calliasporites* spp., *Perinopollenites elatoides*, *Trilites brevipilosus* care fac parte din fondul obișnuit al microflorelor continentale ale Jurasicului mediu și superior. Precizarea vîrstei este realizată cu ajutorul unor specii de dinoflagellate: *Tubotuberella dangardii dargeardii*, *Chytroeisphaeridium chytrœides*, *Ctenidodinium*, *Pareodinia*, *Sentusidinium*, *Acanthaualax venusta*, *A. aculeata*, *Ellipsoidictyum cinctum*, care atestă vîrstă oxfordiană.

Complexul calcaro-dolomitic (Oxfordian-Kimmeridgian). Calcarele din bază (659,50-683 m) sunt calcarenite peletale cu bioclaste, cafenii și alb-gălbui, cu numeroase stilolite. Au fost identificate și intercalări de calcare cenușii-verzui glauconitice. Macrofauna este fragmentară, remarcindu-se asocierea bivalvelor de tip pectinid cu belemniti, asociatie tipică pentru Jurasic. Microfauna identificată microscopic sau prin preparare chimică constă din foraminifere, sclerite de holothurii, ophiuride, fragmente de spongieri și echinide. Fondul principal microfaunistic îl constituie speciile *Spirillina elongata*, *S. infima*, *S. andreae*, alături de numeroase fragmente de *Tolypammina*. Vîrsta oxfordiană este dată în special de asociatia de sclerite de holothurii: *Hemisphaeracanthus sieboldi*, *Paracucumarites porosus*, *Spandelites lehmani*, *Myriotrochites gracillimus*.

Dolomitele de la partea superioară a complexului sunt cafenii, compacte sau cu vacuole tapisate cu cristale de calcit, poroase și nu conțin resturi organice decât la adâncimea de 659,10 m unde au fost identificate spiculi de spongieri. Vîrsta oxfordian-kimmeridgiană este atribuită prin corelare cu depozite asemănătoare din restul Platformei Moesice, inclusiv din Dobrogea Centrală.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Fig. 1-4 — *Cyrtospirifer archiaci* (Murchison). Lower Famennian.

Fig. 1, 2 = pedicle valve, 740 m, $\times 2$;

Fig. 3 = brachial valve and Fig. 4 = pedicle valve, 740.50 m, $\times 2$

Fig. 5 a-c — *Cyrtospirifer tchernychevi sibirica* Ivania. Famennian.

a = brachial valve; b = pedicle valve; c = anterior view;
706 m, $\times 2$

Fig. 6 — *Megachonetes* sp.

716 m, $\times 2.2$

Fig. 7 — *Athyris* sp.

740 m, $\times 1.7$

Fig. 8 — *Camarotoechia* sp

740.50 m, $\times 2.4$



Plate II

- Fig. 1-3 — *Pelekysgnathus inclinatus* Thomas ME
 Fig. 4 — *Ozarkodina elegans* (Stauffer)
 Fig. 5, 6 — *Falcodus* sp.
 Fig. 7 — *Polygnathus communis* Branson et Mehl
 Fig. 8 — *Spathognathodus aff. arcuata* (Branson et Mehl)
 Fig. 9-11 — *Palmatolepis stoppeli* Sandberg et Ziegler
 Fig. 12 — *Icriodus alternatus* Branson et Mehl
 Fig. 13 — *Hindeodella subtilis* Ulrich et Bassler

Plate III

- Fig. 1 — Moravaminid
 Fig. 2 — Moravaminid in fine-grained intraclastic-bioclastic calcarenite.
 Fig. 3 — Microfacies of the intraclastic calcarenites with moravaminids.
 Fig. 4 — Moravaminid
 Fig. 1-4 — from the core at 704 m depth. Photo A. Baltres.

Plate IV

- Fig. 1, 5-7 — *Eocaudina septaforaminalis* Martin
 Fig. 2, 3 — *Eocaudina* sp. cf. *E. columcanthus* Gutschick, Canis et Brill
 Fig. 4 — ? *Semperites* sp.
 Fig. 8, 9 — *Achistrum* sp. cf. *A. coloculum* Gutschick, Canis et Brill
 Fig. 10 — ? *Tetravirga* sp.
 Fig. 11, 13 — *Pedicelarii* (echinids)
 Fig. 14 — "Perforated" ophiurid thorn (= "*Calclyra eiseliana*" (Spandel) wrongly assigned so far to holothurians)
 Fig. 15, 16 — *Microproblematica* P₁ (it could be an ostracod)
 All the species are yielded by the cores from 740 and 740.50 m depth.

Plate V

- Fig. 1 — *Myriotrochites sieboldi* (Schw.)
 Fig. 2 — *Myriotrochites gracilimus* (Whidb.)
 Fig. 3 — *Auricularites parvirostratus* Defl.
 Fig. 4 — *Theelia* sp.
 Fig. 5 — *Cucumarites mortensenii* (Whidb.)
 Fig. 6 — *Spandelites lehmani* Defl.-Rig.
 Fig. 7 — *Priscopedatus pseudoaffinis* Defl.
 Fig. 8 — *Paracucumarites porosus* Defl.-Rig.
 Fig. 9 — *Conicospirillina trochoidea* (Berth.)
 Fig. 10 — *Spirillina orbicula* Terq. et Berth.
 Fig. 11 — *Protoglobigerina* sp.
 Fig. 12 — *Spirillina infima* (Strick.)
 Fig. 13 — *Ammodiscus* cf. *annulinooides* Toll.



Fig. 14 — *Venerella stilata* Kozur, Mostler

Fig. 15 — *Saccocoma* Agasiz

All the species $\times 80$

Plate VI

Elements from the microflora of the Oxfordian gritty-sandy complex

Fig. 1-2 — *Acanthaaulax venusta* (Klement) Stover & Evitt, 1978

Slide 5389/9 ; 17.8/107.6 ; 55 μ ; f. 2A147.

Depth 687.00

Fig. 3-4 — *Tubotuberella dangardii* (Sarjeant) *dangardii* Sarjeant, 1982

Slide 5389A/9 ; 117.2/49.1 ; 60 μ ; f. 2A146.

Depth 687.00 m.

Fig. 5-6 — *Meiourogonyaulax* sp. 1 (unidentified species)

Slide 5389/1 ; 122.1/64 ; 55 μ ; f. 2A145.

Depth 687.00 m.

Fig. 7 — *Chytroeisphaeridia chytroeides* (Sarjeant) Downie & Sarjeant, 1965 ;
emend Davey 1979.

Slide 5397/1 ; 23/109 ; 35 μ ; f. 2A147.

Depth 685.00 m.

Fig. 8 — *Tubotuberella dangardii* (Sarjeant) *dangardii* Sarjeant, 1982

Slide 5390/9 ; 115.2/60.8 ; 68 μ ; f. 2A145.

Depth 689.00 m.

Fig. 9-11 — *Meiourogonyaulax* sp. 2 (unidentified species)

Slide 5396/1 ; 119.5/53 ; 63 μ ; f. 2A145.

Depth 689.50 m.

Fig. 12 — *Ellipsoidictyum cinctum* Klement, 1960

Slide 5396/1 ; 119.5/53 ; 63 μ ; f. 2A145.

Depth 689.50 m.



4. STRATIGRAFIE



Project 53 : Ecostratigraphie

FORMATIONS JURASSIQUES ET PALÉOZOIQUES SUPERIEURES DU FORAGE DOBROMIRU — DOBROGEA DE SUD (SE DE LA PLATE-FORME MOESIENNE)¹

PAR

MĂGDALENA IORDAN², CAMELIA TOMESCU², EMANOIL ANTONESCU²,
VIOLETA ILIESCU², MARIANA IVA², CORNELIA BITOIANU²,
MARIOARA VAIDA²

*Jurassic. Upper Paleozoic. Brachiopods. Bivalvia. Corals. Foraminifera.
Ostracods. Palynomorphs. Carboniferous. Lithofacies. Terrigenous materials.
Borehole cores. South Dobrogea.*

Résumé

L'étude de la macrofaune (Brachiopodes, Bivalves, Coraux etc.), de la microfaune (Foraminifères, Ostracodes etc.), de la flore et des associations palynologiques a conduit vers l'identification de l'Oxfordien-Kimméridgien, ? Callovien-Oxfordien. Namurien-Westphalien et du Viséen moyen et supérieur dans les formations jurassiques et paléozoïques du forage Dobromiru — Dobrogea de Sud (partie SE de la Plate-forme Mœsienne). Les auteurs mettent en évidence, pour la première fois, dans la Dobrogea de Sud, des dépôts terrigènes à charbons dans le Carbonifère supérieur (formation de Vlašin) et des dépôts calcaires et détritiques dans le Carbonifère inférieur (formation de Dobromiru). La suite de dépôts carbonifères est recouverte par la brèche de Cetate-Dobromiru dont l'âge présumé, non argumenté cependant paléontologiquement, serait permien inférieur. Cette brèche supporte la suite de dépôts jurassiques : complexe détritique à la base et complexe calcaro-dolomitique à la partie supérieure.

Abstract

The Jurassic and Upper Paleozoic Formations in the Dobromiru Borehole — South Dobrogea (SE Moesian Platform). The study of the macrofauna (brachiopods, bivalves, corals etc.), of the microfauna (foraminifera, ostracods etc.) and of the flora and the palynological assemblages has led to the identification of

¹ Recue le 9 mai 1986, acceptée pour être communiqué et publiée le 17 mai 1986, présentée à la séance du 21 mai 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.



the Oxfordian — Kimmeridgian, ? Callovian — Oxfordian, Namurian — Westphalian and Middle and Upper Visean. The authors evidence, for the first time in South Dobrogea, coal-bearing terrigenous deposits in the Upper Carboniferous (Vlašin Formation) and the calcareous and terrigenous deposits of the Lower Carboniferous (Dobromiru Formation). The sequence of Carboniferous deposits is overlain by the Cetate — Dobromiru Breccia, whose age, supposed to be Lower Permian, is not supported by paleontological data. This breccia underlies the pile of Jurassic deposits: the detrital complex in the base and the calcareous-dolomitic complex at the upper part.

Introduction

Le forage 3 Dobromiru fait partie d'un programme plus large d'investigation géologique pour Dobrogea de Sud, étant conçu tel un forage structural.

Ce forage est situé dans la partie sud de Dobrogea, au sud de la localité de Dobromiru din Deal et à 2 km au nord de la frontière avec

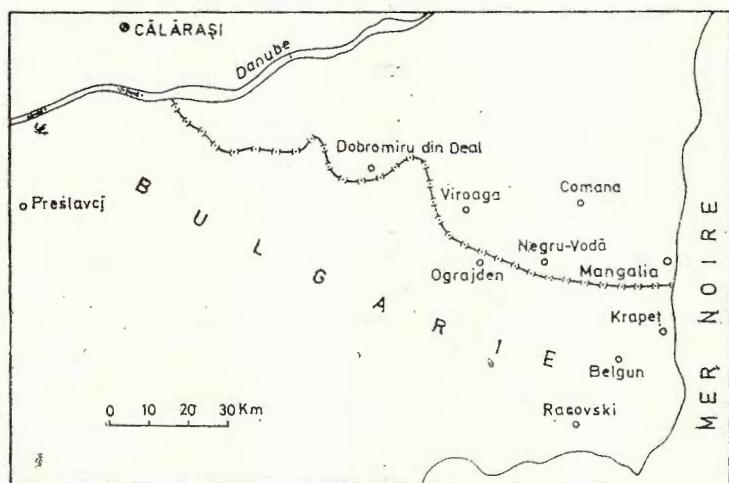


Fig. Emplacement du forage 3 Dobromiru.

la Bulgarie. Du point de vue géologique, le forage est emplacé dans la partie sud-est de la Plate-forme Mésienne. Il a été arrêté à 1557 m de profondeur et a traversé des formations quaternaires, sarmatiennes, crétacées, jurassique moyennes et supérieures, ? permien et carbonifères (Viséen, Namurien-Westphalien).

Dans la présente note nous nous occupons seulement des dépôts jurassiques et paléozoïques qui ont été traversés sur une épaisseur de

916,60 m, dans l'intervalle situé entre 640,40 et 1557 m de profondeur (pl. I). Ont été entamés les suivants domaines d'étude : macrofaune mésozoïque et paléozoïque et problèmes structural-stratigraphiques (Iordan) ; microfaciès et microfaune mésozoïque et paléozoïque (Tomescu) ; microfaune paléozoïque (Iva) ; palynologie (Mésozoïque — Antonescu ; Paléozoïque — Iliescu, Vaida) ; macroflore carbonifère et l'analyse des charbons (Bițoianu).

Description des formations

Dans l'intervalle compris entre 640,40 et 907,70 m, le forage Dobromiru a traversé des formations jurassiques moyennes et supérieures ; dans l'intervalle suivant — 907,70 à 943,80 m — ont été interceptés des dépôts à l'âge incerte et de 943,80 m jusqu'à la profondeur finale (1557 m) des dépôts carbonifères.

Formations jurassiques

Complex calcaro-dolomitique (Oxfordien-Kimmeridgien)

La série des dépôts traversés dans l'intervalle entre 640,40 et 873,90 m (sur une épaisseur de 233,50 m) comporte (a) à la partie supérieure des calcaires pelmicritiques et (b) à celle inférieure (733,80-873,90 m) des dolomies massives vacuolaires avec ou sans cherts.

(a) *Les calcaires* (640,40-733,80 m de profondeur) sont des biomicrites pellétales grisâtre-blanchâtres ou jaunâtres, des micrites avec des passages sporadiques vers les calcaires dolomitiques et dolomies vacuolaires grisâtres claires où ont été identifiés des fragments de Bélemnites.

La microfaune identifiée dans les sections minces comporte : *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Globochaete alpina* Lomb., *Conicospirillina basiliensis* Mohler (pl. V), *Cladocoropsis mirabilis* Felix, des Nodosariidés et Radiolaires calcitisés très rares, Ostracodes, rarement *Saccocoma*, spicules de Spongiaires et d'Echinodermes. La présence de *Saccocoma* ensemble à *Spirillina* et du Foraminifère *C. basiliensis* est en faveur de l'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur des calcaires. Le même âge est attesté par les associations palynologiques de spores-pollen, Dinoflagellés et Acrithaches (pl. XIV-XVI) identifiées dans les calcaires micritiques rencontrés aux profondeurs de 640,40 m, 651,20 m, 652,80 m et 690,80 m. Les associations de spores-pollen comportent : *Dictyophyllidites harrisi* Couper, *D. sp.*, *Classopolis torosus* (Reis.) Balme, em. Morbey 1975, *Leiotriletes* sp., *Matonisporites equiexinus* (Couper) Dettman, *Cibotiumspora juriensis* (Balme) Filatoff, *Obtusisporu* sp. cf. *O. canadensis* Pocock, *Neoraistrickia truncata* (Cookson) Potonié, *Lycopodiumsporites* sp., *Lycopodiacytes rugulatus* (Couper) Schulz, *Densiosporites velatus* Weyl. et Krieg, *Foveosporites multifoveolatus* Döring, *Staplinisporites telatus* (Balme) Döring, *Concentrisporites* (Briche, Danze-Corsin et Lavaine) Pocock, *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thierg.) Pocock, *Caliliasporites dampieri* (Balme) Sukh Dev, *C. trilobatus* (Balme) Dev, *C. turbatus* (Balme) Schulz, *C. microvelatus* Schulz, *C. segmentatus*

(Balme) Dev, *Exesipollenites* sp., *Vitreisporites pallidus* (Reis.) Nils., *Podocarpites* sp., *Alisporites* sp., *Microcachrydites* sp., *Gleicheniidites senonicus* Ross, *Klukisporites variegatus* (Couper) Schulz, *Osmudacites* sp.

Les Dinoflagellés et les Acritarches sont représentés par : *Chytrœissphaeridia* sp., C. cf. *chytrœides* (Sarj.) Down. et Sarj., em. Davey, *Gonyaulacysta dangeardii* (Sarj.), *G. jurassica* (Defl.) Nor. et Sarj., *G.* sp., *Epiplosphaera* sp., *E. reticulospinosa* Klem., *Micrhystridium* spp., *Ctenidodinium ornatum* (Eis.) Defl., *Ellipsoidictyum cinctum* Klem.; cf. *Escharisphaeridia pococki* (Sarj.) Erk. et Sarj., *Pareodinia* sp., *Sentusidinium* cf. *sparsibarbatum* Erk. et Sarj., Dinoflagellé type A, cf. *Lanterna* sp., *Stephanelytron* sp., *Systematophora areolata* Klem., cf. *Tanyosphaeridium* sp., cf. *Occisucysta* sp. Le genre *Epiplosphaera* et l'espèce *Systematophora areolata* sont caractéristiques pour le Kimméridgien ; *Ellipsoidictyum cinctum* présente une extension stratigraphique plus large, du Bathonien jusqu'au Kimméridgien. Ces trois genres et espèces dominent quantitativement toute l'association palynologique des calcaires étudiés. La microflore de ces calcaires peut être corrélée avec celle du Kimméridgien de plusieurs régions du monde et surtout avec celle de la partie sud-ouest de l'Allemagne („Malm-gama“).

(b) *Les dolomies grise claires*, sont massives ou vacuolaires, parfois bréchiques ou avec des zones glauconitisés. Elles ont une épaisseur d'approximativement 140 m (entre 733,80 et 873,90 m) et se caractérisent par la présence sporadique des cherts et de quelques intercalations de calcaires beiges, dans les intervalles 829,50 à 833 m et 868,70 à 873,50 m. Les dolomies se présentent constamment comme des dolosparites microcristallins non fossilifères, quelquefois dolosparites arénitiques à fragments charbonneux et grains anguleux de quartz. Les concrétions siliceux comportent de la silice cryptocrystalline à de petites cavités remplies de silice coloïdale (opale) où on observe des organismes calcareux, ayant les coquilles substituées par la silice. On a identifié *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., spicules de Spongiaires. Dans la masse cryptocrystalline on rencontre aussi des concentrations d'organismes siliceux, spicules de Spongiaires et Radiolaires.

Les calcaires intercalés entre les dolomies sont biométritiques pellétales et englobent une microfaune pélagique d'âge oxfordien-kimméridgien, telle : *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium carinatum* (Leischn), *Protoglobigerina* spp., *Globochaete alpina* Lomb., Ostracodes, spicules d'Echinides, *Lombardia* ex gr. *arachnoidea* et détritus crinoïdal.

La macrofaune, formée de fragments de Brachiopodes (tétrébratulides et rhynchonellides) a été identifiée uniquement dans les dolomies bréchiques à 872,50 m de profondeur et dans les calcaires et les dolomies de l'intervalle de 870,80 à 873,50 m.

Donc, l'âge oxfordien-kimméridgien du complexe calcaro-dolomitique est précisé sur la base des associations microfauniques et palynologiques.

Complexe détritique (? Callovien-Oxfordien)

Dans l'intervalle de 873,90 à 907,70 m (33,80 m d'épaisseur) on passe brusquement à un faciès terrigène à rares intercalations dolomi-



tiques, annonçant un changement net des conditions de sédimentation. A la partie supérieure de l'intervalle (873,90 à 895,60 m) font leur apparition les arénites à grains fins ou moyens, grisâtre-noirâtres, faiblement consolidées, calcareuses, comportant des fragments fins charbonneux et de la pyrite. Le quartz (prédominant) apparaît sous forme de granules submillimétriques, angulaires et rarement arrondis ; le liant carbonaté ou charbonneux comporte des rares Foraminifères du type *Textularia*. En continuité de sédimentation suit un épisode carbonaté formé de dolosparites arénitiques grisâtre-noirâtres où les clastes de quartz sont monocrystallins et à des dimensions millimétriques ; y sont associés aussi des rares fragments charbonneux.

La partie inférieure du complexe détritique (899 à 907,70 m) comporte des siltites grisâtre-noirâtres à fréquents fragments charbonneux et de grès fins à stratification entrecroisée englobant des débris de plantes. On remarque sporadiquement des microconglomérats à fragments de plantes incarbonisés.

Le complexe détritique est dépourvu de macro- et microfaune et présente un caractère fluviatil-deltaïque.

L'âge de la formation terrigène est indiqué par les associations palynologiques identifiées à la profondeur de 898,70 m et 902 m. L'association de spores-pollen est la suivante (pl. XVII) : *Leiotriletes* sp., *Dictyophyllidites harrisi* Couper, *Deltoidospora* sp., *Cibotiumspora jurienensis* (Balme) Filatoff, *Gleicheniidites senonicus* Ross, *Osmudacidites wellmanni* Couper, *Staplinisporites telatus* (Balme) Döring, *Callialasporites segmentatus* (Balme) Dev., *C. microvelatus* Schulz, *C. dampieri* (Balme) Sukh Dev, *C. turbatus* (Balme) Schulz, *Cerebropollenites macroverrukosus* (Thierg.) Pocock, *Classopollis torosus* (Reis.) Balme, *Exesipollenites* sp., *Vitreisporites pallidus* (Reis.) Nils., *Alisporites* sp., *Monosulcites* sp., *Densoisporites velatus* Weyl. et Krieg., *Trilites minutus* (Bolch.) Mai, *Haliosporites* sp., *Klukisporites variegatus* (Couper) Schulz ; (b) les Dinoflagellés et (c) les Acritarches sont représentés par : *Ctenidodinium ornatum* (Eis.) Defl., *Meiourogonyaulax* sp., *Micrhystridium* spp. La microflore continentale (spores et pollen) domine quantitativement l'association palynologique. *Callialasporites* représente le genre le plus semnificatif de la flore continentale, avec l'acmé-zone dans le Jurassique moyen et supérieur. Parmi les Dinoflagellés, *Ctenidodinium ornatum* représente l'espèce la plus fréquente au niveau du Bathonien et Callovien. Sur base de ces données l'âge du complexe détritique peut être considéré jurassique moyen terminal et/ou jurassique supérieur basal.

Formations paléozoïques

Brèche conglomératique de Cetate-Dobromiru (? Permien inférieur)

Dans l'intervalle de 907,70 à 943,80 m le forage Dobromiru a traversé une brèche conglomératique calcaire, rouge-verdâtre, hétérogène, non classée, à éléments de 1 à 10 cm en diamètre. Les éléments relativement angulaires à la partie supérieure, présentent à celle inférieure un degré supérieur de roulement. À la base, sur une épaisseur d'approximativement 1 m, la brèche conglomératique se trouve en alter-



nance avec un grès rougeâtre grossier, micafère et non fossilifère, qui devient prédominant sur les suivants 3 m, laissant après place libre à la brèche conglomératique proprement-dite.

La matrice de la brèche est dolomitique, verdâtre ou grisâtre, ou arénitique ferrugineuse rouge-brunâtre. La brèche comporte une multitude de calcaires (prédominants), dolomies et roches silicieuses. Les calcaires sont en général micritiques, couleur foncée, calcaires encrinitiques noirs, micritiques grisâtres et blancs, calcaires siliceux rouges ; les dolomies sont grisâtres rubanées avec des cherts stratiformes.

La brèche grisâtre comporte à l'extrémité supérieure (907,70 m), des éléments à un diamètre entre 5 et 6 cm, constitués de biomicrites spongolitiques avec des agglomérations de spicules de Spongiaires siliceux et de dolosparites à cherts stratiformes. Les dolosparites englobent parfois de la silice cryptocrystalline où on reconnaît des spicules de Spongiaires monoaxons millimétriques et des rares Ostracodes, ce qui atteste l'origine organique de la silice.

Aux profondeurs de 911 m, 920 m, 930 et 938 m les brèches englobent dans une matrice (subordonnée) détritique rouge ferrugineuse, des galets carbonatés, tels : calcaires grisâtres claires, blancs, noirs, rarement à cherts, calcaires noirs spathiques ou rouges à cherts et dolomies grisâtres. Dans les calcaires grisâtre claires on a identifié des associations de Foraminifères d'âge viséen : *Endothyranopsis cf. crassus* (Brady), *E. convexa* (Raus-Cer), *Archaeodiscus karreri* Brady, tout comme des fragments de *Fenestella* sp. et d'Ostracodes. Les calcaires noirs spathiques comportent, exceptant les fragments crinoïdales, des Foraminifères viséens, parmi lesquels on distingue en plus de ceux déjà mentionnés : *Tetrataxis cf. planispiralis* Reitl., *Tuberitina collosa* var *plana* Reitl. et des Bryozoaires de type *Fenestella*. Les calcaires rouges à des silicifications logent des concentrations de Spongiaires dans le ciment carbonaté ferrugineux. Les éléments de dolosparites comportent de la silice cryptocrystalline où on reconnaît aussi des spicules de Spongiaires monoaxons et des rares Ostracodes.

L'étude sur les approximativement 50 sections minces effectuée dans les divers éléments de la brèche a relevé que : (a) les éléments sont prédominamment calcaires, plus rare siliceux et souvent organogènes ; (b) les associations microfauniques attestent le fait que les éléments sont remaniés des niveaux calcaires viséens traversés par le forage Dobromiru aux profondeurs de 1288,50 m, 1316,50 m, 1339 m et 1352,60 m ; (c) les spongolites peuvent être remaniés des calcaires à cherts du Carbonifère inférieur (Viséen) de la Plate-forme Mésienne ; (d) les éléments de roches éruptives ou de quartzites ne font pas leur apparition ; (e) la matrice de la brèche, détritique ferrugineuse, rouge-violacée et grisâtre à la partie supérieure et dolomitique-détritique vers verdâtre à la partie inférieure, est non fossilifère.

Les conglomérats bréchiques qui remanient des calcaires viséens ont été cités dans la Plate-forme Mésienne aussi : du forage de Cetate (Patrulius, 1963) où sont identifiés avec ceux de notre forage ; du forage 260 Ciurești où ils sont recouverts par les premières roches éffusives (Paraschiv, 1979) ; de la partie nord-est de la Bulgarie (Spasov, 1970).



La dénomination de „brèche conglomératique de Cetate-Dobromiru“ employée en première dans cette note, dérive du fait qu'elle a été signalée pour la première fois à Cetate et c'est à Dobromiru qu'elle a été étudiée et décrite en détail. Lithologiquement et par corrélation avec les dépôts semblables de la Bulgarie, l'âge de cette brèche serait permien, probablement permien inférieur ; l'absence des éléments paléontologiques ne nous permet pas d'établir, pour le moment, avec exactitude, l'âge de cette brèche.

Dans le forage Dobromiru, la brèche conglomératique se dispose sur une pile de dépôts, qui, selon les analyses paléontologiques complexes effectuées, est attribuée au Carbonifère, particulièrement au Viséen et au Namurien-Westphalien (dans l'intervalle de 943,80 à 1557 m; 613,20 m d'épaisseur). Le Carbonifère comporte un faciès terrigène à la partie supérieure et un faciès calcaro-détritique à la partie inférieure.

Formation de Vlašin (Namurien-Westphalien)

Le long de l'intervalle de 943,80 à 1288,20 m (344,40 m d'épaisseur) on rencontre des dépôts détritiques, comportant des alternances d'argilites noires, siltites grisâtres et grisâtre-noirâtres et grès grisâtre-blanchâtres jusqu'à noirs, qui englobent des débris végétaux et des intercalations minces de charbons.

A la partie supérieure, sur une épaisseur de 11,20 m (943,80 à 955 m) apparaissent des argilites grisâtres et grisâtre-noirâtres qui présentent une stratification fine, par endroits entrecroisée (946 à 947 m) et des passages à une couleur rouge-violacée. L'analyse palynologique a mis en évidence une association comportant des spores et grains de pollen qui attestent la présence du Westphalien (pl. XVII) : *Leiotriletes gulaferus* Pot., Kr., *L. plicatus* Sull., *L. pyramidatus* Sull., *Punctatisporites platirugosus* (Waltz.) Sul., *P. glaber* (Naum.) Playf., *P. aerarius* Butt., Will., *Granulatisporites microgranifer* Ibr., *Lophotriletes microsaetosus* (Loose) Pot., Kr., *Verrucosisporites microtuberous* (Loose) Smith.. Butt., *Waltzispora planiangulata* Sull., *W. prisca* (Kos.) Sull., *Microreticulatisporites cf. nobilis* (Wischer) Knox, *Lycospora noctuina* Butt., Will., *subtriquetra* (Lub.) Pot., Kr., *Calamospora pallida* (Loose), Sch., Will., Butt., *C. mutabilis* (Loose) Sch., Will., Butt., *Tripartites vetustus* Schemel, *T. trilinguis* (Horst) Pot., Kr., *Densosporites diatretus* Playf., *D. aculeatus* Playf., *D. subcrenatus* (Waltz.) Pot., Kr., *Convolutispora cf. mellita* Hoff., St., Mall., *Pustulatisporites papillosum* (Knox) Pot., Kr., *Rotaspora fracta* Schemel, *Triquitrites sculptilis* Balme, *T. inflatus* Alp., *Westphalensisporites irregularis* Alp., *Kraeuselisporites ornatus* (Neves) Owens, *Florinites* sp., *Schulzospora rara* Kos., *Ahrenisporites minutus* Alp., *Knoxisporites literatus* (Waltz.) Playf., *Apiculatisporites varicorneus* Sull., *Anulatisporites canaliculatus* Playf.

D'habitude les intercalations de grès trouvées dans la séquence terrigène carbonifère du forage Dobromiru sont grisâtres claires et ont une épaisseur de 2,80 à 34,30 m. Quelquefois les grès sont massifs, dures, autre fois friables, à liant quartzé (à 977,40 m ; 1090,70 m) carbonatés, micafères (à 992,70—1001,70 m). On mentionne aussi les grès argileux-charbonneux (1115 m ; 1286,50 m) où on observe des pélicules charbon-



neuses, des fragments de charbons ou des débris végétaux indéterminables, incarbonisés, tel *Mesocalamites* (fragments d'écorce d'arbre). Les grès de l'intervalle situé entre 955 et 972,30 m englobent le premier niveau de charbon rencontré dans les forages, à une épaisseur de 50 cm. On y trouve des éléments de quartz hyalin sémi-roulés ou anguleux (à la profondeur de 992,70 à 1001,20 m ; 1090 m ; 1286,70 m), feldspath altéré (à 951,50 m et 969 m de profondeur), muscovite, chlorite (à la profondeur de 1087 à 1121 m), et des fragments charbonneux.

Les associations palyntologiques, riches aux profondeurs de 956,60 m, et 1115,70 m deviennent pauvres à 1072,30 et 1174,50 m, mais attestent, elles aussi, la présence du Westphalien, telle l'association du niveau supérieur d'argilites (943,80 à 955 m).

Les argilites grisâtre-noirâtres présentent des lames ondulées, des pyritisations (1179,90 m ; 1187,60 m), des plantes incarbonisées, des lits minces de charbon et des intercalations marneuses comportant un riche matériel bioclastique. Elles présentent des miroirs de faille (1015,70 m). Les argilites, parfois plus arénitiques, comportent un matériel fin ferrugineux, disséminé (1001,70 à 1024,20 m de profondeur), grains fins de quartz angulaire, muscovite, chlorite, matériel charbonneux, tissus végétaux bruns et macrospores.

Les siltites, grisâtres à grisâtre-noirâtres, apparaissent comme des intercalations dans les argilites, comportant de nombreux débris végétaux et fragments charbonneux.

La macrofaune est présente uniquement à la partie inférieure de la séquence terrigène. Dans les carottes prélevées des profondeurs de 1083 m, 1085 m, 1121,30 m, 1174 m, 1179,30 m et 1203 m, l'association macrofaunique comporte des Bivalves, Brachiopodes, fragments de Goniatites et Orthoceras, Crinoïdes, tels (pl. III, IV) : *Solemya (Janeia) primaeva* (Phill.), *Euchondria densistriata* (Sandb.), *Dunbarela* sp., *Lepetodesma* sp., *Cypricardella* sp., *Posidoniella* sp., ? *Curvirimula* sp., *Naiadites* sp., *Lithophaga subelliptica* Sayre, *Productus carbonarius* de Kon., *Dictyoclostus retiformis* Muir-Wood, *Orbiculoides missouriensis* (Schüm.), *Lingula mytiloides* Sow., fragments de ligne suturale et d'ornaments de Goniatites, *Mooreoceras cf. normale* Mill., Dun., Con. Les espèces de *S. (J.) primaeva*, *P. carbonarius*, *D. retiformis* sont considérées comme caractéristiques pour le Westphalien de la Belgique et l'Allemagne ; *L. mytiloides* et *O. missouriensis* ont une vie plus longue, étant cités tant du Namurien que du Westphalien aussi et attestent de plus la profondeur réduite du bassin de sédimentation. *Curvirimula* et *Naiadites* sont des spécimens d'eau saumâtre par rapport aux autres formes identifiées qui indiquent le caractère marin de la sédimentation.

Dans les argilites et les siltites de l'intervalle de 1222,80 m à 1273,50 m on a identifié une association macrofaunique riche et diversifiée ; les Brachiopodes et les Bivalves prédominent ; y apparaissent aussi les Coraux et les Bryozoaires ; les Gastéropodes sont rares par rapport aux Crinoïdes très fréquentes. On a identifié aussi les espèces : *Dictyoclostus retiformis* Muir-Wood, *D. semireticulatus hermosanus* Girty, *Schizophoria* sp., *Semiplanus* sp. ex gr. *S. latissimus* Sow., *Gigantoprotoceras* sp., *Choristites mosquensis* Fischer (Pl. II), *Pseudamusium cf. fimbriolosum* Salter, *Posidonia* ex gr. *P. corrugata* Eth., *Nucularius*



luciniformis (Phill.) (pl. IV). *Fenestella* sp., Coraux solitaires tubulaires, des rares fragments de Gastéropodes. De l'analyse de la distribution stratigraphique de chaque espèce mentionnée résulte le caractère d'interférence de l'association macrofaunique de la profondeur respective. Persistent aussi des espèces caractéristiques au Westphalien, telle *Dictyoclostus retiformis* mais y apparaissent des espèces qui débutent dans le Namurien et quelques-unes même dans le Viséen, ne dépassant pas le Namurien, telle *Semiplanus latissimus*. Tenant compte de ces données on considère que les argilites et les siltites de la base de la formation terrigène de Vlašin, interceptée par le forage Dobromiru, sont d'âge namurien, sans être nettement délimitées de celles westphaliennes.

Les associations microfauniques obtenues par des processus chimiques apparaissent seulement dans les argilites et les intercalations bioclastiques aux profondeurs de 1231,40 m, 1273,50 m et 1277,25 m. Ces associations comportent des sclérites d'Holothurides, Ostracodes, Foraminifères accompagnées par des spicules de Brachiopodes et fragments de Bryozoaires. Ont été identifiées les espèces *Hypotetragona oblonga* Wasz., *H. reticulata* Wasz. (pl. XII), *Glomospira monogranula* Ir., *G. dilucida* Gresp., *Rectocornuspira dilucida* Gan., *Archaeodiscus angulatus* Los., *A. sp.*, *Fusulina* sp., *Sansabella* cf. *bella* Scott, *Calancora* sp. Toutes les espèces, exceptant *H. oblonga* citée du Visées jusqu'au Westphalien, attestent la présence du Carbonifère s.l.

La macroflore, plus ou moins incarbonisée, est très abondante et se présente comme un détritus végétal, tant dans les argilites et les siltites que dans les grès aussi. De tous les débris végétaux ont été déterminées les espèces : *Calamites (Stylocalamites) cisti* Brtg. (à 976,60 et 1173 m de profondeur), *C. sp.* (à 984 et 985,30 m de profondeur), *Stigmaria ficoides* Brtg. (à 1 013,70 et 1 015 m ; pl. IV), fragments d'écorce de *Mesocalamites* (1286,50 m). Les premières trois espèces sont caractéristiques pour le Westphalien, tandis que la dernière est citée du Namurien, apparaissant aussi dans le Viséen. Les associations microfloristiques sont généralement riches tant dans les argilites et les siltites que dans les grès aussi. Elles comportent des spores, grains de pollen (comme des remaniements) et des Chitinozoaires attestant l'existence, dans cette intervalle de temps, d'une végétation abondante et variée. A l'association identifiée dans le premier niveau d'argilites de la formation terrigène (943,80 à 955 m de profondeur) on ajoute les espèces (pl. XIX, XX) : *Punctatisporites ocellatus* Sull., *P. curviradiatus* Stapl., *P. irrasus* Haq., *P. heterofiliferus* Felix et Burb., *P. pseudopunctatus* Pot., Kr., *P. solidus* Haq., *P. giganteus* Nev., *Granulatisporites parvus* Ibr., *G. politus* Hoff., Stapl., Mall., *G. tuberculatus* Hoff., Stapl., Mall., *G. sp.*, *Leiotriletes turgidus* Marsh., Smith., *L. adnatus* (Kos.) Pot., Kr., *L. subintortus* (Waltz.) Schopf, *L. notatus* Haq., *L. ornatus* Isch., *L. adnatooides* Pot., Kr., *L. pseudolevis* Pepp., *L. pyramidalis* Sull., *L. tumidus* Butt., Will., *Speleotriletes pretiosus* (Playf.) Neves, *S. cassis* (Kedo) Streel, *S. arenaceus* Neves et Owens, *S. cf. triangulus* Sull., *Lycospora uber* Stapl., *L. rotunda* (Bhardj.) Som., *L. pusilla* (Ibr.) Som., *L. pseudoannulata* Kos., *L. brevijuga* Kos., *Camptotriletes bucculentus* (Loose) Pot., Kr., *C. superbus* Neves, *Apiculatisporites cf. setulosus* (Kos.) Pot., Kr., *A. spinosaetus* Loose, *A. abdidus* (Loose) Pot., Kr., *Convolutispora*



circumvallata Clay., *C. florida* Hoff., *Stapl.*, *Mall.*, *C. venusta* Hoff., *Stapl.*, *Mall.*, *C. vermiformis* Hughes et Playf., *C. sculptilis* Felix et Burb., *C. varicosa* Butt. et Will., *Densosporites variabilis* (Waltz.) Pott., Kr., *D. bialatus* (Waltz.) Pot., Kr., *D. dissimilis* Felix et Burb., *D. spitsbergensis* Playf., *D. variomarginatus* Playf., *D. velatus* Felix et Burb., *D. faunus* (Ibr.) Pot., Kr., *Reticulatisporites peltatum* Playf., *Dictyotrilletes clatriformis* (Artuz.) Sull., *D. densoreticulatus* Pot., Kr., *D. pactilis* (Horst) Sull., *Raistrickia fulva* Artuz., *R. nigra* Loove, *R. cf. crinita* Kos., *R. vulgata* Felix et Burb., *R. clavata* (Haq.) Clay., *R. brevemineus* Pepp., *Neoraisstrickia drybrookensis* Sull., *N. inconstans* Neves, *Discernisporites micromanifestus* (Haq.) Neves, *Tholispores biannulatus* Neves, *Th. soveolatus* Playf., *Knoxisporites cf. cinctus* (Waltz.) Butt., Will., *K. dissidus* Neves, *K. inconspicuus* Felix et Burb., *K. seniradiatus* Neves, *Triquiritites tricuspidus* (Horst) Pot., Kr., *T. tripartitus* Alp., *T. marginatus* Hoff., *Stapl.*, *Mall.*, *T. velensis* Bharad.) van Wijhe, *T. dubitalis* Felix et Burb., *T. nodosus* Neves, *T. brawsonii* Will., Hoff., *Cirratiradites saturni* (Ibr.) Sch., Will., Bent., *C. elegans* Pot., Kr., *C. rarus* (Ibr.) Schopf et al., *C. ornatus* Neves, *Alatisporites punctatus* Alp., *A. pustulatus* Ibr., *Walztispora sagitata* Playf., *W. polita* (Love) Sull., *Tripartites dubitalis* Felix et Burb., *T. distinctus* Will., *T. incisotribulus* (Naum.) Pot., Kr., *Ibrahimisporites sentus* Felix et Burb., *I. magnificus* Neves, *Savitrisporites cf. camptotus* Alp., *S. nux* (Butt., Will.) *S. asperatus* Sull., *Zonotrilletes sp.*, *Polymorphites laevigatus* Alp., *Schultzospora ocellata* (Butt.) Pot., Kr., *Lophotrilletes ibrahimi* (Pepp.), *Microreticulatisporites tripartitus* Lav., *Calamospora microrugosa* (Ibr.), Sch.; Will., Butt., *C. kosankei* (Pot., Kr.) Bharad., *C. liquida* Kos., *C. parva* Guer., *Cyclogranisporites sp.*, *Florinrites mediapudens* (Loose) Pot., Kr., *F. triletus* Kos., *Stenozonotrilletes triangulus* Neves, *Ahrensisporites guerickei* (Horst) Pot., Kr., *A. dublicatus* Neves, *A. beeleyensis* Neves, *A. irroratus* Felix et Burb., *Spinozonotrilletes uncatus* Haq., *S. balteatus* Playf., *Rotaspore knoxi* Butt., Will., *Procoronaspora fasciculata* Love, *Gullisporites incomptus* Felix et Burb., *Moorisporites trigallerus* Neves, *Tantillus triquetrus* Felix et Burb., *Crassispora kosankei* (Pot., Kr.), Bharad., *Endosporites ornatus* Wils., *Alatisporites tesselatus* *Stapl.*, *Schopfites dimorphus* Sull., *Perotrilletes tesselatus* (*Stapl.*) Neves, *Cristatisporites echinatus* Playf., *C. indignabundus* (Loose) *Stapl.*, Jans., *Angulisporites splendidus* Bharad., *Vallatisporites communis* Sull., *V. pusillites* (Kedo) Pot., Kr., *Monoteles ovatus* Schopf., *Verrucosisporites papillosum* Ibr., *V. microverrucosus* Ibr., *Pilosporites venustus* Sull., *Auroraspora balteola* Sull., *A. solisorus* Hoff. *Stapl.*, *Mall.*, *Bellisporites nitidus* (Horst) Sull., *Grumosisporites cf. rufus* Sch., Butt., *Anulatisporites canaliculatus* (Waltz.) Playf., *Reinschopora speciosa* (Loose) Pot., Kr., *Latensina sp.*, *Potonieisporites sp.*, *Planisporites sp.*, *Monilospora sp.*, *Cymbosporites sp.*, *Orbisporites sp.*, *Dibolispores sp.*, *Diatomozonotrilletes sp.*

Dans la séquence terrigène du Namurien-Westphalien, épaisse de 344,40 m, interceptée par le forage Dobromiru, on a rencontré aussi 13 intercalations de charbons épaisse de 10 à 70 cm. Ont été analysés, du point de vue pétrographique, des échantillons de charbon prélevés des profondeurs de 1013,50 cm, 1174 m, 1179,90 m, 1227,70 m et 1231,70 m.



Macroscopiquement, les charbons sont formés de rubans de charbon brillant, mat et fibreux. A 1174 m de profondeur, le charbon est noir vers grisâtre, mat et très lourd grâce à la teneur élevée en substances minéraux. Les composants microscopiques (macéraux) du charbon appartiennent aux vitrinite, exinite et inertinite. Y apparaissent aussi des composants minéraux, tels les minéraux argileux, oxydes de fer et pyrite. Chimiquement, on constate que ces charbons ont une teneur assez grande en cendre anhydrique (23,3—44,9%), matières volatiles (44—49%) et une pouvoir calorifique inférieure grande (7300—7900 kcal/kg). Le grand pourcentage en volatiles est du à l'abondance de l'exinite, tandis que la cendre anhydrique résulte du pourcentage élevé en minéraux argileux. Ces charbons se caractérisent par l'impregnation avec du pétrole, résultant de goudron anhydre en proportion de 22,5%; ce fait est dû à la teneur élevée en exinite. Donc les charbons analysés sont des houilles à un degré de carbonification non trop avancé qui ne cokéfient bien (indice Gray-King = G. 4), encadrées dans la classe des huilles flambants.

Formation de Dobromiru (Viséen moyen-supérieur)

Dans l'intervalle situé entre 1288,20 et 1557 m (profondeur finale du forage), sur une épaisseur de 268,80 m, le forage traverse des dépôts calcaires et détritiques. On a identifié 7 intercalations de calcaires à une épaisseur de 0,80 à 11,50 m en alternance avec des argilites, siltites et grès. Sur base des données paléontologiques nous avons attribué cette séquence calcaro-détritique au Viséen moyen et supérieur. Lithologiquement, ces dépôts ne font partie du soi-disant faciès carbonaté classique du Carbonifère inférieur, composé en exclusivité de dépôts carbonatés. La présence de nombreuses séquences détritiques indique que dans la partie sud-est de la Plate-forme Moesienne, la sédimentation terrigène débute dans le Viséen et qu'il existe une interpénétration entre les deux faciès, caractère signalé aussi dans le NE de la Bulgarie (Spasov, 1966, 1972). De cette manière, la dénomination de formation de Dobromiru, introduite dans cette note, paraît justifiée.

Les calcaires sont micritiques, grisâtre-bruns, spathiques dans les intercalations des intervalles de 1288,20 à 1289 m et 1334,40 à 1342,80 m et noirâtres ou noirs, spathiques jusqu'à des véritables encrinites dans les intervalles 1351,80 à 1354,40 m, 1362,30 à 1363,50 m, 1524,80 à 1525,90 m, 1541,50 à 1543,10 m. Ces calcaires sont biomicritiques à une riche microfaune, parfois à bioclastes sparitiques ou arenitiques. Le calcaire encrinistique de la base du forage (1545,50 à 1557 m de profondeur) est blanc-grisâtre ou grisâtre-verdâtre, à stylolites, diaclases à calcite et open-space. C'est un biosparite dont les particules comportent surtout des clastes de Crinoïdes, Bryozoaires et Foraminifères.

Les intercalations terrigènes comportent : (a) argilites noires et grisâtre-noirâtres, charbonneuses ; (b) siltites noires charbonneuses et siltites grisâtres ; (c) grès grisâtre-blanchâtres jusqu'à noirâtres à grains fins à moyens, massif ou finement stratifiés, à diaclases à calcite, présentant de nombreux débris végétaux, des lits charbonneux et nids à cristaux de pyrite ; (d) deux niveaux de lumachelles de Crinoïdes



englobés dans une masse noirâtre-terreuse carbonatée (1506,10 à 1508 m de profondeur), dans un grès fin quartzeux (à 1544,20 m) ou dans un mélange chaotique de grès calcaire à entroques et argiles noires à matière organique triturée (1543,10 à 1545,50 m de profondeur).

L'association macrofaunistique identifiée, formée de Brachiopodes, Bivalves, Gastéropodes, Orthocératidés, Coraux, Bryozoaires, Crinoïdes, écailles de poissons, est mieux conservée dans les argilites et les siltites que dans les calcaires. Nous avons identifié les espèces (pl. II-IV) : *Schizophoria resupinata gigantea* Dem., *Gigantoproductus cf. giganteus* (J. Sow.), *G. bisati* Paeck., *Echinochonchus defensus* (Thomas), *Dictyoclostus cf. multispiniferus* (Muir-Wood), *D. semireticulatus* (Martin), *Antiquatoria antiquata* (Sow.), *Linoprottonia corrugatohemisphaerica* (Flem.), *Reticulariina cf. spinosa* (Norwood et Pratten), *R. sp.*, *Schellwienella* sp., *Schuchertella* sp., *Choristites* sp., „*Lingula*“ sp., *Palaeoneilo oblonga* (Hind.), *Euchondria* sp., *Aviculopecten interstrialis* (Phill.), *A. murchisoni* (McCoy), *Pseudaviculopecten* sp., *Dunbarella* sp., *Loxonema* sp., *Soleniscus* sp., *Pseudorthoceras calamus* de Kon., *Lithostrotion portlocki* (Bronn), *Zaphrentis* sp., *Fenestella* sp.. et des fragments de péduncules de Crinoïdes, écailles de poissons. Les espèces déterminées, de l'intervalle de 1288,20 à 1362,30 m, sont caractéristiques pour le Viséen supérieur ; l'association rencontrée entre 1363,50 et 1426,30 m est caractéristique pour le Viséen s.l..

La microfaune identifiée dans les sections minces est aussi présente dans toutes les sept intercalations de calcaires, dans les argilites à 1316,50 m de profondeur, tout comme dans les lumachelles à Crinoïdes de 1506,10 à 1508 m de profondeur. L'association microfaunistique comporte des Foraminifères (dominantes), des rares Ostracodes et Algues calcaires, accompagnés de spicules d'Echinides et fragments d'organismes constructeurs (Coraux, Bryozoaires du type *Fenestella*). On a identifié les espèces (pl. VI-XI) : *Archaeodiscus karreri* Brady, *A. cyrtus* Conil et Lys, *A. moeleri* Rauser et Cernous., *A. convexus* Grodz et Lebed., *Eostaffella ikensis* Viss, *E. mosquensis* Viss, *E. parastruvei* Rauser et Cernous, *E. sp. ex gr. ikensis* Viss, *Millerella* sp., *Plectogyra convexa* (Rauser et Cernous.), *Pl. similis* (Rauser et Reitl.), *Pl. omphalota* (Raus., Cern., Reitl.), *Pl. cf. exelikta* Conil et Lys, *Mediocris* sp., *Millerella rossica* Rozv., *Tetrataxis paraminima* Viss, *T. barkatovae* Grozd. et Lebed. var. *pigra* Conil et Lys, *T. sp. ex gr. T. dentata* Viss. *Earlandia vulgaris* (Raus., Cern., Reitl.) var. *minima* Rauser et Cernous., *E. elegans* (Raus., Cern., Reitl.), *Palaeocancellus cf. canaliculatus* (Derv.), *Tournayella* sp., *Endothyra bradyi* Mikh., *Endothyranopsis compressa* Rauser et Reitl., *E. crassus* var. *crassa* (Brady), *Palaeotextularia cf. longisepta* Lipina, *Parastaffela struvei* (Moell.), *P. nodosus* (Drukina), *Glomospirella* sp. ex gr. *G. spirillinoides* (Gr., Gl.), *Cribrostomum strictum* Conil et Lys, *C. sp.*, *Eotuberina reitlingeri* M. Maklai, *E. sp. ex gr. E. colosa* var. *plana* Reitl., *Pachysphaera dervillei* Conil et Lys, *Parathurammina soleimanovi* Lip., *P. sp.*, *Propermodiscus krestovnikovi* Raus., Cern., *P. priesii* Conil et Lys, *P. sp. ex gr. P. krestovnikovi* Raus., Cern., *P. sp.*, *Clinicammina* sp., *Thalathacanthus* sp., *Ascopora* sp., *Koninkopora inflata* (de Kon.), *Diplosphaerina* sp., *Fenestella cf. beschevensisformis* Nikif., *F. sp.*



Les associations identifiées sont caractéristiques pour le Viséen moyen et supérieur des bassins de Namur et Dinant, de la Plate-forme Russe et du NE de la Bulgarie.

D'autres associations microfauniques ont été obtenues par des méthodes chimiques, et comportent des Foraminifères, Ostracodes, Conodontes, sclérites d'Holothurides, fragments de Crinoïdes, Brachiopodes, Gastéropodes, Bryozoaires, écailles et dents de poissons. Ceux-ci sont cités du Carbonifère inférieur ou du Carbonifère s.l. et forment des arguments qui confirment le caractère marin de la sédimentation des respectifs dépôts. On a déterminé les espèces (pl. XII-XIII) : *Tetrataxis gigas* Brazh., *T. maxima* Schell, *T. dentata magna* Viss., *T. paulus* Waszcz., *T. minima mosquensis* Reitl., *Carbonita cf. scalpellus* (Jones et Kirkby), *T. cf. youngi* (Brady), *T. conica* Ehr., *Sansabella amplectens* Cor. et Sohn., *Tolypummina cyclops* Gut., et Frick., *T. serpens* Irl., *Amphisites rugosus* Sohn., *Croftsendella aff. giffordensis* Blass, *Kelletina vidriensis* Hamilt., *Kirkbya penicheia* Brayer, *Thurammina furcata* Gutsch. et Trick., *Glomospira ammodiscoidea* (Raus. et Cern.), *Fusulina* sp., *Eocaudina subhexagona* Gut., *E. cf. marginata* Kang. et Epis., *E. gutschickii* Friz. et Exl., „*Calclyra*“ *eiseliana* (Spandel). On a identifié aussi des fragments de Conodontes (Elena Mirăuță, in Iordan et al., 1985) : *Ligonodina cf. fragilis* Hass (1541,8 m) et *Gnathodus commutatus* (Brans. et Mehl.) caractéristiques pour le Viséen moyen-supérieur.

La macroflore est présente dans tous les niveaux détritiques. Parmi les débris végétaux on a identifié des fragments d'écorce de *Mesocalamites* (1297,80, 1302, 1323,80 m de profondeur) cité du Viséen et Namurien, feuilles de *Archaeocalamites* (à 1394 m ; pl. IV) et tiges et écorce de *Calamites* (1472,20 et 1477,20 m) cités du Carbonifère inférieur.

Les associations palynologiques comportant des spores, pollén, Acratarches, Chitinozoaires et Scolécodontes ont été identifiés uniquement dans les dépôts détritiques aux profondeurs de 1305,70 à 1334,40 m, 1363,50 à 1506,10 m et 1545 m. On a identifié les espèces (pl. XXI-XXIII) : *Leiotriletes cf. gulaferus* Pot., Kr., *L. pseudolevis* Pepp., *L. tumidus* Butt., Will., *L. pyramidalis* (Luber) Alp., *L. cf. plicatus* Sull., *L. densus* Neves, *L. turgidus* Marsh. Smith, *L. triangulus* (Loose) Pot., Kr., *Punctatisporites cf. curviradiatus* Stapl., *P. nahanensis* Haq., Barg., *P. pseudobesus* Playf., *P. pseudopunctatus* Neves, *P. planus* Haq.; *P. platirugosus* (Waltz.) Sull., *Granulatisporites microganifer* Ibr., *G. parvus* (Ibr.) Pot., Kr., *G. politus* Hoff. et al., *Calamospora microrugosa* (Ibr.) Schopf. et al., *C. hartungiana* Schopf., *C. mutabilis* (Loose) Schopf et al., *C. pedata* Kos., *Calamospora* sp., *Lophotrilites pseudoaculeatus* Pot., Kr., *L. rarispinosus* Pepp.; *L. tribulosus* Sull., *L. microsaetosus* (Loose) Pot., Kr., *L. labiatus* Sull., *Waltzispora planiangulata* Sull., *W. sagitata* Playf., *Convolutispora cf. circumvallata* Clayt., *C. cf. vermiformis* Hughes, Playf., *Ibrahimisporites magnificus* Neves, *I. brevispinosus* Neves, *I. sentus* Felix, Burb., *Schopfites claviger* Sull., *Cristatisporites indignabundus* (Loose) Butt. et al., *Anulatisporites canaliculatus* Playf., *Densosporites bialatus* (Waltz.) Pot., Kr., *D. triangularis* Kos., *D. subcrenatus* (Waltz.) Pot., Kr., *D. spitsbergensis* Playf., *D. crasigranifer* Artüz; *D. variabilis* (Waltz.) Pot., Kr.,



D. dissimilis Felix, Burb.; *D. anulatus* (Loose) Smith, Butt., *D. vulgaris* Neves, *D. spinosus* Dyb., Jach., *D. aculeatus* Playf., *D. sphaerotriangularis* Kos., *Lycospora pussila* (Ibr.) Sommers, *L. subtriquetra* (Luber) Pot., Kr., *L. uber* Stapl., *Savitrisporites cf. nux* (Butt., Will.) Smith, Butt., *Auroraspore solisortus* Hoff. et al., *A. macra* Sull., *Ahrensisporites iroratus* Felix, Burb., *A. cf. beeleyensis* Neves, *Tripartites dubitalis* Felix, Burb., *Reinchospora speciosa* (Loose) Schopf., *Reinchospora* sp., *Schultzospora rara* Kos., *S. occulata* (Horst) Pot., Kr., *Cadiospora fitiana* Pepp., *Verrucosisporites donarii* Pot., Kr., cf. *Verrucosisporites baccatus* Stapl., *V. cf. nitidus* (Naum.) Playf., *Converucosisporites subverrucosis* Bharad., *C. horridus* (Isch.) Turnau, *Crassispora trychera* Neves, Ioanid, *C. kosankei* (Pot., Kr.) Bharad, *Corbulispora major* (Kedo) Turn., *C. cancellata* (Waltz.) Bharad., Venk., *Corbulispora* sp., *Knoxisporites triradiatus* Hoff., Stapl., Mall., *K. literatus* (Waltz.) Playf., *K. stephaneforus* Love, *L. hederatus* (Isch.) Playf., *Rugospora versabilis* (Kedo) Streel, *R. cf. corporata* Neves, Owens, *Apiculatisporites* sp., *Reticulatisporites polygonalis* (Ibr.) Loose, *Reticulatisporites planus* Hugh., Playf., *R. cf. peltatum* Playf., *Murospora conduplicata* (Kedo) Playf., *M. aurita* (Waltz.) Playf., *M. sublobata* (Waltz.) Playf., *Gulisporites incomptus* Felix, Burb., *Gulisporites* sp., *Pustulatisporites cf. gibberosus* (Haq.) Playf., *Raistrickia macrobaculata* Beju, *R. lacerata* Pepp., *R. irregularis* Kos., *R. nigra* Love, *R. corynoges* Sull., *R. cf. vulgata* Felix, Burb., *R. cf. clavata* (Haq.) Playf., *Cirratiradites elegans* (Waltz.) Pot., Kr., *Spinozonotriletes naumovii* (Kedo) Rich., *S. uncatus* Haq., *Baculatisporites fusciculus* Sull., *Baculatisporites* sp., *Samarisporites cf. triangulatus* Alp., Sp.; *Anaplanisporites denticulatus* Sull., *A. cf. delicatus* Neves, Ioannid., *Cingulizonates bialatus* (Waltz.) Smith, Butt., *C. capistratus* Hoff., Stapl., Mall., *C. tuberosus* Dyb., Jach., *Monilospora dignata* Playf., *Cyclogranisporites auresis* Loose, *C. aureus* Loose (Pot., Kr.), *C. lasius* (Waltz.) Playf., *Camptozonotriletes velatus* (Waltz.) Playf., *Secarisporites lobatus* Neves, *Dibolisporites cf. gibberosus* var. *major* (Kedo) Rich., *D. distinctus* (Clayt.) Playf., *D. varius* Tiwari, Schaar., *Pero sp., *P. ordinarius* Turn., *P. perinatus* Hugh., Playf., *Diatomozonotriletes* sp.; *Remysporites magnificus* (Horst) Butt., Will., *Remysporites* sp.; *Vallatisporites* sp., *Bentzisporites* sp., *Microreticulatisporites densus* (Love) Sull., *M. cf. nobilis* (Wischer) Knox, *Triquitrates microvalvatus* Beju, *T. nodosus* Neves, *Stenozonotriletes inaequaemarginalis* Rich., *Monoletes ovatus* Schopf., *Phylotheconotriletes cf. densicorpus* Tiwari, Schaar., *Grandispora echinata* Haq., *Wilsonia kosankei* Bharad., *Acanthotriletes castanea* Butt., Will., *Radizontlates* sp., *Diatomozonotriletes* sp., *Velosporites* sp., *Archaeozonotriletes* sp., *Apiculiretusispora multiisetosa* (Luber) Butt., Spinn., *Balthisphaericium* sp., Aceritarches, fragments de Chitinozoaires, Scolécodontes.*

L'association palynologique indique seulement l'âge carbonifère (Dinantien), sans donner d'autres précisions.

En conclusion, l'âge viséen moyen et supérieur de la formation de Dobromiru a été déterminé sur la base des associations macro- et microfauniques qui permettent une corrélation entre celles-ci et les dépôts viséens du NE et NO de la Bulgarie, de la Plate-forme Russe et de la Pologne et ceux des bassins carbonifères classiques de la partie ouest de l'Europe (Dinant et Namur).



Corrélations biostratigraphiques et conclusions

L'étude complexe bio- et lithostratigraphique des carottes du forage Dobromiru ont permis la détermination de l'âge des formations jurassiques et paléozoïques supérieures et la corrélation de celles-ci avec celles existentes tant dans le reste de la Plate-forme Moesienne (au N et S du Danube) que dans d'autres régions voisines ou plus éloignées.

A Dobromiru, les formations jurassiques débutent par un complexe détritique à stratification entrecroisée et des débris végétaux, suivi par des dépôts calcaro-dolomitiques épais. Le complexe inférieur détritique a un caractère fluviatile-deltaïque, paralique et comporte une association microfloristique formée de spores, pollen et Dinoflagellés (rares). La microflore continentale identifiée peut être corrélée avec (l'association du forage Viroaga, rencontrée dans le même type de dépôts (Antonescu, in Jordan et al., 1984 ; dans le même volume aussi) et atteste l'âge jurassique moyen terminal ou/et jurassique supérieur basal ? (Callovien-Oxfordien). L'association de Dinoflagellés est assez pauvre, de manière que la corrélation avec les associations jurassiques moyennes et supérieures de la Plate-forme Moesienne est très difficile ; sa corrélation est possible seulement avec les dépôts callovien-oxfordiens de la plate-forme et qui correspondent aux zones palynologiques J_{2t} — J_{3a} (Moldovanu, 1984).

Le complexe calcaro-dolomitique jurassique supérieur est considéré d'âge oxfordien-kimméridgien selon les associations palynologiques et microfauniques. L'association palynologique rende possible la corrélation avec les formations kimméridgiennes de plusieurs régions du monde, surtout avec celles représentant le soi-disant „Malm-Gama“ du SO de l'Allemagne et avec la zone J_{3b} individualisée à la partie supérieure du „complexe dolomitique“ de la Plate-forme Moesienne, le Delta du Danube et la dépression de Bîrlad (Moldovanu, 1984).

Il y a des problèmes concernant l'âge de la brèche conglomeratique de Cetate-Dobromiru, qui repose sur les dépôts terrigènes, étant recouverte par le complexe détritique jurassique. On constate que : (a) les éléments de la brèche prépondéramment calcaieux organogènes, surtout viséens, permettent la réconstitution lithologique du Carbonifère du SE de la Plate-forme Moesienne ; (b) la couleur rouge du ciment indique un climat chaud, aride pendant la sédimentation de la brèche ; (c) les éléments de roches éruptives et de quartzites sont absents ; (d) elle peut être corrélée avec le même type de brèche qui a été interceptée dans le forage 260 Ciurești et dans le nord de la Bulgarie où elle supporte les premières roches effusives et où elle a été considérée d'âge ? permien inférieur. En absence des éléments paléontologiques indiquant la présence du Permien dans la Plate-forme Moesienne, on considère que le problème sur l'âge de la brèche conglomeratique n'est pas résolu.

On rencontre à Dobromiru un Carbonifère inférieur (Viséen moyen et supérieur) en faciès calcaire détritique, connu ici sous le nom de formation de Dobromiru, tout comme un Carbonifère supérieur (Namurien-Westphalien) en faciès terrigène à charbons, dénommée la formation de



Vlašin (Paraschiv, Popescu, 1982). Les associations fossilières riches ont permis les suivantes corrélations :

(a) les associations macrofauniques du Viséen, comportant des Brachiopodes (productacées de taille grande et quelques spiriférides, strophoménides, orhtides et inarticulés), Bivalves, Céfalopodes orthoconnes, Coraux et Bryozoaires peuvent être corrélées avec les formations carbonifères de la partie ouest de l'Europe, la Pologne et la Plate-forme Russe. Pour les formations de l'ouest de l'Europe la corrélation se fait par les espèces : *Lithostrotion portlocki* et *Antiquatoria antiquata* (existantes dans l'Angleterre), *Schizophoria resupinata gigantea*, *Gigantoprotodus giganteus*, *Dictyoclostus semireticulatus*, *Aviculopecten interstrialis*, *A. murchisoni*, *Pseudorthoceras calamus* (les bassins de Dinant et Namur, Allemagne, Espagne). Pour la Plate-forme Russe la corrélation se réalise par les espèces *G. giganteus*, *D. semireticulatus*, *Choristites mosquensis*, *Fenestella* sp. et pour la Pologne les associations de *G. giganteus*, *G. bissati*, *A. antiquata*, *Palaeoneilo oblonga*. Comme élément commun avec les associations du NE de la Bulgarie on remarque seulement la présence des Gigantoprotodites. Dans le Carbonifère supérieur l'association de productides petits (*Productus carbonarius*, *Dictyoclostus retiformis*) avec les Bivalves *Solemya (Janeia) primaeva* et *Euchondria* est caractéristique pour le Westphalien de l'Europe de l'ouest (Belgique, Allemagne).

(b) les associations microfauniques conduisent, elles aussi, à des corrélations avec les régions susmentionnées. On observe des espèces communes avec celles des formations traversées par les forages Belgun et Ograjden, creusés dans le NE de la Bulgarie (Spasov, 1974, 1976), telles : *Archaediscus karreri*, *A. krestovnikovi*, *M. moelleri*, *A. convexus*, *Cribrostomum* sp., *Earlandia elegans* pour le Viséen supérieur ; le forage Gomotarci (Vdovenko et al., 1981) et Cetate (Patrulius, 1963) ont mis en évidence aussi des espèces corrélables pour le Viséen moyen : *Koninkopora inflata*, *Pachysphaera dervillei*, *Plectogyra omphalota minima*, *Earlandia vulgaris*, *Parathurammina soleimanovi*, *Endothyranopsis compressa*, *Endothyra bradyi*, *Parastaffella struvei*, *Propermoidiscus priesis*, *P. krestovnikovi*, *Mediocris* sp. La corrélation avec les dépôts de la Plate-forme Russe est possible grâce à la présence, dans le Viséen moyen-supérieur, des Fusulinidés tels : *Eostaffella ikensis*, *E. mosquensis*, *Parastaffella struvei*, *Millerella* sp., *Propermoidiscus krestovnikovi*. Pour la partie ouest de l'Europe la corrélation est réalisée par l'association classique de Foraminifères : *Endothyra similis*, *E. omphalota*, *Endothyranopsis crassus*, *Eostafella*, *Cribrostomum*, *Archaediscidés*, *Plectogyrés*, *Tetrataxidés* pour le Viséen supérieur ; le Viséen moyen se caractérise par *Koninkopora inflata*, *Archaediscus krestovnikovi*, *A. convexus*, *Plectogyra omphalota minima*, *Pachysphaera dervillei*, *Eotuberina reitlingeri*. Les éléments communs de Dobromiru avec la Plate-forme Russe et les bassins de Dinant et Namur attestent la liaison continue pendant le Carbonifère inférieur entre ces zones, la Plate-forme Moesienne agissant comme zone de transition bionomique.

(c) les associations palynologiques indiquent l'âge westphalien de la formation de Vlašin, tandis que celles identifiées dans les niveaux détritiques de la formation de Dobromiru indiquent le Carbonifère inférieur.



rieur non divisé (Dinantien). Elles permettent la corrélation avec les formations de l'Europe de l'Ouest et de la Pologne. La présence, dans le même intervalle, des espèces (spores) *Corbulispora cancellata*, *Baculatisporites fusticulus*, *Schopfites claviger*, *Dibolisporites distinctus*, *Craspispora trychera* atteste l'âge carbonifère inférieur des respectifs dépôts. Le Westphalien est représenté par l'association contenant les espèces : *Westphalensisporites irregularis*, *Raistrickia fulva*, *Microreticulatisporites nobilis*, *Cirratiradites saturni*, *Crassispora kosankei*, *Kraeuselisporites ornatus*, *Savitrisporites nux*, *Florinites mediapudens*.

Dans la présente note on met en évidence, pour la première fois, dans le secteur dobrogéen de la Plate-forme Moesienne, la présence de quelques dépôts carbonifère supérieurs en faciès détritique à charbons (formation de Vlašin) et le fait que la suite de dépôts carbonifère inférieurs se présente comme un faciès mixte : calcaire et détritique (formation de Dobromiru).

BIBLIOGRAPHIE

- Iordan M., Antonescu E., Baltres A., Berbeleac I., Bitoianu C., Drăgănescu A., Gheorghian D., Iliescu V., Iva M., Mirăuță E. (1984) Rapport, archives IGG et IFLGS, București.
- Iliescu V., Tomescu C., Antonescu E., Bitoianu C., Iva M., Vaida M. (1985) Rapport, archives IGG et IFLGS, București.
- Moldovanu M. (1984) Palinology of the Jurassic deposits in the sunken area of the Moesian Platform. 75 Years. *Lab. Paleont. Spec.* Vol., p. 55-66. București.
- Paraschiv D. (1979) Platforma Moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi. Ed. Acad. R. S. România. București.
- Popescu M. (1980) Formațiunea de Vlašin. Noi date biostratigrafico-litofaciiale. *Mine, Petrol și Gaze*, 6, p. 313—315. București.
- Patrulius D. (1963) Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice transversate de forajul de la Cetate (partea de S a Cîmpiei Române). *D. S. Inst. Geol.*, XLIX, 1, București.
- Neagu Th. 1963) Asupra prezenței Dinantianului în fundamentul Cîmpiei Române (Masivul Moesic). *Stud. cerc. Geol.*, VIII, 2, p. 195—200. București.
- Spasov H., Ianev S. (1966) Stratigraphy of Paleozoic sediments in drillings from NE Bulgaria. *Bull. Inst. Geol.*, XV, Sofia.
- (1970) Conodonts des fragments calcaires du conglomérat carbonifère près de Falcovetz (NO de la Bulgarie). *Rev. Bulgar. Geol. Soc.*, XXXI, 2. Sofia.
- (1972) Stratigrafia na dolnia Karbon v niakoi ot sondajite v severoiztocina Bilgaria. *Izvest. Geol. Inst., seria Stratigr., Litol.*, XXI. Sofia.
- (1974) Virhu stratigrafiata na dolnia Karbon v severoiztocina Bilgaria. *Izvest. Geol. Inst., seria Stratigr., Litol.*, XXIII. Sofia.
- (1976) Das Unterkarbon in Nord-Bulgarien und dem naheliegende rumänischen Gebiet (Mösische Platform). *Geol. Balcanica*, 6, 3. Sofia.
- Vdovenko Maia, Reitlinger Ekaterina, Iovceva Penka, Spasov H. (1981) Foraminiferi nijnekamennougolnih otlojenii scv. R-3 Gomotarci (Severo-Zapadnaia Bulgaria). *Pal., Strat., Litol.*, 15. Sofia.



FORMATIUNILE JURASICE SI PALEOZOIC SUPERIOARE DIN FORAJUL DOBROMIRU — DOBROGEA DE SUD (SE PLATFORMA MOESICA)

(Rezumat)

Forajul 3 Dobromiru este situat în partea de sud a Dobrogei, la 2 km nord de granița cu R. P. Bulgaria și la sud de comuna Dobromiru din Deal. Din punct de vedere geologic este amplasat în partea de sud-est a Platformei Moesice.

Forajul Dobromiru a străbătut formațiuni cuaternare, sarmatiene, cretacice, jurasic medii și superioare, ? permian inferioare și carbonifere (Visean, Namurian-Westphalian).

În lucrarea de față sunt prezentate depozitele jurasice și paleozoice străbătute pe o grosime de 914,60 m în intervalul de adâncime 640,40—1.557 m (talpa sondelor), după cum urmează :

Complexul calcaro-dolomitic (Oxfordian-Kimmeridgian). Secvența de depozite străbătută în intervalul de adâncime 640,40—873,90 m este alcătuită din (a) calcare micritice peletale la partea superioară și (b) dolomite masive și vacuolare, cu sau fără chert-uri la partea inferioară (733,80—873,90 m). Conținutul macrofaunistic este sărac, constând din fragmente de belemniti și de brahiopode (terebratulide și rhynchonellide). Asociațiile microfaunistice atestă vîrstă oxfordian-kimmeridgiană a complexului, fiind reprezentate prin foraminifere (*Conicospirillina basiliensis*, *Ophthalmidium carinatum*, *Protoglobigerina* sp. în explozie, *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp. în explozie, *Saccocoma*, radiolari calcitizați, ostracode, spiculi de spongieri etc. Aceeași vîrstă este atestată și de asociațiile palinologice care permit corelații cu Kimmeridgianul mai multor regiuni de pe glob și în special cu „Malm Gama“ din sud-vestul Germaniei.

Complexul detritic (?Callovian-Oxfordian). În intervalul de adâncime 873,90—907,70 m forajul a străbătut o secvență detritică cu rare episoade dolomitice semnificând o schimbare netă a condițiilor de sedimentare. La partea superioară apar arenite slab consolidate cu fragmente cărbunoase fine și cu piritizări iar la partea inferioară apar siltite cenușiu-negocioase cu frecvente fragmente cărbunoase, gresii fine cu stratificație încrucișată și resturi de plante. Complexul detritic este lipsit de macro- și microfaună. Asociațiile palinologice alcătuite din spori-poleni, dinoflagellate și acritarche, în care domină microflora continentală (*Callialasporites*), indică vîrstă jurasic mediu terminal și/sau jurasic superior bazal pentru complexul detritic.

Brecia conglomeratică de Cetate-Dobromiru (? Permian inferior). Pe 36,10 m grosime (907,70—943,80 m adâncime) forajul Dobromiru străbate o brecie conglomeratică calcaroasă, roșie-verzuie sau cenușie, heterogenă, nesortată, cu elemente de 1—10 cm diametru. În bază elementele prezintă un grad mai mare de rulare și devin mai angulare spre partea superioară. La partea inferioară brecia alternează cu o gresie roșcată, micaferă, nefosiliferă. Elementele breciei sunt preponderent calcaroase, mai rar silicioase și totdeauna organogene; nu apar elemente de roci eruptive sau de cuarțite; galeții de spongolite întâlniți în aceste

brecii pot fi remaniati din calcarele cu siliciferi de vîrstă viseană din cuprinsul Platformei Moesice; asociatiile microfaunistice atestă faptul că elementele de calcar sint remaniate din nivelele calcaroase viseene traversate de forajul Dobromiru. Matricea breciei este nefosiliferă și deci nu ne furnizează date asupra vîrstei breciei; culoarea roșie a matricei dovedește un climat cald, arid; prin corelare cu același tip de brecie ce apare în forajul 260 Ciurești care suportă primele roci efuzive și cu cele semnalate în NE Bulgariei, vîrsta acestei sechente ar putea fi permian inferioară; deoarece pînă în prezent nu există dovezi paleontologice care să precizeze existența Permianului în cuprinsul Platformei Moesice, considerăm că problema vîrstei breciei conglomeratice rămîne deschisă.

Formațiunea de Vlașin (Namurian-Westphalian). În intervalul de adîncime 943,80—1.288,20 m forajul străbate o sechentă detritică cu caracter paralic alcătuită din alternanță de argilite negre, siltite și gresii cenușii, ce conțin resturi de plante, intercalatii subtiri de cărbuni, piritizări. Vîrsta este atestată de conținutul faunistic și floristic al depozitelor. Macrofauna apare numai la partea inferioară (1.083—1.222,80 m adîncime); este alcătuită din brahiopode (productide de talie mică: *Productus carbonarius*), bivalve [*Solemia (Janeia) primaeva*], fragmente de goniați și orthoceratide care atestă vîrsta westphaliană. Argilitele și siltitele din baza formațiunii (1.231—1.285,10 m adîncime) conțin o asociatie macrofaunistică mai bogată și diversificată ce indică și prezența Namurianului.

Microfauna este identificată de asemenea numai în depozitele din partea inferioară a formațiunii; apar foraminifere (*Hypotetragona*, *Glo-mospira*, *Fusulina*), ostracode, sclerite de holothurii, ce indică un *Carbonifer s. l.*

Macroflora apare sub formă de detritus vegetal abundant din care s-au identificat speciile *Calamites (Stylocalamites) cisti*, *Stigmaria ficoides* caracteristice pentru Westphalian și scoartă de *Mesocalamites* citat preponderent din Namurian.

Asociațiile de spori, chitinozoare și granule de polen ca remanieri, sunt extrem de bogate și atestă prezența Westphalianului. Dintre speciile identificate cităm ca fiind foarte semnificative pentru Westphalian: *Westphalensisporites irregularis*, *Raistrickia fulva*, *Microreticulatisporites nobilis*, *Cirratiradites saturni*, *Crassispora kosankei*, *Kraeuselisporites ornatus*, *Savitrisporites nux*, *Florinites mediopudens*.

Au fost identificate 13 intercalatii de cărbuni cu grosimi de 10—70 cm. Din analizele efectuate rezultă că sunt huile cu un grad de carbonificare nu prea avansat, care nu coacescă bine, fiind situate în clasa huilelor cu flacără (indice Gray-King = G. 4; număr de cod 633). Caracteristic pentru acești cărbuni este faptul că ei sunt impregnați cu petrol, dînd gudron anhidru.

Formațiunea de Dobromiru (Visean mediu-superior). De la adîncimea de 1.288,20 m pînă la talpa sondei — 1.557 m — este străbătută o stivă de depozite calcaro-detritice. Succesiunea este alcătuită din 7 nivele de calcar (0,80—11,50 m grosime) intercalate în argilite, siltite și gresii. Pe baze paleontologice, formațiunea de Dobromiru, denumită astfel pentru prima dată, este datată Visean mediu-superior.

Întercalațiile de calcare sînt reprezentate prin micrite maronii la negre sau prin biosparite alburii sau cenușii-verzui în bază (1.545,50—1.557 m).

Intervalele terigene sînt alcătuite din argilite și siltite negre sau cenușii, uneori cărbunoase și din gresii cenușii-albicioase pînă la negre cu numeroase resturi vegetale, pelicule cărbunoase și cristale de pirită.

Asociația macrofaunistică, alcătuită din brahiopode, bivalve, gasteropode, orthoceratide, corali, briozoare, crinoide, solzi de pești, prezintă un caracter fragmentar în calcare și este mai bine conservată în argilite și siltite. Dintre brahiopode predominante sînt productidele de talie mare : *Gigantoprotodus cf. giganteus*, *G. bisati*, *Dictyoclostus multispiniferus*, *Productus* sp. Asociația macrofaunistică din intervalul 1.363,50—1.426,30 m atestă vîrsta viseană s.l. iar cea de la adîncimea 1.288,20—1.363,50 m este caracteristică pentru Viseanul superior și permite corelări cu depozitele din Polonia, din Platforma Rusă și vestul Europei.

Microfauna identificată în secțiuni subțiri este cantonată preponderent în calcare. În asociație predomină foraminiferele (archaediscide, endothyride, fusulinide, plectogyre, tetrataxide) care fac posibile corelări cu depozitele viseene din bazinile clasice Namur și Dinant, din Platforma Rusă, din Bulgaria, Polonia și din vestul Platformei Moesice românești. În intervalul corespunzător Viseanului superior se constată prezența unor specii întîlnite de asemenea în depozitele de aceeași vîrstă interceptată în forajele Belgun și Ograjden din NE-ul Bulgariei, și anume: *Archaeodiscus karreri*, *A. krestovnikovi*, *A. moelleri*, *A. convexus*, *Earlandia elegans*. Microfaune corelabile indicind Viseanul mediu apar de asemenea în forajele Gomotarci (NV Bulgaria) și Cetate (SV Cîmpia Română), și anume : *Koninkopora inflata*, *Pachysphaera dervillei*, *Plectogyra omophalota minima*, *Earlandia vulgaris*, *Parathurammina soleimani*, *Eudotyranopsis compressa*, *Endothyra bradyi*, *Parastaffella struvei*, *Propermmodiscus piesis*, *P. krestovnikovi*. Elementele paleontologice comune din depozitele existente la Dobromiru, în Platforma Rusă și în bazinile Dinant și Namur dovedesc legătura continuă ce a existat în timpul Carboniferului inferior între aceste zone, Platforma Moesică funcționînd ca o zonă de tranziție bionomică.

Asociațiile palinologice bogate, alcătuite din spori, polen, acritarche, chitinozoare și scolecodonte, au fost identificate numai în depozitele detritice din intervalul 1.305,70—1.545 m adîncime și indică un Carbonifer inferior nedivizat (Dinantian). Cităm ca cele mai caracteristice speciile : *Corbulispora cancellata*, *Baculatisporites fusticulus*, *Schopfites claviger*, *Dibolisporites distinctus*, *Crassispora trychera*.

La Dobromiru, depozitele inferioare apar în facies calcaros-detritic, spre deosebire de faciesul predominant carbonatic ce apare în restul Platformei Moesice și în alte regiuni de pe glob.

În lucrarea de fată se pune în evidență pentru prima dată existența unor depozite carbonifer superioare în facies terigen cu cărbuni, în sectorul dobrogean al Platformei Moesice.

Asociațiile paleontologice, unele inedite, au precizat vîrsta depozitelor traversate de foraj, au îmbogățit inventarul fosilifer al țării și au condus la corelări atât cu restul Platformei Moesice (la N și S de Dunăre), cît și cu Platforma Rusă, Polonia și Europa de vest.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

- Fig. 1 — *Gigantoprotodus bisati* Paeck. Viséen supérieur. 1333,70 m, \times 1
 Fig. 2, 3 — *Gigantoprotodus giganteus* (J. Sow.). Viséen. 2 = 1.319,70 m, \times 2,1;
 3 = 1.363,50 m, \times 2,2.
 Fig. 4 — *Echinoconchus cf. defensus* (Thomas). Viséen supérieur. 1.341,50 m,
 \times 1,3.
 Fig. 5 — *Antiquatoria antiquata* (Sow.) Viséen supérieur. 1.352,60 m, \times 1,9.
 Fig. 6 — *Dictyoclostus multispiniferus* (Muir-Wood). Viséen inférieur. 1.431,50 m,
 \times 2,2.

Planche III

- Fig. 1 — *Dictyoclostus retiformis* Muir-Wood. Westphalien. 1.203 m, \times 1,6.
 Fig. 2 — *Choristites mosquensis* Fisher, *Fcnestella* sp. Namurien-Westphalien.
 1.227,50 m, \times 1.
 Fig. 3 — *Proluctus carbonarius* de Koninck. Westphalien. 1.136 m, \times 2.
 Fig. 4 — *Choristites mosquensis* Fisher, *Schizophoria* sp. Namurien-Westphalien.
 1.227,50 m, \times 1,5.
 Fig. 5 — *Dictyoclostus semireticulatus* (Martin). Viséen. 1.363,70 m, \times 2,8.
 Fig. 6 — *Schizophoria resupinata gigantea* Dem. Viséen supérieur. 1.319,70 m,
 \times 1,8.
 Fig. 7 — *Choristites cf. mosquensis* Fisher. Westphalien. 1.227,50 m, \times 1.
 Fig. 8 — *Reticulariina cf. spinosa* (Nor. et Prat.). Viséen supérieur. 1.359 m,
 \times 26.

Planche IV

- Fig. 1 — *Solemya (Janeia) primaeva* (Phillips). Westphalien. 1.085 m, \times 1,9.
 Fig. 2 — *Nuculavus luciniformis* (Phillips). Viséen supérieur-Westphalien. 1.257,10 m,
 \times 1,8.
 Fig. 3 — *Euchondria cf. densistriata* (Sandb.). Namurien-Westphalien. 1.161,40 m,
 \times 2,5.
 Fig. 4 — *Palaeoneilo oblonga* (Hind). Viséen supérieur. 1.309,50 m, \times 2,7.
 Fig. 5 — *Aviculopecten interstrialis* (Phillips). Viséen supérieur. 1.359 m, \times 3.
 Fig. 6 — *Aviculopecten murchisoni* (McCoy). Viséen supérieur. 1.359 m, \times 2,6.
 Fig. 7 — Ligne suturale de *Goniatisites*. 1.169,80 m, \times 2.
 Fig. 8 — Feuilles de *Archaeocalamites*. Dinantien. 1.393 m, \times 3.
 Fig. 9 — Crinoïde-entroque. 1.309,50 m, \times 3,5.
 Fig. 10 — *Lithostrotion portlocki* (Broun). Viséen. 1.354 m, \times 2.
 Fig. 11 — *Stigmaria ficoidea* Brgrt. Westphalien. 1.015 m, \times 2.
 Fig. 12 — *Pseudorthoceras calamus* de Koninck. Viséen supérieur. 1.359 m, \times 1,2



Planche V

Oxfordien-Kimmeridgien

- Fig. 1 — Micrites à *Protoglobigerines* (b) et *Saccocoma* (a), 872,50 m ; \times 40.
 Fig. 2 — Micrite à *Saccocoma* et rhomboèdres de dolomie, 872,50 m ; \times 40.
 Fig. 3 — *Saccocoma* sp. aspecte „*Lombardia arachnoidea*“ Brönn, 651,20 m ; \times 80.
 Fig. 4 — Micrite à *Protoglobigerina* sp., 872,50 m ; \times 80.
 Fig. 5 — Spongolite provenant de silicifications, 789,50 m ; \times 80.
 Fig. 6 — *Lenticulina* sp., 651,20 m ; \times 80.
 Fig. 7 — *Spirillina* sp., 651,20 m ; \times 80.
 Fig. 8 — *Conicospirillina basiliensis* Mohler, 710 m ; \times 40.

Planche VI

- Fig. 1 — *Tetrataxis* sp. nov. sp. ? ex gr. *T. dentata* Viss. Viséen moyen-supérieur, 1.326,50 m ; \times 80.
 Fig. 2 — *Tetrataxis* sp. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; \times 80.
 Fig. 3, 5 — *Tetrataxis paraminima* Viss. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; \times 80.
 Fig. 4 — *Tetrataxis barkatovae* Grodtz. et Lebed. var. *pigra* Conil et Lys. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; \times 80.
 Fig. 6 — *Tetrataxis planispiralis* Reitl. Viséen supérieur, 938 m de la brèche ; \times 40.

Planche VII

- Fig. 1, 5 — *Archaediscus karreri* Brady. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; \times 80.
 Fig. 2 — *Archaediscus cyrtus* Conil et Lys. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; \times 80.
 Fig. 3 — *Archaediscus moelleri* Raus., Cern. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; \times 100.
 Fig. 4 — *Archaediscus convexus* Grodz. et Labed. Viséen supérieur, 1.339 m ; \times 80.
 Fig. 6 — *Archaediscus* cf. *moelleri* Raus., Cern. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; \times 80.
 Fig. 7 — *Propermodiscus* du groupe *P. krestevnikovi* Raus., Cern. Viséen moyen-supérieur ; 1.352,50 m ; \times 80.
 Fig. 8 — *Propermodiscus krestovnikovi* var. *krestovnikovi* Raus., Cern. Viséen moyen-supérieur, 1.352,50 m ; \times 80.
 Fig. 9 — *Propermodiscus piesis* (Conil et Lys). Viséen moyen-supérieur, 1.352,50 m ; \times 80.
 Fig. 10 — *Propermodiscus* sp. 938 m de la brèche ; \times 100.

Planche VIII

- Fig. 1, 2 — *Archaediscus* cf. *cornua* Conil et Lys. Viséen supérieur, 927,0 m ; \times 80.
 Fig. 3 — *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.). Viséen moyen et supérieur, 1.354,0 m ; \times 40.
 Fig. 4 — *Endothyranopsis crassus* var. *crassa* (Brady). Viséen supérieur, 1.354 m ; \times 80.
 Fig. 5 — *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.). Viséen moyen et supérieur, 1.354 m ; \times 80.



Fig. 6 — Endothyridés et Fusulinidés, 1.354 m ; $\times 40$.

Fig. 7 — *Plectogyra similis* (Raus. et Reitl.). Viséen moyen-supérieur, 1.354,0 m ; $\times 80$.

Planche IX

Fig. 1 — *Endothyra bradyi* (Mikh.). Viséen, 1.339 m ; $\times 40$.

Fig. 2 — *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.), Viséen moyen-supérieur, 1.362,50 m ; $\times 80$.

Fig. 3 — *Endothyra cf. bradyi* (Mikh.). Viséen, 927 m de la brèche ; $\times 80$.

Fig. 4 — *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.). Viséen moyen-supérieur, 1.354 m ; $\times 40$.

Fig. 5 — Endothyridés et Fusulinidés. Viséen, 1.354 m ; $\times 40$.

Fig. 6 — *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.) et *Koninckopora* sp. Viséen moyen et supérieur, 1.334,40 m ; $\times 40$.

Fig. 7 — *Plectogyra similis* (Raus., Cern., Reitl.). Viséen moyen-supérieur, 1.339 m ; $\times 40$.

Fig. 8 — *Plectogyra convexa* (Raus.). Viséen moyen-supérieure, 1.288,50 m ; $\times 80$.

Fig. 9 — *Plectogyra similis* (Raus., Cern., Reitl.). Viséen moyen-supérieur, 1.354 m ; $\times 80$.

Planche X

Fig. 1 — *Eostaffella parastruvei* Conil et Lys. Viséen moyen-supérieur, 1.288,50 m ; $\times 80$.

Fig. 2, 6, 12 — *Eostaffella ikensis* Viss. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; 1.354,0 m ; $\times 80$; fig. 12 = $\times 40$.

Fig. 3-5, 10, 11 — *Eostaffella mosquensis* Viss. Viséen supérieur, 1.288,50-1.288,70 m ; 1.354 m ; $\times 40$.

Fig. 6, 12 — *Eostaffella* sp. Viséen supérieur. 1.288,50 m ; 1.354 m ; $\times 80$.

Fig. 7 — *Millerella* sp. ; *Eostaffella* sp. Viséen supérieur, 1.354 m ; $\times 60$.

Fig. 13 — *Tournayella* sp. Viséen supérieur, 1.316,50 m ; $\times 80$.

Planche XI

Fig. 1-3 — *Eotuberina* sp. ex gr. *E. colosa* var. *plana* Reitl., 938 m de la brèche ; fig. 1 et 3 ; $\times 40$; fig. 2 = $\times 80$.

Fig. 4 — *Earlandinita* sp. (Moravaminid), 938 m de la brèche ; $\times 80$.

Fig. 5 — *Paleonubecularia uniserialis* (Reitl.) (a) et *Pachysphaera dervillei* Conil et Lys. (b). Viséen, 938 m de la brèche ; $\times 80$.

Fig. 6 — Bryozoaire. Viséen supérieur, 1.288,50 m ; $\times 80$.

Fig. 7 — Bryozoaire. Viséen supérieur, 1.339 m ; $\times 40$.

Fig. 8 — *Fenestella* sp. 938 m de la brèche ; $\times 40$.

Planche XII

Fig. 1 — *Tetrataxis maxima* Schell., 1.339 m.

Fig. 2 — *Tetrataxis conica* Ehrenberg, 1.339 m.

Fig. 3 — *Tetrataxis gigas* Brazh., 1.339 m.

Fig. 4 — *Tetrataxis* cf. *T. youngi* (Brady), 1.339 m.

Fig. 5 — *Tetrataxis minima* mosquensis Reitl., 1.339 m.



- Fig. 6, 7 — *Tetrataxis dentata magna* Vissarionova. Fig. 6 — vue latérale,
Fig. 7 — vue d'en haut 1.342,40 m.
 Fig. 8, a, — *Tetrataxis paulus* Waszczynska. Fig. 8, vue latérale, Fig. 8a, vue
d'en haut 1.342,40 m.
 Fig. 9 — *Hypotetragona reticulata* Waszczynska, 1.231 m-1339 m.
 Fig. 10 — *Kirkbya* sp., 1.339 m.
 Fig. 11 — *Kirkbya penichea* Brayer, 1.339 m.
 Fig. 12 — *Kirkbya* cf. *penichea* Brayer, 1.339 m
 Fig. 13, 13a — *Amphissites* cf. *A. centratus* (Ulrich et Bassler), 1.339 m.
 Fig. 14 — *Kirkbya* cf. *K. waltheri* Amora et Gramenn, 1.339 m.
 Fig. 15 — *Croftsendella* aff. *giffordensis* Blass, 1.339 m.
 X 16 — Viséen.

Planche XIII

- Fig. 1 — *Kelletina vidriensis* Hamilton. 1.339 m.
 Fig. 2 — *Tolypammina cyclops* Gutehak et Frickman, 1.339 m.
 Fig. 3 — *Glomospira ammodiscoidea* (Raus-Cernousova) , 1.339 m.
 Fig. 4 — *Tolypammina serpen* Ireland, 1.549 m.
 Fig. 5 — *Thurammina furcata* Gutschick et Treckman, 1.339 m.
 Fig. 6 — *Tolypammina serpens* Ireland, 1.339 m.
 Fig. 8 — *Fusulina* sp. section transversale, 1.339 m.
 Fig. 9 — *Eocaudina gutschicki* Fritzel et Exline, 1.339 m.
 Fig. 10 — *Carbonita* cf. *scalpelus* (Jones et Kirkby), 1.641,80 m.
 Fig. 11 — *Sansabella amplectens* Coryell et Sohn, 1.541,80 m.
 Fig. 12 — *Eocaudina subhexagona* Gutschick, 1.554,80 m.
 Fig. 13 — *Eocaudina* cf. *marginata* Kangenheim et Epis, 1.544,80 m.
 Fig. 14. — „*Calcidyra*“ *eiseliana* (Spandl), 1.554,80 m.
 X 16 — Viséen.

Planche XIV

- Fig. 1-3 — *Epipiosphaera reticulospinosa* Klement. Kimméridgien, 651,20 m ; fig. 1
et 3 = 68 μ ; fig. 2 = 75 μ .
 Fig. 4 — Dinoflagellié de type A. Kimméridgien, 651,20 m ; 45 μ .

Planche XV

- Fig. 1 — *Gonyaulacysta* sp. Kimméridgien, 651,20 m ; 65 μ .
 Fig. 2, 4 — *Systematophora areolata* Klement. Kimméridgien, 651,20 m ; 88 μ .
 Fig. 3 — *Gonyaulacysta* sp. Kimméridgien, 651,20 m ; 65 μ .

Planche XVI

- Fig. 1 — *Stephanelytron* sp. Kimméridgien, 651,20 m ; 55 μ .
 Fig. 2, 4, 5 — *Sentusidinium* spp. Kimméridgien, 651,20 m ; fig. 2, 5 = 55 μ ;
fig. 4 = 48 μ .
 Fig. 3 — *Classopollis torosus* (Reissinger) Balme. emend. Morbey. Kimméridgien,
651,20 m ; 33 μ .



Planche XVII

- Fig. 1 — *Cibotiumspora juriensis* (Balme) Filatoff. Callovien-?Oxfordien. 902 m ; 28 μ .
- Fig. 2 — *Trilites minutus* (Bolchovitina) Mai. Callovien-?Oxfordien, 902 m ; 65 μ .
- Fig. 3 — *Foveosporites multifoveolatus* Döring. Callovien-?Oxfordien, 902 m ; 48 μ .
- Fig. 4 — *Staplinisporites telatus* (Balme) Döring. Callovien-?Oxfordien. 902 m ; 40 μ .
- Fig. 5 — *Calliasporites microvelatus* Schulz. Callovien-?Oxfordien, 902 m ; 70 μ .
- Fig. 6 — *Meiourogonyaulax* sp. Callovien-?Oxfordien, 902 m ; 58 μ .
- Fig. 7 — *Calliasporites turbatus* (Balme) Schultz. Callovien-?Oxfordien. 902 m ; 65 μ .

Planche XVIII

Westphalien

- Fig. 1 — *Westphalensisporites irregularis* Alpern, 951,0 m.
- Fig. 2 — *Leiotriletes pyramidatus* Sull., 951,0 m.
- Fig. 3 — *Calamospora pallida* (Loose) Schopf, Will. Bent., 951,0 m.
- Fig. 4 — *Densosporites diatretus* Playf., 951,0 m.
- Fig. 5 — *Granulatisporites microgranifer* Ibr., 951,0 m.
- Fig. 6 — *Rotaspora fracta* Schemel, 951,0 m.
- Fig. 7 — *Verrucosporites microtuberous* (Loose) Smith, Butt., 951,0 m.
- Fig. 8 — *Triquitrites sculptilis* Balme, 951,0 m.
- Fig. 9 — *Lycospora uber* (Hoff., St., Mall.) Staplin, 951,0 m.
- Fig. 10 — *Pustulatisporites papillosum* (Knox) Pot., Kr., 951,0 m.
- Fig. 11 — *Tripartites trilinguis* (Horst) Pot., Kr., 951,0 m.

Planche XIX

Westphalien

- Fig. 1 — *Tholischporites biannulatus* Neves, 979,50 m.
- Fig. 2 — *Leiotriletes turgidus* Marsh., Smith, 979,50 m.
- Fig. 3 — *Leiotriletes adnatus* (Kos.) Pot., Kr., 979,50 m.
- Fig. 4 — *Punctatisporites aerarius* Butt., Will., 951,0 m.
- Fig. 5 — *Waltzispora prisca* (Kos.) Sull., 951,0 m.
- Fig. 6 — *Triquitrites cf. tripartites* Alpern, 984,0 m.
- Fig. 7 — *Lycospora rotunda* (Bhard.) Som., 979,50 m.
- Fig. 8 — *Savitrisporites cf. camptotus* (Alp.) Doub., 951,0 m.
- Fig. 9 — *Schultzospora rara* Kos., 951,0 m.
- Fig. 10 — *Convolutiospora sculptilis* Felix, Burb., 1.036,0 m.
- Fig. 11 — *Punctatisporites ocellatus* Sull., 973,20 m.

Planche XX

Westphalien

- Fig. 1 — *Retusotriletes cf. planus* Dolby-Neves, 984,0 m.
- Fig. 2 — *Knoxisporites cf. cinctus* (Waltz) Butt., Will., 984,0 m.
- Fig. 3 — *Calamospora mutabilis* (Loose) S., W., B., 984,0 m.
- Fig. 4 — *Tripartites vetustus* Schemel, 1.036,10 m.



- Fig. 5 — *Polymorphites laevigatus* Alp., 1.078,80 m.
 Fig. 6 — *Savitrisporites asperatus* Sull., 1.036,10 m.
 Fig. 7 — *Cirratiradites saturni* (Ibr.) S., W., B., 984,0 m.
 Fig. 8 — *Simozonotriletes intortus* Loboziak, 1.036,10 m.
 Fig. 9 — *Densosporites variomarginatus* Playf., 1.036,10 m.
 Fig. 10 — *Kraeuselisporites ornatus* (Neves) Ovens, 951,0 m.

Planche XXI

Dinantien

- Fig. 1 — *Dibolisporites* cf. *gibberosus* var. *maior* (Kedo) Rich., 1.500,0 m.
 Fig. 2 — *Raistrickia corynoges* Sull., 1.403,0 m.
 Fig. 3 — *Crassispora trychera* Neves, Ioann., 1.393,0 m.
 Fig. 4 — *Phylotheocotriletes* cf. *densicorpus* Tiwari, Schaars, 1.545,0 m.
 Fig. 5 — *Lycospora pusilla* (Ibr.) Somers, 1.500,0 m.
 Fig. 6 — *Dibolisporites distinctus* (Clayton) Playf., 1.363,70 m.

Planche XXII

Dinantien

- Fig. 1 — *Raistrickia* cf. *clavata* (Hacq.) Playf., 1.545,0 m.
 Fig. 2 — *Baculatisporites fusticulus* Sull., 1.500,0 m.
 Fig. 3 — *Corbulispora cancellata* (Waltz.) Bhard., Venk., 1.393,30 m.
 Fig. 4 — *Calamospora pedata* Kos., 1.516,0 m.
 Fig. 5 — *Leiotriletes* cf. *plicatus* Sull., 1.415,0 m.
 Fig. 6 — *Murospora aurita* (Waltz.) Playf., 1.500,0 m.

Planche XXIII

Dinantien

- Fig. 1 — *Balthisphaeridium* sp., 1.415,0 m.
 Fig. 2 — *Ibrahimisporites brevispinosus* Neves, 1.319,70 m.
 Fig. 3 — *Stenozonotriletes inaequaemarginalis* Rich., 1.545,0 m.
 Fig. 4 — *Apiculatisporites* sp., 1.500,0 m.
 Fig. 5 — *Samarisporites* sp. cf. *Hymenozonotriletes acanthyrugosus* Chib., 1.545,0 m.
 Fig. 6 — *Punctatisporites pseudopunctatus* Neves, 1.403,0 m.

Planche XXIV

- Fig. 1 — Sporinite (sp.); sémifusinite (sf.). 1.174 m.
 Fig. 2 — Collinite (c); sporinite (sp.). 1.174 m.
 Fig. 3 — Sporinite (sp.). 1.227,70 m
 Fig. 4 — Fusinite (f); spores (sp.). 1.174 m.

COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU FORAGE 3 DOBROMIRU AVEC LA
DISTRIBUTION DE LA FAUNA ET DE LA FLORE

142580
BIBLIOTECĂ

PI. I

M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur - Forage Dobromiru

	PROFONDEUR m	LITHOFACIÈS	M A C R O F A U N E	M I C R O F A U N E	SPORES - POLLEN	DINOFLAGELLES	M A C R O F L O R E
J U R A S S I Q U E	640,40	Calcaires micritiques gris-blanchâtres ou jaunâtres parfois dolomités	Fragments de Bélemnites	<i>Spirillina sp.</i> <i>Lenticulina sp.</i> <i>Saccocoma</i> <i>Globachaele alpina</i> <i>Ostracodes</i> <i>Radiolaires</i>	<i>Heliosporites sp.</i> <i>Neorastrikia truncata</i> <i>Calillasporites trilobatus</i> <i>Calillasporites turbatus</i> <i>Calillasporites microvelatus</i> <i>Calillasporites segmentatus</i>	<i>Chytrœusphaeridium sp.</i> <i>Epiplophaera sp.</i> <i>Ellipsoidictyon cinctum</i> <i>Gonyaulacysta dangeardii</i> <i>Sentusidinium cf. sparsibarbatum</i> <i>Epiplophaera reticulospinosa</i> <i>Systematophora areolata</i> <i>Ctenidodinium sp.</i>	
O X F O R D I E N	95,4m			<i>Conicospirillina basiliensis</i> <i>Cladoceropsis mirabilis</i>			
K I M M E R I O G I E N	733,8	16m Dolomies vacuolaires grisâtres					
C O M P L E X E C A L C A R O D O L O M I T I Q U E	750,10	Dolomies vacuolaires et massives à cherts blancs 100m					
J U R A S S I Q U E	829,5	4m Calcaire micritique blanc-brunâtre à concretions ferrugineuses.					
O X F O R D I E N	833,7	Dolomies vacuolaires grisâtres-brunâtres à 35m cherts blancs très rares					
K I M M E R I O G I E N	868,7	4,8m Calcaires micritiques dolomités 0,4m Dolomies arénitiques glauconiques	Fragments de Rhynchonellides et Terebratulides	<i>Saccocoma Pratoglobigerina sp.</i> <i>Globachaele, alpina</i>			
J U R A S S I Q U E	873,5	Grès calcaires grisâtres faiblement cimentés comportant des débris végétaux Dolomies détritiques noircâtres Siltites noircâtres à débris végétaux			<i>Textulariidae</i>	<i>Calillasporites segmentatus</i> <i>Calillasporites microvelatus</i> <i>Calillasporites dampieri</i> <i>Calillasporites turbatus</i> <i>Trilites minutus</i>	<i>Ctenidodinium ornatum</i> <i>Meiourgonyaux sp.</i>
P E R M I E N	907,70m	Brèche congénérique calcaire rouge-vertâtre éléments de calcaires visidens; matrice ferrugineuse ou verdâtre dolomitisée			<i>Les galets de calcaires comportent une microfaune visidense identique à celle cantonnée dans l'intervalle entre 1288,20 et 1557 m de profondeur</i>		Débris végétaux incarbonisés Fragments charbonneux
I N F É R I E R	943,80m	3m Grès rougeâtre micacé non fossilifère					
R E V E R S	955	11,2m Argile grisâtre passant à rougeâtre à spores-pollen parfois à stratification entrecroisée					Débris végétaux non déterminable
E	972,3	17,3m Grès grisâtres à fragments de charbons, pyrite; à 970 m une intercalation de charbon à 50 cm d'épaisseur					Débris végétaux incarbonisés Calamites (Stylocalamites) cisti Stigmaria ficoides Calamites sp.
F	1001,7	20,4m Argiles et grès à plantes et spores-pollen					
I	1024,2	9m Grès fins grisâtres micacés charbonneux à pélécules charbonneuses					Débris végétaux incarbonisés
N	1034,6	22,5m Argiles noirâtres à laminations ondulées et intercalations minces de charbon					
O	1047,2	12,6m Argiles grisâtres et noires charbonneuses à débris végétaux et une intercalation de grès et 10 cm charbon					Débris végétaux non déterminable
B	1061,1	13,9m Argiles noirâtres et argiles dures grisâtres à spores-pollen					Débris végétaux incarbonisés
A	1064,8	38m Argile noirâtre charbonneuse à une intercalation de charbon de 10 cm					
V	1076,2	11,4m Grès fins diaclasés à débris végétaux					
M	1087	10,8m Argiles grisâtres noires charbonneuses, parfois très faiblement marneuses					
A	1121,3	Grès grisâtres claires à grains fins vers moyens à débris végétaux et une intercalation de charbon et associations de spores-pollen					
E	1174,00	Argiles et siltites grisâtres-noirâtres à pélécules charbonneuses, plantes incarbonisées, pyrétines, macrofaune, spores-pollen					
I	1177,70	52,7m					
N	1188,4	3,7m Grès fins, siltiques, grisâtres à débris végétaux, pyrite, fragments de carbones					Débris végétaux non déterminables
O	1201,3	10,7m Argiles et siltites grisâtres et noires à carbones, pyrite et macrofaune					
B	1209,5	12,8m Grès fins grisâtres claires à pélécules charbonneuses, non fossilifères					
A	1220,5	7,6m Argiles noirâtres à intercalations de grès grisâtres à macrofaune et spores-pollen					
V	1228,2m	11m Grès fins grisâtres, à pélécules charbonneuses et pyritisation, non fossilifères Argiles et siltites grisâtres et noires à stratification entrecroisée, à deux intercalations de grès (1228,5m et 1267,5m) à couches minces de carbones (1231,7m et 1265,1m) à spores-pollen, macro- et microfaune, débris végétaux.					
M	1289	64,4m					
S	1305,7	Argiles noirâtres à bioclastes de macrofaune en alternance avec des grès grisâtres claires à plantes					
E	1334,4	8,4m Calcaires micritiques, brunâtres spathiques à une intercalation de dolomie					
I	1342,3	9m Grès à pélécules charbonneuses et argiles noires comportant 20 cm de charbon (1345 m)					
N	1354,4	1,7m Calcaires noirs spathiques et coraux					
O	1362,3	7,9m Siltite noire charbonneuse					
B	1363,5	1,2m Calcaires noirs spathiques diaclasés					
A	1426,0	Argiles noires, siltites et grès grisâtres					
V	1506,1m	Grès grisâtres à rares alternances minces de siltites et argiles à plantes					
I	1508,0m	19m Lunachelle crinoïdale détritique					
S	1524,8m	16,8m Grès grisâtres-verdâtres et noirâtres à intercalations minces de siltites et argiles					
F	1525,9m	1m Calcaire noir encrinitique à concretions de pyrite					
E	1541,7m	15,8m Grès fins à grossiers à pélécules charbonneuses et pyritisations					
M	1543,1m	14m Calcaire gréseux encrinitique à stylolite, pyritisations, Lunachelle crinoïdale détritique					
D	1543,5m	11,5m Calcaires encrinitiques arénitiques blanchâtres et grisâtres-verdâtres à opengresses, stylolites diaclases					
O	1557,7m						

4. STRATIGRAFIE

NOTE PRÉLIMINAIRE SUR LA PRÉSENCE
DES ORBITOLINIDÉS PRIMITIFS DU CALCAIRE D'ALBIOARA
(AU SUD DE PĂDUREA CRAIULUI, MONTS APUSENI)¹

PAR

SEVER BORDEA², JOSEFINA BORDEA³

Upper Jurassic. Lower Cretaceous. Bauxite, Albioara Limestone. Primitive Orbitolinidae. Lithologic controls. Apuseni Mountains — North Apuseni Mountains-Pădurea Craiului Mountains.

Résumé

La note présente les termes de la succession stratigraphique (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) contenant des bauxites du sud des monts Pădurea Craiului, du domaine de l'autochtone de Bihor. On décrit en détail les caractères lithologiques du calcaire d'Albioara et on mentionne que ces calcaires en plus d'autres restes fossiles contenaient aussi un nombre relativement grand d'orbitolinidés primitifs.

Abstract

Preliminary Note on the Presence of Primitive Orbitolinids in the Albioara Limestone (south Pădurea Craiului — Apuseni Mts). The paper presents the terms of the stratigraphic sequence (Upper Jurassic — Lower Cretaceous) that includes the bauxites in the southern part of the Pădurea Craiului Mts, Bihor Autochthon. The lithological features of the Albioara Limestone are described in detail and the altogether unusual presence in these limestones of relatively numerous primitive orbitolinids, besides other fossil remains, is mentioned.

¹ Recue le 4 mai 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 17 mai 1985, présentée à la séance du 17 mai 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.



Les recherches géologiques des secteurs de Secătura et de Măgura situés au sud des monts Pădurea Craiului ont remporté de nouvelles données concernant les formations du toit, et surtout, du lit des gisements de bauxite du domaine de l'autochtone de Bihor. Lors des études effectuées nous avons analysé un grand nombre de carottes récupérées des forages de référence ou bien d'exploration et nous avons bénéficié aussi de l'amabilité des géologues d'IPEG Cluj-Napoca³ qui nous ont mis à la disposition le matériel de recherche. De plus, un appui substantiel revient aux collègues de l'équipe de sismique d'IGG (ing. P. Cristea et V. Manj).

Le secteur sud de Pădurea Craiului a été étudié depuis longtemps, les premiers ouvrages revenant à Răileanu (1952) sur l'extension des gisements de bauxite et à Preda (1962) pour la carte géologique du territoire de Roșia-Meziad. A compter de 1972 les monts Pădurea Craiului sont systématiquement étudiés par Patrulius, Bordea, Bordea, Mantea, Baltres et d'autres géologues pour révéler la stratigraphie de détail des dépôts carbonatés comportant des gisements de bauxite. Par conséquent, en 1983 a été dressée la carte géologique au 1/25.000 de la partie méridionale des monts Pădurea Craiului, sur laquelle est représentée la zone en discussion. A cette occasion, on a réalisé pour toute l'aire de Pădurea Craiului une carte à isobathes (au 1/25.000) au niveau du paléorelief là où se sont formées les bauxites — Bordea et al., 1983).

La succession stratigraphique carbonatée du secteur étudié comprend, sur la carte de 1983 : (1) calcaire de Farcu (Oxfordien?-Tithonique), (2) calcaire d'Albioara (Tithonique + Berriasiens), (3) bauxites (Néocomien), (4) calcaires à characées (?Hauterivien), (5) calcaires inférieurs à pachyodontes (Barremien-Aptien inférieur), (6) formation d'Ecleja (Aptien) et (7) calcaire moyen à pachyodontes (Aptien). Excepté le calcaire à characées, tous les termes ci-dessous mentionnés ont été rencontrés soit dans les leviers de surface soit dans les forages. Le calcaire à characées apparaît au-delà de la zone de Secătura, à 12 km NO environ, dans la vallée d'Albioara (versant gauche) où il a une puissance de plus d'un mètre. Vers le sud, dans la zone investiguée, ce terme s'amincit ou disparaît totalement, de sorte que les forages n'ont pas recueilli des carottes de calcaire à characées.

(1) *Le calcaire de Farcu* affleure au nord de Secătura et supporte le calcaire d'Albioara ou directement les bauxites, position relevée aussi par l'étude des forages de la zone. Il s'ensuit que l'érosion, qui a généré le paléokarst sur lequel se sont formées les bauxites, a été intense, elle enlevant parfois entièrement les calcaires d'Albioara.

Le calcaire de Farcu est un calcaire typique comportant des organismes constructifs ; il est massif, de teinte claire et de granulation moyenne. Le microfaciès est représenté par des pelsparites à rares bioclastes ou biomicrites contenant de petits fragments d'échinodermes parfois abondants ; y apparaissent aussi des coraux et d'autres hydrozoaires. Mantea (1984) cite également, pour les monts Bihor, en plus d'autres restes organiques un exemplaire de *Parurgonina coelinensis*.

La puissance du calcaire de Farcu est d'environ 35 m dans la zone étudiée.

En ce qui concerne la limite entre ce type de calcaire et le membre supérieur (calcaire d'Albioara) il est à noter, par suite des études des carottes, qu'entre ces deux faciès s'est produit un passage graduel. On a ainsi évincé la supposition de l'existence d'une discontinuité située entre les deux termes (Patrulius et al., 1976) et en même temps de la formation des bauxites sur la discordance supposée.

(2) *Le calcaire d'Albioara* fait l'objet de la présente note et c'est pour cette raison que nous allons insister sur la distribution des faciès et de leur contenu paléontologique. Ce type de calcaire (tout comme celui de Farcu) a été défini par Patrulius (in Patrulius et al., 1974). Il a une large aire d'extension, recouvrant presque tout le sud de Pădurea Craiului à partir du secteur central, aux sources de la vallée de Vida (il y a des puissances de 5 à 15 m). Plus au sud, dans la zone d'Albioara, où il a été défini, son épaisseur s'agrandit jusqu'à 70 m. Dans la partie méridionale du massif (aire étudiée) il a seulement 30 m.

Dans les zones de Secătura et de Măgura, le calcaire d'Albioara est représenté surtout par des micrites (mudstones et wackestones) de teinte gris clair ou foncé, d'habitude à rares oncoïdes disséminées, bien souvent elles font défaut. Très rarement, et spécialement dans la base ou bien à la partie supérieure du terme, apparaissent des roches à granulation grossière de type packstone ou rudstone dont les granules sont abondantes. Sporadiquement, le type packstone contient des clastes micritiques, de couleur sombre, arrondies, de diamètre inférieur à 2 mm. Le calcaire d'Albioara est un calcaire de type „lagoon“. Sa principale caractéristique est la présence des oncoïdes à divers niveaux. Dans la partie NO du secteur de Secătura, à quelques mètres au-dessous de la base du calcaire inférieur à pachyodontes, les forages ont prélevé des carottes de calcaire d'Albioara à oncoïdes d'un diamètre maximum de 8 mm, présents dans la masse de la roche en proportion de 40%. Les oncoïdes ont une forme sphérique, ellipsoïdale ou tabulaire ; la sparite présente une structure nébulitique, concentrique, relevée par des micro-couches à micrites séparées partiellement par des bandes resserées de sparite allongée ou en forme de point.

Au microscope, apparaissent souvent, dans le centre des oncoïdes, des réseaux de *Bacinella irregularis*, des fragments de bivalves, ou des lituolidés. Très rarement se distinguent des oncoïdes jumeaux ou triplés. Dans tous ces cas la matrice des oncoïdes est plus opaque que celle de la roche environnante.

Le calcaire d'Albioara est stratifié en bancs de 5 à 25 cm d'épaisseur, excepté sa partie basale, de transition vers le calcaire de Farcu dont la stratification est floue, presque inexisteante.

Les nids secondaires du calcaire d'Albioara contiennent une série de sédiments internes à détritus transporté par les eaux descendantes et un ciment de précipitation chimique. Le détritus du premier cas est constitué d'une argile silique violacée ou rougeâtre remplissant les nids de dimensions millimétriques jusqu'à centimétriques ; dans le deuxième cas, le ciment de précipitation chimique est une sparite qui remplit des nids karstiques de formes irrégulières et de petites dimensions. A cer-



tains niveaux, le calcaire d'Albioara présente de larges fissures remplies d'argile rougeâtre ; dans quelques zones (épaisseur jusqu'à 10 m) se développent des brèches à éléments comportant du calcaire noir, fin, à oncoïdes, encaissé dans des argiles rougeâtres dont leur stratification est souvent fine. Une particularité du calcaire d'Albioara est aussi la présence des stylolites à remplissage argileux.

Une variété du calcaire d'Albioara, le calcaire de Secătura se développe dans la partie nord-est du secteur de Secătura aussi bien dans des forages que dans des affleurements⁴. Il est une micrite à zones calcarénitiques, rarement calciruditiques, à intraclastes de teinte sombre, à oncoïdes rares de petites dimensions, de stratification floue, gris clair parfois teinté de crème. Le calcaire de Secătura diffère beaucoup de celui d'Albioara et ressemble au calcaire inférieur à pachyodontes. Nous l'avons égalé à celui d'Albioara suivant les critères : présence du même contenu micropaléontologique, présence des oncoïdes à micrite de couleur plus claire que la micrite contenue dans la roche, présence des stylolites à remplissage argileux jaunâtre.

Le contenu micropaléontologique des calcaires d'Albioara des secteurs de Secătura et de Măgura est beaucoup plus varié et fréquent que celui du calcaire de la colline d'Albioara, là où l'on a défini ce terme. Là-dessus, nous avons constaté dans la moitié supérieure de la pile de calcaire la présence relativement fréquente des orbitolinidés primitifs, de nombreuses textulariidés de petite taille, de rares milio-lidés, ostracodes, nodosariidés, hydrozoaires (*Cladocoropsis* et *Spongiomorpha*), lituolidés (*Pseudocyclammina*), de rares algues dasycladacées („*Pianella*“) et codiacées (*Cayeuxia*), d'algues incrustantes (*Baccinella irregularis*), de gastropodes de petite taille à coquille ornée, de fragments de bivalves à test légèrement robuste et sporadiquement des restes d'échinodermes. En 1984 Mantea citait dans la vallée de Someșul Cald (monts Bihor) : *Cayeuxia moldavica*, *C. atanasiui*, *Pseudocyclammina* aff. *lituus* et *Salpingoporella pygmaea*, sans préciser le niveau d'où ces microfossiles ont été prélevés.

Nous allons ci-dessous discuter la position des roches où se développent quelques-unes des fossiles susmentionnés et surtout des orbitolinidés primitifs. Pour cela, nous avons procédé à une coupe géologique (fig. 2) et à une colonne stratigraphique d'un forage de référence, toutes les deux dans le secteur de Secătura (leur position est représentée sur la figure 1) ; on y dénote que les points d'où ont été recueillis les microfossiles sont situés soit au-dessous des lentilles de bauxite, soit au-dessous de la base du calcaire inférieur à pachyodontes, c'est-à-dire le calcaire d'Albioara. Les calcaires à oncoïdes et à orbitolinidés primitifs ont la même position dans le secteur de Măgura étudié, mais jusqu'à présent les forages n'ont pas intercepté des lentilles de bauxite.

Nous allons également présenter quelques considérations sur les orbitolinidés, pas encore déterminés. Nous avons dénommé ces organismes „orbitolinidés primitifs“ et non pas orbitolinidés proprement-dits, tenant compte de la structure de l'appareil embrionnaire, selon Schroeder (1975). Du fait de la consistance des micrites englobant les microfossiles nous n'avons pas réussi à les détacher de la roche ; toutefois nous avons obtenu presque 100 sections minces de ces foraminifères.

fères par la méthode des sections séries contrôlées. Sur les planches I et II on a figuré quelques-uns des exemplaires analysés⁵. Les hauteurs (H) des formes présentées oscillent entre 2,1 et 1,7 mm et le grand diamètre (D) entre 1,6 et 0,9 mm ; les valeurs du rapport H/D sont

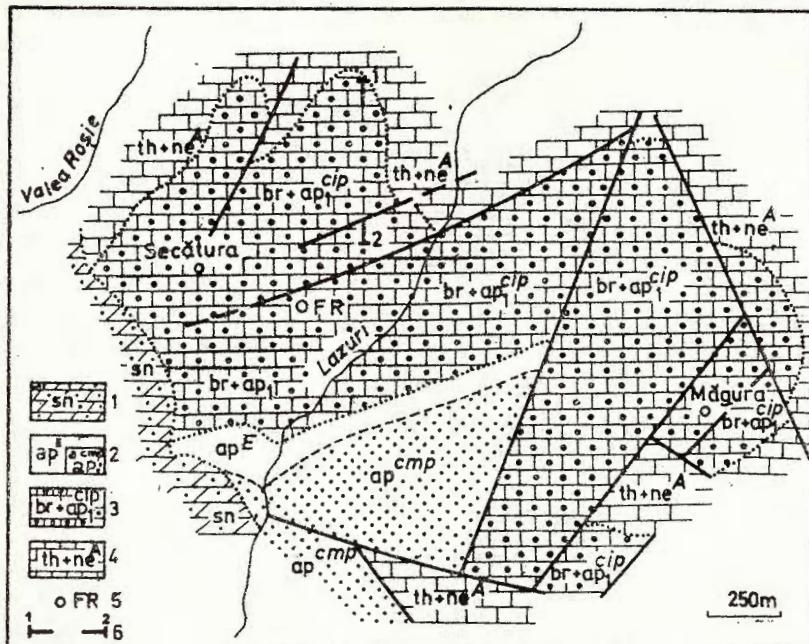


Fig. 1. — Esquisse géologique des secteurs Secătura et Măgura.
1, sn, grès et marnes sénoniennes ; 2, formation d'Ecleja (Aptien) : ap^E, marnes et marnes siltyques, (a), ap^{CIP} calcaires moyens à pachiodontes ; 3, br+ap^{CIP} calcaire inférieur à pachiodontes (Barremien-Aptien inférieur) ; 4, th+ne^A calcaire d'Albioara (Tithonique-Néocomien) ; 5, FR forage ; 6, I à 2, coupe géologique de détail en fig. 2.

comprises entre 1,9 et 1,3 mm. Un seul exemplaire (pl. II, fig. 1) haut de 1,5 mm et à diamètre de 0,6 mm a le rapport H/D supérieur à 2,1 mm. La structure de la paroi externe n'est pas de type „kéro-thécal“ tout comme à *Parurgonina coelinensis* Cuviller. Foury et Pignatti Morano (Schroeder et al., 1975) ; il paraît que l'exemplaire de la IIème planche (fig. 1) dont la paroi externe a une structure diffuse fait exception.

Presque toutes les formes présentent des tendances hélicoïdales dans l'arrangement des loges anciennes du tiers supérieur et rectiligne dans la partie inférieure. Une particularité toujours constante est la non-division des septes et des toits dans les zones marginales (externes) fait qui les confère le caractère de primitivité.

Les foraminifères ci-dessus mentionnés tout comme les autres restes fossiles pourraient préciser l'âge exacte de toute l'intervalle

stratigraphique noyé dans la pile du calcaire d'Albioara (considéré jusqu'à présent tithonique, éventuellement berriasiens). La partie supérieure de ce calcaire peut comporter aussi des dépôts plus jeunes jusqu'à ceux barrémiens inférieurs. Les dépôts valanginiens à *Simplorbito-*

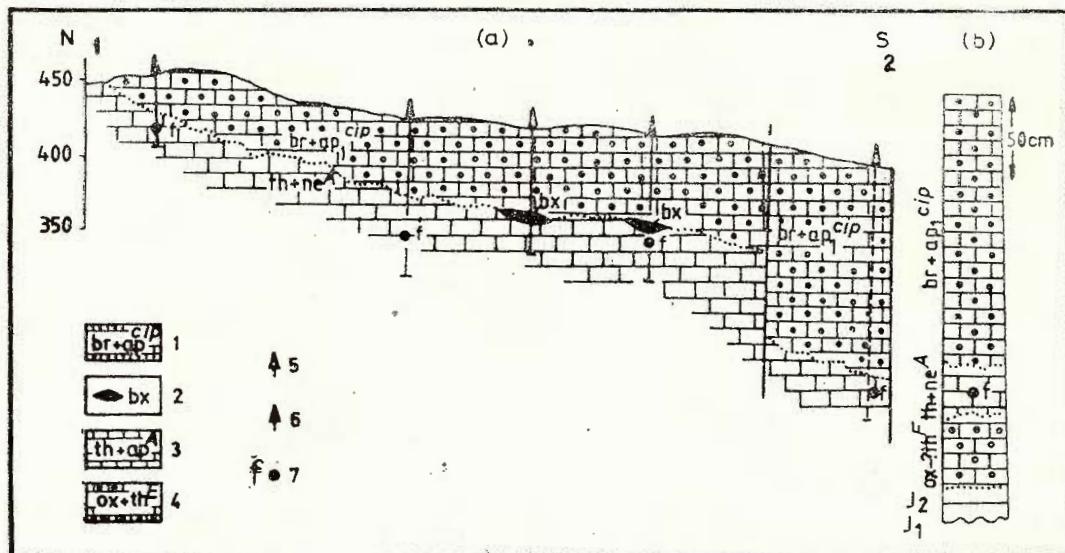


Fig. 2 — Section géologique à travers l'est du secteur Secătura (a) et coupe stratigraphique à travers un forage de référence situé à la partie centrale du même secteur (b).

1, br+ap^{cip} calcaire inférieur à pachyodontes (Barrémien-Aptien inférieur); 2, bx, bauxites (Néocomien); 3, th+ne^A calcaire d'Albioara (Tithonique-Néocomien); 4, ox+th calcaire de Farcu (Oxfordien?-Tithonique); 5, forages; 6, forages projetés d'au dehors de la ligne de profile; 7, f, points à orbitolinidés primitifs.

lina? milliani ont été mentionnés par Schroeder en Espagne ; la même année Schroeder et al. reconnaissaient *Paleodyctioconus cuvillieri* dans des dépôts hauteriviens supérieurs ou bien barrémiens inférieurs. Moullade cite dans les dépôts barrémiens de la France (1960) des orbitolinidés de type *Coskinolina sunnilandensis*, *Orbitolinopsis cuvillieri*, *O. flandrina*; Fourny et Moullade (1966) signalent dans les dépôts de même âge *Meyendorffina* (*Paracoskinolina*) *jourdanensis* et *Urgonina protuberans*, et en 1969 Schroeder et al. citent plusieurs formes parmi lesquelles ils mentionnent aussi *Urgonina cf. alpillensis*.

Ces données attestent l'âge des bauxites de l'autochtone de Bihor ; il peut être donc valanginien, hauterivien ou même barrémien inférieur. L'existence des orbitolinidés au-dessous du niveau des bauxites exclut le critère de base de la prospection et de l'exploration des bauxites, selon lequel tout calcaire comportant des orbitolinidés se situe au-dessus des bauxites.

Le calcaire inférieur à pachyodontes représente un faciès typiquement urgonien qui recouvre, d'une manière discordante, le calcaire

d'Albioara, la bauxite ou bien le calcaire de Farcu. Il est constitué de micrites, dismicrites ou calcarénites grises bien stratifiées ; parfois se développent des micrites à rares oncoïdes disséminés ; les derniers à la différence de ceux du calcaire d'Albioara ont une couleur plus foncée que la matrice englobante. La lamination fenestrale est présente à divers niveaux.

Le calcaire inférieur à pachyodontes des secteurs de Secătura et de Măgura est relativement pauvre en restes fossiles ; nous n'avons remarqué aucun niveau où les coquilles de pachyodontes forment des lumachelles (par exemple autres zones des monts Pădurea Craiului). Les miliolidés, abondants d'habitude, se développent en nombre relativement réduit, parfois ils font défaut. Le calcaire inférieur à pachyodontes contient aussi des algues calcaires, des gastéropodes, des bivalves à test mince, des textulariidés et de rares fragments d'échinodermes ; des orbitolines de type *Palorbitolina* et *Orbitolinopsis* mentionnés dans la partie supérieure de ce calcaire (Patrulius et al., 1977), n'apparaissent pas dans la zone étudiée. Le calcaire inférieur à pachyodontes atteint une puissance maximum (200 m) au sud de la zone en question.

La formation d'Ecleja est constituée surtout des marnes et des marnes siltyques de teinte sombre, reposant transgressivement sur le terme inférieur. Ces roches comportent une intercalation épaisse, lenticulaire, de calcaires de type urgonien, à rare pachyodontes considérées à représenter jusqu'à présent un terme supérieur de la formation d'Ecleja et connu sous le nom de „calcaire moyen à pachyodontes“. Suivant les ammonites de la base, la formation d'Ecleja débute soit en Gargasien (secteur central des monts Pădurea Craiului) soit en Bedoulien supérieur (secteur septentrional des monts Pădurea Craiului). Au sud du massif (à Secătura et à Măgura) la partie détritique de la formation d'Ecleja située au-dessous du calcaire moyen à pachyodontes a une épaisseur de presque 70 m, et le calcaire moyen à pachyodontes de 120 m d'épaisseur environ.

Conclusions

La note présente des termes composants de la succession stratigraphique (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) qui contient les bauxites du secteur méridional des monts Pădurea Craiului (autochtone de Bihor). On y décrit en détails le calcaire d'Albioara et on mentionne autre d'autres restes fossiles la présence d'un nombre assez grand des orbitolinidés primitifs.

La position du calcaire d'Albioara, calcaire contenant les foraminifères susmentionnés, au-dessous du calcaire inférieur à pachyodontes et des bauxites, est trouvée par l'étude des carottes prélevées des forages.

La présence des orbitolinidés dans le calcaire d'Albioara met en discussion l'âge de celui-ci et des bauxites surmontantes. Vu le caractère de note préliminaire du présent ouvrage la microflore et la macrofaune n'ont pas été jusqu'à présent déterminées. L'âge de l'association serait attesté pour la partie supérieure du calcaire d'Albioara entre le Tithonien supérieur et le Barrémien inférieur y compris.

Dans les notes antérieures la présence des orbitolinidés indique un faciès urgonien, situé donc au-dessus des bauxites ; ce critère de

prospection et d'exploration n'est plus valable du fait de nos observations qui ont relevé que les orbitolinidés se développent également au-dessous du niveau des bauxites.

³ Nous remercions vivement les spécialistes d'IPEG Cluj-Napoca, chantier de Secătura, pour les importantes informations qui nous ont permis d'élaborer cette note (Cociuba I., Ionescu G. et Amrain G.).

⁴ Affleurements indiqués par I. Cociuba et Ionescu G. d'IPEG Cluj-Napoca, chantier de Secătura.

⁵ Les photographies ont été réalisées par Camelia Tomescu à qui nous adressons nos remerciements.

BIBLIOGRAPHIE

- Bordea S., Bordea J., Popescu I., Popa E. (1983) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Dragastan O., Istocescu D., Diaconu M. (1966). Étude du niveau à Charophytes d'âge crétacé inférieur des Monts Pădurea Craiului. *Rev. de Micropal.*, 9, 1, p. 23-28, Paris.
- Fourny G., Moullade M. (1966) Orbitolinidae nouveaux du Barrémien (faciès urgonien) des Alpilles Bouches-du-Rhône. *Rev. de Micropal.*, 8, 4, p. 249-257, Paris.
- Mantea Gh. (1984) Cercetări geologice în bazinul superior al Someșului Cald, Munții Bihor. Rezumatul tezei de doctorat. *Univ. „At. I. Cuza“*, Iași.
- Moullade M. (1960) Les orbitolinidae des microfaciès barrémiens de la Drôme. *Rev. de Micropal.*, 3, 3, p. 188-198, Paris.
- Patrulius D., Mantea Gh., Bordea S., Bordea J., Popa E., Ștefănescu M. (1974) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Mantea Gh., Bordea S., Bordea J., Baltres A., Ștefănescu M. (1976) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
 - Bordea S., Bordea J., Mantea Gh., Avram E., Baltres A. (1977) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
 - Bordea S., Avram E. (1982) La brèche de Gugu — un exemple de contrôle tectonique de la sédimentation sur une plate-forme carbonatée barrémobedoulienne (Pădurea Craiului — Monts Apuseni). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4, p. 109-117, Bucureşti.
 - Bordea S., Bordea J., Mantea Gh. (1983) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Preda I. (1962) Studiu geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului). Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.
- Răileanu Gr. (1957) Cercetări geologice în regiunea Roșia (Munții Pădurea Craiului). *Anal. Univ. „C. I. Parhon“*, Științele naturii, 9, Bucureşti.
- Schroeder R. (1968) Sobre algunos foraminíferos del Valanginense de la Sierra de Valdancha (provincia de Castellón). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 66, p. 311-318.
- Charollais J., Conrad M. (1969) Neunter Beitrag über die Foraminiferen der Unterkreide der Gegend von Genf. Weitere Studien an Orbitoliniden des Urgons. *Arch. des Sciences*, p. 92-104, Genève.

- Guellal S., Vila Jean-Marie (1975) Parurgonina coelinensis Cuviller, Foury, Pignatti Morano 1968 dans le Malm du Djebel Téioualt (Constantinois-Algérie). *Eclogae geol. Helv.*, 68/2, p. 319-326, Bâle.
- (1975) General evolutionnary trends in Orbitolinás (I). *Rev. Espanola de Micropal.*, p. 117-128, Madrid.

**NOTĂ PRELIMINARĂ
PRIVIND PREZENȚA UNOR ORBITOLINIDE PRIMITIVE
ÎN CALCARUL DE ALBIOARA**

(Rezumat)

Cercetări recente întreprinse în sudul Munților Pădurea Craiului pentru stabilirea succesiunii carbonatice din baza și de deasupra bauxitelor situate în domeniul autohtonului de Bihor au relevat caractere litologice și în special conținuturi în microfosile de mare interes pentru descifrarea stratigrafiei teritoriului Munților Apuseni, la nivelul limitei Jurasic/Cretacic.

În lucrare sunt prezentate termenii care constituie intervalul Oxfordian-Aptian, descriindu-se pe larg calcarul de Albioara care se află situat sub nivelul bauxitelor. Un facies lateral al calcarului de Albioara este calcarul de Secătura; acesta este reprezentat prin micrite cu zone calcarenitice sau calciruditice cu foarte rare oncoide diseminate. Litologic calcarul de Secătura se asemănă cu calcarul inferior cu pahiodonte, conținutul micropaleontologic este însă identic cu cel din calcarul de Albioara; asociațiile de resturi fosile întâlnite în acestea, și în special orbitolinidele primitive nu sunt încă determinate. Exemplarele observate în jumătatea superioară a calcarului de Albioara sunt comparabile cu forme citate în depozite fie tithonice, fie neocomiene sau barremiene. Se trage concluzia că orbitolinidele sunt prezente și sub nivelul bauxitelor, și nu numai deasupra lor, cum era considerat pînă acum.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1-4 — Orbitolinidés primitifs, coupes sous-axiales. $\times 40$.

Planche II

Fig. 1, 2 — Coupes sous-axiales. $\times 40$.

Fig. 3 — Coupe tangentiale à travers la zone externe. $\times 40$.

Fig. 4 — Coupe sous-axiale. $\times 40$.

Fig. 5 — Coupe transversale. $\times 40$.





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

CALPIONELLIDS AND AGE OF SOME BASINAL DEPOSITS OF THE RARĂU SYNCLINE (EAST CARPATHIANS)¹

BY

GRIGORE POP²

Calpionellid zones and subzones. Aptychus Beds. Pojorita Beds. Stratigraphic boundary. Lithofacies. Basinal sedimentation. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic Zone. Rarău Syncline.

Abstract

The studied sequences of Aptychus Beds (right slope of the Moldova Valley, east of Pojorita) and of the Pojorita Beds (carbonate interval, Valea Seacă, Cimpulung Moldovenesc) of the Bucovinian Nappe are made up of more or less argillaceous and (or) silty micrites and biomicrites (pelagites/hemipelagites), sandy allogenic limestones of packstone, wackstone and grainstone type and hybrid carbonate calcarenous and calcareous sandstones (mainly turbidites) and interbedded carbonate shales (hemipelagites, locally probably contourites).

These sequences contain calpionellids characteristic of the Crassicollaria (pro parte) and Calpionella (Calpionella alpina — Remaniella Subzones) standard Zones, indicating their Upper Tithonian and Lower Berriasian age, the boundary between the two stages being placed here at the boundary between the Crassicollaria and the Calpionella Zones (= Jacobi Zone base).

The facies of these deposits suggests a basinal slope area of sedimentation, situated above the CCD, where the deposition of pelagic carbonate and hemipelagic sediments was episodically accompanied by the accumulation of carbonate and terrigenous sediments originating in an adjoining carbonate platform and continental areas respectively, especially through turbidity currents and possibly bottom (thermohaline) ones.

¹ Received on May 29, 1985, accepted for communication and publication on May 31, presented in meeting of May 31, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.



Résumé

Les Calpionelles et l'âge de certains dépôts bassinaux du synclinal de Rarău (Carpates Orientales). Les séquences étudiées de couches à *Aptychus* (versant droit de la vallée de Moldova, à l'est de Pojorita) et de couches de Pojorita (intervalle carbonatique, Valea Seacă, Cimpulung Moldovenesc) de la nappe Bucovinienne sont constituées de micrites et biomicrites plus ou moins argileuses et (ou) siltiques (pélagites/hémipelagites), calcaires allodapiques gréseux de type packstone, wackstone et grainstone et grès carbonatiques hybrides (surtout turbidites) et des argilo-siltites carbonatiques (hémipelagites, localement, probablement des contourites) interstratifiées.

Ces séquences contiennent des Calpionelles caractéristiques aux zones standard à *Crassicollaria* (pro parte) et *Calpionella* (sous-zones à *Calpionella alpina* — *Remaniella*) qui indiquent leur âge tithonique supérieur et berriasiens inférieurs dans ce cas ; la limite entre les deux étages est placée à la limite entre les zones à *Crassicollaria* et à *Calpionella* (= base de la zone à Jacobi).

Le faciès de ces dépôts suggère un milieu marin profond de sédimentation mais au dessus de la CCD, de pente bassinale, où la déposition des sédiments pélagiques carbonatiques et hémipelagiques était accompagnée épisodiquement par l'accumulation des sédiments carbonatiques et terrigènes originaires dans des aires de plate-forme carbonatique et respectivement continentale avoisinantes, surtout par l'intermédiaire des courants de turbidité et éventuellement par des courants de fond (thermohalynes).

In the suite of Mesozoic formations of the Bucovina Nappe in the Rarău Syncline, Calpionellid-bearing deposits have been known for long and have been delimited especially as "Aptychus Beds" and "Pojorita Beds".

In the course of time these deposits have been described under various names, defining more or less important sequences, and have been referred to various chronostratigraphic intervals based especially on the Aptychus fauna.

Mentioned for the first time by Paul (1982), they have been subsequently described as Lower Neocomian "Aptychus Schists" (Paul, 1876), "Aptychus Beds" of Tithonian — Neocomian (Uhlig, 1903), Tithonian — Berriasiens (Turculeț, 1963) or Upper Oxfordian — ? Berriasiens age (Turculeț, 1964, 1970, 1971, 1977 ; Turculeț and Grasu, 1971), "red schists in the base of the Sinaia Beds, Berriasiens — Hauerivian in age (Kräutner, 1930), "Pojorita — Lunca Beds" of Berriasiens — Lower Hauerivian age (Băncilă, 1958), "Aptychus Beds" and "calpionellid-bearing limestones" (pro parte) of Valanginian — Hauerivian age (Ilie, 1960), Berriasiens "mudstones, siltstones and sandstones" and a "calcareous pre-flysch", including Aptychus Beds of Valanginian — Lower Hauerivian age (Popescu and Patrulius, 1964) and the Kimmeridgian — Valanginian "flyschoid series" (Mutihac, 1968) ; in 1973, Săndulescu conferred a restricted sense to the "Aptychus Beds" and assigned them to the Tithonian — Valanginian. At the same time he separated the "Pojorita Beds", referred to the Tithonian and the Berriasiens. All



this was resumed in the subsequent papers (Săndulescu, 1974, 1976; Săndulescu et al., 1976) and equally admitted by other authors (Patrulius et al., 1976; Patrulius et al., 1981). Some other references to these deposits are found in certain papers on the correlation of the Mesozoic formations of larger Carpathian areas.

Calpionellids are encountered only in certain sequences of the Aptychus Beds and the Pojorita Beds. Their study offers certain biostratigraphic specifications concerning the two lithostratigraphic entities, as at present the calpionellids represent the main group of planktonic microorganisms on the basis of which the Tithonian — Valanginian calcareous formations can be minutely dated from the biochronologic point of view.

Like other fossil organisms, the calpionellids were used to a greater or lesser extent for assigning the age of the basinal deposits under consideration, but with the biostratigraphic significance they had at the epoch (Murgeanu and Filipescu, 1937; Băncilă, 1958; Ilie, 1960; Filipescu and Dragastan, 1963; Popescu and Patrulius, 1964; Turculeț, 1964, 1970, 1971; Săndulescu, 1973, 1974, 1976; Săndulescu et al., 1976; Patrulius et al., 1976; Patrulius et al., 1981).

Aptychus Beds

The calpionellids from the Aptychus Beds have been systematically studied in two sequences of the right slope of the Moldova Valley that appear in the base of certain scales of the Bucovina Nappe, where their lower boundary is, therefore, of tectonic nature. The main sequence (32 m thick) considered representative makes up a (westward) backward overturned anticline and is unconformably and transgressively overlain by the Upper Barremian — Albian deposits of Wildflysch type; the second sequence (19 m thick) crops out some 100 m south, in the same slope, and unconformably supports the Muncelu Conglomerates assigned to the Hauterivian and possibly to the Lower Barremian (Săndulescu, 1976).

The basal part of the main sequence, prevailingly consisting of sandstones and calcarenites, was sampled in the eastern slope of the anticline, starting from its axis, on a diagonal direction coinciding in the outcrops with the direction perpendicular on the contour line (samples 75 — 91); the rest of the sequence was sampled in the western slope of the same structure (samples 92 — 137). As a consequence of folding, the beds of this anticlinal structure thin up sometimes or form boudins, so that small paracontinuous intervals can appear in the reconstituted sequence, probably without importance for the age-assignment of the Aptychus Beds.

Lithological aspects. The Aptychus Beds of the two sequences mainly consist of limestones represented by grey, grey-greenish and reddish or red-dark red micrites and biomicrites, more or less argillaceous, thin (decimetric) bedded, irregularly interbedded or including well individualized submetric up to decimetric intercalations of fine to coarse, sometimes microruditic, packstones, wackstones and



grainstones. Beds of both calcarenaceous and calcareous sandstones are subordinately found, representing a hybrid type of sandstone containing terrigenous clasts associated with various carbonate grains and cement (Fig. 1, 2).

The frequently argillaceous micrites and biomicrites (marly limestones), passing sometimes to schistous, calcareous shales, almost always contain calcitized radiolarians that are encountered in a great number sometimes; in certain intervals there also occur some other planktonic microorganisms (stomiospheres, calpionellids, *Globochaete alpina*, extremely rarely *Saccocoma* fragments and very rarely bentonic foraminifera. As for the macrofauna from such limestones, it is almost exclusively represented by ammonite opercules. Sometimes in the composition of these rocks also enters a terrigenous silty fraction usually made up of quartz and muscovite.

The packstones, wackstones and grainstones have a marked allo-dapic turbidite character and are made up of carbonate grains, almost always associated with a more or less important terrigenous fraction. The carbonate particles consist of calcitic monocrystalline echinoderm fragments (often abundant), peloid elements, fragments of calcareous algal crusts and alga thalluses, benthonic foraminifera, coral and bivalve fragments, sometimes with minimicritic envelopes (cortoids), rare, usually micritized ooids and oncoids: besides these grains, micritic and biomicritic intraclasts are frequently noticed, containing planktonic microorganisms, including calpionellids. The terrigenous fraction is made up of mono- and polycrystalline quartz, plagioclases and potash feldspars, muscovite, lithic grains of various types of quartzites, gneisses, chloritous schists, basaltoid rocks, garnet sometimes, mostly calcitized pyroxenes and amphiboles.

In the investigated sequences, a greater frequency of medium- and coarse-grained allo-dapic limestones is noticed, with both carbonate and terrigenous grains generally poorly sorted, angular and subangular, sometimes graded-bedded and gradually passing to micrites and biomicrites.

Corresponding to the mentioned carbonate fabrics the grain binder is made up of pelagic micrites, sometimes partially passing to microsparite, quite irregularly distributed in the packstones, fibroradial crusts — locally covering the quartz grains as well, and coarse sparite as (neomorphic) pseudosparite and orthosparite, the last one especially in grainstones; on the echinoderm bioclasts, there are almost always syntaxial calcitic overgrowths which greatly contribute to the allo-dapic limestone lithification.

Calcareous and calcarenaceous sandstones accidentally appear in the studied sequences containing essentially the same type of terrigenous and carbonate grains identified in the allo-dapic limestones, but in proportions adequate to these rocks and a similar, almost exclusively carbonate matrix.

Aptychus Bed also appear under the form of an exolistolith in the Wildflysch deposits together with other blocks of limestones of boundstone fabric.



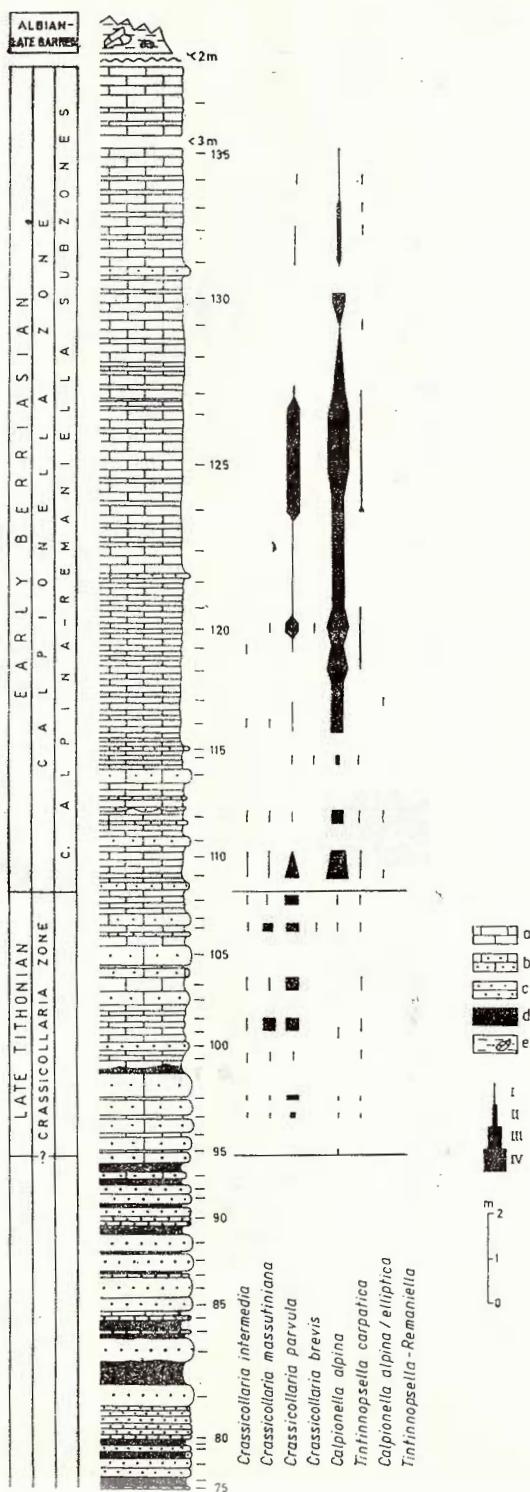


Fig. 1 — Distribution of calpionellids in the Aptichus Beds of the right slope of the Moldova Valley (backward overturned anticline): a — micrites — biomicrites, b — sandy alloclastic limestones (packstones, wackestones, grainstones), c — hybrid carbonate sandstones, d — carbonate argillaceous siltstones, e — Wildflysch deposits with exolistolites (Upper Barremian — Albian). Frequency of calpionellids. I — very rare, II — rare, III — frequent, IV — abundant.

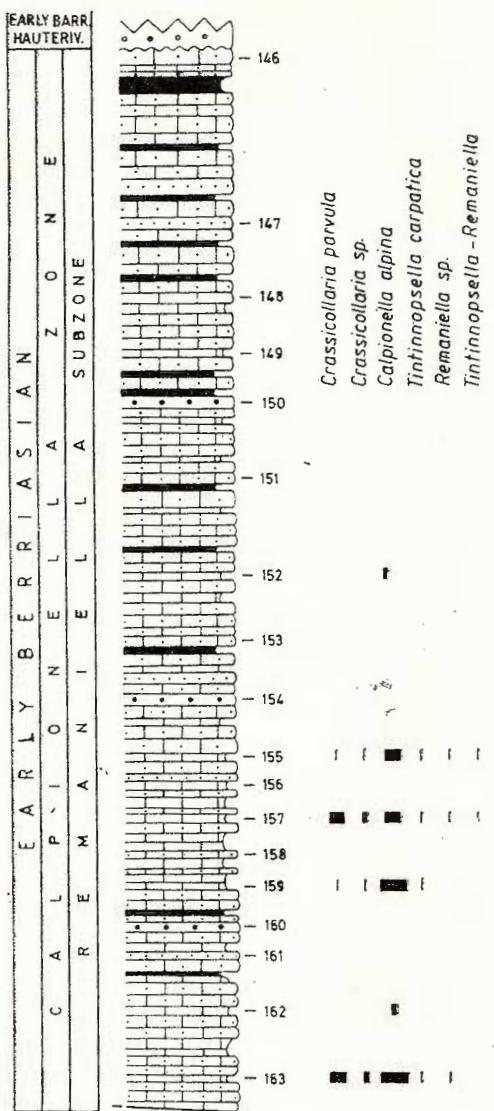


Fig. 2 — Distribution of calpionellids in the Aptichus Beds of the right slope of the Moldova Valley.

a — micrites — biomicrites, b — carbonate argillaceous siltstones, c — sandy allodapic limestones (packstones, wackestones, grainstones), d — carbonate sandstones, e — fine conglomerates, f — Muncel Conglomerates (Hauterivian — ?Lower Barremian), g — tectonic boundary. Calpionellid frequency: I — very rare, II — rare, III — frequent, IV — abundant.

Microbiostratigraphic data. Although there are fewer calpionellids than in the Maiolica or Biancone type limestones (in Romania, for instance, Marila Limestones, Banat) and many of them are poorly preserved, their distribution, systematically followed, gives the possibility of recognizing some standard zones and subzones and consequently the biostratigraphic zonation of the Aptichus Beds.

Other organisms, such as the stomiospheres, can indicate only in broad lines the age of these deposits, the biozones proposed so far needing further checkings and calibrations against those of ammonites and calpionellids.

In the basal part of the sequence in the Gura Sadovei anticline (the first 8 m), where allodapic limestones prevail with subordinate interbeds of calcarenaceous sandstones, grey and reddish micrites and calcareous shales, there were found only extremely rare *Saccocoma* sp. and *Globochaeta alpina* Lombard specimens, with the exception of its uppermost levels, where frequent stomiospheres occur.

The next interval, 5 m thick (samples 97 — 108), mostly represented by micrites and grey, rarely reddish argillaceous micrites with few interbedded allodapic limestones, contains a calpionellid assemblage characteristic of the Crassicollaria Zone (Allemand et al., 1971), corresponding to the Uppermost Tithonian. This association includes, in the decreasing order of their frequency, *Crassicollaria parvula*, *Cr. brevis*, *Calpionella alpina* (very rare) and *Tintinnopsella carpatica* (very rare small forms also known as *T. remanei* Borza); many specimens of the *Crassicollaria* genus cannot be specifically determined (Fig. 1; Pl. I).

In the remaining part of the sequence, more than 19 m thick, with reddish micrites and biomicrites prevailing at the lower part and grey and reddish ones at the upper part, calpionellids specific of the Calpionella Zone (Lower Berriasian) appear (*Calpionella elliptica* Subzone exclusively) such as *Calpionella alpina*, morphologically varied and often abundant, *Crassicollaria parvula* (rare-very rare) and *Tintinnopsella carpatica* (small, very rare forms); at the lower part of this interval, very rare specimens of *Crassicollaria massutiniana*, *Cr. intermedia* and *Cr. brevis* still persist, while at its upper part, there sporadically appear specimens of the *Tintinnopsella* — *Remaniella* group, with the col poorly preserved and *Calpionella alpina* / *elliptica* — an intermediate form between the two species. Considering the presence of certain specimens with parabolic lorica of *Remaniella* type, it can be admitted that this interval only represented the *Calpionella alpina* and *Remaniella* Subzones (see Pop, 1974; Remane et al., 1986) of the *Calpionella* Zone. Although mentioned in literature, typical *Calpionella elliptica*, characterizing the subzone with the same name at the upper part of the *Calpionella* Zone, has not been encountered in this sequence. It is likely that *Calpionella elliptica* was taken for *Calpionella alpina* / *elliptica*, a homeomorph sporadically appearing as early as the base of the *Calpionella* Zone.

In the Aptychus Beds sequence overlain by Muncelu Conglomerates (Fig. 2) there are only calpionellids characterizing the *Calpionella alpina* and *Remaniella* Subzones (*Calpionella* Zone) that cannot nevertheless be delimited from each other. The Calpionellid assemblage from this sequence is made up of *Calpionella alpina*, morphologically diverse and dominant, *Crassicollaria parvula* (rare), *Tintinnopsella carpatica* (small, very rare forms), *Remaniella* sp. (very rare) and sporadically specimens from the *Tintinnopsella* — *Remaniella* Group.

In the olistoliths of the Aptychus Beds identified in the Wildflysch deposits, at two different levels, there appear rare specimens of *Calpionella alpina* and *Tintinnopsella carpatica* (small forms), indicating, in all probability, equally the Lower Berriasian (*C. alpina* and *Remaniella* Subzones).



The calpionellids from the investigated sequences of Aptychus Beds indicate, therefore, the Upper Tithonian-Lower Berriasan age (for the intervals where they have been found). The basal part of these deposits (8 m thick), devoid of calpionelles, is probably of Upper Tithonian age (?). In the age estimations we considered here the Tithonian — Berriasan boundary, Jurassic — Cretaceous included, the base of the Jacobi — Grandis combined zone, in conformity with the recommendations of the International Symposium on the Jurassic — Cretaceous boundary, Lyon — Neuchâtel, 1973, practically corresponding to the boundary between the Crassicollaria and the Calpionella standard Zones.

In the Aptychus Beds of the Muncelu Brook an association was identified containing *Tintinnopsella carpatica*, *Calpionellopsis simplex* and *Calpionellites darderi* (Săndulescu, 1973), the last two species characterizing the Upper Berriasan (pro parte) and the Lower Valanginian respectively. If no errors were made when identifying these species, the Aptychus Beds of the Rarău Syncline are of Tithonian — Valanginian age (see Săndulescu, 1973, 1976).

The Aptychus fauna encountered in these deposits was for a long while the main paleontological element in assigning their age but it is difficult to find out the old sampling points. Nevertheless the Aptychi species mentioned by Săndulescu et al. (1976) can be correlated with the calpionellid zones; so, from the upper third of the sequence in the backward overturned anticline *Punctaptychus* gr. *A. punctatus* (Vollz); *Lamellaptychus* gr. *A. beyrichi* (Opp.) and *L. gr. B. lamellosus* (Park) im Trauth var. *gracilicosta* were found out and from the second sequence (Fig. 2) *Lamellaptychus* gr. *A. beyrichi* (Opp.), *L. gr. C. cf. lithographicus* (Opp.) and *Punctaptychus* gr. *A. punctatus* (Vollz). Therefore, the species of both assemblages were found in sequence corresponding to the *C. Alpina* — *Remaniella* Subzones (Calpionella Zone), characterizing the Lower Berriasan.

Pojorita Beds

The Pojorita Beds were separated from the Aptychus Beds on the basis of the facies difference, which also permitted the delimitation of the Sadova Digitation in the frontal part of the Bucovinian Nappe (Săndulescu, 1973).

These deposits were systematically investigated in the Valea Seacă sequence (Cimpulung Moldovenesc) between the outcrops of Sinaia Beds (Ceahlău Unit), downstream, and the outcrops of Middle Triassic dolostones, upstream. Generally well but discontinuously exposed, this sequence, of more than 500 m apparent thickness, makes up a monoclinal sequence dipping steeply north-east (downstream), representing the backward overturned slope of a major synclinal fold; the last part of the sequence, between the confluence of Valea Seacă with a small right tributary and the outcrops of Triassic dolostones, about 65 m thick, is probably delimited by longitudinal faults.

In other parts of the Rarău Syncline, the Pojorita Beds overlie the Triassic sediments and their metamorphic basement (Tulghes and Bretila — Rarău Series) and conformably support oncoidic calcarenites bearing cherts assigned to the Valanginian (Săndulescu, 1976).





Fig. 3 — Distribution of calpionellids in the Pojorita Beds (carbonate interval), downstream of Valea Seacă.
 a — micrites-biomicrites,
 b — sandy alloclastic limestones (packstones, wackestones, grainstones). Frequency of calpionellids: I — very rare, II — rare, III — frequent, IV — abundant, calpionellids: 1 — *Crassicollaria parvula*, 2 — *Cr. massutiniana*, 3 — *Cr. intermedia*, 4 — *Cr. brevis*, 5 — *Calpionella alpina*, 6 — *Tintinnopsella carpatica*, 7 — *Remaniella*, sp., 8 — *Calpionella alpina/elliptica*, 9 — *Tintinnopsella* — Remaniella Group.

The analyzed sequence has plicative deformations of a secondary order, probably accompanied by faultings, so that it is difficult to reconstitute the normal succession and its thickness.

Lithological aspects. In the Valea Seacă sequence there appear, from the bottom upstream, four successive intervals with different lithological aspects, which in fact had already been noticed (Sândulescu et al., 1976; Patrulius et al., 1981).

The first interval, amounting to about 150 m thickness, is prevailingly made up of silty mudstones and more or less argillaceous siltstones alternating, often rhythmically, with fine to medium-grained calcareous sandstones in decimetric and subdecimetric beds; the carbonate feature of the sandstones is determined both by the binder nature — calcitic, sometimes argillaceous micritic with calcitized radiolarians — and especially by the presence of allochemical grains (bioclasts of echinoderms, bivalves, calcareous algae, foraminifera, peloids etc.) that accompany their terrigenous components which are dominant (quartz, potash feldspars and plagioclases, muscovite, lithic quartzite grains of several types etc.).

The second interval (about 120 m thick) is practically a carbonate one, consisting of micrites and biomicrites, sometimes slightly argillaceous and/or silty, whitish, grey, rarely violaceous in colour, with planktonic microfauna, calcitized radiolarians, abundant sometimes, calpionellids, stomiospheres, *Globochaete alpina* and rare benthonic foraminifera: these limestones made up thin (decimetric) beds, at certain levels with concretionary, lenticular or stratiform cherts containing fine to coarse allodapic limestone interbeds and grey, sometimes violaceous calcareous shales.

The allodapic limestones have packstone, wackestone and grainstone type fabrics and occur as decimetric, rarely submetric beds. Two detrital fractions participate in their composition: a dominant carbonate one and a subordinate terrigenous one. The carbonate fraction consists of calcite pieces of echinoderms, sometimes with micrite envelopes, calcareous algae, peloid particles — in many cases representing micritized bioclasts, benthonic foraminifera, rare oncoids and ooids and frequent intraclasts bearing calcitized radiolarians and at some levels calpionellids and/or stomiospheres. The terrigenous fraction consists of generally poorly sorted angular or subangular grains of quartz, feldspars (potash, plagioclases) constantly of muscovite and lithic particles of quartzites and gneisses. The binder of the detrital material, very irregularly distributed in the limestones, is made up of micrite, including planktonic microorganisms, microsparite, sparite, syntaxial overgrowths on the monocrystalline calcite grains and fibroradial calcite crusts.

The third interval (about 160 m thick), is made up of calcareous and calcarenaceous sandstones and fine to medium, sometimes coarse-grained allodapic limestones, in thin, decimetric and subdecimetric beds, interbedded, at certain levels, with submetric ones. The shares of sandstones and limestones are variable from an interval to another.



The detrital material in these rocks is similar in nature with that of the allodapic limestones in the previous intervals, the differences resulting from the share of the carbonate and the terrigenous fractions corresponding to sandstones and allodapic limestones; but there is also a notable exception, namely the absence of calpionellids-bearing intraclasts. The binder of the detrital material can also be compared with that in the mentioned limestones, with the exception of the presence of calpionellids in its micritic portions.

The fourth interval (about 65 m thick) is made up of calcareous and calcarenaceous sandstones and coarse-grained allodapic limestones, comparable from the petrographic point of view to the sandstones and the allodapic limestones mentioned above. These deposits appear in decimetric and subdecimetric beds, rarely in submetric ones (30—40 cm).

Microbiostratigraphic data. Significantly biochronologic organisms are known only in the carbonate interval from which probably come most of the *Aptychus* species mentioned so far in Valea Seacă. Some dinoflagellate species from the first interval mentioned at the north-eastern extremity of the sequence in this valley pleads for the Neocomian age of these beds (Antonescu in Patrulius et al., 1981); in this case it can be admitted the first three intervals of the described sequence do not represent a continuous sequence, the first one being in tectonic relations with the following two (Patrulius et al., 1981).

Calpionellids were encountered only in the carbonate interval of the Pojorita Beds, in micrites, biomicrites and in the matrix or the intraclasts of allodapic limestones. Calpionellids only appear at the two extremes of this interval, separated by a medium part, about 50 m thick, lacking in such microorganisms.

In the downstream part, about 40 m thick, an assemblage occurs containing *Calpionella alpina* (diverse, rare-abundant forms), *Crassicolularia parvula* (very rare — abundant), *Cr. massutiniana* (sporadic, frequent only at the upper part), *Cr. intermedia* (very rare), *Cr. brevis* (very rare), *Tintinnopsella carpatica* (small, rarely medium-sized forms, very rare — frequent), rare forms of *Calpionella alpina / elliptica* and sometimes forms from the *Tintinnopsella* — *Remaniella* group (Fig. 3, Pl. III).

This association and the morphological aspects of the calpionellid species characterize the *Calpionella* Zone (pro parte), the *C. alpina* — *Remaniella* Subzones representing the Lower Berriasian. At a level situated in the middle part of that calpionellids — bearing interval (sample 243) the species *Tintinnopsella carpatica* increases in frequency and size, a phenomenon known to happen in the proximity of the boundary between the *Remaniella* and the *Calpionella elliptica* Subzones of the same standard zone suggesting the uppermost part of the *Remaniella* Subzone. On the other hand, the distribution of calpionellids at this level indicates rather a synclinal fold than a normal carbonate succession.

In the upstream part of the carbonate interval (the last 45 m thickness) an association was identified comparable with that presented

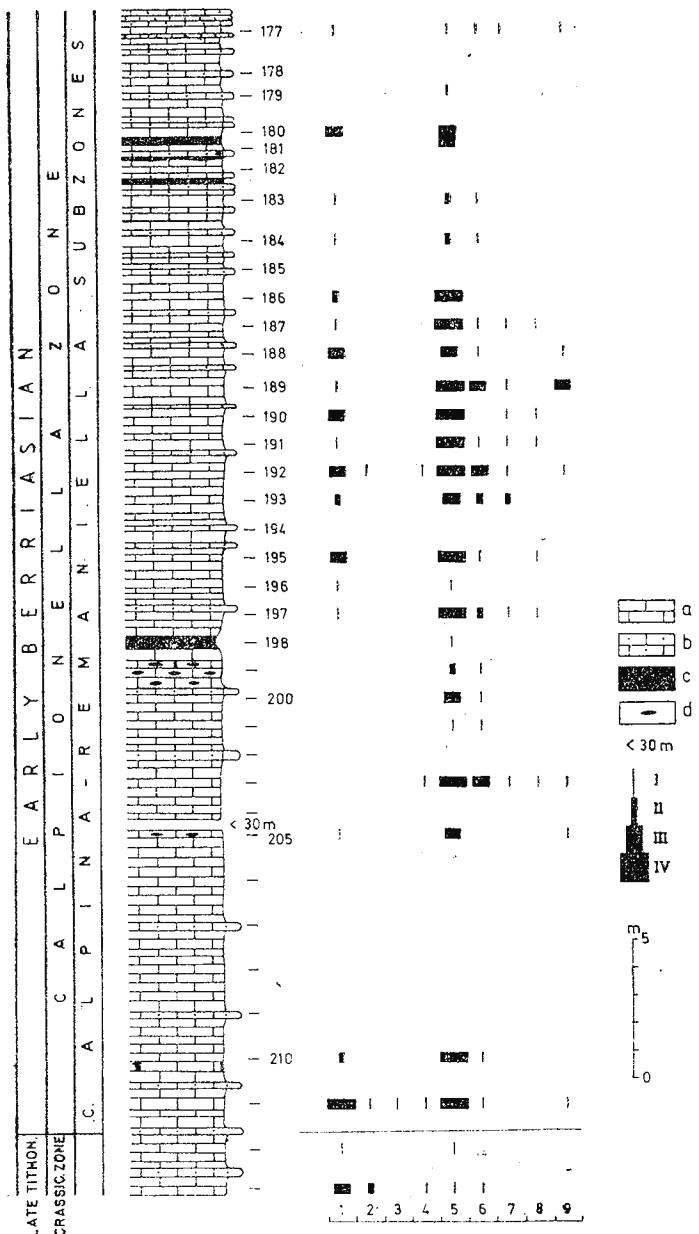


Fig. 4. — Distribution of calpionellids in the Pojorita Beds (carbonatic interval, upstream) of Valea Seacă.
 a — micrites — biomicrites, b — sandy alodapic limestones (packstones, grainstones), c — carbonate shales, d — stratiform lenticular and nodular cherts. < 30 m — covered interval. Frequency of calpionellids — very rare, II — rare, III — frequent, IV — abundant. Calpionelles: 1 — *Crassicollaria parvula*, 2 — *Cr. massutiniana*, 3 — *Cr. intermedia*, 4 — *Cr. brevis*, 5 — *Calpionella alpina*, 6 — *Tintinnopsella carpatica*, 7 — *Remaniella* sp., 8 — *Calpionella alpina elliptica*, 9 — *Tintinnopsella* — *Remaniella* group.

above, with the exception of its basal level (sample 213) where the species of the genus *Crassicollaria*, distinctly dominant, indicate the Crassicollaria Zone (Upper Tithonian) (Fig. 4).

In the basal level of this sequence it is the developed specimens of *Crassicollaria parvula* and *Cr. massutiniana* that are abundant while *Calpionella alpina* appears extremely rarely. This association normally indicates the Crassicollaria Zone. Above this level are observed *Calpionella alpina* — morphologically diverse and usually abundant —, *Crassicollaria parvula* (rare — abundant), *Cr. massutiniana* (rare — frequent), *Cr. brevis* (very rare), *Cr. intermedia* (very rare), *Tintinnopsella carpatica* (small and medium-sized forms, very rare — frequent) and accidentally *Calpionella alpina/elliptica* (Pl. IV). This association indicates the Calpionella alpina-Remaniella Subzones from the Calpionella Zone (pro parte), corresponding to the Lower Berriasian.

Therefore the presented data show that the two calpionellid — bearing sequences in the carbonate interval of the Pojorita Beds are mostly synchronous and could represent only one sequence, repeated by folding, of the Upper Tithonian and Lower Berriasian age.

Conclusions

The Aptychus Beds of the sequences cropping out in the right slope of the Moldova Valley (Bucovinian Nappe), maximum thickness 32 m, contain characteristic calpionellid assemblages of the Crassicollaria (pro parte) and Calpionella (only *C. alpina*-Remaniella Subzone) Zones indicating their appartenance to the Uppermost Tithonian and the Lower Berriasian, in view of drawing the Tithonian-Berriasian boundary at the boundary between the two standard calpionellid zones (== base of the Jacobi Zone). It is likely that the basal part of these deposits, only 5 m thick, lacking in calpionelles, is of Upper Tithonian age?

In the carbonate interval of the Pojorita Beds of Valea Seacă (Sadova Digitation) apparently in two sequences of 40—50 m thickness, calpionellid assemblages were found, illustrating the Crassicollaria (uppermost levels) and Calpionella (pro parte) — *C. alpina* — Remaniella Subzones, indicating their Uppermost Tithonian and Lower Berriasian age.

The sequences containing calpionellids in the Aptychus Beds and in the Pojorita Beds generally have similar petrographic fabrics being predominantly made up of more or less argillaceous micrites and bio-micrites, particularly of pelagic and hemipelagic origin (pelagites/hemipelagites, see Stow and Piper, 1984), including allofacies limestone beds (mainly turbidites), whose detrital component consist of carbonate grains (bioclasts of echinoderms, bivalves, benthonic foraminifera, calcareous algae, peloids oncoids and ooids and micrite interclasts bearing planktonic microorganisms) and terrigenous ones (quartz, feldspars, lithic elements of quartzites, gneisses, basaltoid rocks etc.).

The carbonate and terrigenous material of the allofacies limestones, with the exception of micrite intraclasts, illustrates a source-area represented by a subtidal carbonate sedimentation platform adjacent



to the basinal zone and bordered, in its turn, by emerse areas made up or prevailingly metamorphic formations ("Carpathian" according to I. Balintoni) and volcanic rocks that supplied the terrigenous material. The transport and the accumulation of carbonate and terrigenous sediments are made through turbidity and possibly depths currents. The same source-areas and the same mode of transport and accumulation of the terrigenous — carbonate sediments possibly by a submarine "fan" system, have controlled to a great extent the genesis of other lithostratigraphic intervals of the Pojorîta Beds.

The author thanks Dr. M. Săndulescu for having shown him the best outcrops in the Aptychus Beds and the Pojorîta Beds from the Rarău Syncline.

REFERENCES

- Allemann F., Catalano R., Farès F., Remane J. (1971) Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. *Proc. II Plankt. Conf., Roma*, 1970, II, p. 1337-1340, Ediz. Tecno-scienza, Roma.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, 368 p., București.
- Filipescu M., Dragastan O. (1963) Resturi de Tintinnidae în depozitele tithonice și neocomiene din R. P. Română. *Stud. cerc. Geol.*, VIII, 3, p. 333—356, București.
- Ilie M. (1960) Recherches géologiques dans la région Rarău — Cîmpulungul Moldovei — Pîriul Cailor. *Ann. Com. Géol.*, XXIX-XXX, p. 141-170, București.
- Kräutner T. (1929) Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei cu privire specială în regiunca Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV, p. 43-50, București.
- Murgeanu G., Filipescu M. (1937) Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétacés de Roumanie. *C. R. Séances Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932-1933), p. 50-54, București.
- Mutihac V. (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpații Orientali). Ed. Acad. R. S. România, 127 p., București.
- Patrulius D., Popa E., Popescu I. (1969) Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Stat. Geol.*, XXXVII, p. 71-117, București.
- Neagu T., Avram E., Pop Gr. (1976) The Jurassic-Cretaceous Boundary Beds in Romania. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, 71-125, București.
- Săndulescu M., Antonescu E., Dumitrica P., Pop Gr., Popa E., Popescu I., Iva M., Stănoiu I., Avram E., Morariu A. Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Paul K. M. (1872) Aus dem südwestlichen Theile der Bukowina. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, p. 240-241, Wien.
- Pop Gr. (1974) Les zones de Calpionellides tithoniques-valanginiennes du sillon de Reșița (Carpates Méridionales). *Rév. roum. géol., géophys., géogr., Géologie*, 18, p. 109-125, București.



- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXIV/II, p. 73-130, București.
- Remane J., Bakalova-Ivanova G., Borza K., Knauer J., Nagy I., Pop G., Tardík-Filácz E. (1984) Agreement on the Subdivision of the Standard Calpionellid Zones defined at the II Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geol. Hung.* (in press), Budapest.
- Săndulescu M. (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. Geol.*, LIX/5, p. 59-92, București.
- (1974) Corelarea seriilor mesozoice din sinclinalele Rarău și Hâgħimaš (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LX/5, p. 105-142, București.
 - (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mesozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p. 149-176, București.
 - Tomescu C., Iva M. (1976) Date noi cu privire la microfaciesurile și biostratigrafia formațiunilor mezozoice din sinclinalul Rarău. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4, p. 167-188, București.
- Stow D. A. V., Piper D. J. W. (1984) Deep-water fine-grained sediments; facies models, p. 611-646, in: D. A. V. Stow and D. J. W. Piper eds. Fine-Grained Sediments; Deep-Water Processes and Facies, 659 p., Blackwell Sci. Publ..
- Turculeț I. (1963) Contribuții la cunoașterea Cretacicului din chiuveta Rarău. *Anal. St. Univ. Iași*, IX, Sect. II, *Geol.-Geogr.*, p. 59-64, Iași.
- (1964) Stratele cu *Aptychus* din cuveta mezozoică a Rarăului, *Anal. St. Univ. Iași*, Sect. II b, *Geol.-Geogr.*, XI, p. 45-70, Iași.
 - (1970) Observații asupra denumirii și orizontării stratelor cu *Aptychus* din Carpații Orientali românești. *Anal. St. Univ. Iași*, Sect. II b, *Geol.*, XVI, p. 71-78, Iași.
 - (1971) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și eocretacice din cuveta Rarău — Breaza. *St. tehn. econ. Inst. Geol.*, J/10, 141 p., București.
 - Săndulescu M. (1977) Cu privire la stratele de Pojorîta. *Anal. St. Univ. Iași*, Sect. II b, *Geol. geogr.*, XXIII, p. 29-34, Iași.
 - Grasu C. (1971) Données stratigraphiques et de corrélation concernant les couches à *Aptychus* des Carpates roumaines. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 15, p. 281-289, Budapest.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien.

CALPIONELELE ȘI VÎRSTA UNOR DEPOZITE BAZINALE DIN SINCLINALUL RARĂU (CARPAȚII ORIENTALI)

(Rezumat)

Sevențele studiate de strate cu *Aptychus* (versantul drept al Văii Moldovei, la est de Pojorîta) și de strate de Pojorîta (intervalul carbonatic, Valea Seacă, Cimpulung Moldovenesc) din pînza bucoviniană sănt constituite din micrite-biomicrite mai mult sau mai puțin argiloase și (sau) silitice (pelagite/hemipelagite), calcare allodapice grezoase de tip packstone, wackestone și gresii carbonatice hibride (în prin-

cipal turbidite) și argilo-siltite carbonatice (hemipelagite, local probabil conturite) interstratificate.

Aceste secvențe conțin calpionele caracteristice zonelor standard Crassicollaria (pro parte) și Calpionella (pro parte) — subzonele Calpionella alpina — Remaniella, care arată vîrstă lor tithonic superioară și berriasian inferioară, limita dintre cele două etaje fiind plasată aici la limita dintre zonele Crassicollaria și Calpionella (= baza zonei Jacobi).

Faciesul acestor depozite sugerează un mediu marin adinc de sedimentare însă deasupra limitei CCD, de pantă bazinală, unde depunerea sedimentelor pelagice carbonatice și hemipelagice era însotită episodic de acumularea unor sedimente carbonatice și terigene originare în arii de platformă carbonatică și respectiv continentală alăturate, îndeosebi prin intermediul unor curenți de turbiditate și eventual prin curenți de fund.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Aptychus Beds

Crassicollaria Zone

Fig. 1, 2 — *Crassicollaria parvula* Remane (98/1, 97/2).

Fig. 3-5 — *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga) (104/1, 102/1, 107/1).

Fig. 6-9 — *Crassicollaria massutiniana* (Colom) (98/, 98/1, 106/1, 102/1).

Fig. 10-12 — *Crassicollaria brevis* Remane (106/1, 106/1, 97/1).

Fig. 13, 14 — *Calpionella alpina* Lorenz (106/1).

Fig. 15, 16 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (103/1, 97/1).

Plate II

Aptychus Beds

Calpionella Zone (C. alpina — Remaniella Subzones)

Fig. 1-8 — *Calpionella alpina* Lorenz (121/1, 125/1, 125/2, 157/2, 163/2, 109/1, 112/1, 117/1).

Fig. 9 — *Calpionella alpina'elliptica* (133/1).

Fig. 10, 11 — *Crassicollaria parvula* Remane (109/1, 120/1).

Fig. 12 — *Crassicollaria massutiniana* (Colom) (110/1).

Fig. 13 — *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga) (110/1).

Fig. 14 — *Crassicollaria brevis* Remane (157/2).

Fig. 15, 16 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (124/1, 133/1).



Plate III

Pojarita Beds (carbonate interval, downstream sequence), Valea Seacă

Calpionella Zone (C. alpina — Remaniella Subzones)

- Fig. 1-5 — *Calpionella alpina* Lorenz (235/3, 246/3, 254/3, 243/3, 248/3).
- Fig. 6-9 — *Crassicollaria parvula* Remane (247/3, 243/3, 243/3, 254/3).
- Fig. 10, 11 — *Crassicollaria massutiniana* (Colom) (235/3, 243/3).
- Fig. 12, 14 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (243/3).
- Fig. 13 — *Remaniella* sp. (245/3).
- Fig. 15 — *Calpionella alpina/elliptica* (245/3).
- Fig. 16 — *Tintinnopsella* — *Remaniella* (243/3).

Plate IV

Pojarita Beds (carbonate interval, upstream sequence), Valea Seacă

Crassicollaria Zone (uppermost level)

- Fig. 1 — *Crassicollaria parvula* Remane (211/4).
- Fig. 2, 3 — *Crassicollaria massutiniana* (Colom) (211/4).
- Fig. 4 — *Crassicollaria brevis* Remane (211/4).
- Fig. 5 — *Calpionella alpina* Lorenz (211/4).

Calpionella Zone (C. alpina — Remaniella Subzones)

- Fig. 6-8 — *Calpionella alpina* Lorenz (191/4, 195/4, 197/4).
 - Fig. 9-12 — *Crassicollaria parvula* Remane (189/4, 192/4, 180/4, 192/4).
 - Fig. 13 — *Crassicollaria brevis* Remane (203/4).
 - Fig. 14, 15 — *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) (189/4, 197/4).
 - Fig. 16 — *Calpionella alpina/elliptica* (197/4).
- (197/4 = sample no./fig. no.)
-





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

ÉTAGES NUMMULITIQUES DANS LA COUVERTURE DE LA PLATE-FORME MOLDAVE¹

PAR

GEORGE BOMBITĂ²

Foraminifera. Nummulitidae. Ilerdian. Cuisian. Lower Lutetian. Lithostratigraphy. Biostratigraphy. Cores. New taxa. Moldavian Platform.

Résumé

Cette étude présente les résultats de l'examen des 18 échantillons des carottes nummulitiques prélevés des sondages du secteur roumain de la plate-forme moldave proprement-dite et du flanc externe, épiplateformique, de l'avant-fosse.

L'analyse des formations-hôte et de leurs associations de macroforaminifères a révélé le caractère *in situ* de la plus grande partie du biocontenu.

Le Nummulitique contient les étages Ilerdien moyen-supérieur, Cuisien (surtout) et rien que localement la base du Lutétien.

L'article procède aux considérations litho- et biostratigraphiques comparatives entre les formations éocènes affleurant dans la Dobrogea du Sud, les échantillons récupérés des sondages de la plate-forme et quelques blocs nummulitiques remaniés dans les molasses du Tertiaire supérieur des Subcarpathes.

L'étude inclue également quelques remarques portant sur la structure de la plate-forme et qui découlent de la position variable des repères nummulitiques.

Abstract

Nummulitic Stages in the Moldavian Platform. The paper presents the large foraminifer contents of 18 samples of nummulite cores from boreholes drilled in the Romanian area of the Moldavian Platform and in the outer epiplatform flank of the foredeep. The analysis of the host-formations and of the macroforaminifer associations has pointed out the *in situ* character of most of the contents. The Nummulitic Series is represented mostly by the Middle-Upper Ilerdian, Cuisian (particularly) and only locally by the Lowermost Lutetian. The

¹ Reçue le 6 mai 1986, acceptée pour être communiquée et publiée le 9 mai 1986, présentée à la séance du 23 mai 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.



paper presents litho- and biostratigraphic comparisons between the borehole samples, the samples from the Eocene formations cropping out in South Dobrogea and from some nummulitic blocks in platform facies reworked in the Upper Tertiary molasse of the Subcarpathians. The study ends with a few remarks on the platform structure, discernible due to the variable position of the nummulite stage markers.

A) Introduction

L'étude des dépôts éocènes renfermés par la couverture de la plate-forme moldave a suscité mon intérêt depuis le printemps de 1966. I. Băncilă m'a alors offert, pour information, le premier petit fragment de carotte à nummulites prélevé du sondage de Roman 14. Ce microéchantillon montrait, une fois de plus, que dans le plateau moldave, au-dessous de l'enveloppe du Miocène moyen, il y a une croûte nummulitique ménagée localement par la transgression fortement érosive de celui-ci.

En 1974, F. Olteanu m'a donné une carotte à nummulites du sondage de Frasin 917, et, ensuite, une deuxième du sondage de Cuejdiu 4700.

Enfin, en 1981 I. Costea a mis à ma disposition tous les autres échantillons qui seront examinés dans cet article.

Pour l'étude pétrographique (lames minces) j'ai bénéficié de la collaboration de mon collègue N. Anastasiu de l'Université de Bucarest.

Constanța Stănculescu a eu la bienveillance de me fournir quelques éléments de lithostratigraphie obtenus des diagrammes de carottage électrique.

Les déterminations spécifiques ont été facilitées par la photoréduction à diverses échelles de mes dessins effectuées à l'Institut de Géologie et de Géophysique par Angela Drăghici et ses collègues.

Je veux adresser à tous mes vifs remerciements.

*

Comme preuve de reconnaissance affective, je dédie ces lignes à ma femme, moldave par tous ses ancêtres.

B) Cadre géologique

Les domaines structuraux majeurs du territoire roumain sont les Carpathes et leur avant-pays (fig. 1).

Les Carpathes Orientales, partie de l'orogène alpin, sont constituées de l'intérieur (ouest) à l'extérieur (est) par : système des nappes centrales, cinq nappes du flysch interne et deux nappes du flysch externe (nappe de Tarcău et nappe des plis marginaux). Les deux dernières sont discutées dans cet article.

L'avant-pays est formé de l'avant-fosse et de la plate-forme. Le flanc interne et plissé de l'avant-fosse représente la nappe subcarpathique, tandis que le flanc externe et tabulaire surmonte la plate-forme.

La plate-forme moldave appartient au secteur sud-ouest de la grande plate-forme épiprotérozoïque de l'Europe orientale (plate-forme

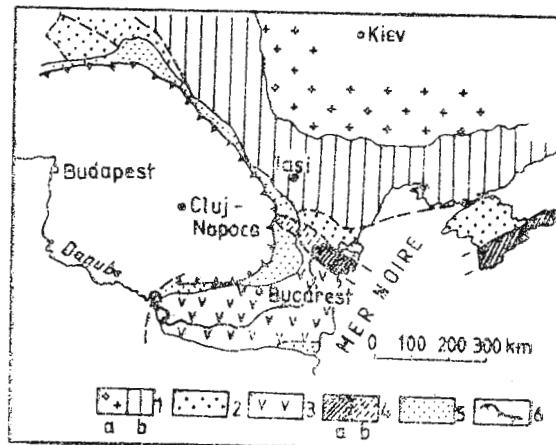


podolique ou russe) qui affleure largement dans le massif ukrainien. C'est l'Archeurope de Stille (1924).

La dénomination de „plate-forme moldave“ du titre de cet article est employée *lato sensu* géographique. Car les forages étudiés se groupent à l'ouest de la faille de Siret, c'est-à-dire au-dessus d'un sou-

Fig. 1 — Unités majeures de l'avant-pays carpathique (d'après Săndulescu, 1984).

- 1, plate-forme est-européenne:
- a, bouclier ukrainien ; b, sa couverture (Archeurope de H. Stille) ;
- 2, plate-formes de l'Europe centrale et scythique (Mésoeurope de H. Stille) ;
- 3, plate-forme moesienne (Mésoeurope de H. Stille) ;
- 4, orogène alpin nord-dobrogéen : a, affluerement, b, caché ;
- 5, avant-fosse, flanc épiplateformique ;
- 6, charriages néogènes de la Néoeurope.



basement charrié par les Carpathes Orientales externes (avant-fosse et flysch externe), soubassement bordant au sud et à l'ouest la plate-forme moldave, *stricto sensu* (fig. 2). Il s'agit de la plate-forme soi disante scythique, unité hétérogène consolidée durant le Paléozoïque et qui se relie à la plate-forme de l'Europe centrale (Mésoeurope) par dessous les charriages des Moldavides externes (Néoeurope).

A présent, l'idée d'après laquelle la bordure occidentale de la plate-forme représente l'infrastructure des Carpathes (fig. 3) est définitivement établie. Son existence est prouvée, au moins dans le soubassement des suites imbriquées des nappes carpathiques externes, sur une extension de 5 à 20 km (Joja et al., 1966 ; Paraschiv, 1979, p. 215-228).

Le soubassement des Carpathes Orientales est constitué par le socle et la couverture. On considère que le socle scythique serait représenté par des formations plus anciennes que le méso-Dévonien, légèrement métamorphisées et plissées au cours du cycle calédonien. La couverture comprendrait : une molasse permoo-triasique, du Trias moyen et supérieur non isopique à celui dobrogéen et parfois érodé, du Jurassique moyen et supérieur, du Crétacé et du Tertiaire minces.

La seule information portant sur la présence de l'Éocène revient à Morgunov (1982) (in Săndulescu, 1984, fig. 26) : il est question d'une croûte „paleogène“ interposée entre le Jurassique et le Néogène dans la coupe géologique Insula Serpilor-Odesa.

La présence du Nummulitique dans la couverture de la plate-forme était depuis longtemps supposée mais pas fermement prouvée. La raison de cette supposition réside en l'existence des blocs exotiques

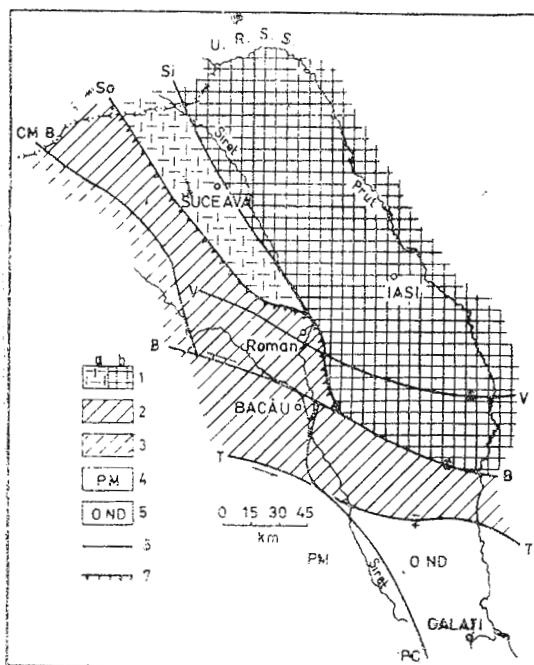


Fig. 2 — Esquisse tectonique de l'avant-pays moldave (d'après Săndulescu et Visarion, in Săndulescu, 1984, simplifié).
 1, secteur moldave de la plate-forme est-européenne : a, blocus de Rădăuți-Pașcani à appartenance incertaine, b, plate-forme moldave *stricto sensu*; 2, plate-formes scythique et de l'Europe Centrale raccordables par dessous l'avant-fosse et les nappes carpathiques externes; 3, dépression de Miechov; 4, plate-forme moesienne (PM); 5, orogène alpin nord-dobrogéen; 6, fractures majeures (grandes failles supposées) : Si-Siret, So-Solca, CMB-Cimpulung Moldovenesc-Bicaz, V-Vaslui, B-Bistrița, T-Trotuș, PC-Peceneaga Camena; 7, front de charriage.

de „calcaires“ nummulitiques (surtout des „calcaires“ à grands forams) dans les conglomérats oligocènes à éléments verts du flysch marginal, et dans les conglomérats miocènes ou quaternaires de la molasse péri-carpathique. Cette remarque a été faite depuis la fin du siècle passé par les premiers géologues roumains.

La présence du matériel nummulistique dans le flysch carpathique et dans les molasses subcarpathiques est constamment associée aussi à la présence des roches vertes. C'est pourquoi nous rappelons que Zuber (1903) est le premier qui a révélé l'origine extracarpathique des roches vertes : une chaîne ancienne à schistes verts prolongeant la Dobrogea centrale vers le nord-ouest. L'opinion de Zuber a été adoptée et développée chez nous par Simionescu (1909), Mrazec (1910), Preda (1917), Murgoci (1926) et d'autres.

Le flysch paléogène, mais surtout les molasses grossières du Miocène inférieur (conglomérats d'Almașu-Gîrcina, de Pietricica, de Plesu), ont été intensément alimentés du matériel détritique fourni par la plate-forme : schistes verts associés d'habitude à quartz filonien et blocs de calcaires à nummulites, souvent à lumachelle de grands forams. „La roche la plus répandue dans les conglomérats de Pietricica, remarquait Preda (l.c., p. 455, 458), représentent les calcaires bordeaux foncé à *N. distans* et *N. irregularis* ... communs à ceux de Crimée, de Dobrogea et d'Albești-Muscel“.

La première et la dernière des figures de nos planches (pl. I et XVI) représentent de grandes nummulites contenues dans les blocs

de „calcaires“ rougeâtres ou blanc-jaunâtres de l'Éocène inférieur, remaniés dans les conglomérats du Tertiaire supérieur de l'avant-fosse : *Nummulites polygyratus* Desh., forme B (pl. I) et *Nummulites distans* Desh., forme B (pl. XVI, fig. 9), toutes les deux du Cuisien moyen-supérieur.

OUEST

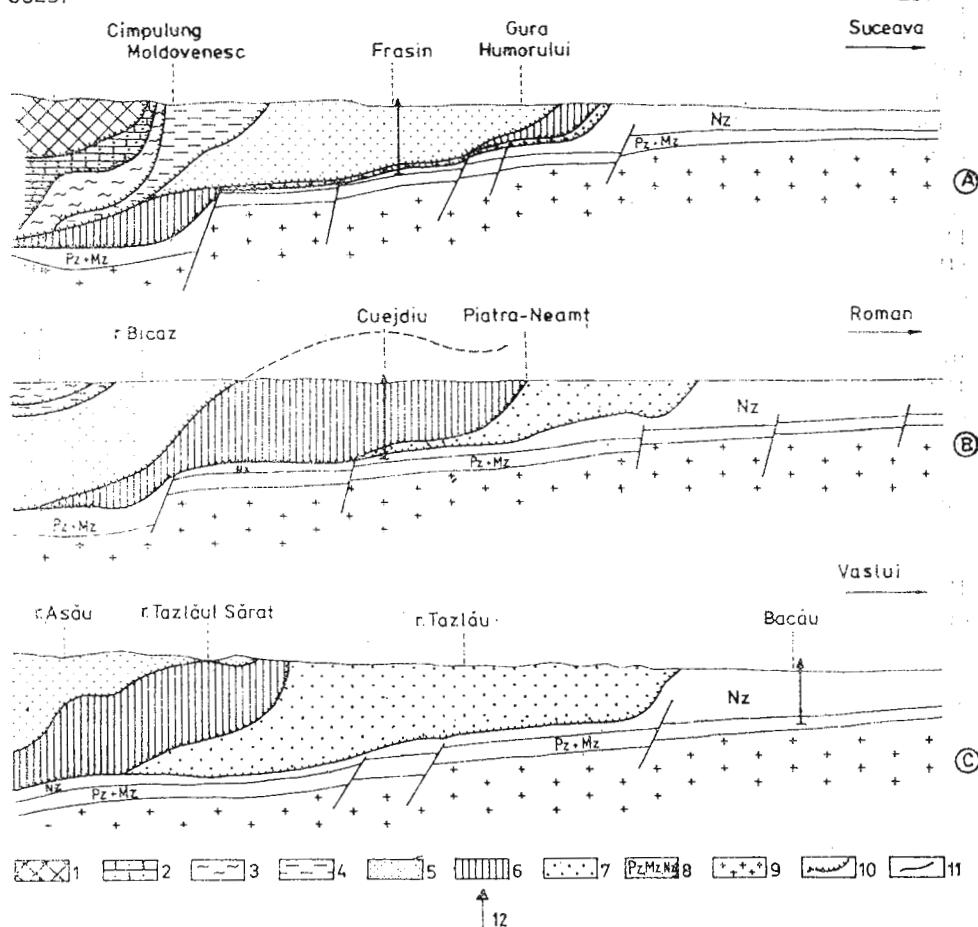


Fig. 3 — Trois coupes schématisques est-ouest des Carpates Orientales montrant le prolongement graduel de la plate-forme au-dessous des nappes du flysch externe (d'après Săndulescu et Visarion, in Săndulescu, 1984, simplifié).

1, nappes centrales ; 2, nappe de Ceahlău ; 3, nappe de Teleajen ; 4, nappe d'Audia ; 5, nappe de Tarcău ; 6, nappe des plis marginaux ; 7, nappe subcarpathique ; 8, couverture (paléozoïque, mésozoïque et néozoïque) de la plate-forme ; 9, socle ; 10, charriage ; 11, fissure ; 12, forage.

On a marqué l'emplacement des quatre forages : section A — forage de Frasin 917 dans la nappe de Tarcău ; section B — forages de Cuejdiu 4700 et 5200 dans la nappe des plis marginaux ; section C — forage de Bacău 100 dans le flanc externe, épiplateformique, de l'avant-fosse.

Mais la présence de l'Éocène *in situ*, comme lambeaux ménagés par l'érosion néogène, a été aussi affirmée par Murgoci (1926), Filipescu (1939), Patrulius et Chiriac (1965), Rosa (1965), Ionesi (1971) et Paraschiv (1979).

Cependant la position stratigraphique des roches nummulitiques dans des plate-formes était un problème encore irrésolu. Une preuve en ce sens est que le matériel faisant l'objet de cet article a été attribué (Pătruț et al., 1979) au Badénien à contenu nummulitique remanié (idée revenant à l'Institut de Recherches pour Pétrol et Gaz). On pourrait y déduire qu'elles représentent des équivalents hétéropiques du grès badénien de Răchitașu dont la lithologie est assez variable. On doit nonobstant, établir si le grès de Răchitașu contient des nummulites remaniées (Dumitrescu, 1952, p. 244-245), ou bien il ne contient pas *in situ* d'autres grands foram miocènes, confondus aux nummulites. D'autre part, l'analyse palynologique de ce matériel, réalisée par Balteș (1977, non publié), a indiqué l'Éocène inférieur-moyen à biocontenu *in situ*.

Mentionnons encore que les forages ont intercepté aussi des formations éocènes dans la RSS de Moldavie et de l'Ukraine, entre le Prut et le Dniester, notamment sur le territoire compris entre le littoral de la mer Noire au sud et une ligne septentrionale unissant des localités Ungheni, nord-Chișinău et Dubosari.

L'Éocène de la Moldavie soviétique est représenté par trois formations : sables et grès quartzeux glauconieux à nummulites à la partie inférieure, calcaires nummulitiques à la partie médiane et argiles et marnes à plancton à la partie supérieure (Negadaev Nikonov et Polev, 1968 ; Bobrinskaya et al., 1971). La puissance de l'Éocène est de 80 m environ dans la plate-forme proprement-dite et de 140 m dans la dépression pré-dobrogéenne (correspondant à la plate-forme scythique).

L'association de grands foram citée par les auteurs soviétiques des sables glauconieux et des calcaires rassemble des espèces d'Ilerdien, du Cuisien et du Lutétien basal. Par contre, l'ensemble des formation respectives ont été attribuées à l'Éocène moyen.

Les pélites, les grès et les sables, suivant en succession et datés Éocène supérieur, contiennent trois zones de microforaminifères (celle inférieure à *Acarinina rotundimarginata*, celle supérieure à *Globigerina eocena*). Le Néogène est disposé transgressivement.

Le Paléocène de l'Ukraine n'apparaît que dans les coupes classiques de la Crimée et celles des Carpates.

Pour la zone limitrophe du littoral pontique, entre le Prut et le Dniester, les données sont plus rares (Baranova, Siabriaï et al., 1963, p. 286-291) : l'Éocène inférieur à lithologie mixte, typiquement épicontinentale et d'épaisseur de 18 m à 180 m, contient des associations de macroforaminifères de l'Ilerdien supérieur et du Cuisien inférieur. L'Éocène „moyen“ (plus ou moins 50 m de puissance) préserve la même structure caractéristique aux plate-formes. Mais la signification biostratigraphique des nummulites y citées reste quand même cuisienne moyen-supérieure.



L'intervalle attribué à l'Eocène supérieur marque, sur le territoire de l'Ukraine, un maximum de transgression, la limite Eocène/Oligocène m'apparaît incertaine et l'Oligocène est de type Maicop.

Bien récemment, Koszarski (1985) a montré que le premier terme du Tertiaire recouvrant le Mésozoïque du secteur polonais de la plate-forme est le Badénien seul.

C) Sur le matériel et la méthode

Le matériel d'étude a été représenté par 30 fragments de carottes provenant des profondeurs allant de 1225 m (sondage de Roman 14) à 4748 m (sondage de Cucejdu 4700) (fig. 4). Parmi ces échantillons, seulement 18 (prélevés de 15 sondages) contiennent de grands foraminifères. Nous n'avons pas pu obtenir des nummulites spécifiquement déterminables du sondage de Fundu Tutovei 37 (1668 m à 1669 m).

L'extraction des nummulites de la roche a été réalisée par taille et décortication, ensuite par nettoyage à solution diluée de HCl et finalement par calcination. Dans bien des cas l'opération a été difficile en raison du degré d'induration diagénétique avancé et des effets mécano-thermiques de carottage.

Du sondage de Glăvănești 66, le plus riche en contenu nummulitaire et facilement dégagable, nous avons obtenu deux populations représentant deux nouvelles espèces.

Pour le moment, je ne prendrai pas part à la discussion ouverte par Hottinger (1977) concernant l'assimilation du genre *Assilina* au genre *Operculina*.

L'illustration du matériel paléontologique sur les planches a été effectuée d'après des dessins originaux $\times 10$, $\times 20$, $\times 50$ et $\times 80$.

On a considéré utile de noter à chaque diagnose les données méttriques principales.

Le but principal de l'étude a été la détermination du caractère allochtone ou autochtone des faunes de grands foramens contenus, ainsi que la datation des formations à titre d'étage. Nous avons fait tout le possible afin que les diagnoses, par endroits incertains („forme intermédiaire“, „cf.“, „aff.“, „ex gr.“), n'affectent pas les âges attribués.

Le matériel paléontologique et les lames minces sont enregistrées dans la collection de l'Institut de Géologie et de Géophysique de Bucarest.

Vu l'appartenance paléogéographique du territoire de la Roumanie au Paléocène et à l'Eocène, nous avons préféré l'échelle des étages méditerranéens.

Les résultats de l'étude de ces échantillons nummulitiques seront présentés suivant la profondeur de l'interception dans les sondages.

D) Résultats lithostratigraphiques et biostratigraphiques

Sondage de Roman 14 (fig. 4)

Ce sondage est l'un des premiers situé à l'extérieur des Carpates, à la périphérie nord de la ville de Roman et sur la marge externe du



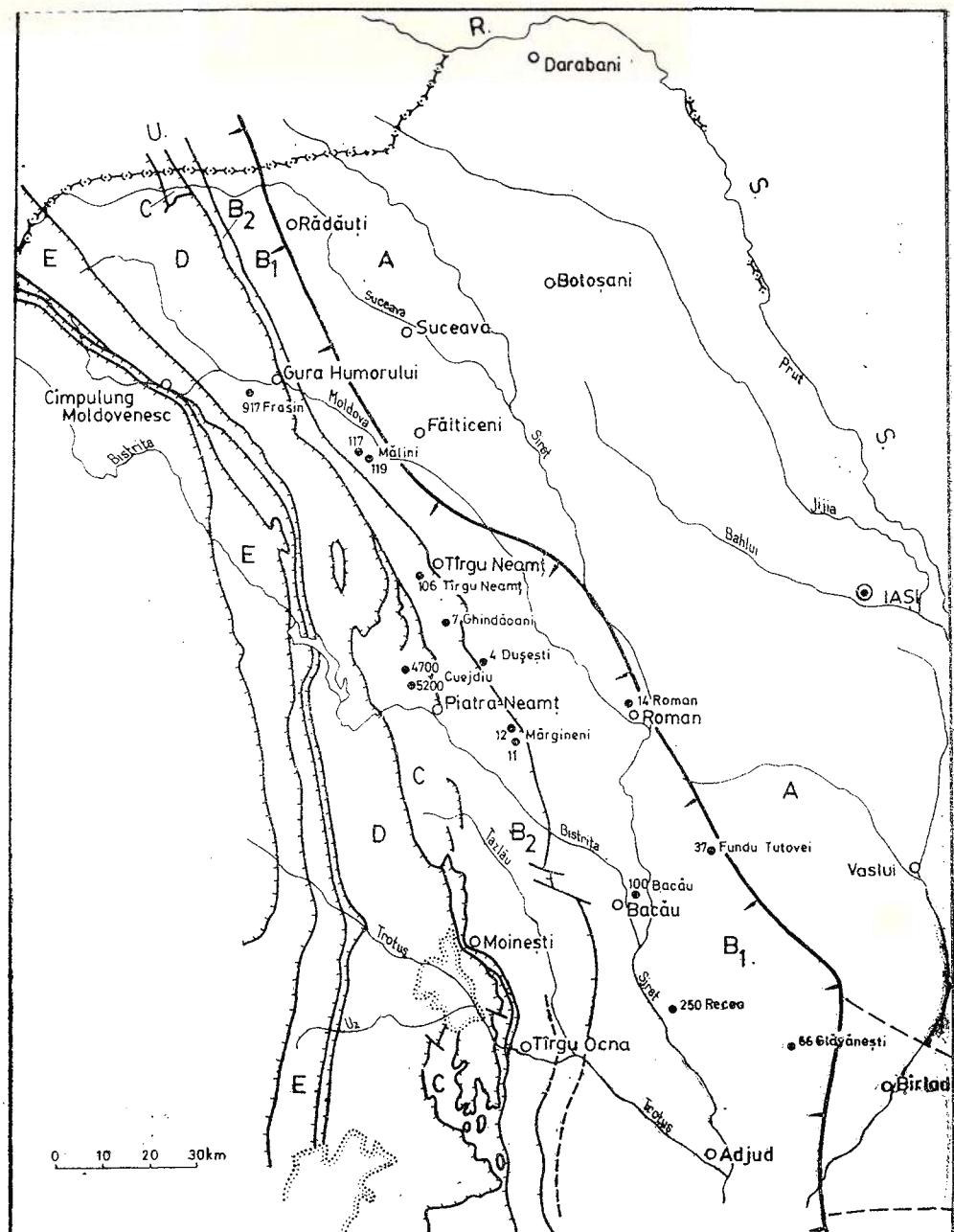


Fig. 4 — Esquisse structurale des Carpates Orientales avec l'emplacement des forages nummulitiques.

A, plate-forme moldave ; B, flanc externe, tabulaire, de l'avant-fosse ; B₂, flanc interne, plissé, de l'avant-fosse ; C, nappe des plis marginaux ; D, nappe de Tarcău ; E, nappe du flysch interne ; F, nappes carpathiques centrales.

flanc épicontinentale de l'avant-fosse. L'Eocène y a été atteint à 1225 m, après la recoupe du Sarmatien et du Badénien à anhydrites.

La roche représente un quartz-arénite, le grès de Glăvănești, décrite immédiatement plus bas, du sondage à même nom. Le contenu nummulitique (pl. II, figs. 1-5) représente le Cuisien (inférieur) : *Nummulites aquitanicus* Benoist, *Nummulites ex gr. (N. planulatus Lamarck)*-*N. aquitanicus* Benoist-*N. manfredi* Schaub, *Alveolina ex gr. oblonga* d'Orbigny.

Sondage de Glăvănești 66

Emplacé à l'ouest—nord-ouest de la ville de Birlad, dans le secteur externe du flanc oriental de l'avant-fosse, ce sondage a traversé d'abord la molasse sarmato-pliocène (1000 m du Pliocène et 700 m du Sarmatien) et le Badénien anhydritique (150 m). A 1881-1882 m de profondeur il a recoupé un grès calcarenacé, finement granulaire, à macroforaminifères éocènes, le grès de Glăvănești, où il a été arrêté.

La roche présente du quartz arénitique, fin (micrito-microsparistique), une accumulation de granules de quartz monocristallin, anguleuses et à corrosions marginales au contact avec du ciment calcitique (clastes 65-70%, liant 30-35%). Le sédiment est bien assorti. La roche est riche en glauconite authigène remplissant les chambres centrales des nummulites. On observe, également, de fréquentes granules opaques menues, peut-être matière organique, et des îles irrégulières de pyrite.

La roche est relativement riche en nummulites, assilines et discocyclines. Bien que rarement, le genre *Operculina* est présent. Nous dénommons ce quartz-arénite à ciment basal et à glauconite le grès de Glăvănești.

Les macroforaminifères récupérés sont illustrés sur les planches II (figs. 6-8), III (figs. 1-15), IV (figs. 1-14), V (figs. 1-6) et VI (figs. 1-2) : *Nummulites aff. N. soerenbergensis* Schaub, *Assilina laxispira* de la Harpe, *Nummulites moldavicus* nov. sp., *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), *Nummulites murgeanui* nov. sp., *Nummulites cf. kapellosi* Schaub, *Nummulites aff. campesinus* Schaub, *Nummulites aff. burdigalensis cantabricus* Schaub, *Nummulites ex gr. N. burdigalensis* de la Harpe, *N. burdigalensis cantabricus* Schaub, *N. ornatus* Schaub, *N. pernotus* Schaub, *Nummulites* sp., forme intermédiaire *N. campesinus* Schaub-*N. kugleri* Schaub, *Nummulites cf. ornatus* Schaub.

L'âge des grès nummulitiques du sondage de Glăvănești 66 est Cuisien (moyen) à persistances du Cuisien inférieur et quelques renouvellements du Cuisien supérieur.

Sondage de Mălini 119

A l'ouest de la ville de Fălticeni l'ensemble des unités du flysch externe est fortement comprimé et surmonte une bonne partie du flanc interne de l'avant-fosse. Dans le flanc externe non plissé ce sondage a traversé entre 2141 m et 2143 m des grès très fins, bien assortis, comportant du ciment basal et un niveau riche en assilines. Il s'agit d'un quartz-arénite fin à glauconite, à l'origine un limon quartzeux un peu argileux.

L'association est pauvre et appartient à l'Ilierdien supérieur-Cuisien inférieur. Elle contient (pl. VI, figs. 2-5) : *Nummulites cf. pernotus* Schaub, *Assilina* sp., forme intermédiaire Ass. *pomeroli* Schaub-Ass. *placentula* Deshayes.

Sondage de Mălini 117

Un deuxième sondage exécuté à Mălini, situé un peu plus vers le nord-ouest du précédent, a prélevé des échantillons nummulitiques de deux profondeurs : 2271 m à 2275 m et 2300,5 m à 2303,5 m.

a) Entre 2271 m et 2275 m la roche représente un grès mou, moyennement granulaire, constitué d'un quartz-arenite à granules anguleuses à peu de ciment. Il contient encore, d'une manière subordonnée, de grands granoclastes de quartz magmatique à contours arrondis. Il y a aussi des surcroissances en continuité optique. Les espaces intergranulaires sont petits et remplis de calcite sparifique. Le ciment calcaire contient des impuretés.

Le biocontenu de la carotte de 2271 m est réduit mais concluant (pl. VI, figs. 6-7 ; pl. VII, figs. 1-3) : *Nummulites* sp., forme intermédiaire *N. laevigatus* (Bruguière)-*N. allobrogensis* de la Harpe.

La première formation rencontrée par le sondage de Mălini 117 représente donc la base du Lutétien inférieur.

b) Entre 2300,5 m et 2303,5 m le sondage a intercepté des grès quartzitiques inéquigranulaires à ciment calcique pelliculaire dans les corrosions des granules de quartz et, de ce fait, peu visibles. La glauconite authigène moult les granules. L'association de grands foram comprend (pl. VII, figs. 4-12) : *Nummulites pernotus* Schaub, *N. campestris* Schaub, *N. burdigalensis kuepperi* Schaub, *N. distans* Desh., *Nummulites cf. ornatus* Schaub, *Nummulites increscens* Schaub, *Nummulites* sp., affinités doubles *N. increscens* Schaub-*N. soerenbergensis* Schaub, *Assilina* sp., forme intermédiaire Ass. *leymerici* d'Arch., et Haime, Ass. *adrianensis* Schaub. L'association représente l'Ilierdien supérieur-Cuisien inférieur.

Sondage de Tîrgu Neamț 106

Emplacé vers l'extérieur du flanc interne de l'avant-fosse, ce sondage a recoupé d'abord 850 m de dépôts du Miocène inférieur, ensuite il a traversé jusqu'à 977 m la formation salifère de l'Aquitanién, ensuite des marnes ou des grès de type Răchitașu (1277 m) et la molasse burdigaliennne. A 1430 m de profondeur le sondage a intercepté les dépôts de la plate-forme : le Sarmatién (jusqu'à 2346 m) et le Badenién mince (jusqu'à 2360 m); ensuite le grès fin de Glăvănești (définie ci-dessus) : un quartz-arenite moyen-fin à beaucoup de la glauconite (15%). La morphométrie des clastes est exclusivement anguleuse et le ciment calcique basal est ferrugineux. D'une grande fréquence sont les fragments de grands foram. On observe l'interpénétration diagénétique des clastes sous pression ou de surcroissance. De rares granules de zoïsite, grenat et microcline apparaissent également.



Notre échantillon provient de la profondeur de 2406 à 2407,5 m. A 2440 m le sondage a recoupé le Sénonien où il s'est arrêté (à 2782 m). La plupart des nummulites récupérées sont des formes A, sans piliers (pl. VIII, figs. 1-9) : *Nummulites ex gr. N. rotularius* Desh., *Nummulites sp.*, ex gr. *N. pernotus* Schaub-N., *burdigalensis* de la Harpe, *Nummulites ex gr. N. pratti* d'Archiac et Haime.

Le niveau nummulitique rencontré par le sondage de Tîrgu Neamț 106 appartient au Cuisien inférieur-moyen.

Sondage de Bacău 100

Situé dans le flanc externe, épiplateformique, de l'avant-fosse, ce sondage a rencontré les dépôts éocènes à 2716-2717 m. Cette fois-ci la roche est une biomicrosparite des calcaires bioaccumulés. Apparaissent aussi des clastes de quartz siltique, un peu de chlorite, de la glauconie authigène et des fragments biotiques à hématite de substitution, de teinte brune, remplissant les loges de macroforaminifères.

De cette carotte nous avons prélevé un petit échantillon. Le contenu a été, en échange, concluant (pl. VIII, figs. 10-18) : *Nummulites subramondi* de la Harpe, *N. crimensis* Nemkov et Barhatova, *Nummulites sp.*, aff. *N. gamardensis* Kapellos et Schaub, *N. solitarius* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe, *Nummulites cf. buxtorfi* Schaub, *Nummulites pustulosus* Douv., *Assilina laxispira* de la Harpe.

La carotte du sondage de Bacău 100 nous semble rassembler des éléments de l'Ilerdien supérieur (à des persistances de tout l'Ilerdien) et du Cuisien inférieur.

Sondage de Ghindăoani 7

Situé au sud-est de la ville de Tîrgu Neamț, sur le flanc interne de l'avant-fosse, le sondage de Ghindăoani a traversé, tout comme le sondage de Tîrgu Neamț 106, les mêmes formations à puissance semblable. La formation nummulitique a été atteinte à 2738,8 m-2740 m. Elle représente un orthoquartzite authentique, très épicontinentale avec très peu de ciment, de la glauconie à rares granules plus ou moins entières et à de rares bioclastes plus ou moins triturés. Les granules de quartz présentent un arrangement assorti et très compact, et des contacts linéaires à la suite de l'effet de surcroissance avec du quartz secondaire. Il s'agit de la formation orthoquartzitique dénommée le grès de Dusești (voir plus bas). Les grands forams sont rares. Nous avons pu en récupérer (pl. IX, figs. 1-3) : *Nummulites praelaevigatus* Schaub, *Assilina cf. placentula* Desh., ou une forme de passage *Ass. pomeroli* Schaub-Ass. *placentula* Desh., et *Nummulites sp.*, aff. *N. biedai* Schaub.

L'association appartient au Cuisien (probablement supérieur).

Sondage de Mărgineni 11

Ce sondage a été emplacé à l'est-sud-est de la ville de Piatra Neamț, sur la marge externe de l'avant-fosse plissée. La carotte étudiée provient de 2803,4 à 2805,4 m de profondeur et représente un grès quartzeux nummulitique (micrite-sparite) à ciment basal calci-



tique. Les feldspaths sont rares et la glauconie fait défaut. Le rapport clastes/liant est de 70/30%. La calcite corrode les granules de quartz. Dans la roche, moyennement granulaire et légèrement assortie, sont fréquentes les formes microsphériques d'une association de nummulites à profil bien lenticulaire, et à de petites granules dispersées sur la surface. Les genres *Assilina* et *Operculina* sont rares (pl. IX, figs. 4-7). Le contenu nummulitique comprend : *Nummulites globulus* Leymerie, *N. parloveci* Schaub et *Assilina placentula* Desh., du Cuisien (basal).

Sondage de Mărgineni 12

Situé un peu plus au nord-ouest de l'autre sondage de Mărgineni, celui-ci a traversé entre 2874,3 m et 2875,5 m un grès hétérogène et plus faiblement assorti, donc d'une large gamme granulaire, calcarénacé à bioclastes disséminés et à ciment calcitique. La roche englobe aussi de grandes granules de quartz magmatique à contour arrondi, et laisse voir quelques inclusions et cassures de contraction. On observe un peu de glauconie ou bien d'argile glauconieuse et de la biotite métamorphique. Les fragments organiques incluent du matériel pénétré par tassement. Vu les caractères pétrographiques, le sondage de Mărgineni 12 a recoupé la même formation que le sondage de Mălini 117 c'est-à-dire le grès de Glăvănești. L'association y rencontrée (pl. IX, figs. 8-10 ; pl. X, figs. 1-10) a le même âge, Lutétien basal, un niveau immédiatement au-dessus de la limite Cuisien/Lutétien : *Nummulites campesinus* Schaub et *N. uranensis* de la Harpe.

Sondage de Recea 250

Emplacé au sud-est de la ville de Bacău, sur le flanc épiplatiformique de l'avant-fosse, ce sondage a prélevé de 2948 m à 2949,5 m de profondeur un échantillon nummulitique de roche friable vitroclastique (cendre de verre accumulée en milieu carbonaté) à beaucoup de ciment calcitique (calcite microsparitique de substitution et recristallisation). Les fragments de verre volcanique (volcanoclastes anguleux formés par explosion) sont de type vacuolaire. Ils présentent des surfaces chloritisées et du pigment brun d'oxydes de fer. Rarement apparaissent des lithoclastes à structure microclastique, des andésites de structure porphyrique ainsi que des cristalloclastes de feldspaths plagioclases polysynthétiquement maclés et corrodés par du calcite. Les cristaux de calcite qui cimentent la roche sont prismatiques, et ont une disposition fibro-radiale autour des particules pyroclastiques.

Le contenu en grands foraminifères est extrêmement riche, lumachellique telles nummulites, discocyclines [*Discocyclina augustae* Weijden et *Discocyclina cf. sella* (d'Arch.)] et de rares assilines (pl. XI, figs. 1-11) : *Nummulites cf. rotularius* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. pratti* d'Arch. et Haime et *N. leopoldi* Schaub.

L'association de macroforaminifères du sondage de Recea atteste l'âge Cuisien moyen (-?supérieur).



Sondage de Dusești 4

Une association très riche, représentée exclusivement par le genre *Nummulites* et facilement récupérable, a pu être obtenue du fragment de carotte du niveau de 3142,6 m à 3144,2 m de ce sondage. Il a été emplacé au nord-est de la ville de Piatra Neamț, sur la marge occidentale du flanc épiplateformique de l'avant-fosse.

L'échantillon représente un quartz-arénite polygène blanc-gris, meuble, à éléments anguleux et très fins, assez bien assorti (équigranulaire) et exempt du ciment carbonaté. La matrice manque et l'espace interstitiel est très réduit. La glauconie est également rare et fine et la diagenèse avancée. La roche a été cimentée par le quartz de surcroissance en continuité optique, autour des granules de quartz monocrystallin en contact sutural tangent. Bien rarement apparaissent aussi des granules de microcline. Les bioclastes de forams sont de grandes dimensions. On remarque encore de rares plages charbonneuses. On a dénommé cette formation marine, littorale (-intertidale ?), de la classe des orthoquartzites, le grès de Dusești. Le contenu nummulaire est riche : *Nummulites* aff. *aquitanicus* Benoit, *N. aquitanicus* Benoit, *Nummulites* aff. *quasilaevigatus* Pavlovec, *N. partschi* de la Harpe, *N. planulatus* Lamarck et *N. inkermanensis* Schaub (pl. XII, figs. 1-12 ; pl. XIII, figs. 1-9). Il représente le Cuisien inférieur-moyen.

Sondage de Frasin 917

Ce sondage a été emplacé dans le flysch crétacé supérieur-paléogène de la nappe de Tarcău de la vallée de Moldova. Jusqu'à la profondeur de 2830 m le sondage a recoupé les écailles de cette unité. En continuité il a traversé le Miocène de l'avant-fosse avec ou sans sel. Peu au-dessus de 4000 m le sondage a intercepté les dépôts de plate-forme du Badénien supérieur. Allant de 4000 m à 4100 m, où il s'est arrêté, le sondage a traversé une formation équivalente à celle décrite pour le sondage de Dusești 4 : grès quartzitique typique avec un degré moyen de granoclassement, cimenté par du quartz de surcroissance (rien qu'accidentellement du ciment calcique dans les pores). Le ciment fait défaut même sous forme intergranulaire-pelliculaire. La roche contient une association monospécifique de nummulites, formes macrosphériques (pl. XIII, figs. 10-15) : *Nummulites* ex gr. *N. gallensis* Heim et *N. uranensis* de la Harpe. Ce sont des espèces de la limite Cuisien/Lutétien voire même de la base du Lutétien.

Sondage de Cuejdiu 5200

Deux sondages ont été emplacés près du village de Cuejdiu, au nord-ouest de la ville de Piatra Neamț, dans la demi-fenêtre de Bistrița. Le sondage 5200 a foré dans le flysch paléogène seulement 200 m. Ensuite il a traversé les formations du Miocène inférieur de l'avant-fosse jusqu'à 3160 m, sans atteindre le sel. Entre 3160 m et 3320 m il a rencontré les dépôts paléogènes de l'avant-fosse et, de nouveau, le Miocène de l'avant-fosse avec du sel, cette fois-ci jusqu'à 3843 m. A cette pro-



fondeur le sondage a atteint la couverture tertiaire de la plate-forme : Sarmatiens (jusqu'à 4480 m), Badénien (jusqu'à 4525 m) et Éocène où il s'est arrêté à 4646 m.

On a prélevé des carottes de deux profondeurs, 4592 m et 4603 m.

a) A 4592-4593 m il a recoupé un grès très fin à forams (grès calcarénacé), une siltite quartzeuse à bioclastes plus grands que la masse fondamentale. Les granules anguleuses de quartz sont corrodées au contact avec le ciment calcique. La biotite et les plagioclases sont subordonnés au quartz. Il y a aussi de rares granules de glauconie remplaçant un minéral feuilleté. Le sortage est relativement bon. Le liant de ce quartz-arénite fin est la calcite microsparitique.

L'échantillon a été très petit. La récupération des nummulites a été difficile. Nous y avons prélevé une population monospécifique à *Nummulites pustulosus* Douvillé (pl. XIV, figs. 1-3) du Cuisien inférieur-moyen.

b) Le deuxième fragment de carotte, également petit, a la même lithologie : quartz-arénite fin à glauconite péloïde et bioclastes de forams avec des loges silicifiées. L'échantillon provient d'une profondeur de 4603 m à 4605 m et il contient, outre de rares discocyclines, les espèces (pl. XIV, figs. 4-9) : *Assilina adrianiensis* Schaub, formes de passage à *Assilina plana* Schaub, et *Nummulites ex gr. N. burdigalensis* de la Harpe à affinités de *N. campesinus* Schaub.

La signification biostratigraphique de l'association du sondage de Cuejdiu 5200 : Ilerdien supérieur-Cuisien inférieur.

Sondage de Cuejdiu 4700

Situé au nord de l'autre sondage, il a traversé d'abord 100 m environ du flysch paléogène de l'unité de Tarcău. En continuité, jusqu'à 3350 m, ce sondage a recoupé des dépôts du Miocène inférieur de l'avant-fosse, ensuite le Paléogène sous-jacent. A 3830 m le sondage a retrouvé le Miocène inférieur de l'avant-fosse. La plate-forme a été atteinte à 4202 m : Sarmatiens, Badénien et conglomérats miocènes (entre 4480 m et 4650 m). Finalement, le sondage a recoupé la formation nummulitique où s'est arrêté au niveau de 4754 m.

L'Éocène a été atteint à deux profondeurs, 4690 m et 4743 m.

a) Entre 4690 m et 4697 m le sondage a traversé, tout comme dans le sondage précédent, un quartz-arénite fin à clastes quartzitiques anguleux et à sortage assez faible. Apparaît aussi le feldspath microcline à macles en grille. La roche est pauvre en glauconite. Le ciment basal, recristallisé et à fragments allochtones (calcite sparitique-microsparitique), devient ferrugineux au contact avec les bioclastes. On remarque aussi des îles irrégulières de pyrite.

L'association de nummulites est dominée par des formes macrosphériques (rapport formes B/formes A = 1/25-30) du Cuisien moyen-supérieur (pl. XIV, figs. 10-13 ; pl. XV, figs. 1-5) : *Nummulites tauricus* de la Harpe et *N. rotularius* Deshayes.

b) Entre 4743,5 m et 4748 m le sondage a recoupé le même grès très fin à ciment calcique, à bioclastes de forams et à fréquentes granules de glauconie irrégulièrement distribuées. L'association de



macroforaminifères contient des operculines, des discocyclines et des nummulites du Cuisien inférieur (-moyen) (pl. XV, figs. 6-7 ; pl. XVI, figs. 1-8) : *Nummulites archiaci* Schaub, *N. leupoldi* Schaub ou formes intermédiaires *N. praelucasi* Douv.-*N. leupoldi* Schaub, *N. increscens* Schaub et *Operculina* ex gr. *O. canalifera* d'Archiac-*O. escheri* Hottinger.

E) Observations paléontologiques

Les déterminations spécifiques ont été effectuées d'après quelques monographies récentes sur les grands foraminifères : Schaub (1951, 1981), Neumann (1958), Hottinger (1960, 1977), Nemkov et Barhatova (1961), Nemkov (1967), Blondeau (1972), Drobne (1977).

Nummulites moldavicus nov. sp.

(Pl. III, figs. 1-4 (B) et 5, 6 (A) ($\times 20$).

Holotypus : planche III, figs. 1a, b, c (B) et 6 (A). Collection de l'Institut de Géologie et de Géophysique de Bucarest, no. 105425.

Locus typicus : sondage de Glăvănești 66, à l'ouest de la ville de Bîrlad, flanc externe de l'avant-fosse carpathique.

Stratum typicum : grès glauconieux de Glăvănești, Cuisien (moyen), profondeur de 1881-1882 m.

Derivatio nominis : d'après le nom de la province située à l'est des Carpathes Orientales.

Matériel et gisement : population du sondage de Glăvănești 66, dans la couverture de la plate-forme moldave.

Forme B (microsphérique) (figs. 1-4 : la surface de la coquille, le profil et les sections équatoriales). Nummulite très petite, diamètre de 1,5 à 2 mm, épaisseur de 0,8 mm environ. Profil fusiforme et bombé, à bords assez tranchants. Filets plus ou moins raides et pilier central divisé dans la zone du pôle du test.

Section équatoriale. Structure interne délicate. Pas de la spire croissant jusqu'au dernier tour. Le plus fréquemment 5 ou 6 tours sur un rayon de 0,7 à 1 mm. Cloisons assez régulières, non inclinées, mais à courbure modérée, en tout cas obliques à la corde marginale : loges falciformes à rhombiques.

Forme A (mégasphérique) (figs. 5, 6 : sections équatoriales). Morphologie presque identique à la forme B. Diamètre plus petit que celui du couple microsphérique, 1,55 à 1,7 mm et à $2\frac{3}{4}$ -3 tours sur un rayon de 0,7 à 0,9 mm. Mégasphère plus ou moins globulaire et d'environ 0,2 mm, assez grande par rapport au diamètre du test. Quoique toujours délicate, la corde marginale semble généralement un peu plus épaisse que chez la forme B.

En ce qui concerne les rapports et les possibles relations phylétiques, il est à supposer que cette nouvelle espèce, à caractères assez primitifs par rapport à sa position stratigraphique (Cuisien moyen), représente une morphé latérale de *N. burdigalensis* (ou de *N. praelucasi*?).



Nummulites murgeanui nov. sp.

(Pl. IV, figs. 1-5 (B) et 6-9 (A) (4a et 4b \times 10; les autres \times 20).

Holotypus: planche IV, figs. 3 (B) et 9 (A). Collection de l'Institut de Géologie et de Géophysique de Bucarest, no. 105426.

Locus typicus: sondage de Glăvănești 66, à l'ouest de la ville de Bîrlad, flanc externe de l'avant-fosse carpathique.

Stratum typicum: grès glauconieux de Glăvănești, Cuisien (moyen), profondeur de 1881-1882 m.

Derivatio nominis: à la mémoire du professeur George Murgeanu, pour l'aide et les conseils qu'il m'a donné dans le rechoix et le début de ma profession de géologue.

Matériel et gisement: population du sondage de Glăvănești 66 dans la couverture de la plate-forme moldave.

Forme B (microsphérique) (figs. 1-5: surface de la coquille, profil et sections équatoriales). Test très petit, diamètre de 1,9 à 2,3 mm, épaisseur de 0,8 à 1 mm. Profil fusiforme, bombé et à bord ordinairement aigu. Surface à filets radiés et flexueux dont l'ensemble est d'habitude turbilloné. Pilier central bien marqué, fort, même volumineux après calcination.

Section équatoriale. Aspect général fin, spire régulière à pas croissant jusqu'à la périphérie, 6-7 tours sur un rayon de 0,9 à 1,2 mm. Corde marginale mince et délicate. Cloisons le plus souvent perpendiculaires, droites à la base et incurvées dans la moitié supérieure. Loges de $1\frac{1}{2}$ - $2\frac{1}{2}$ fois plus hautes que longues.

Forme A (mégasphérique) (figs. 6-9: surface de la coquille, profil et sections équatoriales; fig. 9: test calciné). Diamètre de 1,2 à 1,7 mm, épaisseur de 0,6 mm. Test fusiforme et bombé à bord tranchant. Pilier central robuste. Sur la surface l'ensemble des filets à tendance tournoyante.

Section équatoriale. Spire régulière dont le pas croît lentement et régulièrement, 3-4 tours sur un rayon de 0,6 à 0,8 mm. Corde marginale mince et cloisons de même forme pareillement à la forme B. Mégalosphère petite et globulaire de 0,08 à 0,12 mm de diamètre.

Rapports et différences, relations phylétiques. Tout comme dans le cas de *N. moldavicus*, on peut supposer que cette nouvelle espèce, à caractères trop primitifs par rapport à son âge (Cuisien moyen), représente une forme latérale, cette fois-ci approchante du groupe (*N. globulus-*) *N. increscens*.

F) Examen des données et conclusions

Dans la couverture de la plate-forme scythique le Nummulitique est représenté à prépondérance par l'Éocène inférieur, notamment par l'Ilerdien (moyen-supérieur) et le Cuisien; le Lutétien a une présence réduite par ses niveaux basaux. Les surfaces de discordance séparent l'Éocène du Crétacé supérieur sous-jacent et du Badéno-Sarmatien surjacent.



Parmi les sondages étudiés, le seul qui a traversé en totalité les dépôts éocènes, y compris leurs lit et toit, est celui de Tîrgu Neamă 106. L'épaisseur y est de 80 m. Les sondages de Cucujiu nous ont fourni quelques indications sur la puissance dépassant 100 m. De tout ce que nous connaissons sur les sondages exécutés dans le secteur soviétique de la plate-forme moldave, le territoire compris entre le Prut et le Dniester, aussi bien que dans les zones d'affleurement de la Dobrogea du Sud, du bassin de Varna ou de Crimée (Bakhchisarai), l'Éocène inférieur semble ne pas dépasser ou bien peu dépasser 150 m d'épaisseur.

A l'égard du rapport pétrographique, outre deux exceptions, on remarque la prédominance des faciès finement détritiques à savoir :

Grès de Dusești — orthoquartzites authentiques dont les grains montrent zones de surcroissance, une roche très épicontinentale étudiée moyennant des sondages de Dusești, Ghindăoani et Frasin.

Grès de Glăvănești — quartz-arénites à ciment basal et glauconie dans presque tous les sondages (formation quasi-isopique aux sables ou aux grès glauconieux de la Dobrogea du Sud).

Il y a deux exceptions : calcaires proprement-dits dans le sondage de Bacău, calcaires bioaccumulés, biomicrosparites riches en nummulites (parmi lesquelles quelques-unes très primitives), et une roche tuf-facée vitroclastique dans le sondage de Recea, également riche en macroforams mais suspecte à représenter un échantillon prélevé de dessus du plan de discordance de l'étage Badénien.

La comparaison entre les nummulites de la formation de Glăvănești et celle de Dusești suggère que ces couches sont quasi-hétéropiques. La genèse de l'une ou de l'autre a été conditionnée probablement par les sources sédimentaires et par le relief des surfaces de dépôt.

Durant l'intervalle de leur sédimentation les quartz-arénites de Glăvănești passent graduellement aux orthoquartzites de Dusești. C'est ainsi qu'on pourra expliquer le biocontenu ilerdien-cuisien-lutétien de la formation de Glăvănești et uniquement cuisien-lutétien de la formation de Dusești. Conformément à cette situation, le sondage de Mălini 117 a intercepté d'abord des orthoquartzites lutétiens de Dusești, et ensuite les quartz-arénites ilerdien-cuisiennes de Glăvănești.

Pour avoir une image claire sur le rapport entre les nombreux blocs éocènes inclus dans les conglomérats du Tertiaire des Subcarpathes et les roches éocènes des sondages, mon collègue N. Anastasiu de l'Université de Bucarest a examiné environ 20 lames minces de la collection de l'IGG (collections de Athanasiu, Preda, Ștefănescu, Joja, Mirăuță et Bombiță) représentant de tels „calcaires à nummulites“ remaniés dans les pséphites oligocènes, miocènes et quaternaires des Subcarpathes Orientales.

Les calcaires proprement-dits (comme des roches exclusivement carbonatées, bioaccumulées, à grande densité des bioclastes et sans fraction clastique) sont rares. Exemples : calcaires blanchâtre-jaunâtres (wackestones) transportés de l'horizon rouge du Miocène de l'avant-fosse au Quaternaire de la plate-forme des environs du village de Drăgănești-Neamă, collection de Athanasiu (pl. XVI, fig. 9); les biomicrites blanc-grises, toujours de type wackestones, dans la colline de Pietrițica-Bacău, collection de Bombiță; et d'autres.



En échange, les quartz-arenites, parfois très voisins des grès calcaires communs, sont fréquents : biocalcarénites à contenu clastique abondant, à quartz anguleux et bioclastes cassés, ordinairement avec plus ou moins de glauconie et parfois avec du ciment calcitique bien silicifié. Exemples : calcaires rougeâtres, durs, à grandes nummulites, des „conglomérats salifères“ du village de Grozești (vallée d'Oituz, district de Bacău, collection de Preda) (pl. I) ; arenites quartzeuses anguleuses, bien assorties et à ciment sparistique, des conglomérats d'Almașu (collection de Mirăuță) ; biocalcarénites à masse fondamentale quartz-arenitique et ciment sparistique des mêmes conglomérats dans la vallée de Prihojdia, au sud du village de Bălătești (collection de Mirăuță) ; et d'autres.

Les roches carbonatées intermédiaires entre les deux précédentes, de type packstone, sont également fréquentes : biomicrites, biosparites et biomicrosparites, parfois à clastes de schistes cristallins et à glauconie qui peut substituer des bioclastes. Exemples : „calcaires“ nummulitiques des couches de Gura Șoimului (unité des plis marginaux, bassin du ruisseau de Cracău, monts Neamț, collection de Joja) ; „calcaires“ nummulitiques des conglomérats oligocènes de la colline de Piatra Șoimului (bassin du ruisseau de Tazlăul Sărat, collection de Mirăuță) ; et d'autres.

La signification lithostratigraphique de toutes ces données est l'équivalence entre les éléments de l'Éocène renfermés par les conglomérats de l'avant-fosse et l'ensemble du matériel récupéré des sondages. La mer du Miocène inférieur a donc enlevé par érosion ce matériel des reliefs de la plate-forme, avant que ceux-ci soient enfouis au-dessous du front badéno-sarmatien transgressif.

Pour ce qui est des conditions d'environnement, ce sont les formations sédimentaires à prédominance détritique qui se sont déposées sur un socle rigide à faible mobilité et à subsidence réduite. Celui-ci a été envahi durant l'Éocène inférieur par une mer assez peu profonde mais à grande étendue et à fond déformé suivant de larges rayons de courbure ; sur les reliefs positifs se sont déposés probablement des calcaires plus ou moins mous, tandis que sur ceux négatifs les diverses variétés de calcarénites. Il s'agit donc d'une mer épicontinentale par définition à apport de sédiments terrigènes de granulométrie moyenne mais, surtout, fine ou très fine et à une distance appréciable du littoral. Le résultat a été un ensemble sédimentaire au degré de maturité minéralogique et texturale très avancée.

La plupart des sondages ont rencontré des grès du Cuisien. Les sondages de Mălini 117, Mărgineni 12 et Frasin 917 ont traversé d'abord la base du Lutétien, alors que les sondages de Bacău 100, Mălini 117 et 119 et Cucejdiu 5200 ont aussi atteint plus bas les niveaux supérieurs-moyens de l'Illerdien.

Excepté le sondage de Recea 250, nous considérons les associations décrites dans cet article en tant qu'*in situ*. Cette conclusion est traduite par les observations suivantes :

a) Equivalence lithostratigraphique entre les formations de l'Éocène inférieur intercepté par les sondages et l'Éocène des affleurements, surtout ceux de la Dobrogea du Sud et du bassin de Varna.



b) Caractère unitaire de la structure des associations de macroforams par échantillons que par niveaux, horizons ou formations.

c) Carottages doubles des sondages de Cuejdiu 4700 et de Mălini 117. Ils ont révélé que les échantillons de profondeur plus petite ont un âge un peu plus jeune que les échantillons d'une profondeur plus grande. Le fait montre des successions stratigraphiques normales et non inverses. Il n'y a pas d'arguments fermes qui pourraient suggérer des effets d'une rédépôt néogène.

L. Ionesi a remarqué de frappantes ressemblances entre les échantillons du sondage de Cuejdiu 4700 et les roches paléocène-éocènes de type „Kliwa“ (Scorbura-Păltinoasa) du flysch des Carpathes Orientales (information, 1980).

Paraît que le sondage de Recea 250 ait atteint la base transgressive du Badénien : une roche tuffacée, vitroclastique et à ciment calcitique, très riche en grands forams du Cuisien moyen-supérieur. Rappelons que le faciotype du grès badénien de Răchitașu des Subcarpathes renferme des niveaux tuffacés vitroclastiques (Dumitrescu, 1952, p. 244-245). L'association de grands forams pourrait représenter, en ce sens, une lumachelle rédéposée. Si l'échantillon nummulistique de la carotte de Recea 250 représente vraiment une bioaccumulation ultérieure, de dessus de la discordance badénienne, il va servir indirectement cet inventaire.

Vu les repères éocènes susmentionnés, il sied à noter que la structure de la couverture de la plate-forme n'est pas du tout simple. L'affirmation n'est ni de dernière heure, ni surprenante. Des volumes importants du flysch et de molasse des moldavides externes (Néoeurope), plastiques et très plissées, dépassent par charriage vers l'est la plate-forme scythique (Mésoeurope) jusqu'au contact direct avec la plate-forme rigide est-européenne (Archaeurope) (Stille, 1924, p. 321-234).

D'une part, la puissance des nappes varie d'une zone à l'autre, en trahissant les effets mécaniques extrêmement variables des tectogénèses miocènes ; d'autre part, la plate-forme, elle aussi, est intensément compartimentée (horsts et grabens).

Nous voulons souligner seulement que cette situation est saisissable rien que moyennant la stratigraphie du Nummulistique.

Compte tenu de l'idée déjà classique suivant laquelle la plate-forme plonge par degrés vers l'ouest, au-dessous des charriages des unités carpathiques (Mrazec, 1910 ; Murgoci, 1926 ; Băncilă, 1958, p. 18-31 ; Săndulescu, 1984, p. 265-282), et en supposant que l'enregistrement de la profondeur de prélèvement des carottes a été exacte, il est à signaler quelques situations non conformes et à signification structurale implicite :

a) Six des échantillons étudiés proviennent des sondages cimplacés tout près l'un de l'autre : Mălini 117 et 119, Mărgineni 11 et 12, Cuejdiu 4700 et 5200.

Dans le sondage de Mălini 117 le Lutétien basal a été intercepté à 2271 m et dans le sondage 119 l'horizon de limite Ilardien/Cuisien se trouve à une profondeur plus petite, 2141 m.



Dans le sondage de Mărgineni 12 la limite Cuisien/Lutétien a été atteinte à 2874,3 m, tandis que dans le sondage de Mărgineni 11 le Cuisien a été recoupé à 2803 m.

A Cuejdiu les niveaux de base du Cuisien ont été rencontrés à 4600 m environ (sondage 5200) et à 4750 m (sondage 4700).

Ces différences de profondeur sont-elles des effets de la cassure d? la plate-forme ou bien du relief pré-paléogène ?

b) On remarque que dans les sondages de Cuejdiu, de la demi-fenêtre de Bistrița, l'Éocène de la plate-forme a été réperé à une profondeur plus grande (4600 m et 4750 m) que dans le sondage de Frasin emplacé sur la nappe de Tarcău (4074 m). Comme nous l'avons révélé, à Cuejdiu au-dessous de la nappe des plis marginaux semble exister une pile ou un entassement de dépôts miocènes de presque 3000 m (!). Une compensation des épaisseurs pourrait y résulter de l'exhaussement local du socle et de sa couverture.

c) Les sondages de Dusești 4, de Ghindăoani 7 et de Tîrgu Neamț 106 se disposent sur des méridiens de plus en plus occidentaux. Partant, l'Éocène inférieur a été intercepté à des profondeurs de plus en plus petites : à Dusești — 3142 m, Ghindăoani — 2738 m, Tîrgu Neamț — 2406 m. Cela signifie non pas l'affaissement de la plate-forme, mais, paradoxalement, son soulèvement (local).

d) Enfin, sur la parallèle de la ville de Suceava, dans la région où les Carpathes externes sont traversées par le ruisseau de Moldova, dans la zone à unités structurales bien intensément comprimées, la flexure de la plate-forme doit être forte à en juger d'après la profondeur d'interception du Lutétien basal : 2270 m à Mălini et 4079 m à Frasin. Beaucoup plus détendue apparaît la structure de la plate-forme vers le sud, dans la région du cours inférieur du ruisseau de Siret : à Glăvănești et à Fundul Tutovei l'Éocène inférieur a été carotté à 1881 m et 1668 m, et vers l'ouest, à Recea et à Bacău, à 2948 m et 2716 m.

*

Les données de cet article sont bien entendu amendables et susceptibles à de meilleures interprétations paléogéographiques aussi que structurales. L'objectif principal de notre contribution reste quand même l'analyse stratigraphique de l'Éocène de couverture de la plate-forme moldave.

BIBLIOGRAPHIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților orientali. Edit. științifică, p. 18-31, București.
 Baraneva N. M., Siabriaï V. T. et al. (1963) Stratigrafia Ukrainskoi SSR, Tom IX. Paleoghen. Vid. Akad. Nauk Ukr. SSR. Kiev.
 Blondeau A. (1972) Les Nummulites. Ed. Vuibert. Paris.



- Bobrinskaya O. G., Didkowsky V. J., Gorbachik T. N. et al. (1971) European paleontological Colloquium. *Guidebook URSS. Moldavia*, p. 149-151. Moskow.
- Drobne K. (1977) Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Mém. suisses de Paléont.* vol. 99. Basel.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Inst. Geol.* XXIV, p. 195-270. București.
- Filipescu M. G. (1939) Sur la nature et l'âge des dépôts rencontrés dans le forage de Horodnic-Boucovine (Roumanie). *Acad. Roum., Bull. sect. sci. t. XXI*, p. 30-34. București.
- Hottinger L. (1960) Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. *Mém. suisses de Paléont.* vol. 75-76. Basel.
- (1977) Foraminifères operculiniformes. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., Nouv. sér., Série C*, t. XL. Paris.
- Ionesi L. (1971) Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei. Edit. Acad. RSR, p. 152-154, București.
- Joja T., Iancu G., Popovici M. (1966) Principaux résultats stratigraphiques et tectoniques des forages de Putna (Boucovine, Roumanie). *D. S. Inst. Geol.* LI/2, p. 69-93. București.
- Koszarski A. (1985) Autochthonous Mesozoic platform and its Badenian molassic cover. *Carp.-Balc. Geol. Assoc., XIII Congress. Guide to Excursion* 3, p. 41-58. Cracow.
- Mrazec L. (1910) Despre rocile verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României. *D. S. Inst. Geol.* II, p. 26—39. București.
- Murgoci-Munteanu G. (1926) Asupra ariei chimerice. *D. S. Inst. Geol.* VII, p. 185-203. București.
- Negodaev Nikonor K. N., Polev P. V. (red.) (1968) Regionalnaia stratigrafia Moldavskoi SSR. *Red.-izd. otdel. Akad. Nauk Mold. SSR.* Kishinev.
- Neumann M. (1958) Révision des Orbitoïtes du Crétacé et de l'Éocène en Aquitaine occidentale. *Mém. Soc. Géol. de France. Nouv. sér.*, t. XXXVII/4. Paris.
- Nemkov G. I. (1967) Nummuliti Sovetskogo Soiuza i ih biostratigraficheskoe snatchenie. Izd. „Nauka“. Moskva.
- Barhatova N. N. (1961) Nummuliti, assilini i operculini Kríma. *Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva*, Leningrad.
- Paraschiv D. (1979) Romanian oil and gas fields. *IGG St. tehn. econ.* A. 13, p. 215-228. București.
- Pătralius D., Chiriac I. (1965) La couverture paléogène-mésozoïque de la Plate-forme podolo-russe sous les charriages carpatisques (Le forage de Putna en Moldavie du Nord). *Carp.-Balc. Geol. Assoc., VII Congr. Rapport, Part II*, vol. 2, p. 87-90. Sofia.
- Pătruț I. et al. (1974) Studiul geologic complex al Badenianului platformei moldovenești. Raport, ICPPG, Cimpina, GSB. București.
- Preda D. (1917) Géologie de la région subcarpathique de la partie méridionale du district de Bacău. *An. Inst. Géol.* VII, p. 427-660. București.
- Rosa A. (1965) Conglomerate de Pietricica. *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LI/1, p. 159-168. București.
- Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Edit. Tehnică, p. 70-76 ; 265-282. București.
- Schaub H. (1951) Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches... Schweiz. *Paläont. Abhandlungen* 68. Basel.

- (1981) Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. suisses de Paléontologie* vol. 104, 105 et 106. Bâle.
- Simionescu I. (1909) Sur l'origine des conglomérats verts du Tertiaire carpathique. *Ann. Sci. Univ. Iași*, t. VI/1, p. 310-312. Iași.
- Stille H. (1924) Grundfragen der vergleichenden Tektonik. E, Die Einteilung Europas in Konsolidationsgebiete, p. 231-234. Borntraeger. Berlin.
- Zuber R. (1903) Neue Karpathenstudien. I, Über die Herkunft der exotischen Gesteine am aussenrände der karpatischen Flyschzone. *Jahrb. k. k. geol. Reichanstalt*, p. 245—258. Wien.

ETAJE NUMULITICE DIN CUVERTURA PLATFORMEI MOLDOVENEȘTI

(Rezumat)

Lucrarea și-a propus : 1, să stabilească caracterul *in situ* sau remaniat al faunelor de macroforaminifere eocene conținute de carote extrase din sectorul românesc al platformei moldovenești ; 2, în cazul prezenței lor *in situ*, să schiteze lito- și biostratigrafia Eocenului din cuvertura acestei unități ; 3, să clarifice, din punct de vedere facial și petrografic, raportul dintre eșantioanele din foraje și blocurile de „calcare“ numulitice resedimentate în molasele Tertiului superior subcarpatic.

Materialul studiat a constat din 30 fragmente de carote, provenind de la adîncimi între 1225 și 4746 m. 18 eșantioane au avut conținut numulitic.

Cele mai multe dintre foraje au fost amplasate pe flancurile intern, cutat, și extern, epiplatformic, ale avanfosei ; două foraje pe unitatea cutelor marginale din semifereastra Bistrița și unul pe pînza de Tarcău (sectorul nordic).

Analiza faunelor de foraminifere mari arată că în cuvertura platformei moldovenești Nummuliticul este reprezentat preponderent de Eocenul inferior, etajele Ilerdian mediu-superior și Cuisian. Lutetianul este puțin prezent și numai cu nivelele sale bazale.

Suita eocenă este delimitată de suprafețe cu discordanță, iar grosimea ei este aproximată la 80-100 m, cu unele indicații spre maximum 150 m. Ansamblul formațional prezintă un grad avansat de maturitate mineralologică și texturală, tipic epicontinentală.

Au fost separate două formațiuni heteropice : ortocuartitele de Dusești cuisian-lutetiene și quartarenitele cu ciment basal și cu glauconit de Glăvănești ilerdian-lutetiene. Există și două exceptii, ambele numulitice : calcare bioacumulate și tufuri vitroclastice.

Sunt enumerate observații care confirmă caracterul *in situ* al microfaunelor, cu excepția celei din tufuri.

Majoritatea forajelor au întlnit gresii din Cuisian. Cîteva au traversat mai întîi nivale ale bazei Lutetianului, iar alte cîteva au atins, sub Cuisian, nivale superioare-medii ale Ilerdianului.



Între eșantioanele recuperate din foraje și frecvențele blocuri redespuse în molasele neo-terțiare din Subcarpați există raporturi de echivalență. O oarecare echivalență există chiar și față de depozitele eocene care aflorează în Dobrogea de sud și în bazinul Varna.

În sfîrșit, lucrarea semnalează cîteva situații neconforme cu ideea generală, clasică, a structurii de anasmblu a platformei: diferențe între adîncimile de interceptare ale acelorași repere în foraje apropriate; ridicări (nu cedoriri) locale ale platformei spre vest; adîncimi de interceptare mai mari în semiferestre decât pe pînze.

Principalul obiectiv al articolului rămîne însă cel stratigrafic.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Nummulites polygyratus Desh., forme B ($\times 5$). Section équatoriale par cisaillement d'un bloc calcaire rougeâtre, élément dans les conglomérats du Miocène de l'avant-fosse. Village de Grozești, vallée d'Oituz. Collection de David Preda, l'année 1915. Cuisien supérieur.

Planche II

Grands foraminifères du sondage de Roman (fig. 1-5) et du sondage de Glăvănești (fig. 6-8)

Dans toutes les notations métriques: D = diamètre du test; T/R = nombre des tours sur rayon; M = diamètre de la méglosphère.

Fig. 1-2 — *Nummulites aquitanicus* Benoist, forme A ($\times 10$). Coupes des tests à diamètre supérieur à la moyenne indiquée par Schaub (1981). D = 5,3-5,6 mm; T/R = 5-5 1/2 t/r 2,6-2,8 mm; M = 0,4-0,6 mm.

Fig. 3 — *Nummulites ex gr. (N. planulatus Lamarck-) N. aquitanicus* Benoist-N. manfredi Schaub, forme B ($\times 10$). Coupe par polissage au-dessus du plan équatorial. Les derniers 5-6 tours séniles sont obliquement sectionnés.

Fig. 4-5 — *Alveolina ex gr. oblonga* d'Orb. ($\times 10$). Fig. 4, *Alveolina cf. oblonga* d'Orb., coupe axiale d'un spécimen très allongé (indice d'allongement de 2,8 supérieur à celui indiqué par Hottinger, 1960). Diamètre de la méglosphère de 160 μ (inférieur à celui mentionné par Hottinger) et diamètre équatorial du test de 1,8 mm. Les tours externes probablement sont défaut. Fig. 5, *Alveolina oblonga* d'Orb., forme A. Diamètre de la méglosphère de 220 μ , indice d'allongement de 2,2 et diamètre équatorial du test de 2,2 mm. Coupe axiale d'une forme sous-cylindrique à flosculinisation modérée.

Fig. 6 (a, b, c) — *Nummulites aff. N. soerenbergensis* Schaub, forme A ($\times 10$). Un descendant possible du groupe *N. globulus* Leymerie à la base du Cuisien. Le pénultième et le dernier tour de spire manquent. Pilier non centré à cause de la décortication. D = 1,5 mm; T/R = 2 $\frac{3}{4}$ t/r 0,8 mm; M = 0,16 mm.

Fig. 7-8 — *Assilina laxispira* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Coupes équatoriales. D = 5,7 mm; T/R = 4-5 t/r 2,7 mm; M = 0,30-0,35 mm.



Planche III

Grands foraminifères du sondage de Glăvăneşti

Fig. 1-6 — *Nummulites moldavicus* nov. sp., forme B (fig. 1-4) et A (fig. 5-6) ($\times 20$). Voir la description dans le chapitre „Observations paléontologiques“ p. 87.

Fig. 7-9 — *Assilina laxispira* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Coupes équatoriales. D = 5-5,5 mm ; T/R = 5 t/r 2,5-2,7 mm ; M = 0,25-0,4 mm.

Fig. 10-13 — *Assilina laxispira* de la Harpe, forme A ($\times 5$). Surfaces des tests. Fig. 14-15 — *Discocyclina scalaris* (Schlumberger). Surfaces des tests ($\times 5$).

Planche IV

Nummulites du sondage de Glăvăneşti

Fig. 1-9 — *Nummulites murgeanui* nov. sp., formes B (fig. 1-5) et A (fig. 6-9) (fig. 4a et 4b $\times 10$, les autres $\times 20$). Voir la description dans le chapitre „Observations paléontologiques“, p. 88.

Fig. 10 — *Nummulites* cf. *kapellosi* Schaub, forme A (fig. 10a et 10b $\times 10$; fig. 10c $\times 12$). Un possible précurseur de l'espèce. D = 2,3-2,5 mm ; T/R = 4 t/r 1,25 mm ; M = 0,33 mm.

Fig. 11-12 — *Nummulites* aff. *campesinus* Schaub, forme A (fig. 11b $\times 12$, les autres $\times 10$). Forme possible de passage *N. kapellosi* Schaub — *N. campesinus* Schaub sinon même entre *N. campesinus* Schaub et *N. kugleri* Schaub. Les derniers 2-2 $\frac{1}{2}$ tours manquent. D = 2-2,3 mm ; T/R = 2 1/2 t/r 1-1,2 mm ; M = 0,4-0,5 mm.

Fig. 13-14 (a, b, c) — *Nummulites* aff. *burdigalensis cantabricus* Schaub, forme A ($\times 10$). Probablement une forme intermédiaire entre *M. burdigalensis burdigalensis* de la Harpe (d'après les caractères généraux de la lame spirale, des loges et des septes) et *N. burdigalensis cantabricus* (d'après les caractères de la mégalosphère). D = 2,2-2,5 mm ; T/R = 3-4 t/r 1,1-1,3 mm ; M = \pm 0,3 mm.

Planche V

Nummulites du sondage de Glăvăneşti

Fig. 1-3 — *Nummulites* ex gr. *N. burdigalensis burdigalensis* — *N. burdigalensis cantabricus* Schaub, forme A ($\times 10$). Fig. 1, spécimen proche de *N. burdigalensis burdigalensis*. D = 2,1 mm ; T/R = 3 1/2 t/r 1,2 mm ; M = 0,25 mm. Fig. 3, exemplaire ressemblant à *N. burdigalensis cantabricus*. D = 3,4 mm ; T/R = 4 1/2 t/r 1,7 mm ; M = 0,35 mm.

Fig. 4 (a, b, c) — *Nummulites ornatus* Schaub, forme A ($\times 10$). Spécimen de passage vers *N. partschi* de la Harpe. D = 3,2 mm ; T/R = 3 1/2 t/r 1,6 mm ; M = 0,35 mm. Test lenticulaire-bombé. Ebauches des piliers disposés en spirale. Lame spi-



rale assez mince à pas presque égal. Loges en losange, falci-formes.

Fig. 5 (a, b) — *Nummulites pernotus* Schaub, forme B ($\times 10$). Exemplaire de taille moyenne ($D = 5$ mm) sans tours séniles. Lame spirale épaisse (1/2-2/3 de la hauteur des loges).

Fig. 6 (a, b, c) — *Nummulites* sp., ex gr. *N. aturicus*, forme A intermédiaire entre *N. campesinus* Schaub et *N. kugleri* Schaub ($\times 10$). Test bombé lenticulaire, épais. $D = 3,7$ mm ; $T/R = 3^{1/2}$ t/r 1,8 mm ; $M = 0,6$ mm.

Planche VI

Nummulites du sondage de Glăvănești (fig. 1 et 2), du sondage de Mălini 119 (fig. 3-5) et du sondage de Mălini 117 (fig. 6 et 7)

Fig. 1-2 — *Nummulites* cf. *ornatus* Schaub, forme B ($\times 10$). Spécimens du groupe *N. praecursor* de la Harpe-*N. ornatus* Schaub-*N. partschi* de la Harpe. $D = 6,3$ -6,5 mm ; $T/R = 9$ t/r 3,1 mm ; 10 t/r 3,25 mm. Profil lenticulaire, lignes septales à granules, sans piliers.

Fig. 3 — *Nummulites* cf. *pernotus* Schaub, forme B ($\times 10$). Coupe du test fixée dans la roche. $D = 3,7$ mm ; $T/R = 7$ t/r 1,9 mm.

Fig. 4-5 — *Assilina* sp., morphé B intermédiaire entre *Assilina pomeroli* Schaub (d'après l'allure des septes et des loges) et *Ass. placentula* Desh. (diamètre et nombre des tours), ($\times 10$). $D = 5,5$ (-? 8) mm ; $T/R = 8$ t/r 3 mm ; 9 t/r 4 mm.

Fig. 6-7 — *Nummulites* sp., morphé B intermédiaire *N. laevigatus* (Bruguière)-*N. allobrogensis* de la Harpe ($\times 10$). Esquisse de la coupe transversale (fig. 6) et surface du test (fig. 7). Voir aussi la fig. 1 de la planche suivante.

Planche VII

Grands foraminifères du sondage de Mălini 117

Fig. 1 — *Nummulites* sp., forme B intermédiaire *N. laevigatus* (Brug.)-*N. allobrogensis* de la Harpe. Le diamètre supérieur du test est dû au pas un peu agrandi de la lame spirale ($\times 10$). Les tours séniles manquent. $D = 15$ mm ; $T/R = 13$ t/r 7,6 mm.

Fig. 2-3 (a, b) — *Nummulites* sp., forme A intermédiaire *N. laevigatus* (Brug.) (d'après les caractères de la lame spirale et de la mégalo-sphère)-*N. allobrogensis* de la Harpe ($\times 10$). $D = 4,5$ mm ; $T/R = 4$ t/r 2,2 mm ; $M = 0,7$ mm.

Fig. 4 — *Nummulites pernotus* Schaub, forme B ($\times 10$). Caractères morphologiques internes claires $D = 3,7$ mm ; $T/R = 7$ t/r 2 mm.

Fig. 5 (a, b) — *Nummulites campesinus* Schaub, forme A ($\times 10$). Spécimen de petite taille à piliers assez forts concentrés au centre du test. $D = 2,2$ mm ; $T/R = 4$ t/r 1,1 mm ; $M = 0,30$ -0,35 mm.

Fig. 6 (a, b, c) — *Nummulites burdigalensis kuepperi* Schaub, forme B ($\times 10$). Miniaturisation de l'espèce centrale cuisiennne (*N. burdigalensis* de la Harpe).

Fig. 7 (a, b, c) — *Nummulites distans* Deshayes, forme A ($\times 10$). Surface du test, profil et coupe équatoriale. Lame spirale mince. Seulement les deux premiers tours de spire (de 4 ou 5) se sont préservés. $D = 2,2$ mm; $T/R = 2$ t/r 1,1 mm; $M = 0,5$ mm (un peu au-dessous de la limite inférieure d'après Schaub, 1981).

Fig. 8 (a, b, c) — *Nummulites cf. ornatus* Schaub, forme A ($\times 10$). Surface du test, profil et coupe équatoriale. Paramètres un peu inférieurs à ceux consignés par Schaub. $D = 2,6-2,8$ mm; $T/R = 3^{1/2}$ t/r 1,3 mm; $M = 0,30-0,32$ mm.

Fig. 9 (a, b) — *Nummulites increcens* Schaub, forme A ($\times 10$). Lame spirale un peu plus serrée que chez le type mais semblable aux paratypes de Schaub. $D = 2,5$ mm; $T/R = 4$ t/r 1,3 mm; $M = 0,22-0,30$ mm.

Fig. 10 — *Nummulites* sp., forme B ($\times 10$). Coupe équatoriale d'un spécimen fixé sur la roche. Affinités doubles *N. increcens* Schaub-*N. soerenbergensis* Schaub.

Fig. 11 (a, b)-12. — *Assilina* sp., forme A, surface du test (11a) et coupe équatoriale (11b et 12) ($\times 10$). Forme intermédiaire *Ass. leymeriei* d'Arch. et Haime (diamètre du test)-*Ass. adrianensis* Schaub (forme des loges et diamètre de la mégalosphère). $D = 3,8-4$ mm; $T/R = 4$ t/r 1,8-2 mm; $M = 0,23-0,3$ mm.

Planche VIII

Nummulites du sondage de Tîrgu-Neamă (fig. 1-9) et du sondage du Bacău (fig. 10-18).

Fig. 1-4 et 9 — *Nummulites* ex gr. *N. rotularius* Desh., ($\times 10$). Fig. 1-2, formes B immatures et avec les deux derniers tours décorthiqués; fig. 9, adulte B sans le dernier tour; fig. 3-4, formes A à mégalo-sphères de 0,3 respectivement de 0,4 mm.

Fig. 5 — *Nummulites* sp., ex gr. *N. pernotus* Schaub-*N. burdigalensis* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Morphé primitif d'après les caractères internes. Mégalosphère de 0,15 mm.

Fig. 6-8 — *Nummulites* ex gr. *N. pratti* d'Archiac et Haime, forme A ($\times 10$). Probablement un successeur du type, un peu plus évolué. Fig. 6 et 7, sections transversales de deux formes juvéniles à $1^{1/2}-2$ tours (de 3 à 4); fig. 8, coupe équatoriale. $D = 4-5$ mm; $T/R = 3$ t/r 2-2,5 mm; $M = 0,55-0,7$ mm.

Fig. 10 — *Nummulites subramondi* de la Harpe, forme A ($\times 20$). D'après les données métriques un spécimen à la limite inférieure de la moyenne. $D = 2$ mm; $T/R = 3^{1/2}$ t/r 1 mm; $M = 0,25$ mm.

Fig. 11-12 — *Nummulites crimensis* Nemkov et Barhatova, forme A ($\times 20$). Forme avec quelques irrégularités morphologiques de la spire et des septes adultes. Les derniers 1-2 tours font défaut. $D = 1,7$ mm; $T/R = 3$ t/r 0,9 mm; $M = 0,15-0,20$ mm.

Fig. 13 — *Nummulites* sp., forme A, primitive, à affinités de *N. gamardensis* Kapellos et Schaub-*N. solitarius* de la Harpe ($\times 20$). Il s'agit d'une forme au-dessous de la moyenne de *N. solitarius*. $D = 1,6$ mm; $T/R = 3$ t/r 0,8 mm; $M = 0,08-0,1$ mm.



Fig. 14-15 — *Nummulites deserti* de la Harpe, forme A ($\times 20$). Coupes équatoriales. $D = 1,9-2$ mm ; $T/R = 3$ t/r 0,9 mm ; 4 t/r 1 mm ; $M = 0,13-0,15$ mm.

Fig. 16 — *Nummulites cf. buxtorfi* Schaub, forme A ($\times 10$). Coupe équatoriale. Surface du test à lignes septales radiaires et sans pilier central. Probablement un précurseur de l'Illdien supérieur ou du Cuisien inférieur. $D = ? 2,8$ mm ; $T/R = 3$ t/r 1,4 mm ; $M = 0,6$ mm.

Fig. 17 — *Nummulites pustulosus* Douvillé, forme A ($\times 10$). Pilier central composé et évident. Le dernier tour de spire manque. $D = ? 3-3,5$ mm ; $T/R = 3$ t/r 1,5-2 mm ; $M = 0,45$ mm.

Fig. 18 — *Assilina laxispira* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Fragment d'une coupe équatoriale. $D = 6$ mm ; $T/R = 5$ t/r 3-3,5 mm ; $M = 0,4$ mm.

Planche IX

Grands foraminifères du sondage Ghindăoani (fig. 1-3), du sondage Mărgineni 11 (fig. 4-7) et du sondage de Mărgineni 12 (fig. 8-10)

Fig. 1 — *Nummulites praecaeligatus* Schaub, forme B ($\times 5$). Coupe équatoriale.

Fig. 2 — *Assilina cf. placentula* Desh., forme B ($\times 10$). Coupe équatoriale d'une probable forme de passage *Ass. pomeroli* Schaub-*Ass. placentula* Desh.

Fig. 3 — *Nummulites* sp., aff. *N. biedai* Schaub, forme A ($\times 10$). Je suppose qu'il s'agit d'un représentant cuisien du groupe *N. biedai*: la lame spirale est plus déroulée, le nombre de tours est plus réduit (3-4 tours au lieu de 6-7). D'ici le diamètre réduit à moitié. Mégalosphère : 0,9-1 mm.

Fig. 4 — *Nummulites globulus* Leymerie, forme B ($\times 10$). Test à dernier tour décortiqué et à des petits et rares piliers sur les filets. Probablement un successeur cuisien du type ilerdien.

Fig. 5-6 — *Nummulites pavloveci* Schaub, formes B (fig. 5) et A (fig. 6) ($\times 10$). La forme mégasphérique à dimensions minima: $D = 3$ mm ; $T/R = 3,5$ t/r 1,5 mm ; $M = 0,4$ mm.

Fig. 7 — *Assilina placentula* Desh., forme B ($\times 10$). Coupe équatoriale sans le dernier tour.

Fig. 8-10 — *Nummulites campesinus* Schaub, forme A ($\times 10$). Surface du test (fig. 8a), vue axiale (fig. 8b et 10) et coupe équatoriale (fig. 8c et 9).

Planche X

Nummulites du sondage de Mărgineni 12

Fig. 1-7 — *Nummulites campesinus* Schaub, forme B (fig. 1-4) et forme A (fig. 5-7) ($\times 10$). Probablement une forme de passage *N. campesinus* Schaub-*N. kugleri* Schaub. Forme B: $D = 6$ mm ; $T/R = 11$ t/r 3 mm. Lame spirale forte, filets à granules. Forme A: $D = 3-3,6$ mm (inférieur au type de l'espèce) ; $T/R = 3,5-4$ t/r 1,5-1,8 mm ; $M = 0,4$ mm.

Fig. 8-10 — *Nummulites uranensis* de la Harpe, forme B (fig. 8 et 9 $\times 5$) et forme A (fig. 10 $\times 10$). Probablement un précurseur du type de la base du Lutétien ou à la limite Cuisien/Lutétien. Tests décorés. Formes B: $D = 10-16$ mm, au-dessous de la moyenne ; $T/R = 5-6$ t/r 5-8 mm. Forme A: $D = ?$; $T/R = ?$; $M = 0,6$ mm.



Planche XI

Nummulites du sondage de Recea

Fig. 1 et 11 — *Nummulites cf. rotularius* Desh., forme B (fig. 1) et forme A (fig. 11). ($\times 10$). Section équatoriale d'une morphé atypique, probablement un successeur cuisien de l'espèce. Forme B : D = 7 mm environ ; T/R = 8-9 t/r 3-3,5 mm. Forme A : D = 3 mm ? ; T/R = 3-4 t/r 1,5 mm ; M = 0,4 mm.

Fig. 2-6 — *Nummulites irregularis* Desh., forme A (fig. 2-4), forme B (fig. 5, 6). Coupes équatoriales (fig. 2-5) ($\times 10$), coupe axiale (fig. 6) ($\times 5$). Septes un peu plus rares que chez le type de l'espèce. Forme B : T/R = 4-5 t/r 3,5 mm. Forme A : D = 5 mm ; T/R = $2^{1/2}$ -3 t/r 2,5 mm ; M = 0,25-0,30 mm.

Fig. 7-9 — *Nummulites pratti* d'Arch. et Haime, forme A ($\times 10$). D = 3,5 mm ; T/R = $2^{1/2}$ -3 t/r 1,8 mm ; M = 0,45-0,6 mm.

Fig. 10 — *Nummulites leupoldi* Schaub, forme A ($\times 10$). Spécimen à diamètre maximum de l'espèce. D = 3,5-3,8 mm ; T/R = 3-4 t/r 1,7-1,9 mm ; M = 0,2 mm.

Planche XII

Nummulites du sondage de Dusești

Fig. 1 — *Nummulites aff. aquitanicus* Benoist, forme B ($\times 5$). Section équatoriale d'une forme évoluée, de passage.

Fig. 2-4 — *Nummulites aquitanicus* Benoist, forme B, coupes équatoriales ($\times 5$).

Fig. 5-6 — *Nummulites aff. quasilaevigatus* Pavlovec, forme B ($\times 5$). Coupes équatoriales des spécimens primitifs (?) du Cuisien moyen.

Fig. 7 — *Nummulites partschi* de la Harpe, forme B ($\times 5$). Forme de passage vers *N. tauricus* de la Harpe, décortiquée et partiellement sectionnée.

Fig. 8-9 — *Nummulites planulatus* Lamarck, forme B ($\times 5$). Coupes équatoriale (fig. 8) et axiale (fig. 9).

Fig. 10-11 — *Nummulites partschi* de la Harpe, forme B ($\times 5$). Coupes équatoriale (fig. 10) et axiale (fig. 11).

Fig. 12 — *Nummulites inkermanensis* Schaub, forme B ($\times 5$). Coupe équatoriale.

Planche XIII

Nummulites du sondage de Dusești (fig. 1-9) et du sondage de Frasin (fig. 10-15)

Fig. 1 — *Nummulites aquitanicus* Benoist, forme A ($\times 10$). Exemplaire complet de diamètre maximum. D = 4,5 mm ; T/R = $4^{1/2}$ t/r 2,2 mm ; M = 0,45 mm.

Fig. 2 — *Nummulites planulatus* Lamarck, forme A ($\times 10$). Coupe équatoriale d'un spécimen dont la mégalosphère a le diamètre maximum. D = 4 mm ; T/R = 4 t/r 2 mm ; M = 0,6 mm.

Fig. 3-4 — *Nummulites partschi* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Coupes équatoriales d'une forme de passage à *N. tauricus* de la Harpe. D = 2,7 mm ; T/R = 3 t/r 1,3-1,5 mm ; M = 0,5-0,6 mm.



Fig. 5 — *Nummulites quasilaevigatus* Pavlovec, forme A ($\times 10$). Coupe équatoriale. $D = 3,2-4$ mm (?); $T/R = 2$ t/r 1 mm; $M = 0,6$ mm.

Fig. 6, 8 et ? 9 — *Nummulites partschi* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Coupes équatoriales. $D = 2,5-3$ mm ?; $T/R = 3-3,5$ t/r 1,5 mm; $M = 0,35-0,5$ mm.

Fig. 10-15 — *Nummulites ex gr. N. gallensis* Heim-*N. uranensis* de la Harpe, forme B ($\times 5$). Le nombre des tours et le diamètre sont supérieurs au maximum de l'espèce *N. gallensis*, tandis que le diamètre de la mégalosphère se maintient entre les mêmes limites. $D = 6,8-8$ mm; $T/R = 6-6,5$ t/r 3,4-4 mm; $M = 0,4-0,6$ mm. Probablement une espèce nouvelle, latérale-postérieure à l'espèce *N. gallensis* Heim du Lutétien basal. Les figures 10-14 représentent les limites de variabilité; la figure 15 est une vue axiale fusiforme (par décortication).

Planche XIV

Grands foraminifères du sondage de Cuejdiu 5200 (fig. 1-9) et du sondage de Cuejdiu 4700 (fig. 10-13)

Fig. 1-3 — *Nummulites pustulosus* Douvillé, probablement une sous-espèce ou une variété locale ($\times 10$). Fig. 1, forme B, surface du test (a) et section équatoriale (b); les derniers 2-3 tours font défaut; fig. 2, forme A, surface du test (a) et coupe équatoriale (b); fig. 3, forme B, tours médiens d'un fragment de la coupe équatoriale.

Fig. 4-5 — *Assilina adrianensis* Schaub, forme A ($\times 10$). Probablement une forme de passage vers *Assilina plana* Schaub de la base du Cuisien. $D = 4,2-4,4$ mm; $T/R = 4-5$ t/r 2,1-2,2 mm; $M = 0,3$ mm.

Fig. 6-9 — *Nummulites ex gr. N. burdigalensis* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Probablement une sous-espèce à des loges constamment un peu plus hautes que larges. Les spécimens des figures 8 et 9 décortiqués, à affinités de *N. campesinus* Schaub. $D = 1,6-2$ mm; $T/R = 2-2^{3/4}$ t/r 0,8-1 mm; $M = 0,25-0,3$ mm.

Fig. 10-13 — *Nummulites tauricus* de la Harpe, forme A ($\times 10$). Spécimen décortiqué (fig. 11), coupes équatoriales comme limites de variabilité (fig. 10 et 12), section transversale (fig. 13). $D = 4,6-5$ mm; $T/R = 5-6$ t/r 2,3-2,5 mm; $M = 0,65$ mm.

Planche XV

Grands foraminifères du sondage de Cuejdiu 4700

Fig. 1-4 — *Nummulites tauricus* de la Harpe, forme B (fig. 1 et 2) et forme A (fig. 3 et 4), ($\times 10$). Tous les spécimens ont les tours périphériques décortiqués. Forme B: $D = 8-9$ mm; $T/R = 9$ t/r 4,5 mm; forme A: $D = 4,3-5$ mm; $T/R = 5-6$ t/r 2,5 mm; $M = 0,45-0,70$ mm.

Fig. 5 (a, b, c) — *Nummulites rotularius* Desh., forme B ($\times 10$). Les derniers 2-3 tours sont probablement décortiqués. Surface du test (a), coupe équatoriale (b) et vue axiale (c).



Fig. 6 — *Nummulites archiaci* Schaub, forme B ($\times 5$). Fragment d'une coupe équatoriale dont seulement les derniers 3-4 tours sont visibles.

Fig. 7 — *Operculina ex gr. O. canalifera* d'Archiac-*O. escheri* Hottinger ($\times 10$). Spécimen en état précaire de conservation. D = 7-8 mm; T/R = 3-4 t/r 3,5-6 mm; M = 0,25-0,3 mm.

Planche XVI

Nummulites du sondage de Cuejdiu 4700 (fig. 1-8) et d'un bloc remanié dans la mollasse miocène de l'avant-fosse carpathique (fig. 9).

Fig. 1-3 — *Nummulites leupoldi* Schaub, forme A ($\times 20$). Sections équatoriales d'une forme plus petite que le type de l'espèce, probablement intermédiaire *N. praeclucasi* Douvillé-*N. leupoldi* Schaub. D = 2-2,4 mm; T/R = 3,5-4 t/r 1-1,2 mm; M = 0,15-0,22 mm.

Fig. 4-8 — *Nummulites increscens* Schaub, forme A ($\times 10$). Coupes équatoriales des tests à dimensions inférieures à la moyenne du type, probablement une forme de passage. *N. globulus* Leymerie-*N. increscens* Schaub. D = 2,1-2,5 mm; T/R = 3 t/r 1-1,2 mm; M = 0,17-0,2 mm (sur une exemplaire non figuré).

Fig. 9 — *Nummulites distans* Deshayes, forme B ($\times 5$). Section équatoriale par cisaillement d'un bloc de „l'horizon rouge“ du Miocène de l'avant-fosse, transporté dans les dépôts quaternaires de la plate-forme. Village de Drăgănești, district de Neamț. Collection de Sava Athanasiu, l'année 1910. En association avec *N. irregularis* Deshayes B. Cuisien moyen.

4. STRATIGRAFIE

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR NEOGEN SUPERIOARE DIN ZONA BERZOVIA-SOCOL (BANATUL DE VEST) PE BAZA DATELOR DIN FORAJE¹

DE

CORNELIA CORNEA², VICTORIA LUBENESCU², ADRIAN MUNTEANU³,
FILOFTEIA SÎRBU², AURA CEHLAROV²

*Foraminifera. Mollusca. Ostracoda. Pollen analysis. Spores. Phytoplankton.
Borehole cores. Sarmatian. Pannonian str. Pontian. "Cîmpia Beds". Litho-
facies. Pannonic Depression — Zone north of Mureş.*

Abstract

Stratigraphy of the Upper Neogené deposits in the Berzovia-Socol (West Banat) Zone, based on drilling data. The paleontologic (macrofauna, microfauna — foraminifera and ostracods — and spore-pollen) study of the cores from boreholes located in the western part of Banat has provided arguments for separating (Lower and Middle) Sarmatian deposits, Uppermost, Pannonian s. str. (Malvensian) ones and Lower and Middle Pontian ones. "The Cîmpia Beds" have been assigned to the Pontian.

Résumé

Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur de la zone de Berzovia-Socol (Banat de l'ouest) à base de forages. L'étude paléontologique (de la macrofaune, microfaune — Foraminifères et Ostracodes — et spore-pollen) des carottes des forages emplacés à la partie ouest du Banat, a fourni des arguments pour séparer des formations du Sarmatiens (inférieur et moyen), Pannien s. str. terminal (Malvensien) et du Pontien inférieur et moyen. „Les couches de Cîmpia“ ont été attribuées au Pontien.

¹ Depusă la 13 mai 1986, acceptată pentru comunicare la 13 mai 1986 și publicare la 1 octombrie 1986. Comunicată în ședința din 23 mai 1986.

² Întreprinderea de Prospectiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș nr. 1, R. 79678, București 32.

³ I.P.E.G. Banatul, Caransebeș, str. Piața Republicii nr. 1.



Regiunea pe care sănt amplasate forajele al cărui studiu biostratigraphic îl formează nota de față este situată în vestul Banatului, între localitățile Berzovia (nord) și Socol (sud) (fig. 1).

Primele date asupra Neogenului superior din acest sector sănt consacrate zăcămintelor faunistice de la Cîmpia (Langenfeld) și de la Tirol (Halavats, 1883, 1892; Dreverman, 1905).

Conținutul faunistic al stratelor cu congerii din regiune rămîne mai departe în atenția cercetătorilor Gilelt (1943), Jekelius (1944), Florei (1957, 1958), Marinescu (1973). O lucrare de sinteză foarte cuprinzătoare și referitoare la „Pannonianul din Banat“ la care vom reveni, este cea întocmită de Marinescu et al. (1977).

Datele pe care le vom prezenta se bazează pe studiul carotelor prelevate din forajele executate de I.P.E.G. Banatul și analizate de noi petrografic (în parte), macrofaunistic (asociații de moluște), microfaunistic (asociații de foraminifere și ostracode) și palinologic (asociații de spor-polen și fitoplancton).

Din concluziile noastre reiese că forajele (fig. 1) au străbătut formațiuni aparținînd Sarmatianului, Pannonianului s. restr. (Malvensian) și Pontianului.

Sarmatian. Depozite sarmatiene au fost întîlnite numai în forajul 30 A (Oravița sud), într-o zonă de ramă estică a bazinului neogen. Ele sănt alcătuite din argile cu intercalații de pietrișuri, nisipuri și gresii. Depozitele bazale, ca și cele terminale sarmatiene, sănt mai grosiere și conțin mai multe nivele de pietrișuri, uneori brecii (pl. I).

Fauna determinată (intervalul 34,80-188 m) este reprezentată prin *Mactra (Sarmatimactra)* ex gr. *M. (S.) vitaliana* d'Orb., *Cerastoderma gleichenbergense* Papp, *C. ex gr. C. balcicense* Gillet, *Mohrensternia inflata* (Andrzj.), *Actaeocina lajonkaireana* (Bast.).

Ansamblul microfaunei de foraminifere și ostracode este reprezentat prin următoarele specii: *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. consobrina* d'Orb., *Q. reussi* Bogd., *Q. voloshinovae* Bogd., *Elphidium macellum* (Fichtell & Moll), *Protelphidium ex gr. granosum* (d'Orb.), *Ammonia ex gr. beccarii* (Linné), *Cyprideis pokornyi* Jiricek, *Mutilus (Aurila) mehesi* (Zal.), *M. (Aurila) notata* (Reuss), *Leptocythere mironovi* Stanceva, *L. parallela* (Mehes), *Loxoconcha valiente* Stanceva și *Paramysis michaiei* Voicu.

Conținutul palinologic este bogat și variat taxonomic. Elementul caracteristic al ansamblului de palinomorfe îl constituie: *Pterodinium circumsutum* Morgenr., *Spiniferites* sp., *Tytthodiscus* sp., forme recunoscute în Sarmatian (Volhinian-Bessarabian). Alături de aceste specii

Fig. 1 — Harta geologică a Banatului de vest (după harta geologică a R.S.R.) cu amplasarea forajelor studiate.

1. Cuaternar ; 2. Neogen ; 3. Fundament ; 4. Foraj geologic executat.

Geological map of West Banat (acc. to the geological map of Romania) with the location of the studied boreholes.

1. Quaternary ; 2. Neogene ; 3. Basement ; 4. drilled geological borehole.

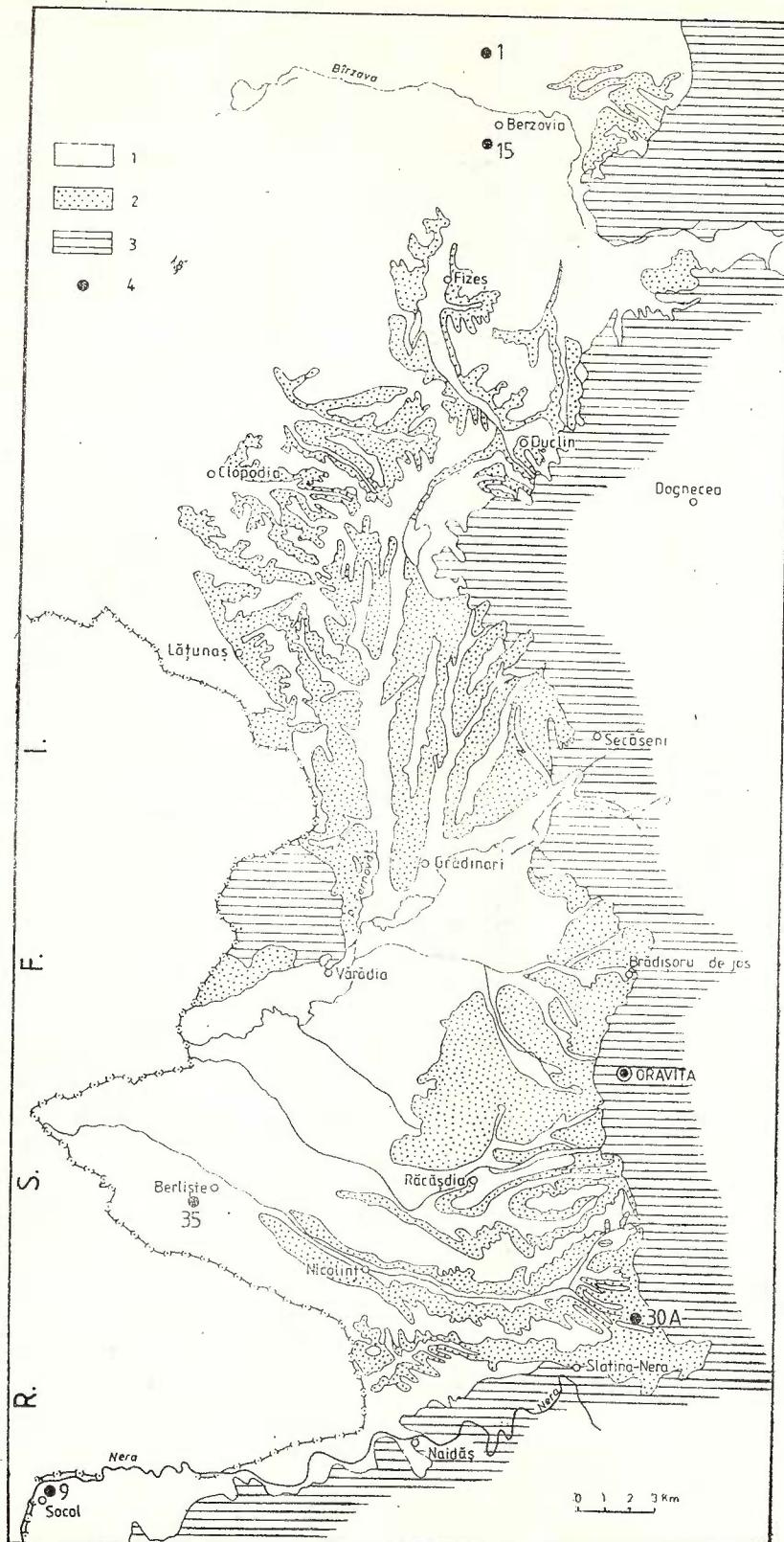


Fig. 1

de fitoplancton, apare un grup de spori/polen de tip continental cu o valoare stratigrafică mai redusă, dar cu o dezvoltare amplă în Sarmatianul inferior-mediu. Acest grup este alcătuit din *Neogenisporites neogenicus* W. Kr., *Carpinuspollenites carpinooides* Pf., *Betulaepollenites betuloides* Pf., *Tsugapollenites canadensis* Rudolph, *Tsugapollenites diversifolia* Rudolph. Întreaga asociație aparține din punct de vedere palinologic zonei PN₄ cu *Pterodinium circumsutum*.

Întrucât asociațiile paleontologice sănt cunoscute din Volhinianul superior-Bessarabianul inferior, apreciem că și depozitele din foraje care conțin aceste forme, pot fi atribuite acestor subetaje.

Pannonian s. str. (Malvensian). A fost identificat în foraje, în următoarele intervale: F9 (228,10-278 m), F30 (11-24,60 m), F1 (339-370 m) și F15 (190-225 m).

Din punct de vedere litologic este reprezentat prin nisipuri cu intercalații de marne nisipoase. O descriere petrografică amănunțită a fost efectuată pe carotele prelevate din forajul 15, metrul 225.

Probele analizate reprezintă un nisip bioclastic, cenușiu, fin și mediu granular, constituit din numeroase cochilii întregi și fragmente de moluște (cca 40%). Acestea sănt asociate cu granoclaste de cuart (cca 36%) în general subangular (diametrul maxim 0,950 mm) și elemente litice: cuarțite (diametrul maxim 1,140 mm) și sisturi cuarțitice cu biotit (diametrul maxim 0,798 mm). Micele prezente apar în proporție redusă, pînă la 8% reprezentate prin lamele de muscovit și biotit. Tot în proporție redusă, pînă la 3%, apar granoclaste de feldspat plagioclaz, maclat polisintetic cu $n_m = 1,55$ (oligoclaz-andezin). Mineralele grele în schimb sănt prezente în proporții notabile (cca 13%) constituite din amfiboli (hornblendă comună ca fragmente de prismă — diametrul maxim 0,3080 mm —, hornblendă verde și hornblendă bazaltică), granat corodat (diametrul maxim 0,3157 mm) și rutil, varietatea galbenă, rulat și opacizat (diametrul maxim 0,0588 mm). Dintre componente autigeni, s-au remarcat cristale euhedrale și subhedrale de zeoliți (diametrul maxim 0,1178 mm), prezente în proporție redusă, cca 2%, cunoscute și în nisipurile cuarțo-feldspatice cu amfiboli pannoniene de lîngă Blaj (Cehlarov, Basarab, 1983).

Asociația macrofaunistică identificată la acest nivel este alcătuită din: *Melanopsis (Lyrcea)* *fossilis* M. Gm., *M. (L.) stricturata* Handm., *Congeria ramphophora* Brus. și faună remaniată din Sarmatian (*Pirenellia* sp. și *Cerithium* sp.).

În celelalte foraje, asociația faunistică pannoniană este reprezentată prin *Limnocardium promultistriatum* Jek., *Pseudocatillus* sp., *Paradacna* sp., *Limnocardium* sp., *Congeria* sp.

Microfauna se conturează destul de clar, comparativ cu cea întîlnită în Sarmatian. Se observă dispariția totală a foraminiferelor și existența, în exclusivitate, a ostracodelor întîlnite adesea în Pannonianul s. str. superior și anume: „*Bakkunella*“ *centropunctata* Suzin, *Candona mutans* Pok., *Candona* sp. 1, *Candona* sp. 2, *Cyprideis ex gr. heterostigma sublitoralis* Pok., *Leptocythere lacunosa* (Reuss), *Hemicytheria folliculosa* (Reuss), *Loxoconcha hodonica* Pok., *Loxoconcha granifera* (Reuss), *Pontoleberis atilata* (Stanceva).

Conținutul palinologic este bogat, cuprinzând fitoplancton, microspori de criptogame vasculare, polen gimnospermic și angiospermic. Se remarcă participarea fitoplanctonului cu speciile: *Phtanoperidinium mucronatum* Baltes, *Palaeoperidinium nuaum* Nagy, *Gongaulax reticulatus reticulatus* Nagy, precum și spori de criptogame vasculare: *Ornataporites reticulatus* Nagy, *Leiotriletes maxoides* W. Kr.

Atribuim întregului ansamblu vîrsta panoniană, corespunzător zonei palinologice PN₅ cu *Ornataporites reticulatus* și *Phtanoperidinium mucronatum*.

Pontian. Depozitele ponțiene apar bine dezvoltate în 4 din cele 5 foraje studiate. Ele sunt reprezentate după cum se vede și în coloana litologică (pl. I) printr-o serie predominant argiloasă marnoasă, cu intercalări sau bancuri de nisipuri. O descriere petrografică amănunțită prezentăm pentru forajul 15.

Din punct de vedere mineralogic-petrografic, în intervalul 116-207 se disting marne, cu caracter uneori argilitice, alteori fin grezoase, mai mult sau mai puțin fosilifere, compacte, omogene, microstratificate. Pe spărtură se observă paiete fine de muscovit, biotit și clorit și ochiuri de sulfuri autigene. Pe planele de stratificație se conservă numeroase fragmente de cochilii de bivalve, ostracode și fragmente de plante carbonificate, unele dintre acestea piritizate. La microscop, masa de bază a rocii apare constituită din minerale argiloase asociate intim cu calcit, avind tendința de recristalizare și formare de mice epigenetice aciculare. În aceasta se întâlnesc dispersate elemente figurate, alogene și autigene. Din prima categorie fac parte cuartul, în glanoclaste cu diametrul maxim de 0,0186 mm, în proporție de 2-25% și micele: muscovit, biotit și clorit, în proporție de 2-8%. Mineralele grele, frecvente dar nu abundente, sunt reprezentate prin granat angular (diametrul maxim 0,0527 mm), amfiboli (hornblendă comună, diametrul maxim 0,1240 mm), titanit (diametrul maxim 0,1581 mm) și zirconocrystal prismatic, spart, diametrul maxim 0,0620 mm). În ansamblu, fracția detritică este prezentă în proporție de 2-30%, iar zonele în care depășește 10% împrimă roci un caracter grezos (proba E₁₇, m 180,00).

Analiza roentgenografică (analist T. Urcan) a unei probe din această secvență, a stabilit următoarea componență mineralogică: calcit (\pm dolomit) 46%, cuart 12%, caolinit 12%, sericit 15%, montmorillonit 15%.

Proiecția compozitiei mineralogice a rocilor descrise, în diagrama ternară argilă-silice-carbonați (Anastasiu, 1977 după Scollari, Lille, 1973) le situează în partea inferioară a domeniului manelor grezoase (fig. 2) la limita cu marnele propriu-zise.

În intervalul m 81-116 se întâlnesc argile fin micacee, uneori siltice, cenușiu închise sau cenușiu-gălbui, omogene, compacte, microstratificate, ce se desfac după planele de stratificație. La microscop, masa de bază a rocilor apare constituită din minerale argiloase-micacee, în care se dispun elemente figurate, alogene și autigene dispersate așa cum a fost descris și în intervalul anterior. Se disting granoclaste de cuart și lamele de mice care pot ajunge pînă la cca 20%, fragmente de cochilii de macrofosile și fragmente de plante carbonificate. Com-

ponentii autigeni granulari sunt reprezentați prin concrețiuni de sulfuri și cristale de calcit diagenetic auhedral, cu diametrul maxim de 0,031 mm.

În intervalul dintre 69,10-81,00 m, rocile prezintă caracter asemănătoare celor descrise în secvența dintre 116-207 m; sunt marne fosilifere, slab siltice, uneori slab cărbunoase.

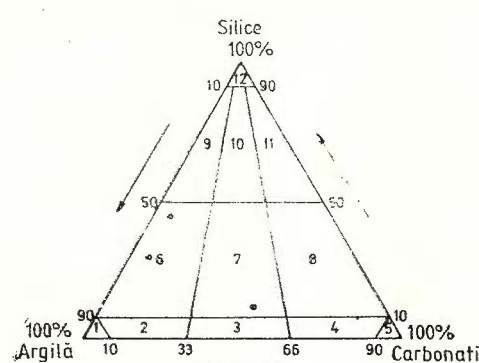


Fig. 2 — Diagramă ternară argilă-silice-carbonați. Nomenclatura termenilor de tranziție după Scollari, Lille, (1973) (după Anastasiu, 1977). 6. argilă grezoasă (silicioasă); 7. marnă grezoasă (silicioasă); 3. marnă.

Ternary diagram clay-silica-carbonates. Nomenclature of transition terms acc. to Scollari, Lille (1973) (acc. to Anastasiu, 1977) 6. gritty clay (siliceous); 7. gritty (siliceous) marl; 3. marl.

În ultima secvență discutată, între 15,00-69,10 m, apar argile siltice, slab cărbunoase, asemănătoare celor descrise în intervalul 71-116. Difractogramele de raze X (analist T. Urcan) au pus în evidență: montmorillonit 18-21%, hidromicite (sericit) 12-20%, caolinit 12-25%, cuarț 21-30%, feldspat 6-14% și calcit 6-11%.

Proiecția compoziției mineralogice a rocilor descrise în diagrama ternară argilă-silice-carbonați (Anastasiu, 1977 după Scollari, Lille, 1973) le situează în domeniul argilelor silicioase/grezoase (pl. I).

Forajul 9 Socol este plasat în apropierea localităților Cîmpia, Ciuchici și Nicolint unde aflorează bogate zăcăminte faunistice discutate pe larg de Marinescu et al. (1977).

El a străbătut o suiată predominant marnoasă (pl. I). Primele indicații faunistice au fost întâlnite la 49,50 m și sunt lumașele cu *Congeria zsigmondyi* Hal. Se disting exemplare tinere și adulte de cochilii robuste, identice cu cele figurate de Halavats (1883) și Jekelius (1944) de la Langenfeld (Cîmpia). La 64,50 m și 70,50 m apar din nou lumașele alcătuite exclusiv din acest taxon, împreună cu ostracode. La 79,50 m se disting: *Limnocardium (L.) apertum rothi* (Halavats), *L. (Pannonicocardium) sp.*, *L. böckii* (Halavats), *Pseudocatillus simplex* (Fuchs).

De la metrul 100,50 cităm: *Congeria czjzeki* (M. Hoernes), *Limnocardium böckii* (Halav.), *Pontalmyra otiophora* Brus., *Pseudocatillus sp.*, *Dreissena* sp., ostracode; *Congeria zsigmondyi* Halav., este din nou prezentă în lumașele la metrul 109,50.

Pe intervalul 109,50-164 macrofauna este destul de săracă și monotonă; se disting *Dreissenomya* sp., *Pseudocatillus* sp., *Brothia* sp. În schimb ostracodele sunt frecvente.

După cum se știe din literatura geologică, *Congeria zsigmondyi* a fost considerată caracteristică pentru Pannonianul s. restr. superior-Malvensian superior. După părere noastră, întrucât el se află în alter-

nanță cu faune ce se găsesc abundant în Portaferrian (*Limnocardium, aperthum rothi, L. (Pannonicardium) sp.*), sau în Odessian (*Pontalmyra otiophora, Pseudocatillus simplex* etc.) trebuie considerat eventual taxon relict în faune pontiene. În sprijinul acestei afirmații ne vin asociațiile de ostracode pe care le vom discuta mai jos.

Asociația de ostracode din depozitele străbătute de forajul 909 (Socol, intervalul 43,50-164,50 m) este foarte bogată: *Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *Candona (Caspiocypris) alta* (Zal.), *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zal.), *Candona (Pontoniella) acuminata* (Zal.), *Candona (Pontoniella) acuminata striata* Mand., *Candona (Pontoniella) unguiculus* (Reuss), *Candona (Pontoniella) hastata* Krstić, *Candona (Lineocypris) reticulata* (Zal.), *Candona (Lineocypris) trapezoidea* (Zal.), *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Hemicytheria prisca* Sokač, *Hemicytheria pejinovicensis* (Zal.), *Leptocythere aff. andrušsovi* (Liv.), *Leptocythere multituberculata* (Liv.), *Loxoconcha schwayeri* Suzin, *Loxoconcha petasa* (Liv.), *Loxoconcha rombovalvis* Pok., *Loxoconcha ex gr. granifera* (Reuss), *Loxoconcha hodonica* Pok., *Cyprideis triangulata* Krstić, *Cyprideis ex gr. macrostigma* Kollman, *Cyprideis ex gr. heterostigma* sublitoralis Pok., *Pontoleberis attilata* (Stanceva). Ansamblul microfaunei ne placează cu certitudine la nivelul Pontianului inferior.

Studiul microfaunei de ostracode din depozitele de la Cîmpia (R. Olteanu în Fl. Marinescu et al., 1977, p. 95) accentuează prezența Pontianului într-un context macrofaunistic de Pannonian superior (zona E. A. Papp). Asociația microfaunistică determinată prezintă asemănări importante și cu microfauna pontian inferioară din Iugoslavia (Sokač, 1975; Krstić, 1973), cu cea din Ungaria (Széles, 1982) și Cehoslovacia (Jiricek, 1974, 1975).

Conținutul palinologic este alcătuit din floră continentală și sporadic fitoplaneton, reprezentat de phylumul *Pirrhophyta* (*Palaeostomocystis euxinum* Germ., *Phthanoperidinium mucronatum* Germ., *Leiosphaeridia pannonica* Baltes). Flora continentală este alcătuită din *Mycophyta* (Fungi), *Pteridophyta* (fam. Polypodiaceae), Gimnospermae (fam. Pinaceae) și Angiospermae (fam. Graminaeae, Betulaceae, Fagaceae).

Din punct de vedere palinostratigrafic întreg ansamblul palinologic este definit de următoarele specii de fitoplancton: *Leiosphaeridia pannonica*, *Palaeostomocystis euxinum*, *P. operculatum*, *Phthanoperidium mucronatum* menționate de Baltes și German în Pontian. Comparând asociațiile microfloristice cu asociații palinologice de vîrstă pontiană, atât din țară (Depresiunea Pannonică, avanfosa carpatică, Baltes, 1977; German, 1977) cât și cu cele din Parathetisul estic și central (Zaklinskaja; Nagy, 1969) constatăm că sunt asemănătoare.

După cum am mai arătat, foarte bine documentate sunt prezentate conținuturile faunistice ale bogatelor zăcăminte malvensiene din colțul de sud-vest al Banatului în lucrarea lui Marinescu et al. (1976); dar datele noastre micropaleontologice din forajele studiate atestă vîrstă pontiană inferioară la nivelul aceluia tip de faune de moluște.

În majoritate, macrofauna pontiană întîlnită la nivele superioare în forajele 15 (15,10-110 m), 1 (63-315 m), 35 (25-300 m) este asemănătoare și poate fi comparată cu cea de la Rădmănești și Tirol. Astfel,

în forajul 15 apar *Limnocardium (Budmania) aequicostata* Marinescu *Dreissena auricularis* (Fuchs), *Limnocardium (Pannonicardium) patrulii* Marinescu, *Limnocardium apertum rothi* (Halav.), *L. (Arpadicardium) mayeri multicostata* Gillet, *Congeria spathulata kosanini* Pavl.

În carotele prelevate din forajul 35 și 1 apar : *Limnocardium se-cans* (Fuchs), *L. decorum* (Fuchs), *L. (Arpadicardium) dispropum* (Brus.), *Paradacna abichi* Hoern., *Parvidacna chartacea rădmănești* Gillet, *Congeria rhomboidea* M. Hoern etc.

În forajul 35 microfauna de ostracode prezintă o asociație alcătuită din următoarele specii : *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zal.), *Candona (Caspiolla) lobata* (Zal.), *Candona (Pontoniella) acuminata striata* Mand., *Candona (Pontoniella) hastata* Krstić, *Candona (Pontoniella) truncata* Sokać, *Candona (Caspiocypris) alta*, *Candona (Lineocypris) tra-pezoidea* (Zal.), *Candona (Lineocypris) reticulata* (Zal.), *Leptocythere naca* (Mehes), *Hemicytheria pajinovicensis* (Zal.), *Pontoleberis pontica* (Stan-ceva).

Constatăm că în forajul 35 ansamblul de ostracode pontiene se simplifică vizibil prin dispariția ultimelor elemente de factură pannonică (*Hungarocypris hieroglyphica*, *Leptocythere lacunosa*, *Loxoconcha ex gr. granifera*, *Loxoconcha hodonica*, *Pontoleberis attilata*, alături de numeroase specii de *Cyprideis*) și predominanța ostracodelor tipic pontian inferioare. Ne permitem să justificăm în felul acesta prezența unui nivel superior celui din forajul 9 (Socol), fără a putea trasa, în fază actuală de cercetare, poziția biostratigrafică mai precisă în cadrul Pontianului din acest foraj.

În forajul 1 (intervalul 63-177 m) elementul caracteristic al asociației de ostracode îl constituie apariția cu o frecvență ridicată a speciei *Bakunella dorsoarcuata* (Zal.) alături de *Candona (Caspiolla) lobata* (Sokać), *Candona (Caspiocypris) alta* (Zal.), *Candona (Pontoniella) truncata* Sokać, *Candona (Pontoniella) hastata* Krstić, *Candona (Caspio-cypris) pontica* (Zal.), *Leptocythere andrussovi* (Liv.), *Loxoconcha schwayeri* Suzin, *Pontoleberis pontica* (Stanceva).

Prezența genului *Bakunella* din grupul *dorsoarcuata* marchează partea superioară a Pontianului inferior și mediu, situație similară și pentru Bazinul Dacic. În schimb, în depozitele bazale ale forajului 1 (intervalul 177-315 m) ansamblul de ostracode indică prezența Pontianului inferior. În concluzie, întreg ansamblul de moluște și ostracode încadrează depozitele străbătute de forajele 9 și 35 în Pontianul inferior, iar cele din forajele 1 și 15 în Pontianul inferior-mediu.

BIBLIOGRAFIE

- Balteș N. (1970) Dinoflagelatele și acritarșe pliocene din România. Conf. Int. de organisme planctonice, p. 1-20, Roma.
 — (1971) Microflora depozitelor neogene din Depresiunea Pannonică (sectorul central-sudic). Rev. Petrol și gaze, XXII, 9, p. 1-9, București.



- Cehlarov A., Basarab D. (1983) Authigenic zeolites in the Neogene sands of the Cistei-Măgura-Căpudului-Corun Şoimuşului area, Alba district. *An. Univ. Bucureşti, Geologie*, XXXII, p. 59-66, 9 fig., Bucureşti.
- Drevermann Fr. (1905) Bemerkungen über die Fauna des Pontischen Stufe von Konigsgard im Ungarn. *Verh. d. K. K. Geol. R. A.*, p. 318-328, Wien.
- Florei N. (1957) Contribuţii la studiul faunei de la Tirol (reg. Timişoara). *Bul. Univ. „Babeş-Bolyai“*, Cluj, I, 1-2, seria şt. nat., Cluj.
- (1958) Alte cîteva forme de gasteropode necunoscute din fauna pontiană de la Tirol (regiunea Timişoara). *Stud. Univ. Babeş-Bolyai*, III, 5, p. 239-249, Cluj.
- Gillet S. (1943) Les Limnocardiides des couches à Congères de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Roum.*, IV, 118 p., 6 pl., Bucureşti.
- Marinescu Fl. (1971) La faune malacologique pontienne de Rădmăneşti (Banat roumain). *Mém. Inst. Geol.*, XV, 78 p., 25 pl., Bucureşti.
- Hálavats J. (1883) Paläontologische Daten zur kenntniss der Fauna der südungarischen Neogen, Ablagerungen I. Die Pontische Fauna von Langenfeld. *Mitt. Jb. Kgl. Ung. Geol. Anst.*, IV, 5, p. 163-173, 2 pl., Budapest.
- (1892) Paläontologische Daten der südungarischen Neogen-Ablagerungen IV, Die pontische Fauna. *Mitt. Jahrb. ung. Geol. Anst.*, X, Heft 2, p. 27-45, Budapest.
- Jekelius E. (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, 167 p., 65 pl., Bucureşti.
- Jiricek R. (1974) Neogene zonationen der Paratethys nach Ostrakoden. *Reg. Com. Med. Neog. Strat. Slow. Akad. der Wiss. Bratislava, Erdoelbetrieb. Gbely*, p. 1-29, Bratislava.
- (1975) Biozonen der zentralen Paratethis. *Reg. Com. Med. Neog. Strat. VI Congr. Bratislava, Erdoelbetrieb. Gbely*, p. 1-16, Bratislava.
- Kollmann (1960) Cytherideinae und Schulerinidae. Subfam. n. (Ostracoda) aus dem Neogen des östl. osterreich. *Mitt. der Geol. Ges. in Wien*, 51, p. 90-188, Wien.
- Krstić N. (1973) Biostratigraphy of the congerian beds in the Belgrade region on the basis of Ostracoda. *Inst. Geol. Min. Expl. inverst. nucl. Monogr.*, IV, p. 15-118, Beograd.
- Mandelstam M. J., Markova L. P., Rozyeva T. R., Stapanaitys N. E. (1962) Ostracodi pliocenovih i postpliocenovih otlojenii Turkmenistana. *Izd. Akad. Nauk Turmenisko S.S.R.*, Ashabad.
- Marinescu Fl. (1973) Les mollusques pontiens de Tirol (Banat roumain). *Mem. Inst. Geol.*, XVIII, p. 1-56, 12 pl., Bucureşti.
- Olteanu R., Tărănu Rogge E., Popescu A. (1977) *D. S. Inst. Geol.*, LXIII, 4, p. 65-133, 21 fig., 7 pl., Bucureşti.
- Nagy L., Bodor E. (1982) A Tengelic? Sz. Furas Miocén Palynomorphoi. M. All. Földt int. Évkönyve, LXV, p. 117-138, Budapest.
- Olteanu R. (1971) Studiul ostracodelor din depozitele pannoniene superioare (zona E) de la Groşii (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LVII, p. 85-101, Bucureşti.
- Pokorný V. (1952) The Ostracoda of the so-called Basal Horizon of the Subglobosa Beds at Hodonin. *Sborník Ustředního ustravu geol.*, p. 358-392, Praha.



- Sokač A. (1972) Pannonian and Pontian ostracode fauna of in Medvenica. *Paleont. Sv.*, 11, p. 9-140, Zagreb.
- Stanceva M. (1963) Ostracoda from the Neogen in north-western Bulgaria, II Sarmatian. *Ostracoda. Tr. Geol. Bulg., s. Pal.*, V, p. 5-73, Sofia.
- Sütőné Szentai M. (1982) A Tengelic 2 Sz. Fúrás pannoniai kepzödményeinek szerves vázú Mikroplankton és sporomorphya Maradványai. *M. All. Földt. Évkönyve*, LXV, p. 205-233, Budapest.
- Szélés M. (1982) A Tengelic 2 sz. fúrás pannoniai Ostracoda faunája. *M. All. Földt. Int. Évkönyve*, LXV, p. 235-289, Budapest.

STRATIGRAPHY OF THE UPPER NEogene DEPOSITS IN THE BERZOVIA-SOCOL (WEST BANAT) ZONE, BASED ON DRILLING DATA

(Summary)

The authors present the paleontologic study of the cores from boreholes located in the south-western part of the Romanian Banat. Mollusc, foraminifer, ostracod, palynomorph and phytoplankton assemblages have been analyzed. Partially, for borehole 35 also petrographic and roentgenographic analyses have been carried out.

According to our conclusions, the boreholes have run through formations of Sarmatian, Pannonian *s. str.* (Malvensian) and Pontian age.

The Sarmatian has been evidenced in borehole 30 A and contains molluscs, foraminifera, missidae and phytoplankton, frequently encountered in the interval Volhynian-Lower Bessarabian.

The Pannonian (Malvensian) has been identified in 4 of the 5 boreholes. The microfaunal assemblage is similar to that at Soceni (Jekeilius, 1944). Among the ostracods there are : "Bakunella" *centropunctata*, *Candonia mutans*, *Cyprideis heterostigma sublitoralis*, *Leptocythere lacunosa*, *Hemicythere folliculosa*, *Loxoconcha hodonica*, *L. granifera*. The phytoplankton is represented by *Peridinium mucronatum*, *Palaeoperidinium nudum*, *Gonyaulax reticulatum* (zone PN₅ with *Ornitisporites reticulatus* and *Peridinium mucronatum*).

Pontian. The Socol borehole — located in the proximity of the Cimpia, Ciuchici and Nicolint localities, where rich faunal assemblages crop out, considered to represent the Upper Malvensian — has run along about 200 m of deposits containing rich mollusc assemblages. There occur lumachels with *Congeria zsigmondyi* that alternates with *Limnocardium (Limnocardium) aperthum*, *L. (L.) aperthum rothi*, *L. (Pannonicardium) sp.*, *Limnocardium böcki* Halav., *Pseudocatillus simplex*, *Pontalmyra otiophora*. The assemblage of Lower Pontian ostracods is very rich in genera and species : *Candonia (Caspiocypris) alta* (Zal.), *C. (Caspiolla) balcanica* (Zal.), *C. (Pontoniella) acuminata* (Zal.), *C. (P.) acuminata striata* Mand., *C. (P.) unguiculus* (Reuss), *C. (P.) has-*



tata Krstić, *Candonia (Lineocypris) reticulata* (Zal.), *C. (L.) trapezoidea* (Zal.), *Cypria tocorjescui* Hang., *Leptocythere aff. andrussovi* (Liv.), *L. multituberculata* (Liv.), *Hemicytheria prisca* Sokać, *H. pajinovicensis* (Zal.), *Loxoconcha schwayeri* Suzin, *L. petasa* Liv., *Cyprideis triangulata* Krstić, *C. ex gr. macrostigma* Kollmann. The phytoplankton is represented by the phylum *Pirrhophyta* (*Palaeostomacystis euxinum* Germ., *Phthanoperidinium mucronatum* Germ., *Leiosphaeridia pannonica* Baltes).

We consider that the mollusc assemblages from that borehole must be assigned to the Pontian for several reasons. *Congeria zsigmondyi*, a form thought to be characteristic of the upper part (zone E) of the restricted Pannonian (Malvensian) alternates with faunas abounding up to the Lower and Middle Pontian (*Limnocardium aperthum rothi*, *Pontalmyra otiophora*, *Pseudocatillus simplex*). Therefore it is contemporaneous with the rest of the faune as relict species. Similarly, the rich ostracod assemblage can be assigned only to the Pontian.

In the other boreholes investigated, the macrofaunal assemblages resemble those from Tirol, Rădmănești and the Făget Gulf. The ostracod assemblage is Lower and Middle Pontian in age, considering the appearance and then the high frequency of the genus *Bakunella dorsocaruata* and *Pontoleberis pontica*, which keeps also true for the Dacic Basin. In conclusion, the whole mollusc and ostracod assemblage delimits the deposits crossed by boreholes 9 and 35 in the Lower Pontian, and those in boreholes 1 and 5 in the Lower and Middle Pontian.

EXPLANATION OF PLATE

Plate I

Lithological columns of the boreholes in West Banat, scale 1:2000.

1. Soil ; 2. Deluvial clay ; 3. Clay ; 4. Sands ; 5. Gravels ; 6. Boulders ;
7. Sandstones ; 8. Conglomerate ; 9. Basement.

EXPLICATIA PLANSEI

Plansa II

Fig. 1 — Lumașel cu *Congeria zsigmondyi* Halav., $\times 1$, Pontian, foraj 9, 49,50 m.
Lumachel with *Congeria zsigmondyi* Halav., $\times 1$. Pontian, borehole 9, 49,50 m.

Fig. 2, 3 — *Congeria zsigmondyi* Halav., $\times 1$, foraj 9, 49,50 m.
Congeria zsigmondyi Halav., $\times 1$, borehole 9, 49,50 m.

Fig. 4 — *Limnocardium mayeri multicostatum* Gillet, $\times 1$, Pontian, foraj 15, 110 m.
Limnocardium mayeri multicostatum Gillet, $\times 1$, Pontian borehole 15, 110 m.

- Fig. 5 — *Limnocardium* cf. *L. böckii* (Halav.), \times 1, Ponțian, foraj 9, 100,50 m.
Limnocardium cf. *L. böckii* (Halav.), \times 1, Pontian, borehole 9, 100,50 m.
- Fig. 6 — *Limnocardium* ex gr. *L. apertum* (Münst.), \times 1, Ponțian mediu, foraj 15, 106 m.
Limnocardium ex gr. *L. apertum* (Münst.), \times 1, Middle Pontian, borehole 15, 106 m.
- Fig. 7 — *Provalenciennius* sp., \times 1, Ponțian, foraj 27, 328 m.
Provalenciennius sp., \times 1, Pontian, borehole 27, 328 m.
- Fig. 8, 9 — *Pannonicardium* sp., Ponțian mediu, foraj 15, 95 m.
Pannonicardium sp., Middle Pontian, borehole 15, 95 m.



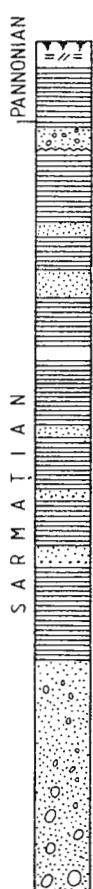
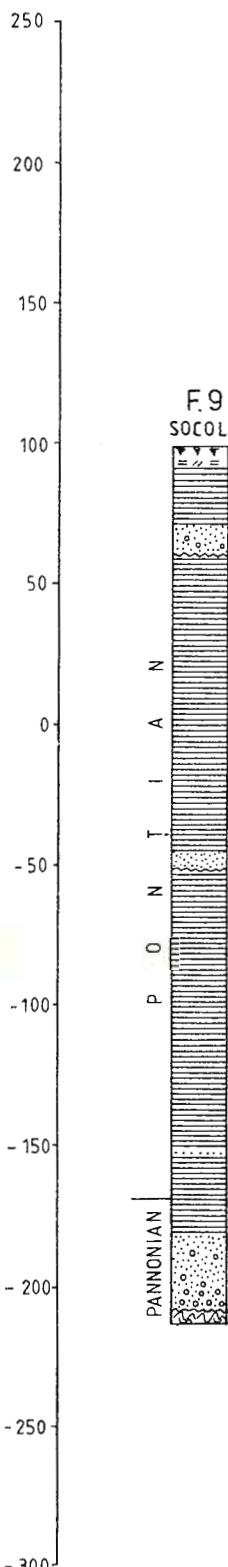
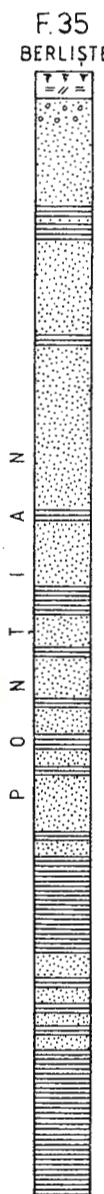
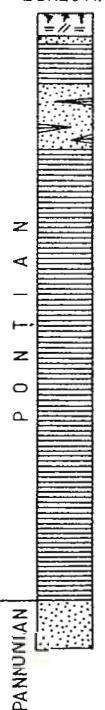
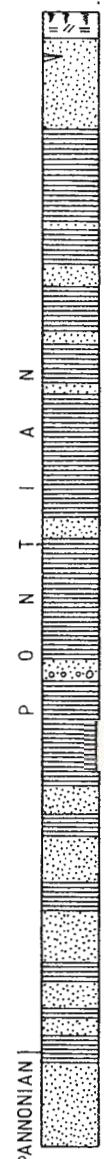
F.30A
POTOC

COLOANELE LITOLOGICE

ALE

FORAJELOR DIN BANATUL DE VEST

0 20 40 60m

F.35
BERLISTEF.15
BERZOVIAF.1
VERMES

L E G E N D A

- | | | | | | |
|---|--|------------------|---|--|-------------|
| 1 | | Sol | 6 | | Bolovaniș |
| 2 | | Argilă deluvială | 7 | | Gresie |
| 3 | | Argilă | 8 | | Conglomerat |
| 4 | | Nisip | 9 | | Fundament |
| 5 | | Pietris | | | |

4. STRATIGRAFIE

STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS NÉOGÈNES
DE LA PLATE-FORME MOESIENNE
(SECTEUR DE DRĂGĂNEŞTI-OLT-ROŞIORI DE VEDE, ALEXANDRIA)¹

PAR

VICTORIA LUBENESCU², MIRCEA DIACONU², AUREL RADU²,
CECILIA ȘTEFĂNESCU², CORNELIA CORNEA²

Neogene. Sarmatian. Mollusca. Ostracoda. Pontian. Dacian. Romanian. Chrono-stratigraphy. Paleogeographic controls. Structural controls. Coal seams. Borehole cores. Moesian Platform-Romanian Plain — West Romanian Plain — Zone between the Olt and the Argeş.

Résumé

Sur base de riches associations de mollusques et d'ostracodes identifiées dans les carottes des forages exécutés dans la plate-forme moesienne (secteur de Drăgăneşti-Olt—Roşiori de Vede—Alexandria) on a séparé des formations sarmatiennes (Volhyntien supérieur, Bessarabien, Kersonien), pontiennes (Bosphorien), daciques (Gétien et Parscovien) et romaniennes. On a également fait des précisions d'ordre structural, paléogéographique et économique.

Abstract

Stratigraphy of the Neogene Deposits in the Moesian Platform (Drăgăneşti-Olt — Roşiori de Vede — Alexandria Area). Based on rich mollusc and ostracod assemblages identified in the cores of boreholes drilled in the Moesian Platform (Drăgăneşti-Olt — Roşiori de Vede — Alexandria Area) there have been separated Sarmatian (Upper Volhyntian, Bessarabian, Kersovian), Pontian (Bosphorian) Dacian (Getian and Parscovian) and Romanian formations. Structural, paleogeographic and economic aspects have been pointed out.

¹ Recue le 7 mai 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 4 mai 1985, présentée à la séance du 31 mai 1985.

² Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice, str. Caransebeș, nr. 1, R 79678, București 32.



La présente note a pour objet l'étude stratigraphique des dépôts néogènes de la plate-forme mésienne à savoir le secteur de Drăgănești-Olt—Roșiori de Vede—Alexandria, situé entre la vallée de l'Olt et la vallée de Teleorman (pl. I). Elle est basée sur les données obtenues des 30 forages à carottage continu exécutés par IPEG-București.

La littérature géologique antérieure comprend une série de données sur le Néogène de la plate-forme mésienne. Le secteur étudié par nous y est vaguement traité et ce ne sont que des données générales qui en rappellent, tels les ouvrages de Muțiu (1965, 1967), de Negoiță Florica, Popescu Ecaterina (1968), de Negoiță et al. (1969), de Vasilescu, Negoiță (1970), de Pauliuc et al. (1981).

Dans une note antérieure (Lubenescu et al., 1985) concernant quelques forages de la partie centrale de la Plaine roumaine (vallée de Teleorman, vallée de Vedea) on a révélé l'existence des formations appartenant au Sarmatien, Pontien, Dacien et Romanien.

A) Considérations lithobiostratigraphiques

Par suite des études effectuées sur les carottes des forages du secteur de Drăgănești-Olt—Roșiori de Vede—Alexandria on a séparé des formations géologiques appartenant au Sarmatien, Pontien, Dacien, Romanien et Quaternaire (tabl. 1). Les dépôts néogènes se disposent d'une manière transgressive sur un paléo-relief crétacé accentué. L'aréal d'extension de ceux-ci est délimité au sud par l'actuel cours du Danube, où affleurent des dépôts crétacés. La puissance des dépôts néogènes augmente de quelques dizaines de mètres tout proche du Danube à 300 m au nord de la localité de Roșiori de Vede.

Sarmatien

Les formations appartenant au Sarmatien se développent dans quelques petits secteurs délimités de l'est à l'ouest, à savoir :

— secteur oriental situé à l'est des localités de Călinești et d'Alexandria, sa limite méridionale étant à la parallèle de la localité d'Alexandria ;

— secteur de Peretu-Mavrodin situé au sud de ces localités, d'une largeur de presque 15 km ;

— secteur de Roșiori de Vede où les dépôts sarmatiens apparaissent dans un compartiment abaissé, arrivant jusqu'à 20 km au nord du Danube et ayant une largeur d'environ 8 km ;

— secteur de Stoicănești-Văleni, délimité au sud par la localité de Seaca ;

— secteur occidental de Drăgănești-Olt—Slobozia Mindra dont la limite méridionale du Sarmatien se trouve aux environs du Danube (100 km environ).

On distingue dans la succession lithologique des grès calcitiques, des argiles siltiques, des calcaires allochémiques et des calcaires bioclastiques (les analyses pétrographiques ont été effectuées par le géologue Constanța Furtunescu à qui nous lui tenons à remercier chaleureusement).



TABLEAU 1

Unités Chronostratigraphiques	Unités Lithostratigraphiques	Unités biostratigraphiques (Associations)	
		Dépôts quaternaires	Macropaléontologiques
Supérieur Moyen Inférieur	Formation d'Izvoarele	<i>Viviparus lurgidus</i> <i>Viviparus cratensis</i> <i>Rugunio condai</i> <i>Viviparus strictularius</i> <i>Viviparus bifareinatus</i> <i>Jackoa slurdæ</i>	<i>Darwinella stevensoni</i> <i>Cheikella sp. 1</i> <i>Ciprinellus salinus</i> <i>Ilio-ypnis brau</i> <i>Candona lactea</i>
Parscovien	Formation de Călineschi	<i>Zampfriardina zampfiri</i> <i>Dacocardium dacatum</i> <i>Hydrobia grandis</i>	(<i>Typ</i> -ide ex. gr. <i>heterostigma</i> <i>subtilis</i>) <i>Cyprides punctillata</i> <i>Candona neglecta</i> <i>Cypria bonci</i>
Gétien Bosphorien	Formation de Merişani	<i>Prosoducina semisulcata</i> <i>Dacocardium rumatum</i> <i>Limnæa luna</i> <i>Phyllocardium planum</i>	<i>Amphoepris dorsobrensis</i> <i>Candona (P.) hastula</i> , C. balearica, C. gracilis, C. acuminata, C. venusta, Ba- kunella dorsocrenata, Cylin- drissa bogdanschoni, <i>Lepocythere</i> div. sp.
Kersonien Bessarabien sup.	Formation de Cetate	<i>Mactra orbicularia</i> <i>Mactra tapersoides</i>	<i>Amanita hecuba</i> <i>Protephilidium ex gr.</i> <i>granosum</i> <i>Ostracode</i>
Bessarabien	Formation d'Olteni	<i>Mactra fabreana</i> <i>Paphia ponderosa</i> <i>Cerastoderma filosa</i>	<i>Protephilidium ex gr. grano-</i> <i>sum</i> <i>Elphidium ex gr. macellum</i> <i>Florilus begdanicowiczi</i> <i>Ostracode</i> <i>Stomatite de Misidae</i>
Volhyntien	Formation de Ciureşti — Miroşî	<i>Mactra eichwaldii</i>	<i>Quinqueloculina ex gr. akne-</i> <i>riana</i> <i>Quinqueloculina consobrina</i> , <i>Articulina problema</i> <i>Elphidium regnum</i> <i>Stomatite de Misidae</i>
Sarmatiene		Dépôts crétacés	



Volhynien

Les termes basaux de la formation sarmatiennne, identifiés dans les secteurs occidental et central, à des profondeurs comprises entre 294-305 m (Licuriciu) et 480-615 m (Stoicăneşti) contiennent un ensemble faunique constitué de mollusques, foraminifères et ostracodes, avec prédominance des lamellibranches dont mollusques et microfaune à milolidés-elphidiidés, ostracodes et statolites de missidés. Citons : *Cerstoderma pium* Zhizh., *Musculus sarmaticus* Gat., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi* Lask., *Gibbula (Colliculus) picta* (Eichw.) et *Quinqueloculina ex gr. akneriana* d'Orb., *Q. consobrina* d'Orb., *Q. seminulum* (Linné), *Q. circularis* Born., *Q. reussi* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *A. tamanica* Bogd., *Elphidium macellum* (Fichtell et Moll), *E. reginum* (d'Orb.), *E. imperatrix* (d'Orb.), *Mutilus (Aurila) mehesi* (Zal.), *M. (A.) sarmatica* (Zal.), *Leptocythere tenuis* (Reuss), *L. diafana* Stanceva, *Paramysis michai* Voicu.

Ces dépôts pourraient être englobés aux formations de Ciureşti et de Miroşi (Pauliuc et al., 1981). Mentionnons qu'on n'a pas identifié des dépôts basaux de la formation de Miroşi.

Bessarabien inférieur et moyen

On a identifié dans presque toute la zone étudiée à des profondeurs allant de 225-248 m (Dăneasa) à 369-433 m (Stoicăneşti) une succession d'argiles calcitiques blanchâtres, grès calcitiques, calcaires bioclastiques et calcaires allochémiques et grès à ciment calcitique. Les échantillons recueillis des forages de Călineşti, Licuriciu, Rădoeşti, Dulceanca, Văcăreşti, Peretu, Stejaru, Seaca, Stoicăneşti et Dăneasa contiennent les associations suivantes de macrofaune : *Cerastoderma (Obsoletiforma) ex gr. lepidosum* Paramonova, *C. (Plicatoform) plicatum* (Eichw.), *C. (P.) fittoni* (d'Orb.), *C. nefandum* Kol., *C. desperatum* Kol., *C. ingratum* Kol., *C. suessi suessi* Barbot de Marny, *C. suessi pium* Zhizh., *C. laevigatoloweni sartasense* Nev., *Mactra (Sarmatimactra) pallasi* (Baily), *M. (S.) fabreana* d'Orb., *M. (S.) tapesoides* Sinzow, *Paphia nivalis* (R. Hörn.), *P. ponderosa* (d'Or.), *P. tricuspidata* (Eichw.), *Ervillia dissita dissita* Eichw., *Musculus sarmaticus* Gat., *Donax (Parodonax) dentiger lucidus* Eichw., *Duplicata duplicata* Sow., *Duplicata elegans* (Sim. et Barbu), *Duplicata corbiana* (Kol.), *Mohrensternia angulata styriaca* Hilb., *Hydrobia (Hydrobia) frauenfeldi suturata* (Fuchs), *H. (H.) andrussovii uiratamense* Kol., *Sinzowia (Sinzowia) adelae* (d'Orb.), *Pirenella disjuncta* (Sow.), *Acteocina (Acteocina) lajonkaireana* (Bast.), *Gibbula (Gibbula) podolica* (Dub.); microfaune : *Protelphidium ex gr. granosum* (d'Orb.), *Florilus bogdanowiczi* (Vol.), *Discorbis obtusus* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Fichtell et Moll.), *Bolivina sarmatica* Didkowski, *Loxoconcha viridis* Müller, *L. valente* Stanceva, *Xestoleberis elongata* Schn., *Leptocythere naca* (Mehes), *Mutilus (Aurila) meritus* (Zal.), *Mutilus (A.) kolesnikovi* (Schn.), *Leptocythere multicristata* Suzin, *L. turpe* Stanceva, *Paramysis michai* Voicu.



Les formations de cet ensemble faunique pourraient être parallélisées aux formations de Hirlești et de Olteni et au groupe d'Olt-Vedea séparé par Pauliuc et al. (1979).

Bessarabien supérieur-Kersonien

Les termes lithologiques finals du Sarmatien sont représentés par des calcaires allochémiques et par des grès à ciment calcitique et reconnus seulement dans quelques forages du secteur central (Cetate, Izvoarele, Rădoești) à 334-335 m de profondeur.

La macrofaune identifiée par nous est la suivante : *Mactra* cf. *Mactra (Sarmatimactra) orbiculata* Macarovicci, *M. (S.) tapesiformis* Mac. Microfaune : *Ammonia beccarii* (L.), *Protelphidium ex gr. subgranosum* (d'Orb.), *Leptocythere mironovi* Schn., *L. mironovi effigiata* Stanceva, *L. naviculata* Schn., *Xestoleberis pseudofurcata* Stanceva, *Candoniella grozniensis* Schn., *Mediocystherideis* div. sp., *Cyprideis pokornyi* Jiricek.

Ces dépôts seraient considérés à titre d'une nouvelle formation „de Cetate“ avec localité-type la commune de Cetate (district de Teleorman) et d'une épaisseur stratigraphique variable de 20 m environ.

Pontien supérieur (Bosphorien)

Les dépôts attribués au Pontien se disposent d'une manière discordante sur divers termes de la formation de Ciurești-Miroși et de Olteni (Sarmatien) ou bien directement sur le Crétacé (forage de Mihăești). Ils sont constitués d'argiles, argiles marneuses, siltites et marnes à intercalations de sables situés notamment dans la partie terminale de la succession.

L'ensemble faunique de mollusques est formé quasi exclusivement des lamellibranches dont on mentionne : *Lunadacna lunae* (Voitești), *Luxuridacna magna* Papaianopol, *L. luxuriosa* Papaian., *L. fervida* Papaian., *Plagiodacna subcarinta* (Desh.), *P. arcaeformis* (Wenz), *Pontalmyra constantiae* Sabba, *Paradacna andrussowii* Eb., *P. tutovana* Ghenea, *Phyllocardium planum* planum (Desh.), *Pseudocatillus* sp., *Chartoconcha bayerni* (R.H.), *Tauricardium* sp., *Congeria* sp., *Amphi-melania fossariformis* (Tourn.), *Valenciennius* sp. La microfaune comprend surtout des ostracodes appartenant au groupe *Candona* et *Leptocythere*. Citons : *Bakunella dorsoarcuata* (Zal.), *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zal.), *C. (C.) lobata* (Zal.), *C. (C.) gracilis* (Liv.), *C. (C.) venusta* (Zal.), *C. (Caspiocypris) labiata* (Zal.), *C. (Pontoniella) acuminata striata* Mand, *C. (P.) hastata* Krstić, *Leptocythere cornutocostata* (Schweyer), *L. cymbula* (Liv.), *L. olivina* (Liv.), *L. taktaisvili* Vecua, *L. multituberculata* (Liv.), *L. bosqueti* (Liv.), *L. andrusovi* (Liv.), *Loxoconcha petasa* (Liv.).

Nous proposons pour ces dépôts la dénomination de „formation de Merișani“. La puissance stratigraphique est de 10 à 60 m. Rapellons que cette formation fait partie du groupe d'Optași-Cartojani (Pauliuc et al., 1979).



Dacien

Les couches terminales de la formation de Merișani contiennent : *Zamphiridacna orientalis* (Stef.), *Plagiodacna subcarinata* (Desh.), *Proso-dacna semisulcata* Reuss, *Dacicardium rumanum* (Font.) et *Cyprideis ex gr. C. heterostigma sublitoralis* Pok., *Bakunella dorsoarcuata* (Zal.), *Amplocypris dorsobrevis* Sokač, *Candonia (Caspiolla) venusta* (Zal.), *C. (C.) lobata* (Zal.), *C. (Pontoniella) hastata* Krstić, *C. neglecta* M. Sars, *Cytherissa plana* Klein, *C. bogatschovi* Liv., *Leptocythere andrusovi* (Liv.).

La succession lithologique se continue avec des sables fins mica-cés, contenant de rares intercalations de charbon et d'argiles à charbon. La faune caractéristique de ces dépôts comporte : *Pseudoprosodacna aff. P. littoralis* (Eichw.), *Pseudocatillus* sp. n., *Stylocerata heberti* Cob., *Zamphiridacna zamphiri* (Cob.), *Dacicardium rumanum* (Font.), *D. dacianum* Papaian., *D. validus* Papaian. et Popescu, *Congeria* sp., *Viviparus falconensis* Lub., *Viviparus* sp., *Hydrobia grandis* Cob., *Melanopsis ex gr. M. decollata* Stol., *Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus* Stef., *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cob., *B. (T.) oncophorus* Brus., *Cyprideis ex gr. C. heterostigma sublitoralis* Pok., *C. punctillata* (Brady), *Candonia neglecta* M. Sars., *C. cf. C. detecta* (Müller), *C. lactea* Baird, *Cyprinotus ex gr. C. salinus* (Brady), *Cypria bonei* Hanganu.

Ces dépôts pourraient être englobés dans une nouvelle formation „de Călinești“, suivant le nom de la localité de Călinești (district de Teleorman), d'une puissance stratigraphique de 22 à 80 m (tableau 1).

Romanien

Des argiles et des sables à intercalations de charbon, des marnes argileuses, des graviers et des sables reposent d'une manière apparemment discordante ou même concordante sur la formation de Călinești.

L'association paléontologique se distingue par une faune riche de viviparidés, unionidés et des ostracodes. Citons : *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neum., *V. rufus* Neum., *V. strossmayerianus* Brus., *V. turgidus* (Bielz), *V. craiovensis* (Tourn.), *Pristinunio pristinus* (Bielz), *P. davilai* (Porumbaru), *Rytia bielzi* (Czek.), *Psilunio biplicatus* (Bielz), *P. craiovensis* (Tourn.), *Rugunio condai* (Porumbaru), *R. turburensis* (Font.), *R. aff. R. mojsvari* (Penecke), *Cuneopsidea doljensis* (Porumbaru), *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Pseudohyriopsis problematica* (Cob.), *Anodonta* sp., *Valvata (Cincinnna) piscinalis* O. F. Müller, *V. (C.) eruditensis* Font., *Bulimus (Bulimus) vukotinovici* (Brus.), *B. (Tylopoma) melanthopsis* (Brus.), *B. (T.) oncophorus* (Brus.), *Melanopsis (Melanopsis) bergeroni* Stef., *M. (M.) pterochilla* Brus., *M. (M.) sandbergeri rumana* Tourn., *M. (Lyrcaeae) onusta* Stef., *M. (Canthidomus) soubeiranii* Porumbaru, *M. (C.) hybostoma amaradica* Font. et *Planorbis* sp.

Le microcontenu formé d'ostrocodes est pauvre en genres et espèces : *Cyprideis punctillata* (Brady), *Iliocypris brady* M. Sars, *Darwinilla stevensoni* (Brady & Robertson), *Candonia lactea* Baird, *C. neglecta* M. Sars, *Candoniella albicans* (Brady), *Cyprinotus salinus* (Brady), *Cypridopsis vidua* (Müller), *Cheikella* sp.



Nous proposons pour les dépôts romaniens la dénomination de „formation de Izvoarele“ d'après la localité de Izvoarele (district de Teleorman). La puissance stratigraphique est de 140 à 240 m (tabl. 1).

Quaternaire

Les formations quaternaires sont représentées par des sables, argiles à rares fragments de mollusques et par des niveaux de graviers. Elles appartiennent au Pléistocène et à l'Holocène.

142580

B) Considérations chronostratigraphiques

Les termes néogènes séparés par nous dans le secteur de Drăgănești-Olt—Roșiori de Vede—Alexandria peuvent être répartis à deux groupes d'Olt-Vedea et de Optași-Cartojani (Pauliuc et al., 1981). Selon notre opinion le premier groupe renferme les formations de Ciurești (partiellement) et de Miroși contenant des associations à *Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi/Syndesmia* et des *milliolidés/Paramysis michai Voicu*. On y remarque l'absence du Volhynien basal. Nous opinons que dans cette région ne sont présents que le Volhynien moyen et supérieur.

On a identifié aussi les formations de Hirlești et d'Olteni (Pauliuc et al., 1981) contenant des mollusques, *Mactra (Sarmatimactra) fabreana/Cerastoderma (Plicatiforma) fittoni* à côté des foraminifères *Protelphidium ex gr. granosum/Florilus bogdanovici* et des ostracodes. Le faciès à *Cryptomactra pesanseris*.

La formation de Cetate séparée par nous représente le dernier terme du groupe d'Olt-Vedea. L'ensemble faunique identifié (*Mactra orbiculata/Mactra intermedia* et *Ammonia beccarii* ainsi que de diverses espèces de *Leptocythere*) caractérise le Bessarabien terminal et la puissance de cette formation rend difficile son identification.

La formation de Merișani proposée par nous représente le premier terme lithologique du groupe d'Optași-Cartojani et elle se dispose d'une manière transgressive et discordante sur des termes lithologiques appartenant au Sarmatiens, voire le Crétacé. Bien des taxons identifiés, mollusques et ostracodes, sont caractéristiques au Bosphorien, éventuellement au Gétien inférieur en raison des taxons de limite Bosphorien/Gétien (*Lunadacna lunae*, *Phyllocardium planum planum*, etc.). Parmi les ostracodes prédominants rappelons les espèces de *Bakunella*, (Bosphorien), *Candona (Pontoniella) hastata*, *Amplocypris dorsobrevis* ainsi que *Cyprideis* et *Candona neglecta* (Gétien).

La formation de Călinești contient, dans sa partie basale, quelques taxons caractéristiques aux „couches à eugeniae“ (Wenz, 1942) : *Hydrobia grandis*, *Emmericia rumana* et *Lithoglyphus acutus decipiens* (Dacien supérieur-Parscovien).

Les argiles à charbon de la partie supérieure de la formation contiennent aussi des mollusques caractéristiques au Dacien supérieur de l'avant-fosse : *Zamphiridacna zamphiri/Dacicardium dacianum*, à côté



des ostracodes appartenant aux genres *Cyprideis*, *Candona* et *Cyprinotus* d'âge parsovien.

L'ensemble de mollusques de la formation d'Izvoarele est extrêmement riche, mais de distribution non uniforme en quelques forages. D'autres forages sont dépourvus de macrofaune ou bien elle est non concluante. Les espèces déterminées appartiennent au Romanien inférieur *Viviparus bifarcinatus*, *V. stricturatus*). Apparaissent également des espèces caractéristiques au Romanien moyen (*Viviparus craiovensis*, *V. turgidus*, *Pristinunio pristinus*, *P. davilai*, *Rugunio condai*, etc.).

Le Romanien débute directement soit par sa partie moyenne (couches à unionidés sculptés) soit font défaut dans certaines zones à unionidés et à viviparidés. D'autres fois la faune est bien monotone et mal conservée, étant représentée par des fragments d'unionidés, anodontes, valvates, viviparidés, etc. Les ostracodes rencontrés par nous, *Scheikella* sp., *Iliocypris brady*, *Darwinulla stevensoni*, apparaissent dès le Romanien (bassin dacique).

C) Considérations paléogéographiques et tectoniques

L'étude stratigraphique des dépôts néogènes de la zone de Drăgănești-Olt—Roșiori de Vede—Alexandria nous a offert des éléments inédits sur la paléogéographie et l'interprétation structurale de ceux-ci.

Dans cette zone de la plate-forme mœsienne les termes néogènes sont transgressivement disposés sur un paléorelief crétacé. Les dépôts sarmatiens (Volhynien, en partie Bessarabien et Kersonien) sont développés en grande partie par un faciès saumâtre de la zone littorale-néritique représentée par des grès oolitiques, des calcaires et des grès calcaires d'épaisseurs réduites.

Le secteur ouest, près du ruisseau de l'Olt, fait exception en raison des grandes puissances de la partie basale du Sarmatien (il y est représenté par un faciès pélitique). De même, on a identifié dans quelques forages un faciès charbonneux. La ligne du bord se situait probablement tout près du Danube. A présent, ces dépôts s'étendent jusqu'à la parallèle de la ville d'Alexandria au sud de Peretu, Mihăești. Le Sarmatien du secteur de Roșiori de Vede se développe dans un compartiment abaissé qui correspondrait, peut-être, à une paléovallée (Dicea et al., 1968).

Dans la partie occidentale du périmètre étudié, tout près de l'Olt, les dépôts sarmatiens ont des puissances de 500 m et se développent vers le sud jusqu'à 10 km au nord du Danube.

Les dépôts pontiens de cette région sont représentés par des argiles de type lacustre de petites épaisseurs s'effilant vers le sud. Le bassin dacique du Pontien s'arrêtait à 5 km nord du Danube à Giurgiu et 30 km nord de Zimnicea ainsi qu'à Turnu Măgurele dans la zone occidentale (pl. II).

Les dépôts daciens sont aussi représentés par le même type d'argiles lacustres et par des sables dont l'extension méridionale arrive tout près du Danube en se superposant en réalité à la marge du bassin dacique (secteur de Turnu Măgurele-Giurgiu) (pl. II).



Dans le Dacien, tout comme dans le reste du bassin dacique, on a identifié des couches de charbon à extension généralement lenticulaire et à puissances réduites. Ces roches pourraient être parallélisées à celles de l'avant-fosse, connues dans le Gétien et le Parscovien. Ainsi, les trois premières couches de carbons traversées par certains forages des dépôts gétiens pourraient être analogues aux couches II et III de l'Olténie, tandis que les couches 3 et 4 aux IVe et Ve de l'Olténie.

Les dépôts romaniens d'une même extension que ceux daciques se caractérisent par un faciès limnique dont trois couches de lignite ne sauraient être parallélisées aux couches VIII et IX de l'Olténie (pl. II).

Structuralement, les dépôts néogènes se présentent sous la forme d'un monocline à pendages nord de 5 à 15°. Suivant l'interprétation des résultats des forages effectués par I.P.E.G., il s'y agit d'une structure en blocs délimitée par des fractures d'orientation NNO-SSE, relevées aussi par le trajet des actuels cours d'eau de l'Olt, de Teleorman, de Clanița et de Vede. Parmi les compartiments séparés par des fractures s'individualise le compartiment de Roșiori de Vede plus abaissé et marqué par la présence des dépôts sarmatiens et le compartiment des environs de l'Olt où les dépôts sarmatiens dépassent 500 m. Sur ces compartiments abaissements se sont installées les paléovallées crétacées connues dans d'autres secteurs de la plate-forme mœsienne.

D) Considérations économiques

Dès au forages exécutés on a mis en évidence des couches de charbon dans les dépôts sarmatiens, daciques et romaniens ainsi que des indices de pétrol et de gaz dans les dépôts sarmatiens.

Par suite, à divers niveaux des formations sarmatiennes apparaissent des intercalations d'argiles minces charbonneuses et des carbons de puissance de 0,1 à 1,0 m.

En employant comme repère stratigraphique la limite pontienne/dacienne déterminée aussi bien par des diagraphies électriques que par des résultats paléontologiques et le niveau à *Viviparus bifarcinatus* situé à la limite Dacien/Romanien nous avons identifié quatre couches principales de charbon d'âge dacien et trois couches de charbon d'âge romanien.

Les couches 1 et 2 sont cantonnées dans des dépôts sableux gétiens et les couches 3 et 4 dans les marno-argiles parscoviens. D'une épaisseur et d'une extension plus grande sont les couches 2 et 3.

La couche 1 se développe surtout au nord du périmètre ayant un développement aréal réduit et une puissance de 1,30 à 2,00 m.

La couche 2 avec la plus grande extension a été identifiée dans la zone est de Băbăița-Lăceni et dans la zone ouest de Stoicănești-Troianu. Elle a une épaisseur de 0,50 à 2,20 m.

La couche 3 apparaît sur une aire plus réduite que la couche 2 et se développe principalement aux environs des localités de Văcărești et de Stejaru, ayant des épaisseurs de 1,90 à 2,80 m.

La couche 4 se développe dans quelques zones situées au centre de la région et présente une puissance de 0,20 à 1,70 m.



Dans le Romanien on a identifié les couches 5-7, dont la couche 6 a une importance économique, et une épaisseur de 0,30 à 1,70 m.

L'analyse pétrographique des échantillons de charbon dénote qu'ils sont des lignites brun-noirâtres, à masse de base atrinitique et plus rarement humodétrinitique, imprégnée de minéraux argileux et de granules de pyrite légèrement limonitisées.

Dans la masse de base apparaissent des lentilles ou des bandes discontinues de textinites, textoulminites, humotélinites et inertinites.

Les indices qualitatifs des échantillons recueillis des forages ont les suivantes valeurs : humidité totale de 13,93 à 52,96%; cendre à anhydre de 25,61 à 75,61%; puissance calorifique de 439 à 2779 kcal/kg.

BIBLIOGRAPHIE

- Dicea O., Ionescu N. (1968) Stadiul actual al rezolvării problemelor geologice prin metode geofizice în zonele de interes petrolier din R.S.R. *Rev. de Petroli și Gaze*, XIX, p. 471-480, București.
- Lubenescu V., Diaconu M., Radu A., Ștefănescu C., Diță St. (1985) Date preliminare asupra forajelor din Platforma Moesică (Neogen), sectorul valea Teleormanului-Valea Vedea. *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, vol. 70-71/4, București.
- Muțiu R. (1965) Asupra prezenței Tortonianului în regiunea Glavacioc. *Rev. Petrol și Gaze*, XVI, 7, p. 378-382, București.
- (1967) Noi prezențe de Tortonian în Platforma Moesică. *Rev. Petrol și Gaze*, XVIII, 6, p. 295-299, București.
- Negoită Fl., Popescu Ec., M. Leu (1969) Biostratigrafia depozitelor sarmațiene din platforma Moesică. *Rev. Petrol și Gaze*, 2, 20, p. 75-83, 6 fig., 1 tab., București.
- Pauliuc S., Negoită Fl., Darivische M., Andreeșcu I. (1979) Stratigrafia depozitelor miocene din sectorul central al Platformei Moesice (Valea Olt-Valea Dimboviței). *Anal. Univ. București. Geologie*, XXVIII, p. 65-77, București.
- Vasilescu E., Negoită Fl. (1970) Stadiul actual de cunoaștere a Neogenului din zona nordică a Platformei Moesice. *Rev. Petrol și Gaze*, 6, 21, p. 327-330, 6 fig., 1, București.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR NEOGENE DE PE PLATFORMA MOESICĂ (SECTORUL DRĂGĂNEȘTI-OLT—ROȘIORI DE VEDE—ALEXANDRIA)

(Rezumat)

Autorii prezintă studiul stratigrafic al depozitelor neogene din Platforma Moesică (sectorul Drăgănești-Olt—Roșiori de Vede—Alexandria) bazat pe rezultatele obținute din carotele forajelor. S-au separat formațiuni sarmațiene, ponțiene, daciene, romaniene și cuaternare apartinând unor unități litografice, în parte stabilite de noi : *formațiunea de Cetate*



(Bessarabian superior-Kersonian), formațiunea de Merișani (Pontian superior-Dacian inferior), formațiunea de Călinești (Parscovian) și de Izvoarele (Romanian).

Din punct de vedere structural, depozitele neogene se prezintă sub forma unui monoclin cu înclinări nordice. Se evidențiază o structură în blocuri redată de o serie de fracturi cu orientări NNW-SSE. Se reliefă compartințul Roșiori și cel din vecinătatea Oltului mai coborîte.

Au fost puse în evidență, de asemenea, 7 strate de cărbuni canto-nate în Dacian (4) și în Romanian (3) cu grosimi cuprinse între 2-3,60 m.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche III

- Fig. 1 — Grès gris à *Mactra (Sarmatimactra) intermedia* ($\times 1,4$), forage d'Izvoarele, profondeur de 334 à 335 m, Kersonien.
- Fig. 2 — Calcaires oolithiques à *Mactra cf. Mactra (Sarmatimactra) orbiculata* ($\times 1$), forage d'Izvoarele, profondeur de 334 à 335 m, Kersonien.
- Fig. 3 — Calcaires lumachelliques à *Mactra (Sarmatimactra) ex gr. Mactra (S.) tapersiformis* Macarovici ($\times 1$), forage de Cetate, profondeur de 324 à 327 m, Bessarabien-Kersonien.
- Fig. 4 — Argiles grises à *Phyllocardium complanatum* Fuchs ($\times 1$), forage de Cetate, profondeur de 302 à 305 m, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 5, 6 — *Dacicardium aff. D. dacianum* (Papaianopol) ($\times 1,5$), forage d'Izvoarele, profondeur de 277,70 à 277,80 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 7, 8 — *Dacicardium rumanum* (Font.) ($\times 1,5$), forage de Mavrodin, profondeur de 179,60 à 180 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 9-11 — *Viviparus falconensis* Lubenescu ($\times 1$), forage de Călinești, profondeur de 228,50 à 228,60 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 12 — *Chartoconcha gigantea* (Wenz) ($\times 1$), forage de Merișani, profondeur de 329 à 333 m, Pontien supérieur (Bosphorien).

Planche IV

- Fig. 1 — *Zamphiridacna zamphiri* (Cob.) ($\times 1$), forage de Călinești, profondeur de 227,30 à 228 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 2, 3, 4 — *Viviparus falconensis* Lubenescu ($\times 2$), forage de Lăceni, profondeur de 196,60 à 196,80 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 5 — Argiles grises à *Viviparus stricturatus* Neum, ($\times 1$), forage d'Izvoarele, profondeur de 237,50 à 238 m, Romanian inférieur.
- Fig. 6 — *Viviparus ex gr. V. falconensis* Lub. ($\times 2$), forage de Lăceni, profondeur de 196,60 à 196,80 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 7, 8 — *Viviparus ex gr. V. craiovensis* (Tourn.) ($\times 1$), forage de Băbăița, profondeur de 162 à 168 m, Romanian moyen.



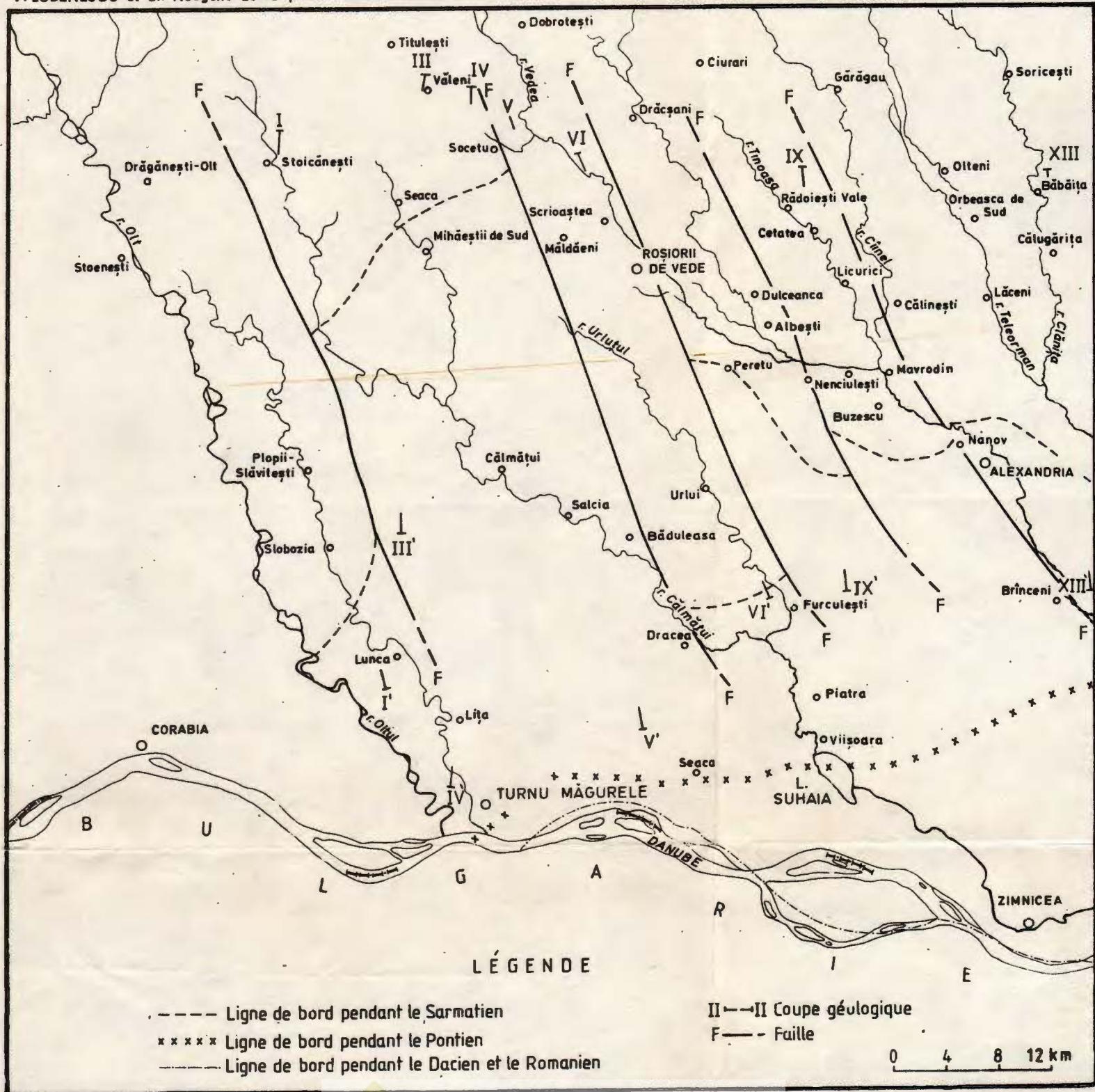
- Fig. 9, 11 — *Viviparus* ex gr. *V. rufus* (Neum.) ($\times 1$), forage de Băbăița, profondeur de 162 à 168 m, Romanien moyen.
- Fig. 10, 12 — *Viviparus strossmayerianus* (Brus.) ($\times 1$), forage de Băbăița, profondeur de 162 à 168 m, Romanien moyen,
- Fig. 13 — *Pristinunio pristinus* (Bielz) ($\times 1$), forage de Călinești, profondeur de 202,30 à 202,60 m, Romanien moyen.
- Fig. 14 — *Rugunio* ex gr. *R. mojsvari* (Penecke) ($\times 1$), forage de Călinești, profondeur de 118 à 118,80 m, Romanien moyen.



ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE L'EXTENSION DU NEOGEN DANS LA ZONE DE DRĂGĂNEȘTI OLT-ROȘIORII DE VEDE-ALEXANDRIA

V. LUBENESCU et al. Néogène de la plate-forme moesienne (Vallée de l'Olt - Teleorman)

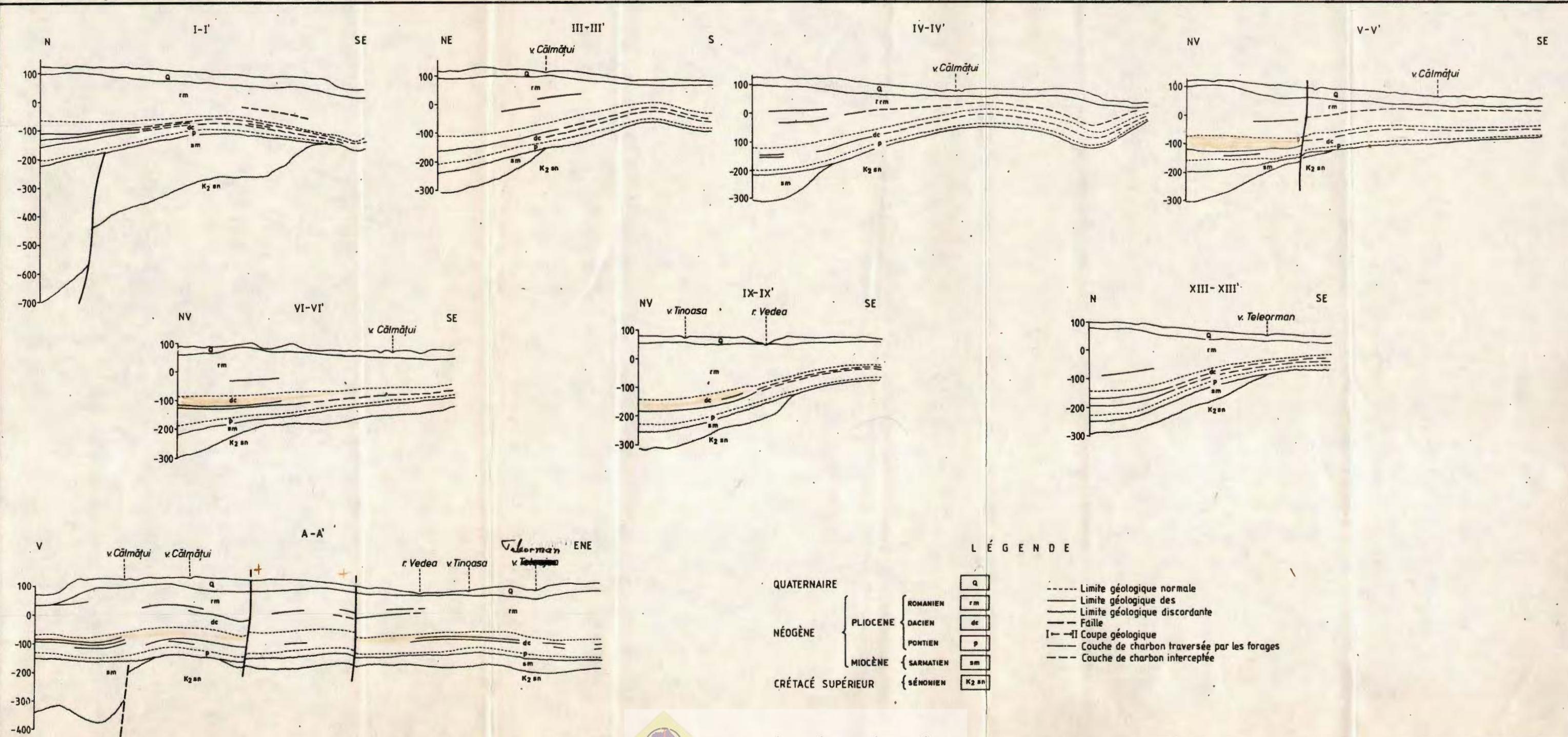
Pl. I



COUPES GEOLOGIQUES DANS LA ZONE DE DRĂGĂNEȘTI-OLT-ROȘIORII DE VEDE-ALEXANDRIA

V. LUBENESCU et al. Néogène de la plate-forme moésienne (Vallée de l'Olt - Teleorman)

Pl. II



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES FORMATIONS PLIOCÈNES
À CHARBON ET DES FORMATIONS PLÉISTOCÈNES
DES FORAGES EXÉCUTÉS DANS LA DÉPRESSION GÉTIQUE,
AUX ENVIRONS DE LA LOCALITÉ DE BĂLCEȘTI¹

PAR

VICTORIA LUBENESCU², HORIA NICHIFORESCU²

*Mollusca. Pleistocene. Dacian. Romanian. Pliocene. Coal seams. Mammalia
Stratigraphic boundary. Biostratigraphy. Borehole cores. — Getic Plateau —
Olteț Platform.*

Résumé

Les auteurs présentent l'étude de quelques forages exécutés sur le versant extérieur de l'avant-fosse carpathique (sud de l'Oltenie). Sur base de quelques associations de Mollusques ont été mises en évidence des formations daciques, romaines et pléistocènes. Les faunes de forages ont été corrélées avec celles qui affleurent au nord de la région.

Abstract

Contributions to the Study of the Pliocene Coal-Bearing Formations and of the Pliocene Formations from the Borehole Drilled in the Getic Depression, Round the Bălcescu locality. The authors present the study of certain boreholes drilled in the outer limb of the Carpathian Foredeep (south Oltenia). Based on the mollusc assemblages, Dacian, Romanian and Pleistocene formations have been evidenced. The faunas from the boreholes have been correlated with those in the formations cropping out in the north of the region.

¹ Reçue le 21 avril 1986, acceptée pour être publiée le 5 mai 1986, présentée à la séance du 17 décembre 1985 à I.P.G.G.

² Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș 1, R 79678, București 32.



La note présente les résultats de l'investigation de quelques forages exécutés dans le versant externe de l'avant-fosse carpathique, dans la zone d'épaississement accentué des dépôts post-sarmatiens, aux environs de la localité de Bălcești. Rapporté aux éléments tectoniques majeurs de l'avant-fosse, le périmètre est situé très proche de la zone de flexure, entre la projection de la faille péricarpatische (Tinosu-Bibesti) au nord et la plate-forme Moesienne, dans la région de raccord de la plate-forme avec la dépression péricarpatische, nommée par Grigoraș et al. (1961), „la zone intermédiaire“.

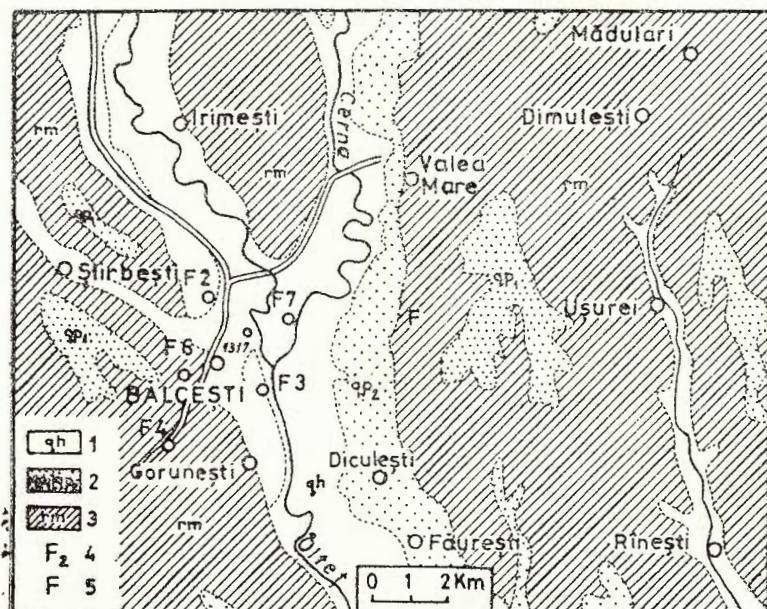


Fig. — Schéma de la zone de la vallée de l'Olteț — vallée de Cerna.

1, Holocène (graviers alluvionnaires) ; 2, Pléistocène (sables, argiles, graviers, loess) ; 3, Romanien (argiles, sables, charbons) ;
4, gisement fossile ; 5, forages.

Ștefănescu (1896), Murgoci (1906), Ionescu-Argetoaia (1918), Grozescu (1924) nous ont fourni les premières données géologiques à caractère général sur le Tertiaire de l'Oltenia. Dès 1950, les investigations géologiques ayant comme but la mise en valeur des substances minérales utiles, se sont intensifiées dans l'Oltenia aussi. Mentionnons ceux de Grigoraș et al. (1961), Liteanu et Bandrabur (1957), Mihăilă et Rosette Ianc (1965), Bandrabur (1971), Ghiurcă et Rosette Ianc (1974), Paraschiv (1979).

Rappelons aussi les études biostratigraphiques concernant les dépôts pliocènes et quaternaires, avec de rares références à la formation à charbon, effectuées par Samson et Rădulescu (1973), Pană et al. (1981),

Andreeșcu (1981), Alexeeva et al. (1983), Feru et al. (1983), Lubenescu et al. (1985).

Les formations qui affluerent dans le périmètre de Bălcești (fig.) appartiennent à la partie terminale du Romanien et du Pléistocène.

Le Romanien affleure sur une aire restreinte, dans le versant gauche de Cerna et y est représenté par une alternance de sables grisâtre-jaunâtres, fossilifères, à grains moyens, quartzeux, à stratification croisée avec des couches de 0,5 à 1,5 m, à argiles verdâtre-bleuâtres ou grisâtre-jaunâtres, fossilifères, smectiques, stratifiées (couches épaisses de 0,2 à 1,0 m).

De l'association faunique rencontrée mentionnons : *Sinanodonta mactraeformis* (Brus.), *Unio* aff. *Unio atavus* Partsch, *Wenziella* sp., *Theodoxus semiplicatus* Neum., *Bulimus* sp., *Melanopsis* sp.

Le Pléistocène inférieur occupe la plupart de l'aire présentée et se développe par une succession de sables à grains variables et stratification oblique (couches à des épaisseurs jusqu'à 3,5 m) et argiles grisâtre-noirâtres ou verdâtres, à concrétions calcaires, souvent bentoniques ou sous-bentoniques. Graduellement, les sables à lentilles de graviers deviennent prépondérantes dans l'ensemble du Pléistocène. Dans la base d'une de ces couches massives, Samson et Rădulescu (1973) ont mis en évidence un gisement de Mammifères, connu sous le nom de „la faune de Irimești“. Dans l'association faunique, près de *Archidiskodon meridionalis*, on remarque aussi *Equus stenonis* de différentes tailles, *Trogontherium* de taille grande etc.

Le Pléistocène moyen et supérieur comportent les dépôts des terrasses anciennes supérieures et inférieures des ruisseaux de l'Oltet et Cerna.

Etant connue l'existence de quelques formations à charbon dans la partie nord de la région, on a procédé à l'exécution de quelques forages aux environs de la localité de Bălcești. Selon le projet élaboré par IPGG București et IPEG Oltenia, on a creusé 9 forages, dont deux ont arrivé jusqu'à la profondeur de 500 m, traversant toute la suite des dépôts dacien-romaniens comportant des charbons, tandis que les autres, avec des profondeurs plus petites, ont investigué uniquement le Romanien et partiellement le Pléistocène (ceux forés sur des crêtes).

Les carottes prélevées des forages 1, 2, 4, 6 et 7 nous ont offert, par leur contenu paléontologique, des données pour la détermination biostratigraphique des dépôts traversés, complétant les observations faites sur le terrain.

Le Dacien est représenté par un horizon inférieur psammitique et un autre supérieur prédominant pélitique, à charbon.

L'horizon inférieur inclue la suite sableuse de la base des forages 2 et 3 (formation de Berbești, Ticleanu et al., 1985), comportant une association stérile, représentée *Dacicardium rumanum* (Font.), *Melanopsis* sp., *Viviparus* sp.

L'horizon supérieur est caractérisé par le nombre assez variable des couches de lignite à des épaisseurs de 0,4 à 3,5 m, séparées par des argiles grisâtres ou noirâtres, charbonneuses et sables quartzeux à grains fin-moyens comportant des Gastéropodes : *Viviparus argensis* Stef., *Melanopsis* (*Melanopsis*) *pterothecilla* Brus., *Melanopsis* (*Melanopsis*) *esperioides* Stef., *Theodoxus* (*Calvertia*) *licherdopoli scriptus* (Stef.) et

plus rarement des Lamellibranches : *Pseudohyriopsis* sp., *Unio* sp. etc.

La limite supérieure est située sous la lumachelle à *Viviparus bifarcinatus*, associé à Unionidés et Gasteropodes à taille petite.

La puissance stratigraphique du Dacien à charbons atteint 80-90 m et les couches de lignite y rencontrées sont pareilles à celles connues à l'ouest de l'Oltenia comme „couches V-VII ou numérotées par IFLGS et IPEG Oltenia comme couches I-VI“.

La partie terminale du Dacien à charbons a été interceptée par les forages 6 et 7 sur un intervalle d'approximativement 50 et respectivement 60 m.

Comme un trait caractéristique de la stratification des couches de lignite, nous avons remarqué une diminution de l'épaisseur de celle-ci, tandis que les couches à charbons et les intercalations de stéril se développent à direction NS. Les variations de l'épaisseur sont remarquées aussi directionnellement et sont déterminées probablement par certains blocs tectoniques à subsidence différente, tout comme par la participation inégale du matériel détritique de l'avant-pays.

Le Romanian a été rencontré dans tous les 5 forages investigués.

Les dépôts daciens sont suivis par des argiles grisâtre-verdâtres ou grisâtre-noirâtres, parfois très riches en sables à concrétions calcaires compactes d'origine lacustre, à des épaisseurs entre 1 et 5 m. Les argiles comportent des traces végétaux et des rares fragments de Mollusques (Gastéropodes). Au début, les intercalations sableuses sont rares et minces, devenant plus fréquentes et plus épaisses vers la partie supérieure de la suite. Les intercalations de charbons sont minces (0,05 à 0,30 m) et en nombre variable et correspondent aux couches VII-X (selon IFLGS — IPEG Oltenia), ou VI-X (selon les travaux miniers de la partie ouest de l'Oltenia).

Les carottes prélevées de ces dépôts comportent une association faunique pauvre, où le taxon caractéristique et le plus répandu en même temps est *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), associé à d'autres formes, dont : *Melanopsis (Lyraea) slavonica* Neum., *Melanopsis (Melanopsis) pterochilla* Brus., *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Font., *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Anodonta* sp., ce qui indique le Romanian inférieur (formation de Jiu-Motru, en partie — Ticleanu et al., 1985).

L'épaisseur des dépôts romaniens inférieurs varie entre 40 et 50 m dans les zones est et ouest (forages 6 et 7) et entre 100 et 120 m dans la partie centrale (forages 2 et 3).

Les dépôts du Romanian inférieur, ayant une faune plus riche, affleurent au nord de la région, dans la vallée de Tăria (Nichiforescu et al., 1982 ; Andreescu et al., 1984 ; Ticleanu et al., 1985).

Le Romanian moyen débute avec un banc de sable quartzeux grisâtre-jaunâtre, micacé, à niveaux minces argileux, ayant une épaisseur de 20 m (forage 3) et suivi dans tous les 5 forages étudiés. Dans les carottes prélevées de cette couche par le forage 4, on a rencontré des exemplaires de *Pristinunio pristinus* et *P. davilai*. Ce fait nous a déterminé de considérer le banc massif de sable, aisément à le reconnaître, comme base du Romanian moyen.

Lithologiquement, le Romanian moyen se caractérise par la présence de quelques couches épaisses de sables grisâtre-jaunâtres, à grains



fins et moyens, quartzueux, muscovitiques, à intercalations d'argiles grisâtre-verdâtres ou noirâtres, compactes, à concrétions calcaires.

Dans les forages 2, 4, 6 et 7, au-dessus du niveau à *Pristinunio pristinus*, on a rencontré des associations fauniques représentées par : *Viviparus rufus* (Neum.), *V. strossmayerianus* (Brus.), *V. bifascinatus* (Bielz), *Pristinunio pristinus* (Bielz), *P. davilai* (Porumbaru), *Melanopsis (Melanopsis) pterohilla* Brus., *M. (Lyraea) slavonica* Neum., etc. Dans le même intervalle on observe des couches minces de charbons, dont l'épaisseur varie entre 0,15 et 0,20 m et qui passent quelquefois à argiles charbonneuses, ou s'enfilent complètement. La couche principale à une épaisseur plus grande, située vers la partie supérieure de la suite du Romanien moyen, pourrait être corrélée avec la couche XVI des exploitations trouvées à l'ouest du Jiu. Mentionnons que les faunes appartenant au Pélendavien (à *Rytia bielzi*, *R. vukasoviciana*, *Rugunio turburensis*, *R. condai*, *Synanodonta mactraeformis* etc.) ont été citées aussi dans la partie nord, dans les affleurements le long des affluents de la vallée de Luncavăț, aux environs de la localité de Lăpușata et le long de la vallée de Tăriția (Nichiforescu, 1983 ; Lubenescu et al., 1986).

La puissance des dépôts du Romanien moyen est moins oscilante, proche de 130 m.

Le Romanien supérieur a été observé en continuité, dans tous les forages investigués, où on remarque une alternance d'argiles grisâtres et grisâtre-verdâtres, sables à concrétions calcaires stratifiées (2 à 5 m) avec des sables grisâtres, fins et à grains moyens, muscovitiques, épais de 0,30 à 3 m, comportant une association à Mollusques de taille petite, dont on mentionne : *Viviparus ex gr. Viviparus diluvianus*, *Planorbis* sp., *Valvata* sp., *Unio* sp. Cette association a été observé dans les forages 4 et 6, tout comme dans les affleurements le long de la vallée de Cerna. Ici, dans la crête de Coasta Stanii, au-dessus de la faune caractéristique du Romanien moyen, repose une association faunique de Mammifères à *Archidiskodon gromovi* Alexeeva & Garut, connue du Valăchien (Villafranchien moyen).

Dans les dépôts du Romanien supérieur épais de 60 à 70 m on remarque (dans tous les forages creusés dans la région) la présence d'une couche de charbon qui passe quelquefois à une argile charbonneuse épaisse de 0,50 à 2 m, considérée comme la couche XVIII et qui a formé l'objectif principal des forages percés dans la zone. Rappelons la grande diffusion de cette couche et la position au-dessus du dernier niveau à charbon, mentionné par Pană et al. (1981) comme la couche XVI dans le Pélendavien.

Dans la partie sud de la région, à 4-7 m au-dessus de cette couche, on a observé un autre niveau à charbon, mince, épais de 0,10 à 0,30 m.

Le lignite de la couche XVII a une puissance calorifique inférieure, près de 1400 Kcal., la teneur très élevée en soufre combustible 2%, substances volatiles 20% et plus élevée en cendre. Pétrographiquement, on rencontre des bandes sub-centimétriques et lentilles de charbon ligneux, charbon détritique et charbon gélitique. Pour le xylite la couleur est brune-jaunâtre tandis que le charbon détritique qui prédomine est brun-noirâtre, mat, a stratification claire et dépôts miné-



raux ; le charbon gélique est brillant, avec la cassure régulière. Les lithotypes déjà mentionnés sont fréquemment accompagnés par des bandes ou lentilles de charbon argileux, brun-noirâtre, mat, stratifié. L'analyse microscopique met en évidence des macéraux des groupes humanite, leptinite et inertite en des quantités variables, tout comme une série de minéraux. Les macéraux du groupe huminique sont mieux représentés dans ces charbons. Ils sont engendrés par une tourbière submergée, comportant des fragments ligneux, riches en cellulose et lignine, appartenant aux sous-groupes humotélinite, humodétrinite et humocolinite.

Les charbons cantonnés dans cette couche appartiennent aux charbons brun-ligneux, à degré bas de gélification et parfois très riches en matériel détritique.

Dans les forages 4 et 6, aussi dans les affleurements, au-dessus de la lumachelle susmentionnée et appartenant au Villafranchien, se trouve une suite d'argiles lacustres grisâtre-verdâtres, parfois bentoniques, épaisses de 0,50 à 6 m et grisâtre-jaunâtres, fines jusqu'à grossières, à stratification oblique et lentilles de graviers à 0,50-5 m d'épaisseur, comportant une faune très pauvre qui n'est pas concluente, représentée par des fragments de *Helix* et *Gyraulus*. Vers la partie terminale, les sables sont prépondérants, jusqu'à l'individualisation d'un banc massif sableux, grisâtre-jaunâtre à zones limonitisées, jaunâtres, à fréquents lentilles de graviers. A la base de ce banc, dans le gisement de „Fintina lui Mitilan“, Samson et Rădulescu (1973) ont mis en évidence la faune à *Archidiskodon meridionalis* qui correspond probablement à la partie supérieure de la zone à *Unio apscheronicus* (Andreeșcu, 1983). Cette faune (Irimești) peut être corélée avec Tetoï I (aussi avec Slatina III).

L'étude de l'association de Mammifères et de Mollusques, tout comme les données paléomagnétiques indiquent la limite Pliocène/Péistocene dans la base du niveau Slatina III=Tetoï I. Donc, dans notre région, la limite entre le Romanien et le Péistocene se trouve dans la suite située entre la lumachelle à Mollusques et la couche de sable massif qui englobe la faune d'Irimești.

L'étude des forages creusés dans ce secteur limite de la dépression Gétique a mis en évidence des dépôts daciens, romaniens et péistocènes et a permis, en partie, une division en subétages.

Dans les dépôts de ce secteur on constate la continuité du faciès charbonneux où on individualise la couche I (correspond à la couche V); dans le forage 2 cette couche a une épaisseur de 3,5 m (selon le carottage géophysique).

On a trouvé aussi dans les forages, la couche XVII de charbon à dépôt continu, mais présentant des variations d'épaisseur et qualité et des secteurs où il est très à la surface (dans les lits des vallées de Cerna et Olteț, celle-ci arrive jusqu'à 24, 26 et 34 m).

Les faunes des forages ont été corrélées avec celles qui affleurent au nord de la région.



BIBLIOGRAPHIE

- Alexeeva I. L., Andreeșcu I., Bandrabur T., Cepaliga A. A., Ghenea C., Mihăilă N., Trubihin V. (1983) Corelarea depozitelor pliocene și pleistocene inferioare din Bazinul Dacic și Euxinic. *An. Inst. Geol. Geofiz.* LIX, p. 143-151, București.
- Andreeșcu I. (1981) Middle Upper Neogene and Early Quaternary Chronostratigraphy from the Dacian Basin and correlation with Neighbouring areas. *Annales Géologiques des Pays Helléniques Hors Série*. IV, p. 129-138, Athena.
- Bitoianu C., Iva M., Olteanu R., Papaianopol I., Popescu A., Rădan M., Rădan S., Roman St., Ticleanu N., Ticleanu M., Pauliu S., Pană I., Preda I., Barus T., (1984) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Bandrabur T. (1971) Geologia Cîmpiei dunărene dintre Jiu și Olt. *Studii tehn. și econ.*, J, *Stratigrafie*, 144 p., 1 hartă, București.
- Feru U. M., Rădulescu C., Samson P. (1983) Succession des Mammifères plio-pléistocènes dans le bassin dacique (Roumanie), *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 162-167, București.
- Giurgea P., Ianc R. (1974) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Grigoraș N., Pătruț I., Popescu M. (1963) Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice de pe teritoriul României. *Assoc. Géol. Carp.-Balc. Congr.* V, p. 4-19, București.
- Grozescu H. (1924) Zăcămintele de lignit din Pliocenul Olteniei. *Studii tehn. econ.* III, fasc. 4, p. 1-56, București.
- Ionescu-Argetoaia I. P. (1918) Contribuții la studiul faunei de moluște pliocene din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, 1914, p. 383-431, 15 pl., București.
- Liteanu E., Bandrabur T. (1957) Geologia Cîmpiei Getice Meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Com. Geol.* XXX, p. 213-239, 2 fig., 2 coloane, București.
- Lubenescu V., Nichiforescu H., Paraschivescu C., Pene C. (1986), Considération sur le Romanian entre les vallées Tării et Cerna. *Anal. Univ. Buc., Géologie*, București.
- Mihăilă N., Ianc R. (1965) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Murgoci M. Gh. (1906) Terțiul din Oltenia. *An. Inst. Geol.*, I, p. 1-109, București.
- Nichiforescu H., Paraschivescu C., Nichiforescu T., Lazăr I., Mihalache P., Popescu C., Cristea I., Ilies M., Lubenescu V., Panaiteșcu P., Panaiteșcu M. (1982) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, București.
- Panaiteșcu M., Panaiteșcu P. (1983) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, București.
- Pene C. (1984) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, București.
- Pană I., Enache C., Andreeșcu I. (1981) Fauna de moluște a depozitelor cu ligniți din Oltenia. 276 p., 69 pl., Craiova.
- Paraschiv D. (1979) Platforma Moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi. Edit. Acad. R. S. România. 195 p., 55 fig., București.

Stefănescu S. (1896) Études sur les Terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatique, pontique et levantine. *Mém. Soc. Géol. de France*, 15, 147 p., 12 pl., Paris.

Ticleanu N., Andreescu I., Baruș T., Bițoianu C., Costea C., Crăciun P., Diaconu C., Dumitrică P., Enciu P., Grigorescu Gh., Grigorescu St., Hanganu E., Iva M., Jipa D., Nicolae Gh., Olteanu P., Moisescu V., Munteanu El., Nicolae V., Pană I., Papaianopol I., Pauliuc S., Pelin M., Pislaru T., Popescu A., Rădan S., Rădan M., Ungureanu C., Roman St., Demetrescu Em. (1985) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FORMAȚIUNII PLIOCENE CU CĂRBUNI ȘI A CELOR PLEISTOCENE DIN FORAJELE EXECUTATE ÎN DEPRESIUNEA GETICĂ, ÎN ZONA LOCALITĂȚII BĂLCEȘTI

(Rezumat)

Autorii prezintă rezultate bazate pe studiul unor foraje executate pe flancul extern al avanfosei carpaticice, în raza localității Bălcești, corelate cu cele obținute din aflorimente.

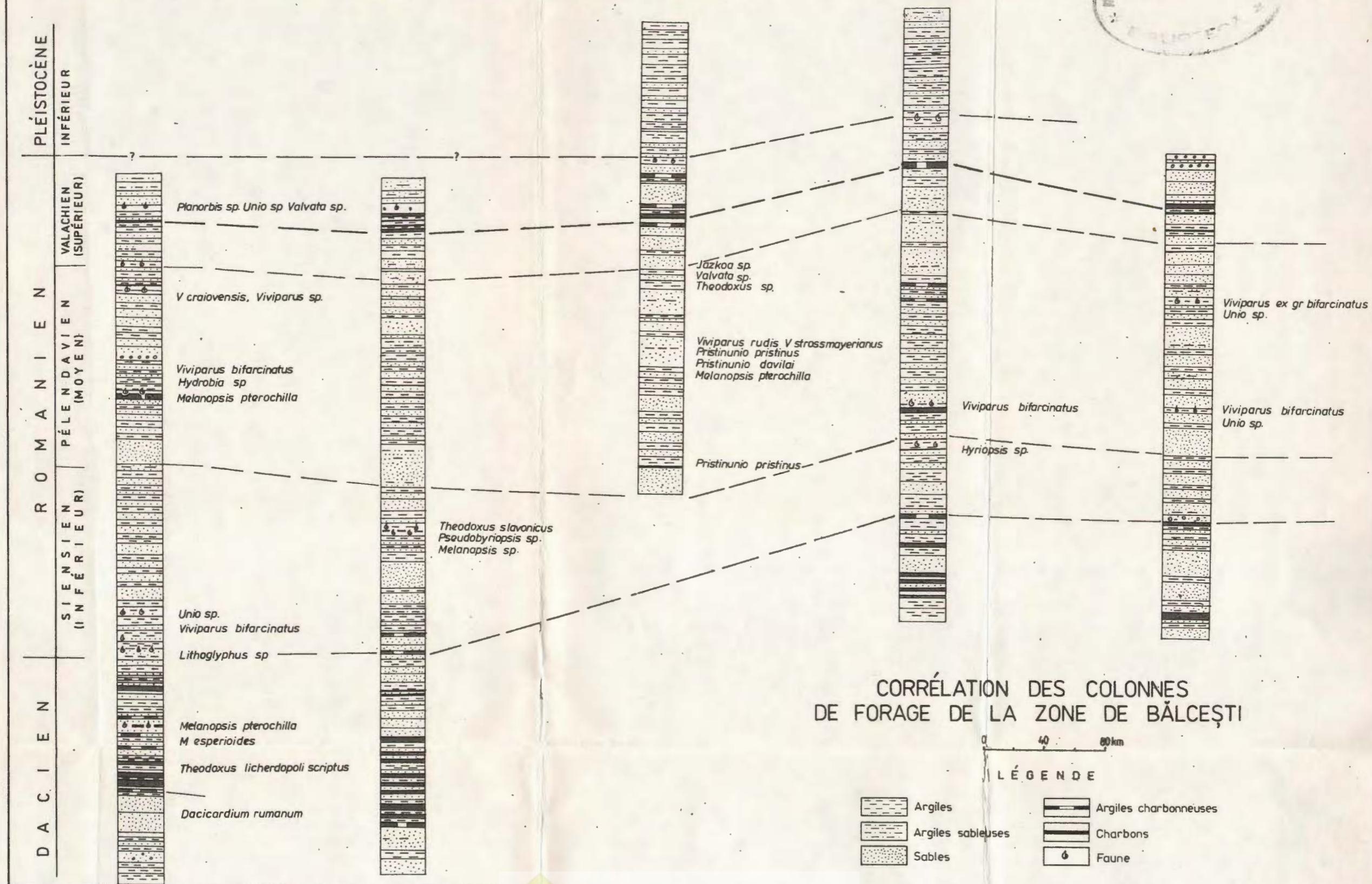
Pe baza asociațiilor de moliuște, au fost puse în evidență formațiuni daciene, romaniene (inferior, mediu și superior) și pleistocene.

În Dacian se remarcă și continuitatea faciesului cărbunos, în cadrul căreia se detasează stratul I, echivalent cu stratul V din sinonimia utilizată în exploataările de lignit din vestul Olteniei, și care în forajul 2 atinge o grosime de 3,50 m, împreună cu intercalăriile de steril (după carotajul geofizic).

În Romanian a fost identificat și stratul XVII cu depunere continuă, dar cu variații ale grosimii și calității și cu zone foarte apropiate față de baza de eroziune (în albiile văilor Cerna și Oltet, unde ajunge la 24-34 m de la suprafață).

Faunele din foraje au fost corelate cu cele care apar la zi în nordul localității Bălcești, pe afluenții văii Luncavăț (la Lăpușata) și pe valea Târșia.





4. STRATIGRAFIE

FORMATION À CHARBON DU DACIEN DE LA DÉPRESSION GÉTIQUE (OLTEANIA)¹

PAR

FLORIAN MARINESCU², IOAN PĂPAIANOPOL²

Dacian. Paleogeographical control. Lignite. Transgression. Lithofacies. South Carpathians — South Carpathians Zone — Subcarpathians between the Olt and the Jiu ; Subcarpathians between the Jiu and the Danube. Getic Plateau — Olteț Platform ; Strehiaia Platform.

Résumé

Cette note a pour objet les faunes du complexe houiller du Dacien du nord d'Oltenia (dépression gétique) prélevés autant des affleurements naturels ou artificiels, que des forages. Leur inventaire atteste l'âge dacien inférieur (Gétien) de la formation à charbon du Dacien de la dépression gétique entre l'Olt et le Danube. En étudiant la manière de développement d'un même intervalle stratigraphique on a établi la façon dont les faluns gétiens, riches et variés de l'est d'Oltenia appauvrissement vers l'ouest, devenant monotones, seules 3 ou 4 espèces étant prédominantes. Sur base des faunes, la lumachelle des argiles de dessous de la couche de charbon IV de l'ouest d'Oltenia (secteur de Motru-Jiu) est en corrélation avec les faluns de dessous de la première couche de charbon de l'est d'Oltenia (secteur de Gilort-Olt), donc la couche V de l'ouest peut être corrélée avec la couche I de l'est. Le marais eutrophe génératrice de charbons s'est installé depuis le Gétien (partie ouest). Dans le secteur est se préservent des conditions d'une plaine alluviale détritique, à circulation active des eaux, le marais eutrophe envahissant ce secteur oriental beaucoup plus tard, au cours du Gétien.

Abstract

The coal-bearing formation in the Dacian of the Getic Depression (Oltenia). The paper treats about the existing faunas in the coal complex of the Dacian in the North Oltenia (Getic Depression), obtained both in outcrops and quarries and

¹ Reçue le 12 mai 1986, acceptée pour être communiquée et publiée le 12 mai 1986, présentée à la séance du 23 mai 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.



in drillings. The assemblage fauna attests the Lower Dacian (Getian) age of the coal-bearing formation of the Dacian of the Getic Depression between the Olt and the Danube. Studying the development of this stratigraphic interval we can follow very well how the Getian faluns, rich and varied in the east of Oltenia grew poorer and poorer westwards, where they become monotonous. They are dominated by 3-4 species. Based on the faunas, the lumachel in the clays overlying coal-bed IV in the west of Oltenia (Motru-Jiu zone) is correlated with the faluns under the first coal bed in the east of Oltenia (Gilort-Olt zone); therefore bed 5 in the west can be correlated with bed I in the east. The eutrophic coal-generating swamp set in the beginning of the Getian in the western area of the Getic Depression. At that time in the eastern zone the conditions were maintained of detrital alluvial plain with an active circulation of waters. the eutrophic swamp flooding this eastern area only later on, during the Getian.

Le début du colmatage du bassin dacique remonte au Miocène supérieur et embrasse des aspects variés. L'un de ceux-ci est l'installation des conditions favorables de l'accumulation des charbons. Les premiers signes apparaissent depuis le Méotien supérieur au nord-est de Rîmnicu Vilcea, mais le développement d'une formation contenant des couches de charbon à certaine importance a lieu durant le Pontien, surtout le Pontien moyen (Portaferrien). Il est intéressant à rappeler que ces conditions s'installent d'abord dans la zone d'avant-fosse, zone plus mobile, correspondant dans l'Oltenia à la moitié ouest de la dépression gétique. La région à soubassement de plate-forme est plus tard recouverte par ce type de dépôts, au moment où les faciès houillers acquièrent une ampleur à part, pendant le Pliocène (Dacien et Romgien). Celle-ci est la période au cours de laquelle se sont formées des couches de lignite d'épaisseurs importantes. Généralement, la zone de matière charbonneuse à grande puissance montre une migration centrifuge partant des dépôts méotiens du secteur d'Argeș-Olt. Quant à la moitié occidentale du bassin dacique, cette migration se fait de l'est à l'ouest, pour qu'au cours du Pliocène l'ampleur maximum soit atteinte entre le Jiu et le Motru. En raison des conditions d'accumulation de ce type de formation (marais hétérotrophe à riche végétation ligneuse, continentale palustre, avec prédominance des taxodiacées et des caducifolées, et à des schorres de sables parfois recouverts de dunes éoliennes etc.) il est normal de rencontrer des situations différentes en fait du nombre et de la puissance des couches de charbon, d'un secteur à d'autre, aussi bien que de la puissance et de la constitution lithologique des intervalles compris entre les couches de charbon.

Les recherches effectuées ces dernières années sur les dépôts daciens et romaniens du nord de l'Oltenia ont été justifiées tout d'abord par la nécessité d'une meilleure connaissance des particularités du développement du faciès houiller et aussi par l'estimation des informations concernant tant l'âge des formations à charbon que la mise en évidence des éléments facilitant la corrélation des couches de charbon.

La dernière décennie a vu naître deux opinions différentes portant sur la stratigraphie des formations à charbon de la zone du nord-



ouest de l'Oltenia. L'opinion sur l'existence d'une succession complète du Dacien ou bien d'une lacune de sédimentation entre le Dacien et le Romanien n'a pas seulement une simple importance théorique, les implications pratiques étant d'ordre majeur, à savoir : l'interprétation des résultats des analyses physiques (paléomagnétiques notamment) peut être erronée si une succession de lacunes est considérée en tant que succession continue ; l'estimation des prognoses peut être fortement influencée si la manière de voir adoptée est celle réelle, basée sur les informations de terrain ou si elle réside seulement en considérations théoriques afin d'offrir un point de vue original. C'est pourquoi l'attestation de l'âge des niveaux fossilifères existants au-dessous du premier niveau charbonneux du Dacien que de l'âge des faunes contenues dans les couches de charbon daciques malgré leur pauvreté est d'une grande importance pour la résolution de cette controverse.

Nous nous proposons d'analyser les données sur les faunes du complexe houiller du Dacien du nord de l'Oltenia, obtenues des affleurements naturels ou artificiels et des forages.

Nous considérons bon d'attaquer ce sujet non seulement du fait de l'existence des points de vue dissemblables portant sur l'âge de ces faunes, mais aussi parce que les dernières années ont été exprimées, souvent par le même auteur, des opinions divergentes sur le même sujet. Le plus souvent l'auteur n'a pas motivé la saute de la manière de voir adoptée. Telle est la situation de l'âge des dépôts engendrés peu avant le faciès houiller (ce qui a été considéré en tant que Dacien inférieur devient Dacien supérieur), ainsi que la position stratigraphique de quelques repères.

Seul celui qui a poursuivi de trop près la littérature concernant ce sujet peut se rendre compte de la façon dont se sont métamorphosées les opinions sur la position stratigraphique des charbons daciques du nord de l'Oltenia. Ces changements d'avis ne sauraient être qu'une source de confusion pour celui qui ne peut consulter qu'un seul ouvrage.

Faunes daciques de la formation à charbon

Une vue générale relative aux recherches des faunes daciques du nord de l'Oltenia décèle deux manières d'interprétation différentes de leur biostratigraphie. On reconnaît dans les dépôts du faciès exempt de charbon seulement la présence du Gétien (Dacien inférieur) tel le secteur délimité par l'Olt et l'Otăsău ; pour les dépôts à charbon, bien qu'il s'agisse des faciès latéraux aux précédents, les chercheurs envisagent le Parscovien.

A l'ouest d'Otăsău le faciès houiller se développe à la partie supérieure de la succession du Dacien, en s'accroissant progressivement vers l'ouest. Le secteur dont ce problème est résoluble est celui délimité par l'Olt et le Gilort, raison pour laquelle nous lui préferons une attention à part. L'élément pris en considération pour la datation des dépôts à charbon est la faune existant au-dessous de la première couche de lignite. Cette couche (couche I de la nomenclature locale, équivalente à la couche V de l'ouest du Jiu) repose sur des argiles de 2 à 8 m



d'épaisseur comprenant une faune riche mais monotone. Au-dessous se développent des sables fossilifères, souvent de vrais faluns. Leur contenu a suscité bien des commentaires ces dernières années.

Selon quelques auteurs, la faune indique le Dacien inférieur (Gétien) (Motaş et al., 1976, 1979, 1980 ; Nichiforescu et al., 1977 ; Nicolaescu et al., 1978, 1984) ; suivant quelques autres l'âge est dacien supérieur (Preda et al., 1981 ; Andreescu et al., 1984, 1985 ; Todirita, Preda, 1984 ; Ticleanu et al., 1985). On remarque que le deuxième point de vue est le résultat de la réconsidération des opinions antérieures pour maints auteurs. La même chose est pour la couche I d'Albeni (vallée de Hîrnea et vallée de Bîrzăel) et de la localité de Rosia de Amaradia ; initialement, selon toutes les données biostratigraphiques, elle a été considérée comme gétienne, corrélable à la couche V de la vallée du Jiu (Andreescu in Motaş et al., 1980) ; ultérieurement (Pană et al., 1981) la limite Gétien/Parscovien a été tracée au-dessous de cette couche. Plus récemment cette limite a été descendue davantage. Ainsi, les mêmes faunes gétienne ont été rajeunies, par les mêmes auteurs, du Dacien inférieur au Dacien supérieur. (Andreescu, Pană in Ticleanu et al., 1985 ; Andreescu et al., 1985). Il s'ensuit que la limite Gétien/Parscovien doit être dressée, d'après quelques auteurs, dans le cadre du dernier falun sableux (Barus in Andreescu et al., 1985) et suivant d'autres (Andreescu in Andreescu et al., 1984), beaucoup plus bas.

Notons que pour le premier point de vue on envisageait des situations bien fréquemment rencontrées dans les affleurements, quand la partie supérieure du falun sableux était recouverte, en échappant de cette façon aux observations de détail. Remarquons également que pour argumenter l'existence du Parscovien au-dessous de la couche de lignite I on a dû réinterpréter la signification stratigraphique de plusieurs espèces de mollusques.

Sans analyser la fréquence des diverses formes de chaque niveau stratigraphique, quelques-unes d'entre elles ont été considérés plus importantes que d'autres ; cela pourrait tenir pour une entreprise arbitraire surtout quand les intervalles d'existence sont modifiés d'un ouvrage à d'autre. Une pareille opération ne peut que jeter dans la confusion ceux qui n'étant pas spécialistes cherchent la solution dans ces ouvrages.

On doit remarquer également que les analyses stratigraphiques ne peuvent pas se baser sur les limnocardiidés, leur étude devant être complétée de celui des autres organismes. Ce sont les grandes variations de milieu d'un secteur à d'autre qui demandent cet accord. Malgré leurs larges possibilités d'adaptation, les limnocardiidés, formes saumâtres par excellence, ne peuvent pas franchir toutefois certaines limites. De cette famille seuls les prosodacnomiidés peuvent s'adapter aux milieux à eau dulçaquicole. Très rarement des exemplaires singuliers de *Prosodacna* et de *Parapachydacna* sont rencontrés dans de telles conditions de milieu. Pour les viviparidés la situation est tout autre. Connus en tant que mollusques dulçaquicoles et signalés au Méotien supérieur ils sont considérés comme composants importants de la faune pontienne à côté de nombreux groupes de limnocardiidés de



salinité réduite (milieu saumâtre de type caspien = kaspibrack). Durant le Dacien leur fréquence accroît beaucoup, les viviparidés se développant à côté des limnocardiidés (prosodacnomyidés spécialement) aussi que des unionidés. C'est à ce niveau et dans cette compagnie que ces gastropodes touchent leur épanouissement et leur première disparition importante. Cela se réalise exclusivement dans les faciès adoucis, marécageux, riches en végétation (favorables à la formation du charbon), donc dans un milieu hostile aux limnocardiidés, raison pour laquelle ils y sont rares ou font défaut. Une récente étude détaillée sur les viviparidés (Lubenescu, Zazuleac, 1985) souligne leur importance stratigraphique. L'étude des ostracodes s'ajoute à celle des viviparidés et des autres mollusques.

L'existence de plusieurs conditions ambiantes restrictives aux épanouissements des faunes de mollusques est illustrée par la distribution des pachydacnes, respectivement du sous-genre *Pachydacna*. Les pachydacnes du sous-genre nominatif sont des bivalves qui ont préféré les eaux peu profondes et les sédiments sableux, siltyques, en évitant tant les vases que les sédiments détritiques grossiers. Elles aiment les secteurs bien aérés, à courants emportant de la nourriture et de l'oxygène, de type deltaïque ou prédeltaïque (Eberzin, 1959). Cela justifie la présence des pachydacnes dans certains secteurs (surtout l'est de l'Oltenia) et leur absence dans d'autres (ouest de l'Oltenia). Elles manquent cependant des dépôts immédiatement antérieurs à la première couche de charbon du secteur délimité par l'Olt et le Gilort, du fait que le marais à végétation abondante et eaux stagnantes parfois calmes s'est installé tôt et sur une grande étendue. Ce milieu favorable à l'accumulation et à la carbonification du matériel végétal, est impropre au développement des pachydacnes. Donc la place est occupée en échange par *Prosodacnomya*, *Dreissena*, *Viviparus* et *Hyriopsis*. L'absence de *Pachydacna* n'est pas un argument d'un âge plus récent que le Dacien inférieur, mais aussi de la modification des conditions de milieu. C'est l'un des plus beaux exemples de limite écologique (pas biostratigraphique!). Un tel changement est facilement observable même dans une seule coupe, de Bengești (dans la vallée de Greaca); les dépôts qui précèdent l'installation du faciès charbonneux a favorisé la prolifération remarquable de la faune gétienne à *Pachydacnes*, alors que dans les argiles gris-noirâtres (preuve de l'abondance du matériel végétal et de sa carbonification) immédiatement antérieures à un banc de charbon se développent des Viviparidés, d'habitude peu fréquents en d'autres régions.

Dans la vallée d'Aninoasa (affluent de gauche de la Bistrița) le sous-genre *Pachydacna*, accompagné d'une faune typiquement gétienne, est présent cette fois aussi bien au-dessous que dans le complexe houiller. Le faciès houiller de cette coupe est moins développé, comportant des couches de lignite minces seulement à la partie supérieure de la succession. A la partie inférieure de la coupe il y a des sables (à bancs massifs dont l'épaisseur peut atteindre 12 à 15 m), parfois grossiers, même avec de minces lentilles de graviers; le tout présente en général une stratification parallèle aux épisodes à lamination oblique de courant. Se développent également des couches de quelques mètres d'é-

paisseur, plus pélitiques (sables argileux, argiles siltiques ou bien argiles). Les couches siltiques comportent une faune riche de mollusques : *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *P. (P.) acuticostata* Papaianopol, *P. (P.) gracilis* Papaianopol, *P. (P.) luculenta* Papaianopol, *P. (Parapachydacna) sabbae* Ebersin, *P. (P.) serena* (Sabba), *Stylocardina heberti* (Cobălcescu), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula gilletae* Motaş, *P. (P.) longiuscula obliqua* Ebersin, *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. cucestiensis* (Fontannes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouér, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *D. polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu. La faune d'ostracodes de ces dépôts (déterminée par Olteanu) contient : *Candona (Caspiocypris) filona* Livental, *Candona (Caspiolla) gracilis* Livental, *C. (C.) balcanica* (Zalanyi), *Bacunella dorso-arcuata* (Zalanyi), *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Tyrrhenocythere pappilosa* (Schweyer), *T. filipescui* (Hanganu), *Cyprideis torosa littoralis* (Brady). Dans le lit de la première couche de charbon, toujours dans la vallée d'Aninoasa, se trouvent des argiles grises, parfois faiblement sableuses à *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *P. (Parapachydacna) sabbae* Ebersin, *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouér, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu. Le premier et le deuxième banc de lignite comportent des argiles sableuses grises, des sables à minces intercalations d'argiles et des argiles sableuses, des argiles sableuses grises, des argiles grises et des sables argileux, suivies des argiles grises et d'une alternance d'argiles, d'argiles sableuses et de sables surmontés par des argiles sableuses à mollusques : *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *P. (P.) distincta* Papaianopol, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Stylocardina heberti* (Cobălcescu), *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreescu, *Zamphiridacna cucestiensis* (Fontannes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouér, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Zagrabica reticulata* Sabba, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. conicus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, *V. getianus* Lubenescu. Au-dessus de la deuxième couche de charbon reposent des sables jaunâtres et des argiles grises devenant sableuses vers la partie supérieure. Ceux-ci englobent un ensemble faunique (ostracodes déterminés par Olteanu) : *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreescu, *Viviparus dacianus* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba, *Candona filona* (Livental), *C. candida* (Livental), *C. balcanica* (Zalanyi), *Cyprideis punctillata pliocaenica* Rozyeva, *Cytherissa bogatscovi* (Livental), *Bacunella djanelidze* Vekua, *Mediocyprideis apatoica* (Schweyer). A la partie supérieure de la succession apparaissent des argiles grises à *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Prosodacna (Prosodacna) paupera* Papaianopol, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. dacianus* Lubenescu.

La coupe de la vallée d'Aninoasa indique (sur base des mollusques et des ostracodes) la présence du Dacien inférieur (Gétien) non seulement au-dessous de la première couche de charbon mais aussi dans le complexe houiller. C'est une situation heureuse, puisque la végéta-

tion qui a généré les charbons a envahi les bords du lac saumâtre sans influencer la salinité ou bien des conditions de vie. C'est ainsi que la faune caractéristique s'est préservée, alors que dans d'autres régions elle a dû céder la place à une autre, mieux adaptée aux conditions de marais eutrophique. Il s'ensuit, des données fournies par l'exploitation de Cuceşti (bassin de la vallée de Luncavăt), que les bancs de charbon de la couche I, y séparés par un niveau de stérile de 0,30 m, s'unissent vers l'ouest (bassin de la vallée de Cerna) et se séparent vers l'est (bassin de la vallée de Bistriţa).

Une autre interprétation appartient à Barus (in Ticleanu et al., 1985). En admettant l'existence du Dacien supérieur dans la coupe de la vallée d'Aninoasa, l'auteur synchronise la couche de charbon de cette coupe avec la couche de charbon III de l'ouest de l'Oltenia (coupe de la vallée Vişenilor). Cette opinion établit donc une égalité entre l'ouest et l'est de l'Oltenia en ce qui concerne la façon d'accumulation des dépôts à charbon. Or, comme nous avons déjà mentionné, il résulte des données de terrain qu'il y a deux régions d'évolution différente : le faciès charbonneux débute aux niveaux inférieurs du Gétien et englobe des couches beaucoup plus épaisses de charbons. Cependant, dans le secteur est se développent des couches minces (entre la Bistriţa et l'Otăsău) tout en disparaissant entre l'Otăsău et l'Olt. Les couches de lignite minces de ce secteur s'épaissent et s'augmentent vers l'ouest, y devenant plus importantes.

En poursuivant de proche en proche les niveaux houillers vers l'ouest, il résulte que la couche de charbon I de l'est de l'Oltenia est synchrone à la couche V de Rovinari, à faunes gétienne en lit aussi. Pour une image complète de tout ce qu'on a présenté plus haut et afin de prouver qu'il ne s'agit pas de simples affirmations nous allons décrire les coupes et les forages les plus représentatifs de l'est vers l'ouest de la région.

Dans le village de Cuceşti, tout au long de la vallée de Badei (affluent gauche du Luncavăt), à presque 8 m au-dessous de la couche de charbon (couche I) se développent des sables jaunâtre-rougeâtres à faune gétienne : *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *P. (P.) aff. munieri* Sabba, *Dacocardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Dreissenina rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *D. rumana* Sabba, *Viviparus conicus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu.

La vallée de Muşilor (affluent droit de la Cerna) présente fort bien ouvert le niveau fossifère du lit du complexe houiller ; à la sortie d'une galerie apparaît 0,5 m de charbon comportant dans le toit des argiles siliques grises, tandis que dans le lit se développent 2,5 m d'argiles grises à *Hyriopsis*, suivi de 0,3 m d'argiles noires charbonneuses et de 0,6 m de sables argileux gris ; au-dessous de ceux-ci il y a des sables jaunâtre-rougeâtres (2 m) à falun typiquement dacien inférieur comportant : *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. cuceştiensis* (Fontannes), *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *P. (P.) aff. munieri* Sabba, *Pachydacna (Pachydacna) rumana* Papaianopol, *P. (P.) aff. emersa* Papaianopol et Lubenescu, *P. (Para-*

pachydacna) serena (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Pseudocatillus* sp., *Chartoconcha* aff. *bayerni* (R. Hoernes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouér, *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissena rumana* Sabba, *D. rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Zagrabica reticulata* Sabba, *Melanopsis (Melanopsis) aff. decollata* Stoliczka, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus muscelensis* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba, *V. duboisi* (Mayer-Eymar).

Toujours dans la vallée de Cerna (exploitation en découverte de Cerna) on a trouvé, au-dessus de la couche de charbon exploitation à présent, 2,0 m d'argiles grises à lentilles de sables gréseux à : *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacna (Prosodacna) inaudita* Papaianopol, *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissena polymorpha* Pallas, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. muscelensis* Lubenescu, *V. duboisi* (Mayer-Eymar), *V. berbestiensis* Lubenescu.

A Berbești dans Valea Mare (affluent gauche du ruisseau de Tăriia) affleure la couche de charbon I (0,70 à 0,80 m) ayant en toit des argiles cuites. Au-dessous de celles-ci suit une alternance de sables, de sables argileux et d'argiles grises (1,50 m) à faune de mollusques à *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Pseudocatillus* sp., *Viviparus conicus* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba ; des sables gris ou gris-verdâtres et des sables argileux (3,0 m) ; des argiles grises (2,50 m) à *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), *Pseudocatillus* sp., *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus conicus* Lubenescu, *V. getianus* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba ; un falun (2,0 m) à faune de mollusques extrêmement riche, englobée dans une détritus coquillifère (coquine) : *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *P. (P.) aff. munieri* Sabba, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Pachydacna (Parapachydacna) serena* (Sabba), *P. (P.) cobălcescui* (Fontannes), *Prosodacna (Prosodacna) aff. longiuscula gilletae* Motaș, *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouér, *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *D. polymorpha* Pallas, *Melanopsis (Melanopsis) decollata* Stoliczka, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. berbestiensis* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu, *V. getianus* Lubenescu, *V. duboisi* (Mayer-Eymar). Suivent au-dessus des sables jaunâtres et jaunâtre-rougeâtres, parfois à des épaisseurs métriques, ayant des niveaux de faluns, sables argileux et plus rarement argiles et argiles sableuses. La faune existante indique le Gétien contenant des formes telles *Pachydacna*, *Parapachydacna*, *Prosodacna*, *Psilunio*, *Zamphiridacna*, *Stylocerata*, *Dacicardium*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Unio*, *Psilunio*, *Dreissena*, *Bulimus* et *Viviparus*.

Le forage de Grădiștea 60103 de la vallée de l'Oltet a traversé la couche de charbon I (195,30 à 198 m), qui comporte deux bancs de 0,70 m à 1,65 m d'épaisseur ; entre 204,0 m et 208,80 m on a rencontré une faune typique au Gétien à : *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teissreyre), *P. (Parapachydacna) serena* (Sabba), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum*

(Papaianopol), *Prosodacna (Psilunio) munieri* Sabba, *Pseudocatillus ex gr. pseudocatillus* (Barbot), *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *D. rostriformis rostriformis* (Deshayes), *D. polymorpha* Pallas, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus getianus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu. Une macrofaune du même type auquel s'ajoutent *Stylocerata heberti* (Cobălcescu) et *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu apparaît entre 208 m et 213 m, faune typiquement gétienne rencontrée aussi dans l'intervalle de 222 m à 223 m à *Pachydacna*, *Parapachydacna*, *Zamphiridacna*, *Stylocerata*, *Dacicardium*, *Dreissena*, *Viviparus*. Toute la microfaune de l'intervalle de 199 m à 233 m (étudiée par Olteanu) atteste également l'âge dacien inférieur : *Amplocypris dorsobrevis* Krstić, *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *P. acuminata striata* (Mandelstam), *Cyprideis tuberculata* (Mehes), *Candonia liventalina* Exlachova, *C. venusta* (Zalanyi), *C. acronasuta* (Livental), *C. aff. milinkae* Stancheva, *Cypria* cfr. *tocorjescui* Hanganu, *Loxoconcha* cfr. *schweyeri* Suzin.

A Seciuri, dans la vallée d'Amaradia, au-dessous de la première couche de charbon apparaissent des argiles sableuses grises, parfois noirâtres à *Viviparus argesiensis* Sabba et *Viviparus conicus* Lubenescu, au-dessus desquelles reposent des sables à grains fins à moyens, blanchâtres ou jaunâtres. Ils contiennent une faune à : *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *P. (P.) serena* (Sabba), *Prosodacna (Prosodacna) inaudita* Papaianopol, *P. (P.) longuiscula minima* Andreescu, *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. cucestiensis* (Fontannes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissena polymorpha* Pallas, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus getianus* Lubenescu, *V. argesiensis* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, *Amplocypris dorsobrevis* Sokač, *Candonia venusta* (Zalanyi), *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Cypria tocɔrjescui* Hanganu, *Bacunella djanelidze* Vekua, *Cyprideis punctilatata* (Brady).

La vallée de Groșilor (entre Roșia de Sus et Seciuri) montre une situation similaire : au-dessous de la couche à charbon contenant des argiles cuites (porcellanites) se développent en toit des argiles grises (2 m) à *Viviparus*, ensuite des sables jaunâtres (1 m) à *Pachydacna*, *Psilodon*, *Stylocerata*, *Unio*, *Viviparus*, *Melanopsis*, *Theodoxus*.

Très bien ouverts et richement fossilières sont les dépôts gétiens du bassin de la vallée du Gilort. Du nord au sud les dépôts gétiens de dessous du premier niveau houiller affleurent dans la vallée gétiens de (à Bengești), dans la vallée de Pleșii, au sud de Valea Mare et dans la vallée de Hîrnea, à Bolbocești.

La première coupe (vallée de Greaga, à Bengești) montre à sa partie supérieure une couche de charbon de 1,50 m environ, au-dessous de laquelle reposent 6,0 m de sables jaunâtres à intercalations de quelques dizaines de centimètres de siltites argileuses recouvrant un paquet d'argiles vioiacées et d'argiles sableuses de 7,0 à 8,0 m, richement fossilières. C'est une vraie lumachelle où abondent excessivement des spécimens de *Viviparus*: *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. monasterialis* Fontannes, *V. getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. carenatus*

6013
de... n... ip... le
fin cu... i...
sin cu... i...



Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu. Outre ceux-ci apparaissent de rares exemplaires de *Stylocnacna heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dreissena polymorpha* Pallas. A la partie inférieure du paquet pélitique abondent les ostracodes (étudiées par Olteanu) : *Candonia filona* (Livental), *C. aff. elegans* (Mehes), *C. lobata* (Zalanyi), *C. balcanica* (Zalanyi), *C. albicans* Brady, *Bacunella djanelidze* Vekua, *Cytherissa bogatscovi* (Livental). A la partie supérieure du paquet argileux à viviparidés la faune d'ostracodes contient : *Amplocypris dorsobrevis* Sokač, *Candonia alta* (Zalanyi), *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *C. bogatschovi plana* Klein, *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Cyprideis tuberculata* Mehes, *C. punctilatta* (Brady), *Darwinula stevensoni* (Brady et Normań). Au-dessous des argiles à *Viviparus* reposent 1,5 m de sables jaunâtres et rougeâtres, ayant des intercalations gréseuses, 4,0 m de sables jaunâtres et 1,0 m d'argiles siltiques gris clair. La macrofaune de ces dépôts comporte : *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* (Ionescu-Argetoaia), *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula gilletae* Motaş, *P. (P.) longiuscula minima* Andreescu, *P. (P.) daciana* Papaianopol, *P. (P.) paramata* Papaianopol et Lubenescu, *P. (P.) paupera* Papaianopol, *P. (Psitodon) munieri* Sabba, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Stylocnacna heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. cucestiensis* (Fontannes), *Z. becenensis* Andreescu, *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *P. (P.) motasi* Papaianopol, *P. (P.) rumana* Papaianopol, *P. (P.) socialis* Papaianopol, *Unio (Rumanus) rumanus* Tournouér, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu, *Zagrabica reticulata* Sabba. La microfaune du niveau d'argiles siltiques grises comporte (déterminé par Olteanu) : *Amplocypris dorsobrevis* Sokač, *Cyprideis punctilatta* (Brady), *Candonia venusta* (Zalanyi), *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *P. loczyi* (Zalanyi), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Leptocythere limbata* Suzin, *L. aff. paralella* (Mehes), *Tyrrhenocythere filipescui* (Hanganu).

Une coupe similaire est ouverte aussi vers le sud, dans la vallée de Plesii, où deux niveaux de charbons de 0,40 m et de 0,50 m sont séparés par des argiles grises, au-dessous desquelles se développent des argiles grises lumachelliennes avec abondance de *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. conicus* Lubenescu, *V. monasterialis* Fontannes, *V. getianus* Lubenescu, *B. berbestiensis* Lubenescu. Tout comme dans la vallée de Greaca apparaissent d'une manière subordonnée *Stylocnacna heberti* (Cobălcescu) et *Zamphiridacna orientalis* (Sabba). L'association d'ostracodes des argiles grises de dessous de la couche à charbon englobe : *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *P. loczyi* (Zalanyi), *Leptocythere limbata* Suzin, *Amplocypris dorsobrevis* Sokač, *Candonia venusta* (Zalanyi), *C. alta* (Zalanyi), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Cyprideis punctilatta* (Brady).

Un affluent de gauche de la vallée de Hîrnea, à Bolbocești montre un paquet à plusieurs couches de lignite épaisses de 0,20 m à 0,45 m, au-dessous reposant 0,10 m d'argiles grises, 0,40 m de sables fins, jaunâtre-rougeâtres, 3,50 m d'argiles sableuses grises à *Viviparus berbestiensis* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu, *Dacicardium rumanum* (Fontanne) ainsi que des sables lumachelliques jaunâtre-rougeâtres de

4,50 m à *Stylocardium heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. cucestiensis* (Fontannes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *P. (P.) aff. munieri* Sabba, *Pachydacna (Pachydacna) similis* Papaianopol, *P. (Parapachydacna) serena* (Sabba), *P. (P.) sabiae* Ebersin, *P. (P.) cobalcescui* (Fontannes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Pseudocatillus* sp., *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *V. berbestiensis* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. crenatus* Lubenescu, *V. getianus* Lubenescu, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Melanopsis (Melanopsis) decollata* Stoliczka.

Le forage de Jupineşti 64935 (sud de Tîrgu Cărbuneşti dans la vallée du Gilort) a intercepté, entre 85,40 m et 86,15 m, une couche de charbon de 0,75 m (probablement la couche IV); dans l'intervalle de 113 m à 116 m se développe une faune typique au Dacien inférieur : *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Pachydacna (Parapachydacna) serena* Sabba, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Pseudocatillus* sp., *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus macarovicii* Lubenescu, *V. aegensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu.

La vallée de Scoarța, à l'est de Tîrgu Jiu, immédiatement au nord de la route nationale de Tîrgu Jiu — Rimnicu Vilcea, ne touche pas la formation à charbon, elle ne traversant que les sables jaunes à lentilles et bandes limonitiques, suivis des sables gris jaunâtres à *Pachydacna (Pachydacna) socialis* Papaianopol, *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Stylocardium heberti* (Cobălcescu), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Viviparus crenatus* Lubenescu, *Theodoxus* sp., *Melanopsis (Melanopsis) decollata* Stoliczka.

Dans le secteur ouest d'Oltenia, entre le Jiu et le Danube, des conditions favorables à l'accumulation des charbons se sont installées depuis le commencement du Dacien (Marinescu, 1978), en favorisant un milieu marécageux, à moments de vase putride de faible salinité qui a empêché l'installation du type de faune mentionnée à l'est du Jiu (Papaianopol et al., 1981, 1982). Comme une conséquence de cette situation, la lumachelle développée entre les couches de charbon IV et V, malgré l'abondance faunique en mollusques et ostracodes, est pauvre en taxons. Elle a été censée comme repère pour toute la région et corrélée aux faluns du lit de la couche I du secteur entre le Gilort et l'Olt. Parmi les limnociardiidés, les plus fréquents sont *Prosodacnomya* et *Dacicardium*, tandis que *Parapachydacna*, *Prosodacna*, *Psilodon* et *Pontalmyra* sont extrêmement rares. En réalité les gîtes les plus occidentaux de l'apparition de *Psilodon* et de *Parapachydacna* sont le bassin de Motru, le dernier taxon étant mentionné même à Glogova.

Le fond principal de la faune de cette lumachelle est constitué notamment de *Viviparus* et de *Dreissena*. On remarque que *Dreissena rimestiensis* Fontannes est fréquente (en constituant souvent des faluns) au-dessous de la couche de charbon I entre le Gilort et l'Olt. Elle devient très rare entre le Jiu et le Motru, à l'ouest du Motru étant remplacée par *Dreissena polymorpha* Pallas.

Le forage de Fărcănești 11 H traverse au-dessous de la couche de charbon IV un paquet d'argiles grises et d'argiles siltiques (entre 243 m et 251 m) contenant : *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Chartocncha ogrinensis* Andreescu, *Dreissena rimestinensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. monasterialis* Fontannes, *Amplocypris dorsobrevis* Sokač, *Candona aff. lobata* (Zalanyi).

Le forage de Lupoia 8107 du bassin de la vallée de Motru a rencontré la couche de charbon V entre 33,0 m et 37,50 m, la lumacheille repère entre 50,0 m et 54,0 m dans argiles grises à rares intercalations d'argiles siltiques. Cette couche fossilifère contient : *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *Dacicardium rumanum* Fontannes, *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreescu, *Zamphiridacna aff. orientalis* (Sabba), *Pseudocatillus* sp., *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu.

Le forage 29 du bassin de la vallée de Motru, au-dessous de la couche de charbon V (50,10 m à 55,60 m) a traversé 2,0 m d'argiles charbonneuses et d'argiles grises, 0,40 m d'argiles charbonneuses, 2,0 m d'argiles sableuses grises, 1,0 m de sables argileux, 2,50 m d'argiles siltiques grises et dans sa partie inférieure (de 63,50 m à 67,0 m) d'argiles grises à *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu, *Pseudocatillus* sp., *Dreissena polymorpha* Palias, *Viviparus getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu, *Cytherissa bogatschovi* (Liventz), *Bacunella dorso-arcuata* (Zalanyi), *Candona neglecta* Sars, *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorny, *Cyprideis aff. punctillata* (Brady).

Dans la vallée d'Obîrşia (affluent droit de la vallée de Gîrdoaia), reposant sur la couche de charbon IV, affleurent des argiles gris-noirâtres, fossilifères, à *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Prosodacna (Prosodacna) aff. longiuscula minima* Andreescu, *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Pontalmyra (Pontalmyra) conversa* Papaianopol, *Pseudocatillus* sp., *Dreissena polymorpha* Pallas, *Melanopsis (Melanopsis) aff. decollata* Stoliczka, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu.

A Colibași, dans la vallée de Vișcnilor (sud du village de Lazu, au nord de Drobeta-Turnu Severin) des argiles grises affleurent au-dessous de la couche de charbon IV. Elles comportent souvent des poches de sables à *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Viviparus argesiensis* Sabba, *Unio* sp.

Nous avons étudié la manière de développement du même intervalle stratigraphique allant de l'Olt au Danube le long de l'avant-fosse carpathique (au nord-ouest de l'Oltenia). Il résulte, de tout ce qu'on a présenté la façon dont les faluns gétiens, riches et variés de l'est d'Oltenia, appauvrissement vers l'ouest, devenant oligo-spécifiques (contenant seulement 3 ou 4 espèces).

Quant à la faune reposant sur la couche de charbon V, à l'ouest du Jiu, elle est présente par de rares mollusques rien que dans l'exploitation en découverte de Lupoia (Papaianopol et al., 1982). Au-dessous de la couche de charbon VI se développent des argiles siltiques grises et des sables, au-dessous de ceux-ci reposant des sables gris et des

sables argileux à minces intercalations argileuses. Les argiles siltyques de dessous de la couche de charbon VI comprennent aussi des *Viviparus*, *Melanopsis* et *Cepaea*, très rares et disséminées dans l'argile. Le plus souvent les viviparidés, ainsi que les mélanopsidés, sont cassés et déformés par le tassement des sédiments. En dépit de leur état de conservation mauvais, nous avons pu reconnaître *Viviparus getianus*, Lubenescu et *V. muscelensis* Lubenescu, formes fréquentes dans le Dacien inférieur (Gétien) de la zone subcarpathique.

Commentaires portant sur la valeur stratigraphique de la faune dacienne du nord de l'Oltenia

Nous allons discuter la position stratigraphique et l'extension en temps des faunes rencontrées dans le lit de la couche de charbon I entre le Gilort et l'Olt. Initialement elles ont été considérées à titre de dacien inférieures (gétiennes), opinion partagée également par nous. D'autres auteurs (Andreeescu, Pană, in Ticleanu et al., 1985; Andreeescu et al., 1985) les ont attribuées au Dacien supérieur (Parscovien).

Les auteurs susmentionnés englobent dans les listes de mollusques envisagés comme dacien supérieurs les suivantes espèces : *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Pachydacna (Parapachydacna) serena* (Sabba), *P. (P.) cobalcescui* (Fontannes), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. cucestiensis* (Fontannes), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Psilunio (Psilunio) psilodontum* (Teisseyre), *P. (P.) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissenana rimestiensis* Fontannes, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. berbestiensis* Lubenescu.

De tout ce qu'on connaît à présent, l'ensemble de ces formes représente le Dacien inférieur. Son attribution au Dacien supérieur est justifiée par l'affirmation que dans la région stratotypique du Dacien (zone de courbure des Carpathes Orientales, vallée du Slănic de Buzău) les formes susmentionnées persistent dans la partie inférieure du Parscovien aussi. Pour quelques formes l'affirmation est vraie (*Zamphiridacna orientalis*, *Dacicardium rumanum*, *Rumanunio rumanus*), mais dénuée de fondement pour *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba-forme typique, *Pachydacna (Parapachydacna) serena* (Sabba), *P. (P.) cobalcescui* (Fontannes), *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissenana rimestiensis* Fontannes. Ces dernières formes étaient connues jusqu'à présent seulement dans le Dacien inférieur de tout le bassin dacique. Elles font défaut dans les coupes type du Dacien supérieur de la zone de courbure des Carpathes Orientales et dans sa partie inférieure (Pană, 1966; Pană, Rădulescu, 1970; Andreeescu, 1972; Motaş, Papaianopol, 1972; Hanganu, Papaianopol, 1976). En échange leur présence a été signalée au Dacien inférieur, dans les nombreuses coupes entre le Gilort et l'Olt, dans le toit du premier niveau de charbon. Pană et al. (1981) ont précisés que *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba apparaît dans le Dacien inférieur (op. cit., p. 88), *Pachydacna (Parapachydacna) serena* caractérise le Dacien inférieur (op. cit., p. 86)

et *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* le Pontien supérieur-Dacien inférieur (op. cit., p. 85). Pour *Dreissena rimestiensis* Fontannes les auteurs indiquent aussi le Pontien supérieur et le Dacien inférieur.

Une forme considérée récemment en tant qu'argument sans réplique pour le Dacien supérieur est *Horiocnacna rumana* Sabba. Il est vrai que sa présence dans le Parscovien est indiscutable, mais ces dernières années elle a été rencontrée également dans le Gétien, à côté des formes caractéristiques à cet intervalle (Andreeșcu, 1977; Andreeșcu in Motaș et al., 1980; Pană et al., 1981). Cela ne lui diminue pas sa valeur stratigraphique; tout au plus il contribue à élucider sa phylogénie.

Prosodacnomya stenopleura (Sabba), malgré sa grande fréquence dans le Dacien supérieur (Pană et al., 1981), est présente aussi dans le Dacien inférieur (Andreeșcu, 1977) étant mentionnée au Gétien de Dobrogea (Pană, Kruck, 1972); mais nous ne l'avons pas encore rencontrée au nord d'Oltenia.

Prosodacnomya sturi sturi (Cobălcescu) montre une fréquence peu commune dans les dépôts envisagés comme parscoviens d'Oltenia (Andreeșcu et al., 1984; Ticleanu et al., 1985). Quand même, au nord de cette région nous n'avons jamais trouvé des exemplaires typiques en dépit du spécimen figuré par Andreeșcu (1977, pl. IX, fig. 11) dans des dépôts du Dacien inférieur (Gétien).

Prosodacna (Psilodon) haueri haueri Cobălcescu est spécifique pour la partie supérieure du Dacien du stratotype et d'ailleurs pour le Parscovien en général. Elle a été pourtant mentionnée également au nord d'Oltenia dans un ensemble typiquement gétien (Toderiță, Preda, 1984, p. 262). Dans de tels cas, la démonstration d'une affirmation comme celle-ci est faite moyennant une photo du spécimen respectif, même s'il ne s'agit que d'un simple inventaire de faune, prouver qu'il n'y a pas une erreur de détermination. Malheureusement la valeur d'une telle affirmation pèse lourd, tant pour la valeur stratigraphique de pareilles formes, que pour la méthode paléontologique de datation des formations pliocènes.

Prosodacnomya sturi ogrinensis Andreeșcu est signalée souvent dans des dépôts du Dacien inférieur (Andreeșcu in Motaș, et al., 1980; Pană et al., 1981; Andreeșcu et al., 1984); nonobstant cela, récemment elle a été désignée en tant que taxon caractéristique au Dacien supérieur (Andreeșcu, Pană in Ticleanu et al., 1985).

Généralement on remarque, dans le secteur entre l'Olt et le Gilort, au-dessous de la couche de charbon I, une faune bien caractéristique, riche et variée, en indiquant un lac à eaux saumâtres, bien aérés. Déjà dans la partie ouest de ce secteur (vallées de Greaca et de Pleșa), immédiatement au-dessous de la couche de charbon, a été rencontrée une argile noirâtre-grise, avec prédominance de *Viviparus*. Ce type fait la liaison avec les dépôts compris entre les couches IV et V (de lignite) du secteur de Motru-Rovinari. C'est un faciès résultant d'un marais

eutrophe et engendrant des charbons ; il s'est installé plus tôt, tout en favorisant le développement du type de faune existant à l'est de Gilort. En échange un ensemble de mollusques beaucoup moins varié y existe ; de même, l'absence des autres concurrents leur a permis de se développer quantitativement. Entre ces types de faunes existent des influences réciproques et des interprénétations qui favorisent leur corrélation. Ainsi le type de marais eutrophe a poussé vers l'est les nombreux viviparidés, signalés dans les vallées de Greaca et de Pleșa, mélangés aux rares formes de l'autre type. Celui-ci, à son tour, a des messagers jusqu'au bassin du Motru, où se développent des parapachydacnes du groupe cobalcescui et des psilodons du groupe munieri (Papaianopol et al., 1982). En outre de rares pachydacnes ont été signalées même à Glogova au nord-ouest du bassin dacique (Marinescu, 1978).

Ce type de faune, spécifique au marais eutrophe générateur des charbons, est richement représenté entre les couches IV et V (repère considéré tel quel depuis longtemps) (Cârâc, 1959) et contient avec prédominance *Prosodacnomya*, *Dreissena* et *Viviparus*, plus rarement *Prosodacna*, *Dacicardium*, *Zamphiridacna*, *Unio*, *Hyriopsis* et très rarement *Parapachidacna* et *Psilodon*.

La corrélation entre ces deux types de faunes a pu être dressée seulement sur base de l'étude détaillée de toutes les coupes représentatives et de leur contenu faunique. Leur interprétation ne fait que renforcer ces corrélations, alors que l'étude des forages a apporté des arguments supplémentaires. C'est pourquoi nous ne pouvons pas accepter la corrélation de la couche I de la région d'Olt-Gilort ou bien de la couche V du secteur de Jiù-Danube avec la couche I du sud de la plate-forme mésienne (à Caracal) ; les ensembles fauniques accompagnants diffèrent l'un de l'autre.

Revenant au Dacien du nord d'Oltenia (zone d'avant-fosse) nous ne saurons que constater que la coupe de la vallée de Tărîia pourrait être considérée en tant que coupe de référence pour le Dacien supérieur et pour la limite Dacien supérieur/Dacien inférieur, vu que sur toute sa longueur n'est présent que le Gétien.

En guise de conclusion nous voulons signaler que les fréquentes réinterprétations portant sur l'extension en temps de certaines formes daciques, donc même sur leur valeur biostratigraphique, engendent des confusions regrettables ; d'autant plus qu'en raison de pareilles fluctuations se produisent des modifications dans la valeur des repères, nécessaires pour la corrélation des forages y compris des couches de charbon. Là-dessus dans le bassin dacique les faluns à *Dreissena rimetiensis*, *D. rumana* et *D. berbestiensis* auxquels s'ajoutent *Styloconcha*, *Pseudocatillus*, *Pontalmyra*, *Unio*, *Psilunio*, *Bulimus*, *Viviparus*, parfois même les pachydacnes du sous-genre nominatif, ne se développent pas dans la partie inférieure du Dacien supérieur. Ces formes sont caractéristiques à tout le Gétien de l'avant-fosse subcarpathique, aussi à l'est d'Oltenia (entre le Gilort et l'Olt) que dans la Muntenia.

Sans détailler la limite Dacien/Romanien (nous y reviendrons sur ce sujet) il faut mentionner que celles-ci a été diversement interprétée vu les critères considérés. En raison des données fauniques de Ionescu-Argentoiaia, bien des auteurs ont envisagé cette limite au-dessus



de la couche de charbon VI (Cârâc, 1959 ; Pană et al., 1981 ; Pauliuc et al., 1981 ; Papaianopol et al., 1981, 1982). Liteanu et Feru (1964) l'ont située au-dessous de la couche V, en appréciant qu'au-dessus d'elle il n'y a plus de limnocardiidés dacien, tandis que Andreeșcu et al. (1984) l'ont située, sur base des données paléomagnétiques, entre les couches VII et VIII.

Pauliuc et al. (1981) ont estimé que les argiles intercalées entre les couches VI et VII de la mine de Lupoiaia contiennent de nombreux exemplaires de *Viviparus bifarcinatus* (Bielz). Les auteurs signalent aussi que vers l'est dans l'exploitation de Tismana, au même niveau (entre les couches VI et VII) se développe une faune romane ; ils soulignent que le repère existant à la base de la couche VII représente l'acmé de l'espèce *Viviparus bifarcinatus*, forme désignant la limite Dacien/Romanien. Toujours dans la même exploitation de Tismana, Pană et al. (1981) relèvent la présence du Romanien inférieur à partir des argiles du lit de la couche VII ; c'est ainsi qu'ils sont d'avis que les argiles et les argiles sableuses à faune susmentionnée surmontent les couches V et VI, qui réunies, sont très proches de la couche VII. Ces auteurs confirment également l'existence de l'argile grise lumachellique à *Viviparus bifarcinatus*, intercalée entre les couches de charbon VI et VII de Lupoiaia.

Nous avons présenté et figuré (Papaianopol et al., 1981, 1982) toutes les faunes romanes rencontrées dans les exploitations investiguées entre le Jiu et la Coșuștea ; à cette occasion nous avons remarqué que le plus ancien moment d'apparition de mollusques romaniens repose au toit de la couche de charbon VI.

copie
Des modifications très importantes, après l'accumulation de la couche de charbon VI, sont relevées aussi par les études paléobotaniques, palynologiques et pétrographiques. En utilisant ces méthodes, Ticleanu et al. (1982) ont reconnu dans les mines de Gîrla, de Poiana et de Beterega l'existence de deux complexes lithologiques : l'un inférieur, aleurito-psammitique, comprenant les couches V et VI (Dacien) et l'autre supérieur, dominant psammitique, avec les couches VII et VIII (Romanien). Ils remarquent également une discontinuité entre les deux complexes.

Les différences entre les dépôts aux couches V et VI et ceux aux couches VII, VIII et IX sont soulignées aussi grâce à l'étude géochimique (Pauliuc et Barus in Papaianopol et al., 1981, 1982 ; Pauliuc et al., 1981). Il s'agit des différences concernant les contenues de Pb et de Zn et ceux concernant la somme de $Vn + Ni + Pb + Zn$.

Andreeșcu (in Andreeșcu et al., 1984), ne tenant pas compte de ces affirmations montre que la limite Dacien/Romanien se trouve au toit de la couche de charbon VII. Le même point de vue le développe ultérieurement (in Ticleanu et al., 1985), en estimant que la partie inférieure des „couches à *Viviparus bifarcinatus*“, donc la base du Romanien, se trouve au-dessous de la couche de charbon VIII (Andreeșcu et al., 1985). Prenant en considération ce point de vue, il donne une tout autre interprétation aux résultats paléomagnétiques obtenus

par Rădan. Ce qui semble peu commun est que l'auteur essaye de „calibrer“ la biostratigraphie par le paléomagnétisme. En continuant de discréder la paléontologie et la biostratigraphie, il affirme que les formes caractérisant le début du Romanian, faisant même une zone d'acmé, *Viviparus bifarcinatus*, se développent au Parscovien aussi bien qu'au Gétien (Andreeșcu in Andreeșcu et al., 1984). Une telle mise en cause de certaines fossiles considérées d'une importance à part pour la biostratigraphie (l'auteur avait proposé auparavant même une biozonation détaillée de l'intervalle Dacien/Romanien sur base de celles-ci) avait besoin des arguments plus explicites, ainsi que d'une étude plus circonstanciée des coupes qui aurait pu changer les opinions.

Quant à la forme *Viviparus bifarcinatus* (Bielz) nous voulons montrer que la présence de celle-ci indique certainement le Romanian, sans pouvoir préciser le niveau exacte du fait que sa fréquence est plus grande au Romanian inférieur (parfois même depuis la base), qu'au Romanian moyen. Les détails stratigraphiques sont apportés par les unicridés accompagnantes.

En conclusion il faut retenir que :

- la confirmation de la corrélation des argiles lumachelliques du toit de la couche de charbon IV de l'ouest d'Oltenia (secteur de Motru-Jiu), avec les sables des faluns du lit de la première couche de charbon de l'est d'Oltenia (secteur d'Olt-Gilort), donc la corrélation de la couche V de l'ouest avec la couche I de l'est ;

- l'âge gétien (dacien inférieur) de la formation à charbon du Dacien de la dépression gétique à l'ouest de l'Olt (n'excluant pas l'existence du Parscovien dans des régions méridionales d'Oltenia sur la plate-forme mésienne) ;

- l'installation du marais eutrophe générateur de charbon, à la partie ouest du bassin dacique depuis le début du Dacien, donc plus tôt que dans sa partie est où existent encore les conditions d'une plaine alluviale détritique, à une circulation active des eaux ; ce secteur a été envahi par le marais eutrophe beaucoup plus tard au cours du Gétien ;

- les conditions paléogéographiques existentes dans cette région de marais, nécessaires à la végétation engendrant des charbons, demandaient le maintien d'une nappe d'eau très mince. Dans de telles conditions, même un petit accident dans l'équilibre sédimentation-affaissement pourrait interrompre la sédimentation, laissant la région au bon gré de l'érosion sous-aérienne durant tout le Parscovien³; une nouvelle inondation (pendant le Romanian) d'eaux douces réinstallent cette fois-ci les mêmes conditions de marais par accumulation des restes végétaux, tout en formant de nouveaux bancs de charbon.

³ Une situation semblable a été remarquée par l'un de nous (Fl. Marinescu) en étudiant le forage de Ticleni, où les formations gétienennes gisent directement sur celles portafierriennes, le Bosphorien faisant défaut.

BIBLIOGRAPHIE

- Andreeșcu I. (1972) Contribuții la stratigrafia Dacianului și Romanianului din zona de curbură a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), Stratigrafie, p. 131-156, 3 pl., București.
- (1977) Systématique des lymnocardiidés prosodacniformes. Sous-famille Prosdacinae. *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXVI, p. 5-74, 20 pl., București.
 - Bițolianu C., Iva M., Olteanu R., Papaianopol I., Popescu A., Rădan M., Rădan S., Roman Șt., Ticleanu N., Ticleanu M., Pauliuc S., Pană I., Preda I., Barus T. (1984) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
 - Ticleanu N., Pană I., Pauliuc S., Peleșin M., Barus T. (1985) Stratigraphie des dépôts pliocènes à charbons — zone est d'Oltenia (secteur Olt-Jiu). *Anal. Univ. București, Geologie*, XXXIV, p. 87-96, 1 fig., 4 pl., București.
- Cărăc D. (1959) Zăcămintele de lignit dintre Motru și Coșuștea. *Stud. tehn. econ.*, A, 5, p. 11-25, 4 fig., 4 pl., București.
- (1957 a) Explorări geologice între Otășau și Cernișoara. *Stud. tehn. econ.*, A, 5, p. 53-68, 7 fig., 4 pl., București.
- Eberzin A. G. (1959) Solonovatovodnie kardiidi pliočena S.S.S.R. Ciasti III (Prosdacna, Prionopleura, Pachydacna). *Akad. Nauk S.S.S.R., Tr. Paleont. Inst.*, LXXIV, 196 p., 27 pl., Moskva.
- Enache C., Băcilă I., Lupșoiu M., Văileanu N., Pană I., Hanganu E. (1978) Rapport, archives I. M. Rovinari.
- Hanganu E., Papaianopol I. (1976) Les subdivisions du Dacien fondées sur les associations de malacofaune et d'ostracofaune. *Bul. Soc. belge, Géologie*, 85, 1-2, p. 63-88, 2 fig., 7 pl., Bruxelles.
- Marinescu Fl. (1978) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic, Edit. Acad. R.S.R., 155 p., 33 fig., 5 pl., București.
- Ghenea C., Papaianopol I. (1981) Stratigraphy of the Neogene and the Pleistocene Boundary. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Guidebook series*, 20, 111 p., 23 fig., București
- Liteanu E., Feru M. (1964) Noi contribuții la studiul stratigrafic al zăcămintului de lignit din interfluviul Jiu-Motru. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr.*, (Geologie), 9, 1, p. 81-92, 1 fig., București.
- Lubenescu V., Zazuleac D. (1985) Les viviparidés du Néogène supérieur du Bassin Dacique. *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXXII, p. 77-136, 51 fig., 34 pl., București.
- Motaș I. C., Papaianopol I. (1972) Biostratigrafia succesiunii Meotian-Pleistocen Dintre Călugăreni și Vadu Săpat (jud. Prahova). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4, (1971), Stratigrafie, p. 221-244, 5 pl., București.
- Marinescu Fl., Popescu Gh. (1976) Essai sur le Néogène de Roumanie. *An. Inst. Geol Geofiz.*, L, p. 127-147, 2 tab., București.
 - Andreeșcu I., Bițolianu C., Cioflică G., Dumitrică P., Jipa D., Marinescu Fl., Olteanu R., Papaianopol I., Popescu Gh., Roman Șt., Stancu J., Tăutu E., Ticleanu N. (1980) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

- Papaiopol I. Considérations sur les faunes daciennes inférieures (gétiennes) du Bassin Dacique. *Rev. roum. géol. géophys. géogr. (Géologie)*, 28, p. 73-82, 2 pl., Bucureşti.
- Nichiforescu H., Nichiforescu T., Socoleanu D., Nicolaescu D., Peneş M., Lubenescu V. (1977) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, Bucureşti.
- Nicolaescu V., Nichiforescu H., Nichiforescu T., Ilieş M., Lubenescu V. (1978) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, Bucureşti.
- Neumayr M., Paul C. M. (1875) Die Congerien und Paludinenschichten Slavoniens und deren Faunen. *Abhand. der K. K. Geol. Reichsansalt*, B. VV, Heft 3, 106 p., 10 pl., Wien.
- Pană I. (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa. *Inst. Geol. Stud. tehn. econ.*, J, 1, 136 p., 12 fig., 6 tab., 12 pl., Bucureşti.
- Rădulescu I. (1970) Stratigrafia regiunii Pîrscov-Plopeasa. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geologie)*, 15, 1, p. 175-191, 3 fig., Bucureşti.
- Enache C., Andreescu I. (1981) Fauna de moluște a depozitelor cu ligniți din Oltenia, Rapport, 276 p., 69 pl., Craiova.
- Papaianopol I., Andreescu I., Bițoianu C., Cioflică G., Jipa D., Marinescu Fl., Olteanu R., Popescu Gh., Rădan S., Răzeșu S., Roman Șt., Rogge E., Tăutu E., Ticleanu N., Pauliuc S., Barus T., Tătărîm N., Rado G., Sagatovici Al. (1981) Archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Andreescu I., Baltres A., Cioflică G., Jipa D., Marinescu Fl., Moisescu V., Olteanu R., Popescu Gh., Răzeșu S., Stancu J., Roman Șt., Rogge E., Ticleanu N., Pauliuc S., Barus T. (1982) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Lubenescu Victoria (1983) Considerații asupra faunei complexului cărbunos al Dacianului din Depresiunea Getică (Oltenia). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geologie)*, 28, p. 116-124, 2 pl., Bucureşti.
- Pauliuc S., Andreescu I., Barus T. (1981) Date noi privind posibilitățile de corelare a stratelor de lignit din regiunea cuprinsă între Valea Jiului și Valea Motrului. *Anal. Univ. Bucureşti, Geologie*, XXX, p. 51-65, 7 fig., Bucureşti.
- Preda I., Todiră V., Greblă M., Anghel C. (1981) Depozitele pliocene cu ligniți din zona Hirnea-Bolbocești-Linia Magheru. *Anal. Univ. Bucureşti, Geologie*, XXX, p. 79-88, 6 fig., Bucureşti.
- Sotirescu A. (1959) Explorări geologice între valea Gilortului și Tăriiia. Com. Geol., *Stud. tehn. econ.*, A, 5, p. 39-51, 4 fig., 2 pl., Bucureşti.
- Teisseyre (1907) Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. *Congr. Intern. du Pétrole, trois. ses.*, p. 18-37, Bucureşti.
- Ticleanu N., Roman Șt., Givulescu R., Bițoianu C. (1982) Contributions à la connaissance de la paléoflore et la pétrographie des charbons de secteur Rovinari (district de Gorj). *Univ. „Babeș-Bolyai“ Cluj-Napoca, Paleobotany-Palynology*, p. 88-91, Cluj-Napoca.
- Andreescu I., Barus T., Bițoianu C., Costea C., Crăciun P., Diaconu C., Diaconu D., Dumitrică P., Enciu P., Grigorescu Gh., Grigorescu Șt., Hanganu El., Iva M., Jipa D., Nicolae V., Moisescu V., Munteanu Em., Nicogeanu El.,

- Iae Gh., Olteanu R., Pană I., Papaianopol I., Pauliu S., Pelin M., Păslaru T., Popescu A., Rădan M., Rădan S., Țicleanu M., Ungureanu C., Roman St., Demetrescu E. (1985) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Todirîță V., Preda I. (1984) La faune des dépôts de charbon de la zone Hirneală-Negoiești-Poiana Seciuri. *Univ. of Bucharest, 75 years of the Lab. of Paleontology*, p. 261-274, 4, 4 pl., București.
- Zberea A., Zberea M., Socolescu D., Lefter E., Babucea Yv. (1970) Rapport, archives de l'Entreprise de Prospections Géologiques et Géophysiques, București.

FORMATIUNEA DE CĂRBUNI DIN DACIANUL DEPRESIUNII GETICE (OLTENIA)

(Rezumat)

Începutul colmatării Bazinului Dacic se manifestă încă din Miocenul superior prin aspecte variate, unul dintre acestea fiind dat de instalarea condițiilor favorabile acumulării cărbunilor. În zona de avansosă din Oltenia primul moment de dezvoltare a unor strate de cărbuni de oarecare importanță are loc în Ponțian, îndeosebi în Ponțianul mediu (Portaferrian). Este interesant că aceste condiții se instalează mai întâi în zona de avansosă, zonă mai mobilă, care în Oltenia corespunde jumătății vestice a Depresiunii Getice. Regiunea cu fundament de platformă ajunge să fie acoperită de acest tip de depozite abia mai târziu, cind faciesurile cărbunoase capătă o ampoloare deosebită, în Pliocen (Dacian și Romanian). Aceasta este perioada în care s-au format strate de lignit cu grosimi exploataibile. În general se remarcă migrarea zonei de grosime importantă a materiei cărbunoase de la est către vest, pentru ca în Pleistocen ampoloarea maximă să fie atinsă între Jiu și Motru. În același timp, având în vedere condițiile de acumulare a acestui tip de formățiune (mlăștină heterotrofă cu o vegetație lemnosă deosebit de bogată, cu grinduri de nisip uneori acoperite de dune eoliene etc.) este normal să se întâlnească situații diferite de la un sector la altul privitor la numărul și grosimea stratelor de cărbune ca și la grosimea și alcătuirea litologică a intervalelor dintre stratele de cărbune.

Cercetările intense efectuate în ultimul timp asupra depozitelor daciene și romaniene din nordul Olteniei au fost justificate în primul rînd de necesitatea unei cunoașteri mai bune a particularităților dezvoltării faciesului cărbunos și de obținerea pe această bază a unor informații privind atât vîrstă formățiunilor purtătoare de cărbuni, cît și evidențierea unor elemente care să faciliteze corelarea stratelor de lignit.

Este cunoscut că în ultimul deceniu s-au exprimat două opinii deosebite asupra stratigrafiei formățiunilor cu cărbuni din nordul și vestul Olteniei, pe de o parte opinia privind existența unei succesiuni complete a Dacianului, iar pe de altă parte cea care susține existența unei lacune de sedimentare între Dacian și Romanian. Problema în discuție are nu numai o simplă importanță teoretică, implicațiile practice fiind de ordin major (reconstituiri paleogeografice cu extin-



derea formațiunii purtătoare, corelarea stratelor de cărbune, interpretarea rezultatelor unor analize fizice etc.).

Pentru clarificarea problemei amintite o importanță deosebită o are precizarea vîrstei nivelerelor fosilifere existente imediat sub primul nivel cărbunos al Dacianului, cît și a celor oferite de informațiile mult mai sporadice privind vîrsta faunelor dintre stratele de cărbuni dacieni.

Ne propunem în cele ce urmăzează să prezentăm datele ce le posedăm privind faunele existente în cadrul complexului cărbunos al Dacianului din nordul Olteniei, obținute atât din deschideri naturale sau artificiale, cît și din foraje.

În nordul Olteniei, la vest de valea Otășău, faciesul cărbunos se dezvoltă la partea superioară a succesiunii Dacianului, amplificindu-se treptat către vest. Sectorul cel mai favorabil descifrării problemei privind vîrsta depozitelor de sub primul strat de cărbune este cel dintre Gilort și Olt, motiv pentru care îi vom acorda o atenție și mai mare. Elementul pe baza căruia a fost apreciată vîrsta depozitelor cu cărbune din estul Olteniei este fauna întâlnită sub stratul I de lignit (în nomenclatura locală), considerat a reprezenta un echivalent al stratului V de la vest de Jiu. Stratul I de cărbune din estul Olteniei repauzează pe un pachet de argile (grosimea 2-8 m), care înglobează de multe ori o faună bogată, dar foarte puțin variată. Dedesubt se găsesc nisipuri fosilifere, deseori adevărate falune. Conținutul acestor nisipuri de sub stratul I de cărbune este cel care a suscitat în ultimul timp frecvente comentarii de vîrstă.

Existența mai multor condiții ambientale și chiar a unor salinități diferite a impus anumite restricții răspândirii faunelor de moluște. Așa de exemplu limnocardiidele, forme salmastre prin excelentă, deși cu largi posibilități de adaptare, au totuși anumite limite. Dintre ele singurele care au acceptat aproape apa dulce au fost prosodacnomiile. Mult mai rar, în aceleași condiții, se întâlnesc specimene izolate de *Prosodacna* și *Parapachydacna*. În sensul invers, viviparele, cunoscute ca moluște dulcicole, cresc mult ca frecvență în Dacian, alături de unionide, unde se diversifică și proliferează puternic mai ales în faciesurile mai îndulcite, cărbunoase, deci în mlaștinile unde limnocardiidele lipsesc sau sunt deosebit de rare. Cît privește pachydacnele subgenului nominativ (caracteristice în Bazinul Dacic numai Dacianului inferior), absența lor nu poate fi întotdeauna pusă pe seama diferențelor de vîrstă, știindu-se că ele sunt bivalve care au preferat apa puțin adîncă și sedimentele nisipoase cel mult siltice, ocolind sedimentele vazoase ca și pe cele grosiere detritice. Se remarcă predilecția acestora pentru sectoarele bine aerisite, cu curenti care vehiculează hrana și oxigenul, similar deltelor sau regiunilor predeltaice. Aceasta explică prezența pachydacnelor numai în anumite sectoare (de preferință în estul Olteniei) și absența lor în altele. Așa se întimplă în unele sectoare dintre Olt și Gilort, dar mai ales în vestul Olteniei unde lipsesc chiar și sub primul strat de cărbune. Aceasta este o dovedă că se instalează deja pe o mare întindere un mediu cu ape stagnante, liniștite, cu o vegetație foarte bogată, mediu favorabil acumulării și carbonificării materialului vegetal, dar impropriu dezvoltării pachydacnelor. În locul lor proliferează în schimb *Prosodacnomya*, *Dreissenella*, *Viviparus* și *Hyriopsis*. Deosebirile

sînt nete ; situația reprezintă unul din cele mai frumoase exemple de limită ecologică (nu biostratigrafică). Ea poate fi ilustrată chiar în cuprinsul unui singur profil, acela de la Bengești (valea Greaca). Aici momentul care precede instalarea faciesului cărbunos a favorizat proliferarea deosebită a faunei getiene, iar argilele cenușiu-negricioase (dovada abundenței materialului vegetal în condiții de carbonificare) imediat anterioare unui banc de cărbune cuprind o abundență de *Viviparus*, în special, rar întîlnită.

Pe valea Aninoasa (afluent stîng al Bistriței) pachydacnele subgenului nominativ se găsesc împreună cu o întreagă faună tipic getiană, atât sub complexul cărbunos, cît și în cuprinsul lui. Pe ~~acest~~ profil faciesul cărbunos are o dezvoltare redusă, cuprinzînd strate subțiri de lignit, care se află în partea superioară a succesiunii. În culcușul primului strat de cărbune se află argile cenușii, uneori slab nisipoase cu *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *P. (Parapachydacna) serena* (Sabba), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu. Între primul nivel cărbunos și cel de al doilea se găsesc argile nisipoase cenușii, nisipuri cu intercalații subțiri de argile, nisipuri argiloase și argile cenușii. Nivelele de nisipuri argiloase și argile nisipoase conțin o macrofaună cu *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *P. (P.) distincta* Papaianopol, *Dacocardium rumanum* (Fontannes), *Stylocardina heberti* (Cobâlcescu), *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreescu, *Zamphiridacna cucestiensis* (Fontannes), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Dreissenella rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Zagrabica reticulata* Sabba, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. berbestiensis* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu. Peste ultima intercalație de cărbune stau nisipuri gălbui și argile cenușii ce devin nisipoase către partea superioară. În acestea din urmă se găsește un ansamblu faunistic (macrofaună și microfaună) de vîrstă getiană cu *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *Dacocardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreescu, *Viviparus dacianus* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba, *Candonia filosa* (Liventan), *C. candida* (Liventan), *C. balcanica* (Zalanyi), *Cyprideis punctillata pliocaenica* Rozyeva, *Cytherissa bogatschovi* (Liventan), *Bacunella djanelidze* Vekua, *Mediocyprideis apatoica* (Schweyer). La partea superioară a succesiunii se găsesc argile cenușii cu *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Prosodacna (Prosodacna) paupera* Papaiânopol, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. dacianus* Lubenescu.

Profilul de pe valea Aninoasa pune clar în evidență (atât pe bază de moluște, cît și de ostracode) prezența Dacianului inferior (Getian) nu numai sub primul strat de cărbune, dar chiar în cadrul complexului cărbunos. Este un caz fericit, în care vegetația care a generat cărboanei a invadat în anumite momente marginile lacului salmastru, fără să-i influențeze nici salinitatea și nici celelalte condiții de viață. În acest fel fauna caracteristică s-a putut menține, în timp ce în alte locuri a trebuit să cedeze locul alteia, adaptată la un lac-mlaștină eutrofă.

Valea Muților (afluent drept al văii Cerna) prezintă foarte bine deschis nivelul fosilifer din culcușul complexului cărbunos ; la gura unei galerii apare un strat de cărbune care are în culcuș 1,5 m argile

cenușii, 0,9 m argile cenușii cu *Hyriopsis*, 0,3 m argile cenușii cărbunoase, 0,6 m nisipuri argiloase cenușii, iar sub acestea nisipuri gălbui-roșietice (2 m) cu un falun tipic pentru Dacianul inferior : *Styloceras heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Z. cuestiensis* (Fontannes), *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Pachydacna (Pachydacna) rumana* Papaianopol, *P. (P.) aff emersa* Papaianopol et Lubenescu, *P. (Parapachydacna) serena* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Chartoconcha aff. bayerni* (R. Hoerness), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *D. polymorpha* Pallas, *Zagrabica reticulata* Sabba, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus muscelensis* Lubenescu, *V. argesiensis* Sabba, *V. duboisi* (Mayer-Eymar).

Tot pe valea Cerna, în microcariera Cerna, deasupra stratului de cărbune exploatat în prezent se găsesc 2,0 m argile cenușii cu lentile de nisipuri grezoase în care se găsesc *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacna (Prosodacna) inaudita* Papaianopol, *Psilunio (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), *Dreissena polymorpha* Pallas, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. duboisi* (Mayer-Eymar), *V. berbestiensis* Lubenescu asociație de asemenea getiană.

Forajul 60103 Grădiștea (pe valea Oltețului) a interceptat stratul I de cărbune în intervalul 195,30-198 m. Sub acesta, în intervalul 204-208,80 m se află o faună tipică pentru Getian cu *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *P. (Parapachydacna) serena* (Sabba), *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. rumana* Sabba, *D. rostriformis rostriformis* (Deshayes), *D. polymorpha* Pallas, *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, *Viviparus getianus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu. Microfauna de ostracode din intervalul 1991-233 m, de asemenea getiană, include formele : *Amplocypris dorsobrevis* Krstic, *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *P. acuminata striata* (Mandelstam), *Cyprideis tuberculata* (Mehes), *Candonia liventalina* Evlachová, *C. venusta* (Zalanyi), *C. acronasuta* (Livental), *Cypria cfr. tocorgesui* Hangau, *Loroconcha cfr. schwayeri* Suzin.

Foarte bine deschise și bogat fosilifere sînt depozitele getiene în bazinul văii Gilortului. Pe valea Greaca, la Bengești, la partea superioară a succesiunii Dacianului inferior de pe acest profil este deschis un strat de cărbune de circa 1,50 m, sub care stau 6,0 m nisipuri gălbui de granulație fină sau medie, cu intercalații decimetrice de siltite argiloase și sub acestea un pachet de argile vineții și argile nisipoase de 7,0-8,0 m bogat fosilifere, un adevarat nivel lunașelic, în care se constată o abundență extraordinară a speciminelor de *Viviparus*. Alături de viviparuși, reprezentați prin formele, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. monasterialis* Fontannes, *V. getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. crenatus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, se întâlnesc exemplare mult mai rare de *Styloceras heberti* (Cobălcescu) și *Zamphiridacna orientalis* Sabba. Asociația de ostracode din acest pachet arată tot vîrstă dacian inferioară, fiind constituită din *Candonia filona* (Liven-

60103
I

J. G. 1960
B. J.



tal), *C. lobata* (Zalanyi), *C. balcanica* (Zalanyi), *C. alta* (Zalanyi), *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *C. bogatschovi plana* Klein, *Bacunella djanelidze* Vekua, *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Cyprideis tuberculata* Mcches, *C. punctilata* (Brady). Sub argilele cu *Viviparus* stau depozite predominant nisipoase cu *Pachydacna*, *Prosodacna*, *Psilodon*, *Tauricardium*, *Stylocardium*, *Zamphiridacna*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Unio*.

Forajul 64935 Jupinești, la sud de Tîrgul Cărbunești, pe valea Gilortului a interceptat în intervalul 85,40-86,15 m un strat de cărbune cu grosimea de 0,75 m (probabil stratul IV), sub care, în intervalul 113-116 m se află o faună tipică pentru Dacianul inferior cu: *Prosodacna* (*Psilodon*) *munieri* Sabba, *Pachydacna* (*Parapachydacna*) *serena* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Bulimus* (*Tylopoma*) *speciosus* Cobălcescu, *Viviparus macarovicii* Marinescu, *V. argesiensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu.

În sectorul vestic al Olteniei, între Jiu și Dunăre, condițiile favorabile acumulării cărbunilor s-au instalat mai devreme, de la nivele inferioare ale Getianului, creind un mediu neprielnic dezvoltării tipului de faună de la est de Jiu. Din acest motiv fauna din bancul lumașelic dintre stratele IV și V de cărbune, strat reper întlnit în întreaga regiune și acceptat a fi coreabil cu falunele de sub stratul I dintră Gilort și Olt, deși foarte abundantă, este săracă taxonomic atât în privința moluștelor cît și a ostracodelor. Cele mai frecvente limnocardiide sunt *Prosodacnomya* și *Dacicardium*, în timp ce *Parapachydacna*, *Psilodon*, *Prosodacna* și *Pontalmyra* sunt foarte rare, dar existente. De fapt cele mai vestice apariții în care se găsesc forme de *Psilodon* și *Parapachydacna* sunt în bazinul Motrului. Fondul principal al faunei dintre stratele IV și V de cărbune este alcătuit de cele mai multe ori din *Viviparus* și *Dreissena*.

Forajul 8107 Lupoiaia, în bazinul văii Motru, a întlnit stratul V de cărbune în intervalul 33,0—37,50 m, sub care, între 50,0—54,50 m în argile cenușii cu rare intercalații de argile silitice a interceptat nivelul fosilifer reper cu *Pachydacna* (*Parapachydacna*) *cobalcescui* (Fontannes), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacna* (*Prosodacna*) *longiuscula minima* Andreescu, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus gentianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu.

Tot în bazinul Motru, forajul 29 a interceptat sub stratul V de cărbune (dezvoltat în intervalul 50,10-55,60 m) un pachet de argile cenușii (între 63,50-67,0 m) ce conțin o asociatie de macrofaună și microfaună cu *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacnomya sturi ogrenensis* Andreescu, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu, *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Bacunella doroarcuata* (Zalanyi), *Candonia neglecta* Sars, *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorný.

În ambele foraje analizate, deși săracă și puțin diversificată, fauna existentă este cu totul suficientă pentru a aprecia drept getiană vîrstă nivelului fosilifer dintre stratele IV și V de cărbune.

Valea Obîrșia (afluent drept al văii Gîrdoaia) deschide depozitele de peste stratul IV de cărbune, reprezentate prin argile cenușii-negri-



cioase. Fauna, indică vîrstă dacian inferioară, fiind constituită din *Pachydaena* (*Parapachydaena*) *cobalcescui* (Fontannes), *Prosodacna* (*Psilodon*) *munieri* Sabba, *Prosodacna* (*Prosodacna*) aff. *longiuscula minima* Andreescu, *Prosodacnomyia sturi ogrinesis* Andreescu, *Dacicardium romanum* (Fantannes), *Pontalmyra* (*Pontalmyra*) *conversa* Papaianopol, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. gerianus* Lubenescu.

Urmărindu-se în lungul avanfosei subcarpatice, de la Olt și pînă aproape de Dunăre, modul de dezvoltare a accluași interval stratigrafic se observă foarte bine modul în care falunele gențiene, bogate și variate în estul Olteniei, sărăcesc către vest, unde devin monotone, dominate fiind de 3-4 specii.

În general, în sectorul dintre Olt și Gilort, se remarcă sub stratul I de cărbune, o faună foarte bine conturată, bogată și variată, faună care indică un mediu bine aerisit. Cu toate acestea, deja în porțiunea cea mai vestică a sectorului, pe văile Greaca și Pleșii, imediat sub stratul de cărbune se remarcă o argilă cu cantitate impresionantă de *Viviparus*. Tipul litologic și faunistic face legătura cu ceea ce se cunoaște în intervalul dintre stratele IV și V de cărbune din sectorul Motru-Rovinari. În sectorul de la vest de Gilort și pînă la Dunăre mlaștina eutrofă care a generat cărbunii s-a instalat mai devreme și nu a permis dezvoltarea tipului de faună cunoscut la est de Gilort. Acestui facies i s-a adaptat un ansamblu de moluște mult mai sărac în forme, dar în cuprinsul căruia lipsă altor concurenți a favorizat dezvoltarea lor numerică. Există însă influente reciproce și prelungiri ale celor două tipuri, care, prin întrepătrunderile pe care le generează favorizează corelarea lor. Astfel tipul de mlaștină eutrofă a împins spre est puțeria de viviparuși semnalati pe văile Greaca și Pleșa, care se amestecă cu (rare) forme ale celuilalt tip. Aceasta la rîndul său are mesageri pînă în bazinul Motrului în care se semnalează parapachydaene din grupul cobalcescui și psilodonii din grupul munieri, în cadrul unui complex faunistic dominat de *Prosodacnomyia*, *Dacicardium*, *Dreissena* și *Viviparus*.

Cît privește limita dintre Dacian și Romanian primele elemente de macrofaună romaniană apar peste stratul VI de cărbune.

În concluzie trebuie reținută vîrstă gețiană (Dacian inferior) a formațiunii cu cărbuni din Dacianul Depresiunii Getice. Mlaștina eutrofă generatoare de cărbuni s-a instalat încă de la începutul Gețianului în sectorul vestic. Contemporan cu acesta în sectorul estic se mențineau condițiile unei cimpii aluviale detritice, cu o circulație activă a apelor, mlaștina eutrofă invadînd acest sector estic abia mai tîrziu, în timpul Gețianului.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Fig. 1 — *Pachydaena* (*Pachydaena*) *mirabilis* (Teisseyre). (X 2). forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Olte), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).

- Fig. 2 — *Pachydacna (Parapachydacna) serena* (Sabba), (\times 3), spécimen jeune, forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 3 — *Dacicardium dacianum* (Papaiopol), (\times 2), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 4-5 — *Dacicardium rumanum* (Fontannes), (\times 2), fig. 4, forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I ; fig. 5, forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 6 — *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), (\times 1), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 7 — *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu, (\times 2), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 8-9 — *Prosodacna (Psilodin) munieri* Sabba, (\times 1), fig. 8, forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I ; fig. 9, forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).

Planche III

- Fig. 1 — *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), (\times 1), fragment, forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 222-230 m, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 2-3 — *Dreissena rimestiensis* Fontannes, (\times 2), forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 4 — *Dreissena ex gr. rumana* Sabba, (\times 2), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 5 — *Dreissena polymorpha* Pallas, (\times 2), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 6 — *Dreissena rostriformis* (Deshayes), (\times 2), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 7-8 — *Dreissena rumana* Sabba, (\times 2), forage de Grădiștea (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 9 — *Viviparus berbestiensis* Lubenescu, (\times 1), vallée d'Aninoasa, village de Genuneni, district de Vilcea, au-dessous de la première intercalation de charbon, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 10 — *Viviparus dacianus* Lubenescu, (\times 1), vallée d'Aninoasa, village de Genuneni, district de Vilcea au-dessous de la dernière intercalation de charbon, Dacien inférieur (Gétien).

Planche IV

- Fig. 1 — *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), ($\times 1,5$), forage de Lupoiaia 8107, district de Gorj, profondeur de 54 m, au-dessous de la couche de charbon V, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 2 — *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, ($\times 1$), vallée d'Obîrșia, village de Gîrdoaia, district de Mehedinți, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 3 — *Dacicardium rumanum* (Fontannes), ($\times 2$), forage de Lupoiaia, profondeur de 54 m, au-dessous de la couche de charbon V, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 4 — *Pontalmyra (Pontalmyra) conversa* Papaianopol, ($\times 1$), vallée d'Obîrșia, village de Gîrdoaia, district de Mehedinți, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 5 — *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreeescu, ($\times 2$), forage de Lupoiaia 8107, district de Gorj, profondeur de 54 m, au-dessous de la couche de charbon V, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 6 — *Prosodacna sturi ogrinensis* Andreeescu, ($\times 1$), forage 29 (bassin de la vallée de Motru), district de Gorj, profondeur de 66 m, au-dessous de la couche de charbon V, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 7 — *Dreissena polymorpha* Pallas, ($\times 1$), forage de Lupoiaia 8107, district de Gorj, profondeur de 52 m, au-dessous de la couche de charbon V, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 8 — *Viviparus conicus* Lubenescu, ($\times 1$), forage 29 (bassin de la vallée de Motru), district de Gorj, profondeur de 66 m, au-dessous de la couche de charbon V, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 9-10 — *Viviparus getianus* Lubenescu, ($\times 1$), fig. 9, forage 29 (bassin de la vallée de Motru), district de Gorj, profondeur de 66 m, au-dessous de la couche de charbon V; fig. 10, carrière de Lupoiaia, entre les couches de charbon V et VI, Dacien inférieur (Gétien).

Planche V

- Fig. 1 — *Viviparus macarovicii* Lubenescu, ($\times 1$), forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 2-4 — *Viviparus argesiensis* Sabba, ($\times 1$), forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 5 — *Viviparus aff. berbestiensis* Lubenescu, ($\times 1$), forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 6 — *Viviparus aff. getianus* Lubenescu, ($\times 1$), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 7 — *Viviparus cucestiensis* Lubenescu, ($\times 1$), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).

- Fig. 8 — *Viviparus berbestiensis* Lubenescu, ($\times 1$), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 9 — *Viviparus praecraiovensis* Lubenescu, ($\times 1$), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 10 — *Viviparus duboisi* (Mayer-Eymar), ($\times 1$), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 11 — *Viviparus conicus* Lubenescu, ($\times 1$), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 12 — *Bulimus (Tylopoma) speciosus* Cobălcescu, ($\times 3$), forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 13 — *Bulimus (Tylopoma) aff. speciosus* Cobălcescu, ($\times 3$), forage de Jupinești 64935 (vallée du Gilort), intervalle 113-116 m, au-dessous de la couche de charbon IV, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 14 — *Prososthenia ex gr. radmanesti* (Fuchs), ($\times 3$), forage de Grădiștea 60103 (vallée de l'Oltet), intervalle 204-208 m, au-dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).

Planche VI

- Fig. 1-2 — *Pachydacna (Pachydacna) acuticostata* Papaianopol, ($\times 2$), fig. 1, vallée de Greaca, village de Bengești, district de Gorj; fig. 2, village de Mihăilești, district de Vilcea, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 3 — *Pachydacna (Pachydacna) motasi* Papaianopol, ($\times 2$), vallée de Greaca, village de Bengești, district de Gorj, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 4 — *Pachydacna (Pachydacna) rumana* Papaianopol, ($\times 2$), vallée Bună, village de Cucești, district de Vilcea, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 5 — *Pachydacna (Pachydacna) socialis* Papaianopol, ($\times 2$), vallée d'Amaradia, village de Seciuri, district de Gorj, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 6 — *Pachydacna (Pachydacna) luculenta* Papaianopol, ($\times 2$), vallée de Bistrița, village de Genuneni, district de Vilcea, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 7 — *Pachydacna (Pachydacna) similis* Papaianopol, ($\times 2$), vallée d'Aninoasa, village de Genuneni, district de Vilcea, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 8 — *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* Teisseyre, ($\times 2$), vallée de Greaca, village de Bengești, district de Gorj, Dacien inférieur (Gétien).

Planche VII

- Fig. 1 — *Styloceratina heberti* (Cobălcescu), ($\times 1$), vallée Mușilor (affluent droit de la vallée de Cerna), premier niveau sableux lunachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).

- Fig. 2 — *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), ($\times 1$), vallée Mușilor (affluent droit de la vallée de Cerna), premier niveau sableux lumachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 3 — *Zampiuridacna cucestiensis* (Fontannes), ($\times 1,5$), vallée de Mușilor (affluent droit de la vallée de Cerna), premier niveau sableux lumachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 4 — *Pachydacna (Pachydacna) emersa* Papaianopol et Lubenescu, ($\times 2$), vallée de Mușilor (affluent droit de la vallée de Cerna), premier niveau sableux lumachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 5 — *Pachydacna (Pachydacna) rumana* Papaianopol, ($\times 2$), vallée Mușilor (affluent droit de la vallée de Cerna), premier niveau sableux lumachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 6 — *Zagrabica carinata* Andrusov, ($\times 3$), vallée de Mușilor (affluent droit de la vallée de Cerna), premier niveau sableux lumachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).

Planche VIII

- Fig. 1 — *Prosodacna (Prosodacna) paupera* Papaianopol, ($\times 3$), vallée de Greaca, village de Bengești, district de Gorj, premier niveau sableux de dessous des argiles à *Viviparus*, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 2 — *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreeescu, ($\times 1$), vallée d'Aninoasa, village de Genuneni, district de Vilcea, au-dessus du dernier niveau houiller, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 3-4 — *Prosodacna (Prosodacna) inaudita* Papaianopol, ($\times 1$), fig. 3, micro-carrière de Cerna (bassin de la vallée de Cerna), au-dessous de la couche de charbon I ; fig. 4, vallée d'Amaradia, village de Seciuri, premier niveau sableux fossilifère de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 5 — *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, ($\times 1$), village de Bolbocești, district de Vilcea, affluent gauche de la vallée de Hirnea, premier niveau sableux lumachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 6 — *Dacicardium rumanum* (Fontannes), ($\times 2$), vallée de Badei, village de Cucești, district de Vilcea, premier niveau lumachellique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 7 — *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), ($\times 2$), vallée d'Amaradia, village de Seciuri, district de Gorj, premier niveau sablonux fossilifères de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).
- Fig. 8 — *Pachydacna (Parapachydacna) serena* (Sabba), ($\times 2$), village de Bolbocești, affluent gauche de la vallée de Hirnea, district de Vilcea, premier lumachelle de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).

Fig. 9 — *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), ($\times 1$), village de Bolbocești, affluent gauche de la vallée de Hirnea, premier niveau sableux lumachelliique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).

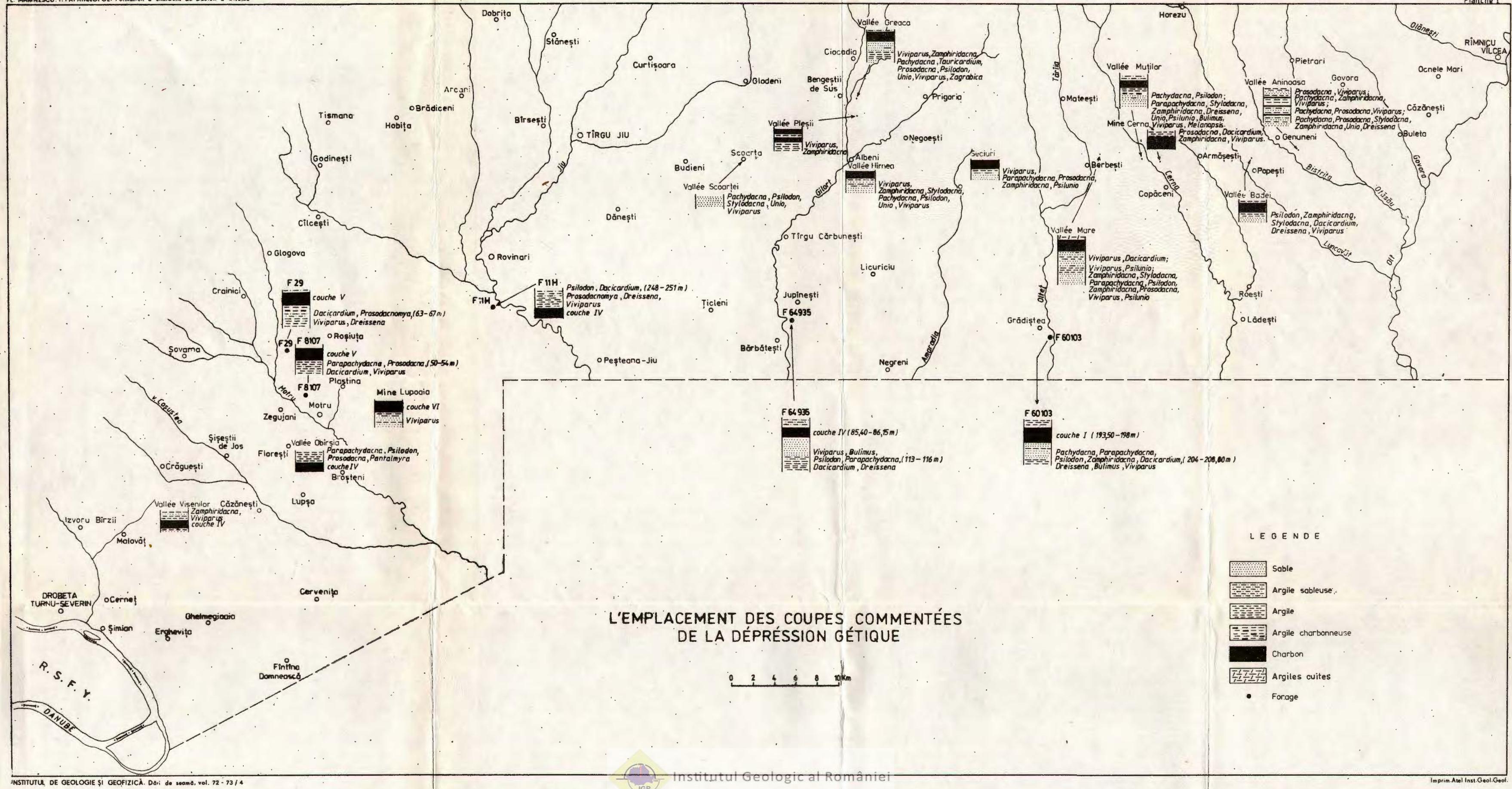
Planche IX

Fig. 1-4 — *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, ($\times 1$), vallée d'Amaradia, village de Seciuri, district de Gorj, Dacien inférieur (Gétien).

Fig. 5 — *Unio (Rumanunio) oltenensis* Pavnotescu, ($\times 1$), localité de Mînăstirea dintr-un Lemn, district de Vilcea, Dacien inférieur (Gétien).

Fig. 6-7 — *Psilunic (Psilunio) berbestiensis* (Fontannes), ($\times 1$), fig. 6, Valea Mare, village de Berbești, district de Vilcea, premier niveau lumachelliique de dessous de la couche de charbon I; fig. 7, vallée Mușilor, affluent droit de la vallée de Cerna, premier niveau lumachelliique de dessous de la couche de charbon I, Dacien inférieur (Gétien).





4. STRATIGRAFIE

STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS NÉOGÈNES DU BASSIN DE CARANSEBES¹

PAR

FLORIAN MARINESCU², GHEORGHE POPESCU²

Neogene. Langhian. Sarmatian. Malvensian. Lithostratigraphy. Biostratigraphy. Boreholes.-South Carpathians-Intramontaneous Depressions-Mehadia-Caransebes.

Résumé

Le bassin de Caransebeș, situé sur la bordure est du domaine pannónien, s'est formé le long d'un système de failles (graben) d'orientation nord-sud, dans la continuité du bassin de Mehadia. Les dépôts sédimentaires néogènes constitutants se disposent transgressivement sur le soubassement de schistes cristallins. Les cinq unités lithostratigraphiques séparées (formation de Rugi et formation de Delinești — badénienes; formation saumâtre inférieure — sarmatiennes; formation de la vallée du Timiș et formation de Turnu Rueni — malvensiennes) ont été étudiées moyennant des forages emplacés dans une coupe transversale à l'axe du bassin de sédimentation.

Abstract

Stratigraphy of the Neogene Deposits of the Caransebes Basin. The Caransebeș Basin, situated on the eastern border of the Pannonian Domain, was formed along a system of faults (graben) trending north-south, as a prolongation of the Mehadia Basin. The Neogene sedimentary deposits composing them are disposed transgressively on the crystalline schists basement. The five lithostratigraphic units separated (Rugi and Delinești Formations — Badenian; lower brackish water formation — Sarmatian; Timiș Valley Formation and Turnu Rueni Formation — Malvensian) have been studied through boreholes emplaced in a section transversal on the axis of the sedimentation basin.

¹ Recue le 3 mai 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 6 mai 1985, présentée à la séance du 31 mai 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R-79678, București 32.



Sur le versant est du bassin pannonien entre les monts du Banat et les Carpathes Méridionales, se développe le bassin intramontagneux du Caransebeș, qui se continue vers le sud par le bassin de Mehadia. Il est un bassin néogène formé au commencement du Néogène moyen par affaissement graduel du soubassement, le long de certaines failles nord-sud.

Les informations les plus nombreuses en vue d'expliquer sa structure géologique ont été obtenues à la suite des investigations géophysiques et des travaux de prospection et d'exploration pour charbons des années 1948 et 1950 (Rarinca, Popovici, 1959 ; Pop, 1959, 1971, 1972) et 1978 (Ghenea, 1962).

Les affleurements du bassin sont très rares, excepté ceux des dépôts malvensiens. Le Miocène moyen apparaît à jour au sud de Caransebeș, à Balta Sărătă, tout au long de la vallée de Zlăgnita (Pavnotescu et al., 1979) et à l'ouest de Caransebeș, à Delinești et Rugi (Stancu, Andreeșcu, 1968).

Les dépôts remplissant le bassin appartiennent au Badénien, Sarmatiens, Malvensien et Pontien. Récemment (Marinescu et al., 1982), nous avons eu la possibilité d'étudier trois forages à carottage continu situés dans le secteur de Caransebeș-Buchin, sur le flanc ouest du bassin : le forage de Buchin a traversé seulement des dépôts badéniens rencontrant le soubassement à une profondeur de 165 m ; le forage de Balta Sărătă a recoupé les dépôts sarmatiens et bandéniens et ensuite à 243 m de profondeur le cristallin ; le forage de la vallée de Zlagna, qui a passé à travers des formations appartenant au Malvensien, Sarmatiens et Badénien, a atteint le soubassement à une profondeur de 332 m.

2. Lithostratigraphie

L'étude des dépôts sédimentaires néogènes du secteur de Caransebeș a mené bien des auteurs (Schretter, 1911, 1912 ; Pop, 1954) à séparer plusieurs formations. Les séparations lithostratigraphiques proposées dans la présente note sont semblables au schéma utilisé par Pop (1954).

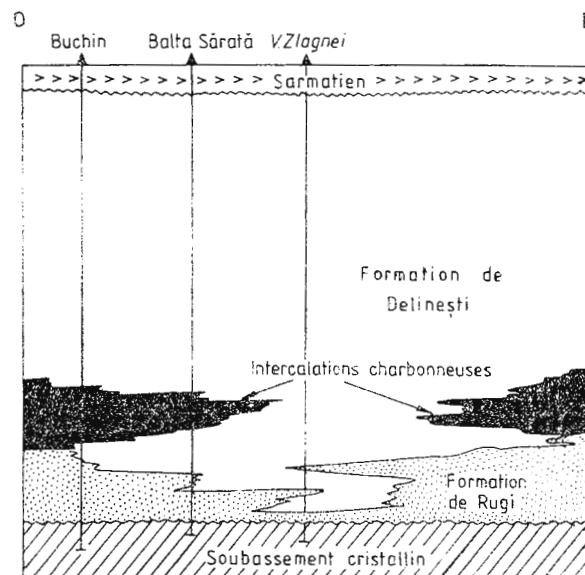
2.1. Formation de Rugi (*continentale-lacustre inférieure* ; *Langhien*)

Les premiers dépôts recouvrant le soubassement cristallin de la région sont constitués d'argiles, argiles siltyques, conglomérats, sables ou graviers, dont la couleur prédominante est rougeâtre, à rares intercalations d'argiles bleuâtres ou verdâtres ; s'y développent aussi des bancs tuffitiques. La puissance totale de la formation varie en des limites assez larges, s'effilant de la bordure vers l'axe de la dépression. Par exemple, dans les forages de Buchin et de Balta Sărătă la formation atteint une épaisseur de 80 m, alors que dans le forage de la vallée de Zlagna logée vers le centre du bassin arrive à peine à 15 m.

Les rapports entre la formation de Rugi et la formation marine qui la surmonte sont de superposition et de juxtaposition partiellement ; ainsi, la partie supérieure de la formation de Rugi passe latéralement



vers la partie inférieure de la formation marine. La puissance sur laquelle se déroule ce passage (fig. 1) augmente rapidement vers la zone axiale du bassin.



Relations entre la formation de Rugi et la formation de Delinești.

Formation de Rugi (continentale-lacustre ; argiles et sables rouges).

Formation de Delinești (marine ; argiles et sables grisâtres).

La formation de Rugi est dépourvue de restes organiques fossiles. Son âge peut être argumenté par le passage latéral vers la formation surmontante. Partant, le forage de la vallée de Zlagna a intercepté, à quelques mètres au-dessus de sa base, une intercalation de grès durs, calcaires, gris, fortement micacés, contenant une faune exceptionnelle de *Heterostegines* (*H. costata*, *levitesta* Papp et Küpper). Leur présence atteste l'âge langhien que nous attribuons à la formation de Rugi. Cet âge correspond au modèle paléogéographique général suggéré par les résultats obtenus à la suite de l'étude des bassins intramontagneux de l'est du bassin pannionien. Suivant le modèle, la formation des bassins de la bordure et du grand bassin pannionien s'est achevée au cours du Miocène moyen. Les premiers dépôts accumulés sont résiduels, résultant par suite du lavage des surfaces émergées avoisinantes. Pendant le Langhien, la transgression marine est progressive, au fur et à mesure que les fossés tectoniques s'affaissent. De cette manière la zone axiale du bassin correspondant à la profondeur maximum est la première envahie par les eaux marines, qui recouvrent ensuite une surface très grande de la partie supérieure du Langhien. L'âge langhien des dépôts continentaux lacustres des bassins intramontagneux de la bordure est du bassin pannionien ne doit pas être extrapolé aux bassins appartenant paléogéographiquement au domaine carpathique, dont l'évolution des bassins est beaucoup plus complexes (Popescu, Gheta, 1974).

La coupe type de la formation de Rugi se trouve sur un ravin de la colline de Pămîntul Roșu (entre Rugi et Delinești) ; comme parastratotypes signalons les trois forages de Balta Sărătă. La limite infé-

rieure est celle avec le soubassement et la limite supérieure à l'apparition des dépôts sédimentaires gris, à faunes marines ou dulçaquicoles en relation avec les niveaux charbonneux.

2.2. Formation de Delinești (formation marine, Langhien + Kossovien)

Au-dessus de la formation de Rugi (continentale lacustre), en continuité de sédimentation se développent des dépôts argileux-siltiques, contenant de nombreux restes de fossiles marins, dénommés par nous formation de Delinești. Nous avons déjà mentionné que la partie inférieure de cette formation passe à la partie sommitale de la formation de Rugi. Leur partie inférieure comporte une ou plusieurs séquences de schistes argileux-charbonneux, ou bien des couches de charbons, avec une riche faune dulçaquicole. La puissance de ceux-ci varie de quelques dizaines de centimètres le long de l'axe du bassin à 4-10 m vers ses marges. Toute la formation totalise de 70 à 250 m.

La coupe type de la formation de Delinești se trouve sur le même ravin de la colline de Pământul Roșu de Delinești, suivant la formation de Rugi. A titre de parastratotypes mentionnons les trois forages de Balta Sărătă. Nous avons tracé la limite supérieure de la formation de Delinești au-dessous du premier banc de gypse, présence constante dans le bassin de Caransebeș.

Le contenu paléontologique de la formation de Delinești est extrêmement riche. La macrofaune de la coupe type a été étudiée par Halavats (1885), Pop (1960), Stancu, Andreeșcu (1968). La microfaune accompagnante est aussi fort riche, étant du même type avec celles de Lăpușnicu et de Coștei dans sa partie inférieure et avec celle de la vallée Morilor dans sa partie supérieure. Donc, vu la microfaune, la partie inférieure de la formation de Delinești appartient chronostratigraphiquement au Langhien, alors que la partie supérieure au Kossovien.

2.3. Formation saumâtre inférieure (Sarmatiens)

Si pour tracer la limite inférieure de la formation en plus d'un élément lithologique net (banc de gypses) il y a aussi un argument paléontologique (microfaune de foraminifères à *Elphidium* div. spp. et *Articulina* div. spp.), la limite supérieure de la formation ne peut être tracée que sur des critères paléontologiques, à savoir l'apparition des faunes saumâtres de type caspien („Kaspibrack“) à *Congeria hanatica* et *Orygoceras*.

La formation saumâtre a été rencontrée par les forages effectués dans la zone axiale du bassin, affleurant vers le sud de Caransebeș, entre Vîrciorova et Teregova. Sa présence dans la colline de Pământul Roșu, au-dessus des dépôts badéniens, tel que Pop a signalé (1954) n'a pas pu être vérifiée jusqu'à présent.

Le forage de la vallée de Zlagna a traversé la formation saumâtre sur une épaisseur de 80 m, entre 100 m et 180 m. Dans la partie inférieure de cet intervalle apparaissent des argiles sableuses noirâtres, surmontées par un gypse noirâtre argileux. Suivent une pile de dépôts

argileux, à intercalations de sables ; vers la partie supérieure ceux-ci sont prédominants, arrivant aux sables à faune typiquement sarmatienne.

2.4. Formation de la vallée du Timis (= formation saumâtre supérieure, Malvensien moyen)

D'une manière discordante, des argiles gris foncé, en couches de 1 à 2 centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, concoides, légèrement siltiques, à rares intercalations de siltites se développent au-dessus des terrains plus anciens. Outre les ostracodes accumulés surtout en „nids“, parmi des mollusques les plus fréquents du sud de Caransebes (environs du village Valea Timișului (Cirpa) sont *Congeria banatica* (c'est ici que se trouve le gisement-type de celle-ci), *Paradacna lenzi*, *Orygoceras* et *Undulotreca rotundata*. La formation représente le faciès de large („de bassin“ = „Beckenfazies“) des dépôts accumulés durant le Malvensien moyen (zones C-D du Pannonien). Ces dépôts passent latéralement au faciès littoral, dont la faune de mollusques est la même que celle de Soceni (Jekelius, 1944), mais un peu plus pauvre. Le long du ruisseau de Bolvașnița et de ses affluents, entre les villages de Vîrciorova-Bolvașnița-village Valea Timișului peut être parfaitement poursuivi, presque en affleurement continu, le passage d'un faciès à l'autre. Celui-ci se réalise par augmentation en épaisseur et fréquence des intercalations siltiques (vers l'ouest) et ensuite sableuses ainsi que par apparition de lentilles de graviers (dont les éléments ont 0,5 à 10 cm de diamètre). Les restes de mollusques sont beaucoup plus abondants dans les intercalations plus grossières. A l'ouest de Caransebes, cette formation affleure fréquemment le long du versant septentrional du cristallin de Semenic. La proximité du rivage est soulignée par l'abondance de la fraction arénitique, même dans les dépôts où les restes fossiles (plantes et crocodiliens) indique l'existence d'une marais littorale (à Valeadeni). Le même type de dépôts, riches en fossiles, est aussi présent à Soceni (Marinescu et al., 1981).

2.5. Formation de Turnu Rueni (formation continentale fluviatile ; Malvensien supérieur)

Cette formation dont les dépôts surmontent la formation de Valea Timișului comporte des sables et des graviers, d'habitude jaunâtres à lamination oblique à grande échelle, jusqu'à présent dépourvue de tout reste fossile. Ils ne doivent pas être confondus avec l'épaisse couche de dépôts déliviaux (Pléistocène récent) qui recouvre souvent la limite orientale du Néogène avec le cristallin. L'aspect des dépôts de la formation de Turnu Rueni montre leur origine fluviatile de colmatage du bassin. L'absence des fossiles la rend difficile à dater. En comparaison avec d'autres situations similaires et compte tenu de l'évolution, déjà connue, du secteur respectif du bassin pannionien, nous considérons qu'il s'agit de la fin du Malvensien moyen et du Malvensien supérieur (= zone E du Pannonien = Servien). En tout cas, au sud de Caransebes ne se développent pas des dépôts néogènes plus jeunes.

3. Biostratigraphie

De toute la succession présentée, notons que les formations pannoniennes (Malvensien+Pontien) ont été déjà largement commentées (Marinescu et al., 1981). Du reste, la plus intéressante il nous semble être la formation marine. Elle y sera analysée surtout à partir des foraminifères rencontrés dans les trois forages mentionnés plus haut. Les données obtenues, corroborées à celles des affleurements, apportent une image nouvelle sur l'évolution du secteur étudié.

Dans le forage de Buchin, la formation de Rugi est surmontée par des dépôts charbonneux à faune dulçaquicole, comportant en base un banc argileux à restes de cyprinides (Grossu, Voicu, 1971). Suivent des dépôts marins, riches en foraminifères, qui indiquent la zone à lagénides (Grill, 1941), respectivement la zone à *Candorbulina universalis/Globorotalia bykovae*. Une même situation a été également remarquée dans les deux autres forages, en mentionnant que le faciès marin s'est installé un peu plus tôt. Partout, dans le secteur étudié, la partie inférieure de la zone à lagénides manque ; elle a été rencontrée, pourtant, dans d'autres secteurs du versant est du bassin panngien (par exemple, bassin de Bega, à Lăpușiu de Sus). C'est une raison en plus que le faciès marin s'est installé graduellement pendant le Badénien inférieur.

La lithologie uniforme de la formation est relevée par le contenu paléontologique unitaire. Des changements évidents ont été remarqués seulement dans la partie supérieure de celle-ci, là où apparaissent des espèces caractéristiques du genre *Uvigerina* (*U. venusta* Karrer, *U. grillii* Papp et Schmidt, *U. semiornata* d'Orb., *U. brunensis* Karrer), des globigérines (*Globigerina druryi* Akers, *Globigerinopsis grillii* Schmidt ainsi que l'espèce *Pseudotriplasia minuta* (Reuss)). Dans le bassin de Vienne et en général dans le bassin panngien l'apparition de ces microfaunes indique la partie terminale du Badénien inférieur, respectivement la zone Spirolectammina (Sandshaler Zone, Grill, 1942). Le secteur de Caransebeș se caractérise, outre les espèces susmentionnées, par la présence de nombreux spécimens de *Marginulina hirsuta* d'Orb. et des frondiculariés de grande taille (*Frondicularia annularis* d'Orb. et *F. reussi* Karrer).

Tout cet ensemble représente la zone à *Globigerinopsis grillii/Globigerina druryi* (Popescu, Gheță, 1984) du Langhien supérieur.

Dans la partie terminale de la formation sur une puissance réduite, de 30 à 40 m, la formation de Delinești comporte une microfaune différente, caractéristique à la zone Velapertina. La base de la zone y a été tracée à partir des premières apparitions des genres *Velapertina* et *Pavonitina*, tandis que la limite supérieure à leur extinction et à l'apparition des faunes sarmatiennes. A souligner que la partie supérieure de la zone Velapertina manque. Cette conclusion s'ensuit de l'absence des faunes de type Buituri, ou bien de la soi-disante zone Ammonia (zone Rotalia, Grill, 1941). Une telle affirmation est aussi renforcée par les données concernant le nannoplancton. Elles révèlent que la partie supérieure des dépôts badéniens de la zone étudiée comporte la zone de nannoplancton NN₆, alors que dans tout le bassin

pannonien (en Hongrie et Autriche) se développe aussi la zone NN₇ à la partie terminale des dépôts badéniens (Nagymarosy, 1981 ; Fuchs, Stradner, 1975). La régression de la partie supérieure du Kossovien y signalée sur les bords du bassin, accompagnée probablement d'une érosion aussi, n'est pas caractéristique seulement pour le secteur de Caransebes ; elle est d'une extension beaucoup plus grande. Partant, elle se développe sur toute la région de l'ouest de l'Oltenia (qui, paléobiogéographiquement appartient au domaine pannonien), là où la partie supérieure du Kossovien est érodée et remaniée dans les dépôts sarmatiens.

Quant aux dépôts du Sarmatien inférieur il faut remarquer que sa partie basale manque elle aussi ; notamment c'est la zone à *Anomalinoides dividens* qui y fait défaut. L'association micropaléontologique surmontant la zone à *Velapertina* contient en plus de l'espèce *Anomalinoides dividens* Lucz., divers espèces des genres *Articulina*, *Elphidium*, *Parrellina* et *Retroelphidium*.

Les données présentées ci-dessus relèvent la similitude lithologique et paléontologique entre les dépôts du Miocène moyen marin (Badénien) du bassin de Caransebes et ceux de toute l'aire pannonienne, mais surtout les dépôts synchrones de la zone de Meczek, en Hongrie (Koreczné-Laky, 1968).

L'évolution des faunes et leur corrélation avec les faunes des formations équivalentes des régions carpathiques (Popescu, Gheța, 1984) dénotent l'existence dans le bassin de Caransebes et en général dans le bassin pannonien aussi bien du Langhien que du Kossovien, en infirmant les affirmations faites antérieurement par Voicu (1982) suivant lesquelles les dépôts badéniens pannoniens pourraient être seulement l'équivalent du Kossovien. En plus de cela, l'auteur susmentionné attribue toujours au Kossovien les dépôts rupéliens-aquitaniens à charbons du bassin de Petroșani et du bassin de Baru-Bănița corrélés aux „marnes à *Spirialis*“ (Kossovien) des régions carpathiques.

BIBLIOGRAPHIE

- Cicha I., Senes J. (1975) Vorschlag zur Gliederung des Badenien der Zentralen Paratethys. 6th RCMNS Congr. Proc., 1, p. 241-246, Bratislava.
- Ghenea C. (1962) Cereetări geologice și hidrogeologice în regiunea văilor Timiș și Bistra, între Slatina-Timiș și Otelul Roșu. D. S. Inst. Geol., Geofiz., XLVI (1956—1957), București.
- Grill R. (1941) Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. *Oel und Kohle*, 37, p. 595-602, Berlin.
- Hamor G. (1970) Das Miozän des östlichen Mecsek-Gebirges. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 53/1, 433 p., Budapest.
- Koch A. (1884) Bericht über die Klausenburger Radgebirge im Sommer 1883 ausgeführte geologische Spezialaufnahme. *Földt. Közl.*, p. 213-233, Budapest.
- Koreczné-Laky I. (1968) Miozäne Foraminiferen des östlichen Mecsek-Gebirges. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 52/1, 200 p., Budapest.
- (1973) Foraminiferal studies on Miocene Formations of Hungary. *Öslénytai viták (Discussiones Palaeontologicae)*, 21, p. 73-80, Budapest.



- Luczkowska E. (1979) Biostratigraphic correlation of the Vielician substage (Middle Badenian) in Poland and in the Vienna Basin. *Ann. Géol. Pays Hell.*, Tome hors ser., 2, p. 717-726, 7th RCMNS Congr., Atena.
- Martini E., Müller C. (1975) Calcareous nannoplankton from the Karpatian in Austria (Middle Miocene), 6th RCMNS Congr., Proc. 1, p. 125-127, Bratislava.
- Nagymarosy A. (1980) Correlation of the Badenian in Hungary on the basis of the nannoplankton. *Földt. Közl.*, 110/2, p. 206-245, Budapest.
- Olteanu F. (1951) Observații asupra „Breciei sării“ cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, 32, p. 12-18, București.
- Popescu Gh. (1978) Date preliminare asupra foraminiferelor Miocenului mediu din împrejurimile Hunedoarei. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 53/3, p. 63-79, 8 pl., București.
- Gheța N. (1984) Comparative evolution of the marine middle Miocene calcareous microfossils from the Carpathian and Pannonian areas. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 69/3, p. 125-133, 3 pl., București.
- Popescu Gr. (1951) Observații asupra „breciei sării“ și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a județului Prahova. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, 32, p. 3-12, București.
- Rarinka E., Popovici V. (1959) Prospecții și explorări geologice prin sondaje și galerii în bazinul Caransebeș. *Stud. tehn. econ.*, ser. A, 5, p. 99-133, București.
- Reuss A. E. (1867) Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Wieliczka in Galizien. *K. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Cl., Sitzungsbt.*, 55 (1), p. 17-182, 8 pl., Viena.
- Steininger F., Rögl F., Müller C. (1978) Geodinamik und paläogeographische Entwicklung des Badenien. *Chronostr. und Neostrat.*, 4, Badenien, p. 110—127, Bratislava.
- Stradner H., Fuchs R. (1978) Das Nannoplankton in Österreich. *Ibid.*, p. 489-531, Bratislava.
- Trashliev S., Kojumdjeva E., Dikova P., Deikova Z. (1962) Stratigrafia, litologia i gipsononost na tortona ot severozapadna Bulgaria. *An. Dir. gen. Geol.*, 13, p. 91-134, Sofia.
- Voicu Gh. (1984) Idées nouvelles sur la stratigraphie et la paléogéographie du „Badenien“ de la Paratethys Centrale. Présentation synthétique. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 91, p. 193-208, Napoli.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR NEOGENE DIN BAZINUL CARANSEBES

(Rezumat)

Continuare nordică a bazinului Mehadiei, bazinul Caransebeș este prins între munții Banatului și Carpații Meridionali și larg deschis spre nord-nord-vest către marele bazin pannonic. Este format din depozite terigene neogene (Langhian-Pontian) aliniate de-a lungul unui grabău orientat nord-sud, dispuse pe un fundament de roci cristaline. Aflorimentele sunt foarte rare; depozitele neogene au fost studiate în lucră-

rile executate pentru prospectarea și exploatarea depozitelor purtătoare de cărbuni. La baza acestui studiu au stat forajele Buchiu, Balta Sărată și valea Zlagnei.

Au fost separate și descrise următoarele unități litostratigrafice :

Formațiunea de Rugi (continental-lacustră inferioară, Langhian) alcătuită din depozite terigene reziduale (argile, nisipuri, pietrișuri) de culoare roșie, cu rare intercalații tufitice. Depozitele sunt sărace în resturi organice exceptând cîteva intercalații de gresii dispuse aproape de bază formațiunii care conține o microfaună marină (*Heterostegina costata*) pe baza cărora a fost atribuită vîrstă.

Formațiunea de Delinești (marină, Langhian-Kossovian) formată din depozite preponderent pelitice (argile, argile siltice) foarte bogate în resturi organice. În baza conținutului micropaleontologic, partea inferioară a fost atribuită Langhianului, iar partea superioară Kossovianului. De remarcat faptul că formațiunea are o alcătuire litologică monotonă. La partea superioară a formațiunii a fost presupusă existența unei lacune în sedimentare.

Formațiunea de Valea Timișului (salmastră superioară, Malvensian mediu) se dispune transgresiv peste Formațiunea salmastră inferioară ; este alcătuită din argile cu intercalații siltice.

Formațiunea de Turnu Rueni (continental fluviatilă, Malvensian mediu-superior) este constituită din pietrișuri gălbui cu stratificație deltaică. Cu Formațiunea de Turnu-Rueni se încheie ciclul neogen de sedimentare din bazinul Caransebes.

Bogatul conținut microfosil al Formațiunii de Delinești și al Formațiunii salmastre inferioare a permis orizontarea biostratigrafică a acestora. Biostratigrafia este identică cu cea a depozitelor miocene echivalente din domeniul pannonic căruia bazinul Caransebes îi aparține.



Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS TO THE PALEOGENE STRATIGRAPHY OF THE LOWER COURSE OF THE ASĂU RIVER¹

BY

MIHAI MICU², ELENA BRATU²

Paleogene flysch. Litho- and biostratigraphy. Foraminifer assemblages. Podu Secu Beds. Fusaru facies. Paleocene green facies. East Carpathians. Tarcău Nappe

Abstract

The detailed geological investigations in the region evidenced the presence of the Podu Secu Beds and of the Oligocene deposits in Fusaru facies in the right slope of the Asău River as well as of a Paleocene green gritty facies east of the Asău River and in the surroundings of the town of Comănești. The paper presents and discusses the new biostratigraphic data obtained on the basis of the microforaminifera assemblages.

Résumé

Contribution à la stratigraphie du Paléogène du cours inférieur d'Asău. Les investigations géologiques détaillées dans la région ont mis en évidence la présence des couches de Podu Secu et des dépôts oligocènes en faciès de Fusaru dans le versant droit de la Vallée d'Asău ainsi que la présence d'un faciès grésouvert paléocène à l'est d'Asău et aux environs de la ville de Comănești. L'ouvrage présente et discute les nouvelles données biostratigraphiques obtenues à base des associations de microforaminifères.

The purpose of the present paper, which has a preliminary character, is to present novel litho- and biostratigraphic data regarding the Paleogene deposits of the Tarcău Nappe in the lower course of the Asău River and the surroundings of the town of Comănești.

¹ Received on April 13, 1985, accepted for publication and communication on April 17, 1985, presented in the meeting of April 19, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, R 79678, București 32.



All the previous investigations in the region (Băncilă, 1955; Drăghici, 1955; Matei et al., 1969), without exception, pointed out the exclusive presence of the Tarcău Sandstone facies in the area between the Barnea Brook and the Iacobesti Peak to the north and in the Trotuș Valley, between Straja and Comănești, to the south. It is equally only the Lower and/or Middle Eocene deposits referred to the Tarcău Sandstone that are represented in this area on the geological map of Romania, scale 1:200 000 — sheet 21 Bacău, edited by IGG as well as on the geological map scale 1:50 000 — sheet Moinești of ICPPG.

The detail geological mapping made by one of the authors of this paper since 1981 (Micu et al., 1981 b; 1983; 1984) evidenced in the right slope of Asău, on the Barnea and Chicera Brooks, as well as on the Glodu Brook, left tributary of the Trotuș River, the Priabonian deposits of Podu Secu/Plopou Beds type and of Oligocene deposits of Fusaru facies type.

Another contribution of this paper is that of evidencing some peculiar aspects of the sandy flysch in the Asău left slope, between Iacobesti Peak and Comănești, as well as south of Trotuș, in the Supan Valley and Goanța Hill.

In what follows we shall present only the formations separated for the first time in the region, together with their biostratigraphy.

The Podu Secu Beds overlie in continuity of sedimentation the Upper Tarcău Sandstone. The lithology of these deposits is that characteristic of the flysch of "hieroglyph beds" type, in which centimetric or decimetric sandstones rhythmically alternate with green clays. Seldom there appear intercalations of Tarcău type sandstones up to 1 m thick. The outcrops on the Barnea and Chicera Brooks represent typical Podu Secu Beds, being devoid of red clays. In exchange on the Glodu Brook the deposits at this level have characters that make them resemble to a certain extent the Plopou Beds, as here we could also identify red clay interbeds. This peculiarity of sedimentation determines us to consider that in the study region there is a zone of interfingering between the Plopou Beds, which are more external, and the Podu Secu Beds, characteristic of inner zones of the Tarcău Nappe Paleogene. As a matter of fact, we have identified similar situations, in which in the Podu Secu Beds there still appear rare red clay interbeds also in the Ciobănașul Valley, south of the Trotuș River, on a more internal structure than that on the Glodu Brook as well as much more westward, on the Palosu Brook, in the Camînca Valley Basin (Micu, in Săndulescu et al., 1980).

In the Podu Secu Beds on the Barnea and Chicera Brooks there usually are two kinds of foraminifer assemblages referred as follows:

— at the very base of the Podu Secu Beds, agglutinifer species prevail, among which *Cyclammina amplectens* (in regress), *Silicobathysiphon pseudoloculus*, *Recurvoides walteri*, *Cystammina bytkovensis*, *Rhabdammina discreta*, *Asanospira walteri* and *Rheophax planus*. The plankton is represented by *Acarinina rotundimarginata*, *Subbotina frontosa*, *S. linaperta* and *Globigerina eocaena*. This assemblage could be considered to belong to the top of the Middle Eocene;



— in the upper third of the Podu Secu Beds, species of planktonic foraminifera develop that can be referred to the *Globigerinatheka index tropicalis* biozone, a correlatable marker of various Priabonian facies of the Paleogene flysch of the East Carpathians. The association includes: *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *Subbotina linaperta*, *Globigerina corpulenta*, *G. eocaena*, *Catapsydrax dissimilis*, *Bolivina antegressa interposita* and *Globigerinatheka index tropicalis* (frequently).

Globigerina-bearing Marls represent a lithological entity recognized on all the studied sections, being represented by grey-whitish or greenish marls, associated with thin micaferous, calcareous sandstones, sometimes with glauconite, with numerous bioglyphs on the bed sole. Sometimes whitish marly limestones in subdecimetric beds also appear. The *Globigerina*-bearing Marls usually include great amounts of planktonic foraminifer species, among which *Globigerina corpulenta*, *Globigerina ampliapertura*, *Globigerina eocaena*, *Globigerina ex gr. pseudobulloides*, *Globigerina hagni*, *Globigerina galavisi*, *Globigerina officinalis*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina venezuelana*, *Subbotina linaperta*, *S. tripartita*, Priabonian in age.

Globigerina-bearing Marls were initially referred to the upper part of the Podu Secu Beds (Băncilă, 1955). They correspond to the Ardeluța Beds separated by Ionesi (1957) in the Tarcău Basin from which they differ only by a more reduced percentage participation of sandstones in the composition of the standard lithological sequence. We also mention that these deposits were sometimes assigned to the so called "Basal Horizon" which Băncilă (1955, 1958) assigned to the Fusaru facies of the Tarcău Nappe Oligocene, although both from the lithostratonomic point of view and from that of the microfaunal content, the deposits under consideration are assigned to the Priabonian.

Finally we should add that at the top of the *Globigerina*-bearing Marls, on the Tazlău and Cuejdiu Basins sections, in the Marginal Folds Nappe, as well as in the Trotuș Valley, at Plopuri, in the Tarcău Nappe, Micu et al. (1981 a; 1984) and Micu and Gheță (1986) pointed out the existence of calcareous nannoplankton assemblages with *Sphenolithus distentus*, belonging to zone NP-23 of the Rupelian. This assemblage is also accompanied by calcareous foraminifer species which are quite likely to be of Oligocene age (Bratu in Micu et al., 1981; 1984). For coming to as an exact conclusion as possible concerning the position of the Eocene/Oligocene boundary in the outer flysch of the East Carpathians, further detail studies of the microfaunal content at this level are necessary.

"Basal Horizon" of the Fusaru Sandstone facies is represented by a pile of deposits that overlie in continuity of sedimentation the *Globigerina* Marls. Lithologically these deposits consist of an alternation of brown slaty bituminous shales, sometimes with numerous fish scales on the bedding surface, whitish when weathered, grey-brown silty marls and grey micaferous calcareous sandstones in subdecimetric beds. Towards the middle part of this sequence, about 20 m thick, two beds of massive Fusaru Sandstone, 1.7 and 0.5 m thick, respectively, are intercalated. The passage to the suprajacent deposits is gradual, through brown, slightly bituminous pelites.

A complete sequence of these deposits was studied micropaleontologically on the Bartea Brook, in the Asău Basin. The samples collected from under the first bed of Fusaru Sandstone contain, together with species of planktonic foraminifera encountered in the subjacent Globigerina-bearing Marls, some small-sized species, among which *Pseudohastigerina micra*, *Globorotalia postcretacea*, *Bolivina antegressa dentata* and *Chiloguembellina gracillima*. The pelites interbedded between the Fusaru Sandstones contain an Oligocene assemblage including *Globigerina danvillensis carpathica*, *G. officinalis*, *G. ex gr. pseudobulloides*, various species of poorly preserved globigerina of very small sizes, *Bolivina ex gr. nobilis* and *Cibicidoides ex gr. amphysilensis*. This assemblage determines us to assign an Oligocene (Rupelian s.l.) age to "the Basal Horizon".

In the homonymous horizon separated by Băncilă (1955) it included gritty sequences that belonged both to the arenites intercalated at the level of the Globigerina-bearing Marls and to those at the basal part of the Fusaru facies. In our opinion, "the Basal Horizon" of the Fusaru facies is made up only of the deposits situated between the Globigerina-bearing Marls and the schistous horizon, a sequence in which the association of the Fusaru type sandstones with slightly bituminous pelites is obvious. This "horizon" represents the equivalent of the Slaty Bituminous Shales and of the Fierăstrău Sandstone developed in the base of the bituminous facies with Kliwa Sandstone in the outer zone of the Tarcău Nappe and the Marginal Folds Nappe. We already pointed out this possibility of correlation some years ago (Micu and Bratu, in Săndulescu et al., 1979; 1980).

Schistous Horizon is represented on the studied sections by blackish grey or brown schistous clays that sometimes took like typical dysodils, with sulphate efflorescences on the weathering surfaces. On the Bartea Brook, in these deposits we have also noticed thin centimetric menilite interbeds and on the Chicera Brook, laminated limestones of Jaslo type, in layers of 1-3 cm.

Fusaru Sandstone overlies in continuity of sedimentation the Schistous Horizon, being lithologically represented by decimetric or metric beds of micaferous grey-bluish sandstones, admitting grey pelite interbeds that are similar with the Pucioasa Beds in Wallachia. In these deposits as well on the Glodu Brook, we could notice interbeds of Jaslo laminated Limestones. The outcropping area of the Fusaru Sandstones is confined in the region only to the basins of the Chicera and Glodu Brooks, their contact with the deposits to the east, represented by the Lower Tarcău Sandstone, being tectonic.

On the left slope of the Asău Valley, in the Chinetu Hill, up to the middle course of the brook with the same name there is a sequence of gritty deposits, commencing with conglomerates with *Lithothamnium* and green schist elements of Dobrogean type, suggesting similitudes with the upper part of the Putna Beds. These conglomerates are overlain by a gritty flysch that has, at various levels, red and green clay

interbeds. These sandstones differ very much from those of the Tarcău Sandstones Facies, to which they were assigned by all the previous researches, being quartzose and very rich in chlorite originating in the Dobrogean type green schists. The sandstone beds, generally metric in thickness, are graded-bedded, sometimes containing microconglomerates with green schists elements in the base. Sometimes there also appear interbeds up to 25-30 cm thick of gritty limestones with "cone-in-cone" structures, on both bedding surfaces. Subordinately, sandstone beds of Tarcău type appear associated with green sandstones. The pelitic interbeds between the sandstone beds are grey greenish or red and contain species of agglutinant foraminifera, characterizing the Paleocene s.l.: *Carpathiella ovulum ovulum*, *Carpathiella ovulum gigantea*, *Hormosina velascoensis*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Rhamdammina cylindrica*, *Spiroplectammina clotho*, *Karreriella aegra*, *Glomospira gordialis diffundens*, *Glomospira rostokiensis*, *Cystamminella ancestralis*, *Rheophax duplex*, *Rzechakina epigona*, *Rzechakina fissistomata*, *Asanospira walteri*, *Saccammina placenta*, *Recurvoides varius*.

Deposits of this type have been recently identified also south of the Trotuş Valley, in the Goanţa Hill and in the Şupan Basin (Micu et al., 1984), having the same lithological features as those developed northwards. Towards the east, the deposits under consideration are unconformably overlain by the Sarmatian deposits of the Leordă-Văsieşti-Dărmăneşti Basin. In the Supan Basin and north of the Curpăcel Hill, towards the Iacobesti Peak, they come into tectonic contact with the Oligocene deposits of the Strigoiu Scale.

Westwards, on the Chinetu and Nogea Brooks, downstream these deposits, a gritty flysch develops, with red and green clay interbeds, which, both on the basis of lithology and of the microfaunal content and for reasons of regional structure, are assigned to the Lower Tarcău Sandstone (Micu et al., 1984). As for the relations between the last mentioned deposits and those made up of massive green quartzose sandstones with red clay interbeds, for the time being we can only formulate some hypotheses.

In a first hypothesis a continuity of sedimentation can be admitted on the Chinetu Brook, for which pleads the normal polarity of these strata along the whole section. In this case, the frontal part of the digitation of the Tarcău Sandstone of the region would be in a green gritty Paleocene facies, either situated in the base of the Lower Tarcău Sandstone or rather the equivalent of the basal horizon of the Tarcău Facies where red and green clay interbeds are also known. We equally mention that these deposits are underlain by conglomerates with green elements and *Lithothamnium*, whose appurtenance to the Putna Beds seems quite probable. As known, the basal horizon of the Tarcău Sandstone overlies the Horgazu Beds, the Putna Beds together with the subjacent Hangu Beds characterizing outer Senonian-Paleocene facies. Supposing that these gritty deposits represent indeed the equivalent of the basal horizon of the Tarcău Sandstone, their position above the Putna Beds puts certain problems, that, in the present state of the researches cannot be given a satisfactory answer.



A second hypothesis takes into account the possibility of the existence of a tectonic contact between the deposits of the Lower Tarcău Sandstone and those of the green gritty facies eastwards. If this is the case, a special facies is in question, different both from the Tarcău Sandstone facies and from the Ciunget facies, the latter occurring immediately eastwards. But for the time being neither can this hypothesis offer a solution to the problems regarding the sedimentation of this facies, in which the supply of material is mostly represented by the Carpathian Foreland, behind some outer facies in which the supply of such material was comparatively smaller.

We should also like to mention that synchronous deposits, developed in a more or less similar facies, are known in some more external areas of the Paleogene flysch of the Tarcău Nappe, but they do not reach the thickness of those on the Chinetu Brooks (650-700 m) and unlike them do not contain red and green clays. That is the case of the Slănic Sandstone (Dumitrescu, 1952) of the Tazlău-Piepturi-Puica facies and of the Zîrna Sandstone developed in the Colți-Valea Rea facies (Dumitrescu et al., 1971), or of the Jamna Sandstone, identified by Micu (1981) in the Straja Beds of the Sucevița Basin.

Coming back to the mentioned hypotheses, we consider for the moment that the second one can better reflect reality. We hope a final answer to this problem will be offered by the results of the researches which will be carried out both north and south of the region under discussion.

The authors wish to thank dr. M. Săndulescu for his comments which have contributed to the improvement of the paper.

REFERENCES

- Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Acad. RPR*, VII, p. 1201-1223, București.
 — (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, 368 p., București.
- Drăghici I. (1955) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Cozia. *An. Com. Geol.* XXIV, p. 115-270, București.
- Joja Th., Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Săndulescu J., Bratu E., Ștefănescu M., Micu M., Mărunteanu M. (1971) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Ionesi L. (1957) Contribuții la studiul Paleogenului din valea superioară a Tarcăului. *An. St. Univ. Iași*, sect. II, tom. III, fasc. 1-2, p. 1-11, Iași.
- Matei V., Baltres A., Dinu C., Tințu D., Brustur T., Dragomir B. (1969) Report, archives of the Entreprise of Geological and Geophysical Prospections, București.
- Micu M. (1981) Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique du flysch externe du bassin de la Sucevița. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI (1979), p. 51-64, București.

- Bratu E., Gheță N., Tăutu E., Ion J., Antonescu Em. (1981 a) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Țicleanu N., Andreescu I., Moisescu V., Jipa D., Popescu A., Rădan S., Anghel S., Stancu J., Vanghelie I., Vlad C., Bratosin I. (1981 b) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Antonescu Em., Ion J., Bratu E., Olteanu R., Jipa D., Anghel S., Drăgănescu A. (1983) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Bratu E., Constantin P., Ion J., Drăgănescu A., Costea C., Popescu A., Olteanu R., Anghel S., Popescu O. (1984) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Gheță N. (1986) Eocene-Oligocene Boundary in Romania on Calcareous Nannoplankton. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/3, p. 289-307, București
- Săndulescu M., Micu M., Bratu E., Andreescu Em. (1979) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Micu M., Bratu E., Tomescu C., Antonescu Em., Gheță N. (1980) Report archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.

CONTRIBUȚII PRIVIND STRATIGRAFIA PALEOGENULUI DIN CURSUL INFERIOR AL VĂII ASAŪ

(Rezumat)

În lucrare sînt prezentate rezultatele unor cercetări geologice de detaliu efectuate în ultimii ani în regiunea situată la nord de Comănești, în cursul inferior al văii Asău. Sînt descrise astfel pentru prima dată în regiune stratele de Podu Secu priaboniene și depozite oligocene aparținind faciesului de Fusaru. În paralel este prezentat și conținutul micropaleontologic al fiecăreia din formațiunile separate, discutîndu-se valoarea biostratigrafică a asociațiilor de microforaminifere evidențiate.

O altă contribuție inedită a lucrării privește semnalarea, în versantul stîng al văii Asăului și în împrejurimile orașului Comănești, a unui facies de fliș grezos verde, de vîrstă paleocenă, care ar putea fi echivalent eventual cu depozitele orizontului bazal al faciesului gresiei de Tarcău, față de care prezintă unele afinități, dar și unele diferențe. Nu este exclusă însă nici posibilitatea ca aceste depozite să aparțină unui facies mai extern, ale cărui raporturi cu depozitele faciesului de Tarcău să fie de natură tectonică, noile cercetări urmînd să ajungă la o concluzie definitivă în această privință.





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL NEOGENULUI
DIN SECTORUL LUGOJ-LĂPUGIU (BANATUL DE EST)
PE BAZA DATELOR DE FORAJE¹

DE

CONSTANTIN MIHAILOSCU², VICTORIA LUBENESCU², CORNELIA CORNEA²

*Neogene. Badenian. Sarmatian. Pannonian. Pontian. Mollusc assemblages.
Foraminifer assemblages. Ostracods. Borehole cores. — Pannonian Depression —
Adjacent depressions — Lipova Depression.*

Abstract

Contributions to the study of the Neogene of the Lugoj-Lăpugiu (East Banat) area, based on drilling data. On the basis of rich mollusc, ostracod and foraminifer assemblages, in the eastern extremity of the Lugoj Basin and Făget Gulf, have been separated for the first time in boreholes, formations of Lower Badenian (Langhian), Lower and Middle Sarmatian, Pannonian s. str. and Pontian age. The transgressive Badenian and the great extension of the Lower and Middle Pontian are worth noticing.

Résumé

Contributions à l'étude du Néogène du secteur Lugoj-Lăpugiu (Banat de l'est) à base de données de forage. À l'extrême est du bassin de Lugoj et du golfe de Făget, on a séparé pour la première fois dans des forages, à base des arguments offerts par des riches associations de Mollusques, Foraminifères et Ostracodes, des formations d'âge badénien inférieur (langhien), sarmatiens inférieur et moyen, pannionien s. str. et pontien. On remarque le Badénien transgressif et la grande extension du Pontien inférieur et moyen.

¹ Depusă la 10 mai 1986, acceptată pentru comunicare și publicare la 12 mai 1986, comunicată în ședința din 23 mai 1986.

² Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș nr. 1, 79673 București 32.



Regiunea care face obiectul lucrării de față, prospectată de noi (Mihăilescu et al., 1984, 1985) în detaliu (scara 1:5000) cu lucrări miniere și foraje, reprezintă terminația estică a depresiunii Lugoj și golfului Făget.

Date cu caracter geologic referitoare la această zonă se cunosc încă din secolul trecut și sint datorate lui Hoernes (1875), Halavats (1870, 1885). Fauna depozitelor cu congerii din Banat este studiată mai tîrziu de Gillet (1943) și Jekelius (1944).

După 1950, în depresiunea Lugojului se întreprind cercetări sistematice ce urmăresc punerea în valoare a substantelor minerale utile. Între acestea le înentionăm pe cele ale lui Huică și Stănoiu (1964), Huică (1965, 1968), Lubenescu et al. (1965, 1970), Socoleanu et al. (1966), Mărgărit et al. (1974), Cismaru (1980), Mihăilescu et al. (1981, 1984, 1985).

De asemenea, regiunea este studiată și de Orășanu et al. (1971) și Marinescu et al. (1976).

Studii faunistice sint întreprinse de Gillet și Marinescu (1971), Marinescu (1973), Drăgănescu (1967) și Lubenescu (1982).

Formațiunile neogene întlnite la zi și în foraje aparțin Badenianului, Sarmatianului, Pannonianului s. str. (Malvensian), Pontianului, Pleistocenului și Holocenului.

Badenian. Depozitele atribuite Badenianului au o largă arie de dezvoltare în zona Homojdia-Coștei-Coșova, disponindu-se transgresiv peste fundamental reprezentat prin șisturi cristaline și suportind discordant depozite sarmatiene sau pontiene. Pe baze paleontologice a putut fi separat Langhianul și Kossovianul.

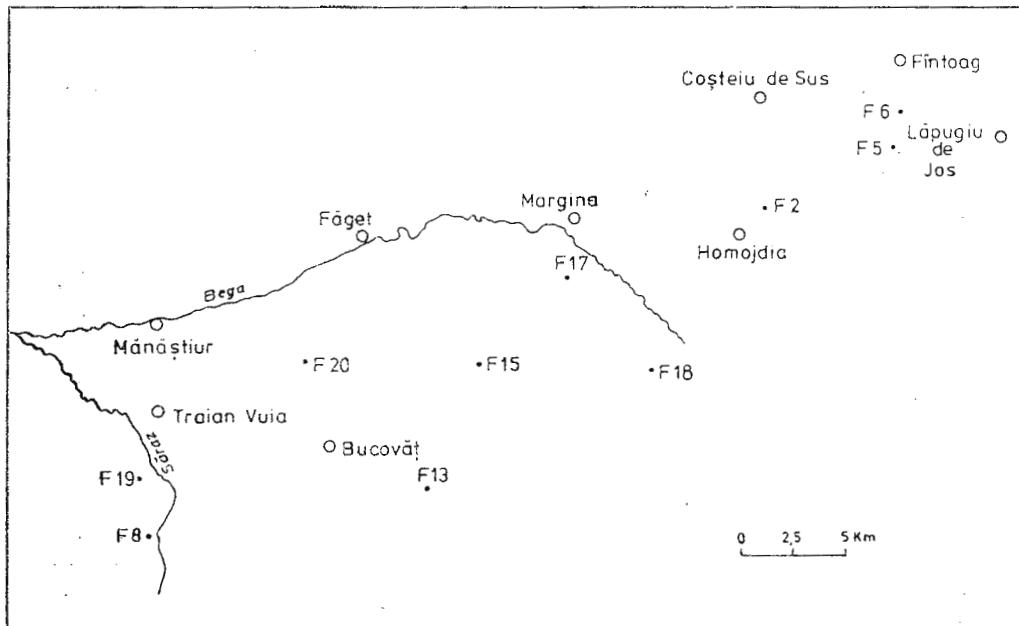
Langhian. Litologic, Badenianul este reprezentat predominant prin argile cenușii, cenușiu-albăstrui sau verzui în alternanță cu nivale centimetrice sau decimetrice de nisipuri fine, micacee, cenușiu-gălbui, ruginii și tufuri cenușiu-albicioase.

În probele prelevate din forajul 5, intervalul 204, 205-210,00 m, microfauna este reprezentată printr-o explozie de foraminifere planctonice caracteristice „subzonei inferioare cu Lagenidae“: *Candorbolina suturalis* (Bronn.), *Candorbolina transitoria* (Blow), *Globigerinoides triloba* (Reuss), *G. imaturus* Le Roy, *G. sacculiferus* Cita-Premoli-Rossi, *Globoquadrina advena* Berm., *Globoquadrina prealispira* Popescu, *Planularia dentata* Karrer. În același foraj, la adâncimea de 210 m, s-a întlnit specia *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi) care marchează baza Badenianului, zona „*Neopycnodonte navicularis*“ Lubenescu (1978).

Langhianul a fost datat paleontologic și în forajele 17, 6, 2 și 5. Astfel, în forajul 17 la adâncimea 170,50-222,40 metri și în forajele 6, 2 și 5 pe intervalul 17,50-204,25 m, într-o suită predominant argilo-marnoasă, s-au întlnit bogate asociații de moluște scaphopode, echino-derme, foraminifere și ostracode. Între acestea, cităm pe cele mai frecvente: *Amusium cristatum badense* Font., *Corbula (Varicorbula) gibba* Olivi, *Corbula (Corbula) carinata deshayesi* Sism., *Chlamis excisa* Bronn., *Nucula (Nucula) nucleus* Linné, *Conus (Conolithus) dujardini* Desh., *Turritella (Archimediella) pythagoraica* Hilber., *T. (T.) subangulata polonica* Friedb., *Diloma (Paroxystele) orientalis* (Cossm. et Peyrot), *Denta-*

lium (Antale) vitreum Schr., *D. (A.) crux* Boettger, *Nassa (Hinia) restitutiana* Font., *Scutella vindobonensis* Laube etc.

Microfauna este reprezentată prin taxoni caracteristici „subzonei superioare cu Lagenidae“: *Globigerina regina* Crescenti, *G. buloides* d'Orb., *Globigerinoides buloides* Crescenti, *Globorotalia (Turborotalia)*



Schiță cu amplasarea forajelor.
Sketch showing the location of boreholes.

mayeri Cushman et Ellisor., *G. (Turborotalia) bykovae* Ais., *Uvigerina asperula* Czjzeck, *U. semiornata* Papp-Turn., *Bagatella subulata* (Cushman-Parker), *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Lenticulina echinata* (d'Orb.), *L. cultrata* (Montf.), *Stilostomella elegans* d'Orb., *Amphistegina lessonii* (d'Orb.), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Heterelopa dutemplei* (d'Orb.), *Neoepionides schreibersianus* (d'Orb.)

Kossovan. A fost separat numai pe baza analizelor micropaleontologice, în depozite situate în apropierea localității Fintoag și pe valea Nădrasca. Astfel, dintr-un complex nisipos cu lentile de pietrișuri și intercalării de argile cenușiu-gălbui, slab nisipoase s-a determinat o microfaună reprezentată prin radiolari discoidali (*Spongodiscus mediterraneus* Haeckel), iar din argilele cenușii slab nisipoase de pe valea Nădrasca, o asociatie de foraminifere planctonice dintre care speciile *Velapertina iorgulescui* Popescu și *V. indigena* apar cu o frecvență ridicată.

Sarmatianul. Depozite atribuite Sarmatianului apar la zi în partea centrală a regiunii studiate, fiind separate sub forma unor petice scoase de eroziune de sub depozite ponțiene (Pîrul lui Negrilă și Valea Arsă,

afluenți ai Begăi) și sînt reprezentate prin gresii calcaroase cenușiu-albicioase în alternanță cu argile cenușii și marne tufacee cenușiu-albicioase. De asemenea, și în foraje au fost separate depozite sarmatiene atribuite, după conținutul lor paleontologic, Volhinianului superior-Bessarabianului inferior sau Bessarabianului.

Volhinian superior-Bessarabian. În forajele 19 (m 375-395) și 20 (m 199-247,80), într-o suită de nisipuri cenușii fine micacee, cu intercalări de argile cenușiu-albicioase și gresii calcaroase cenușiu-gălbui fosilifere au fost întlnite: *Cerastoderma gracilicostata* Jek., *C. (Inaequicostata) pium* (Zhizk.), *C. politoanei* Jek., *C. (Obsoletiforma) obsoletum* Eichw., *Duplicata duplicatum* (Sow.), *Hydrobia frauenfeldi* Hoern., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Pirenella picta picta* (Defr.), *P. disjuncta* (Sow.) etc.

Analiza micropaleontologică a pus în evidență o asociație bogată de foraminifere, rare ostracode și myside: *Protelphidium granosum* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Fichtell & Moll.), *E. rugosum* (d'Orb.), *E. glabrum* Bystr., *E. antonimum* (d'Orb.), *Quinqueloculina consobrina* d'Orb., *Q. gracilis* Karrer, *Q. reussi* Bogd., *Q. valoshinovae* Ais., *Spirolina austriaca* d'Orb., *Myocyprideis kollmani* Jiříček, *Mutilus (Aurila) hungarica* (Mehes), *M. (A.) mehesi* (Zal.), *Loxoconcha ornata ornata* Schn., *Paramysis michaai* Voicu.

Bessarabian. A putut fi separat în aflorimente (Valea Turcanei) și în forajele 13, 15, 16, 8 și 6 situate spre rama bazinului. Este reprezentat litologic prin nisipuri cenușii fine, micacee, cu intercalări de argile cenușiu-verzui, compacte, slab nisipoase, fosilifere care suportă bancuri de calcare grezoase, cenușiu-albicioase fosilifere, cu grosimi de 0,20-0,60 m. În forajul 17 au fost interceptate și cîteva strate de cărbuni cu grosimi de 0,10-0,90 m, la diferite adîncimi.

Prin analiza macropaleontologică a fost pusă în evidență în forajul 13 (m 97,50-98,80), 15 (m 115,50-239,80), 16 (m 99,10), 17 (m 48,50-114,50), 8 (m 179-182) și 6 (m 25,70-78,60) o faună bogată cu: *Cerastoderma (Plicatiforma) plicatum plicatofittoni* Sinzow, *C. (P.) fittoni* (d'Orb.), *Mactra (Sarmatimactra) vitaliana* d'Orb., *Paphia vitaliana* (d'Orb.), *Pirenella picta picta* (Defr.), *Cerithium rubiginosum* Eichw. etc. Asociația micropaleontologică este reprezentată prin *Hemicythere omphalodes* (Reuss), *Xestoleberis fuscostata* Stanceva, *X. elongata* Stanceva, *Leptocythere mironovi* Stanceva, *L. parallelia* (Mehes), *Cyprideis pokornyi* Jiříček, *Miocyprideis janoschekii* Kollmann, *Protelphidium ex gr. granosum* (d'Orb.), *Ammonia beccarii* (L.) etc.

Pannonian sens strict (Malvensian). Depozite pannoniene au fost separate în forajul 19 (m 300-375), fiind dispuse peste cele sarmatiene și suportînd formațiuni de vîrstă pontiană. Ele sunt reprezentate prin alternanțe de argile cenușii, albicioase, compacte, fosilifere, argile cenușii, slab nisipoase, micacee, cu impresiuni de plante, nisipuri fine cenușii, micacee, slab argiloase fosilifere și gresii friabile. Fauna determinată, de moluște și de ostracode, este destul de săracă: *Congeria banatica* R. Hoern., *Paradacna abichiformis* (Gorj.-Kramb.), *Replidacna*

sp., *Hungarocypris auriculata* (Reuss), *H. hieroglyphica* (Mehes), *Amplocypris abscisa* (Reuss), *A. recta* (Reuss), *Hemicythereia omphalodes* (Reuss), *H. folliculosa* Pok., *Cyprideis ex gr. C. heterostigma sublitoralis* Pok., *Leptocythere parallela* (Mehes), *L. hadonica* Pok., *L. granifera* (Reuss). Asociația faunistică citată caracterizează „stratele cu *Congeria banatica* R. Hörn.”

Ponțian. Formațiunile aparținând Ponțianului ocupă o mare parte din regiunea studiată și au fost întâlnite și în forajele F 15 (m 71-106,75), F 16 (m 26,25-32,50), F 17 (m 15,30-48,50), F 18 (m 62,20-81), F 19 (m 19-299), F 20 (m 22,90-199), F 8 (m 61,50-169,50) și F 17 (m 15,30-48,50).

Principalii taxoni determinați din foraje sunt : *Congeria rădmănești* Brus., *C. croatica* Brus., *C. zahalkai* (Spalek), *C. simulans* (Brus.), *Dreissen-a simplex auricularis* (Fuchs), *Limnocardium apertum rothi* (Hal.), *L. (Bosphoricardium) banaticum* (Fuchs), *L. (Pannonicardium) schmidti* (Hörn.), *L. decorum vicinum* Fuchs, *Pontalmyra otiophora* Brus., *Paradacna abichi* Hoern.

Studiind evoluția ostracodelor, am constatat că depozitele bazale conțin : *Candona (Pontoniella) unguiculus* (Reuss), *Propontoniella can-deo* Krtsić, *Cyprideis triangulata* Krtsić, *Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *Pontoleberis attilata* (Stanceva), *Amplocypris abscisa* (Reuss), *Orygoceras* sp., frecvență ridicată având-o specie *Candona (Pontoniella) unguiculus* și *Cyprideis triangulata*. *Pontoniella unguiculus* a fost considerată de Jiříček caracteristică pentru „Infrapontian“ (Jiříček, 1975). Pe lîngă ostracodele citate mai apar însă și specii unanim apreciate ca ponțiene : *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zal.), *C. (C.) venusta* (Zal.), *Loxoconcha schwayeri* (Suzin), *Hemicytheria prisca* Sokać, *Candona (Caspiocypris) pontica* (Zal.), *C. (Lineocypris) trapezoidea* (Zal.), *Leptocythere andrussovi* (Liv.).

Treptat, în depozitele ponțiene din foraje, microfaunele de ostracode „infrapontiene“ dispar sau au o frecvență scăzută și predomină speciile tipic ponțiene : *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zal.), *C. (C.) gracilis* (Karrer), *C. (C.) venusta* (Zal.), *C. (Caspiocypris) pontica* (Sokać), *C. (C.) labiata* (Zal.), *C. (Pontoniella) acuminata striata* (Mand.), *C. (P.) lotzyi* (Zal.), *Pontoleberis pontica* (Stanceva), *Bakunella dorsoarcuata* (Zal.), *Leptocythere andrussovi* (Liv.), *Loxoconcha spinosa* Sokać, *Leptocythere multituberculata* (Liv.), *L. olivina* (Liv.), *Hemicytheria pejino-vicensis* (Zal.), *Cyprideis ex gr. C. macrostigma* Kollmann.

În concluzie, întrucât unele specii determinate de noi sunt cunoscute atât în Odessian cît și în Portaferrian (zăcăminteie de la Căvăran, Criciova, Crivina, Rădmănești), iar în asociația de ostracode apar mai întîi elemente infrapontiene, alături de cele ponțiene și apoi numai clemente tipic ponțiene, considerăm că depozitele ce conțin asemenea faune pot fi atribuite atât Odessianului cît și Portaferrianului.

Cuaternar. Pleistocenului i-am atribuit depozitele argiloase-nisi-poase cu concrețiuni fero-manganoase întâlnite numai în aflorimente, precum și terasele superioare și medii din versantul stîng al rîului Bega. Terasele inferioare, șesurile aluviale și alunecările de teren au fost atribuite Holocenului.

Concluzii. Pe baza asociatiilor de moluște, foraminifere și ostracode, în depozitele neogene străbătute de forajele amplasate în extremitatea estică a bazinului Lugoj și culoarului Făget au fost separate formațiuni aparținând Badenianului inferior (Langhian), Sarmatianului inferior și mediu (Volhinian superior-Bessarabian), Pannonianului s. str. (Malvensian) și Pontianului (Odessian și Portaferrian).

BIBLIOGRAFIE

- Cismaru Gh. (1980) Raport, arhiva IPGG, București.
- Drăgănescu A. (1967) Contribuții la biostratigrafia depozitelor pannoniene de pe rama estică a bazinului Lugoj (regiunea Cireșu-Crivina). *D. S. Inst. Geol.*, LIV/5, p. 129-150, 5 pl., 1 tabel, București.
- Fuchs Th. (1870) Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen, III. Die Fauna von Rădmănești im Banat. *Jb. k. k. geol. Reichs.*, 20, p. 343-364, 2 pl., Wien.
- Gillet Susette, Marinescu Fl. (1971) La faune malacologique pontienne de Rădmănești (Banat roumain). *Mém. Inst. Géol.*, XV, p. 1-78, 25 pl., București.
- Hoernes R. (1875) Tertiär Studien, VII. Valenciennesia Schichten aus dem Banat. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, Bd. XXV, p. 75, taf. III, fig. 3-5, Wien.
- Huică I. (1965) Raport, arhiva IPGG, București.
- (1968) Raport, arhiva IPGG, București.
- Jekelius E. (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, p. 1-167, 65 taf., București.
- Kollmann (1960) Cytherideinae und Schuleridenidae Subfam. n. (Ostracoda) aus dem Neogen des östl. Österreich. *Mitt. der geol. Ges. in Wien*, 51, p. 90-188, Wien.
- Krstić N. (1973) Biostratigraphy of the congerian beds in the Belgrade region on the basis of Ostracoda. *Inst. Geol. Min. expl. invest. nucl. Monogr.*, IV, p. 15-118, Belgrad.
- Lubenescu V., Sirbu F., Odobescu T., Socoleanu D., Dincă Al. (1965) Raport, arhiva IPGG, București.
- Sirbu F., Odobescu T. (1970) Contribuții la stratigrafia Neogenului din regiunea Reșița-Caransebeș-Lugoj (Banatul de est). *D. S. Inst. Geol.*, LV/4 (1967-1968), p. 129-142, 1 pl., București.
- (1982) Pontianul de la nord de Caransebeș. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI (1979), 4, Stratigrafie, p. 181-187, 1 pl., București.
- Marinescu Fl. (1973) Les mollusques pontiens de Tirol (Banat roumain). *Mém. Inst. Géol.*, XVII, p. 7-57, 12 pl., București.
- Olteanu R., Rogge Tăranu E., Popescu A. (1977) Le pannonien du Banat. *D. S. Inst. Geol.*, 4. Stratigrafie, p. 65-133, 7 pl., București.
- Mărgărit Gh., Mărgărit M., Chivu M. (1974) Raport, arhiva IPGG, București.
- Mihăilescu C., Mihăilescu L., Coman M., Cismaru Gh., Cornea C. (1981) Raport, arhiva IPGG, București.
- Panaitescu M., Panaitescu P., Bejan C., Bejan M., Cornea C. (1984) Raport, arhiva IPGG, București.

- Popov L., Știucă Em., Cornea C. (1985) Raport, arhiva IPGG, București.
- Olteanu R. (1921) Studiul ostracodelor din depozitele pannoniene superioare (zona E) de la Groși (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LVII, p. 85-101, București.
- Papp A. (1953) Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. der geol. Gesell. in Wien*, 44, 1951, p. 85-222, 25 pl., 1 Textabbild, Wien.
- Marinescu Fl., Seneš J. (1974) Cronostratigraphie und Neostratotypen Miozän M, Sarmatian, p. 11-674, Bratislava.
- Cicha I., Seneš J., Stanninger F. (1978) Cronostratigraphie und Neostratotypen Miozän M, Badenian, p. 11—565, Bratislava.
- Pokorný V. (1952) The Ostracoda of the so-called Basal Horizon of the Subglobosa-Beds at Hodonin. *Sbor. us. us. geol.*, p. 358-392, Praha.
- Popescu Gh. (1975) Études des Foraminifères du Miocen inférieur et moyen du NE de la Transylvanie. *Mem. Inst. Geol.*, XXIII, p. 5-103, București.
- (1979) Kossovian Foraminifera in Romania. *Inst. Géol., Géoph., Mém.*, XXIX, p. 5-111, București.
- Sokac A. (1972) Pannonian and Pontian ostracode fauna of Medvenica. *Paleont. Sv.*, 11, p. 9-140, Zagreb.
- Stanceva M. (1963) Ostracoda from the Neogen in north-western Bulgaria, 11. Sarmatian Ostracoda. *Tr. Geol. Bulg.*, s. Pal., V, p. 5-73, Sofia.
- Szelés M. (1982) A Tengelic 2 sz. fürás pannóniai Ostracoda faunája. *M. All. Földt. int. Evkönyve*. LXV, p. 235-289, Budapest.

CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF THE NEOGENE
OF THE LUGOJ-LĂPUGIU (EAST BANAT) AREA,
BASED ON DRILLING DATA

(Summary)

The authors present, for the first time in the region, the stratigraphic study of the Neogene deposits in the eastern extremity of Banat, based on the results obtained on drilling cores.

Formations have been separated of Badenian (Langhian) age, resembling those at Coștei, Lăpugiu and Buituri, of Sarmatian (Volhyanian and Bessarabian) age, of Pannonian (Malvensian) and (Lower and Middle) Pontian age. Based on discoidal radiolarians and planktonic foraminifera: *Velapertina iorgulescui* and *V. indigena*, the presence of the Upper Badenian (Kossovian) has been identified in outcrops situated near the Fintag locality and the Năndreasca Valley.

The Bessarabian could be paleontologically separated from the Upper Volhyanian, and it has been noticed to be transgressive, sometimes directly overlying crystalline formations.

The Pannonian s. str. = Malvensian has a reduced distribution, being present only in boreholes, and is represented by beds yielding *Congeria banatica*, *Paradacna abichiformis* Gorj.-Kramb. and ostracods: *Hungariocypris auriculata*, *H. hieroglyphica*, *Amplocypris abscisa*.

The Pontian is much thicker and has a larger distribution. By studying the ostracod evolution we have noticed the basal deposits



contain : *Candonia (Pontoniella) anguiculus* (Reuss), *Prepontoniella candeo* Krstić, *Cyprideis triangulata* Krstić, *Amplocypris abscisa*, an assemblage considered characteristic of the Infra-Pontian (Jirićek, 1975). Typically Pontian ostracod assemblages also appear : *Candonia (Caspiolla) balcanica* Zal., *C. (C.) venusta* Zal., *Loxoconcha schwei* Suzin, *Hemicythere prisca* Sokać etc. In the Pontian deposits, in boreholes, the ostracod microfaunas gradually disappear or have reduced frequency. It is *Candonia (Caspiolla) balcanica*, *C. (C.) gracilis*, *C. (C.) venusta*, *C. (Caspiocypris) pontica*, *Bakunella dorsoarcuata* etc. that are dominant. In conclusion, as, on the one hand, certain species are known both in the Odessian and in the Portaferrian (Căvărăn, Criciova, Crivina, Rădmănești ore deposits) and, on the other hand, in the ostracod assemblage, first appear only Infra-Pontian elements and then only typically Pontian ones, we consider that in the deposits through which the investigated boreholes are running, both the Lower and the Middle Pontian are present.

EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1 — *Chlamis excisa* Bronn., $\times 2$, Langhian, foraj 5, 95,80 m.
Chlamis excisa Bronn., $\times 2$, Langhian, borehole 5, 95,80 m.
- Fig. 2 — *Conus (Conolithus) dujardini* Desh., $\times 8$, Langhian, foraj 17, 202,60 m.
Conus (Conolithus) dujardini Desh., $\times 2$, Langhian borehole 17, 202,60 m.
- Fig. 3 — *Natica (Lunatia) catena helicina* Brocchi, $\times 1$, Langhian, foraj 17, 202,69 m.
Natica (Lunatia) catena helicina Brocchi, $\times 1$, Langhian, borehole 17, 202,60 m.
- Fig. 4, 5 — *Corbula ex gr. Corbula (Varicorbula) gibba* Olivi, $\times 2$, Langhian, foraj 5, 75,00 m.
Corbula ex gr. Corbula (Varicorbula) gibba Olivi, $\times 2$, Langhian, borehole 5, 75,00 m.
- Fig. 6, 7 — *Pirenella disjuncta quadricincta* Sieber, $\times 1$, Volhinian superior-Bessarabian, foraj 6, 62,40 m.
Pirenella disjuncta quadricincta Sieber, $\times 1$, Upper Volhylian-Bessarabian, borehole 6, 62,40 m.
- Fig. 8, 9 — *Pirenella picta picta* (Defr.), $\times 2$, Volhinian superior-Bessarabian, foraj 20, 222 m.
Pirenella picta picta (Defr.), $\times 2$, Upper Volhylian-Bessarabian, borehole 20, 222 m.
- Fig. 10 — *Nassa (Hinia) restitutiana* Font., $\times 3$, Langhian, foraj 5, 39,50 m.
Nassa (Hinia) restitutiana Font., $\times 3$, Langhian, borehole 5, 39,50 m.
- Fig. 11 — *Turitella (Zaria) subangulata spirata* Brocchi, $\times 1,5$, Langhian, foraj 2, 74,70 m.
Turitella (Zaria) subangulata spirata Brocchi, $\times 1,5$, Langhian, borehole 2, 74,70 m.
- Fig. 12 — *Cerastoderma (Plicatiforma) plicatofittoni* (Sinz.), $\times 1$, Bessarabian, foraj 17, 74,70 m.

Cerastoderma (Plicatiforma) plicatofittoni (Sinz), $\times 1$, Bessarabian,
borehole 17, 74.70 m.

Fig. 13, 17, 18 — *Cerastoderma (Inaequicostata) suessi pium* (Zhizht.), $\times 0.7$, Vol-
hynian superior-Bessarabian inferior, foraj 19, 394 m.

Cerastoderma (Inaequicostata) suessi pium (Zhizht.), $\times 0.7$,
Upper Volhynian-Lower Bessarabian, borehole 19, 394 m.

Fig. 14, 15 — *Cerithium rubiginosum* Eichw., $\times 2$, Volhynian superior-Bessarabian
inferior, foraj 20, 199,20 m.

Cerithium rubiginosum Eichw., $\times 2$, Upper Volhynian-Lower Bes-
sarabian, borehole 20, 199,20 m.

Fig. 16 — *Limnocardium (Pannonicardium)* sp., $\times 1$, Pontian, foraj 18, 59,40 m.
Limnocardium (Pannonicardium) sp., $\times 1$, Pontian, borehole 18, 59,40 m.

Fig. 19, 20 — *Mactra (Sarmatimactra) vitaliana* d'Orb., Bessarabian, foraj 17,
48,50 m.

Mactra (Sarmatimactra) vitaliana d'Orb., Bessarabian, borehole 17,
48,50 m.





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

STUDIU STRATIGRAFIC AL DEPOZITELOR TERTIARE DIN VALEA MUEREASCA (DEPRESIUNEA GETICĂ)¹

de

VICTOR MOISESCU²

Lithostratigraphy. Biostratigraphy. Pripoara Formation. Muereasca Formation. Molluscs inventory. Upper Oligocene. Lower Miocene. — South Carpathians-South Subcarpathian Area — Cimpulung Muscel — Olănești Zone.

Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Muereasca Valley Basin (Getic Depression). In the paper two formal lithostratigraphic units are described throughout, namely: the Pripoara Formation and the Muereasca Formation. A detailed inventory is drawn up of mollusc fossils from the two formations and the age of the respective deposits is further argumented.

Résumé

Contributions à la connaissance de la stratigraphie du bassin de la Vallée de Muereasca (dépression géтиque). Dans l'ouvrage on décrit en détail deux unités lithostratigraphiques formelles, à savoir: la formation de Pripoara et celle de Muereasca. On y présente un inventaire détaillé des restes fossiles de Mollusques des deux formations et on argumente l'âge des dépôts concernés.

Formațiunile tertiare din zona sudică a defileului Oltului au făcut obiectul a numeroase studii geologice, perimetru respectiv devenind un punct de referință pentru întreaga depresiune getică.

Cercetările asupra acestei regiuni au început încă din 1886 (Ștefănescu); ele au continuat cu lucrările autorilor: Murgoci (1908), Voitești

¹ Predată la 5 mai 1985, acceptată pentru publicare la 28 noiembrie 1985, comunicată în ședință din 23 mai 1986

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, R 79673, București 32



(1909), Ghica-Budești (1935), Murgeanu (1941 a, b), Hristescu (1944), Dragoș (1953), Iorgulescu (1953), Popescu (1954), Motaș (1954, 1962), Murgeanu et al. (1960), Motaș și Moisescu (1975), Popescu et al. (1976). O serie de date sunt consemnate de asemenea în lucrări inedite (Stefănescu et al. 1965; Boldor et al. 1966, 1967; Popescu et al., 1973; Stefănescu et al. 1978), ca și în harta geologică scara 1 : 50.000, foia Călimănești.

Dintre depozitele tertiale care se dezvoltă între Olt și Olănești ne-au interesat numai formațiunile de Pripoara și de Muereasca; aceasta din urmă este purtătoare de cărbuni și cuprinde două entități litostratigrafice distințe, una inferioară marină cu conglomerate și alta superioară salmastră cu gresii (pl. I, pl. II).

I. Formațiunea de Pripoara

Conglomeratele și gresiile cu numuliți (partim) (Stefănescu, 1886, p. 25);

Zona de conglomerate, pietrișuri și nisipuri cu bancuri de gresii și marne, între Dăești-Muereasca de Jos-Olănești-Cheia-Dobriceni-Bărbătești (partim) (Murgoci, 1908, p. 31);

Gresii și pietrișuri cu blocuri de calcare numulitice (partim), din sectorul Argeș și Olt (Voitești, 1909, p. 280-tab.);

Orizontul inferior marnos (Hristescu, 1944, p. 109);

Marne foioase disodiliforme și șisturi disodilice cu numeroși solzi de pești (Dragoș, 1953, p. 66);

Complexul conglomeratelor, gresiilor și nisipurilor de Valea Albă (Iorgulescu, 1953, p. 102);

Seria marnelor de tip Pucioasa cu intercalări de șisturi disodilice, conglomerate și gresii (partim) (Popescu, 1954, p. 121);

Orizontul inferior marnos cu siderite (Boldor et al., 1966, p. 19);

Orizontul inferior marnos (Boldor et al., 1967, p. 20);

Orizontul marnelor tip Pucioasa (Popescu et al., 1973, p. 20);

Marnele de tip Pucioasa (Popescu et al., 1976, p. 272);

Marne tip Pucioasa (Popescu et al., 1977);

Complexul inferior marnos cu siderite (Stefănescu Cecilia et al., 1978).

Am acordat formațiunii acest nume de la localitatea Pripoara, în dreptul căreia valea Muereasca prezintă cea mai completă succesiune a ei.

Caracterizare litologică generală. În formațiunea de Pripoara predomină depozitele fin stratificate (marne cenușii, cenușiu-negricioase, disodiliforme, cu intercalări centimetrice și decimetrice de gresii calcaroase) cu numuliți mici, polypieri, fragmente de cochilii de bivalve, nanogasteropode. La partea terminală a formațiunii se dezvoltă o succesiune de marne grezoase, din care provine cunoscuta faună de moluște de valea Muereasca, recoltată de Hristescu (1944).

Profilul de referință al acestei formațiuni se află pe valea Muereasca, în secțiunea cuprinsă între confluențele acesteia cu pîrîul Costaia în amonte și pîrîul Pripoara în aval. Această secțiune cuprinde întreaga succesiune pe care am desemnat-o cu numele de mai sus.

Din punct de vedere litologic formațiunea de Pripoara (pl. III) este alcătuită în bază dintr-o secvență groasă de 65 m, compusă din nisipuri, gresii și microconglomerate, cu intercalații subțiri de marno-argile, urmată de marno-argile cu intercalații subțiri de gresii cu stratificație fină în grosime de cca 300 m. Secțiunea desemnată cuprinde și relațiile cu formațiunile care o încadrează. Astfel se constată că formațiunea de Pripoara se află în continuitate de sedimentare atât cu depozitele subiacente, cit și cu formațiunea de Muereasca, supratacăntă.

În completarea informațiilor oferite de profilul descris, recomandăm succesiunile de pe pîriul Pripoara și pîriul Vilceaua. Pe Pripoara (pl. IV) am distins 11 strate, dintre care cele din bază (stratele 1-6) sunt grezo-calcaroase lumașelice. Am denumit aceste strate „nivelul cu *Pycnodonte gigantica callifera*“. Cele superioare (stratele 7-9, cu grosimea de 67 m) au în constituția lor marne și marno-argile nisipoase vineții, precum și gresii gălbui-albăstrui (stratele 10-11, în grosime de 6 m), pe alocuri cu blocuri de roci cristaline. Pe pîriul Vilceaua am cercetat numai o secvență a acestei formațiuni din partea ei superioară, unde am separat 21 de strate, constituite predominant din marno-argile nisipoase fin stratificate, cu intercalații de gresii centimetriche, mai rar decimetriche, avînd pe fețele de stratificație numeroase specimene de numuliți mici, polypieri, discocycline, mai rar de nanogasteropode și fragmente de cochilii de bivalve.

Formațiunea de Pripoara se dezvoltă sub forma unei fîșii continue în toată zona dintre Olt și Olănești. Între văile Olănești și Cheia aceasta trece la o succesiune aproape uniformă din punct de vedere litologic, căpătind o grosime triplă comparativ cu cea de pe valea Muereasca. La est de valea Oltului în constituția complexului de gresii intră și pietrișuri, chiar cu blocuri de calcare numulitice.

În profilul de referință formațiunea are o grosime de 374 m. Coloana litologică a profilului de pe pîriul Pripoara însumează 87 m, iar cea de pe pîriul Vilceaua 97,70 m. Popescu (1954, p. 124) arată că în valea Muereasca această unitate litostratigrafică are 400 m grosime, iar Popescu et al. (1976, pl. II) o evoluează la 430 m, deci valori apropiate de cele măsurate în profilul tip.

Din punct de vedere faunistic formațiunea în discuție conține două ansambluri distincte: cel din partea inferioară și medie în afara formelor autochton (Patella ex gr. neglecta Michelotti, Littorina (Melaraphe) ariesensis (Fontannes), Alaba ex gr. costellata triangularis Sacco, Bitium asperulatum Cossmann & Peyrot, Cerithiopsis sp., Nassa (Hima) notterbecki (Hoernes & Auinger), Dentalium sandbergeri Bosquet, D. kickxii Nyst, Fusciaria jani Hoernes, resturi de pești), reliefeață existența unor forme remanante din depozitele eocene și oligocene inferioare și medii cum sunt: foraminiferele mari (Nummulites sp., Discocyclina sp.), polypierii (Ceriopora sublaevigata d'Archiac, Ceriopora (?) sp., Pustulopora ex gr. mammalita d'Archiac, Heteropora subconnexa d'Archiac, Hornera sp. ex gr. H. hippolithus Defrance, Hornera sp., Idmonea ex gr. trapezoides d'Archiac, Idmonea ex gr. hybrida d'Archiac, Eschara ex gr. palensis d'Archiac, Schyphia samueli d'Archiac, Virgularia incerta d'Archiac), Echinodermele (Goniopygus pelagiensis d'Archiac), serpulidele, fragmentele de cochilii de bivalve și gasteropode. Exceptând

remanierile, fauna enumerată nu are nici o semnificație biostratigrafică, pe baza ei putindu-se constata caracterul brachy-euhalin al lor. Al doilea ansamblu l-am întîlnit în treimea superioară a formațiunii; din el provine și fauna prelevată de Hristescu (1944) și atribuită de Motaș (1954) Aquitanianului. Excluzând formele remaniate, fauna de moluște de aici are forme miocene cu caracter aquitanian, corespunzînd Egerianului terminal. Din baza succesiunii, Gheța (în Popescu et al., 1976, p. 272) a pus în evidență o asociatie de nannoplancton ce caracterizează zona NP 24 a Oligocenului superior (Chattian). În această situație se poate afirma că sedimentarea formațiunii de Pripoara începe din Chattian și se continuă pînă în Aquitanian (în sens de Egerian terminal). Așadar, depozitele cuprinse în treimea inferioară și cea medie ale formațiunii se încadrează în zona Costatoleda psammobiaformis (Moisescu & Popescu, 1980), a Oligocenului superior (= Chattian), iar fauna din nivelul de marne cu blocuri din treimea superioară arată zona Crassostrea gryphoides aginensis (Moisescu & Popescu, 1980) tipică pentru Aquitanian (= Egerian terminal). În consecință, vîrstă formațiunii de Pripoara este egeriană (chattian-aquitanian).

II. Formațiunea de Muereasca

Denumirea formațiunii am dat-o de la valea Muereasca³, unde ea are dezvoltarea cea mai completă. Formațiunea cuprinde doi membri, din care cel inferior este marin, cu conglomerate și cel superior salmastru, cu gresii.

Membrul inferior (marin, cu conglomerate)

Conglomeratele și gresiile cu numuliți (partim) (Ștefănescu, 1886, p. 25);

Zona de conglomerate, pietrișuri și nisipuri cu bancuri de gresii și marne, între Dăești-Muereasca de Jos-Olănești-Chei-Dobriceni-Bărbătești (partim) (Murgoci, 1908, p. 31);

Gresii și pietrișuri cu blocuri de calcare numulitice (partim) în sectorul Olt și Argeș (Voitești, 1909, p. 280-tab.);

Orizontul mediu, conglomeratic-nisipos cu cărbuni, cu *Cerithium margaritaceum* și *C. plicatum* (partim) (Hristescu, 1944, p. 109);

Conglomeratele de Muereasca cu *Cerithium plicatum* și *C. margaritaceum* (partim) (Dragoș, 1953, p. 67);

Complexul marnelor și nisipurilor de Dăești (partim) (Iorgulescu, 1953, p. 103);

Seria marnelor tip Pucioasa cu intercalări de șisturi disodilice, conglomerate și gresii (partim) (Popescu, 1954, p. 121);

Orizontul mediu grezo-conglomeratic (partim) (Boldor et al., 1966, p. 21);

Orizontul mediu grezo-marnos (partim) (Boldor et al., 1967, p. 22);

Orizontul gresiilor și conglomeratelor de Muereasca (partim) (Popescu et al., 1973, p. 25);



Gresiile de Muereasca (partim) ((Popescu et al., 1976, p. 273); Gresii de Muereasca (partim) (Popescu et al., 1977); Complexul mediu grezos-conglomeratic cu cărbuni (partim) (Ştefanescu Cecilia et al., 1978).

Membrul inferior, marin, este constituit în mod predominant din conglomerate și microconglomerate cu un liant nisipos. Coloana litologică din valea Muereasca, între confluențele ei cu văile Trușanilor și Măgurii, îndeplinește condițiile unui profil de referință; ea cuprinde întreaga grosime a acestei entități litostratigrafice. În pl. V am redat succesiunea stratotipului, separind un număr de 84 de strate. În general se observă o stivă groasă de conglomerate și microconglomerate cu intercalații de gresii, de nisipuri, pe alocuri cu galeti de marno-argile nisipoase și fragmente de resturi vegetale carbonificate, de bancuri de marno-calcare, ca și intercalații subțiri (centimetrice și decimetrice) de marno-argile nisipoase vineții-negricioase. Pe alocuri gresiile includ blocuri de conglomerate, iar conglomeratele blocuri de gresii. În fine, unele nivele cu nisipuri cuprind fragmente de roci cristaline.

Alte profile de referință pot fi urmărite (pl. VI) pe văile: Stolovanului, Silii și Măgurii. Pe toate profilele se găsesc numeroase resturi de *Glycymeris*, încât aceste depozite ar putea fi denumite și „strate cu *Glycymeris*“.

Membrul inferior, descris, se dezvoltă în bazinile văilor Oltului și Muereasca; depozitele sale ating grosimi ce variază între 300 și 400 m. În profilul lui de referință este de 306 m, iar pe valea Măgurii de 384 m; pe văile Stolovanului și Silii se întâlnesc numai secvențe ale acestei subunități litostratigrafice. El se află în relații de continuitate de sedimentare cu cele două entități litologice care îl încadrează.

Așa după cum am arătat și mai sus, membrul inferior este bogat în moluște (tab.), care se întâlnesc în gresiile lenticulare din masa conglomeratelor. Este important de reținut apariția lumașelor cu *Variocorbula gibba*, la fel ca și în formațiunea de Sălătruc din bazinul Petroșani, formațiune încadrată la Aquitanian (în sens de Eggemburgian); de asemenea, forme ca: *Spaniorinus burdigalensis*, *Acanthocardia praearculata*, *A. saucatsense*, *Solen burdigalensis*, *Corbula basteroti*, *Melanopsis impressa monregalensis* se întâlnesc frecvent în Aquitanianul superior. În consecință, atribuim acestei entități litostratigrafice vîrsta aquitanian superior (respectiv eggemburgiană). Deși forma index lipsește, fauna din aceste depozite poate fi încadrată în zona *Chlamys gigas* (Moisescu & Popescu, 1980).

Membrul superior (salmastru, cu gresii)

Conglomeratele și gresiile cu numuliți (partim) (Ştefanescu, 1886, p. 25);

Zona de conglomerate, pietrișuri și nisipuri cu bancuri de gresii și marne, dintre Dăești-Muereasca de Jos-Olănești-Cheia-Dobriceni-Bărbătești (partim) (Murgoci, 1908, p. 31);

Gresii și pietrișuri cu blocuri de calcare numulitice (partim) Voitești, 1909, p. 280-tab.);

Orizontul mediu, conglomeratic nisipos cu cărbuni, cu *Cerithium margaritaceum* și *C. plicatum* (partim) (Hristescu, 1944, p. 109);

Conglomeratele de Muereasca cu *Cerithium plicatum* și *C. margaritaceum* (partim) (Dragoș, 1953, p. 67);

Complexul marnelor și nisipurilor de Dăești (partim) (Iorgulescu, 1953, p. 103);

Seria marnelor de tip Pucioasa cu intercalăjuni de șisturi disodilice, conglomerate și gresii (partim) (Popescu, 1954, p. 121);

Orizontul mediu grezo-conglomeratic (partim) (Boldor et al., 1966, p. 21);

Orizontul mediu grezo-marnos (partim) (Boldor et al., 1967, p. 22);

Orizontul gresiilor și conglomeratelor de Muereasca (partim) (Popescu et al., 1973, p. 25);

Orizontul marnos grezos (ca parte) (Popescu et al., 1973, p. 27);

Gresiile de Muereasca (partim) (Popescu et al., 1976, p. 273);

Gresii de Muereasca (partim) (Popescu et al., 1977);

Complexul mediu grezos-conglomeratic cu cărbuni (partim) (Ștefănescu et al., 1978).

Membrul superior al formațiunii de Muereasca este constituit predominant din gresii friabile, nisipoase, în care, la anumite nivele se intercalează depozite disodiliforme, cu stratificație fină, având caracterul stratelor de Pucioasa cu gresii de Fusaru (Popescu, 1954, p. 125).

Un profil de referință pentru această subformațiune se poate stabili pe valea Muereasca, între confluențele cu pîraiele: Dudului în amonte de Ghermuleasca în aval. Acest profil este reprezentat în coloana litologică din pl. VII; el cuprinde 322 de strate, cu o constituție variată, cu predominarea gresiilor friabile, nisipoase și a nisipurilor, pe alocuri cu galeti de marno-calcare nisipoase vineții-negrecioase, de marno-calcare, marno-argile, fragmente de resturi vegetale carbonificate, fragmente de roci cristaline, de calcare eocene, etc., cu intercalări de marno-argile nisipoase vineții-negrecioase, bancuri de marno-calcare, cu rare forme de *Tymanotonus margaritaceus grateloupi* și *Pirenella plicata trinodos*a. Există și strate combinate, de nisipuri marnoase, gresii slab marnoase, gresii argiloase, apoi marno-argile șistoase, disodiliforme etc.

Alte profile de referință, secundare, se află pe văile: Ursoaia, pîrul Tiganilor de la Hotare, pîrul Negru și valea Plăvaia (pl. VIII).

Entitatea litostratigrafică descrisă mai sus se dezvoltă în bazinile văilor Muereasca și Oltului; grosimea ei în profilul de referință este de 998 m. Celealte profile cuprind numai sevențe ale căror grosimi nu depășesc 400 m. Este o subunitate cu caracter regresiv, comparativ cu subunitățile litologice subiacente, cu care se află în raporturi de continuitate de sedimentare, la fel ca și cu depozitele care îi urmează. Conține puține resturi fosile, dar suficiente pentru stabilirea vîrstei (tab.). Au fost întâlnite pînă în prezent diferite specii de foraminifere bentonice și moluște. Dintre moluște am identificat: *T. margaritaceus grateloupi*, *P. plicata trinodos*a și *Melanopsis impressa monregalensis*, forme cantonate de obicei în Eggenburgian. Ele se încadrează în zona *Chlamys gigas* (Moisescu & Popescu, 1980) a Eggenburgianului. S-au

TABLEL
Reparititia faunei de molusce chaitian-eogenburgiene in formațiunile de Pripoaara și de Muereasca

Nr. crt.	Specia	Formațiunea de Muereasca													
		V. Muereasca (Doscu)	V. Vilceauna (Doscu)	P. Trusandilor	V. Prispăre	V. Muereasca (Doscu)	P. Slobovănean	P. Măgurii	P. Buduleiu	V. Muereasca	P. Negru	V. Tigranilor	Membrii inferiori marini cu conglomerați [Aquitianian (= Eggenburgian)]	Membrii superiori salmaș- tu cu gresii (Eggenbur- gian-Burdigalian inferior)	
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	<i>Glycymeris latiradiatus obovatoides</i> Băldi, 1962														
2	<i>Glycymeris</i> sp.	X													
3	<i>Axonactis ex gr. angusticostatus obliteratus</i> (Deshayes in Sandberger, 1863) *	X													
4	<i>Spondylus</i> sp.														
5	<i>Hymondonte gigantea callifera</i> (Lamarck, 1819)														
6	<i>Crassostrea</i> sp.														
7	<i>Ostrea</i> sp.														
8	<i>Mytilaea spinifera</i> (Montagu, 1803)														
9	<i>Erycina (Hemimpton) longifossula</i> Cossmann, 1913														
10	<i>Spaniorinus burdigalensis</i> (Cossmann, 1896)														
11	<i>Solecardia recordita</i> Fischer, 1875														
12	<i>Solecardia</i> aff. <i>recordita triangulavis</i> Cerulli-Irelli, 1908														
13	<i>Cyclocardia (Cyclocardia) kickxi</i> (Nyst § Westen- dorp, 1839) *														
14	<i>Cardium hirri</i> Oayer, 1887														
15	<i>Cardium moeschani</i> Mayer, 1861														
16	<i>Cardium</i> n.sp.														
17	<i>Cardium</i> : p. 1														
18	<i>Cardium</i> sp. 2														



(continuare Tabel)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
19	<i>Cardium</i> sp. 3									X	X				
20	<i>Acanthocardia saucatense</i> (Mayer, 1886)									X	X				
21	<i>Acanthocardia praecuculata</i> (Hölzl, 1958)									X	X				
22	<i>Loxocardium</i> sp.									X					
23	<i>Paricardium kochi</i> (Semper, 1861)									X					
24	<i>Paricardium</i> ex gr. <i>benoistii</i> Cossmann, 1896									X					
25	<i>Trachycardium</i> ex gr. <i>fraternum</i> (Mayer, 1867)									X					
26	<i>Laenocardium oblongum</i> (Gmelin, 1790)									X					
27	<i>Laenocardium gallicum pedemontanum</i> (Sacco, 1899)									X					
28	<i>Laenocardium</i> sp. 1									X	X				
29	<i>Laenocardium</i> sp. 2									X	X				
30	<i>Cerastoderma edule</i> (Linnaé, 1758)									X					
31	<i>Ervilia castanea zibinica</i> Döderlein in Sacco, 1901									X					
32	<i>Ervilia pusilla</i> (Philippi, 1836)									X					
33	<i>Donacilla</i> sp.									X					
34	<i>Solen burdigalensis</i> (Deshayes, 1843)									X					
35	<i>Ensis</i> ex gr. <i>degrangei</i> Cossmann § Peyrot, 1909									X					
36	<i>Siliqua bavarica</i> n. ssp.									X					
37	<i>Siliqua</i> sp.									X					
38	<i>Tellina (Arcopagia) subelgans</i> d'Orbigny, 1852									X	X				
39	<i>Tellina (Arcopella) balauistica</i> (Linnaé, 1758)									X	X				
40	<i>Tellina (Arcopella) balauistica miotaurina</i> Sacco, 1901									X					
41	<i>Tellina (Arcopella) balauistica plioinflata</i> Sacco, 1901									X					
42	<i>Tellina (Arcopella) balauistica pseudoelliptica</i> Sacco, 1901									X					
43	<i>Tellina (Ovidardia) compressa obliquistrigata</i> (Foresti, 1814)									X					
44	<i>Tellina Peronaea nitida</i> Poli, 1795									X					X



(continuare)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
45	<i>Tellina (Serratina) ex gr. serrata pusilla</i> Cossmann & Peyrot, 1911								x						
46	<i>Tellina (Tellinella) lacunosa tumida</i> (Brocchi, 1814)						x								
47	<i>Tellina</i> sp.			x			x		x						
48	<i>Macoma (Psammacoma) elliptica pomella</i> (De Gregorio, 1884)				x		x								
49	<i>Gastrana</i> (?) sp.					x		x							
50	<i>Donax (Paradonax) salmaceensis</i> Cossmann & Peyrot, 1911						x								
51	<i>Donax (Paradonax) salmaceensis</i> n. ssp.							x							
52	<i>Donax (Paradonax) transversus</i> Deshayes, 1830							x							
53	<i>Donax (Paradonax) transversus gibbosulus</i> (Mayer, 1867)							x							
54	<i>Donax</i> sp.						x		x						
55	<i>Gari (Gobraeus) affinis</i> (Dujardin, 1837)						x		x						
56	<i>Gari (Gobraeus) verspertinus pilosior</i> (Sacco, 1901)						x								
57	<i>Polymesoda (Pseudocycrena) convexa</i> (Brongniart, 1811)								x		x		x	x	x
58	<i>Polymesoda</i> (?) sp.									x		x		x	x
59	<i>Glossus (Glossus) cyprinoides</i> (Braun)*	x													
60	<i>Paraarelita problematica</i> Motas e' Moisescu, 1975*	x													
61	<i>Venus</i> div. sp. indet.		x						x		x				
62	<i>Callista (Nolocallista)</i> sp.								x		x				
63	<i>Petricola (Lajonkairia) rupestris</i> (Brocchi, 1814)								x		x				
64	<i>Petricola (Lajonkairia) lajonkairei</i> (Payraudeau, 1825)								x						
65	<i>Corbula (Corbula) basterotii</i> Hörnes, 1870								x		x		x		
66	<i>Corbula (Corbula)</i> sp.									x					
67	<i>Corbula (Varicorbula) gibba</i> Olivii, 1792										x				



(continuare)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
68	<i>Corbulia (Varicorbula) gibba curta</i> Locard, 1886														
69	<i>Corbulia (Varicorbula) gibba rosea</i> Brown, 1844														
70	<i>Lenticorbula equitanica</i> (Müller, 1867)														
71	<i>Lenticorbula</i> (?) sp.														
72	<i>Cyclostrema</i> sp.														
73	<i>Patella ex gr. neglecta</i> Michelotti, 1847														
74	<i>Theodoroxus (Vitroclithon) pictus</i> (Férussac, 1825)														
75	<i>Littorina (Metaraphe) caritensis</i> (Fontannes, 1880)	X													
76	<i>Littorina (Touzinia)</i> sp.	X													
77	<i>Hydrobia elongata elongata</i> (Faujas, 1806)														
78	<i>Hydrobia andreaei</i> Boettger in De Blanges-Touzin, 1892														
79	<i>Masotia laclea semiacostata</i> Sacco, 1895														
80	<i>Masotia</i> sp.														
81	<i>Turritella (Turritella) tricarinata mitofasciata</i> Sacco, 1895														
82	<i>Turritella (Hauslator) venus</i> d'Orbigny, 1852	X													
83	<i>Turritella (Hauslator) venus margarethae</i> Gaál, 1837–38	X													
84	<i>Turritella (Hauslator)</i> sp.														
85	<i>Melanopsis (Lyraea) impressa monregaleensis</i> Sacco, 1888	X													
86	<i>Pinnella plicata trinodosa</i> (Schaeffer, 1912)														
87	<i>Tympantonotus marginatus</i> grisei loup (d'Orbigny 1852)														
88	<i>Alaba</i> ex gr. <i>costellata triangularis</i> Sacco, 1895														
89	<i>Bilium</i> asp. <i>entilium</i> in Coessmann & Peyrol, 1922	X													
90	<i>Cerithiopsis</i> sp.														
91	<i>Aporrhais (Aporrhais) callosus</i> (Rothe, 1914) *	X													
92	<i>Euspira catena achatensis</i> (Récluz, 1837)	X													
93	<i>Euspira</i> ex gr. <i>varians</i> (Dujardin, 1837)														
94	<i>Natica (Natica) millepunctata</i> aff. <i>ligrina</i> Detrance, 1825*	X													
95	<i>Ficopslis burdigalensis</i> (Sowerby, 1824)														X



(continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
96	<i>Ficopsis burdigalensis acutiloberculatus</i> (Sacco, 1891)													
97	<i>Typhis (Lyrotophytis) caniculus</i> (Nyst, 1836)*	X												
98	<i>Nassa (Hima) nollerbecki</i> (Hörnes & Auinger, 1879)	X												
99	<i>Nassa (Hima) ex gr. styriaca</i> (Auinger, 1879)	X												
100	<i>Nassa (Hima)</i> sp.	X												
101	<i>Hinia (Tritonella) bugellensis</i> (Bellardi, 1882)*	X												
102	<i>Niotha illovense</i> (Hörnes & Auinger, 1879)	X												
103	<i>Volutililus (Volutililus) appenninicus</i> (Michelotti, 1861)*	X												
104	<i>Turris (Fusiturris) duchasieli</i> (Nyst, 1836)	X												
105	<i>Turris (Fusiturris)</i> sp.	X												
106	<i>Epalaxis (Bathytoma) cataphracta</i> (Brocchi, 1814)*	X												
107	<i>Epalaxis (Bathytoma)</i> sp.	X												
108	<i>Turricula (Surcula) praeconsobrina</i> Motsch §													
	Moisescu, 1975 *													
109	<i>Turricula (Surcula) regularis</i> (Koninck, 1838)*	X												
110	<i>Turricula (Surcula) anomala</i> n.sp. *	X												
111	<i>Menestheus (Evalea) humboldtii</i> n.sp.													
112	<i>Bulinella (Cylchinina) pseudoconvoluta</i> subgenus rica d'Orbigny, 1852													
113	<i>Roxania subtruncula</i> d'Orbigny, 1852													
114	<i>Dentalium sandbergeri</i> Bosquet, 1859	X												
115	<i>Dentalium kickxii</i> Nyst, 1843*	X												
116	<i>Dentalium seminudum</i> Nyst 1843*	X												
117	<i>Dentalium eniatum</i> Linné, 1766*	X												
118	<i>Dentalium</i> sp.	X												
119	<i>Entalis badensis</i> (Partsch in Höernes, 1856)	X												
120	<i>Antale boniei</i> (Deshayes, 1852)	X												
121	<i>Fustaria janii</i> (Hörnes, 1856)	X												

* Specii de moluște provenite din formațiunea de Pipoara prelevate anterior de diversi autori și neînținute de noi,



mai întlnit, de asemenea, forme de *Ostrea* sp., *Crassostrea* sp., *Polymeresoda (Pseudocyrena) convexa* și *Theodoxus (Vittoclython)* sp. Mai adăugăm că Elena Bratu (în Popescu et al., 1976, p. 273) menționează prezența formei *Cribrozonion dollfusi cestanensis*, întlnită în bazinul Transilvaniei în stratele de Coruș. De la partea superioară a acestei subunități litostratigrafice, Gheța (în Popescu et al., 1976, p. 273) a identificat o associație de nannoplancton, punind în evidență zona NN 3 (cu *Sphenolithus belemnos*) ce caracterizează baza Burdigalianului (*sensu Lyon*, 1971). În consecință, vîrsta entității litologice prezентate mai sus este eggenburgian-burdigalian inferioară.

³ Denumirea de Muereasca nu derivă de la substantivul muiere, ci de la substantivul moară. Inițial localitatea Muereasca s-a denumit Moreasca, apoi Mureasca, de unde ulterior a căpătat numele de Muereasca.

BIBLIOGRAFIE

- Boldor C., Ștefănescu C., Iavorschi M., Dinu L. (1966) Raport, arhiva I.G.G., București.
- Socoleanu D., Stilla Al., Iavorschi M., Dumitru I. (1967) Raport, arhiva I.G.G., București.
- Dragoș V. (1953) Cercetări geologice asupra regiunii dintre rîurile Topolog și Olt. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, p. 55-76, București.
- Ghika-Budești Șt. (1935) La transgression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vâlsan. *C. R. Inst. Géol.*, XXIII, p. 4-10, București.
- Hristescu E. (1944) Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gétique (Départ. de Vâlcea). *C. R. Inst. Géol.*, XXVII, p. 105-110, București.
- Iorgulescu T. (1953) Notă preliminară asupra rezultatelor micropaleontologice obținute în profilele normale urmărite în jud. Prahova, Dâmbovița, Argeș și Vilcea. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, p. 93-106, București.
- Moisescu V., Popescu Gh. (1980) Chattian-Badenian Biochronology in Romania by means of Molluscs. *Ann. Inst. Géol., Géophys.*, LVI, p. 205-224, București.
- Motaș I. C. (1954) Contribuționi la cunoașterea faunei fosile de la V. Muereasca (Oltenia). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, p. 51-53, București.
- (1962) Date noi cu privire la corelarea Miocenului. *D. S. Com. Geol.*, XLIV, p. 159-168, București.
- Moisescu V. (1975) La faune de Mollusques tertiaires de la vallée de Muereasca (Dépression Gétique) et son importance biostratigraphique. *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LXI/3, p. 77-108, București.
- Murgeanu G. (1941 a) Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vâlceanului (Mounténie Occidentale). *C. R. Inst. Géol.*, XXVI, p. 63-86, București.
- (1941 b) Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Mounténie Occidentale. *C. R. Inst. Géol.*, XXV, p. 13-47, București.
- Saulea E., Popescu Gr., Motaș I. (1960) Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a Terțiarului din R.P.R., *St. Cerc. Geol.*, V (2), p. 219-250, București.

- Murgoci G. (1908) Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minereale. *An. Inst. Geol.*, I, p. 1-128, București.
- Popescu-Voitești I. (1909) Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelelor dintre râurile Dimbovița și Olt. *An. Inst. Geol.*, II, p. 207-280, București.
- Popescu Gr. (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora-Râmnicu Vâlcea-Olănești (Depresiunea Getică). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, p. 118-136, București.
- Popescu B., Bratu E., Moisescu V., Gheța N. (1973) Raport, arhiva I.G.G., București.
- Bratu E., Gheța N., Popescu D. (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafei formațiunilor paleogenice dintre Olt și Olănești (Depresiunea Getică). *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LXII/4, p. 265-278, București.
 - Szasz L., Hann H., Schuster A. (1977) Harta geologică, scara 1 : 50.000, 126 b, Călimănești, București.
- Ștefănescu Gr. (1886) Relation sommaire des Travaux du Bureau Géologique pendant la campagne de l'année 1882. *An. Bur. Géol.* Année 1882-1883 (2), p. 20-29, București.
- Ștefănescu M., Ștefănescu M., Ștefănescu C., Avram Em. (1965) Raport, arhiva I.P.G.G., București.
- Ștefănescu C., Stratulat I., Ilies M. (1978) Raport, arhiva I.G.P.S.M.S., București.

STRATIGRAPHIC STUDY OF TERTIARY DEPOSITS IN MUEREASCA VALLEY (GETIC DEPRESSION)

(Summary)

The paper presents a thorough lithostratigraphic and biostratigraphic study of the Upper Oligocene-Lower Miocene deposits of the Muereasca Valley region (Getic Depression) with the following objectives in view :

- a. Establishment of as complete lithological sequences as possible, necessary for defining certain formal lithostratigraphic terms ;
- b. Inter-regional correlation of coal-bearing Lower Miocene deposits ;
- c. Assignment of the age of the Pripoara and Muereasca Formations. The following results have been obtained during this study :
 - a. The Pripoara and Muereasca Formations have been defined ; the latter also contains carbonized vegetal remains. A standard section and several complementary ones have been attributed to each of these lithostratigraphic entities ;
 - b. A detailed inventory has been drawn up of the mollusc fossil remains in the two formations and arguments have been brought for the age of the respective formations. It has been established that the Pripoara Formation is of Chattian-Aquitanian (Egerian age), and the Muereasca Formation of Eggenburgian-Lower Burdigalian age ;
 - c. Levels and sets of beds have been evidenced, yielding numerous faunal remains, destined to facilitate the correlation of the stratigraphic sequences in this zone, that bear carbonized vegetal remains.



EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Geological sketch of the Muereasca Valley Basin (Getic Depression).

1, Recent and Sub-Recent alluvial (a); colluvial deposits (b) (Holocene); 2, Gura Văii Formation (with dacitic tuff in the base) (Burdigalian); 3, Muereasca Formation (brackish water upper member with sandstones (Eggenburgian — Lower Burdigalian); 4, Muereasca Formation (marine lower member with conglomerates)/ Aquitanian (= Eggenburgian); 5, Pripoara Formation/Chattian-Aquitanian (= = Egerian); 6, Cheia Formation (Ante-Egerian-Oligocene) and Olănești Formation (Eocene); 7, fault; 8, fragments of carbonized vegetal remains; 9, fossiliferous point; 10, approximate lithologic boundary; 11, normal lithologic boundary; 12, unconformity boundary; 13, Quaternary formations boundary; 14, position of beds.

Plate II

Geological section through the Pripoara and Muereasca Formations.

1, marly limestones; 2, marly argillaceous shales; 3, sandy marls; 4, sandy marls or slightly marly sands; 5, dacitic tuffs; 6, sands with small fragments of carbonized vegetal remains (fr. c.) and with rare carbonaceous lenses (l.c.); 7, sandy marly clays; 8, sandstones; 9, sandstones and microconglomerates containing small fragments of carbonized vegetal remains (fr. c.); 10, sandstones and microconglomerates with rare clay intercalations; 11, conglomerates and microconglomerates; 12, slightly stratified conglomerates; 13, fossiliferous point.

Plate III

Lithological column of the stratotype of the Pripoara Formation on the Muereasca Valley.

1, marls; 2, sandy marly clays; 3, marly argillaceous clays; 4, sands; 5, sandstones; 6, sandstones and microconglomerates; 7, sandstones and microconglomerates with marly clay pebbles; 8, microconglomerates and conglomerates; 9, fossiliferous point.

Plate IV

Lithological columns of the hypostratotype of the Pripoara Formation of the Muereasca Valley Basin.

A, Lithological column of the hypostratotype on the Pripoara Brook; B, Lithological column of the hypostratotype on the Vilcea Brook.

1, disodyle-like blackish marly clays; 2, marls; 3, gritty limestones with *Pycnodonte gigantica callifera*; 4, sandy marly clays; 5, marly argillaceous sands; 6, sands; 7, fine-coarse sandstones in thin fossiliferous beds (hard organogenous



detritus); 8, sandstones with crystalline rock fragments; 9, sandstones; 10, sandstones and microconglomerates; 11, microconglomerates and conglomerates; 12, investigated deposits non-represented in the lithological column; 13, observation gap; 14, fossiliferous point.

Plate V.

Lithological column of the stratotype of the Muereasca Formation (marine lower member with conglomerates) on the Muereasca Valley.

1, fr. c. fragments of carbonized vegetal remains; 2, marly limestones; 3, sandy marly clays; 4, sands; 5, sandstones; 6, sandstones and microconglomerates; 7, microconglomerates and conglomerates; 8, conglomerates with sand lenses; 9, sands with sandy marly clay pebbles; 10, sands with fragments of crystalline schists; 11, sandstones with conglomerate pebbles; 12, breccia; 13, investigated deposits, non-represented in the lithological column; 14, observation gap; 15, fossiliferous point.

Plate VI

Lithological columns of the hypostratotype of the Muereasca Formation (marine lower member with conglomerates) of the Muereasca Basin Valley.

A, Lithological column of the hypostratotype on the Stolovan Brook; B, Lithological column of the hypostratotype on the Silii Brook; C, Lithological column of the hypostratotype on the Măgura Brook.

1, fr. c. fragments of carbonized vegetal remains; 2, marls; 3, marly clays; 4, sandy marly clays; 5, gritty marls; 6, sands; 7, sandstones; 8, sands with sandy marly clay pebbles and fragments of carbonized vegetal remains; 9, sandstones with microconglomerate pebbles; 10, sands, sandstones and microconglomerates; 11, sandstones and microconglomerates; 12, microconglomerates; 13, microconglomerates with sandstone lenses; 14, microconglomerates with thin lenticular interbeds of sandy marly clays; 15, investigated deposits, non-represented in the lithological column; 16, observation gap; 17, fossiliferous point.

Plate VII

Lithological column of the stratotype of the Muereasca Formation (brackish water upper member with sandstones) on the Muereasca Valley.

1, f.c. carbonaceous film; l.c. carbonaceous lenses; fr.c. fragments of carbonized vegetal remains; 2, siltstones; 3, dacitic tuffs; 4, marls; 5, marly limestones; 6, marly clays; 7, marly argillaceous shales; 8, sandy marly clays; 9, marly sands; 10, sandy marls; 11, slightly consolidated sands; 12, slightly marly sandstones; 13, argillaceous sandstones; 14, sandstones; 15, sands with marly clay pebbles; 16, sandstones with marly limestone pebbles; 17, sands with sandy marly clay pebbles and fragments of carbonized vegetal remains; 18, sandstones and microconglomerates; 19, microconglomerates and conglomerates; 20, sandstones and fragments of crystalline schists; 21, investigated deposits, non-represented in the lithological column; 22, observation gap; 23, fossiliferous point.



Plate VIII

Lithological columns of the hypostratotype of the Muereasca Formation (brackish water upper member with sandstones) of the Muereasca Valley Basin.

A, Lithological column of the hypostratotype on the Ursoaia Brook; B, Lithological column of the hypostratotype on the Țiganilor at Hotare Brook; C, Lithological column of the hypostratotype on the Negru Brook; D, Lithological column of the hypostratotype on the Plăvaia Brook.

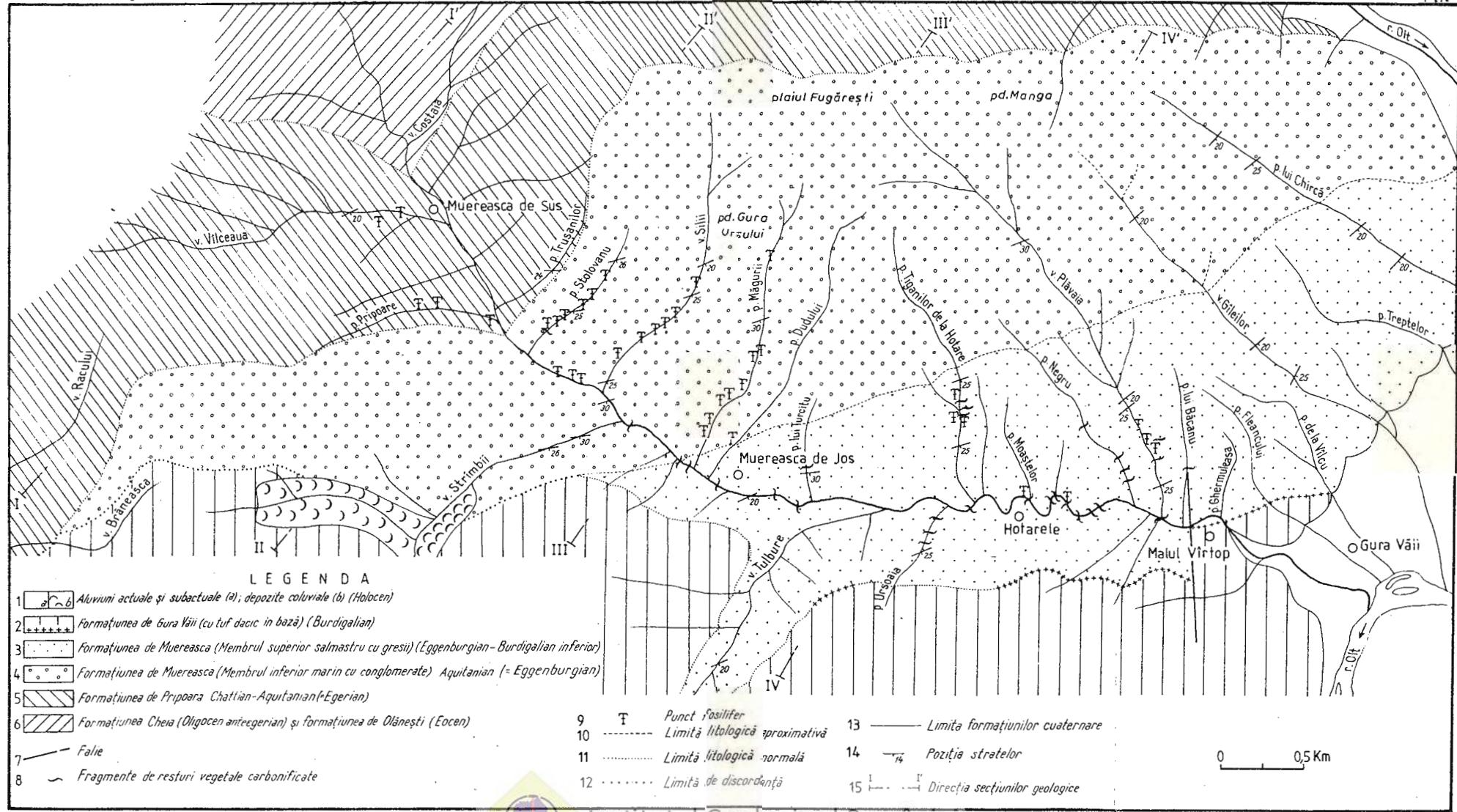
1, c, thin coal beds ; 2, marls ; 3, marly limestones ; 4, marly clays ; 5, marly-argillaceous shales ; 6, sandy marly clays ; 7, fr. c. sands with fragments of carbonized vegetal remains ; 8, sands ; 9, sands with marl pebbles ; 10, sands with sandy marly clay pebbles ; 11, sands with fragments of crystalline rocks ; 12, sandstones with fragments of carbonized vegetal remains (fr. c.) ; 13, sandstones ; 14, sandstones and microconglomerates with sandy marly clay pebbles ; 15, sands with fragments of hard sandstones ; 16, sandstones and microconglomerates ; 17, microconglomerates and conglomerates ; 18, investigated deposits, non-represented in the lithological column ; 19, observation gap ; 20, fossiliferous point.



SCHITĂ GEOLOGICĂ A BAZINULUI VÂII MUEREASCA (DEPRESIUNEA GETICĂ)

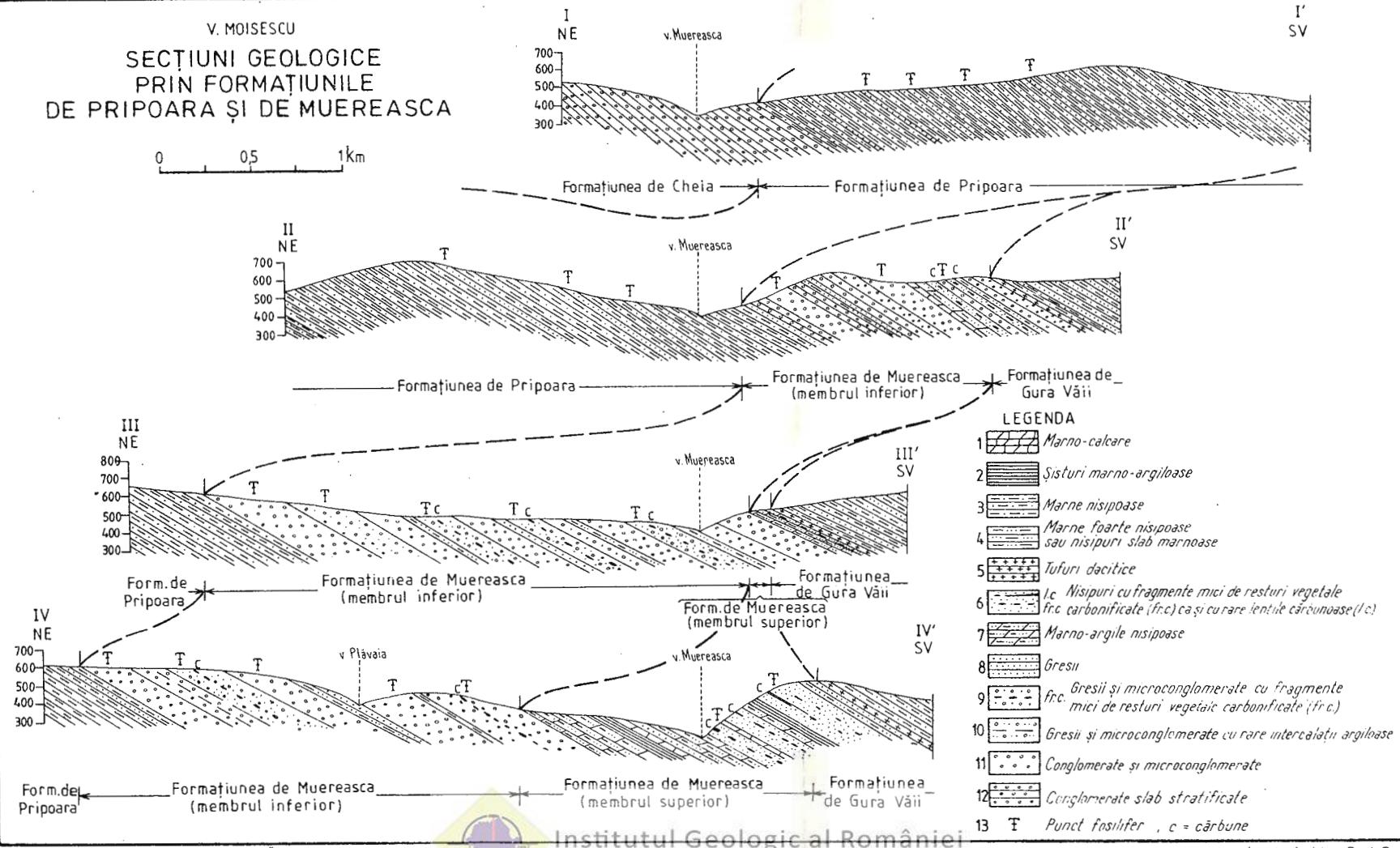
V. MOISESCU Stratigrafia bazinului vâii Muereasca

PL.I



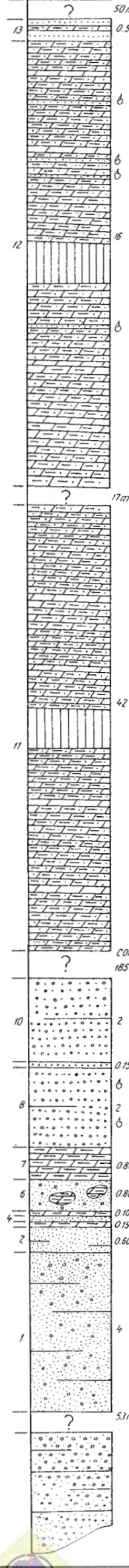
V. MOISESCU
**SECȚIUNI GEOLOGICE
 PRIN FORMAȚIUNILE
 DE PRIPOARA ȘI DE MUEREASCA**

0 0,5 1 km



**COLOANA LITOLOGICĂ
A STRATOTIPULUI FORMAȚIUNII
DE PRIPOARA
DE PE VALEA MUEREASCA**

0 2m



LEGENDA

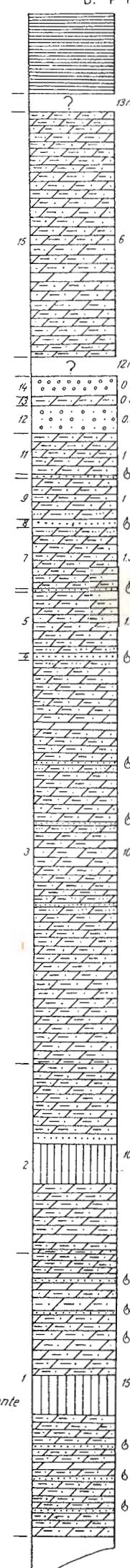
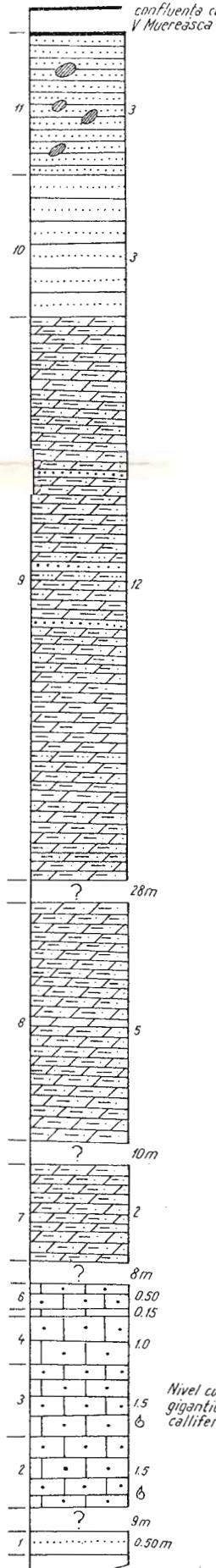
- 1 Mârne
- 2 Marno-argile nisipoase
- 3 Nisipuri marno-argiloase
- 4 Nisipuri
- 5 Gresii
- 6 Gresii și microconglomerate
- 7 Gresii și microconglomerate cu găleți de marno-argile
- 8 Microconglomerate și conglomerate
- 9 6 Punct fosilifer

**COLOANE LITOLOGICE ALE HIPOSTRATOTIPULUI FORMAȚIUNII
DE PRIPOARA DIN BAZINUL VĂII MUEREASCA**

0 3m

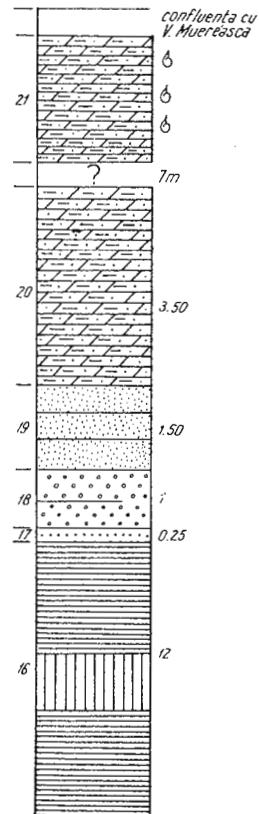
B. Pîrîul Vilceaua

A. Pîrîul Pripoara



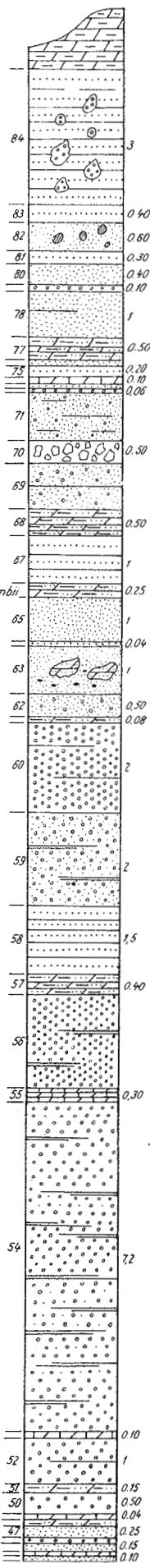
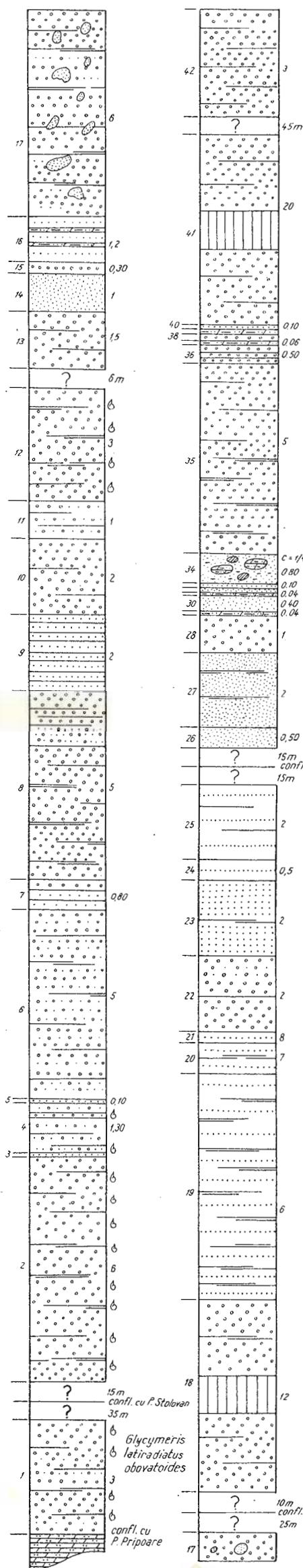
LEGENDA

- 1 Marno-argile negricioase disodiliforme
- 2 Marne
- 3 Calcare grezoase cu Pycnodonte gigantica callifera
- 4 Marno - argile nisipoase
- 5 Nisipuri marno-argiloase
- 6 Nisipuri
- 7 Gresii fine în bancuri subțiri, fossilifere (detritus organogen dur)
- 8 Gresii cu fragmente de roci cristaline
- 9 Gresii
- 10 Gresii și microconglomerate
- 11 Microconglomerate și conglomerate
- 12 Depozite cercetate dar nereprezentate în coloană lithologică
- 13 Lacună de observație
- 14 ⚡ Punct fosilifer



**COLOANA LITOLOGICĂ A STRATOTIPULUI
FORMAȚIUNII DE MUEREASCA
(MEMBRUL INFERIOR MARIN
CU CONGLOMERATE)
DE PE VALEA MUEREASCA**

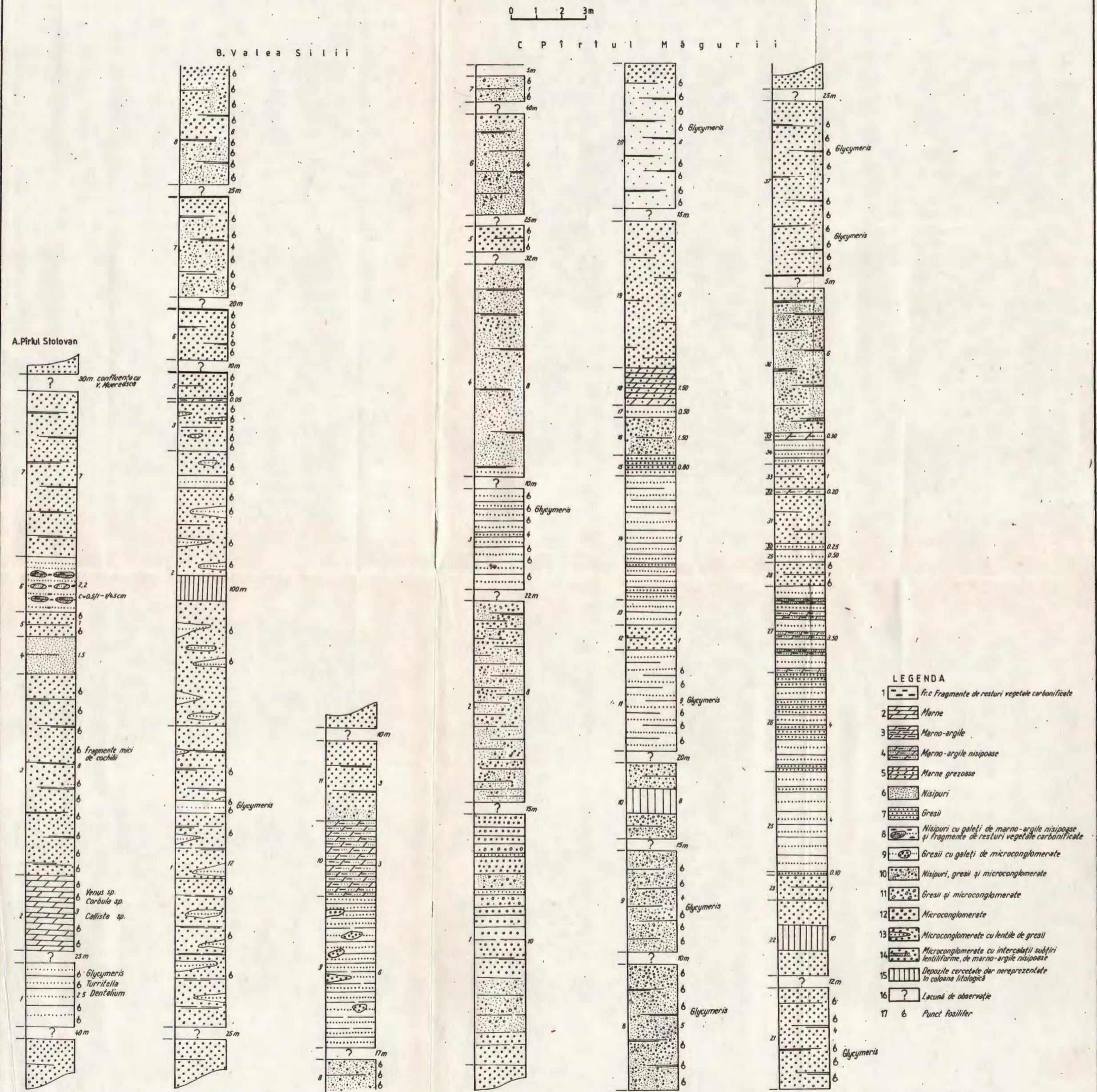
0 1 2 3 m



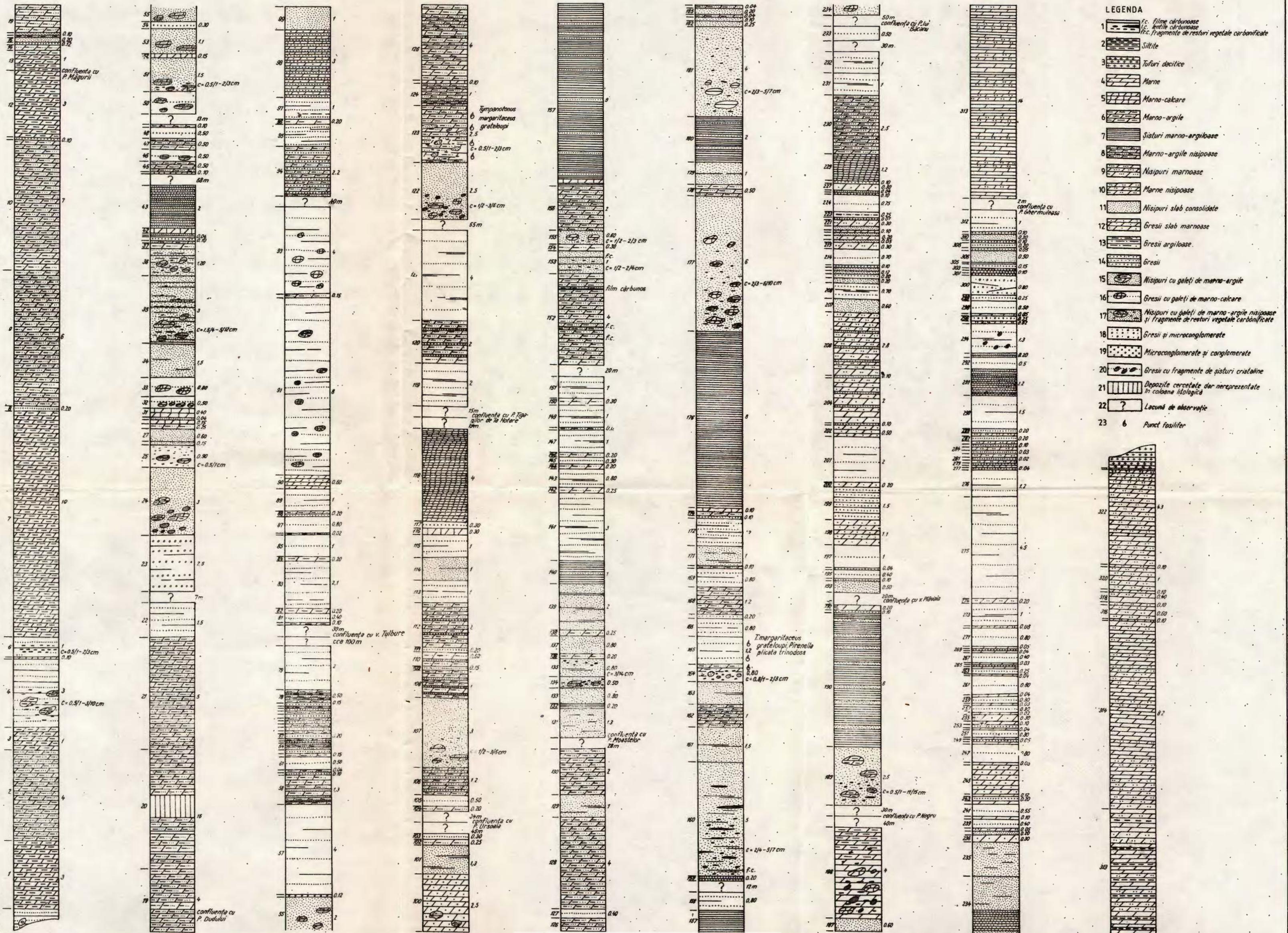
LEGENDA

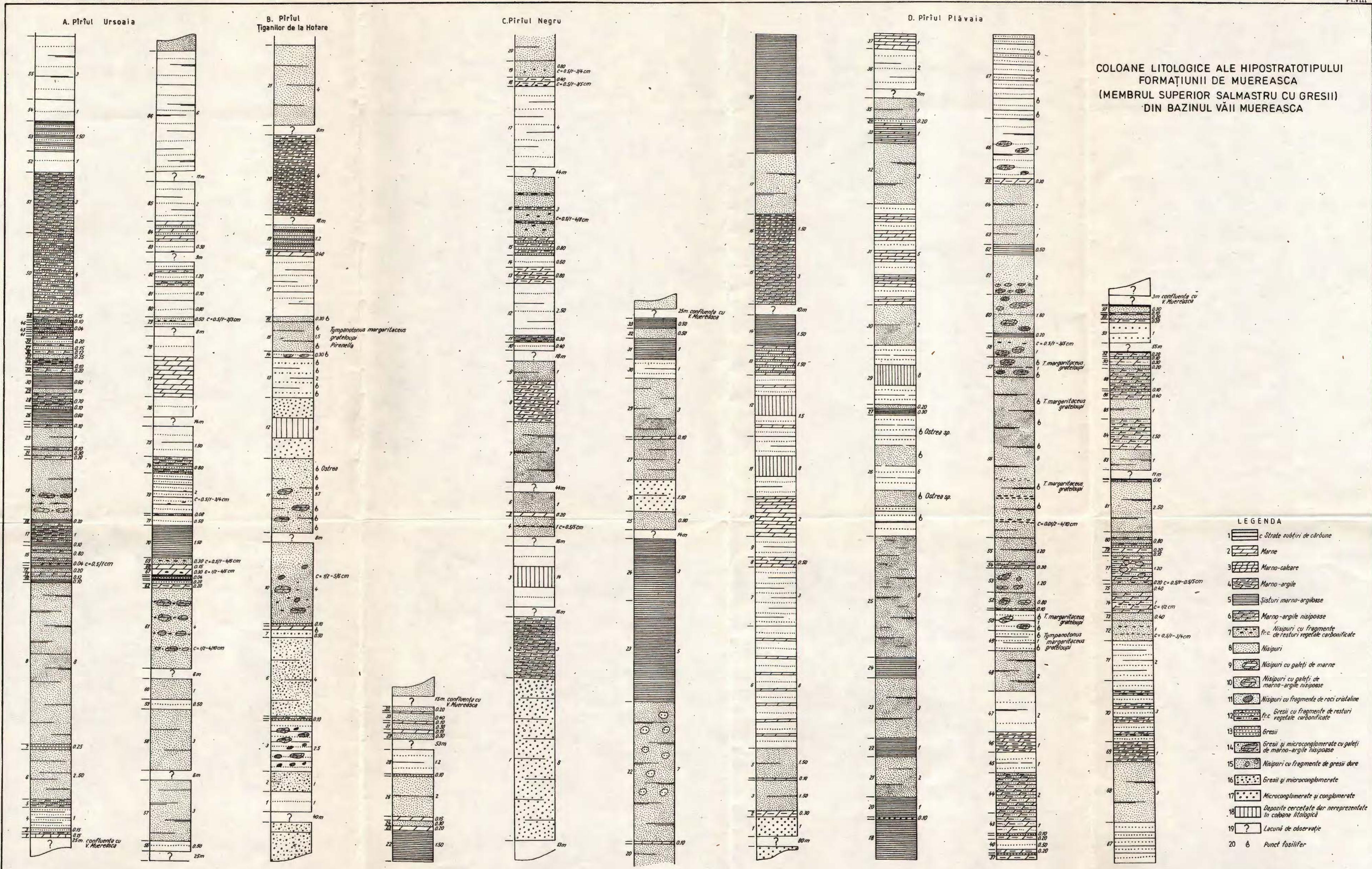
- 1 Fr.c fragmente de resturi vegetale carbonificate
- 2 Marno - calcare
- 3 Marno - argile nisipoase
- 4 Nisipuri
- 5 Gresii
- 6 Gresii și microconglomerate
- 7 Microconglomerate și conglomerate
- 8 Conglomerate cu pungi de nisipuri
- 9 Nisipuri cu galeti de marno - argile nisipoase
- 10 Nisipuri cu fragmente de sisturi cristaline
- 11 Gresii cu galeti de conglomerate
- 12 Brecii
- 13 Depozite cercetate dar nereprezentate în coloana litologică
- 14 Lacună de observație
- 15 Punct fosilifer

COLOANE LITOLOGICE ALE HIPOSTRATOTIPULUI FORMAȚIUNII DE MUEREASCA (MEMBRUL INFERIOR MARIN CU CONGLOMERATE) DIN BAZINUL VĂII MUEREASCA



COLOANA LITOLOGICĂ A STRATOTIPULUI FORMAȚIUNII DE MUEREASCA (MEMBRUL SUPERIOR SALMASTRU CU GRESII) DE PE VALEA MUEREASCA





4. STRATIGRAFIE

L'ÉTUDE DU NÉOGÈNE SUPÉRIEUR
DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA PLATE-FORME MOESIENNE
(SECTEUR D'ENTRE LA VALLÉE DE NEAJLOV ET LE DANUBE)
À CONSIDÉRATIONS SUR LE COMPLEXE HOUILLER¹

PAR

IOAN PAPAIANOPOL², MIHAI GRIGORĂS³, AGAPIA POPESCU²,
RADU OLTEANU², ELENA ROGGE², MARIANA IVA²,
CONSTANTIN COSTEA², TIBERIU PÎSLARU², EMILIA MUNTEANU²

*Upper Neogene. Upper Pontian. Upper Dacian. Middle Romanian.
Mollusc assemblages. Ostracoda. Characeae. Coal seams. Lignite. Paleo-
geographical control. Borehole cores. Moesian Platform.-Romanian Plain —
West Romanian Plain.*

Résumé

Les forages à carottage continu exécutés ces dernières années dans la partie est de la plate-forme mœsienne (est de la Muntenia) ont facilité d'obtenir de nombreuses informations nouvelles portant sur la manière de développement du Néogène supérieur de cette aire. Les dépôts du Néogène supérieur interceptés par les forages appartiennent au Pontien supérieur (Bosphorien), au Dacien supérieur (Parscovien) et au Romanien moyen (Pélendavien). Le Pontien supérieur reposant directement sur le Crétacé est suivi, en discontinuité, du Dacien supérieur et celui-ci toujours en discontinuité du Romanien moyen. Ces trois intervalles stratigraphiques en question sont caractérisés par de riches et spécifiques associations de mollusques, ostracodes et characées. L'étude des minéraux lourds a révélé l'existence des paragenèses caractéristiques au Dacien supérieur, Romanien moyen et Pléistocène. Moyennant l'examen exoscopique des granules de quartz on a constaté que l'évolution des milieux de sédimentation au niveau du Dacien supérieur a été beaucoup plus mouvementée que celle observée au niveau du Romanien moyen. Les intercalations de lignite de la partie orientale de la plate-

¹ Reçue le 7 mai 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 10 mai 1985, présentée à la séance du 31 mai 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R 79678, București 32.

³ Întreprinderea de Foraj și Lucrări Geologice Speciale, str. Caransebeș nr. 1, R 79678, București 32.

forme mésienne sont cantonnées dans le Dacien supérieur et le Romanian moyen ; plus importants autant par l'épaisseur que par le nombre des couches sont les charbons du Dacien supérieur. Les nouvelles données obtenues concernant l'évolution paléogéographique de ce secteur du bassin dacique ont montré l'existence des différences notables entre l'aire de la plate-forme et celle de l'avant-fosse, dans le Pontien supérieur aussi que dans le Dacien supérieur. Moyennant les communautés d'ostracodes on a dressé une reconstitution du paléohabitat du Pontien supérieur, Dacien supérieur et Romanian moyen.

Abstract

The Study of the Upper Neogene in the Eastern Part of the Moesian Platform (between the Neajlov Valley and the Danube) with Special Regard to the Coal Complex. The drillings with continuous coring carried out lately in the eastern part of the Moesian Platform (East Wallachia) have facilitated the getting of new information regarding the development of the Upper Neogene in this area. The deposits of the Upper Neogene intercepted in the investigated boreholes are of Upper Pontian (Bosphorian), Upper Dacian (Parscovian) and Middle Romanian (Pelendavian) age. The Upper Pontian, that can directly overlie the Cretaceous is unconformably followed by the Upper Dacian, which supports, in its turn, equally unconformably, the Middle Romanian. The three mentioned stratigraphic intervals are characterized by rich and specific mollusc, ostracod and characeae assemblages. The study of heavy minerals has evidenced the existence of parageneses characteristic of the Upper Dacian, the Middle Romanian and the Pleistocene. Following the exoscopic study of the quartz grains, the conclusion has been drawn that the evolution of the sedimentation environments was more disturbed than that in the Middle Romanian. In the eastern part of the Moesian Platform the lignite interbeds are of Upper Dacian and Middle Romanian age, the Upper Dacian coal being of greater importance both by the number of beds and by their thickness. The newly obtained data concerning the paleogeographic evolution of this area of the Dacic Basin have evidenced the existence of notable differences between the area of the platform and that of the foredeep, both in the Upper Pontian and the Upper Dacian. By the study of the ostracod assemblages a reconstruction has been elaborated of the paleohabitat in the Upper Pontian, the Upper Dacian and the Middle Romanian.

La plate-forme mésienne est l'unité géologique longeant le cours inférieur du Danube, confinée au nord de l'avant-fosse carpathique, au sud des Prébalkans et au NE de l'orogène nord-dobrogéen. La limite de la plate-forme mésienne par rapport à l'orogène nord-dobrogéen est marqué par la ligne de Peceneaga-Camena. Relativement aux Carpathes, la plate-forme étant sous-charriée et se développant dans le soubasement des nappes du flysch de la courbure des Carpathes Orientales (Săndulescu, 1984).

Structuralement, la plate-forme mésienne a une constitution complexe, un socle métamorphosé fortement affaissé et supporte une cou-



verture sédimentaire représentée par divers termes du Paléozoïque, Mésozoïque et Néozoïque. La couverture sédimentaire de la plate-forme mœsienne comprend des formations dont l'âge va du Cambrien au Quaternaire. Elles forment quatre cycles majeurs de sédimentation (Paraschiv, 1975) : cycle cambrien-carbonifère, cycle permo-triasique, cycle jurassique-crétacé (rarement éocène) et cycle badénien-quaternaire.

C'est le dernier cycle de sédimentation qui nous intéresse, puisqu'il contient également des formations daciennes et romaniennes porteuses de charbons. La sédimentation de ce cycle commence après une longue période d'exondation équivalente au Paléogène (totalement ou partiellement) et au Miocène inférieur. La puissance de la pile des dépôts sédimentaires, du cycle badénien-quaternaire varie de quelques dizaines de mètres au sud de la plate-forme à 5000 m dans l'extrême nord.

Pour ce qui est de la structure actuelle de la plate-forme, Săndulescu (1984) révèle deux processus qui ont participé à sa réalisation, à savoir :

- subsidence et érosion différentielle ;
- fracturation et déformation (de type germanique, de plate-forme).

Les forages à carottage continu des dernières années effectués dans la partie est de la plate-forme (entre l'Olt et le Danube) nous ont permis d'obtenir de nombreuses informations nouvelles concernant le dernier cycle de sédimentation (Badénien-Quaternaire) et d'avoir une image plus claire de la façon de développement du Néogène supérieur de cette aire. Si les dépôts du Miocène (Badénien, Sarmatien, Méotien et partiellement Pontien) de la plate-forme mœsienne de la Muntenia sont assez bien connus, dus principalement aux forages exécutés pour des hydrocarbures, il n'y a pas de même pour le Pliocène du fait que les données sur la biostratigraphie du Dacien et du Romanian ont un caractère tout à fait sporadique. 1894

A compter de 1984 quand Sabba Ștefănescu a figuré la faune rencontrée dans le forage de Mărcalești, les faunes du Néogène supérieur de la plate-forme mœsienne (Muntenia de l'Est) n'ont pas été étudiées et figurées.

Pour la partie ouest de la Muntenia (entre l'Olt et la Dîmbovita) Pauliuc et al. (1979) ont commenté la stratigraphie des dépôts mio-cènes, en s'arrêtant à ce qu'ils ont séparé comme „formation de Cartojani“ (Pontien).

Toujours pour la partie ouest de la plate-forme mœsienne de la Muntenia, mais dans un secteur plus méridional compris entre les vallées de Vedea et de Teleorman, on a relevé sur base des faunes l'existence des dépôts sarmatiens, pontiens, daciens et romaniens (Radu et al., 1984 ; Lubenescu et al., 1986). On a séparé dans la succession du Pontien-Romanien une série de formations telles : formation de Merișani (Pontien-Dacien), formation de Călinești (Dacien supérieur) et formation d'Izvoarele (Romanien).

Dans le secteur est de la plate-forme mœsienne (entre București et Fetești) on a constaté que directement sur le sous-basement crétacé repose le Pontien représenté par son sous-étage supérieur (Bospho-



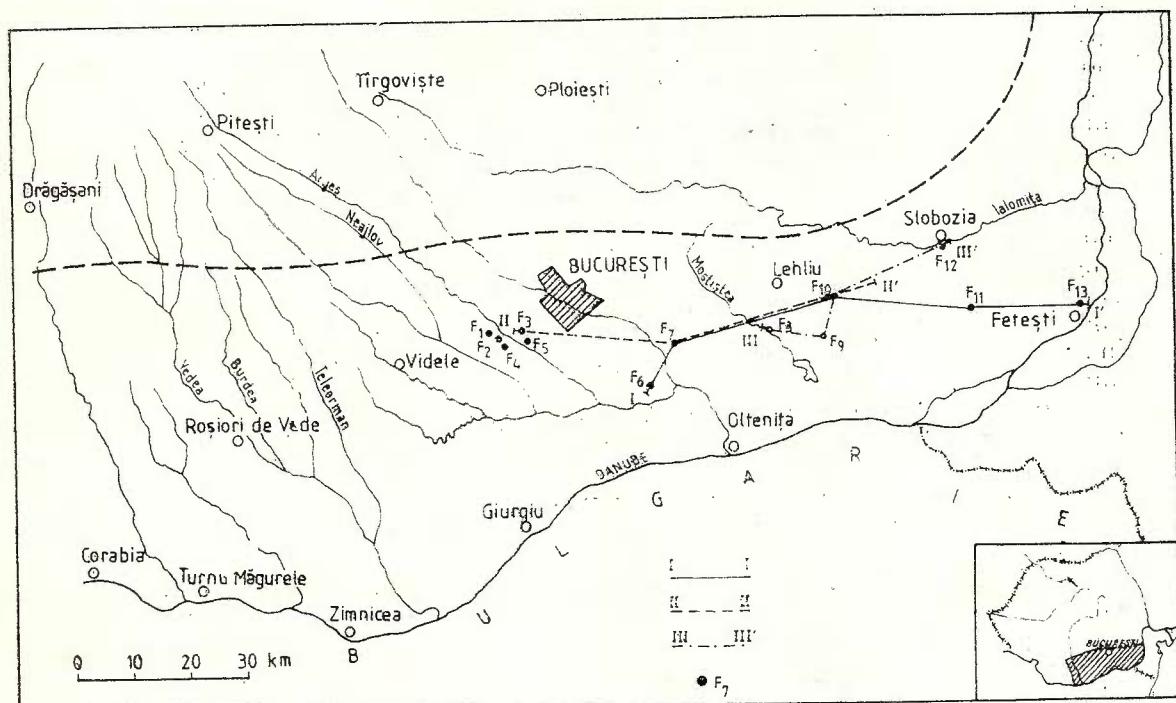


Fig. 1. — Position des forages étudiés dans la plate-forme mœsienne (Muntinia orientale, secteur de Neajlov-Danube)

rien). Celui-ci est surmonté en discontinuité par le Dacien supérieur (Parscovien), suivi toujours en discontinuité du Romanian moyen (Péléndavien) (Papaianopol et al., 1985).

Nous nous proposons de présenter ci-dessous les particularités du Néogène supérieur de la partie est de la plate-forme mœsienne (entre la vallée de Neajlov et le Danube) observée à la suite de l'étude des forages à carottage continu creusés dans cette aire. 13 forages ont été investigués (fig. 1) dont 5 sont situés entre les vallées de Neajlov et de Dimbovița et 8 entre la vallée de Dimbovița et le Danube. Le plus septentrional des forages étudiés est celui de Ialomița (à Slobozia) et le plus méridional celui de Gruiu (à l'ouest du confluent de l'Arges et de la Dimbovița).

Litho-biostratigraphie du Néogène supérieur

Les dépôts du Néogène supérieur interceptés par les 13 forages à carottage continu investigués appartiennent au Pontien supérieur (Bosphorien), au Dacien supérieur (Parscovien) et au Romanian moyen (Péléndavien).

Pontien supérieur (Bosphorien)

Les forages étudiés par nous (forage de Prisiceni 1, forage de Drăgănescu 2, forage de Clinceni 3, forage de Mihăilești 4, forage de Cornetu 5) ont été carrottés à partir de 300 m de profondeur et se

sont arrêtés au-dessous du complexe houiller situé à la partie supérieure du Dacien supérieur. Par conséquent nous n'avons pas des données sur le Pontien de ce secteur.

En échange, le Pontien supérieur (Bosphorien) a été rencontré par 6 forages creusés entre la Dimbovița et le Danube, à savoir : forage de Gruiu 6 (entre 170 et 190 m), forage de Progresu 7 (entre 263 et 277 m), forage de la vallée d'Argova 8 (entre 250 et 271 m, il s'étant arrêté dans le Pontien supérieur), forage de Zimbru 9 (entre 308 et 314,5 m), forage de T. Vladimirescu 11 (entre 145 et 156 m, ensuite il a traversé le Crétacé) et forage de Slobozia 12 (entre 230 et 240 m, le forage s'étant arrêté dans le Pontien supérieur).

Lithologiquement, dans tous les forages mentionnés, le Pontien supérieur (Bosphorien) est constitué d'argiles grises d'habitude stratifiées, parfois massives, à plusieurs niveaux fossilifères.

Dans le forage de Gruiu 6 apparaissent des niveaux lumachelliens (entre 170 m et 179 m) à *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes) ainsi que *Caladacna steindachneri* (Brusina) et *Dreissena rostriformis* (Deshayes). Les associations d'ostracodes du même forage comprennent à chaque intervalle les suivants taxons :

— à 170 m, *Candona (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi), *C. (Caspiolla) balcanica* (Zalanyi), *C. (C.) karatengisa* Mandelstam, *C. (C.) praekaratengisa* (Agalarova), *Leptocythere multituberculata* (Livental) ;

— entre 173-179 m, *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zalanyi) (en éruption), *C. (C.) gracilis* Livental, *C. (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi) (en éruption), *Leptocythere andrusovi* (Livental), *L. olivina* Livental, *L. cymbula* Livental, *L. microlata* Livental, *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Pontoniella aff. acuminata* (Zalanyi), *P. trapezoidalis* Olteanu ;

— entre 179-185 m, *Pontoniella acuminata striata* Mandelstam, *P. acuminata* (Zalanyi), *P. aff. truncata* Sokač, *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zalanyi), *C. (C.) gracilis* (Livental), *C. (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi), *Leptocythere andrusovi* (Livental), *L. olivina* Livental, *L. cymbula* Livental, *L. microlata* Livental, *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi).

Le forage de Progresu 7 a rencontré le Pontien supérieur dans l'intervalle 263-277 m, étant déterminé la suivante association de mollusques et d'ostracodes (entre 266 et 272 m) : *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *Candona (Caspiocypris) aff. labiata* (Zalanyi), *Pontoniella trapezoidalis* Olteanu.

Un complexe macrofaunique plus varié a été remarqué dans l'intervalle 258-265 m du forage vallée d'Argova 8 d'où l'on a déterminé les taxons : *Lunadacna lunae* (Voitești), *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae* Sabba, *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *D. bosphorana* Papianopol.

Dans un intervalle très court (entre 308 et 314,5 m) le Pontien supérieur (Bosphorien) a été intercepté aussi dans le forage de Zimbru 9. A une profondeur de 310 m on a rencontré une macrofaune à *Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae* Sabba, *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Dreissena rostriformis* (Deshayes).



Dans le forage de T. Vladimirescu 11 le Pontien supérieur se développe entre 149 et 155 m surmontant directement le Crétacé. La macrofaune, bien représentée dans toute la succession contient : *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *C. aff. rumana* (Wenz), *Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae* Sabba, *Dreissena bosphorana* Papaianopol. Fort riche et variée est la microfaune d'os-tracodes avec les suivantes associations déterminées :

— à 145 m, *Leptocythere multituberculata* (Livental), *L. andrusovi* (Livental), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Candonia (Caspiolla) praekaratengisa* Agalarova, *C. (C.) acronasuta* (Livental), *Leptocythere saljanica* (Livental), *I. picturata* Livental, *L. palimpsesta* Livental, *L. aff. olivina* Livental, *L. aff. microlata* Livental, *L. striatocostata* (Schweyer), *Candonia (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi), *C. (C.) balcanica* (Zalanyi), *C. (C.) aff. candida* (Livental); *L. aff. gracilis* Livental ;

— entre 149-155 m, *Leptocythere saljanica* Livental, *L. picturata* Livental, *L. palimpsesta* Livental, *L. aff. olivina* Livental, *L. aff. microlata* Livental, *L. striatocostata* (Schweyer), *L. multituberculata* (Livental), *L. andrusovi* (Livental), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Candonia (Caspiolla) praekaratengisa* Agalarova, *C. (C.) acronasuta* (Livental), *Pontoniella loczyi* (Zalanyi), *Candonia (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi), *C. (C.) balcanica* (Zalanyi), *C. (C.) aff. candida* (Livental), *C. aff. gracilis* Livental, *Cyprinotus* sp., *Liventalina (?)* sp., *Tyrrhenocythere filipescui* (Hangau).

Sur un intervalle de 10 m (entre 230 et 240 m) le Pontien supérieur (Bosphorien) a été traversé par le forage de Slobozia 12. Entre 135 m et 240 m on a rencontré l'association macro- et microfaunique suivante : *Lunadacna lunae* (Voitești), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *B. aff. djanelidzae* Vekua, *Candonia (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi), *C. (Caspiolla) balcanica* (Zalanyi), *C. (C.) acronasuta* (Livental), *C. (C.) praekaratengisa* Agalarova, *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Leptocythere andrusovi* (Livental), *L. saljanica* Livental, *L. picturata* Livental, *L. variabilis* Olteanu.

Le forage de Fetești 13 n'a plus rencontré le Pontien supérieur. Les dépôts du Dacien supérieur reposent directement sur le Crétacé.

Sur le Pontien du secteur de plate-forme d'entre l'Argeș et la Ialomița, Liteanu (156) mentionne l'existence de celui-ci dans les forages de Mărculești (171-178 m) aussi bien que dans les forages de Cuza Vodă et de Stoenești (au NO de Călărași), là où la base des forages n'a pas dépassé le Pontien aux 41 m respectivement 45 m. L'auteur a considéré que dans ces forages sera présent tout le Pontien, affirmation non acceptée par nous, si l'on envisage tout l'ensemble macro- et microfaunique des forages en question attestant l'âge pontien supérieur (Bosphorien) des dépôts respectifs. Même si quelques forages ont intercepté des calcaires du Crétacé inférieur (forage de T. Vladimirescu 11), les dépôts pontiens ne sont représentés que par le sous-étage supérieur du Pontien, c'est-à-dire par le Bosphorien. Tout l'ensemble faunique (macrofaune et microfaune) du Pontien supérieur des forages étudiés est fort semblable à celui rencontré dans les faciès pélitiques du Bosphorien de l'aire subcarpathique.



Tous les géologues (Manolescu, 1923 ; Pană, Kruck, 1972 ; Tătărîm et al., 1977) qui ont investigué les dépôts pontiens affleurant tout le long de la rive droite du Danube entre Ostrov et Canlia les ont considérés pontiens supérieurs vu le contenu macrofaunique à : *Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae* Sabba, *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes). A une même conclusion adhère Stoikov (1967, 1972, 1974) pour les dépôts pontiens du nord-ouest de la Bulgarie (zones de Silistra, Tutrakan, Ruse), considérés par lui d'âge pontien supérieur.

En séparant dans le Pontien la soi-disante formation de Cartojani, Pauliuc et al. (1979) l'estiment d'âge pontien inférieur-pontien moyen (c'est-à-dire Novorossien sensu Andrusov, 1923). Si l'on examine la liste de macrofaune présentée par les auteurs on constate qu'en plus des formes définissant l'intervalle Pontien inférieur-Pontien moyen (Odessien-Portaférien) telles *Paradacna abichi* (R. Hoernes), *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barbot), *Parvidacna planicostata* Stevanović, *Congeria (Rhombocongeria) rumana* Sabba, *C. (R.) rhomboidea* M. Hörnes, *Dreissena simplex* Barbot sont aussi rappelées des formes comme *Pontalmyra (Pontalmyra) subcarinata* (Deshayes), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *Viviparus achatinooides* (Deshayes). Les ensembles fauniques comportant les trois dernières espèces sont caractéristiques pour le Pontien supérieur (Bosphorien) de tout le bassin dacique, de sorte que nous estimons que sa présence dans la formation de Cartojani doit être toutefois envisagée. Seule l'étude détaillée de la succession des faunes de cette formation pourrait remporter des précisions sur la présence ou l'absence du Bosphorien.

Les forages exécutés dans la partie méridionale de la plate-forme mœsienne de la Muntenia ont relevé qu'au sud de l'alignement de Roșiori-București-Fetești, le Pontien n'est représenté que par son sous-étage supérieur (Bosphorien). Ainsi, dans le secteur d'entre le Teleorman et la Vedea (Lubenescu, information orale) le Pontien surmontant en discontinuité divers termes du Sarmatien contient une macrofaune à *Plagiодacna carinata* (Deshayes), *Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae* Sabba, *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *C. gigantea* (Wenz), *Paradacna andrušovi* Ebersin, *Luxuridacna luxuriosa* (Wenz), qui atteste l'âge pontien supérieur (Bosphorien) des dépôts respectifs. C'est exactement la situation entre București et Fetești, où le Pontien, même là où il repose sur le Crétacé, n'est représenté que par le Pontien supérieur (Bosphorien). Il en résulte que les dépôts du Pontien supérieur de la partie orientale de la plate-forme mœsienne de la Muntenia (entre București et Fetești) correspondent à une partie de la formation de Merișani séparée pour l'intervalle pontien-dacien d'entre Teleorman et Vedea (Radu et al., 1984 ; Lubenescu et al., 1986).

Ces données confirment en grand notre affirmation (Papaianopol, Lubenescu, 1983) suivant laquelle, à divers niveaux du Néogène supérieur, la plate-forme mœsienne présente des différences notables dans l'évolution paléogéographique par rapport à l'aire de l'avant-fosse. Pas tout terme stratigraphique présentant des caractères transgressifs dans l'avant-fosse a de telles tendances dans l'aire de la plate-forme, et réciproquement.

1387



Dacien supérieur (Parscovien)

Les dépôts daciens interceptés par tous les forages investigués sont représentés par le sous-étage supérieur du Dacien, le Parscovien.

Lithologiquement, on constate la prédominance des dépôts sableux au niveau du Parscovien, mais il y a aussi des cas où des pélites apparaissent dans la partie inférieure de cet intervalle. De même, des pélites peuvent se développer à la partie supérieure du Dacien supérieur si des faciès charbonneux y apparaissent.

Les cinq forages étudiés du secteur vallée de Neajlov — vallée de la Dîmbovița ont recoupé le Dacien supérieur le long des intervalles : forage de Prisiceni 1 entre 445-477,60 m, forage de Drăgănescu 2 entre 408-458,30 m, forage de Clinceni 3 entre 404-447 m, forage de Mihăilești entre 408,452,20 m et forage de Cornetu 5 entre 380-420 m. Ces forages ont été arrêtés au-dessous du complexe houiller de la partie supérieure du Dacien supérieur. Là-dessus, nous ne pouvons pas nous former une image sur toute la succession du Dacien de ce secteur ainsi que de préciser l'âge des dépôts surmontés par celle-ci. Dans les limites des intervalles susmentionnés le Dacien supérieur (Parscovien) est constitué d'argiles grises, argiles sableuses, sables et intercalations de lignite. Au point de vue faunique, seuls les forages de Prisiceni 1, de Mihăilești 4 et de Cornetu 5 nous ont fourni des informations plus claires.

Dans le forage de Prisiceni 1 entre 458 m et 460 m a été déterminé une macrofaune à : *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Pseudocatillus aff. moesicus* Papaianopol et Lubenescu, *Dreissena baraganica* Andrusov, *D. polymorpha* Pallas, *Hydrobia syrmica* Neumayr.

Les complexes macro- et microfauniques du Dacien supérieur du forage de Mihăilești 4 contiennent les taxons suivants :

— entre 410-414 m, *Stylocerata heberti* (Cobălcescu), *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Pseudocatillus baraganicus* Papaianopol et Lubenescu, *Dreissena baraganica* Andrusov, *Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina ;

— entre 432-435 m, *Cytherissa bogatschovi* Livental, *Cyprinotus salinus* (Brady), *Candona (Caspiocypris) ornatus* Hanganu, *Darwinula stevensonii* Brady & Robertson, *Candona (Caspiolla) aff. rostriformis* Vekua, *Candona (Caspiolla) kamistrumensis* Stanceva.

Sur 380 m à 420 m du forage de Cornetu 5 les associations fauniques comportent :

— entre 382—385 m, *Limnocardium (Euxinicardium) orolesi* Papaianopol, *Pseudocatillus moesicus* Papaianopol et Lubenescu, *Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina, *Hydrobia syrmica* Neumayr, *H. grandis* Cobălcescu, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Cytherissa bogatschovi plana* Klein ;

— entre 413—415 m, *Amplocypris* cfr. *dorsobrevis* Sokaě.

Des informations complètes concernant non seulement toute la succession du Dacien supérieur mais aussi l'âge et la nature des dépôts où il est cantonné nous ont été offertes en échange par les autres huit forages situés entre la Dîmbovița et le Danube. On y a constaté l'existence du Parscovien, à savoir : entre 128 m et 170 m du forage de Gruiu 6, entre 225 m et 263 m du forage de Progresu 7, entre 220 m



et 250 m du forage de la vallée d'Argova 8, entre 170 m et 248 m du forage de Zimbru 9, étant le seul forage dont le pied est resté dans le Dacien supérieur, entre 262 m et 308 m du forage de Pelinu 10, entre 115-145 m du forage de T. Vladimirescu 11, dans le forage de Slobozia 12 entre 190-230 m et dans le forage de Fetești 13 entre 85-103 m.

Dans le forage de Gruiu 6 le Dacien supérieur est constitué de sables fins, plus rarement moyens, de teinte grise ou rougeâtre, à sa partie supérieure se développant des argiles grises et deux couches minces de lignite (0,10, respectivement 0,20 m d'épaisseur). La macrofaune est bien représentée sur l'intervalle de 129 m à 139 m d'où nous avons déterminé les formes : *Limnodacna gilletae* Papaianopol et Motaș, *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Limnocardium (Euxinicardium) orolesi* Papaianopol, *Gyraulus rumanus* Wenz, *Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina, *Hydrobia syrmica* Neumayr. A 150 m de profondeur l'association d'ostacodes comprend les suivantes formes : *Cytherissa bogatschovi triformis* Livental, *Cyprinotus aff. salinus* Brady, *Leptocythere cellula* Livental, *L. cymbula* Livental, *Candonia (Caspiolla) aff. balcanica* (Zalanyi), *C. (Caspiolla) dacica* Olteanu.

Des sables fins gris apparaissent dans la partie inférieure du Dacien supérieur du forage de Progresu 7. Ils sont surmontés d'une séquence argileuse et à son tour des sables fins. La partie supérieure de la succession comporte des argiles grises et une couche de lignite de 0,60 m. Entre 250 m et 263 m les associations fauniques sont :

-- à 258 m : *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Dreissena baraganica* Andrusov, *Bacunella aff. djanelidzae* Vekua, *Cytherissa boyat-schovi triformis* Livental, *Leptocythere aff. cymbula* Livental, *L. gracilis* Livental, *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Caspiolla acronasuta* (Livental), *C. liventalina* (Evlachova), *Candonia candonaeformis* Schweyer, *C. (Caspiolla) rostriformis* Vekua, *C. (Caspiocypris) gracilis* Livental, *C. (C.) aff. candida* (Livental), *Candonia (Caspiolla) aff. lobata* (Zalanyi);

-- entre 259-263 m : *Candonia (Caspiolla) acronasuta* (Livental), *C. (C.) liventalina* (Evlachova), *C. (C.) cfr. praekaratengisa* Agalarova, *C. (Caspiocypris) ornatus* Hangau, *Leptocythere multitudinosa* Livental, *Candonia (Caspiolla) rostriformis* Vekua, *Pontoniella excelentis* Olteanu.

Le Dacien supérieur du forage de la vallée d'Argova 8 est constitué des sables fins gris, rarement jaunâtres, et rien que dans la partie supérieure des intercalations minces de sables argileux. Il y a dans la succession du Parscovien plusieurs niveaux fossilières qui de la partie inférieure vers celle supérieure comprennent :

— entre 245-252 m : *Stenomelania abchasica* (Seninski), *Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina ;

— entre 235-230 m : *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Pseudocatillus moesicus* Papaianopol et Lubenescu, *Lithoglyphus amplius* Brusina, *Gyraulus rumanus* Wenz ;

— entre 226-223 m : *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Horia-dacna rumana* Sabba, *Limnocardium (Euxinicardium) peregrinum* Papaianopol, *Pseudocatillus baraganicus* Papaianopol et Lubenescu, *Hydrobia*



syrmica Neumayr, *Lithoglyphus amplus* Brusina, *L. acutus decipiens* Brusina.

Le forage de Zimbru 9 a intercepté le Dacien supérieur entre 170 m et 248 m, le pied du forage s'arrêtant au Parscovien. Entre 200 m et 248 m apparaît un paquet épais de sables fins, gris, parfois un peu plus grossiers, à la partie supérieure (170-200 m) se développant des sables argileux, argiles sableuses, argiles, argiles charbonneuses et une couche de lignite mince (0,20 m). La succession des macrofaunes et des microfaunes de cet intervalle stratigraphique est la suivante :

— entre 235-424 m : *Horiodacna rumana* Sabba, *Pseudocatillus moesicus* Papaianopol et Lubenescu, *Dreissena baraganica* Andrusov, *D. polymorpha* Pallas, *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *B. djanelidzae* Vekua, *Pontoniella aff. varia* Vekua, *Cytherissa bogatschovi* Livental ;

— entre 196-203 m : *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), *Horiodacna rumana* Sabba, *Limnocardium (Euxinicardium) orolesi* Papaianopol, *Gyraulus rumanus* Wenz, *Hydrobia syrmica* Neumayr, *Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina, *Cyprideis elisabetae* Stanceva, *Loxoconcha cfr. eichwaldi* Livental, *Candonia (Caspiolla) kozloduensis* Stanceva ;

— entre 177-185 m : *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Horiodacna rumana* Sabba, *Pseudocatillus baraganicus* Papaianopol et Lubenescu, *Hydrobia syrmica* Neumayr, *Gyraulus rumanus* Wenz.

A la partie inférieure du Dacien supérieur du forage de Pelinu 10 se développe un paquet d'argiles sableuses, intercepté entre 263 m et 308 m à *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Dreissena baraganica* Andrusov, *D. polymorpha* Pallas, suivi des sables argileux et des sables ayant une intercalation de charbon mince (0,10 m).

Le Dacien supérieur (115 m et 145 m) du forage de T. Vladimirescu 11 comprend dans sa partie inférieure un paquet d'argiles grises, surmontées par des sables fins, gris richement fossilières. Les complexes fauniques (macrofauniques et microfauniques) sont très bien représentés dans toute la succession :

— à 145 m : *Candonia (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi), *C. (C.) gracilis* Livental, *C. (C.) acuminata* Livental, *C. (C.) rostriformis* Vekua, *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Leptocythere picturata* (Livental), *L. taktakischivilli* Vekua, *L. multituberculata* (Livental), *L. cfr. andrusovi* (Livental), *Pontoniella excellentis* Olteanu ;

— entre 133-139 m : *Pseudocatillus baraganicus* Papaianopol et Lubenescu, *P. moesicus* Papaianopol et Lubenescu, *Dreissena baraganica* Andrusov, *D. polymorpha* Pallas, *Candonia (Caspiocypris) acronasuta* (Livental), *C. (C.) ornatus* Hangau, *C. (Caspiolla) rostriformis* Vekua, *C. (C.) balcanica* (Zalanyi), *C. (C.) balcanica* (Zalanyi) (sensu Sokač, 1972), *C. (C.) aff. venusta* (Zalanyi), *Cytherissa bogatschovi* Livental, *Bacunella dorsocircuata* (Zalanyi), *D. djanelidzae* Vekua ;

— entre 126-133 m : *Limnocardium (Euxinicardium) peregrinum* Papaianopol, *Pseudocatillus baraganicus* Papaianopol et Lubenescu, *Gyraulus rumanus* Wenz, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Cyprideis elisabetae* Stanceva, *Candonia (Caspiolla) rostriformis* Vekua, *C. (C.) aff. abhazica* Immadzæ, *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *Candonia (Caspiocypris) ornatus* Hangau, *Candoniella aff. suzini* Vekua ;



— entre 121-127 m : *Cyprideis elisabetae* Stanceva, *Pontoniella acuminata* (Zalanyi), *Candona (Caspiolla) rostriformis* Vekua, *C. (C.) aff. abhazica* Imnadze ;

— entre 115-121 m : *Limnodacna gilletae* Papaianopol et I. Motaş, *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), *Horiodacna rumana* Sabba, *Limnocardium (Euxinicardium) orolesi* Papaianopol, *L. (E.) peregrinum* Papaianopol, *Pseudocatillus baraganicus* Papaianopol et Lubenescu, *P. moesicus* Papaianopol et Lubenescu, *P. humilis* Papaianopol et Lubenescu, *Lithoglyphus amplius* Brusina, *L. acutus decipiens* Brusina, *Hydrobia syrmica* Neumayr, *Prososthenia radmanesti* (Fuchs), *Dreissena baraganica* Andrusov, *D. polymorpha* Pallas, *Candona (Caspiocypris) ornatus* Hanganu, *C. (C.) aff. filona* Livental, *Cyprideis elisabetae* Stanceva, *Pontoniella loczyi* (Zalanyi) (sensu Agalarova, 1967), *Candona neglecta*, *Candoniella formosa* (Livental), *Cyprinotus salinus* (Brady).

La partie inférieure du Dacien supérieur recoupée par le forage de Slobozia 12 entre 190 m et 230 m comprend un paquet d'argiles grises suivi des sables fins gris et des sables argileux. Les complexes fauniques de cet intervalle stratigraphique sont :

— entre 229-221 m : *Candona (Caspiocypris) ornatus* Hanganu, *Cyprideis elisabetae* Stanceva, *Amplocypris* aff. *dorsobrevis* Sokač, *Candona neglecta* Sars ;

— entre 212-206 m : *Limnocardium (Euxinicardium) orolesi* Papaianopol, *Horiodacna rumana* Sabba, *Stylocardina heberti* (Cobălcescu), *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), *Lithoglyphus amplius* Brusina, *Hydrobia syrmica* Neumayr, *Dreissena baraganica* Andrusov, *D. polymorpha* Pallas, *Candona (Caspiocypris) ornatus* Hanganu, *Cyprideis elisabetae* Stanceva, *Amplocypris* cfr. *dorsobrevis* Sokač, *Candona neglecta* Sars.

Sur un intervalle très court (85 m à 103 m) le forage de Fetești 13 a intercepté le Dacien supérieur y constitué d'argiles grises à *Pseudocatillus moesicus* Papaianopol et Lubenescu, *Dreissena baraganica* Andrusov, *Gyraulus rumanus* Wenz.

Liteanu (1956) et *Bandrabur* (1961) ont mentionné l'existence du Dacien dans la partie est de la plate-forme mésienne par les forages de Mărculești, Căscioarele, Minăstirea, Curătești et Potcoava. Les forages de Cuza Vodă et de Stoicești (au nord de Călărași) emplacés le long de la rive droite du Danube n'ont pas rencontré des dépôts daciens ou bien „lénatins“, les couches de Frătești du Pléistocène inférieur reposant directement sur le Pontien (*Liteanu*, 1956). Dans le forage de Mărculești la présence du Dacien supérieur est sûre. *Sabba Ștefănescu* (1866) y a signalé (entre 148 m et 179 m) l'existence des formes *Prosodacna (Psilodon) haueri haueri* Cobălcescu, *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba) et *Horiodacna rumana* Sabba. Là-dessus, on peut conclure que dans ce forage la limite Dacien/Pontien n'est pas située à 171 m, tel que *Manolescu* (1923) et *Liteanu* (1956) l'ont considérée, puisque entre 171 m et 178 m se développent des dépôts daciens.

Dans tous les forages d'entre București et Fetești le Dacien supérieur (Parscovien) repose en discordance sur le Pontien supérieur (Bosphorien), manquant complètement le Dacien inférieur (Gétien). Cette



situation ne peut pas être envisagée automatiquement pour le secteur d'entre la Dîmbovița et le Neajlov, parce que les forages étudiés n'ont pas recoupé toute la succession du Dacien.

En échange, le long de la rive droite du Danube, entre Ruse et Silistra (Bulgarie) le Pontien est considéré comme surmontant le Dacien supérieur. Les faunes daciques signalées par Stoykov (1964, 1967, 1972, 1974) dans le secteur en question traduisent cette affirmation. La faune dacique de Silistra, que Stefan Slavov Stoykov de l'Université de Sofia nous a mis à la disposition avec une grande amabilité, est d'âge dacien supérieur contenant les taxons : *Prosodacna (Psilodon) haueri haueri* Cobălcescu, *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Horiodacna rumana* Sabba, *Prosodacnomyia stenopleura* (Sabba), *Dacicardium rumanicum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *Hydrobia syrmica* Neumayr.

Il y a des informations certaines sur la présence du Dacien inférieur (Gétien) dans la partie orientale de la plate-forme mésienne concernant seulement le sud-est de la Dobrogea (région de Ostrov-Canlia-Oltina), où la macrofaune ainsi que la microfaune d'ostacodes indiquent la présence du Dacien inférieur entre le Pontien supérieur et le Dacien supérieur (Ioana Pană, Kruck, 1972 ; Elisabeta Hanganu, 1977 ; Niță Tătarăm et al., 1977).

Toujours en Muntenia, mais dans un secteur beaucoup plus vers l'ouest, a pu être décelée l'existence du Dacien inférieur (Gétien) dans le forage d'Orbeasca (vallée de Teleorman). Sur l'intervalle de 287 m à 290 m se développe un ensemble faunique à *Pseudoprosodacna moesica* Papaianopol et Lubenescu, *Zagrabica reticulata* Sabba, *Hydrobia grandis* Cobălcescu, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Amplocypris dorso-brevis* Krstić, *Pontoniella prepontica* Agalarova (Papaianopol, Lubenescu, 1987).

Romanien moyen (Pélendavien)

Les dépôts du Romanien moyen (Pélendavien) ont été rencontrés dans tous les forages d'entre București et Fetești, excepté le forage de Fetești 13 où le Pléistocène repose directement sur le Dacien supérieur. Le Romanien moyen a été intercepté dans les intervalles suivants : dans le forage de Gruiu 6 entre 85 et 128 m ; dans le forage de Pregresu 7 entre 120 et 225 m ; dans le forage de la vallée d'Argova 8 entre 110 et 220 m ; dans le forage de Zimbru 9 entre 70 et 170 m ; dans le forage de Pelinu 10 entre 115 et 262 m ; dans le forage de T. Vladimirescu 11 entre 85 et 115 m et dans le forage de Slobozia 12 entre 125 et 190 m.

Les forages investigués du secteur de Dîmbovița-Neajlov ayant le carottage exécuté à partir de 300 m ont recoupé le Romanien moyen, dans les intervalles du : forage de Prisiceni 1 entre 300 et 455 m, forage de Drăgănescu 2 entre 300 et 425 m, forage de Clinceni 3 entre 300 et 404 m, forage de Cornetu 5 de 300 à 380 m.

Au point de vue lithologique, c'est la prédominance des dépôts fins pélitiques dans tous les forages analysés. Les séquences sableuses, sans distribution uniforme sont mieux représentées dans les forages de Gruiu 6, de la vallée d'Argova 8, de Pelinu 10, de Slobozia 12. A signa-

142580

~~BIBLIOTECA~~

ler l'existence, en bien des forages étudiés, dès argiles à galets, d'épaisseur plus ou moins grande (forage de Gruiu 6, de la vallée d'Argova 8, de Zimbru 9 et de Pelinu 10). Dans les successions du Romanien moyen se développent aussi des argiles charbonneuses et des couches de lignite minces (0,10 à 0,80 m), les dernières présentant d'habitude un développement lenticulaire. Tant les charbons du Dacien supérieur que du Romanien moyen ont des puissances plus grandes et un développement plus constant entre la Dîmbovița et le Neajlov, tandis qu'entre București et Fetești ils perdent en épaisseur et en nombre des couches de lignite. Nous avons attribué au Romanien moyen les dépôts romaniens des forages investigues parce que les faunes à unionidés sculptés et mélanoïdés ornementés ont été rencontrés immédiatement au-dessus du Dacien supérieur. C'est le cas du forage de Zimbru 9 où des faunes de ce type sont cantonnées entre 164 m et de 177-185 m. De même dans le forage de Tudor Vladimirescu 11 les faunes du Romanien moyen se trouvent dans l'intervalle 170 m, les faunes du Dacien supérieur se développant dans l'intervalle de 93 à 98 m, celles du Dacien supérieur étant cantonnées entre 115 m et 121 m.

De tout le secteur de Dîmbovița-Neajlov la plus intéressante faune est celle des forages de Prisiceni 1, de Drăgănescu 2, de Mihăilești 4 et de Cornetu 5 étant déterminées les suivantes associations de macrofaune et de microfaune (sur intervalles) :

Forage de Prisiceni 1 :

— entre 452-445 m : *Melanopsis (Melanopsis) rumana* Tournouër, *M. (M.) pterochila pterochila* Brusina, *M. (M.) pterochila onychia* Brusina, *M. (M.) bergeroni* Sabba, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba)

— entre 320-318 m : *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *Melanopsis (Melanopsis) alutensis* Sabba, *M. (M.) bergeroni* Sabba, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba)

Forage de Drăgănescu 2 :

— entre 422-425 m : *Candona neglecta* Sars, *C. compressa* (Koch), *Cypris aff. maculosa* Bronstein

— entre 416-419 m : *Cypris aff. maculosa* Bronstein, *Candona neglecta* Sars, *C. compressa* (Koch)

— entre 410-415 m : *Cypris aff. maculosa* Bronstein, *Candona neglecta* Sars, *C. compressa* (Koch)

— entre 388-391 m : *Cyprinotus salinus* (Brady), *Cyprideis torosa* (Jones), *Iliocypris gibba* (Ramdohr), *Candona neglecta* Sars

— entre 376-382 m : *Psilunio prominulus* (Sabba), *Rugunio circula* Andreeșcu, *Viviparus craiovensis* Tournouër, *V. bifarcinatus* (Bielz), *Candona neglecta* Sars, *Iliocypris gibba* (Ramdohr), *Cyprideis torosa* (Jones), *Cyprinotus salinus* (Brady)

— entre 358-355 m : *Cyprinotus salinus* (Brady), *Cyprideis torosa* (Jones), *Iliocypris gibba* (Ramdohr)

Forage de Mihăilești 4 :

— à 370 m : *Candona neglecta* Sars, *Cyprinotus salinus* Brady, *Iliocypris gibba* (Ramdohr), *I. tuberculata* (Brady), *I. nudula* Mandelstam



— à 340 m : *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes, *Iliocypris gibba* (Ramdohr), *I. bradyi* Sars, *Cyprideis torosa* (Jones)

— entre 315-320 m : *Rugunio mojsvari* (Penecke), *Viviparus craiovensis* Tournouër, *Melanopsis (Melanopsis) rumana* Tournouër, *Candonia neglecta* Sars, *Cyprideis* aff. *torosa* (Jones), *Cyprinotus* aff. *salinus* (Brady), *Iliocypris tuberculata* (Brady), *I. nudula* Mandelstam, *I. gibba* (Ramdohr), *I. bradyi* Sars.

Forage de Cornetu 5 :

— entre 378-380 m : *Candonia neglecta* Sars, *Cyprideis torosa* (Jones), *Cyprinotus salinus* (Brady)

— entre 370-373 m : *Darwinula stevensoni* (Brady & Robertson), *Cypris maculosa* Bronstein, *Metacypris cordata* Brady & Robertson, *Candonia neglecta* Sars, *Cyprideis torosa* (Jones), *Cyprinotus salinus* (Brady)

— entre 367-370 m : *Candonia neglecta* Sars, (juvénile en explosion), *Cyprinotus salinus* (Brady)

— entre 318-321 m : *Sulcopotomida* sp. (fragments)

Les faunes du Romanien moyen (Pélendavien) du secteur compris entre Bucureşti et Feteşti sont beaucoup plus riches et plus diverses. Les associations de macrofaune et de microfaune reconnues dans les sept forages investigués sont :

Forage de Gruiu 6 :

— entre 108-98 m : *Wenziella subclivosa* (Teisseyre), *Rytia* aff. *conemenosi* (Brusina), *Sulcopotomida* aff. *cymatoides* (Brusina), *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Melanopsis (Melanopsis) breastensis* Sabba, *Emmericia rumana* Tournouër

— entre 98-93 m : *Psilunio (Psilunio) biplicatus* (Bielz) (fragmente), *Cuneopsidea* sp., *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *M. (M.) pterochila onychia* Brusina, *M. (Lyrcea) onusta* Sabba, *Valvata (Cincinnna) sibinensis* Neumayr

Forage de Progresu 7 :

— entre 215-209 m : *Viviparus bifarinatus* (Bielz), *Psilunio* sp.

— entre 198-192 m : *Melanopsis (Melanopsis) rumana* Tournouër, *M. (M.) bergeroni* Sabba, *Theodoxus slavonicus* Brusina, *Dreissena polymorpha* Pallas

— entre 184-181 m : *Wenziella* aff. *subclivosa* (Teisseyre) (fragments), *Rugunio* sp., *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *M. (M.) bergeroni* Sabba, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba)

— entre 175-170 m : *Melanopsis (Melanopsis) esperioides* Sabba, *Emmericia candida* Neumayr, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba), *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes

— entre 170-164 m : *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes

— entre 124-128 m : *Psilunio* sp., *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes



Forage de la vallée d'Argova 8 :

— entre 149-143 m : *Pristinunio ex gr. pristinus* (Bielz), *Psilunio sp.*, *Dreissena polymorpha* Pallas

— entre 143-137 m : *Cyprideis torosa* (Jones), *Candona neglecta* (Sars)

Le forage de Zimbru 9 a offert les plus riches complexes faunistiques, dans la succession suivante :

— entre 170-164 m : *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *Acella acuaria* Neumayr, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba), *Dreissena polymorpha* Pallas, *Candona neglecta* Sars, *Cyprinotus salinus* (Brady), *Candona compressa* (Koch), *Candona albicans* (Brady)

— à 166,50 m : *Rytia aff. bielzi* (Czekelius), *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *M. (Canthidomus) hybostoma amaradica* Fontannes, *M. (C.) porumbari* Poiumbaru

— à 155,0 m : *Cuneopsidea beyrichi* (Neumayr), *Psilunio ex gr. acutus* (Neumayr), *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neumayr, *V. craiovensis* Tournouër, *Melanopsis (Melanopsis) rumana* Tournouër, *M. (M.) pterochila onychia* Brusina, *M. (Lyrcaeae) onusta* (Sabba), *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba), *Candona compressa* (Koch), *C. neglecta* Sars, *Cyprinotus salinus* (Brady), *Candona albicans* (Brady).

— entre 150-148 m : *Psilunio (Psilunio) aff. biplicatus* (Bielz), *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neumayr, *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *M. (Lyrcaeae) onusta* Sabba, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba), *Tylopoma aff. gradata* Sabba, *Cyprinotus salinus* (Brady), *Candona neglecta* Sars, *C. compressa* (Koch)

— entre 148-141 m : *Candona neglecta* Sars, *C. compressa* (Koch), *Cyprinotus salinus* (Brady), *Candona formosa* Livental

— entre 109-102 m : *Bulimus vukotinovici* Brusina, *Valvata (Cincinnatia) piscinalis* (O. F. Müller), *Iliocyparis nudula* Mandelstam, *I. gibba* (Ramdohr), *Cyprideis torosa* (Jones)

— entre 102-95 m : *Rytia* sp., *Bulimus vukotinovici* Brusina, *Acella acuaria* Neumayr, *Cyprideis torosa* (Jones), *Iliocyparis gibba* (Ramdohr)

— entre 89-83 m : *Melanopsis (Melanopsis) aff. rumana* Tournouër, *M. (M.) visianiana* Brusina, *M. (M.) bergeroni* Sabba, *M. (M.) esperioides* Sabba, *M. (Canthidomus) costata* Ferrusac, *M. (C.) lanceolata* Neumayr, *M. (C.) soubeirani* Porumbaru, *M. (C.) porumbari* Porumbaru, *M. (C.) harpula* Neumayr, *M. (C.) hybostoma amaradica* Fontannes, *Emmericia candida* Neumayr, *Bulimus vukotinovici* Brusina, *Valvata (Cincinnatia) crusitensis* Fontannes, *V. (C.) piscinalis* (O. F. Müller), *Acella acuaria* Neumayr, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba), *Iliocyparis gibba* (Ramdohr), *Cyprideis torosa* (Jones), *Candona albicans* (Brady)

Forage de Pelinu 10 :

— à 256 m : *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neumayr, *Dreissena polymorpha* Pallas



-- à 243 m : *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neumayr, *Melanopsis (Melanopsis) rumana* Tournouër, *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina

-- à 172 m : *Melanopsis (Melanopsis) bergeroni* Sabba, *M. (M.) esperioides* Sabba, *M. (Canthidomus) lanceolata* Neumayr, *M. (C.) porumbari* Porumbaru, *M. (C.) hybostoma amaradica* Fontannes, *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes, *Gyraulus* sp.

-- à 166,50 m : *Wenziella subclivosa* (Teisseyre), *Rytia aff. bielzi* (Czekelius), *Psilunio (Cyclopotomida)* aff. *munieri* (Sabba), *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neumayr, *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *M. (Canthidomus) hybostoma amaradica* Fontannes, *M. (C.) soubeirani* Porumbaru, *Theodoxus quadrofasciatus* (Brusina), *T. licherdopoli scriptus* (Sabba)

Forage de T. Vladimirescu 11 :

-- entre 103-98 m : *Candonia neglecta* Sars, *Cyprideis torosa* (Jones), *Cyprinotus salinus* (Brady), *Iliocypris gibba* (Ramdohr)

-- entre 98-92 m : *Wenziella* sp., *Pristinunio* sp., *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neumayr, *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *M. (Lyrcea) onusta* Sabba, *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes

Forage de Slobozia 12 :

-- entre 184-183 m : *Candonia compressa* (Koch), *C. neglecta* Sars, *Cyprinotus* aff. *salinus* (Bradyi), *Darwinula* aff. *stevensonii* Brady & Robertson, *Cyprideis torosa* (Jones), *Limnocythere tenuireticulata* Suzin

-- entre 183-178 m : *Darwinula* aff. *stevensonii* Brady & Robértson, *Cyprinotus* aff. *salinus* (Brady), *Cyprideis torosa* (Jones), *Candonia neglecta* Sars, *C. compressa* (Koch), *Viviparus bifarcinatus* (Bielz)

-- entre 172-166 m : *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Cyprideis torosa* (Jones), *Darwinula* aff. *stevensonii* Brady & Robertson, *Candonia compressa* (Koch), *C. neglecta* Sars

-- entre 160-155 m : *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes, *Candonia compressa* (Koch), *C. neglecta* Sars

-- entre 133-127 m : *Melanopsis (Melanopsis) pterochila pterochila* Brusina, *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Candonia compressa* (Koch), *C. neglecta* Sars, *Cyprinotus* aff. *salinus* (Brady).

En 1956, Liteanu en parlant du „Lévantin“ de ce secteur souligne l'existence de l'horizon inférieur de cet intervalle stratigraphique et l'absence des horizons moyen et supérieur qui ont été enlevés par érosion. C'est une observation qui s'explique par le fait que durant la sixième décennie les dépôts considérés à présent en tant que romaniens inférieurs (siéniens) étaient englobés dans le Dacien, au „Lévantin“ revenant des couches à unionidés sculptés et mélanopsidés ornementés, qui contiennent une faune de type Bucovăț.



Nos observations ont révélé que dans la partie supérieure du Pliocène de l'est de la plate-forme mœsienne (Muntenia) il n'y a que le Romanian moyen (Pélendavien), le Romanian inférieur (Siensien) ainsi que le Romanian supérieur (Valahien) étant absent. C'est ce qu'on rencontre assez fréquemment dans le bassin dacique ; dans la Muntenia et la Oltenia (zone de plate-forme et avant-fosse) le Romanian moyen est l'intervalle stratigraphique à la plus grande extension, parfois se disposant en discontinuité sur des termes plus anciens du Néogène..

Liteanu (1956) a mentionné que les dépôts pliocènes de l'aire de la plate-forme ont été fortement érodés par le paléofleuve qui a déposé les couches de Frătești (= Pléistocène inférieur), action de caractère général pour toute la région danubienne de la Plaine roumaine, mais aussi signalée dans la Plaine gétique méridionale (rive droite du Jiu, entre Bucovăț et Padea).

Pléistocène inférieur

Les dépôts quaternaires de la partie est de la plate-forme mœsienne ont été minutieusement investigues par Liteanu (1956) et par Bandrabur (1961) de sorte que nous n'y allons pas insister. Les plus anciens dépôts quaternaires de la région, c'est-à-dire les couches à Frătești (Pléistocène inférieur) sont constitués d'un horizon de sables, comportant en base des graviers d'une origine mixte carpatho-balkanique (Bandrabur, 1961). L'étude effectuée sur les couches de Frătești (Liteanu, 1956) a relevé qu'elles se soulèvent de l'intérieur de la plaine vers l'avant-pays jusqu'à une cote maximum, s'affaissant ensuite le long de cette direction. Les forages exécutés dans la partie centrale de la plaine entre l'Argeș et la Ialomița ont montré que les couches de Frătești y sont représentées par deux bancs de sables grenus et fins, dont la granulométrie diminue à mesure qu'elles s'affaissent.

Microflore de characées

Les échantillons analysés de quelques forages situés entre București et Fetești (de Gruiu 6, de Progresu 7, de la vallée d'Argova 8, de Zimbru 9) ont relevé l'existence des associations de characées intéressantes dans le Dacien supérieur, le Romanian moyen et le Pléistocène (tab. 1).

Au niveau du Dacien supérieur (Parscovien) la microflore de characées rencontrée dans les forages de Gruiu 6 (128 m de profondeur et intervalle de 133 m à 139 m) et de Zimbru 7 (177 m à 185 m) est représentée par *Nitellopsis megarensis* Soulié, *N. obtusa* (Papp), *N. merianii meriani* Grambast, *Chara molassica* Mädler, *Ch. tornata* (Mädler), *Ch. cfr. superba* (Stache), *Ch. globularis latus* Soulié et *Lichnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié. Dans l'association du Dacien supérieur de ce secteur de la plate-forme mœsienne prédominent les espèces du genre *Chara* envers celles du genre *Nitellopsis* ainsi que la forme *Lichnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié de faible fréquence.

En poursuivant les associations de characées dans les successions du Romanian moyen des forages investigués ont été observées des différences notables entre les parties inférieure, moyenne et supérieure de cet intervalle stratigraphique.

La partie inférieure du Romanian moyen du forage de Zimbru 9 (164 m à 170 m) loge une association à *Nitellopsis megarensis* Soulié, *N. obtusa* (Papp), *N. cfr. escheri* (Mäder), *N. meriani meriani* Grambast, *Chara cfr. mollasica* Mädler, *Lychnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié. L'intervalle de 209 m à 215 m du forage de Progresu 7 outre les taxons mentionnés plus haut comporte aussi des formes comme : *Nitellopsis spirocarinata* (Papp), *N. meriani stipitata* (Mädler), *Tectochara conica* Mädler, et *Chara globularis latus* Soulié.

La partie médiane du Romanian moyen contient une microflore de characées (115 m à 122 m du forage de Zimbru 9) avec les formes : *Nitellopsis megarensis* Soulié, *N. cfr. etrusca* (Tongiorgi), (à fréquence très petite), *N. meriani stipitata* (Mädler), *Chara papii* Soulié, *Ch. globularis latus* Soulié, *Lychnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié. Cette association se caractérise surtout par la taille grande des taxons mentionnés et par une fréquence réduite des formes du genre *Chara*, très abondantes dans le Dacien supérieur.

La microflore de characées de la partie supérieure du Romanian moyen (138 m à 134 m du forage de Progresu 7 et 83 m à 89 m et 95 m à 102 m du forage de Zimbru 9) est représentée par : *Nitellopsis meriani meriani* Grambast, *N. megarensis* Soulié, *N. obtusa* (Papp), *N. spirocarinata* (Papp), *N. meriani stipitata* (Mädler), *Chara papii* Soulié, *Ch. globularis latus* Soulié, *Lamprothamnium papulosum* Groves, *Lychnothamnium barbatus bicarinatus* Soulié. Il est à noter à ce niveau l'apparition de la forme *Lamprothamnium papulosum* Groves, de faible fréquence, mais d'une apparition inattendue à côté de *Lychnothamnus* dans le niveau immédiatement supérieur (Pléistocène inférieur).

La limite Pliocène/Pléistocène est assez bien relevée par les associations de characées des forages étudiés jusqu'à présent. Ce niveau se caractérise par la disparition des formes *Nitellopsis* et *Chara* ainsi que par la présence absolue des trois taxons : *Lamprothamnium papulosum* Groves, *L. succinatum* Wood et *Lychnothamnium barbatus bicarinatus* Soulié. Les trois derniers taxons ont été reconnus au niveau du Pléistocène inférieur des forages de Gruiu 6 (68 m de profondeur) et de la vallée d'Argova 8 (82 m à 88 m).

Etude des minéraux lourds

Le matériel aleuro-psammitique, délimité par les valeurs de 0,063 à 1,00 mm, a été prélevé des intercalations sableuses des forages de Gruiu 6, de la vallée d'Argova 7, de Progresu 7, de Zimbru 9 (secteur de Bucureşti-Feteşti) et des forages de Drăgănescu 2, de Clinceni 3 et de Cornetu 5 (secteur de Dimboviţa-Neajlov). On a identifié dans les dépôts du Dacien supérieur, Romanian moyen et Pléistocène neuf espèces minérales : minéraux opaques, grenat incolore, staurotide, epidote, hornblende, tourmaline, disthène, zircon et rutile (tabl. 2).



TABLEAU 1

Distribution stratigraphique des taxons de Charophyte des dépôts pliocène-pléistocènes de la partie est de la plate-forme moesienne

No.	genre et espèce	Pliocène			Pléistocène	Limites de salinité	
		Dacien supérieur	Romanien moyen				
			inf.	moyen	sup.		
1	<i>Nitellopsis megarensis</i>					lacustre dulçaquicole	
2	<i>N. meriani meriani</i>					lacustre dulçaquicole	
3	<i>N. spirocarinata</i>					lacustre dulçaquicole	
4	<i>N. meriani stipitata</i> = = <i>N. huangi</i> Wang					lacustre dulçaquicole	
5	<i>N. cfr. etrusca</i>					dulçaquicole	
6	<i>N. obtusa</i> = <i>N. meriani diluviana</i>					dulçaquicole interglac.	
7	<i>N. conica</i>						
8	<i>Chara globularis latus</i>					dulca quicole	
9	<i>Chara papii</i>					dulçaquicole	
10	<i>Chara cfr. superba</i>					dulçaquicole	
11	<i>Chara tornata</i>					dulçaquicole	
12	<i>Chara molassica</i>					dulcaquicole	
13	<i>Lichnothamnus barbatus bicarinatus</i>					saumâtre dulçaquicole	
14	<i>Lamprothamnium papulosum</i>					saumâtre 1,3—6,9 %	
15	<i>L. succinatum</i>					saumâtre 1,3—6,9 %	

1. Les minéraux opaques sont représentés par des oxydes de fer et de la pyrite. Les granules de minéraux opaques sont anguleuses rarement subarrondies, présentes dans tous les échantillons analysés par les contenus de 25% (échantillon 17) à 57,60% (échantillon 14) (tabl. 2). Sur échelle stratigraphique, les minéraux opaques ont des valeurs plus grandes dans les dépôts du Dacien supérieur et du Pléistocène et plus petites dans ceux du Romanien moyen. Dans les forages du secteur de Neajlov-Dimbovița les minéraux opaques abondent dans les sables

du lit de la couche de charbon du Dacien supérieur et sont rares dans le Dacien supérieur et le Romanien moyen.

2. *Le grenat incolore* apparaît sous forme de granules subanguleuses, rarement idiomorphes, striées. Quantitativement il varie entre 27,70% (échantillon 20) et 48,20% (échantillon 6). Dans la plate-forme mésienne le grenat incolore a une distribution presque uniforme, à la différence de la zone de la dépression subcarpathique où il diminue quantitativement. La staurotide tout comme l'épidote forme avec le grenat incolore des associations caractéristiques pour les sables du lit de la couche de charbon d'âge dacien supérieur (Rogge in Papaianopol et al., 1985). Autant dans le secteur de Dimbovita-Neajlov que dans les secteur de București-Fetești le grenat incolore tient des valeurs élevées dans la couche de charbon du Parscovien.

3. *La staurotide* est anguleuse, pléocroïque (teintes pâle à jaune-orange) à biréfringence relativement basse. Elle a des valeurs supérieures (20,20%, échantillon 18) au niveau du Pléistocène et du Dacien supérieur et des valeurs inférieures du Romanien moyen (9,3%, échantillon 22). La staurotide se groupe dans la classe très fine (0,10 à 0,063 mm). Comme aire géographique elle présente des contenus élevés dans le secteur de București-Fetești et réduits dans les dépôts du Dacien supérieur du secteur de Dimbovița-Neajlov.

4. *L'épidote* a une couleur caractéristique vert-jaunâtre et des couleurs de biréfringence claires. Elles est anguleuse avec des stries sur les faces de prisme. Sur le diagramme 2 l'épidote augmente quantitativement au Pléistocène et Romanien moyen (forage de Drăgănescu 2, de Progresu 7 et de la vallée d'Argova) et diminue dans le Dacien supérieur. L'épidote du complexe houiller de l'est de București (entré les forages de Progresu 7 et de Zimbru 9) a des valeurs élevées dans le Romanien moyen et réduites dans le Dacien supérieur.

5. *La hornblende verte*, avec des stries parallèles de teintes non uniformes, légèrement chloritisée. Elle a une distribution en pourcentage uniforme de 0,40% (échantillon 5) et de 6,50% (échantillon 22).

6. *La tourmaline brune* a été rencontrée dans tous les échantillons, ayant des valeurs comprises entre 0,50% (échantillon 16) et 3,20% (échantillon 5). Elle est prismatique-anguleuse, rarement idiomorphe, à teintes jaune pâle et à pléocroïsme intense. Fréquemment elle contient des inclusions de graphite.

7. *Le disthène* apparaît sous forme de granules prismatiques, incolores; subanguleuses, à terminaisons irrégulières et traces de clivage visibles. Dans le lit de la couche de charbon du Dacien supérieur le disthène tient des valeurs proches tant dans le secteur de București-Fetești que dans celui de Dimbovița-Neajlov.

8. *Le zircon* est prismatique, anguleux fréquemment idiomorphe, incolore, à rares inclusions. Les plus élevées teneurs de ce minéral ont été enregistrées dans les dépôts du Pléistocène et du Romanien moyen (forages de Drăgănescu 2, de Cornetu 5 et de la vallée d'Argova 8), en diminuant quantitativement dans ceux du Dacien supérieur.

9. *Le rutile* a été rencontré dans les forages de Progresu 7, de la vallée d'Argova 8 et de Clinceni 3. Il est prismatique-arrondi, de teinte jaune-brune.

TABLEAU 2

Pourcentage des espèces de minéraux lourds de la plate-forme maesiennne (secteur de Neajlov-Danube)

No.	No. de fou- chant	Lieu de prélèvement	Classe granulomé- trique	Miné- raux opaques	Stau- rolite inco- loré	Tour- maline	Horn- blende	Zir- cone	Rutile	Epi- dotite	Dis- thème	Observations	
%:													
1	16	Forage 6 (40—46)	0,10—0,063 0,25—0,10	36,70 36,40	46,90 44,70	11,40 9,90	0,50 0,80	1,00 2,50	—	1,50 3,30	1,00 1,60	Pliostocène Holocène	
2	18	Forage 7 (70—75)	0,10—0,063 0,25—0,10	34,20 34,40	20,20 43,20	1,40 9,40	1,90 5,40	0,90 1,40	0,50 —	4,80 3,40	0,90 1,40	,	
3	21	Forage 8 (88—94)	0,10—0,063 0,25—0,10	37,00 43,60	32,70 40,50	12,70 4,90	1,20 3,00	3,10 2,40	—	9,70 4,00	1,20 1,00	,	
4	1	Forage 5 (361—364)	0,10—0,063 0,25—0,10	28,90 32,60	45,10 39,00	17,10 17,10	1,10 1,10	— 1,60	—	4,40 6,40	1,10 1,10	Romanien moyen	
5	3	Forage 3 (370—373)	0,10—0,063 0,25—0,10	33,60 29,10	42,20 46,40	16,30 12,70	0,80 0,90	— 3,60	— 0,90	— 4,60	— 1,80	,	
6	5	Forage 2(316—319)	0,10—0,063 0,25—0,10	34,60 32,70	38,00 35,90	15,40 19,90	1,90 3,20	0,40 —	1,10 2,60	— —	7,90 5,10	0,70 0,60	,
7	19	Forage 7(140—146)	0,10—0,063 0,25—0,10	32,80 37,30	39,50 32,10	8,60 16,20	0,60 1,00	4,90 1,50	3,20 0,50	— —	9,20 10,40	1,20 1,00	,
8	22	Forage 8(213—220)	0,10—0,063 0,25—0,10	38,90 32,70	38,00 41,00	9,30 13,50	0,90 1,30	5,50 3,20	— 1,30	— 0,60	— 5,10	— 5,10	,
9	2	Forage 5(415—418)	0,10—0,063 0,25—0,10	43,70 38,60	36,10 29,80	9,20 20,20	1,70 1,70	1,70 —	0,80 2,60	— —	— 5,40	— 1,70	supérieur
10	4	Forage 3(431—434)	0,10—0,063 0,25—0,10	41,20 41,90	41,90 6,20	1,20 0,80	— —	— 1,50	— 2,30	0,70 —	6,40 —	1,30 4,50	,
11	6	Forage 2(443—446)	0,10—0,063 0,25—0,10	32,00 39,30	42,10 48,20	17,20 2,70	1,60 1,80	— —	1,60 —	— 1,80	— —	0,80 5,30	,
12	17	Forage 6(144—150)	0,10—0,063 0,25—0,10	25,90 38,40	45,10 31,20	19,20 16,30	1,20 2,80	— 1,40	— 1,40	— —	6,20 7,80	1,20 0,70	,
13	20	Forage 7(258 m)	0,10—0,063 0,25—0,10	39,30 32,90	27,70 40,00	19,60 13,50	0,90 0,30	2,70 2,60	0,90 1,30	— —	— 2,80	1,90 1,80	,
14	14	Forage 9 (196—203)	0,10—0,063 0,25—0,10	57,60 28,50	2,10 2,10	1,70 0,70	2,80 0,70	— —	— 2,80	— —	6,90 0,70	1,30 1,20	,



Le tableau 2 exprime le pourcentage des espèces de minéraux lourds du Néogène supérieur et du Pléistocène de l'est de la plate-forme mésienne, tandis que sur le diagramme 1 est illustré la distribution en pourcentage des minéraux lourds, du grenat incolore, de la staurotide et de l'épidote.

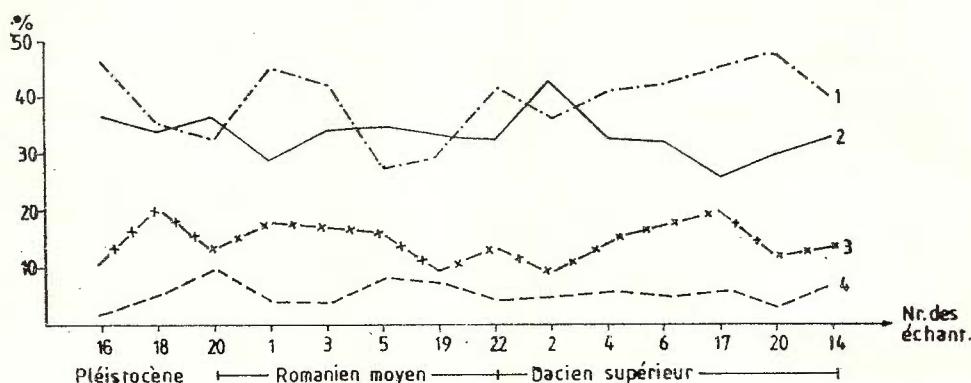


Fig. 2 — Distribution de pourcentage des minéraux opaques, du grenat incolore, de la staurotide et de l'épidote de la plate-forme mésienne (secteur de Neajlov-Danube).

Il résulte de l'analyse microscopique des échantillons recueillis des forages exécutés dans la partie est de la plate-forme mésienne que :

— la teneur de la fraction lourde varie sur des intervalles stratigraphiques et des secteurs,

— les paragenèses caractéristiques pour les provinces sédimentaires dacien supérieure, romanien moyenne et pléistocène sont constituées de :

grenat incolore + staurotide + disthène pour le Dacien supérieur,
grenat incolore + epidote + tourmaline pour le Romanien moyen,
staurotide + epidote + hornblende pour le Pléistocène.

Pour les sables de dessous de la couche de charbon principale du Dacien supérieur la paragenèse est la suivante :

minéraux opaques + grenat incolore.

Les aires distributives sont représentées par les formations cristallophylliennes, magmatiques et sédimentaires des Carpathes Méridionales. Les minéraux se trouvent en gisement primaire et ne sont pas remaniés par les sédiments préexistants.

Etude exoscopique des granules de quartz

Par l'étude des surfaces des granules de quartz on essaie d'établir l'histoire de l'évolution des sédiments avant, au cours et après

leur fixation dans la diagenèse de formation des sols. Les granules de quartz préservent sur la surface des impressions de nature mécanique et chimique. Par suite de la combinaison et de la superposition de leurs effets, apparaissent, sur la surface des granules, des caractères spécifiques aux divers milieux (subaquatiques et subaériens). Les milieux subaquatiques peuvent être continentaux (torrentiel, lacustre, fluviatile, deltaïque) ou bien marin (infratidal, intertidal, bathyal, abyssal). Le milieu subaérien ou éolien imprime aux particules de quartz des caractères de dunes littorales deltaïques ou désertiques.

Pour expliquer l'histoire de la sédimentation des formations daciques et romaniennes porteuses de charbon du secteur oriental de la plate-forme mésienne nous avons considéré huit échantillons prélevés de quatre forages : de Progresu 7, de Zimbru 9, de T. Vladimirescu 11 et de Slobozia 12. Quatre de ces huit échantillons proviennent des dépôts du Dacien supérieur (Parscovien) et quatre de ceux du Romanien moyen (Pélendavien).

L'étude exoscopique des granules de quartz provenus des dépôts daciques a relevé les suivants caractères spécifiques de divers milieux d'évolution de cet intervalle stratigraphique.

Du forage de Progresu 7 l'échantillon a été prélevé de l'intervalle 247 à 260 m. Les granules présentent un aspect subangulaire, le premier milieu évolué étant un milieu torrentiel qui imprime un aspect anguleux aux cassures de grande taille (pl. XX, fig. 1). L'autre milieu a été de repos dans des dépôts deltaïques, avec la formation des crêtes de silice écailleuse sur leur surface, phénomène observé seulement dans des zones dépressionnaires abritées. Suit un stade torrentiel qui engendre des cassures fraîches aux anciennes formes (pl. XX, figs. 1, 3), les granules subissant une longue évolution éolienne au cours de laquelle les surfaces exposées à l'action du vent se polissent (pl. XX, figs. 1, 2, 3). A cette phase suit ensuite une évolution en milieu aquatique de faible énergie, qui a favorisé le dépôt des formations globulaires siliceuses sur toutes les surfaces (pl. XX, figs. 1, 3). L'évolution s'achève par un long repos pédogénétique caractérisé par une forte dissolution de toutes les formes imprimées antérieurement. Les traces d'impact éolien sont attaquées par la dissolution, ce qui produit l'arrondissement des arêtes et l'accroissement en dimensions des cassures (pl. XX, fig. 2). Les cassures de la seconde génération présentent des formes de dissolution affectant le réseau cristallin (pl. XX, fig. 3). Les seules formations résistantes à l'attaque cristallin sont celles siliceuses globulaires, du fait que leur système de cristallisation diffère des autres dépôts.

On a prélevé de l'intervalle 235 à 242 m du forage de Zimbru 9 un échantillon à granules d'aspect anguleux (pl. XV, fig. 4) en subissant au début du dépôt un transport rapide, torrentiel suivi d'une phase éolienne qui polisse les formes initialement anguleuses (pl. XX, fig. 5). Suit une nouvelle phase torrentielle avec modification de la forme des granules par de nouvelles cassures (pl. XX, figs. 4, 6). En même temps que la baisse du pouvoir du milieu, en des concavités et des zones protégées s'accumulent des dépôts de silice écailleux (pl. XX, figs. 4, 6). Finalement les granules sont fixées dans la diagenèse de formation des



sols accompagnée de l'attaque chimique sur les zones plus exposées. Par conséquent les arêtes et les parties marginales de la cassure commencent à être arrondies à la suite de la dissolution (pl. XX, fig. 4), qui affecte même le réseau cristallin. Sur la planche XX (fig. 5) est illustrée une arête initialement arrondie par l'évolution éolienne et en finale la dissolution arrondie les arêtes des cassures d'impact éolien, en les accentuant.

L'échantillon analysé du forage de T. Vladimirescu 11 provient de l'intervalle 121-127 m. Les granules présentent une grande variété de formes, d'arrondie à anguleux (pl. XXI, fig. 1). Bien des granules subissent la suivante évolution : initialement les granules ont évolué dans un milieu éolien qui a effacé toutes les traces de transport torrentiel (pl. XXI, fig. 1), ensuite elles ont reposé dans un milieu deltaïque suprasaturé en silice quand elles se recouvrent d'une croûte de silice écailleuse épaisse. Suit un intervalle de refroidissement du climat relevé par des cassures concoidales caractéristiques et par des stries parallèles (pl. XXI, figs. 1, 2). Les granules ont été ensuite soumises à un nouveau cycle éolien qui polit tant la croûte de néoformation que des stries semiparallèles (pl. XXI, fig. 2, flèches). En final les granules ont été fixées en milieu sous-saturé en silice, qui commence l'attaque chimique au cours du dernier cycle éolien, la dissolution étant d'une intensité réduite. L'autre catégorie de granules a une évolution moins courte, débutant par un cycle torrentiel, continue par un milieu sous-saturé en silice qui polie les formes aiguës et par endroits commence la dissolution après le réseau cristallin. Peu à peu le milieu subit un enrichissement et une concentration en silice, en favorisant des dépôts de silice globulaire sur des surfaces convexes, légèrement exposées à la circulation des liquides ainsi que de la silice écailleuse dans les zones protégées dépressionnaires (pl. XXI, fig. 3). Ensuite les granules ont été fixées et l'action de leur destruction a un caractère fort lent.

Du forage de Slobozia 12 on a été recueilli un échantillon de l'intervalle 206-212 m. Le matériel de cet échantillon présente une très grande variété de formes d'arrondie à très arrondie (pl. XXI, fig. 4). Les granules arrondies ont sur toute leur surface les traces d'une longue colonisation qui a arrondi parfaitement les anciennes formes et a imprimé sur toute la surface des traces d'impact éolien de taille petite ou grande, non orientées. Suit une courte période aquatique de faible énergie qui permet le dépôt de silice globulaire. Le dernier stade est d'évolution torrentielle (pl. XXI, fig. 4), suit d'une évolution éolienne qui polie les surfaces planes et concaves, en arrondissant les coins et les arêtes (pl. XXI, fig. 6). Pendant la phase suivante les granules sont reprises durant l'évolution torrentielle forte, en mélange du matériel granulaire non trié, en les produisant des cassures de taille grande qui affectent l'ancien contour des granules (pl. XXI, figs. 1, 2). Ensuite, les granules reposent dans des dépôts en cours de diagénisation, en subissant une forte dissolution, qui en quelques cassures fraîches affecte même le réseau cristallin (pl. XXI, fig. 5) ou accentue les traces d'impact éolien (pl. XXI, fig. 6).

Par suite des analyses effectuées sur les granules provenues du Dacien supérieur nous avons constaté que le processus de sédimenta-



tion n'a pas eu un caractère uniforme (tabl. 3). Leurs résultats nous indiquent une grande variété de faciès répandus en plan horizontal, chaque forage surprenant des aspects évidemment différents l'un de l'autre. De même, dans deux sur quatre forages du même échantillon sont signalées des granules à caractères nettement à part. Cela relève que l'apport de matériel solide déposé en même temps a une origine différente. Le temps d'évolution de divers sédiments diffère lui-aussi, quelques sédiments arrivant plus vite, dans la phase finale donc ils tenant des caractères non évolués. Les autres parcourent un chemin plus long, durant un temps plus long, par conséquent ils sont soumis à plusieurs cycles d'évolution et ont dans la phase finale des caractères nettement à part par rapport aux premiers.

D'autres échantillons ont été prélevés des dépôts du Romanien moyen (Pélendavien) traversés des mêmes forages.

L'échantillon du forage de Progresu 7 (170 à 175 m) comporte des granules de quartz à caractères de sous-arondi (pl. XXII, fig. 1) à arondi. Initialement elles supportent un transport torrentiel, ensuite elles sont soumises à une forte éolisation (pl. XXII, fig. 2) qui les imprime un aspect poli. Suit une fixation dans des sédiments deltaïques accompagnée d'un dépôt de silice écailleuse observée surtout dans les zones dépressionnaires protégées. Ultérieurement, les granules sont reprises en milieu aquatique de grande énergie et en mélange du matériel granulaire non assorti. Sur leurs surfaces apparaissent de nombreuses cassures de taille grande qui affectent tant les zones polies (pl. XXII, fig. 2, à gauche de l'image) que les dépôts de silice (pl. XXII, fig. 1). Les granules ont aussi évolué en milieu aquatique, mais de faible énergie, favorable aux dépôts de silice écailleuse. Le dernier milieu est de fixation pédogénétique, accompagné de la circulation des liquides sous-saturés en silice, qui par dissolution polissent les surfaces polies par le vent (pl. XXII, fig. 2). Par accentuation des „V“ d'impact éolien, elles commencent à avoir une régularité suivant les faces de cristallisation du réseau cristallin (pl. XXII, fig. 3). La dissolution ne réussit à affecter ni la silice écailleuse des dépressions protégées ni celle globulaire plus résistente aux attaques chimiques.

On a recueilli du forage de Zimbru 9 (115 à 122 m) un échantillon dont l'aspect des granules varie d'anguleux à sous-anguleux (pl. XXII, fig. 4). Les granules ont en général un aspect de granules non évoluées qui initialement ont été façonnées en milieu torrentiel. Ensuite les granules subissent une fixation en milieu deltaïque, étant lavées par les liquides suprasaturés en silice, en déterminant le dépôt sur toute la surface d'une épaisse croûte de silice écailleuse (pl. XXII, fig. 5). Pendant la phase suivante les granules sont reprises au cours d'une évolution aquatique de forte puissance en les imprimant de nouvelles cassures qui affectent les coins (pl. XXII, fig. 4) et les arêtes et qui relèvent l'épaisseur de la croûte de silice déposée en milieu deltaïque (pl. XXII, fig. 5). En finale, les granules sont fixées en processus de formation des sols ; les liquides interstitiaux, en acquérant un caractère sous-saturé en silice, commencent l'attaque chimique sur les granules. Peu à peu la croûte de silice commence à présenter un degré d'usure avancé (pl. XXII, fig. 5, moitié supérieure de l'image). Dans les zones



TABLEAU 3
Tableau synoptique de l'histoire des granules de quartz

No. de forag, se	Forage 7	Forage 9	Forage 11			Forage 12		
			Groupe 1	Groupe 2	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 1	Groupe 2
T	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution	Eolien	Eolien	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution
y	Aquatique à faible énergie	—	—	—	—	—	—	—
p	Torrentiel	Torrentiel	Torrentiel	—	—	—	Torrentiel	—
s	Deltaïque à dépôt	Deltaïque à dépôt	Deltaïque	Deltaïque	—	—	Deltaïque	—
d	Eolien	—	—	—	—	—	—	—
e	Torrentiel	Torrentiel	Torrentiel	Torrentiel	—	—	Torrentiel	—
p	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution	Eolien	Eolien	Pédo-génétique à dissolution	Pédo-génétique à dissolution
a	Aquatique à faible énergie	Glaciaire	Glaciaire	Aquatique à faible énergie	—			
l	Eolien	—	—	—	—	—	—	—
i	Torrentiel	Torrentiel	Deltaïque	Deltaïque	—	—	—	Torrentiel
i	Deltaïque à dépôt	Eolien	Eolien	Dissolution	Eolien	Eolien	Eolien	—
e	Torrentiel	Torrentiel	Torrentiel	Torrentiel	—	—	—	Torrentiel



protégées des cavités la silice écailleuse préserve l'aspect frais non affecté par l'attaque chimique (pl. XII, fig. 6).

L'échantillon prélevé du forage de T. Vladimirescu 11 (92 m à 98 m) présente des granules à caractère anguleux prononcé (pl. XXII, fig. 1), caractéristique à un milieu torrentiel initial. Suit une évolution deltaïque avec dépôt d'une croûte de silice sur tout la surface, visible surtout dans les zones protégées des actions mécanique et chimique. A cette phase suit, à certaines granules, une évolution éolienne qui polit les arêtes et les coins (pl. XXIII, fig. 2) et à d'autres granules une évolution aquatique à grande énergie qui façonne les granules (pl. XXIII, fig. 3). En final toutes les granules reposent pendant une évolution pédogénétique à dissolution des traces d'éolisation (pl. XXIII, fig. 2) aussi bien que des cassures anciennes ou fraîches, sur la surface desquelles s'observent les traces de l'attaque chimique (pl. XXIII, fig. 3, flèches).

L'échantillon du forage de Slobozia 12 (155 m à 160 m) présente des granules d'anguleux à arrondi. Les granules ont initialement supporté un transport torrentiel, étant ensuite déposées en milieu deltaïque accompagné du dépôt d'épaisses croûtes de silice écailleuse (pl. XXIII, figs. 4, 6). Les granules sont reprises au cours d'une évolution aquatique de grande énergie, qui les produisent de nouvelles cassures concoidales de taille grande (pl. XXIII, fig. 5). Ultérieurement les granules subissent une éolisation de courte durée qui polit les zones exposées, y compris la croûte récemment déposée (pl. XXIII, figs. 4, 5). L'étape finale de l'évolution réside dans la fixation pédogénétique des granules, accompagnée par la dissolution de la croûte de silice et par les dernières cassures de nature aquatique ou éolienne (pl. XXII, figs. 1, 2). Dans des cavités les croûtes préservent l'aspect frais (pl. XXIII, fig. 6).

L'analyse des échantillons dénote, absolument pour tous les cas, une évolution uniforme des sédiments du Romanien moyen de la plate-forme moésienne, à savoir (tabl. 4) :

- évolution torrentielle ;
- évolution deltaïque à dépôt de silice ;
- évolution en milieu aquatique de grande énergie ;
- évolution éolienne accompagnée du polissage des arêtes et des coins ;
- fixation pédogénétique accompagnée de la dissolution de la silice de néoformation et de l'attaque du réseau cristallin.

Par la comparaison des résultats obtenus des formations du Dacien supérieur avec ceux du Romanien moyen il s'ensuit que l'évolution des milieux de sédimentation au niveau du Dacien a été plus mouvementée que celle observée dans les sédiments du Romanien moyen. Le tableau synoptique (tabl. 4) illustre cette évolution différente des paléomilieux de sédimentation du Dacien supérieur et du Romanien moyen.

Considérations sur le complexe houiller

Les intercalations de charbon de la partie est de la plate-forme moésienne (entre le Neajlov et le Danube) sont cantonnées dans le Dacien supérieur et le Romanien moyen. Plus importants, tant par le nombre des couches que par leur épaisseur sont les charbons du Dacien supé-



TA

Résultats des analyses physico-chimiques des échantillons de charbon recueillis

Lieu du prélèvement des échantillons	Intervalle analysé m	Données concernant					
		humidité d'imbibition %	humidité hygroscopique %	humidité totale %	Gendre %	Matières volatiles %	Carbone fixe %
Secteur de Dîmbovița — Neajlov	288,80—290,95	30,00	5,10	35,10	30,70	24,50	9,70
	250,40—250,85	31,80	5,80	37,60	15,50	26,80	20,10
	432,80—435,00	32,90	6,80	39,70	17,60	24,90	35,40
	432,15—432,50	28,10	4,50	32,60	40,00	15,80	51,60
	198,55—199,15	47,70	3,45	51,15	11,60	20,50	16,75
Secteur de București — Fetești	172,60—173,00	39,60	2,07	41,67	33,83	13,81	10,67
	177,20—177,60	43,20	2,83	46,03	15,46	21,23	17,26
	50,90—51,90	51,70	1,86	53,56	24,65	11,96	9,85
	196,40—197,20	49,90	2,83	52,73	13,75	19,19	14,31

rieur, ceux du Romanian moyen ayant le plus souvent une puissance réduite et un développement discontinu. Les paramètres physico-chimiques du lignite de la partie est de la plate-forme moesienne sont présentés dans le tableau 4.

Les forages exécutés entre la Dîmbovița et le Neajlov ont montré qu'à mesure qu'on avance de la zone danubienne vers le nord l'épaisseur du Dacien accroît en même temps de la profondeur où apparaissent les couches de charbon. Dans ce secteur le complexe houiller comprend 1 à 10 couches de lignite dont la puissance est comprise entre 0,10 et 2,0 m, rarement la puissance de ceux-ci atteignant 3,0 m (dans le forage de Buturugeni, à l'ouest de București). Vers la partie septentrionale du secteur d'entre la Dîmbovița et le Neajlov il y a un épaississement du complexe houiller aussi bien qu'une augmentation du nombre des couches de lignite à une épaisseur supérieure à 0,50 m. Si sur un aligne-



BLEAU 4

des forages exécutés dans la plate-forme moessienne (secteur de Neajlov-Danube)

L'échantillon initial					Données concernant la matière combustible						
Coke %	Hydrogène apprécié %	Soufre combustible %	Puissance calorifique sup kcal/kg	Puissance calorifique inf. kcal/kg	Cendre à anhydre à 105 °C %	Matières volatiles %	Charbon fixe %	Soufre, combustib.	Flydrogène apprécieré %	Puissance calorifique sup. kcal/kg	Puissance calorifique inf. kcal/kg.
22,26	1,94	3,90	2007	1690	47,40	71,50	28,50	11,41	5,68	5867	5560
29,62	2,34	2,14	2926	2575	24,90	57,20	42,80	4,57	4,98	6240	5970
17,82	2,14	2,90	2784	2420	29,20	58,30	41,70	6,79	5,02	6519	6245
11,60	1,50	1,58	1599	1320	59,30	57,70	42,30	5,75	5,46	5835	5540
38,35	2,05	2,50	2277	1859	23,75	55,05	44,95	6,70	5,50	6113	5816
44,50	1,34	1,90	1426	1103	58,00	56,42	43,57	7,76	5,50	5824	5527
32,73	2,11	3,40	2481	2091	28,66	55,14	44,85	8,85	5,50	6445	6148
34,48	1,19	1,90	1236	851	53,07	54,88	45,11	8,71	5,50	5672	5375
28,07	1,84	2,53	2074	1658	29,09	57,27	42,72	7,56	5,50	6189	5892

ment méridional qui unirait les localités de Ghimpăti et de Călugăreni existe vers le nord un ou deux couches de lignite d'une épaisseur plus grande de 0,50 m, entre Bucureşti et Buturugeni leur nombre serait de quatre ou cinq. Les forages investigués entre la Dimboviţa et le Neajlov ont dénoté que les couches de charbon du Dacien supérieur de puissances de 2,20 à 3,0 m se trouvent à des profondeurs comprises entre 394 m et 469 m (pl. XIX).

La carte structurale réalisant la base du complexe houiller du Dacien (pl. XXII) exemplifie largement la tendance d'affaissement de celui-ci du sud au nord. Donc, si à 12 km nord de Băneasa l'isobathe de la base du complexe houiller a la valeur de -50, à 46 km nord-ouest de la même localité l'isobathe a la valeur de -500 (immédiatement au nord de Ciorogîrla).



Les dépôts du Néogène supérieur de la partie sud de la plate-forme mœsienne (surtout ceux d'entre le Neajlov et la Mostiștea) sont affectés par une série de failles longitudinales et transversales. Une faille longitudinale importante est celle se développant au nord et à l'ouest de Lehliu jusqu'à l'ouest de la Dîmbovița. Au sud de celle-ci on poursuit une faille longitudinale d'ampleur plus petite entre l'Argeș et la Dîmbovița. En outre de ces failles il y a aussi un système de fractures transversales de direction nord-sud, nord-ouest/sud-est et nord-est/sud-ouest. Ce système de fractures longitudinales et transversales a comme effet l'apparition d'une structure en blocs à compartiments élevés ou affaissés, bien développée au sud-ouest et sud-est de București et beaucoup plus entre București et Sărulești (sur la Mostiștea) (pls. XXI, XXII).

Nous avons élaboré la carte structurale de la base du complexe houiller du Dacien supérieur et non pas de la base du Dacien du fait que les informations concernant la limite inférieure du complexe houiller ont été plus nombreuses et plus exactes. Pour pouvoir dresser une carte structurale de la base du Dacien nous aurions eu besoin d'un nombre beaucoup plus grand de données sur la position de sa limite inférieure. Les forages investigués du secteur de București-Fetești qui ont traversé également le Pontien et le Dacien ont relèves que la limite Pontien/Dacien ne coïncident avec pas la limite d'entre les sables et les argiles, souvent dans la partie inférieure du Dacien se développant des paquets pélitiques d'épaisseurs de 20 à 30 m (forages de Pelinu 10, de T. Vladimirescu 11 et de Slobozia 12). C'est pour cela que le tracement de la limite Pontien/Dacien sur des critères lithologiques, suivant les diagraphies électriques, peut soulever des interprétations erronées.

Quant à la manière de développement du complexe houiller du secteur de București-Fetești on peut noter que les couches de lignite se trouvent fréquemment à des profondeurs jusqu'à 200 m, rarement leur épaisseur étant de plus d'un mètre. Dans ce secteur la formation principale porteuse de charbon est aussi le Dacien supérieur. Vu la puissance et le nombre des couches la plus intéressante est la zone de Progresu-Vasilați-Nana (sud-ouest de București, à l'ouest de la Dîmbovița). Le faciès charbonneux se développe également au nord-est de la zone de Progresu-Vasilați-Nana, en remarquant toutefois que vers Pelinu diminuent non seulement la puissance des couches de lignite mais aussi leur nombre. A l'est de la localité de Pelinu le faciès charbonneux apparaît vers le nord-est de la localité de Slobozia, les couches de charbon ayant des épaisseurs jusqu'à 0,30 m.

A l'est d'un alignement nord-sud entre les localités de Slobozia et de Călărași le faciès charbonneux n'apparaît plus, bien que tant les dépôts du Dacien supérieur que ceux du Romanien moyen y sont présents.

Considérations paléogéographiques et de paléomilieu

Par suite des informations résultées de l'étude des forages exécutés dans la partie est de la plate-forme mœsienne (entre la Dîmbovița et le Danube) on a réussi à connaître mieux la biostratigraphie du Néo-

gène supérieur de ce secteur et à obtenir de nouvelles données portant sur l'évolution paléogéographique de cette aire du bassin dacique.

Comme nous avons déjà mentionné le Néogène d'entre Bucureşti et Feteşti est représenté par le Pontien supérieur (Bosphorien), le Dacien supérieur (Parscovien) et le Romanien moyen (Pélendavien). Les forages qui ont interceptés aussi le soubassement crétacé (forages de T. Vladimirescu 11 et de Feteşti 13) ont relevé que le Crétacé est surmonté soit du Pontien supérieur (forage de T. Vladimirescu 11) soit du Dacien supérieur (forage de Feteşti 13). Entre la Ialomita et le Danube l'existence des dépôts néogènes plus anciens que le Pontien est signalée rien que dans le forage de Mărculeşti (Liteanu, 1956).

Il est à remarquer dans ce secteur (partie est de la plate-forme mœsienne) seulement la présence du Pontien supérieur (Bosphorien) qui manifeste des caractères fortement ingressifs. Une telle situation est signalée dans la Dobrogea du Sud-ouest (Manolescu, 1923 ; Pană, Kruck, 1972 ; Tătărâm Niță et al., 1977), aussi bien que dans la Bulgarie du Nord-est (Stoykov, 1967, 1972, 1974) entre Ruse et Silistra.

Des caractères ingressifs caractérisent le Pontien supérieur autant dans le secteur en question qu'en beaucoup vers l'est, puisque entre la Venea et le Teleorman c'est le Bosphorien qui repose en discontinuité sur de divers termes du Sarmatien (Lubenescu, information orale). Si l'on considère la petite épaisseur du Pontien des forages exécutés en Oltenia méridionale, au sud de Caracal, on peut supposer que la situation existante à l'est de l'Olt se retrouve aussi à l'ouest de l'Olt, là où le Pontien de 10 à 20 m (T. P.) surmonte en discontinuité soit le Crétacé soit le Sarmatien.

C'est ainsi qu'on relève des différences notables entre l'évolution paléogéographique de la zone d'avant-fosse et celle de plate-forme au niveau du Pontien. Si dans l'avant-fosse le Pontien moyen (Portaferrien) est le terme comportant des caractères fortement transgressifs (surtout dans la dépression gétique), dans les parties sud et est de la plate-forme mœsienne de telles tendances sont remarquées au niveau du Pontien supérieur (Bosphorien).

Ainsi, dans la partie est de la dépression gétique, entre l'Argeș et l'Olt, le Pontien moyen (Portaferrien) repose soit sur le flysch paléogène, soit sur le Miocène inférieur. Entre l'Olt et le Danube le caractère transgressif du Pontien moyen est beaucoup plus évident, surtout entre le Jiu et le Danube (Marinescu, 1978), le Pontien moyen surmontant le Miocène moyen, le Mésozoïque voire même le cristallin (tout comme dans l'un des forages de Bala). En échange, dans l'avant-fosse les tendances ingressives du Pontien supérieur (Bosphorien) sont beaucoup plus timidement exprimées étant toutefois plus saisissables autant dans la dépression gétique que la dépression valaque. Ainsi, dans la partie est de l'Oltenia, entre l'Otășau et l'Olt ; le Pontien supérieur reposant directement sur le Sarmatien supérieur (Papaianopol, Olteanu, 1986) dans la vallée Păducelul (affluent gauche de la vallée d'Argeșel) surmonte le flysch paléogène tandis qu'au nord de Mizil, à Tohani, il repose sur le Méotien inférieur (Papaianopol, 1974).

Une image voisine de celle mentionnée au niveau du Pontien supérieur est présente dans le Dacien supérieur (Parscovien). Nous avons



surpris dans les forages investigués d'entre Bucureşti et Feteşti rien que l'existence du Dacien supérieur, reposant en discontinuité sur le Pontien supérieur. Des informations portant sur la présence du Dacien inférieur dans la partie sud de la plate-forme mœsienne ne nous sont offertes que des données sur les affleurements de la Dobrogea du Sud-ouest (Pană, Kruck, 1972 ; Tătărăm et al., 1977) ainsi que sur un secteur vers l'ouest de la Muntenia, entre les ruisseaux Vedești et Teleorman, là où l'existence du Gétien a été constatée par quelques forages (par exemple forage d'Orbeasca). Dans l'aire de l'avant-fosse, à la différence du secteur est de la plate-forme mœsienne, le Dacien inférieur (Gétien) occupe des surfaces beaucoup plus grandes, le Dacien supérieur se développant sur des aréals plus restreints. Il est également à remarquer qu'à l'est de la Muntenia, le Dacien supérieur dépasse l'aire de développement du Pontien supérieur, dans le forage de Feteşti 13 le Parscovien surmontant le Crétacé et étant recouvert par le Pléistocène inférieur.

Le seul moment d'évolution semblable, tant dans l'avant-fosse que dans la plate-forme, est celui du Romanien moyen (Pélendavien) qui dépassant les surfaces de développement assez restreintes du Romanien inférieur (Siensien) a le plus grand développement dans ces deux domaines de sédimentation.

Dans la partie est de la plate-forme mœsienne, le Romanien supérieur (Valahien) manque, sur le Romanien moyen reposant directement les couches de Frăteşti du Pléistocène. De même, Liteanu (1956) a mentionné que dans le secteur d'entre l'Argeș et le Danube l'horizon supérieur du „Lévantin“ est absent, étant signalée aussi l'absence des argiles rouges (attribuées par Liteanu au Villafranchien), qui apparaissent seulement sur la droite du Danube au-dessous des dépôts loessoïdes.

Des données d'observations minutieuses fournies par les forages exécutés dans la partie est de la plate-forme mœsienne nous ont permis de faire une étude inédite, dans notre pays, de l'évolution hydrochimique et hydrodynamique du bassin néogène supérieur (Pontien supérieur-Romanien moyen) sur base de la connaissance des populations d'ostrocodes (Olteanu).

Les essais de reconstitution de paléohabitus représentent un pas en avant dans la recherche paléontologique.

Un biotype peut être expliqué comme une corrélation infinie entre des facteurs biotiques et abiotiques. Les relations d'entre ces deux composantes sont souvent imprévisibles, la réponse des organismes aux stimulus (= facteurs stressants) se répétant avec une constance relative, mais pas toujours parfaitement identique. Les variations intra-populations sont une présence évidente. Là-dessus il est possible de soutenir qu'aucune valve ou coquille d'ostrocodes n'est pas absolument identique à une autre, même chez une population. Du point de vue physiologique la réaction des ostracodes au stress diffère d'un individu à d'autre. Autrement dit, l'organisme vivant répond d'une manière fort variée, mais pas arbitraire, au même stimulus, donc la réponse de l'organisme est absolument aléatoire. Les phénomènes biologiques ont des limites de fluctuation très larges, le déterminisme de ceux-ci étant stochastique. Chaque élément conditionnant l'existence d'un organisme



dans le cadre d'un biotype se distribue suivant la soi-disante distribution normale, concrétisée géométriquement par la courbe de Gauss-Laplace. Des sollicitations fonctionnelles dans des limites physiologiques normales ont comme effet une distribution aussi normale. Les sollicitations outre de ces limites subissent des fluctuations au-delà de la courbe de distribution normale (situations de stress, souvent incompatibles à la vie d'un organisme). Faute d'un appareil statistique suffisamment rigoureux, nous sommes recouru à des nombreuses données obtenues expérimentalement. Les études d'ostracodes effectuées dans les laboratoires ou bien dans leur milieu naturel nous ont fourni bien des données de comparaison. Il est vrai que l'extrapolation, à des populations fossiles, des données obtenues expérimentalement sur des faunes vivantes semble à première vue hasardeuse. C'est pourquoi nous avons préféré pour cette phase de connaissance des conclusions plus générales.

Intéressant et encourageant est le fait que les résultats obtenus à la suite de l'étude des faunes d'ostracodes ont pu être corrélés à une partie des données macrofauniques et sédimentologiques.

L'évolution tout à fait particulière du bassin dacique, golfe contourné des zones continentales et soumis à un permanent apport dulçaquicole, phénomène chronique qui s'est accentué avec le temps jusqu'à la limnicisation totale (au niveau du Romanian) a offert un spectre extrêmement large de situations.

Pratiquement, chaque forage, chaque zone présente des situations spécifiques strictement locales. Les fluctuations d'ordre climatique, hydrochimique, hydrodynamique, les fluctuations du substratum et de la végétation submerse ont imposé la prolifération des types de populations beaucoup ou plus différentes.

La caractéristique principale du bassin dacique pendant le Néo-gène supérieur est sa grande instabilité (Olteanu, 1979). Une première conclusion majeure est l'existence de deux types, de deux communautés d'ostracodes superposées à deux unités structurales majeures : avant-fosse carpathique et plate-forme moésienne.

Selon notre opinion toute la zone d'avant-fosse a un caractère estuaire, caractère dû à un massif apport dulçaquicole de nature continentale, apport qui disperse la faune benthale d'ostracodes en éliminant maints taxons, d'autres proliférant de façon exubérante. L'influence continentale diminue peu à peu vers le sud (zone de la plate-forme), où les conditions écologiques sont en grande mesure stabilisées, la communauté d'ostracodes étant diverse et nombreuse.

La distribution spatiale des populations d'ostracodes, si importante dans la corrélation biostratigraphique, peut être envisagée sous deux aspects. D'une part une distribution locale, repartie sur des aréals restreints dont la corrélation s'effectue le plus souvent rigoureusement, et d'autre part une distribution „macroscalaire“ dans des bassins sédimentaires de grandes dimensions. Ce type de distribution macroscalaire doit être corrélé à une série de facteurs de „contrôle“, facteurs qui amplifient, entretiennent ou inhibent l'évolution normale d'une population d'ostracodes.

Les bassins saumâtres ont en général (voir ceux actuels de la mer Noire) une évolution quasi anarchique, étant divisés en une multi-



tude de microhabitus, chacun ayant ses particularités et implicitement un certain régime biotique. Ce régime „mozaïqué“ complexe et divers tient au moins un caractère dominant, qui lui confère une certaine unité. Le bassin dacique a été un bassin saumâtre, soumis à un permanent processus d'adoucissement. Il s'agit alors d'une tendance de la macrofaune d'ostracodes qui s'adapte à ce facteur stressant essentiel. Le phénomène a provoqué une grande sélection spécifique et générique. Ce filtre majeur a permis la survie des taxons (au niveau des populations) spécifiques aux milieux saumâtres en général et au milieu dacique-euxinique en spécial. Les populations se succèdent progressivement en temps, en marquant avec précision chaque moment géologique important. Les faunes d'ostracodes sarmatiens, méotiens, pontiens, daciens et romaniens sont bien dissemblables, les linéations phylogénétiques étant mineures et sporadiques (Olteanu, 1979). Ces sauts de qualité, à des apparitions brusques de complexes fauniques stabilisés et bien définis et à des disparitions tout à fait brusques, caractérisées par des cycles fragmentés sans fin, impriment au moins aux faunes d'ostracodes du bassin dacique une individualité à part.

Bien entendu, les causes semblent être beaucoup plus nombreuses. Les fluctuations majeures de la structure du biotype déterminent la destruction des communautés benthiques d'ostracodes, les fluctuations d'une ampleur plus petite les nuancent, en les conférant des teintes qui les séparent.

La grande diversité des espèces, leur densité, les dimensions des valves, les rapports numériques entre les espèces, entre les formes périfitales et pilleuses, les différences préférentielles de substratum, la forme de carapace, les rapports quantitatifs spécimens femelle/mâle, adultes/jeunes, tuberculés/lisses et d'autres sont des éléments indispensables pour établir des nuances d'un certain caractère écologique du biotype. Les ostracodes ont une grande flexibilité génétique, en permettant à bien des espèces de s'adapter aux conditions locales. La réaction écophysiologique de l'individu aux fluctuations permanentes et d'une longue durée pour un facteur écologique définit forcément la structure de la coquille. Ces modifications peuvent être observées et interprétées.

On sait que l'ornementation des valves est en corrélation avec l'équilibre ionique des eaux (facteur rhopique) et ne sont pas strictement liées à la salinité (Pora, 1968). Les ostracodes aussi, tout comme un organisme vivant, évoluent dans les limites d'un certain standard génétique. Au même programme génétique se soumet aussi le développement de l'ornementation durant l'ontogénie. Si „le type“ de l'ornementation est contrôlé génétiquement, son intensité est en échange contrôlée „physiologiquement“ (Danielopol, 1984).

A l'analyse, la composition de la microfaune d'ostracodes apparaît le plus souvent homogène, tandis que les analyses de détail (tant au niveau statistique, de population que dans la structure intime des valves) relèvent avec précision toute une série de caractéristiques du milieu ambiant. Le habitus varie et les organismes benthiques, les ostracodes notamment, enregistrent ces modifications. Par suite de l'expérience accumulée pendant les études biostratigraphiques qui nous



ont offert des successions de taxons en temps, donc „des markers stratigraphiques“, nous pouvons également préparer des séries de „markers écologiques“, espèces, mais surtout spécimens, qui dues aux modifications de leur structure intime (les limites de la variabilité y sont larges aussi), morphologique et (ou) chimique nous aident à tirer des conclusions essentielles sur l'habitus.

Notre essai de reconstitution du paléohabitus s'appuie sur les résultats obtenus de l'étude des forages : de Gruiu 6, de Progresu 7, de la vallée d'Argova 8, de Zimbru 9, de T. Vladimirescu 11 et de Slobozia 12. Les nombreux échantillons micropaléontologiques pour l'étude des faunes d'ostracodes ont été recueillis du Pontien supérieur au Romanian moyen, y compris.

Pour ce premier essai de reconstitution du paléohabitatus le Pontien supérieur rencontré dans le forage de T. Vladimirescu 11 peut nous aider, lui seul nous offrant une communauté d'ostracodes bien variée.

Au niveau du Bosphorien dans ce forage il y a un développement exubérant des espèces de *Caspionella* (espèce dominante étant *Caspionella* aff. *gracilis*, avec le rapport adulte/jeune = 7/1, la majorité des jeunes étant dans les stades VI, VII). Y apparaissent des espèces de *Leptocythere* et de rares formes de *Pontoniella* (du groupe *striata*). La présence de deux exemplaires de *Tyrrhenocythere filipescui* accentue le caractère pontien de l'ensemble d'ostracodes. La paléocénose apparaît parfaitement équilibrée. Il s'agit d'une zone de petite profondeur (ne dépassant pas 10 m), à eaux limpides, richement oxygénées et à végétation macro- et microphitale diverse. Le substratum est constitué des roches détritiques à granulation fine, pélitique. La dynamique est réduite. C'est une communauté homéostatique stabilisée dans un milieu dépourvu d'agressivité. Ces conclusions, qui peuvent être généralisées pour d'autres forages aussi, résultent également de l'étude des macrofaunes. L'existence dans les forages de Gruiu 6, de Progresu 7, de la vallée d'Argova 8, de Pelinu 10, de T. Vladimirescu 11 et de Slobozia 12 des niveaux lumachelliques à *Chartoconcha* et *Lunadacna*, mollusques à coquille très mince et charnière réduite révèlent des zones calmes, peu profondes, sans dynamique accentuée des eaux, donc pas dans les secteurs d'action des vagues et des courants, dont la présence aurait déterminée la destruction des coquilles très fines.

Le Dacien supérieur a offert un cadre beaucoup plus large aux interprétations paléoécologiques, la plupart des forages investigués intersectant le Parscovien sur des dizaines de mètres.

Dans le forage de T. Vladimirescu 11 le Dacien supérieur est divisé du point de vue écologique en deux moments relativement distincts. Dans la base du complexe il y a une prolifération excessive des populations d'ostracodes. La présence des espèces *Leptocythere multitudinaria*, *Cytherisa bogatschovi* et *Bacunella* aff. *djanelidzae* indique la limite inférieure du Parscovien. Ecologiquement il s'agit d'un moment instable hydrochimique. La salinité est fluctuante, dans un régime hydrodynamique à eaux calmes, sans courants et vagues. Les macrophytes submerses sont largement développées, le pourcentage d'ostracodes périphitales étant majoritaire. La présence des valves de grandes



dimensions (du groupe *Amplocypris*) comportant des traces d'érosion superficielle pourrait indiquer un faible transport des zones environnantes. Le grand nombre des spécimens de *Cytherissa* qui prolifèrent exclusivement sur un substratum de granulation moyenne (substratum pélitique étant évité tout comme celui très grossier) pareillement à des nombreux exemplaires allongés et aigus postérieurement, avec un habitat préférentiel interstitiel, indique aussi la présence d'un substratum grossier-pétricole. Il est possible que ce soit une zone littorale avec un important apport terrigène continental. La partie supérieure de la succession du Dacien supérieur s'est sédimentée dans un cadre hydrodynamique mouvementé, de grande énergie des vagues. La salinité est visiblement grande. Il s'y agit d'un milieu hydrochimique complexe, riche en sels de Ca et de Mg. La communauté d'ostracodes semble stabilisée, la note dominante et caractéristique étant donnée par le genre *Cyprideis* (grâce à plusieurs espèces), à spécimens lisses ou bien vaguement granulaires. Les exemplaires tuberculés manquent. Le nombre réduit des espèces fragiles physiologiquement ainsi que les espèces avec appareil locomoteur inefficace (ostracodes rampants) indiquent un milieu d'agressivité accentué, de chimisme instable, qui a permis là prolifération des espèces fragiles, en laissant le champ libre aux espèces robustes et résistantes à prolifération excessive. La macrofaune de l'intervalle 115 à 121 m, extrêmement riche en espèces et nombre d'individus comportant de nombreuses formes à coquille mince et fragile dans un état de conservation meilleure (*Limnodacna*, *Horiodacna*, *Pseudocatillus*, *Euxinicardium*), relève l'existence d'un milieu très favorable à la vie, dans un substratum sableux fin et une zone peu profonde, bien aérée, relativement calme, sans une dynamique très active des eaux, milieu qui pourrait déterminer sans doute la destruction des coquilles très minces.

Dans le forage de Slobozia 12 la communauté basale du Dacien supérieur est bien diversifiée. Le grand nombre des espèces et d'individus dénote un milieu biotique riche en ressources, à eaux oxygénées et à développement à part des macrophites submerses. Le substratum recouvre toute la gamme granulométrique. Par la présence des espèces préférant la biderme pétricole il est possible de rencontrer même un substratum rocheux. Il s'y agit probablement d'une golfe protégé à eaux calmes, sans énergie dynamique et à apport carbonaté permanent. La profondeur ne dépasse pas 12 m. La salinité est stable, sans fluctuations. La partie supérieure du Parscovien offre une communauté d'ostracodes beaucoup appauvris. Dominantes y sont les espèces appartenant au genre *Cyprideis*, genre vigoureux et extrêmement prolifique. Plus difficile à expliquer c'est la présence de nombreux spécimens de *Pontoniella* genre préférant des eaux calmes à végétation riche. L'analyse des populations de *Cyprideis* a relevé la présence d'un biotype d'eaux dont la salinité est bien diminuée et surtout dans un cadre hydrochimique instable. La macrofaune de l'intervalle 206 à 212 m, située à la partie inférieure des sables parscoviens à *Horiodacna*, *Euxinicardium*, *Prosodacnomyia*, *Dreissenella*, *Lithoglyphus*, met en évidence une communauté qui a vécu dans un secteur à eaux calmes, peu profondes,



bien aéré, à substratum sableux fin et à l'abri de l'action des vagues et courants.

Dans le cas du forage de Gruiu 6 aussi il s'agit d'une communauté basale et d'une autre terminale, chacune ayant de certaines caractéristiques écologiques. La succession inférieure s'est sédimentée dans un milieu dont la salinité a été appréciée par nous entre 8 et 12%. La communauté d'ostracodes, équilibrée et stable, est dominée par le groupe des Candones allongées et aiguës postérieurement. Le genre *Leptocythere* est représenté par des espèces différemment ornementées, en offrant de nombreuses variantes phénotypiques. Le habitus apparaît complexe, d'un chimisme sur fond carbonaté. Les eaux fortement oxygénées ont permis le développement d'une végétation variée et submerse. Les profondeurs sont petites, fait qui a permis la pénétration de la lumière et de la température diurne jusqu'au niveau du substratum généralement fin. Il s'y agit de la présence d'une faune typiquement benthique de shelf. La partie supérieure de la succession du Parscovien de ce forage indique le même type de salinité. Le substratum est grossier, favorisant le développement intense des populations d'ostracodes interstitiaux. Les profondeurs petites ont déterminé le développement d'une riche végétation submerse. Les observations effectuées sur des populations de *Cyprideis* ont mené à l'idée de la domination du cation de Ca^{2+} . Il y est question de la présence d'un cadre chimique à prédominance carbonatée, ayant l'anion HCO_3^- en subsidiaire. L'absence presque complète des taxons de petites dimensions et des taxons juvénils I-IV pourrait indiquer l'existence des courants de fond temporaires. L'association de mollusques, très riche et variée en sables de dessous de l'intercalation de charbon de la partie supérieure du Dacien supérieur dénote l'existence dans ce moment-là d'une zone peu profonde de substratum sableux fin, bien oxygénée et à l'abri de l'action des vagues et des courants.

Du forage de Progresu 7 seuls les échantillons recueillis d'un intervalle de 5 m d'épaisseur ont été analysés par nous. Tout l'intervalle apparaît unitaire paléoécologiquement. Il s'y agit d'une communauté benthique d'ostracodes complexes, divers et équilibrés en tout qu'espèces. Il est saisissable une faible prépondérance des Candones du groupe Caspiolla. Relativement fréquentes sont les espèces appartenant au genre *Cytherissa* et d'une manière subordonnée les leptocytherinés, bacunellés et candones. Le rapport adulte/jeune est d'approximativement 2/1 pour les caspiollés et de 1/1 pour les autres taxons. Les formes de *Cyprideis* manquent. C'est la présence d'un milieu à eaux calmes et énergie modérée dans ce cas. Le substratum est moyen-grossier, propice à la vie des ostracodes de type interstiel. Tout comme pour les cas antérieurs la végétation submerse est riche. La salinité et en général le spectre chimique des eaux sont stabilisés, variant légèrement autour de la valeur de 12%. Les profondeurs préférentielles de la plupart des composants de l'association sont petites, la grande majorité des taxons étant des organismes périphitaux liés à la flore submerse.

On a prélevé de deux niveaux du forage de Zimbru 9 des échantillons pour l'analyse de l'ostracodo-faune. A 240 m, dans la partie inférieure de la succession, la communauté d'ostracodes relativement



diverse est exclusivement dominée par les espèces du groupe *Candona* s.l. (maintes formes de *Caspiolla*, *Caspiocypris* — type orné — et *Pontoniella* — type strié). Le genre *Cytherissa*, représenté seulement par des spécimens peu ou pas tuberculés tout comme le genre *Cyprideis*, apparaît en tant qu'éléments minoritaires. La communauté a évolué dans un bassin à salinité 9 à 11‰. Le substratum est moyen-grossier. Au point de vue hydrodynamique le paléotope aquatique était caractérisé par une énergie modérée. La partie supérieure de la succession a offert un ensemble sensiblement diminué autant comme diversité que densité. L'analyse des détails morphologiques des valves et des coquilles de *Cyprideis* (pores transversaux) montre une salinité réduite (8‰) par rapport aux séquences antérieures.

Là-dessus, l'analyse des communautés d'ostracodes du niveau du Dacien supérieur de la partie est de la plate-forme mœsienne nous permet d'identifier deux moments dans l'évolution de ce système faunique, moments séparés écologiquement. Une première succession, inférieure, à salinité entre 10 et 13‰, dont la microfaune benthique d'ostracodes a évolué dans un milieu calme, sans fluctuations majeures et une succession supérieure à faible salinité (presque 8‰) ayant des fluctuations hydrodynamiques et hydrochimiques visibles. Ces modifications peuvent être corrélées avec une série de modifications paléogéographiques.

Par conséquent la rupture totale entre les communautés d'ostracodes daciens et romaniens corrélés par nous avec la limnicisation du golfe dacique et sa transformation dans une zone à régime deltaïque, d'eaux douces, végétation excessive, courants sporadiques et imprévisibles ne peut pas être expliquée sans envisager la transformation du golfe dacique dans un lac de petites profondeurs, soumis exclusivement aux influences continentales. Au fond, les faunes d'ostracodes romaniens traduisent exactement ces situations, les ressemblances avec le régime du delta du Danube actuel étant frappantes. Les macrofaunes du Romanian moyen, riches en unionidés sculptés et mélanopsidés ornementés (forages de Gruiu 6, de Zimbru 9, de Pelinu 10, de T. Vladimirescu 11) indiquent l'existence au cours du Romanian d'un bassin dulçaquicole, peu profond, bien aéré et d'eaux calmes, situé dans une zone à climat chaud.

BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov N. I. (1923) Apșeronskii iarus. *Izbranie trudi*, t. II (1963), p. 333-569, 11 pl., Moskva.
- Bandrabur T. (1961) Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomița-Moșniștea-Dunăre. *Stud. tehn. econ., Inst. Geol.*, E, 5, p. 141-158, 6 pl., București.
- Danielopol D. (1985) in P. Carbonel, J. P. Colin, D. Danielopol, H. Löffler, I. Nestrueva. The paleoecology of limnic ostracodes, a review of some major topics. *Akad. Wiss. Mathem.-naturw.*, K. I., 1, 187, p. 1-90, Wien.
- Hanganu E. (1977) Studiul asociației de ostracode pliocene din Dobrogea de sud. Univ București, Fac. Geologie-Geografie, *Comunicări, Secția Geologie*, Ses. științ. fest. 17-18 decembrie 1975, p. 241-248, București.



- Liteanu E. (1956) Geologia și hidrogeologia jinutului dunărean dintre Argeș și Ialomița. *Stud. tehn. econ., Inst. geol.*, E, 4, p. 3-31, 10 pl., București.
- Lubenescu V., Diaconu M., Ștefănescu C., Radu A., Dîță St. (1985) Date preliminare asupra forajelor din Platformă Moesică (Néogen) sectorul valea Teleormanului-valea Vedea. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/4, p. 115-126, București.
- Manolescu St. (1923) Comunicare preliminară asupra Pliocenului din dreapta Dunării din Dobrogea de SW. *D. S. Inst. Geol.*, VI (1914-1915), p. 70-82, București.
- Marinescu Fl. (1978) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. Edit. Acad. R. S. România, 155 p., 5 pl., București.
- Olteanu R. (1979) Signification biostratigraphique des ostracodes méotiens et pontiens du Bassin Dacique. *Rev. roum. géol. géophys., géogr. (Géologie)*, 23, 1, p. 77-78, 4 pl., București.
- Pană I., Kruck E. (1972) Pliocenul din Dobrogea de sud-vest (Ostrov-Canlia-Oltina). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII (1971), 4, *Stratigrafie*, p. 255-264, 7 pl., București.
- Papaianopol I. (1974) Faciesurile și posibilitățile de corelare ale Pontianului superior (Bosphorian) dintre valea Cricovul Sărat și valea Tohanișeasa, jud. Prahova. *D. S. Inst. Geol.*, LX/5 (1972-1973), p. 61-74, București.
- Lubenescu V. (1983) Considerații asupra faunei complexului cărbunos al Dacianului din Depresiunea Getică (Oltenia). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geologie)*, 28, p. 116-124, 2 pl., București.
 - Andreescu I., Boz St., Cioflie G., Costea C., Crăciun P., Dumitrica P., Gaiță C., Grigorescu Gh., Grigorescu St., Jipa D., Macaleț R., Munteanu Em., Olteanu R., Pislaru T., Popa E., Popescu A., Popescu Gh., Rădan M., Rădan S., Răzeșu S., Rogge E., Roman St., Ungureanu C., Szobotka St., Pană I., Damian R. (1985) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
 - Olteanu R. (1985) La faune bosphorienne de l'est de l'Olténie. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 5 pl. (sous presse).
 - Lubeneescu V. (1986) Studiul unor specii de Pseudoprosodacna și Pseudocatillus (Bivalvia, Limnocardidae) din Dacianul Platformei Moesice (Muntinia). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 2 pl. (sous presse).
- Paraschiv D. (1975) Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. *Stud. tehn. econ., Inst. Geol. Geofiz.*, A, 10, 363 p., 8 pl., București.
- Pauliuc S., Negoiță Fl., Darwische M., Andreescu I. (1979) Stratigrafia depozitelor miocene din sectorul central al Platformei Moesice (valea Olt-valea Dimbovița). *Anal. Univ. București*, XXVIII, p. 65-77, București.
- Pora E. A. (1981) Homeostazia. Edit. științ. enciclop., p. 1-296, București.
- Radu A., Ștefănescu C., Dîță St., Lubenescu V., Cornea C. (1984) Rapport, archives I.P.G.G., București.
- Stoykov St. (1964) Neue Lamellibranchien aus Nord-Bulgarien. *Ann. de l'Univ. de Sofia*, LVII, 1, (1962-1963), p. 289-291, 1 pl., Sofia.
- (1967) Le Pliocène près de Toutrakan. *Ann. de l'Univ. de Sofia*, 60, 1 (1965-1966), p. 127-134, Sofia.
 - (1972) Stratigraphie du Pliocène dans la région de Roussé. *Ann. de l'Univ. de Sofia*, 65, 1 (1972-1973), p. 41-52, Sofia.
 - (1974) Données nouvelles sur le Pliocène près de la ville Silistra. *Ann. de l'Univ. de Sofia*, 66, 1 (1973-1974), p. 31-34, Sofia.



- Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Editura Tehnică, 336 p., Bucureşti.
- Ştefănescu S. (1894) Les couches géologiques traversées par le puits artésien de Mărcoleşti dans le Bărăgan de Ialomiţa (Roumanie). *Bul. Soc. Géol. France, série III*, t. XXII, p. 331, 2 pl., Paris.
- (1896) Etudes sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et levantines. *Mém. Soc. Géol. France, Paléont.*, 4, 147 p., 11 pl., Paris.
- Tătărăm N., Rado G., Pană I., Hanganu E., Grigorescu D. (1977) Dobrogea de sud în Neozoic, biostratigrafie și paleogeografie. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geologie)*, 22, p. 27-38, 4 pl., Bucureşti.

**STUDIUL NEOGENULUI SUPERIOR
DIN PARTEA ESTICĂ A PLATFORMEI MOESICE
(SECTORUL DINȚRE NEAJLOV ȘI DUNARE)
CU CONSIDERATII ASUPRA COMPLEXULUI CĂRBUNOS**

(Rezumat)

Forajele cu carotaj continuu săpate în ultimul timp în partea estică a Platformei Moesice (unitate geologică ce se întinde de o parte și de alta a cursului inferior al Dunării, mărginită la nord de avan-fosa carpatică, la sud de Prebalcani iar la NE de orogenul nord-dobrogean), au facilitat obținerea a numeroase informații noi referitoare la modul de dezvoltare a Neogenului superior din această arie. În vederea evidențierii particularităților Neogenului superior din partea estică a Platformei Moesice au fost investigate 13 foraje dintre care cinci sunt situate între văile Neajlov și Dîmbovița iar opt între Dîmbovița și Dunăre. Cel mai nordic dintre forajele menționate se găsește pe Ialomița (la Slobozia), iar cel mai sudic la Gruiu (la vest de confluența dintre Argeș și Dîmbovița).

Depozitele Neogenului superior interceptate de cele 13 foraje certețate aparțin Ponțianului superior (Bosphorian), Dacianului superior (Parscovian) și Romanianului mediu (Pelendavian).

Ponțianul superior (Bosphorianul) a fost întlnit în şase dintre forajele săpate între valea Dîmbovița și Dunăre. Litologic este constituit din argile cenușii, de obicei stratificate, uneori masive, ce au mai multe nivale fosilifere. Depozitele respective conțin un ansamblu faunistic caracteristic (macrofaună și microfaună) :

— macrofaună : *Caladacna steindachneri* (Brusina), *Lunadacna lunae* (Voitești), *Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae* Sabba, *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *C. aff. rumana* (Wenz), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *D. bosphorana* Papaianopol.

— microfaună : *Candonia (Caspiocypris) labiata* (Zalanyi), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Pontoniella trapezoidalis* Olteanu, *P. loczyi* (Zalanyi), *P. aff. acuminata* (Zalanyi), *Candonia (Caspiolla) balcanica* (Zalanyi), *C. (C.) karatengisa* Mandelstam, *C. (C.) praekaratengisa* (Agalarova), *C. (C.) gracilis* Livental, *C. (C.) acronasuta* Livental, *Leptocythere multituberculata* (Livental), *L. andrusovi* (Livental), *L. olivina* Li-



vental, *L. cymbula* Livental, *L. microlata* Livental, *L. saljanica* (Livental), *L. picturata* Livental, *L. palimpsesta* Livental, *L. striatocostata* (Schweyer), *L. variabilis* Olteanu.

Dacianul superior a fost străbătut doar parțial de cele cinci foraje dintre văile Neajlov și Dîmbovița, însă informații complete privind nu numai întreaga succesiune a Dacianului superior ci și vîrstă și natura depozitelor între care acesta este situat le-au oferit cele opt foraje dintre valea Dîmbovița și Dunăre. Litologic, Dacianul superior este constituit din nisipuri fine sau de granulație medie, cenușii sau gălbui, așezate în unele cazuri direct peste argilele Pontianului superior. În alte situații la partea inferioară a Dacianului superior se pot găsi pașchete pelitice, cu grosimi de pînă la 20-30 m, caz în care numai analiza conținutului faunistic permite trasarea limitei dintre Pontian și Dacian. La partea superioră a succesiunilor Dacianului superior se găsește un complex cărbunos cu o mai bună dezvoltare între Neajlov și Moștiștea, dar care este mult mai slab reprezentat, sau chiar absent, între Moștiștea și Dunăre.

Depozitele Dacianului superior cuprind bogate asociații de moluște, ostracode și characee.

— moluște : *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), *Stylocadna heberti* (Cobălcescu), *Limnodacna gilletae* Papaianopol et I. Motaș, *Pseudocardillus mæsesicus* Papaianopol et Lubenescu, *P. baraganicus* Papaianopol et Lubenescu, *P. humilis* Papaianopol et Lubenescu, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Limnocardium (Euxinicardium) orolesi* Papaianopol, *L. (E.) peregrinum* Papaianopol, *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), *Horiodacna rumana* Sabba, *Lithoglyphus amplus* Brusina, *L. acutus decipiens* Brusina, *Hydrobia syrmica* Brusina, *Dreissena polymorpha* Pallas, *D. baraganicus* Andrusov

— ostracode : *Candona candonaeformis* (Schweyer), *Cytherissa bogatschovi* Livental, *C. bogatschovi triformis* Livental, *Candona (Caspiocyparis) ornatus* Hanganu, *C. (C.) gracilis* Livental, *C. (C.) labiata* (Zalanyi), *C. (C.) gracilis* Livental, *C. (C.) acuminata* Livental, *Bacunella dorsiarcuata* (Zalanyi), *B. djanelidzae* Vekua, *Pontoniella excelentis* Olteanu, *Candona (Caspiolla) kamistrumensis* Stanceva, *C. (C.) dacica* Olteanu, *C. (C.) acronasuta* (Livental), *C. (C.) rostriformis* Vekua, *(C. (C.) liventalina* (Evlahova), *C. (C.) kozloduensis* Stanceva, *Cyprideis elisabetae* Stanceva, *Candoniella formosa* (Livental), *Loxoconcha aff. eichwaldi* Livental, *Leptocythere picturata* (Livental), *L. taktakischvili* Vekua, *L. cellula* Livental, *L. cymbula* Livental, *L. gracilis* Livental, *L. multituberculata* Livental

— characee : *Nitellopsis megarensis* Soulié, *N. obtusa* (Papp), *N. meriani meriani* Grambast, *Chara molassica* Mädler, *Ch. tornata* (Mädler), *Ch. cfr. superba* (Stache), *Ch. globularis latus* Soulié, *Lichnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié.

Depozitele Romanianului mediu (Pelendavian) au fost întîlnite în toate forajele dintre Neajlov și Dunăre pe care le-am investigat, cu excepția forajului 13 Fetești unde Pleistocenul stă direct peste Dacianul superior. Ceea ce ne-a făcut să atribuim Romanianului mediu depozite romaniene din forajele cercetate a fost existența unor faune cu unionizi sculptați și melanopside ornamentate, imediat deasupra Dacia-



nului superior. Acesta este cazul forajului 9 Zimbru unde faune de acest tip sunt cantonate între 164-170 m, faunele Dacianului superior găsindu-se în intervalul 177-185 m.

Din punct de vedere litologic atrage atenția predominanța depozitelor fine, pelitice, în toate succesiunile Romanianului mediu din forajele luate în discuție. Secvențele nisipoase, fără o distribuție uniformă, sunt mai bine reprezentate în forajele 6 Gruiu, 8 Valea Argovei, 10 Pelinu și 12 Slobozia. De semnalat existența în multe dintre forajele investigate a unor argile cu galeti, de grosime mai mare sau mai mică (forajele 6 Gruiu, 8 Valea Argovei, 9 Zimbru și 10 Pelinu). În succesiunile Romanianului mediu se găsesc de asemenea argile cărbunoase și strate subțiri de lignit (cu grosimea de 0,10-0,80 m), acestea din urmă având de obicei o dezvoltare lenticulară. Din depozitele Romanianului mediu au fost determinate următoarele asociații de moluște, ostracode și characee :

— macrofaună : *Wenziella subclivosa* (Teisseyre), *Rugunio mojsvari* (Penecke), *R. circula* Andreeescu, *Rytia aff. conemenosi* (Brusina), *R. aff. bielzi* (Czekelius), *Cuneopsis bexrichi* (Neumayr), *Sulcopotomida aff. cymatoidea* (Brusina), *Psilunion prominulus* Sabba, *P. aff. biplicatus* (Bielz), *P. ex gr. acutus* (Neumayr), *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Melanopsis (Melanopsis) rumana* Tournouër, *M. (M.) pterochila pterochila* Brusina, *M. (M.) pterochila onychia* Brusina, *M. (M.) bergeroni* Sabba, *(M. (M.) alutensis* Sabba, *M. (M.) breastensis* Sabba, *M. (M.) esperoides* Sabba, *M. (M.) visianiana* Brusina, *M. (Lyrcea) onusta* Sabba, *M. (Canthidomus) costata* Ferrusac, *M. (C.) lanceolata* Neumayr, *(M. (C.) soubeirani* Porumbaru, *M. (C.) porumbari* Porumbaru, *M. (C.) harpula* Neumayr, *M. (C.) hybostoma amaradica* Fontannes, *Bulimus vukotinovici* Brusina, *Tylopoma gradata* Sabba, *Emmericia candida* Neumayr, *E. rumana* Tournouër, *Theodoxus licherdopoli scriptus* (Sabba), *T. quadrofasciatus* (Brusina), *Valvata (Cincinnna) sibinensis* Neumayr, *V. (C.) crusitensis* Fontannes, *Acella acuaria* Neumayr, *Viviparus bifarinatus* (Bielz), *V. stricturatus* Neumayr, *V. craiovensis* Tournouër.

— microfaună : *Cyprinotus salinus* (Brady), *Candonia neglecta* Sars, *C. compressa* Koch, *C. albicans* Brady, *Cypris maculosa* Bronstein, *Cyprideis torosa* (Jones), *Iliocypris gibba* (Ramdohr), *I. tuberculata* (Brady), *I. nudula* Mandelstam, *I. bradyi* Sars, *Darwinula stevensoni* (Brady & Robertson), *Metacypris cordata* Brady & Robertson, *Lymnocythere tenuireticulata* Suzin.

— characee : *Nitellopsis megarensis* Soulié, *M. meriani meriani* Grambast, *N. spirocarinata* (Papp), *N. meriani stipitata* Mädler, *Tectochara conica* Mädler, *Chera globularis latus* Soulié, *C. papii* Soulié, *C. molassica* Mädler, *Lichnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié.

Studiul mineralelor grele a arătat că conținutul fractiei grele variază pe intervale stratigrafice și pe sectoare. Au fost puse în evidență următoarele parageneze caracteristice :

- pentru Dacianul superior : granat incolor + staurolit + disten
- pentru Romanianul mediu : granat incolor + epidot + turmalină
- pentru Pleistocen : staurolit + epidot + hornblendă

În nisipurile de sub stratul principal de cărbune din Dacianul superior există o asociație de minerale grele cu minerale opace + granat



incolor. ARIILE DISTRIBUTIVE SINT REPREZENTATE PRIN FORMATIUNILE CRYSTALOFILIENE, MAGMATICE SI SEDIMENTARE ALE CARPAȚILOR MERIDIONALI. MINERALELE SE GĂSESC ÎN ZĂCĂMINT PRIMAR SI NU SINT REMANIADE DIN SEDIMENTE PREEXISTENTE.

Prin studiul exoscopic al granulelor de cuarț s-a încercat stabilirea istoriei evoluției sedimentelor înainte de fixare, în momentul și după fixarea lor în diageneza de formare a solurilor. Granulele de cuarț păstrează pe suprafața lor impresiuni de natură mecanică și chimică. Din combinarea și suprapunerea efectelor lor, pe suprafața granulelor apar caractere specifice diverselor medii (subacvatice și subaeriene). În urma analizei granulelor provenite din Dacianul superior s-a tras concluzia că procesul de sedimentare nu a avut un caracter uniform. Rezultatele analizelor au indicat o mare varietate de faciesuri răspândite în plan orizontal, în aceleași probe întâlnindu-se granule cu caracter net deosebite. Acest lucru indică faptul că aportul de material solid depus în același timp are origine diferită. De asemenea, timpul de evoluție a diverselor sedimente diferă, unele ajungând în faza finală mai repede, deci purtând pe ele caracter neevoluate. Celelalte parcurg un drum mai lung, într-un timp mai îndelungat, deci sunt supuse mai multor cicluri de evoluție, ajungând în faza finală cu caracter net deosebite față de primele. Spre deosebire de Dacianul superior, în Romanianul mediu s-a constatat, în absolut toate cazarile, o evoluție uniformă a sedimentelor după cum urmează: evoluție torrentială, evoluție deltaică cu depunere de silice, evoluție în mediu acvatic cu energie mare, evoluție eoliană însoțită de șlefuirea muchiilor și colțurilor, fixare pedogenetică însoțită de dizolvarea silicei de neoformăție și atacul rețelei cristaline. Comparând rezultatele obținute din Dacianul superior cu cele din Romanianul mediu se poate spune că evoluția mediilor de sedimentare la nivelul Dacianului a fost mult mai frămîntată decît cea constatată în sedimentele Romanianului mediu.

În partea estică a Platformei Moesice (între Neajlov și Dunăre) intercalările de cărbuni sunt cantonate în Dacianul superior și Romanianul mediu. Mai importanți, atât prin numărul stratelor cât și prin grosimea acestora sunt cărbunii din Dacianul superior, cei din Romanianul mediu avînd de cele mai multe ori o grosime redusă și o dezvoltare discontinuă. Forajele executate între Dîmbovița și Neajlov au arătat că pe măsură ce se înaintează de la zona dunăreană către nord se constată, concomitent cu creșterea grosimii Dacianului și o creștere a adîncimii la care se găsesc stratele de cărbuni. În acest sector complexul cărbunos cuprinde 1-10 strate de lignit a căror grosime este cuprinsă între 0,10-2,0 m, rareori grosimea acestora atingînd 3,0 m (la vest de București). Concomitent cu îngroșarea complexului cărbunos către nord se constată și o creștere a numărului stratelor de lignit cu grosimea mai mare de 0,50 m. Dacă pe un aliniament sudic ce ar uni localitățile Ghimpăți și Călugăreni există 1-2 strate de cărbune cu grosimea mai mare de 0,50 m, către nord, între București și Buturugeni numărul acestora ajunge la 4-5. Între București și Fetești stratele de lignit se răsesc de cele mai multe ori pînă la adîncimea de 200 m, dar rareori grosimea stratelor este de 1,0 m. Si în acest sector formațunea principală de cărbune este Dacianul superior. Din punct de vedere al gro-



simii și numărului stratelor de lignit cea mai interesantă este zona Progresu-Vasilați-Nana, constatăndu-se însă că înspre Pelinu se reduce nu numai grosimea stratelor de cărbune ci și numărul acestora. La est de localitatea Pelinu faciesul cărbunos se mai urmărește spre nord-est pînă la Slobozia, stratele de cărbuni avînd însă grosimi de pînă la 0,30 m. La est de un aliniament nord-sud ce ar uni localitățile Slobozia și Călărași faciesul cărbunos nu mai apare, deși atît depozitele Dacianului superior, cît și cele ale Romanianului mediu sînt prezente în aria respectivă.

Informațiile obținute în urma studierii forajelor executate în partea estică a Platformei Moesice (între Dîmbovița și Dunăre) au permis, pe lîngă o mai bună cunoaștere a biostratigrafiei Neogenului superior din acest sector și obținerea unor date noi privînd evoluția paleogeografică a acestei arii, parte componentă a Bazinului Dacic. Pot fi astfel surprinse diferențe notabile între evoluția paleogeografică a zonei de avanfosă și cea de platformă atît în Pontianul superior, cît și în Dacianul superior. În partea estică a Platformei Moesice (între Dîmbovița și Dunăre) nu este prezent decît Pontianul superior (Bosphorian) care, manifestînd caractere puternic ingresive, depășește ceilalți termeni ai Neogenului, putîndu-se așeza uneori direct peste Cretacic (forajul 11 Tudor Vladimirescu). Spre deosebire de Platforma Moesică, în aria avanfosei Pontianul Mediu (Portaferrian) este deseori transgresiv (mai ales în Depresiunea Getică), putîndu-se așeza peste Miocenul inferior, peste flișul paleogen, peste Mezozoic, sau chiar peste cristalin. În avanfosă tendințele ingresive ale Pontianului superior sînt mult mai timid exprimate, putind fi totuși surprinse asemenea situații atît în estul Olteniei, unde Bosphorianul stă peste Sarmatianul superior, cît și în Muntenia unde acesta se poate așeza fie peste flișul paleogen, fie peste Meotianul inferior.

O imagine asemănătoare cu cea menționată la nivelul Pontianului superior se constată și în Dacianul superior. În toate forajele investigate dintre București și Fetești am surprins numai existența Dacianului superior, așezat în discontinuitate peste Pontianul superior. În forajul 13 Fetești Dacianul superior stă direct peste Cretacic și este acoperit de Pleistocenul inferior. În aria avanfosei, spre deosebire de sectorul estic al Platformei Moesice, Dacianul inferior (Getianul) ocupă suprafete mult mai mari, cel superior dezvoltîndu-se pe suprafete mult mai restrînse.

Singurul moment asemănător de evoluție atît în avanfosă, cît și în Platforma Moesică este cel din Romanianul mediu (Pelendavian), care depășind mult suprafetele mult mai restrînse de dezvoltare ale Romanianului inferior (Siensian), se bucură de cea mai mare dezvoltare în cele două domenii de sedimentare.

Numeroasele probe micropaleontologice recoltate pentru studiul faunelor de ostracode (intervalul Pontian superior-Romanian mediu inclusiv) au facilitat încercarea de reconstituire a paleohabitatului. La nivelul Bosphorianului paleoceneza apare complet echilibrată. Ne aflăm într-o zonă de mică adîncime (nedepășind 10 m) cu ape limpezi, bogat oxigenate și cu o vegetație macro- și microfitală diversă. Substratul este alcătuit dintr-o granulație fină pelitică, dinamica apelor fiind redusă. Analiza comunităților de ostracode de la nivelul Dacianului su-



rior din partea estică a Platformei Moesice a permis conturarea a două momente în evoluția acestui sistem faunistic. În partea inferioară a Paracovianului microfauna bentală de ostracode a evoluat într-un mediu de calm, lipsit de fluctuații majore și cu o salinitate de 10-13%. Comunitățile de la partea superioară a succesiunii au trăit într-un mediu cu o salinitate diminuată (8%), cu fluctuații hidrodinamice și hidrochimice vizibile. Ruptura totală dintre comunitățile de ostracode daciene și romaniene, legată de limnicizarea golfului Dacic și transformarea lui într-o zonă cu regim deltaic, cu ape dulci, vegetație excesivă, curenti sporadici și imprevizibili, nu poate fi explicată fără a se accepta transformarea golfului Dacic într-un lac cu adâncimi mici, supus exclusiv influențelor continentale. De fapt, faunele de ostracode romaniene reflectă exact tocmai aceste situații, asemănările cu regimul Deltei Dunării actuale fiind frapante.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche VI

- Fig. 1 — *Caladacna steindachneri* (Brusina) (a) et *Lunadacna lunae* (Voitești) (b), (X 1), leg. Papaianopol, forage vallée d'Argova 8, intervalle 302-308 m, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 2 — *Caladacna steindachneri* (Brusina), (X 1), leg. Papaianopol, forage vallée d'Argova 8, intervalle 258-265 m, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 3 — Lumachelle à *Chartococoncha bayerni* (R. Hoernes), (X 1), leg. Papaianopol, forage de Gruiu 56, profondeur 170 m, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 4 — *Pontalmyra (Pontalmyra) constantiae* Sabba, (X 1), leg. Papaianopol, forage vallee d'Argova 8, intervalle 258-265 m, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 5 — Lumachelle à *Dreissena bosphorana* Papaianopol, (X 1), leg. Papaianopol forage vallée d'Argova 8, intervalle 258-265 m, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 6 — *Dreissena rostriformis* (Deshayes), (X 1), leg. Papaianopol, forage vallée d'Argova 8, intervalle 258-265 m, Pontien supérieur (Bosphorien).

Planche VII

- Fig. 1-3 — *Horiodacna rumana* Sabba, (X 3), leg. Papaianopol, figs. 1, 2, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m; fig. 3, forage de Slobozia 12, intervalle 206-212 m, Dacien supérieur (Paracovien).
- Fig. 4 — *Limnodacna gilletae* Papaianopol et Motaș, (X 3), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Paracovien).
- Fig. 5-7 — *Prosodacnomya stenopleura* (Sabba), (X 3), leg. Papaianopol, figs. 5, 6, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m; fig. 7, forage de Slobozia 12, intervalle 206-212 m, Dacien supérieur (Paracovien).



Fig. 8 — *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), ($\times 3$), leg. Papaianopol, exemplaire jeune, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 9 — *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), ($\times 1$), fragment d'exemplaire adulte, leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Planche VIII

Fig. 1 — *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 181-190 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 2 — *Limnocardium (Euxinicardium) peregrinum* Papaianopol, leg. Papáianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 3 — *Limnocardium (Euxinicardium) orolesi* Papaianopol, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 4 — *Pseudocatillus moesicus* Papaianopol et Lubenescu, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 5-6 — *Hydrobia syrmica* Neumayr, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 7-8 — *Lithoglyphus amplus* Brusina, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 9-10 — *Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 11-12 — *Prosothenia radmanesti* (Fuchs), ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 13-14 — *Dreissena baraganica* Andrusov, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 15-17 — *Dreissena polymorpha* Pallas, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de T. Vladimirescu 11, intervalle 115-121 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Planche IX

Fig. 1 — *Psilunio (Psilunio) ex gr. acutus* (Neumayr), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, profondeur 155 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 2 — *Psilunio (Psilunio) prominulus* (Sabba), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Drăgănescu 2, intervalle 376-378 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 3 — *Rugunio mojsvari* (Penecke), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Mihăilești 4, profondeur 315 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 4 — *Cuneopsidea beyrichii* (Neumayr), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, profondeur 155 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 5 — *Rugunio cyrcula* Andreescu, ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Drăgănescu 2, intervalle 376-378 m, Romanien moyen (Pélendavien).



Fig. 6 — *Rytia aff. conemenosi* (Brusina), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Gruiu 6, profondeur 98 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 7 — *Wenziella subclivosa* (Teisseire), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Gruiu 6, profondeur 98 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 8 — *Rytia aff. bielzi* (Czekelius), ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Pelinu 10, profondeur 166,50 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Planche X

Fig. 1-2 — *Melanopsis (Melanopsis) rumana* Tournouër, ($\times 3$), leg. Papaianopol forage de Zimbru 9, profondeur 155 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 3 — *Melanopsis (Lyrcea) onusta* Sabba, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, profondeur 155 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 4 — *Melanopsis (Melanopsis) pterochila onychia* Brusina, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, profondeur 155 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 5-7 — *Viviparus craiovensis* Tournouër, ($\times 1$), leg. Papaianopol, fig. 5, forage de Zimbru 9, profondeur 155 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 8 — *Viviparus transitorius* Sabba, ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 148-150 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 9-10 — *Viviparus bifarcinatus* (Bielz), ($\times 1$), leg. Papaianopol, fig. 9, forage de Zimbru 9, intervalle 148-150 m; fig. 10, forage de Pelinu 10, profondeur 256 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 11-12 — *Viviparus stricturatus* Neumayr, ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Pelinu 10, profondeur 166,50 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 13 — *Dreissena polymorpha* Pallas, ($\times 1$), leg. Papaianopol, forage de Frisiceni 1, intervalle 352-361 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Planche XI

Fig. 1 — *Melanopsis (Melanopsis) aff. rumana* Tournouër, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 2 — *Melanopsis (Melanopsis) visianiana* Brusina, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 3-4 — *Melanopsis (Melanopsis) bergeroni* Sabba, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 5-6 — *Melanopsis (Melanopsis) esperioides* Sabba, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 7-8 — *Emmericia candida* Neumayr, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 9-10 — *Bulimus (Bulimus) vukotinovici* Brusina, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 11-12 — *Valvata (Cincinnna) crusitensis* Fontannes, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 13-14 — *Theodoxus licheridopoli scriptus* (Sabba), ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 15 — *Acella acuaria* Neumayr, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).



Planche XII

- Fig. 1-3 — *Melanopsis (Canthidomus) costata* Ferrusac, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).
- Fig. 4-5 — *Melanopsis (Canthidomus) lanceolata* Neumayr, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).
- Fig. 6-7 — *Melanopsis (Canthidomus) porumbari* Porumbaru, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).
- Fig. 8 — *Melanopsis (Canthidomus) harpula* Neumayr, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).
- Fig. 9 — *Melanopsis (Canthidomus) aff. harpula* Neumayr, ($\times 3$), leg. Papaianopol, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).
- Fig. 10-11 — *Melanopsis (Canthidomus)* sp., ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).
- Fig. 12 — *Melanopsis (Canthidomus) soubeirani* Porumbaru, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 13-15 — *Melanopsis (Canthidomus) hybostoma amaradica* Fontannes, ($\times 3$), leg. Papaianopol, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Planche XIII

- Fig. 1-2 — *Loxoconcha ludica* Olteanu, vallée de Tîrcov, district de Buzău, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 3 — *Loxoconcha* aff. *petasa* Livental, vallée de Tîrcov, district de Buzău, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 4 — *Cytherissa bogatschovi* Livental, forage de Mihăilești 4, intervalle 432-435 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 5 — *Leptocythere variabilis* Olteanu, vallée Vacii, district de Prahova, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 6 — *Cytherissa bogatschovi* Livental, exemplaire jeune, vallée Vacii, district de Prahova, Pontien supérieur (Bosphorien).
- Fig. 7 — *Cytherissa bogatschovi plana* (Klein), forage de Gruiu 6, intervalle 129-139 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 8 — *Pontoniella excellentis* Olteanu, forage de Gruiu 6, intervalle 129-139 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Planche XIV

- Fig. 1 — *Candona (Caspiolla) kamistrumensis* Stanceva, forage de Mihăilești 4, intervalle 432-435 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 2 — *Candona (Caspiolla) kamistrumensis* Stanceva, exemplaire jeune, forage de Mihăilești 4, intervalle 432-435 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 3, 5, 6 — *Candona (Caspiolla) dacica* Olteanu, forage de Gruiu 6, intervalle 129-139 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 4 — *Candona (Caspiolla) kozloduensis* Stanceva, forage vallée d'Argova 8, intervalle 230-240 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 7 — *Candona (Caspiolla) aff. lobata* (Zalanyi), forage de Progresu 7, profondeur 258 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 8 — *Candona (Caspiolla) sp.*, exemplaire jeune, forage de Progresu 7, profondeur 258 m, Dacien supérieur (Parscovien).

Planche XV

Fig. 1-2 — *Pontoniella trapezoidalis* Olteanu, forage de Gruiu 6, intervalle 173-179 m, Pontien supérieur (Bosphorien).

Fig. 3 — *Candona pontica* Olteanu, vallée Vacii, village Singeru, district de Prahova, Pontien supérieur (Bosphorien).

Fig. 4 — *Candona (Caspiolla) bosphorica* Olteanu, vallée Vacii, village Singeru, district de Prahova, Pontien supérieur (Bosphorien).

Fig. 5 — *Candona (Caspiolla) balcanica* (Zalanyi), forage de T. Vladimirescu 11, profondeur 146 m, Pontien supérieur (Bosphorien).

Fig. 7 — *Candona (Caspiolla) transmariskae* Stanceva, vallée de Tîrcov, village de Robești, district de Buzău, Dacien supérieur (Parscovien).

Fig. 8 — *Candona (Caspiolla) aff. lobata* (Zalanyi), vallée Călugărului, village de Butuci, district de Prahova, Pontien supérieur (Bosphorien).

Planche XVI

Fig. 1 — *Candona albicans* (Brady), forage vallée d'Argova 8, intervalle 143-149 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 2 — *Candona albicans* (Brady), forage de Zimbru 9, intervalle 164-169 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 3-5 — *Candona neglecta* Sars, forage de Zimbru 9, intervalle 141-148 m, fig. 5, exemplaire jeune, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 6 — *Candona aff. formosa* Livental, forage de Zimbru 9, intervalle 141-148 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 7 — *Cyprinotus aff. salinus* (Brady), forage de Zimbru 9, intervalle 141-148 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 8 — *Limnocythere tenuireticulata* Suzin, forage de Slobozia 12, intervalle 183-184 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Planche XVII

Fig. 1-3 — *Ilyocypris nudula* Mandelstam, forage de Prisiceni 1, intervalle 388-391 m, fig. 2, détail de la marge antérieure avec disposition des tubercules porifères ; fig. 3, détail, tubercule porifère, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 4 — *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), forage de Mihăilești, profondeur 370 m, Romanien moyen (Pélendavien).

Fig. 5-6 — *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), forage de Mihăilești 4, profondeur 370 m, fig. 5, détail, marge antérieure ; fig. 6, détail, tubercule porifère, Romanien moyen (Pélendavien).

Planche XVIII

- Fig. 1-3 — *Nitellopsis meriani meriani* Grambast, leg. Iva, fig. 1, spécimen faiblement calcifié ; fig. 2, spécimen partiellement calcifié ; fig. 2 a per basal ; forage vallée d'Argova 8, intervalle 82-88 m, Pléistocène.
- Fig. 4-5 — *Lamprothamnium papulosum* (Walh.) Greves, leg. Iva, profil et per apical d'une spécimen fortement calcifié, forage de Gruiu 6, intervalle 68-69 m, Pléistocène.
- Fig. 6 — *Nitellopsis meriani meriani* Grambast, leg. Iva, spécimen calcifié, forage de Progresu 7, intervalle 126-134 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 7-8 — *Nitellopsis meriani meriani* Grambast, leg. Iva, spécimen bien calcifié, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 9-11 — *Lychnothamnus duplicitcarinatus* (Papp), leg. Iva, spécimen faiblement calcifié, fig. 10 per apical, fig. 11 per basal, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 12-15 — *Chara tornata* (Reid & Groves), fig. 12, 13, spécimen faiblement calcifiés, leg. Iva, forage de Zimbru 9, intervalle 83-89 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 16-18 — *Nitellopsis megarensis* Soulié, leg. Iva, forage de Zimbru 9, intervalle 115-122 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 19-21 — *Nitellopsis etrusca* (Tengjorgi), leg. Iva, forage de Zimbru 9, intervalle 115-121 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 22, 23, 24, 27 — *Nitellopsis meriani stipitata* (Mädler), = *Nitellopsis meriani huangi* Wang, leg. Iva, fig. 23 per apical ; fig. 24 per basal ; fig. 27, spécimen faiblement calcifié, forage de Zimbru 9, intervalle 115-121 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 25 — *Chara globularis latus* Soulié, leg. Iva, spécimen faiblement calcifié, forage de Zimbru 9, intervalle 115-121 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 26 — *Nitellopsis conica* Mädler, leg. Iva, spécimen faiblement calcifié, forage de Zimbru 9, intervalle 115-121 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 28 — *Lychnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié, leg. Iva, forage de Zimbru 9, intervalle 115-121 m, Romanian moyen (Pélendavien).

Planche XIX

- Fig. 1-3 — *Nitellopsis meriani meriani* Grambast, leg. Iva, forage de Zimbru 9, intervalle 115-121 m, Romanian moyen (Pélendavien).
- Fig. 4-5 — *Chara papii* Soulié, leg. Iva, forage de Zimbru 9, intervalle 177-185 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 6-8 — *Nitellopsis megarensis* Soulié, leg. Iva, fig. 7, spécimen partiellement calcifié, forage de Gruiu 6, intervalle 133-139 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 9-11 — *Chara globularis latus* Soulié, leg. Iva, spécimen partiellement calcifié, forage de Gruiu 6, intervalle 133-139 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 12-13 — *Lamprothamnium papulosum* (Walhr.), Groves, leg. Iva, forage de Gruiu 6, profondeur 128 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 14 — *Chara papii* Soulié, leg. Iva, spécimen faiblement calcifié, forage de Zimbru 9, intervalle 177-185 m, Dacien supérieur (Parscovien).

- Fig. 15-16 — *Nitellopsis spirocarinata* (Papp), leg. Iva, forage de Gruiu 6, profondeur 128 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 17 — *Nitellopsis megarensis* Soulié, leg. Iva, spécimen faiblement calcifié, forage de Zimbru 9, intervalle 177-185 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 18-21 — *Lychnothamnus barbatus bicarinatus* Soulié, leg. Iva, fig. 18, spécimen calcifié, forage de Gruiu 6, intervalle 133-139 m ; figs. 19, 20, 21, spécimen faiblement calcifié, forage de Zimbru 9, intervalle 177-185 m, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 22-23 — *Chara tornata* (Mädler), leg. Iva, forage de Gruiu, intervalle 133-139 m ; fig. 23, spécimen faiblement calcifié, Dacien supérieur (Parscovien).
- Fig. 24 — *Chara notata* Straub, leg. Iva, spécimen faiblement calcifié, forage de Gruiu 6, intervalle 133-139 m, Dacien supérieur (Parscovein).

Planche XX

- Fig. 1 — Granule d'aspect subangulaire. Peuvent être observées deux générations de cassures intercalées avec une phase éoliennes (forage 7 — 247-260 m).
- Fig. 2 — Détail de la figure précédente illustrant une surface polie par le vent. Les traces d'impact éolien sont accentuées finalement par l'attaque chimique accompagnant l'évolution pédogénétique.
- Fig. 3 — Dans les cassures de la deuxième génération sont visibles les effets de dissolution sur le réseau cristallin, l'action du vent (flèches) et les dépôts de silice globuleuse (cercles).
- Fig. 4 — Dans les cavités et les zones protégées il y a des dépôts de silice écailleuse (centre de l'image) et vers la marge l'action de dissolution commence l'attaque sur les flèches (forage 9 — 235-242 m).
- Fig. 5 — Les arêtes comportent des traces d'impact éolien accentuées par la dissolution en milieu pédogénétique.
- Fig. 6 — On peut observer en détail des cassures de la deuxième génération. Dans ses zones protégées il y a de la silice écailleuse, déposée en milieu aquatique d'énergie faible et saturée en silice (flèches).

Planche XXI

- Fig. 1 — Granule d'aspect arrondi. L'évolution éolienne a arrondi et poli les traces imprimées par les autres milieux (forage 11 — 121-127 m).
- Fig. 2 — Détail met en évidence des cassures de nature glaciaire, affectées par l'action du vent, ayant imprimées des traces d'impact éolien (flèches).
- Fig. 3 — Dans les dépressions protégées de la circulation des liquides se forment des concentrations qui permettent le dépôt de la silice écailleuse.
- Fig. 4 — Granule d'aspect angulaire. On observe sur sa surface deux générations de cassures de taille grande, qui correspondent à son emportement dans le milieu aquatique de grande énergie (forage 12 — 206-212 m).
- Fig. 5 — On observe dans une cassure l'action de dissolution affectant le réseau cristallin.
- Fig. 6 — Détail de la figure 4 représentant un coin poli par le vent. Les traces d'impact éolien sont accentuées par l'action de dissolution durant le stade pédogénétique.



Planche XXII

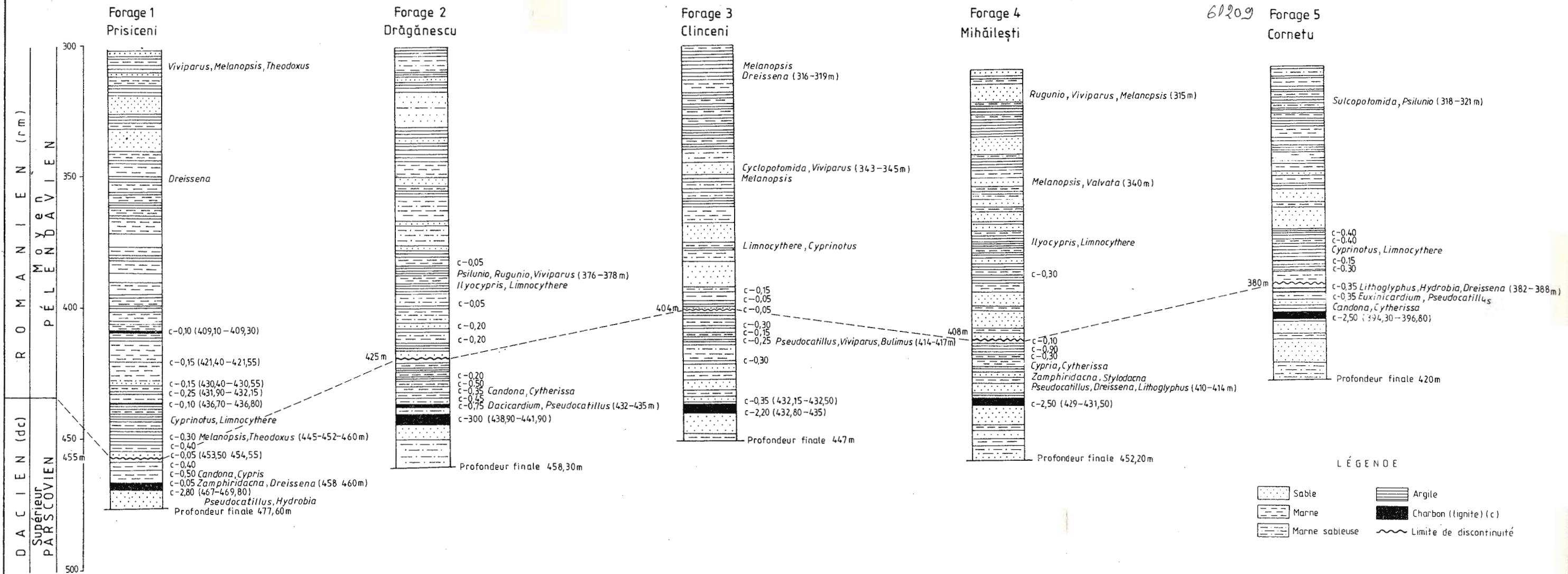
- Fig. 1 — Granule d'aspect subarrondi. Sur sa surface est imprimée la preuve de son emportement durant plusieurs cycles de sédimentation (forage 7 — 170-175 m).
- Fig. 2 — Détail de l'image précédente représentant une surface polie par l'action du vent. À gauche de l'image il y a de la silice globuleuse au-dessus des traces d'impact éolien.
- Fig. 3 — L'image représente une surface polie par le vent et ensuite attaquée chimiquement au cours de l'évolution pédogénétique.
- Fig. 4 — Granule subangulaire, avec des traces claires d'évolution en des milieux à conditions chimiques et mécaniques différentes. On y observe deux générations de cassures de taille grande et avec une croûte de silice de néoformation, affectée par les cassures de la deuxième génération (forage 9 — 115-122 m).
- Fig. 5 — Détail mettant en évidence la puissance de la croûte de néoformation, l'attaque de l'agent chimique contre celle-ci durant la pédogenèse et la cassure de taille grande de la deuxième génération.
- Fig. 6 — Dans les zones dépressionnaires protégées on peut être observée la croûte de silice non affectée par l'attaque chimique.

Planche XXIII

- Fig. 1 — Granule d'aspect subangulaire, avec des traces claires d'évolution initiale en milieu torrentiel (forage 11 — 92-98 m).
- Fig. 2 — Surface polie par le vent. Les traces d'impact éolien sont affectées par l'attaque chimique final qui polie la surface.
- Fig. 3 — Dans quelques zones les cassures fraîches et exposées à la circulation des liquides subsaturés en silice présentent des traces d'attaque chimique contre le réseau cristallin du granule initial (flèches).
- Fig. 4 — Dans les zones modélées l'action du vent refaçonnera tant la surface du granule que la surface de la croûte récemment formée (flèches) (forage 12 — 155-160 m).
- Fig. 5 — Détail représentant l'attaque chimique final contre la marge de la croûte de néoformation.
- Fig. 6 — Dans des cavités la croûte épaisse de silice écailleuse se maintient non affectée par l'attaque chimique.



COLONNES LITHO-BIOSTRATIGRAPHIQUES DES FORAGES 1,2,3,4 ET 5 (PLATE-FORME MOESIENNE, SÉCTEUR DE DÎMBOVIȚA-NEAJLOV)



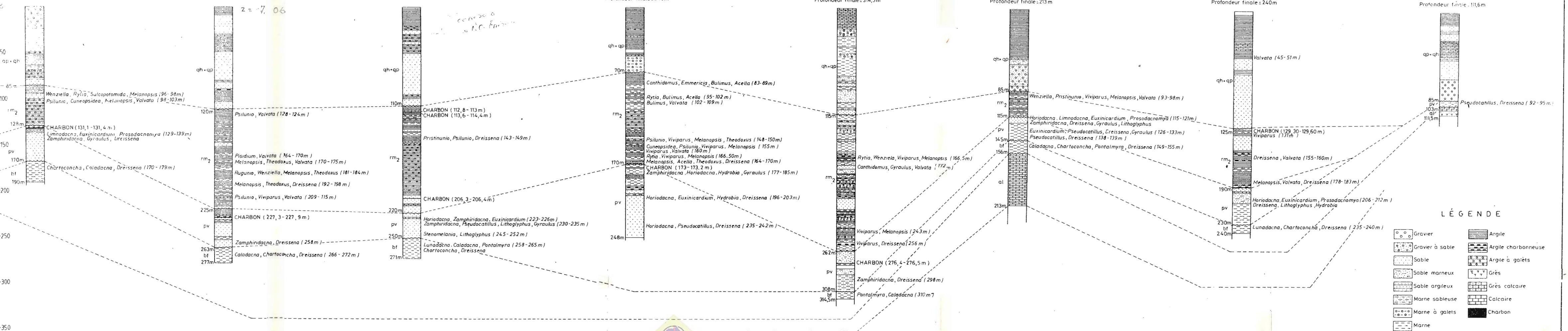
68907/56 Z = 50,23

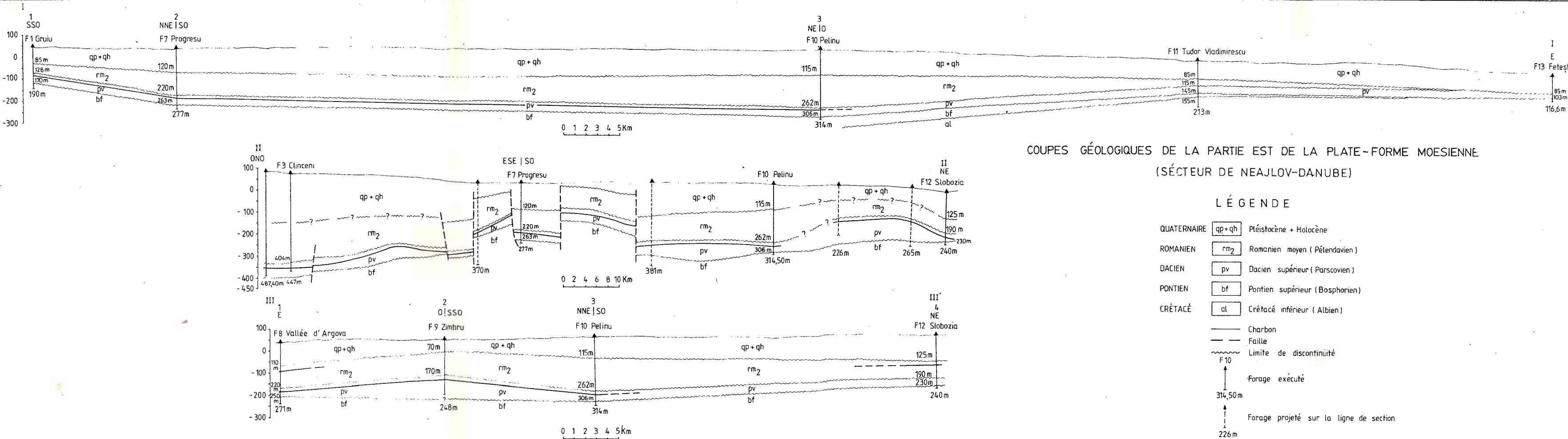
68904/60

68913/67

629261/7

138

FORAGE 6
Săcărămaș
Profondeur finale: 190mFORAGE 7
Progresu
Profondeur finale: 277mFORAGE 8
Vallée d'Argova
Profondeur finale: 271mFORAGE 9
Zimbru
Profondeur finale: 248mFORAGE 10
Pelinu
Profondeur finale: 314,5mFORAGE 11
Tudor Vladimirescu
Profondeur finale: 213mFORAGE 12
Slobozia
Profondeur finale: 240mFORAGE 13
Fetești
Profondeur finale: 116,6m



COUPES GÉOLOGIQUES DE LA PARTIE EST DE LA PLATE-FORME MOESIENNE
(SÉCTEUR DE NEAJLOV-DANUBE)

LÉGENDE

- INSTITUTUL DE GEOLOGIE și GEOFIZICĂ. Dări de seamă, vol. 72-73 / 4
- Institutul Geologic al României
- Imprim. Ateli. Inst. Geol. Geof.

CARTE STRUCTURALE DE LA BASE DU COMPLEXE CHARBONNEUX DU DACIEN
PLATE-FORME MOESIENNE (SÉCTEUR DE DÎMBOVIȚA-DANUBE)

0 4 8 12 km

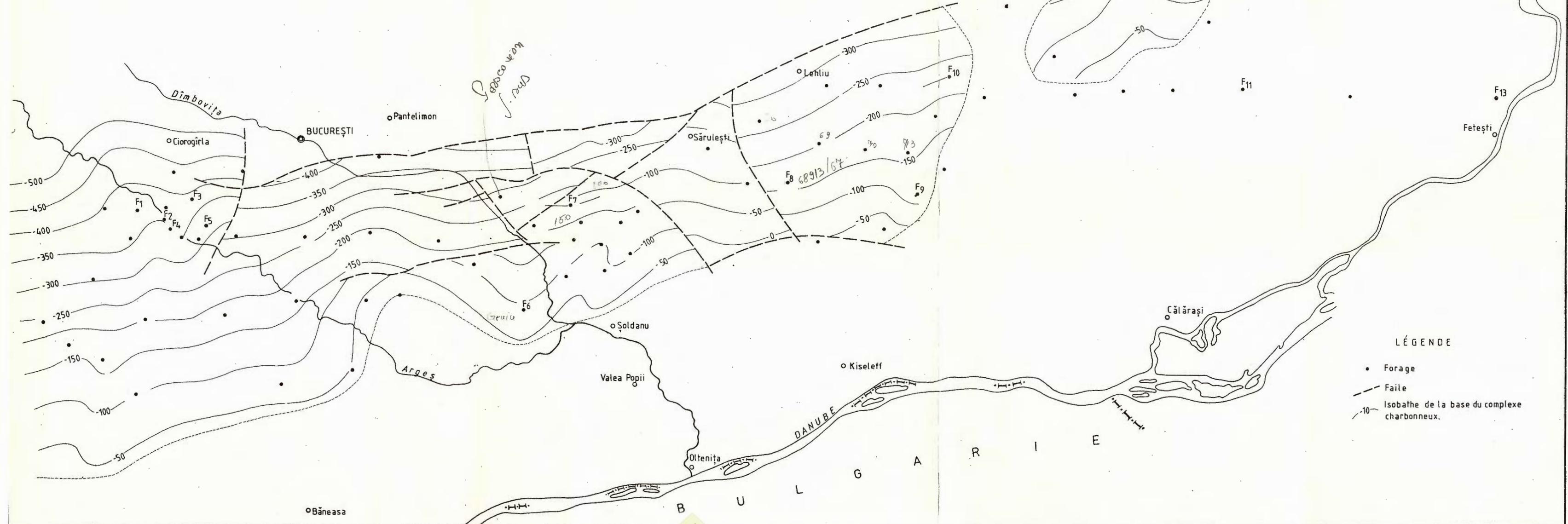
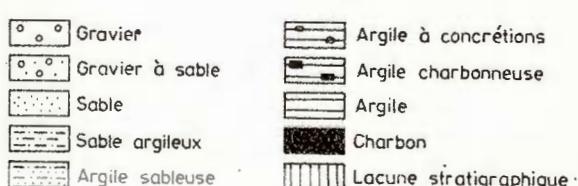


TABLEAU SYNOPTIQUE DU NÉOGENE DE LA PARTIE
EST DE LA PLATE-FORME MOESIENNE
(SÉCTEUR DE BUCURESTI-FETESTI)

J. PAPAIANOPOL et al. Plôte forme moesienne - Neajlov - Danube

Pl. V

LÉGENDE



4. STRATIGRAFIE

PALÉOGÉOGRAPHIE DU PONTIEN DU BASSIN DACIQUE, INSISTANT SUR LE DÉVELOPPEMENT DU FACIÈS CHARBONNEUX¹

PAR

IOAN PAPAIANOPOL², FLORIAN MARINESCU², AGAPIA POPESCU²,
ELENA ROGGE², CONSTANTIN COSTEA², EMILIA MUNTEANU²

Pontian. Odessian. Portafferian. Bosphorian. Coal seams. Lignite. Paleogeography controls. Transgression. Lithofacies. — East Carpathians — East Subcarpathian Zone; South Carpathians; — South Subcarpathian Zone.

Résumé

Le Pontien, séparé en trois sous-étages (Odessian, Portafferien, et Bosphorien) représente, dans tout l'intervalle post-sarmatien, le premier moment important dans la formation et l'accumulation de charbons. Pour les charbons du bassin Dacique ce moment est représenté par le Pontien moyen (Portafferien), période où se sont formées des importantes accumulation de lignite, même exploitable, dans la partie est de la dépression Gétique. Les dépôts pontiens de la plate-forme Moesienne ne contiennent pas de charbon, il ne se trouvant que dans l'avant-fosse. Les nouvelles données ont relevé l'évolution différente des dépôts pontiens de la zone de l'avant-fosse par rapport à ceux de la plate-forme. Dans l'avant-fosse, le Pontien moyen (Portafferien) manifeste des caractères puissamment transgrésifs, tandis que dans les parties est et sud de la plate-forme Moesienne, de telles tendances sont remarquées à peine au niveau du Pontien supérieur (Bosphorien).

Abstract

Paleogeography of the Dacic Basin with Special Regard to the Development of the Coal Facies. The Pontian, subdivided in three substages (Odessian, Portafferian and Bosphorian) is the first moment in the whole interval of importance for the genesis and accumulation of coals. From the point of view of the

¹ Reçue le 27 novembre 1985, acceptée pour être publiée et communiquée le 5 décembre 1985, présentée à la séance du 22 novembre 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R 78344, București 32.



genesis and accumulation of Pontian coals in the Dacic Basin, the Middle Pontian (Portaferrrian) is the most important moment when were formed quite considerable minable lignite accumulations, in the east of the Getic Depression. The Pontian deposits of the Moesian Platform do not bear coals, the Pontian coals being related to the foredeep area. Recent information have evidenced notable differences between the paleogeographic evolution of the foredeep area and the platform one. If in the foredeep the Middle Pontian shows strongly transgressive characters, in the southern and eastern parts of the Moesian Platform such tendencies are observed at the level of the Upper Pontian (Bosphorian).

Comme unité paléogéographique, le bassin Dacique occupe toute la surface recouverte des dépôts néogènes, située entre les Carpathes, Prébalkans et la Dobrogea. Ce bassin a constitué une partie componente de la Paratéthys qui, comme bioprovince à caractères bien délimités, a été individualisée depuis le Badénien supérieur. Par rapport à la Téthys, la Paratéthys a évolué comme un bassin isolé ou sémi-isolé, à une salinité à degrés plus réduits vers le Pléistocène. Pendant des certaines périodes, la Paratéthys a connu une grande extension, du Bassin de Vienne jusqu'à la Mer Aral (dans le Sarmatiens et le Pontien), tandis que pendant d'autres périodes elle était divisée en trois bassins.

Le bassin Dacique, ayant au début la position d'une mer intermédiaire entre la Paratéthys centrale à l'ouest (bassin Panngien) et la Paratéthys orientale, à l'est (bassin Ponto-Aralo-Caspien), après le Pontien supérieur, s'est développé comme un grand golf du bassin Euxinique, mais avec des caractères qui l'ont individualisé de celui-ci.

Au niveau du Néogène, dans le bassin Dacique, s'est accumulée une série molassique, parfois à des épaisseurs considérables qui a été régulièrement contrôlée, par la tectonique mio-plio-pléistocène. On peut séparer, dans cette série, une molasse inférieure, d'habitude marine, à évaporites et une molasse supérieure, saumâtre surtout et limnique, à charbons. L'importance de celle-ci (nombre et épaisseur des couches) tout comme leur distribution, sont en rapport avec les conditions locales de sédimentation, déterminées par l'évolution paléogéographique de certaines aires plus ou moins larges.

Le Pontien représente, dans tout l'intervalle post-sarmatiens, le premier moment important pour l'accumulation des charbons. Les dépôts pontiens (intercalés entre ceux méotiens et daciques) recouvrent deux unités structurales majeures : la dépression subcarpathique et la plate-forme Mœsienne. Mentionnons dès le début que les dépôts pontiens à charbon se trouvent situés uniquement dans l'aire subcarpathique ; ceux pontiens de la plate-forme Mœsienne ne contiennent pas de charbon.

La dépression subcarpathique comporte deux secteurs à caractères particuliers concernant le mode d'existence des faciès charbonneux : zone valaque, entre la vallée du Trotuș et la vallée d'Argeșel ; zone géétique entre Argeșel et le Danube.

Les changements paléogéographiques à la fin du Méotien ont favorisé le renouvellement des liaisons entre le bassin Panngien et le



bassin Dacique, moment très important pour l'enrichissement de la faune de Mollusques de celui-ci. Les Limnocardiidés, les Dreissénidés et les Valenciennidés constituent les groupes les plus caractéristiques de la faune pontienne, accusant en même temps l'homogénéité de cette faune le longue de toute la Paratéthys. En même temps, elle représente un très bon exemple pour la corrélation entre les faunes et le sous-basement.

Les nombreuses investigations effectuées sur les dépôts pontiens, surtout celles initiées depuis 1960, ont permis une meilleure connaissance, conduisant vers une schéma biostratigraphique mieux fondée sur un inventaire paléontologique plus complet. Ainsi les sous-étages du Pontien sont : Odessien (Pontien inférieur), Portaferrien (Pontien moyen) et le Bosphorien (Pontien supérieur) (nous sommes d'avis qu'il n'est pas le cas de reprendre les arguments pour cette nomenclature).

Pendant le Pontien inférieur on constate, dans la région en discussion, la prédominance des pélites, qui lui impriment la note caractéristique, sans nier l'existence, assez réduite, des dépôts grossiers (fig 1). Ceux-ci, comportant des sables, sables gréseux, grès, grès calcaires, voir même des calcaires, ont un large développement dans le bassin de Buzău et au nord de celui-ci (Pană, 1966 ; Andreeșcu, 1975 ; Papaianopol et al., 1985). Y prédominent les formes de *Pseudoprosodacna*, *Prosdacnomya Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Euxinicardium* et *Dreissena* (Hanganu, Papaianopol, 1982). Le faciès gréso-sableux de l'Odessien, ayant une localisation très stricte entre la vallée de Buzău et le Danube, est rencontré dans le bassin de Dîmbovița, entre Argeșel et Argeș et entre les vallées de Gilort et de Bistrița (Motăș, 1960 ; Pavnotescu et al., 1980 ; Zberea et al., 1980 ; Papaianopol et al., 1985).

Toute l'avant-fosse est dominée par les pélites, les soi-disant „couches à *Paradacna abichi*“. Il s'agit de schistes pélitiques, même feuillettés, comportant de nombreux Paradacnes sur les plans de stratification, ou des argiles massives, aussi riches en Paradacnes. La monotonie lithologique est doublée d'une monotonie faunique ; la macrofaune des dépôts respectifs est représentée principalement par des Paradacnes, accompagnés de *Valenciennius*. Y apparaissent aussi *Limnocardium*, *Pseudocatillus*, *Congeria* et plus rare *Pontalmyra*. Le faciès pélitique de l'Odessien peut être observé dans toute la zone des plis diapirs de Muntenia, entre les vallées de Buzău et Dimbovița (Nicolescu, 1964 ; Pauliuć, 1964 ; Hanganu, 1966 ; Papaianopol, 1976 ; Nicolaescu et al., 1980 ; Papaianopol et al., 1985).

Entre les vallées d'Argeș et de l'Olt, donc dans la partie ouest de Muntenia, les premiers niveaux fossilifères de la succession du Pontien indiquent le Pontien moyen (Portaferrien) ; on suppose donc que le Pontien inférieur est absent, ou recouvert par des terrains plus récents du Pontien.

A l'ouest de l'Olt, le Pontien inférieur est présent dans toute l'Oltenia ; il a des apparitions plus ou moins discontinues entre les vallées de l'Olt et de Gilort et un développement continu entre le Gilort



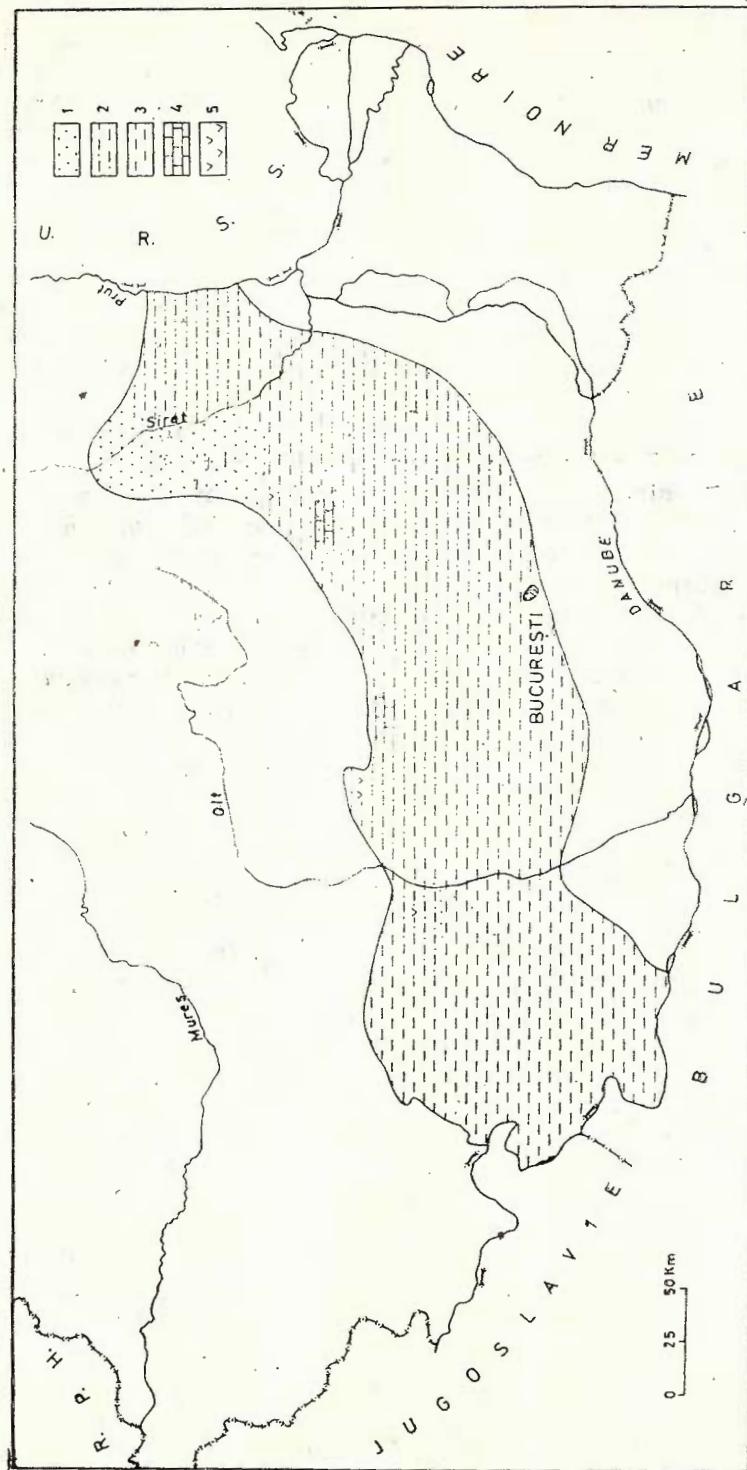


Fig. 1 — Schéma paléogeographique du Pontien inférieur (Odessian).
1, psammites ; 2, pelites à siltites ; 3, siltites ; 4, pelites ; 5, facies charbonneux

et le Danube. Dans cette aire le Pontien est surtout pélitique, caractérisé par de fortes influences pannoniennes ; celles-ci sont accentuées par l'existence, à côté de *Paradacna abichi*, d'autres formes de *Valenciennius*, de nombreux exemplaires de *Pontalmyra* (*Pontalmyra*) *otiophora* (Brusina) et *Congeria digitifera* Andrusov (Marinescu, 1964, 1978).

Dans la partie orientale du bassin Dacique, où il existe d'habitude une continuité de sédimentation, entre le Méotien et le Pontien, on constat à cette limite deux cas (Hangau, Papaianopol, 1982 a) : directement sur le toit de la dernière lumachelle à *Congeria novorossica nivalis* Andrusov du Méotien supérieur (Moldavien) se situent des pélites à *Paradacna*, *Congeria* et *Valenciennius* ; en d'autres circonstances les premiers dépôts à Limnocardiidés de l'Odessien sont précédés d'un paquet à une épaisseur variable (de 0,5 à 10 ou 12 m), le soi-disant „paquet muet“, il ne comportant pas des restes de macrofaune facilement à reconnaître à la première vue. Au contraire, la microfaune, quoique pauvre, formée en exclusivité d'Ostracodes, indique le Méotien.

Dans la partie est de la dépression Gétique on remarque la tendance des dépôts du Pontien inférieur de dépasser les terrains méotiens, tel le cas du secteur situé entre Argeșel et Rîul Tîrgului. Ici l'Odessien repose directement sur le Miocène inférieur. Une situation similaire existe dans la partie sud de la plate-forme Mœsienne.

A remarquer qu'au niveau du Pontien inférieur le faciès charbonneux a une extension assez restreinte et discontinue. Il est localisé seulement dans l'avant-fosse, faisant défaut sur la plate-forme Mœsienne. Les charbons odessiens font leur apparition dans le bassin de la vallée de Rimnicu Sărat (Neacșu et al., 1980), à l'extrême est de la dépression Gétique, entre Argeșel et Rîul Tîrgului, tout comme dans le bassin de la vallée de Cernișoara, en Oltenia. Mentionnons que dans le deuxième secteur (Argeșel-Rîul Tîrgului) la couche de charbon de l'Odessien, dénommée la couche zero, a des apparitions discontinues tels les dépôts du même sous-étage.

Le Pontien moyen (Portaferrien) représente une étape importante non seulement pour le bassin Dacique mais aussi pour toute la Paratéthys. A ce niveau, les faunes de Mollusques connaissent un grand épanouissement et diversification ; de nombreux genres montrent une importante radiation. La nouvelle prochorèse, dont le point de départ était le bassin Panngien, apporte dans le bassin Dacique de nombreux éléments nouveaux ; ceux-ci, à côté d'une importante spéciation autochtone, font des faunes portaferriennes une des faunes les plus riches et diversifiées du Pontien, surtout par rapport à celle du Pontien inférieur. Les vastes voies de communication établies entre le bassin Dacique et les bassins Panngien et Euxinique ont facilité une certaine uniformisation des populations de Mollusques, déterminant ainsi des corrélations très précises à grandes distances. Le sous-genre *Rhombocongeria* forme le groupe de Mollusques le plus caractéristique du Pontien moyen, dont la limite inférieure est marquée par l'apparition de *Congeria rhomboidea* et *C. subrhomboidea*. Malgré une certaine relation phylétique de ces deux espèces, elles sont rencontrées soit ensemble, soit juxtaposées, soit en succession, étant caractéristiques pour le Pontien



moyen et marquant en même temps la limite inférieure de cet étage avec l'Odessien. Cette remarque est encore plus importante pour les faciès pélitiques, quand l'uniformité lithologique et la présence de certaines formes à large distribution stratigraphique rendent difficile d'établir la limite Odessien-Portaferrien.

Les deux espèces ont été rencontrées dans toute l'avant-fosse carpathique, tant dans Oltenia (Marinescu, 1974) que dans Muntenia aussi (Papaianopol, 1976). Quand elles se trouvent en superposition, le niveau inférieur est toujours occupé par *C. subrhomboides*. Celle-ci présente une affinité pour la granulométrie moyen-fine (d'habitude siltes ou sables). Quant à *Congeria rhomboidea*, dans le bassin Dacique elle se trouve surtout dans les faciès pélitiques, bien que dans le bassin Pannonicum elle ait un grand développement dans les sables ; on y trouve des spécimens robustes de grandes dimensions.

Les couches à *Congeria rhomboidea* connaissent un large développement en Muntenia, étant présentes presqu'en continuité, depuis la zone de courbure des Carpathes Orientales, jusqu'à la vallée de Dîmbovița. On y rencontre surtout des pélites, qui, installées depuis l'Odessien (les couches à *Paradacna abichi*) se continuent pendant le Pontien moyen aussi. La prédominance du lithofaciès argileux n'exclue pas l'existence des intercalations sableux à des épaisseurs variables, comportant une très riche et variée faune de Mollusques (à *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Euxinicardium*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Plagiodacna*, *Phyllocardium*, *Parvidacna*, *Chartoconcha*, *Prosodacnomya*, *Dacicardium*).

Ce que nous connaissons sur les faunes portaferriennes du bassin Dacique, indique le Portaferrien comme un sous-étage bien individualisé face au Pontien inférieur (Odessien) et au Pontien supérieur (Bosphorien), même en absence des rhombocongréries ; à cela concourent aussi de nombreux Limnocardidiés et Gastéropodes.

Les couches à *Congeria rhomboidea* n'apparaissent plus dans la partie ouest de la Muntenia et la partie est de l'Oltenia, entre les vallées d'Argeșel et de Luncavăț (moitié orientale de la dépression Gétique). Le Pontien moyen y comporte d'habitude, à la partie inférieure, un complexe d'argiles, argiles sableuses, argiles charbonneuses, sables et, parfois, des lignites. Parmi les Mollusques on trouve : *Pseudoprosodacna*, *Prosodacnomya*, *Pseudocatillus*, *Pontalmyra*, *Euxinicardium*, *Plagiodacna*, *Chartoconcha*, *Zamphiridacna*, *Congeria*, *Unio*, *Dreissena*, *Melanopsis*, *Viviparus*. La partie supérieure est surtout sableuse, à intercalations d'argiles charbonneuses et de lignite ; la macrofaune comporte : *Prosodacnomya*, *Euxinicardium*, *Psilunio*, *Unio*, *Potamoscapha*, *Congeria*, *Dreissena*, *Theodoxus*, *Melanopsis*, *Pyrgula*, *Viviparus*. Les deux complexes lithologiques mentionnés sont bien individualisés entre les vallées d'Argeșel et de Slănic (Papaianopol, 1983), secteur où le faciès charbonneux du Portaferrien a un grand développement aussi. Dans la partie ouest de Muntenia, entre Slănicul de Argeș et l'Olt, le Pontien moyen comporte une alternance de dépôts à faune d'eau douce (à *Unio*, *Melanopsis*, *Viviparus*) avec d'autres à faune saumâtre (à *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Zamphiridacna*, *Dacicardium*, *Paradacna*, *Chartoconcha*, *Prosodacnomya*).

Dans le même secteur on constate la prédominance des dépôts argileux à la partie inférieure des successions du Pontien moyen.

Le Portaferrien est très bien représenté en Oltenia où cependant il y a des différences nettes entre la partie est et la partie ouest de la région. Ainsi, à l'est, entre les vallées de l'Otăsău et de Gilort, le faciès à *Congeria rhomboidea* est une présence discontinue. Par exemple, dans le secteur Govora — vallée de Luncavăt, une intercalations d'argiles à *Congeria rhomboidea*, de seulement quelques dizaines de centimètres, constitue l'argument décisif pour la datation de ces dépôts (Marinescu, 1968). Dans cette partie est, le Pontien moyen est constitué d'habitude de dépôts argilo-sableux à *Tauricardium*, *Euxinocardium*, *Plagiodacna*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Zamphiridacna*, *Chartoconcha*, *Dacicardium*, *Dreissena*, *Viviparus*, donc une situation en quelque sorte similaire à celle de la partie ouest de Muntenia.

Le faciès à *Congeria rhomboidea* est, au contraire, très bien représenté à l'ouest de la vallée de Gilort et particulièrement dans la partie ouest du bassin Dacique (Marinescu, 1964, 1967, 1974, 1978 ; Huică, 1977) où à côté de rhombocongérés et des taxons déjà mentionnés on rencontre *Arcicardium*, *Crassadacna* et *Pontalmyra (Pontalmyra) budmani* (Brusina), éléments qui soulignent les influences du bassin Pan-nonien.

Situé d'habitude en continuité de sédimentation, au-dessus du Pontien inférieur, le Portaferrien présente pourtant des caractères visiblement transgressifs dans la dépression Gétique. A la partie est de la dépression, le Pontien moyen (Portaferrien) repose directement soit sur le flysch paléogène, soit sur le Miocène inférieur. Entre l'Olt et le Danube, le caractère transgressif du Pontien moyen est encore évident (particulièrement dans le secteur situé entre le Jiu et le Danube) ; dans ce secteur le Pontien moyen repose non seulement sur le Miocène moyen, mais aussi sur le Mésozoïque ou même sur le cristallin. Ce fait a été observé non seulement le long de la bordure (Marinescu, 1978) mais dans quelques forages aussi, par exemple à Bala (Papaianopol et al., 1982).

Le Pontien moyen (Portaferrien) représente dans le bassin Dacique le moment le plus important de la carbogenèse du Pontien. A ce niveau stratigraphique le faciès charbonneux est le mieux développé dans la dépression Gétique et très faiblement représenté, même absent, dans la partie est de Muntenia. Dans la zone de courbure des Carpathes Orientales on signale l'existence de deux intercalations de lignite de quelques centimètres seulement dans le Portaferrien du bassin de la vallée de Rîmnicul Sărat (Neacsu et al., 1980). D'ici jusque dans la région de la vallée d'Argeșel n'existe plus aucune intercalation de charbon du Portaferrien.

Pendant le Pontien moyen le faciès charbonneux connaît le meilleur développement seulement à l'extrême orientale de la dépression Gétique (fig. 2), entre les vallées d'Argeșel et Slănicul de Argeș ; y sont accumulées plusieurs couches de lignite, d'habitude trois, dont seulement deux touchent une épaisseur importante. Dans ce secteur les premières deux couches de炭素 portafériens (couches I et II) se trouvent dans le complexe inférieur argilo-sableux, tandis que la

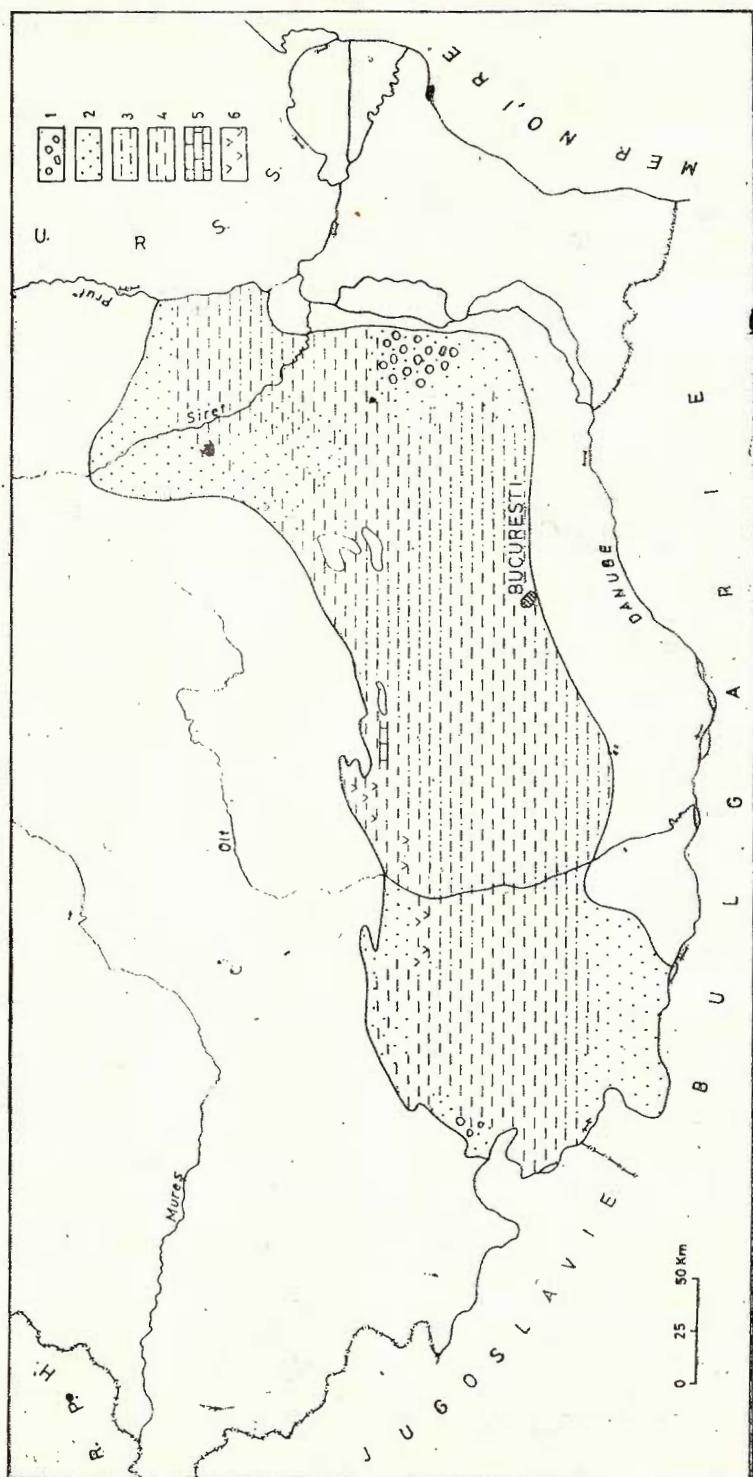


Fig. 2 — Schéma paléogéographique du Pontien moyen (Portaferrien).
1, pséphites ; 2, psammites ; 3, pérites à siltites ; 4, pérites ; 5, calcaires ; 6, faciès charbonneux.

couche III est située dans le complexe supérieur sableux (Papaianopol, 1983). Entre la vallée de Slănicul de Argeș et la vallée de l'Olt, le faciès charbonneux du Pontien moyen est beaucoup moins important, les couches de charbons étant lenticulaires et à des épaisseurs réduites. D'ailleurs, entre la vallée de Vilsan et la vallée de Rîul Doamnei, d'après les données de forage, le Pontien moyen gît directement sur le Miocène inférieur, le faciès charbonneux y faisant défaut, tout comme dans le Pontien supérieur aussi.

A l'ouest de l'Olt le faciès charbonneux du Pontien moyen n'occupe que le secteur compris entre l'Olt et l'Olteț (les bassins des vallées de Cerna et de Luncavăț), mais l'épaisseur des couches de lignite en affleurement est toujours réduite (inférieure à 0,50 m).

De cet exposé résulte que le faciès charbonneux du Pontien moyen exclue l'existence du faciès à *Congéria rhomboidea*; l'intercalation de celui-ci entre les dépôts de lignite ne représente pas un mélange des deux faciès, mais un banc marquant une salinité plus élevée, entre-coupé par les dépôts d'un faciès marécageux. Le motif est dû aux conditions d'existence différente de deux types de faunes. Les faunes à *rhomboidea* exigent des eaux saumâtres, à salinité supérieure à celles qui ont favorisé l'accumulation des charbons. Ceux-ci seront formés dans les régions d'envasement littoral avec de l'eau plus douce mais toujours faiblement saumâtre (*Prosodacna*, *Prosodacnomya*) et même de l'eau douce (*Unio*, *Potamoscapha*, *Psilunio*, *Viviparus*).

Le Pontien supérieur (Bosphorien) représente l'étape finale de l'évolution de la faune pontienne, pendant laquelle on assiste à un processus de stabilisation et de simplification des faunes. Le nombre de taxons diminue, certains d'entre eux disparaissant, la place des uns étant pris par quelques éléments nouveaux, qui annoncent une nouvelle étape dans l'évolution des faunes néogènes qui se développent pendant le Dacien (Papaianopol, Olteanu, 1979).

A la fin du Pontien moyen les connexions des bassins Dacique et Pannonien sont couplées; l'ouverture, toujours assez importante, vers le bassin Euxinique est gardée. Ce fait explique les nombreux éléments communs des faunes bosphoriennes des deux bassins, Dacique et Euxinique (Papaianopol, 1976 a).

Les dépôts bosphoriens, largement développés, tant en Muntenia que dans Oltenia aussi, montre la même relation serrée entre l'ensemble de Mollusques et le lithofaciès. Ainsi, les dépôts surtout pélitiques comportent des macrofaunes dominées par les genres *Chartocncha*, *Lunadacna*, *Caladacna*, *Pseudocatillus*, *Paradacna*, *Dreissena* et *Viviparus*. Les dépôts sableux induisent une large diversification des macrofaunes, les plus fréquentes étant les formes : *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Pontalmyra*, *Plagiodacna*, *Phyllocardium*, *Prosodacna*, *Prosodacnomya*, *Congeria*, *Dreissena* et *Viviparus*. Il y a des situations quand le Pontien supérieur comporte une alternance de dépôts sableux et argileux. Les séquences pélitiques peuvent être dominantes tant par leur épaisseur que par leur nombre, situation rencontrée le plus souvent à la partie inférieure des successions stratigraphiques.



Au niveau du Pontien supérieur, tout comme dans le Pontien inférieur, le faciès charbonneux a une importance réduite. Les couches de lignite bosphorien sont minces (quelques centimètres) et au développement lenticulaire. Dans la zone de courbure des Carpathes Orientales, dans le bassin de la vallée de Rimnicu Sărat, est signalée l'existence de plusieurs couches de lignite, qui ne dépassent pas 25 cm d'épaisseur ; les plus fréquentes étant celles à une épaisseur entre 5 et 15 cm. De ce secteur et jusqu'à la vallée d'Argeșel le faciès charbonneux est absent au niveau du Bosphorien, malgré la large surface recouverte par les terrains de cet âge.

Le faciès charbonneux bosphorien est faiblement développé dans la dépression Gétique aussi. Quelques intercalations minces de lignite se trouvent entre la vallée de Slănicul de Argeș et l'Olt. En Oltenia on ne trouve que des argiles charbonneux, les couches de lignite manquant dans le secteur situé entre l'Olt et l'Olteț (le bassin de la vallée de Tărija). Les données fournies par les forages exécutés dans la partie sud de la plate-forme Mœsienne de Muntenia, ont mis en évidence des différences importantes entre l'évolution paléogéographique de l'avant-fosse et celle de la plate-forme au niveau du Pontien (Papaianopol et al., 1985 ; Papaianopol et al., 1987). En général il ne s'agit que du Pontien supérieur (Bosphorien), dont les dépôts reposent soit sur ceux du Sarmatien, soit sur ceux du Crétacé. Cette situation est connue entre les vallées de Teleorman et de l'Olt (Radu et al., 1983), tout comme dans les forages de Tudor Vladimirescu, entre București et Fetești.

On remarque donc que la transgressivité des dépôts se manifeste dans l'avant-fosse, au niveau du Pontien moyen (Portaferrien) tandis que dans les parties est et sud de la plate-forme Mœsienne, celle-ci se remarque au niveau du Pontien supérieur (Bosphorien) (fig. 3).

Dans l'avant-fosse les tendances ingressives du Pontien supérieur sont très faibles, cependant observables localement, non seulement dans Muntenia que dans Oltenia aussi. Dans la partie est de Oltenia, entre les vallées d'Otășau et de l'Olt, le Pontien supérieur repose directement sur le Sarmatien supérieur (Papaianopol, Olteanu, 1986). Des situations similaires ont été constatées dans Muntenia aussi ; le long de la vallée de Păducelul, affluent gauche de la vallée d'Argeșel, le Bosphorien recouvre le flysch paléogène tandis qu'au nord du Mizil, à Tohani il repose sur le Méotien inférieur. Dans tous les endroits à Bosphorien transgressif et surtout sur la plate-forme Mœsienne, on rencontre des faciès plus saumâtres, littoraux, des eaux bien aérées ; les faciès marécageux y sont exclus.

En guise de conclusion on arrive à confirmer l'affirmation faite au début de cette note, que pour la zone de la dépression Gétique du bassin Dacique, le moment de la plus large extension du bassin est représenté par le Pontien moyen (Portaferrien), étant en même temps le moment le plus important pour la formation des炭bons pontiens. Y se sont accumulés des dépôts de lignite, même à une certaine importance économique. En même temps, sur la plate-forme Mœsienne c'est le Pontien supérieur (Bosphorien) qui est transgressif, les terrains pontiens de la plate-forme étant dépourvus de charbons.

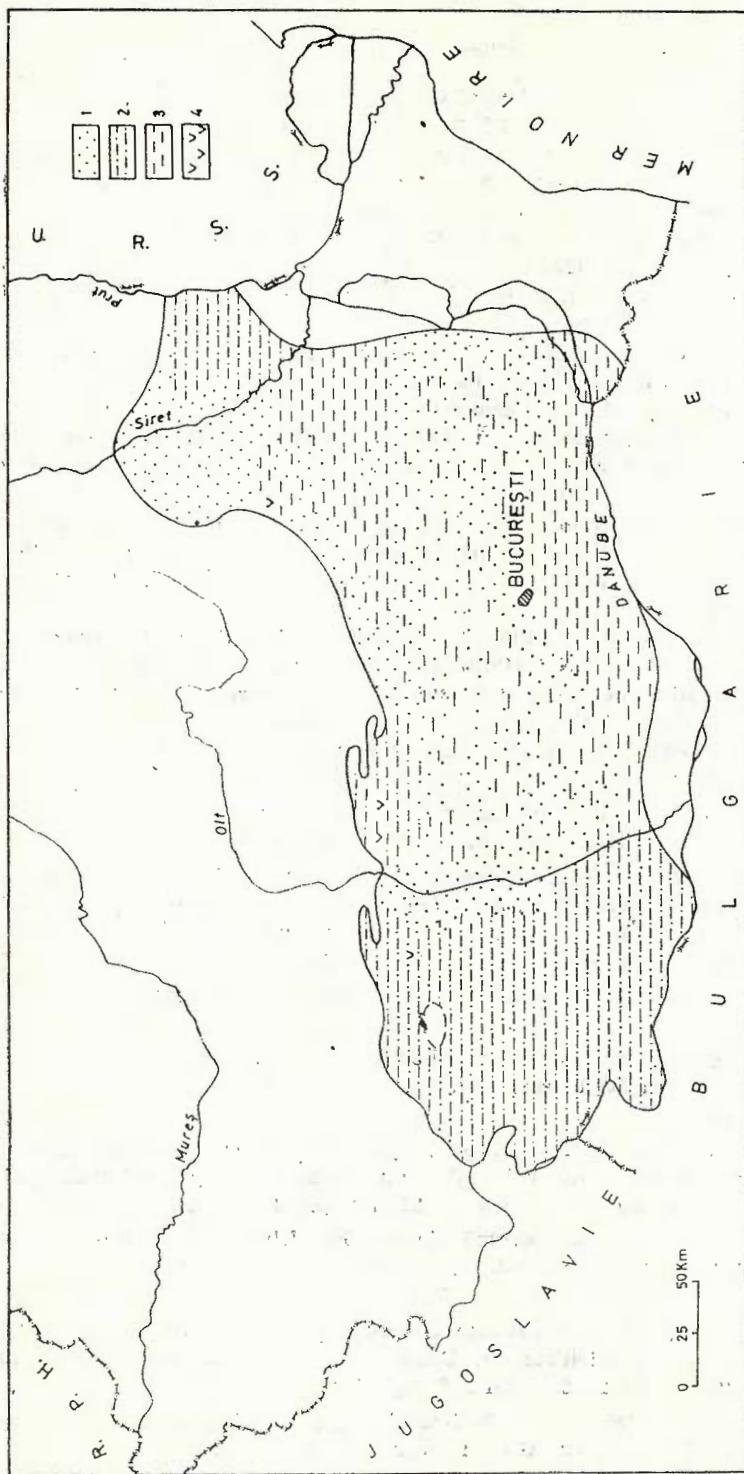


Fig. 3. — Schéma paléogéographique du Pontien supérieur (Bosphorien).
1, psammites ; 2, pelites à siltites ; 3, pelites ; 4, facies charbonneux.

BIBLIOGRAPHIE

- Andreescu I. (1975) Limitele și subdiviziunile Ponțianului. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geologie)*, 20, 2, p. 235-246, 3 tab., București.
- Hanganu E. (1966) Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen și Prahova. *Com. Geol., Stud. tehn. econ., „J2“*, 127 p., 11 fig., 52 pl., București
- Papaianopol I. (1982) Associations significatives du Pontien du Bassin Danique. *Bul. Soc. belge Géol.*, 91, fasc. 1, p. 51-59, Bruxelles.
- Papaianopol I. (1982 a) Sur les limites du étage Pontien dans le Bassin Dacique. *Anal. Științ. Univ. „Al. I. Cuza“, (ser. nouă), secț. II, geol.-geogr.*, XXVIII, p. 63-67, Iași.
- Huică I. (1977) Studiul geologic al depozitelor miocene și pliocene dintre valea Sohodol și valea Blahnița, jud. Gorj (Depresiunea Getică). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LI, p. 5-68, 9 pl., București.
- Marinescu Fl. (1964) Propuneri cu privire la orizontarea Ponțianului din partea occidentală a Bazinului Dacic. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Geologie)*, 9, 1, p. 73-80, 2 tab., București.
- (1967) Precizii asupra stratigrafiei Portaferrianului din vestul Bazinului Dacic. *D. S. Inst. Geol.*, LII/2, (1964-1965), p. 104-113, 1 tab., București.
- (1968) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- (1974) Congeria subrhomboidea Andrusov in Portaferrianul Bazinului Dacic. *D. S. Inst. Geol.*, LX/3 (1973), p. 85-92, 1 fig., 1 pl., București.
- (1978) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. Edit. Acad. R.S.R., 156 p., 34 fig., 6 pl., București
- Motaș I. C. (1960) Ponțianul din bazinul Rîului Alb-Valea Dîmboviței. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geologie*, VI, p. 27-39, 1 pl., București.
- Neacsu F., Mihalache P., Mihăilescu C., Mihăilescu L., Ciupu Fl., Iliescu M., Manea C. (1980) Rapport, archives de l'I.P.G., București.
- Nicolaeșcu V., Lubenescu V., Iavorschi M., Ionescu St., Damian R. (1980) Contribuții la cunoașterea biostratigrafiei depozitelor Neogenului superior din regiunea valea Ialomiței și valea Cricovului Dulce. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV (1977-1978), 4, Stratigrafie, p. 133-146, 6 pl., București.
- Nicolescu St. M. (1964) Studiul Miocenului și Pliocenului din regiunea Cislău-Salcia-Lapoș. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 237-278, București.
- Pană I. (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa. *Inst. Geol., Stud. tehn. econ.*, J. 1, 136 p., 14 pl., București.
- Papaianopol I. (1976) Faciesurile și limitele Portaferrianului din zona cutelor diapire externe dintre valea Cricovul Sărat și valea Unghiului (jud. Prahova). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/4, p. 245-263, 12 pl., București.
- (1976 a) O faună bosphoriană de tip Kamišburun în partea orientală a Bazinului Dacic. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/3, p. 108-123, 1 tab., 11 pl., București.
- Olteanu R. (1979) Contributions à l'étude du Pontien supérieur (Bosphorien) dans la partie orientale du Bassin Dacique. *Rev. roum. géol. géophys., géogr. (Géologie)*, 23, 2, p. 231-247, 6 pl., București.
- Andreescu I., Baltres A., Cioflică G., Jipa D., Marinescu Fl., Moisescu V., Olteanu R., Popescu Gh., Răzeșu S., Stancu J., Roman S., Rogge ..

- Ticleanu N., Pauliu S., Barus T. (1982) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- (1983) Le genre *Dacicardium* dans le Pontien moyen (Portaferrien) du Bassin Dacique. *Rev. roum. géol. géophys. géogr. (Géologie)*, 27, p. 75-85, 4 pl., Bucureşti.
 - Andreescu I., Cioflică G., Costea C., Crăciun P., Dumitrică P., Grigorescu St., Grigorescu G., Jipa D., Macaleț R., Muntaenu Em., Olteanu R., Pislaru T., Popa E., Popescu A., Popescu Gh., Rădăan M., Rădăan S., Răzeșu S., Rogge E., Ronan Șt., Ungureanu C., Pană I., Damian R. (1985) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
 - Olteanu R. (1986) La faune bosphorienne de l'est de l'Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71 (1983—1984), 3, p. 73—85, Bucureşti.
 - Grigoraș M., Popescu A., Olteanu R., Rogge E., Iva M., Costea C., Pislaru T., Munteanu Em. (1987) Studiul Neogenului superior din partea estică a Platformei Moesice (sectorul dintre valea Neajlov și Dunăre) cu considerații asupra complexului cărbunos. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72—73/4 Bucureşti.
 - Pauliu M. (1964) Date noi cu privire la fauna pliocenă din sud-vestul Depresiunii Șoimari. *Anai. Univ. Bucureşti, Seria Șt. Nat., Geol.-Geogr.*, XIII, 2, p. 47-64, Bucureşti.
 - Pavnotescu V., Iliescu O., Paraschivescu C. (1980) Observații biostratigrafice asupra depozitelor neogen superioare de la Boteni (jud. Argeș). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV (1977—1978), 4, p. 147—155, 3 pl., Bucureşti.
 - Radu A., Ștefănescu C., Diță St., Lubenescu V., Cornea C. (1983) Rapport, archives de l'I.P.G.G., Bucureşti.
 - Zberea A., Lubenescu V., Zberea M. (1980) Biofaciesuri odessiene la vest de Olt. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV (1977-1978), 4, p. 183-190, 1 pl., Bucureşti.

PALEOGEOGRAFIA PONTIANULUI DIN BAZINUL DACIC CU CONSIDERAȚII ASUPRA DEZVOLTĂRII FACIESULUI CĂRBUNOS

(Rezumat)

Ca unitate paleogeografică Bazinul Dacic ocupă întreaga suprafață acoperită cu depozite neogene dintre Carpați, Prebalcani și Dobrogea. La rîndul său el a fost parte a componentă a Paratethysului, care ca bioprovincie cu caracter bine delimitat s-a separat din Badenianul superior. Avînd inițial conturul unei mări intermediere, care făcea legătura între Paratethysul central la vestul său (Bazinul Pannonic) și Paratethysul oriental la est (bazinul Ponto-Aralo-Caspic), Bazinul Dacic s-a dezvoltat după Pontianul superior ca un mare golf al Bazinului Euxinic, dar cu individualitatea sa, care l-a făcut în mod permanent să se deosebească de acesta.

La nivelul Neogenului, în Bazinul Dacic s-a depus o serie molasică, uneori cu grosimi considerabile, a cărei acumulare a stat tot timpul sub controlul mișcărilor tectonice mio-plio-pleistocene. În linii cu totul generale, în cadrul acesteia pot fi separate, o molasă inferioară, de obicei marină, cu evaporite; și o molasă superioară, mai ales salmastră și limnică, cu cărbuni. Importanța acestora (numărul și grosimea stratelor)

precum și distribuția lor sănătă în funcție de condițiile locale de sedimentare, condiții legate de evoluția paleogeografică a unor arii mai largi sau mai restrânse.

Din întregul interval post-sarmațian, un prim moment important pentru formarea și acumularea cărbunilor îl reprezintă Pontianul. Depozitele etajului Pontian (cuprinse între acelea ale etajelor Meotian și Dacian) acoperă două unități structurale majore; Depresiunea Subcarpatică și Platforma Moesică.

Numerosele studii întreprinse asupra depozitelor pontiene, îndeosebi după anul 1960, au permis o cunoaștere din ce în ce mai aprofundată a acestora, ajungîndu-se în final atât la cunoașterea detaliată a inventarului paleontologic, cât și la realizarea unei scheme biostratigrafice, utilizată în momentul de față, după care, etajul Pontian poate fi divizat în trei subetaje: Odessianul (Pontianul inferior), Portaferrianul (Pontianul mediu) și Bosphorianul (Pontianul superior).

În cuprinsul Pontianului inferior se constată predominanța faciesurilor pelitice, care ocupă arealele cele mai extinse și care dă nota caracteristică acestui interval stratigrafic, fără a exclude însă și existența redusă a depozitelor grosiere. Acestea din urmă au o mai bună dezvoltare în bazinul văii Buzăului și la nord de acesta, precum și apariții sporadice în bazinul văii Dîmbovița, între Argeșel și Argeș, ca și în partea estică a Olteniei (între văile Gilort și Bistrița).

Faciesul cărbunos este foarte slab reprezentat la nivelul Pontianului inferior, ocupînd totodată arii restrânse și discontinui. De remarcat că depozitele cu cărbuni de vîrstă odessiană se găsesc numai în aria avanfosei, lipsind pe Platforma Moesică. Cărbuni de vîrstă pontian inferioară apar în bazinul văii Rîmnicul Sărat, între Argeșel și Rîul Tîrgului (în Muntenia) și în bazinul văii Cernișoara (în Oltenia).

În Pontianul mediu (Portaferrian) faciesul stratelor cu *Congeria rhomboidea* se bucură de o largă răspîndire în Muntenia, putînd fi urmărit aproape continuu din zona de curbură a Carpaților Orientali și pînă în valea Dîmboviței. Este vorba mai ales de depozite pelitice, faciesul „stratelor cu *Paradacna abichi*“ instalat încă din Pontianul inferior, continuîndu-se și în Pontianul mediu. Predominanța litofaciessului argilos nu exclude existența unor pachete nisipoase, cu grosime mai mare sau mai mică.

În partea vestică a Munteniei și estul Olteniei, între văile Argeșel și Luncavăț (jumătatea orientală a Depresiunii Getice), nu mai apare faciesul stratelor cu *Congeria rhomboidea*. Pontianul mediu prezintă de obicei în partea inferioară un complex de argile, argile nisipoase, argile cărbunoase, nisipuri și uneori cărbuni, iar la partea superioară un complex predominant nisipos, în care se pot găsi de asemenea argile cărbunoase și lignit.

Portaferrianul este foarte bine reprezentat și în Oltenia, existînd însă diferențe notabile în modul său de dezvoltare, între estul și vestul Olteniei. Astfel, în partea estică a acesteia (între Otășau și Gilort), se constată apariția cu totul sporadică a faciesului cu *Congeria rhomboidea*, care are în schimb o foarte bună dezvoltare la vest de valea Gilortului și mai ales în partea vestică a Bazinului Dacic.



Pontianul mediu (Portaferrianul) reprezintă pentru Bazinul Dacic momentul cel mai important din punctul de vedere al cărbunilor pontieni. Trebuie însă precizat, că la acest nivel stratigrafic faciesul cărbunos este mult mai bine dezvoltat în Depresiunea Getică, fiind foarte slab reprezentat și în mod obișnuit cu totul absent în partea estică a Munteniei. Dezvoltarea cea mai favorabilă o are faciesul cărbunos între văile Argeșel și Slănicul de Argeș unde s-au depus mai multe strate de lignit (de obicei trei), dintre care grosimi exploataabile au două. Între valea Slănicului de Argeș și Olt faciesul cărbunos al Pontianului mediu se reduce ca importanță, stratele de cărbuni scăzînd în grosime și avînd o dezvoltare lenticulară. La vest de Olt faciesul cărbunos al Pontianului mediu ocupă numai sectorul dintre Olt și Oltet (în bazinul văii Cernișoara și în bazinul văii Luncavăț), stratele de lignit avînd însă în afloriment grosimi reduse.

Depozitele bosphoriene se bucură de o largă dezvoltare atât în Muntenia, cât și în Oltenia, fiind foarte frumos ilustrată și la acest nivel stratigrafic interdependența strînsă dintre litofacies și ansamblurile de moluște. Pontianul superior poate fi ori predominant pelitic, ori predominant psamitic, ori alcătuit dintr-o alternanță de depozite argiloase și nisipoase. În acest ultim caz de cele mai multe ori secvențele pelitice sănt mai frecvente în partea inferioară a succesiunilor stratigrafice.

Ca și în cazul Pontianului inferior, și la nivelul Pontianului superior faciesul cărbunos este mult redus ca importanță. Stratele de lignit bosphorian din Muntenia au o grosime mică, de obicei de numai cîțiva centimetri și o dezvoltare lenticulară (în bazinul văii Rimnicu Sărat și între valea Slănicul de Argeș și Olt). În partea estică a Olteniei apar numai argile cărbunoase, deci nu strate de cărbune propriu-zise, în depozitele bosphoriene din bazinul văii Tării.

Informațiile oferite de forajele recent săpate în partea sudică a Platformei Moesice din Muntenia, au pus în evidență diferențe notabile între evoluția paleogeografică a zonei de avanfosă și cea de platformă la nivelul Pontianului.

Dacă în avanfosă Pontianul mediu (Portaferrianul) este termenul ce manifestă caractere puternic transgresive (mai ales în Depresiunea Getică), în părțile sudică și estică ale Platformei Moesice asemenea tendințe sănt remarcate la nivelul Pontianului superior (Bosphorian), care stă fie peste Cretacic, fie peste diferenți termeni ai Sarmatianului





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE

ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS CHATTIENS À CHARBON DE LA RÉGION DE ZIMBOR (NO DE LA TRANSYLVANIE) DES DONNÉES DE SONDAGES¹

PAR

ANATOL RUSU², MARIANA IVA², DAN JIPA², RADU OLTEANU²,
CAROL PAPP³, ANTON POPESCU², SILVIU RĂDAN²

Lithostratigraphy. Zimbor Beds. Lithosacies. Heavy minerals. Argillaceous minerals. Coal. Biostratigraphy. Mollusca. Foraminifera. Ostracoda. Chattian. Palaeogeography. Borehole cores.

Résumé

La note présente les résultats obtenus par suite de l'étude lithologique (plaques minces, granulométrie, minéraux lourds, fraction argileuse) et paléontologique (mollusques, foraminifères, ostracodes, charophytes) des carottes des 12 forages de la région de Zimbor. La mise en évidence de deux niveaux-repère paléontologiques (niveau à *Gari protracta* et niveau à *Crassostrea cyathula*) et des séquences à microfaunes marines dans l'horizon supérieur des couches de Zimbor (de faciès saumâtre) permet de faire une meilleure corrélation des couches de charbon et, corroborée aux données lithologiques, de réaliser une image paléogéographique du bassin de sédimentation au cours du Chattien.

Abstract

Stratigraphy of the Chattian Coal-Bearing Deposits of the Zimbor Area (NW Transylvania) based on Drilling Data. The paper presents the results of the lithological (thin sections, granulometry, heavy minerals, argillaceous fraction) and palaeontological (molluscs, foraminifers, ostracods, charophyts) study of cores

¹ Reçue le 27 avril 1985, acceptée pour être communiquée et publiée le 29 avril, communiquée à la séance du 17 mai 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, 79678, București 32.

³ Întreprinderea de Prospecțiuni și Explorări Geologice, Cluj-Napoca, Str. Traian Vuia nr. 140, 3400 Cluj-Napoca.



from 12 boreholes in the Zimbor Area. The two evidenced paleontological levels — markers (the *Gari protracta* level and the *Crassostrea*-bearing one) and the sequences with marine microfauna in the upper horizon of the Zimbor Beds (of brackish water facies) permit a better correlation of the coal beds, contributing, together with the lithological data to the paleogeographic picture of the sedimentation basin during the Chattian.

Lors des travaux d'exploration pour charbon brun du bassin houiller d'Almaş-Agrij (nord-ouest de la Transylvanie) IPEG-Cluj a exécuté dans la région de Zimbor de nombreux forages, dont quelques-uns ont fait l'objet de nos rapports géologiques (Rusu et al., 1981, 1983). Les forages ont étudié les charbons des couches de Zimbor (Chattien) et des couches de Sînmihai (Chattien-Aquitainien).

Cette note présente, principalement, les résultats obtenus sur l'horizon à charbon des couches de Zimbor par la recherche complexe des carottes des 12 sondages exécutés dans la région délimitée par les localités de Hida-Mierţa-Sîncraiu Almaşului (district de Sălaj).

Les forages étudiés sont situés dans trois alignements (fig. 1) : a) septentrional aux forages 39-Hida, 40-Hida, 41-Miluani ; 37-Miluani ; b) médian aux forages 93-Mierţa, 90-Chendremal, 92-Chendremal, 57-Zimbor, 43-Dolu ; c) méridional aux forages 84-Sutoru, 86-Dolu, 88-Sîncraiu Almaşului. Entre les forages 57 et 37 il y a le forage 34.601 — exécuté par IFLGS — dont les données (Rusu et al., 1978) seront utilisés dans la présente note.

L'analyse lithologique (plaques minces, granulométrie, minéraux lourds, fraction argileuse) et paléontologique (malacofaune, ostracodes, foraminifères, characées) ont permis d'établir des repères biostratigraphiques régionaux ou locaux utiles en vue d'une corrélation des couches de charbon. Elles ont aussi contribué à la réalisation d'une image paléogéographique concernant le bassin de sédimentation au cours de l'accumulation des charbons.

Aperçu historique des recherches géologiques

Les premières informations concernant cette région reviennent à Hantken qui en 1861 (fide Koch, 1894, p. 372) présente une coupe géologique de l'horizon à charbon de la vallée de Sînta de Zimbor. Koch (1894) décrit lui-aussi plusieurs coupes des environs de Zimbor, renfermant, dans ce qu'il avait dénommé en 1883 en tant que couches de Zimbor, la moitié supérieure de l'horizon d'argiles rouges (la moitié inférieure faisant partie des couches de Cetate) et l'horizon gréseux à charbon. L'auteur y remarque la présence de trois ou quatre couches de charbon, qu'il essaie de les équivaloir aux charbons connus des secteurs de Românaş-Tihău et de Surduc-Solona. Dans sa monographie, Koch (1894, p. 377) rédige aussi une liste de faune contenant des gastropodes et de bivalves saumâtres de cette zone, en les considérant oligocène supérieurs ou bien aquitaniens.



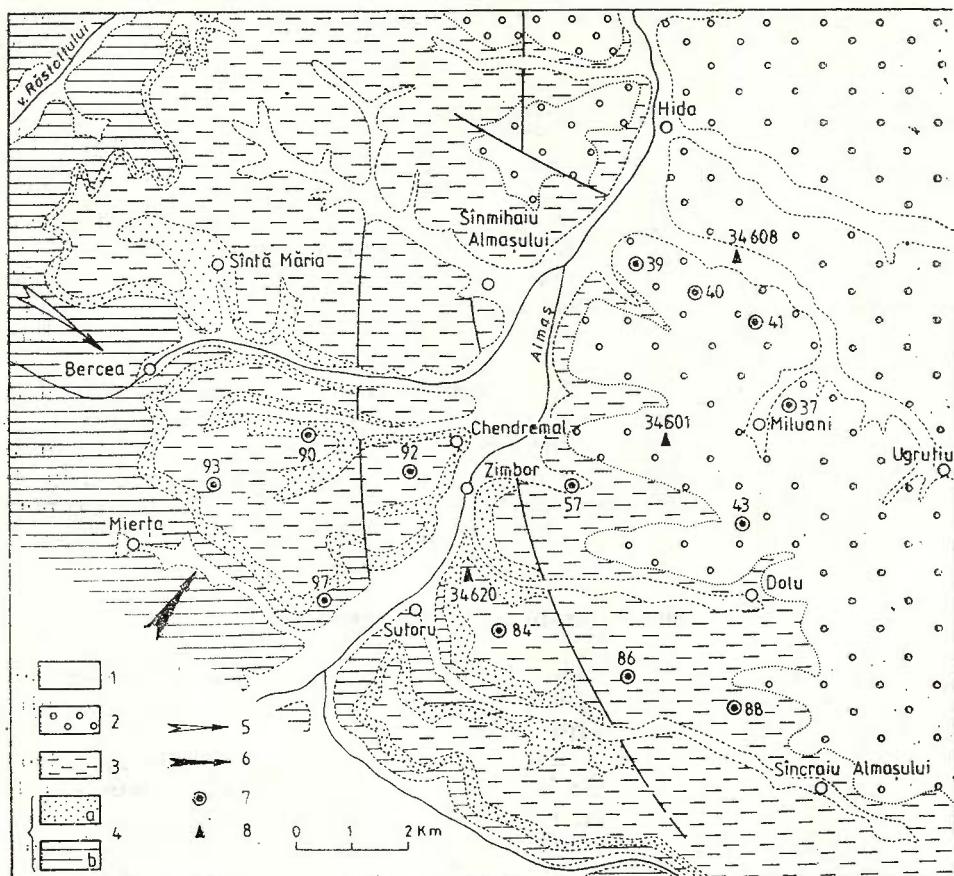


Fig. 1 — Cadre géologique des forages de la région de Zimbor (Rusu et Papp).

1. Quaternaire : alluvions ; 2. Miocène inférieur : couches de Coruș, couches de Hida ; 3. Chattien-Aquitainien : couches de Sînmihai ; 4. Chattien : a) horizon gréseux à charbons, b) horizon des argiles rouges, couches de Zimbor ; 5, direction d'apport de matériel cristallophylien ; 6, direction d'apport de matériel cristallophylien et éruptif ; 7, forage présenté dans la note ; 8, forage cité dans le texte.

Durant un long laps de temps aucune note n'envisage la géologie de cette région.

Dès 1962 on entreprend des recherches géologiques dont l'objectif consiste dans les charbons bruns du bassin de l'Almaș aussi bien par des travaux de surface (pour la région de Zimbor, voir Mărgărit et al., 1963 et Niță et al., 1966) que par des forages. On a perforé d'abord quelques sondages de prospections dans le périmètre de Zimbor-Dolu-Miluani ; ensuite entre 1966 et 1969 IFLGS a exécuté 35 forages d'exploration dans le secteur délimité par les localités de Tihău au nord et de Sîncraiu Almașului au sud (Petre et Găină, 1979).

A partir de 1975 la recherche systématique à forages entreprise par IPEG-Cluj comprend tout le bassin houiller (pour le secteur de Hida-Zimbor voir Popa et al., 1979).

D'importantes contributions sur la connaissance géologique des gisements de charbons reviennent aussi à Mărgărit (1968, 1976) tandis que les aspects paléobotaniques et l'origine des charbons du bassin à Petrescu (1969, 1970). Une série d'ouvrages plus généraux (Rusu, 1969, 1977 ; Moisescu, 1970, 1975 ; Suraru, 1970 a) s'occupent des aspects stratigraphiques en résolvant des problèmes de délimitation, sous-division, corrélation et répartition des couches de Zimbor dans l'échelle chronostratigraphique européenne classique ou bien dans celle régionale de la Paratéthys centrale. L'enrichissement de l'inventaire fossile des couches de Zimbor est dû aux études de Moisescu (1972) et de Suraru (in Báldi et al., 1975), le dernier mentionnant pour la première fois la présence d'une faune de foraminifères et d'ostracodes. Il est à mentionner également l'étude lithobiostratigraphique complexe sur le forage 34.601 (IFLGS) de Zimbor (Rusu et al., 1978) tenu pour le modèle pour les recherches des forages d'IPCG-Cluj, étudiés par nous après 1981.

Litho-biostratigraphie des couches de Zimbor

Les couches de Zimbor se disposent dans la région de Zimbor sur le grès de Var et supportent les couches de Sînmihai (fig. 1), entre elles existant une transition lithologique.

Koch (1894) englobait sous le nom de „couches de Zimbor“ deux unités lithostratigraphiques : horizon des argiles rouges (partim) à la partie inférieure et horizon gréseux à charbon à la partie supérieure.

L'**horizon des argiles rouges** pour lequel Petre et Găină (1969, rapport géologique) avaient proposé le nom de couches de Sutoru est dénommé par Moisescu (1972) couches de Cuzăplac, bien que les dépôts de cet horizon recouvrent un faciès plus typique d'argiles rouges des environs de Sutoru.

La puissance moyenne de l'horizon des argiles rouges y est d'environ 180 m, ayant 174,1 m dans le forage 34.601-Zimbor (fig. 2), 185,4 m dans le forage 34.620-Sutoru et 187,1 m dans le forage 34.608 de la vallée de Ugruțiu. Les forages étudiés par nous ont traversé d'habitude la partie supérieure de cet horizon, excepté le forage 97 de l'ouest de Sutoru, situé directement dans les argiles rouges des couches de Zimbor, d'où il est sorti à une profondeur de 183 m.

La limite inférieure de l'horizon est marquée par la première apparition des argiles verdâtre-brunes à teintes violacées surmontant le grès de Var, et la limite supérieure se dessine au-dessus des dernières intercalations d'argiles rouges sous-jacentes de l'horizon gréseux à charbon.

L'horizon inférieur des couches de Zimbor est constitué d'argiles siltiques ou de siltites rougeâtres, tachetées, à intercalations (0,5 à 27 m d'épaisseur) de sables ou de grès et de microconglomérats quartzeux blanchâtres ou verdâtres, plus fréquents dans les parties inférieure et



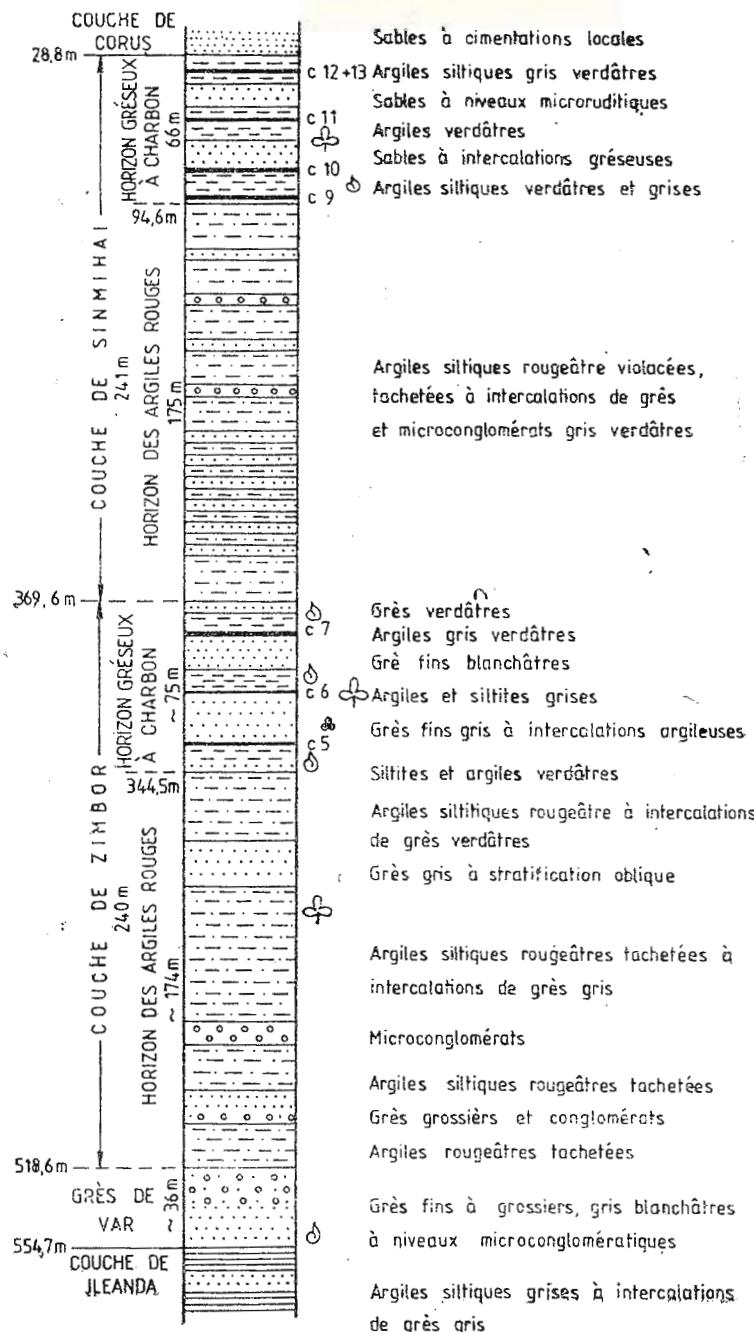


Fig. 2 — Colonne stratigraphique des couches de Zimbor et de Sin-mihai du forage 34.601-Zimbor.

supérieure de la coupe. Régionalement on y remarque une diminution en épaisseur des intercalations microrudite-arénitique (la roche devenant également de plus en plus fine) de l'ouest vers l'est, ce qui indiquerait des apports de matériel détritique de direction ouest.

L'élément minéralogique dominant des arénites est le quartz (accompagné par la muscovite, la sérécite et d'autres minéraux) noyé dans un liant argileux. Les roches relèvent un degré de maturité réduit à moyen.

D'après la teneur des minéraux lourds cet horizon se caractérise par la paragenèse grenat-zoisite-clinozoisite-staurotide-tourmaline brune, minéraux totalisant dans les échantillons analysés plus de 90% de la fraction lourde. Le premier minéral lourd c'est le grenat à participations ordinaires de 60 à 75%, suivit de la staurotide (environ 20%) et un maximum de 50% dans le forage 34.601), de la zoïsite+clinozoisite (15 à 25% et exceptionnellement 45% dans le forage 93 à une profondeur de 105,9 m) ; ces pourcentages dénotent l'influence majeure d'une aire source à substratum cristallophyllien.

Les argiles rouges sont illito-kaolinitiques ayant les suivantes valeurs moyennes : 58% illite, 24% kaolinite, 16% smectite, 2% chlorite. La grande majorité des argiles rouges analysées présentent une composition semblable à celle moyenne, en indiquant ainsi un apport relativement constant de matériel d'une aire source unique. Le matériel d'origine représenterait des produits d'altération des schistes cristallins de la terre ferme voisine.

Les seuls restes fossiles connus de l'horizon des argiles rouges des couches de Zimbor sont les characées, l'association rencontrée dans le forage 34.601 (Rusu et al., 1978) indiquant un Stampien supérieur.

L'horizon gréseux à charbons, pour lequel Moisescu (1972) a proposé la dénomination de couches de Cubleșu, a été traversé le long de toute sa puissance par la plupart des forages étudiés. L'épaisseur moyenne dans cette région est de 74 m environ, cet horizon présentant toutefois des variations appréciables, allant de 40 m dans le forage 86 (pl. XI) au SO de Dolu à 95,5 m dans le forage 41 (pl. III) au N de Miluani.

On y remarque un épaississement constant de l'horizon du sud au nord et incertain de l'est à l'ouest. Localement, les différences de puissances sont redatables aux apports massifs (à divers niveaux) de matériel arénitique grossier voire ruditique qui forment des corps à développement lenticulaires. Là-dessus, l'épaisseur des intervalles d'entre les couches de charbon varie beaucoup le long de petites distances, elle ayant des valeurs inférieures là où dans ces intervalles n'apparaissent que des argiles (6 m entre les couches 5 et 6 du forage 93 ; 2,5 m entre les couches 6 et 7 du forage 86) et des valeurs exagérées là où se développent des roches détritiques grossières (20 m dans le forage 92, plus de 30 m dans le forage 40 entre les couches 5 et 6 et 23 m dans le forage 90 entre les couches 6 et 7). Cet état de choses ainsi que la variation de puissance de la couche de charbon, qui peut être formée d'un seul ou plusieurs bancs de charbon⁴ (provenus d'habitude du déchirement d'une couche unitaire) rendent difficile la corrélation. Parfois, des bancs de charbon d'une seule couche apparaissent

dans la coupe lithologique plus distancés que deux couches différentes, de sorte qu'une corrélation correcte n'est possible qu'en utilisant des repères stratigraphiques bien établis.

L'horizon gréseux à charbon est constitué de grès ou sables, micro-conglomérats, souvent à niveaux conglomératiques, en paquets d'épaisseurs jusqu'à 32 m (forage 4, pl. III), à intercalations ou en alternance d'argiles grises, renferment d'habitude des couches de charbon.

La limite inférieure des couches de Cubleșu (horizon supérieur des couches de Zimbor) a été située au-dessus de la dernière intercalation d'argiles rouges, étant isochrone dans la zone des forages étudiés (fig. 3). La limite supérieure, tracée dans les premières couches d'argiles rouges ou verdâtres (reparties aux couches de Sinmihai) présentent une faible hétérochronie observable même dans notre périmètre assez limité (fig. 3). L'horizon gréseux à charbon débute soit par un paquet d'argiles grises (forages 40, 93, 84 et 88) variable comme puissance (2 m dans le forage 88, pl. XII, et 13 m dans le forage 93, pl. V), soit par des grès fins voire par des siltites argileuses, suivies par des argiles grises (forages 37, 90, 92, 57, 86) ou bien par des sables (forage 41). Dans l'intervalle de 2 à 19 m surmontant les dernières argiles rouges de l'horizon sous-jacent se développe la première couche de charbon (voir pl. I à XII) — couche 5⁵ — formée de plusieurs bancs de charbon massif ou schisteux entre lesquels s'interposent des argiles grises. Dans l'intervalle de cette couche et à sa base apparaissent des mollusques saumâtres (*Polymesoda convexa*, *Tympanotonus margaritaceus*) de salinité mésohaline (3 à 16,5%) dans les forages 39, 37, 57, 86 et 88, et des ostracodes saumâtres (*Cytheridea pernota*, *Cytherella jenesiana*, *Haplocytheridea curvata*, *Paracyprideis aff. rarefistulosa*) dans les forages 84 et 92.

La faune mentionnée commune pour tout l'horizon ne permet pas à reconnaître la couche de charbon 5. Mais au-dessous de cette couche apparaît un niveau d'ostréidés rencontrés seulement dans le forage 93 (pl. V) et dans le forage 90 (pl. VI), niveau comprenant dans ce dernier forage une association de foraminifères polyhalins (salinité 16,5 à 30%) (*Miliammina* div. sp., *Ammobaculites directus*, *A. dilatatus*, *A. exilis*, *A. pseudocasis*, *A. salsus*, *A. agglutinans*, *A. cassis*, *A. catenulatus*, *A. cf. kamichaticus*, *Rheopax dentaliniformis*, *R. nodulosa*, *R. lenticularis*, *Arenoparella subglobosa*, *Ammonarginulina expansa*, *A. austriensis*, *Ammolagena clavata*, *Ammonia propinqua*, *Nonion granosum*). C'est toujours au-dessus de la couche 5 qu'apparaissent quelques espèces de foraminifères marins dans le forage 34.601 (Rusu et al., 1978). Un correspondant de ce niveau pourrait être la faune d'ostracodes de l'intervalle de la couche 5 et de dessus de celle-ci dans les forages 86 (pl. XI) et 88 (pl. XII), où des formes d'ostracodes saumâtres eurihalins sont accompagnées de *Cuneocithere marginata*, respectivement de *Krithe papillosa*, espèces typiquement marines qui ne supportent que de faibles diminutions de la salinité.

D'habitude, la couche de charbon 5 comporte en lit des argiles grises et en toit des grès ou plus rarement des argiles où souvent apparaît un épisode marin polyhalin (fig. 3).

L'intervalle d'entre les couches de charbon 5 et 6 est occupé soit par des argiles grises (7 m dans le forage 93 et 12 m dans le forage 90), soit par des sables, grès et d'une manière subordonnée des argiles (15 m dans le forage 86, 18 m dans le forage 57 et le forage 88 et 20 m dans le forage 84) ou bien rien que des roches arénitiques (19 m dans le forage 92, 20 m dans le forage 37, 26 m dans le forage 41, 28 m dans le forage 39, 32 m dans le forage 40). Dans cet intervalle, se développent aussi des séquences de charbon minces non synonymisées ; c'est le cas de ceux rencontrées dans le forage 37-Miluani (pl. VI) et le forage 88-Sîncraiu Almașului (pl. XII).

La couche de charbon 6, unitaire dans les forages 40, 37, 57 et 88 et composée dans les autres forages, a en lit des argiles grises (elles manquent du forage 92) et en toit des grès et des sables, plus rarement des argiles grises (forages 39, 93, 86). La couche 6 est située au-dessus d'un niveau-repère bien caractérisé paléontologiquement — niveau à *Gari protracta* — rencontrée dans les forages du sud du périmètre (forages 90, 92, 84, 86, 88) et elle est comprise entre deux épisodes marins polyhalins. L'épisode de dessous de la couche 6 est mis en évidence par la présence de certains mollusques marins sténohalins de salinité normale (*Macoma elliptica*, *Taras thunense*) (forages 84 et 88) ou bien de l'ostracode d'eau marin *Cuneocythere marginata* (forage 86). C'est toujours ici qu'apparaissent, mais dans un état de conservation mauvaise, des exemplaires de foraminifères benthiques (*Nonion cf. adevenum*, *N. cf. graniferum* et *Rotalia sp.*) qui indiquent également une séquence polyhaline. L'épisode marin supérieur est marqué dans les forages 90 et 57 par la présence d'un taxon du groupe de *Pitar incassata* (forme marine supportant de faibles diminutions de salinité) et dans le forage 92 par *Macoma elliptica*. Au-dessus de la couche de charbon 6 il y a dans le forage 90 une association d'ostracodes contenant aussi bien des formes saumâtres communes que des représentants du genre *Bairdia*, genre marin euhalin.

Le niveau à *Gari protracta* (fig. 3) considéré à titre de niveau-repère à la suite de nos recherches se caractérise par l'apparition lumachellique (autant dans le faciès arénitique que dans celui lutitique) de la forme index, seule ou accompagnée d'autres mollusques, soit saumâtres eurihalins (*Polymesoda convexa*, *Typanotonus margaritaceus*, *Pirenella plicata*), soit marins sténohalins (*Macoma elliptica*, *Taras rotundatus*). Vu la position de ce niveau, on peut affirmer avec certitude que dans le forage 88 (pl. XII) seul le banc de charbon de la profondeur de 102,3 m correspond à la couche 6, les deux autres situés au-dessous du niveau à *Gari protracta* représentent des apparitions locales de matériel charbonneux qui ne forment pas des couches à importance économique. Il s'y ensuit que la couche de charbon 6 de la région du Zimbor cantonnée dans des dépôts saumâtres de salinité mésohaline (3 à 16,5‰) est intercalée entre deux épisodes d'influence marine euhaline-polyhaline (salinité de l'eau d'environ 30‰).

L'intervalle d'entre les couches de charbon 6 et 7 est rempli par des roches arénitiques, parfois grossières à microrudites (10 m dans le forage 37 ; 13 m dans le forage 40 ; 15 m dans le forage 57 ; 16 m dans le forage 41 ; 18 m dans le forage 88 ; 20 m dans le forage 43 ;

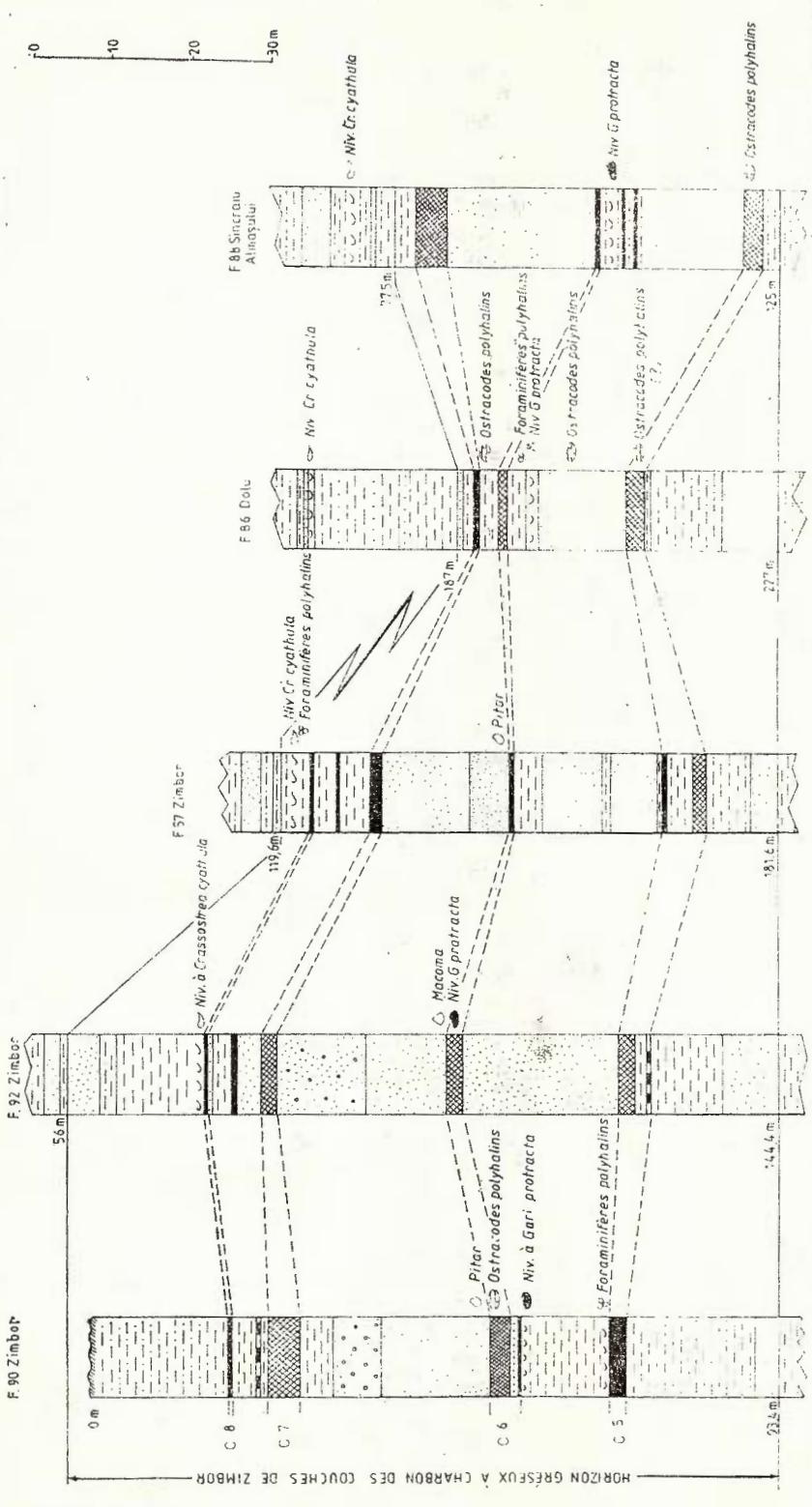


Fig. 3 — Corrélation des couches de charbon des assises des Zimbor sur base des repères biostratigraphiques relevés des forages.

21 m dans le forage 92), des sables à intercalations d'argiles (20 m dans le forage 39 ; 23 m dans le forage 90 ; 26 m dans le forage 84) ou bien des argiles (2,5 m dans le forage 86).

La couche de charbon 7, d'habitude constituée de bancs à charbon assez distancés, apparaît cantonnée plus fréquemment dans des argiles grises tel qu'on observe dans la plupart des forages (forages 39, 93, 90, 43, 84, 86) mais elle peut être noyée dans des roches arénitiques (forages 41, 92) ou dans des roches arénitiques en lit et des roches lutites en toit (forages 37 et 57). Dans un seul forage (forage 40) apparaissent des argiles en lit et des sables en toit. On y a relevé au-dessus de la couche 7 (pl. II) une association de foraminifères agglutinants formée de *Ammobaculites salsus*, *A. dilatatus*, *A. cf. strathearnensis*, *A. diversus*, *A. directus*, *A. cf. okabirensis*, *A. discus*, *A. cylindricus*, *Ammomarginulina foliacea*, *A. cf. stephensonii*, *Cyclammina cf. cushmani*, *Miliammina* sp. Ce sont des formes polyhalines (16,5 à 30%) indiquant un influx d'eaux marins à ce niveau. Dans les forages des parties orientale et méridionale du périmètre entre la couche de charbon 7 et l'horizon des argiles rouges des couches de Sînmihai n'apparaît aucune couche de charbon. L'intervalle est occupé par des argiles grises (2,5 m dans le forage 88 et 3 m dans le forage 37), des argiles grises et des roches arénitiques ou seulement des arénites (8 m dans le forage 40 et 12 m dans le forage 41). La couche de charbon 8 se développe seulement dans la partie nord-ouest du périmètre. Cette couche est située à 3 m au-dessus de la couche 7, quand des argiles s'intercalent entre ces deux couches (forages 90 et 57) et à 7 m (forage 92) ou à 20 m (forage 39) quand des paquets de roches arénitiques apparaissent aussi. La couche 8 contient en lit des argiles dans tous les quatre forages et supportent des argiles grises (forages 57 et 92), des siltites (forage 90) ou des sables (forage 39). L'intervalle jusqu'à la limite avec les couches de Sînmihai est occupé par des lutites (3,5 m dans le forage 57), des roches arénitiques (14 m dans le forage 39) ayant une intercalation argileuse ou bien par une succession d'argiles-siltites-grès fins (17 m dans le forage 39).

Cette couche de charbon est contrôlée paléontologiquement dans les forages 92 et 57, ayant en toit le niveau-repère à *Crassostrea cyathula* (fig. 3), niveau contenant en plus dans le forage 57-Zimbor quelques exemplaires de foraminifères polyhalins (*Nonion cf. advenum*, *N. cf. graniferum* et *Rotalia* sp.).

La couche de charbon 8, la dernière des couches de Zimbor, est mieux développée dans le secteur de Brusturi-Românași au NO de la région de Zimbor qui supporte directement le niveau à *Crassostrea cyathula* (Rusu, 1977). Ce niveau se situe dans la partie basale de l'horizon des argiles rouges des couches de Sînmihai, à 5 m au-dessus des couches de Zimbor dans le forage 88 et à 19,2 m dans le forage 86.

La position du niveau à *Crassostrea cyathula* dénote le caractère hétérochron de la limite supérieure des couches de Zimbor, limite devenant du sud au nord du bassin de plus en plus jeune.

L'étude pétrographique montre que les arénites de l'horizon gréseux à carbons sont représentées par des grès ou des sables quartzeux à granules anguleuses et sous-anguleuses, parfois arrondies et qu'elles



présentent un degré de sortage relativement réduit. En outre du quartz, le principal constituant de ces roches (plus de 80%) apparaissent aussi : séricite, micas, fragments de roches ainsi que des minéraux accessoires du type des feldspaths, des grenats, de la staurotide, de la zoïsite et d'autres. Le liant des grès est argileux, argilo-ferrugineux, plus rarement siliceux ou calcaire, à caractère pelliculaire, de remplissage des pores ou bien croûteux. Les grès et les siltites présentent une maturité moyenne, excepté les séquences des ortoquartzites, reconnue à avoir un degré avancé de maturité.

Les analyses de minéraux lourds ont établi une paragenèse caractéristique constituée de grenat-zoïsite-clinozoïsite-tourmaline brune-staurotide-zircon, indiquant des variations notables des teneurs sur la verticale que sur l'horizontale. Le grenat à pourcentages supérieurs à 50% jusqu'à 82% (base de la couche 6 du forage 90) peut avoir également des teneurs différentes d'environ 25% (forage 39) voire même de 5% (au-dessous de la couche 7 du forage 43). Les participations réduites du grenat sont remplacées par la grande importance des minéraux résistants du groupe rutile-tourmaline-zircon (R.T.Z.) qui atteignent des valeurs de 45% dans le forage 39 et 56% dans le forage 34.601, ou de la tourmaline brune (34%) et de la staurotide (26%) à des pourcentages maximums dans le forage 43. La zoïsite + clinozoïsite apparaissent avec des teneurs élevées dans la partie inférieure de l'horizon, jusqu'à 38% dans le forage 92. On n'a pas réussi à mettre en évidence des niveaux-repère des minéraux lourds, les teneurs déterminées nous fournissant des informations seulement sur l'aire source du matériel terri-gène. L'apparition de la hornblende brune à participations de 5 à 6% dans les forages 57, 84, 86, de 9% dans le forage 43 et de 10 à 15% dans le forage 34.601 prouve dans l'aire-source à roches cristallophylliennes la présence des roches magmatiques. Si pour les horizons à argiles rouges la source de matériel est constituée presque exclusivement des terrains cristallophylliens (dans notre cas la terre ferme située vers l'ouest), pour l'horizon gréseux à charbon il faut admettre un changement de la province distributive. Celle-ci comprenait principalement l'aire de développement des massifs éruptifs des monts Apuseni, c'est-à-dire la terre ferme est située vers le SSO.

L'horizon gréseux à charbon des couches de Zimbor se caractérise par une fraction argileuse kaolinito-illitique à des valeurs moyennes de 60% pour la kaolinite (teneurs entre 36 et 88%), de 34% pour l'illite (12 à 54%) et de 6% pour la smectite (0 à 25%) (Rădan et al., 1979). Il y a toutefois des différences notables dans la composition minéralogique de divers types de roches, comme il résulte du tableau ci-dessous :

	K	I	S
argile charbonneuse	70%	27%	2%
sable	68%	20%	12%
argile grise	43%	51%	6%

Ces différences caractérisent les séries détritiques et surtout celles houillères. On a constaté que les sables présentent d'habitude une fraction argileuse modifiée, enrichie en kaolinite formée durant la diagenèse

ou par altération supergène, processus favorisé par la porosité élevée du dépôt. Les argiles intimement associées aux charbons sont aussi enrichies en kaolinite autigène formée dans le milieu acide des tourbières. Seules les argiles communes préservent encore les caractères minéralogiques du matériel initial, dont leur transformation se produit plus difficilement due à la perméabilité réduite. On remarque que les argiles grises de l'horizon à charbon sont illito-kaolinitiques tout comme les argiles rouges de l'horizon sous-jacent, mais la kaolinite (primaire dans tous les deux cas) a un pourcentage plus grand, de 43% dans les argiles grises envers 24% dans les argiles rouges. Cette différence indiquerait une modification de l'aire-source, causée soit par une intensification de l'altération, soit par l'intervention d'une province distributive plus riche en roches magmatiques. La dernière hypothèse s'appuie aussi par la présence des minéraux lourds d'origine magmatique dans l'horizon gréseux à charbon.

Les résultats des analyses des minéraux argileux relèvent que le matériel terrigène des couches de Zimbor provient d'une écorce d'altération à caractère latéritique atténué, alors que la comparaison des teneurs en Li et B confirme que l'horizon gréseux à charbon s'est déposé dans un milieu à salinité relativement plus élevée que celle de l'horizon des argiles rouges.

Les études paléontologiques effectuées sur le matériel prélevé des forages ont mis en évidence la présence des organismes fossiles du groupe Mollusca, Foraminifera, Ostracoda, Cirripedia (*Balanus* sp., pl. XIV, fig. 15) et *Charophyta*.

La faune de mollusques des couches de Zimbor, cantonnée dans l'horizon gréseux à charbon est représentée par des bivalves et des gastropodes (Koch, 1894 ; Suraru, 1970 b, 1975 ; Moisescu, 1972, 1975 ; Rusu et al., 1981). Nous avons déterminé les taxons suivants : *Mytilus* sp., *Crassostrea* sp., *C. cyathula* (Lmk.), *Polymesoda convexa* (Brgt.), *Congeria basteroti* (Desh.), *Taras rotundatus* (Montagu)⁶, *Gari protracta* (Mayer), *Macoma elliptica* (Brocc.)⁶, *Cardium thunense* Mayer, *C. heeri* Mayer⁶, *Callista splendida* (Meriam), *Pitar ex gr. incrassata* Sow. *Melanopsis impressa hantkeni* (Hofmann), *Pirenella plicata intermedia* (Sandb.), *P. plicata papillata* (Sandb.), *Tympanotonos marginatus* (Brocc.), (pl. XIII-XIV). Parmi ceux-ci, des formes comme *Polymesoda*, *Congeria*, *Mutilus*, *Tympanotonus*, *Pirenella*, *Melanopsis* forment des lumachelles répandues à des divers niveaux de l'horizon. Une lumachelle bien localisée, formée d'exemplaires de *Mytilus* sp., a été observée dans le toit de la couche 5 du forage 93-Mierța. Des aggrégations de coquilles de *Gari protracta* et de *Crassostrea cyathula* forment des niveaux-repère d'importance pratique. Le niveau à *Gari protracta* est logé dans la partie médiane de l'horizon constituant un bon contrôle paléontologique pour la couche de charbon 6 qu'il supporte (fig. 3). Le niveau à *Crassostrea cyathula* logé à l'ouest de la région vers la partie terminale de l'horizon y atteste la présence de la couche de charbon 8, située en position immédiatement sous-jacente (fig. 3). Toutes ces formes de mollusques sont eurihalines mais proliférant en des milieux saumâtres de salinité mésohaline (3 à 16,5%). Les espèces

Tara rotundatus, *Macoma elliptica*, *Callista splendida* et *Cardium thunense* rencontrées dans un niveau bien localisé (fig. 3) ainsi que *Pitar ex gr. incrassata* d'un niveau supérieur indiquent des influences des eaux de salinité marine normale ou légèrement polyhaline (16,5-30%). Toutes les formes mentionnées apparaissent dans la zone littorale des bassins marins, excepté l'espèce *Macoma elliptica*, connue dans la zone sous-littorale. L'ensemble malacologique est caractéristique à la partie inférieure de l'Egérien de la Paratéthys (Báldi, 1973 ; Báldi, Seneš et al., 1975) ayant un caractère oligocène (Chattien).

La faune de foraminifères, développée à plusieurs niveaux, est représentée par les taxons suivants : *Ammolagena clava* Brady, *Reophax nodulosa* Brady, *Reophax dentaliniformis* Brady, *Miliammina* sp. 1 Gellai, M. sp. 2 Gellai, M. sp. 3 Gellai, *Trochamminoides* sp., *Cyclammina* cf. *cushmani* Volosh., *Ammobaculites agglutinans filiformis* Earland, *Am. cassis* (Parker), *Am. pseudocassis* Cushman & Bronnimann, *Amm. salsus* s.s. Cushman & Bron., *Am. salsus* cf. *distinctus* Cushman & Bron., *Am. salsus directus* Cus. & Bron., *Am. cf. strathearnensis* Cushman & Le Roy, *Am. exilis* Cushman & Bron., *Am. dilatatus* Cushman & Bron., *Am. diversus* Cushman & Bron., *Am. cf. akabirensis* Asano, *Am. kamtchaticus* Budasheva, *Am. catenulatus* Cushman & Mc Culloch, *Am. discus* Weber, *Am. sp.*, *Ammomarginulina expansa* (Plummer), *A. foliacea* Brady, *A. cf. stefensonii* (Cush.), *A. australiensis* Collins, *Arenoparella subglobosa* Budash., *Ammonia propinqua* (Reuss), *Rotalia* sp., *Nonion granosum* d'Orb., *N. affine* (Reuss), *N. cf. advenum* (Cush.), *N. cf. graniferum* (Terg.), *Elphidium minutum* (Reuss), *E. subnodosum* (Münst.) (pl. XV-XVI). En grand l'association est comparable à une association de foraminifères décrite par Nagy-Gellai (1973) dans les dépôts rupéliens du bassin de Dorog (Hongrie). Elle semble être étroitement liée aux faciès saumâtres oligocènes à charbon. La présence en masse des foraminifères agglutinants à certains niveaux appartenant aux genres *Ammobaculites*, *Ammomarginulina* et *Miliammina* accompagnés d'un nombre réduit de foraminifères calcaires (*Ammonia*, *Nonion*) indique un milieu appauvri en carbonate de calcium. Quelques espèces d'*Ammobaculites* sont mentionnées par Cushman et Bermudez (1948) dans les bancs longeant la côte de l'Atlantique de l'Ouest, en des eaux à salinité sous-normale, tandis que les formes *Ammonia propinqua*, *Nonion granosum*, *Ammolagena clavata*, *Reophax lenticularis* et *R. dentaliniformis* sont des organismes eurihalins aujourd'hui rencontrés en des eaux à petite profondeur et températures réduites (latitudes nord des océans Atlantique et Pacifique). L'ensemble de foraminifères calcaires (*Nonion*, *Elphidium*, *Rotalia*) présente des affinités avec celui connu des sables de Voort de la Belge (Batjes, 1957), formation appartenant au Chattien.

La faune d'ostracodes de l'horizon à charbon rencontrée elle-aussi à divers niveaux comprend les formes : *Haplocytheridea helvetica* (Lienek.), *H. curvaia* (Lienek.), *Cytheridea pernota* Oertli & Keij, C. aff. *intermedia* (Reuss), *Cytherella jonesiana* (Bosq.), *C. transversa* Speyer, *C. beyrichi* (Reuss), *C. gracilis* (Lienek.), *C. pustulosa* Keij, *Paracyprideis* aff. *rarefistulosa* (Lienek.), *Vetustocytheridea* (?) sp., *Krithe papillosa* (Bosq.), *Cuneocythere marginata* (Bosq.), *Bairdia* aff. *oviformis* Speyer, *Bairdia* sp. et *Bythocypris* sp. (pl. XVII). Excepté les cinq

derniers taxons typiquement marins de salinité normale, le reste de l'association d'ostracodes est formée d'espèces eurihalines, indiquant d'habitude une tendance de baisse de la salinité des eaux. Le milieu saumâtre à l'époque du dépôt des couches de Zimbor supérieures, à bien des niveaux saumâtres et à influx marin, a simplifié la biocénose ayant comme résultat la prolifération massive des taxons de large tolérance saline. Le phénomène est reconnu en plusieurs échantillons analysés. Par exemple l'espèce *Haplocytheridea helvetica* apparaît en explosion dans le forage 86 — intervalle de charbon 5 — et dans le forage 93 — intervalle de charbon 6 — et *Cytheridea pernota* dans le forage 84 — intervalle de charbon 6 —, le forage 86 — entre les couches de charbon 5 et 6 —, le forage 90 — intervalle de la couche de charbon 6 — et le forage 92 — entre les couches de charbon 6 et 7. Le genre *Cytherella* à cinq espèces est largement euribiont et apparaît à des fréquences diverses, pratiquement dans tous les échantillons à ostracodes. Les espèces d'ostracodes rencontrées, avec une grande distribution stratigraphique, n'apportent pas des précisions sur l'âge des dépôts.

L'horizon gréseux à charbon contient aussi une association de characées rencontrées dans l'intervalle de la couche de charbon 7 du forage 86. Y apparaissent des fructifications de *Chara notata* Gramb. et Paul, *C. aff. microcera* Gramb. et Paul et *Sphaerochara aff. davidii* Feist. Selon Feist et Ringeade (1977) les deux premières espèces sont abondantes tant dans la zone de Charophyte Saint André (Oligocène supérieur) que dans la zone de Paulhiac (logée dans la base du Miocène); la dernière espèce est considérée typiquement aquitanienne. Du fait que la forme de la Transylvanie ne correspond pas entièrement au type de l'espèce *Sphaerochara davidii* Feist on peut attribuer l'ensemble de characées susmentionné au Chattien.

Nos observations dénotent que pendant le dépôt de l'horizon houiller des couches de Zimbor de la région de Zimbor s'est développée une zone littorale du bassin marin où la sédimentation de fond était soit sableuse, soit limoneuse-argileuse. Dans le dernier cas apparaissent également des lentilles arénitiques représentant des afflux de matériel grossier déversé d'une manière intermittente dans le bassin de sédimentation. Les apports d'eaux douces ont créé dans cette zone un milieu saumâtre mésohalin (3 à 16,5%) favorable à la formation des tourbières paralliques durant l'accumulation de matière végétale. A certains niveaux ont été mis en évidence, sur base des organismes fossiles, des influx d'eaux marines euhalines-polyhalines venant de la haute mer (NE).

Conclusions

L'étude des forages pour charbon dans la région de Zimbor remporte une série de données litho-biostratigraphiques et paléogéographiques à la connaissance des dépôts chattiens du NO de la Transylvanie.

Les études paléogéographiques ont relevé la présence de quelques espèces et des associations fauniques nouvelles dans cette région et ont permis l'identification des repères biostratigraphiques de corrélation. On a établi deux niveaux-repère (niveau à *Gari protracta* identifié pour



la première fois et niveau à *Crassostrea cyathula* déjà connu) et individualisés quelques séquences à mollusques, ostracodes et foraminifères marins, marquant des influx d'eaux euhalines-polyhalines dans un milieu commun saumâtre mésohalin. Ces éléments paléontologiques à position stratigraphique bien précisée nous aident à faire une corrélation plus exacte des couches de charbon de l'horizon supérieur des couches de Zimbor. On a constaté que la couche de charbon 5 tient en toit un niveau à foraminifères agglutinants caractérisé par la présence en masse des représentants des genres *Ammobaculites*, *Ammomarginulina* et *Miliammina* ou bien un niveau à espèces marines sténohalines d'ostracodes (*Krithe papillosa*, *Cuneocithere marginata*). La couche de charbon 6 comporte en base le niveau-repère à *Gari protracta* et supporte des roches à mollusques (*Pitar*, *Macoma*) ou des ostracodes (*Bairdia*) euhalins-polyhalins. On note que cette couche logée dans les dépôts saumâtres de salinité mésohaline se développe entre deux épisodes d'influences marines normales. Pour la couche de charbon 7 il n'y a pas un critère paléontologique d'identification. Au nord-ouest de la région en question on a mis en évidence la présence de la couche de charbon 8, marquée paléontologiquement par l'apparition en toit du niveau à *Crassostrea cyathula*.

La position du niveau à *Crassostrea cyathula*, situé dans la partie supérieure des couches de Zimbor, au nord-ouest de Zimbor, et dans la partie basale des couches de Sinmihai, au sud-est de cette localité montre le caractère hétérochrone de la limite couches de Zimbor/couches de Sinmihai, limite devenant de plus en plus jeune dans ce bassin, du sud au nord.

Les faunes déterminées sont caractéristiques à la partie inférieure de l'Egérien du domaine de la Paratéthys, en attestant l'âge chattien des couches de Zimbor.

Les analyses des minéraux lourds et argileux montrent des différences constantes entre les deux horizons des couches de Zimbor. Si l'horizon des argiles rouges contient presque en exclusivité des minéraux lourds d'origine cristallophyllienne et une fraction argileuse illito-kaolinitique, l'horizon gréseux à charbon présente une paragenèse de minéraux lourds, comportant des minéraux de provenance métamorphique aussi bien que des minéraux typiques aux roches éruptives et une fraction argileuse kaolinito-illitique. Pour le premier cas la source du matériel sédimentaire est la terre ferme à schistes cristallins situé vers l'ouest, pour le second c'est la terre forme située vers le SSO à schist cristallins et roches magmatique.

Les roches de l'horizon gréseux à charbon de la région de Zimbor se sont déposées dans une zone littorale plate du bassin de sédimentation, à eaux principalement saumâtres (surtout mésohalines) qui ont permis la naissance des tourbières paraliques.

⁴ Nous y avons adopté la terminologie des géologues d'exploration, selon laquelle la couche de charbon peut être unitaire ou formée de plusieurs bancs séparés par du stéril.

⁵ Les couches de charbon 1-4 sont cantonnées dans les horizons sous-jacents aux couches de Zimbor, c'est-à-dire dans les couches de Dincu et dans



ie grès de Var. Pour synonymiser les couches de charbon du bassin d'Almaș-Agrij on a employé une seule nomenclature, celle numérique, allant de la couche de charbon la plus ancienne de la molasse à charbon à celle plus jeune. Pour le moment, cette identification numérique tient une valeur locale, n'étant pas suffisamment vérifiée pour tout le bassin houiller.

¹¹ Espèces signalées pour la première fois dans les couches de Zimbor

BIBLIOGRAPHIE

- Báldi T. (1973) Mollusc Fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). *Akad. Kiadó*, 393 p., Budapest.
- Seneš J. et al. (1975) Chronostratigraphie und Neostratotypen. V. Miozän OM Egerien. *Vyd. Slov. akad. vied.*, 577 p., Bratislava.
- Batjes D. A. J. (1958) Foraminifera of the Oligocene of Belgium. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 143, 188 p., Bruxelles.
- Cushman J. A., Brönnimann P. (1948) Additional New Species of arenaceous Foraminifera from Shallow Waters of Trinidad. *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.*, 24/2, p. 37-41, Sharon, Massachusetts.
- Feist M., Ringeade M. (1977) Étude biostratigraphique (Charophytes) des Formations continentales d'Aquitaine de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XIX, 2, p. 341-357, Paris.
- Koch A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. I. Paläogene Abteilung. *Mitth. a. d. Jahrb. d. Kgl. ung. geol. Anst.*, X, 6, p. 177-399, Budapest.
- Mărgărit Gh., Iliescu O., Socoleanu D., Mihăilescu L., Radu O. (1963) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- (1968) Paralelizarea stratelor de cărbuni din bazinul Almașului (Transilvania). *Bul. Geol. Min.*, 3, p. 66-88, Bucureşti.
- (1976) Geologia bazinului Almașului cu privire specială asupra zăcămintelor de cărbuni. (Teză de doctorat). Univ. Bucureşti.
- Moisescu V. (1970) Über die Egerstufe im Cluj-Hida-Gebiet (Siebenbürgisches Becken) und ihre Korrelation mit verschiedenen Gebieten der Paratethys. *Rev. Roum. géol., géophys., géogr. (Géologie)*, 14/1, p. 125-140, Bucureşti.
- (1972) Mollusques et Echinides stampiens et égériens de la région de Cluj-Huedin-Româneşti (NO de la Transylvanie). *Mém. Inst. Géol. XVI*, 152 p., Bucureşti.
- (1975) Stratigrafia depozitelor paleogene și miocen-inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românași (NW-ul bazinului Transilvaniei). *An. Inst. Geol. Geof.*, XLVII, p. 5-211, Bucureşti.
- Nagy-Gellai Á. (1973) Oligocén Foraminiferák Dorog környékéről. *Földt. Int. Évk.* LV, 3, p. 419-495, Budapest.
- Nită P. P., Mărgărit Gh., Mărgărit M., Ghiu T. (1966) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, Bucureşti.
- Petre I., Găină S. (1969) Rapport, archives IFLGS, Bucureşti.
- Petrescu J. (1969) Date paleobotanice asupra originii cărbunilor din bazinul văii Almașului (NV Transilvaniei). *Bul. Soc. St. Geol.*, XI, p. 335-337, Bucureşti.

- (1970) Considerații generale asupra florelor oligocene din NV Transilvaniei. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, ser. Biol.*, p. 47-52, Cluj.
- Popa M., Papp C., Berner L., Ionescu C. (1979) Rapport, archives IPEG Cluj.
- Rădan S., Vanghelie I., Bratosin I. (1979) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Rusu A. (1969) Sur la limite Oligocène/Miocène dans le bassin de Transylvanie. *Rev. Roum. géol., géophys., géogr., (Géologie)*, 13, 2, p. 203-216, București.
- (1977) Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchii). *Ann. Inst. Géol. Géophys. LI*, p. 69-223, București.
- Popescu A., Rădan S., Gheorghian M., Iva M., Popescu G., Cioflica G., Olteanu R., Gheță N., Jipa D. (1978) Studiul lito-biostratigrafic al forajului 34.601 de la Zimbor (NW-ul Transilvaniei). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, 4, p. 359-376, București.
- Iva M., Jipa D., Olteanu R., Popescu A., Rădan S., Ticleanu N., (1981) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Iva M., Jipa D., Olteanu R., Popescu A. (1983) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.
- Suraru N. (1970 a) Stratigrafia depozitelor terțiare din bazinul inferior al văii Almașului (NV Transilvaniei), cu privire specială asupra celor miocen-inferioare (Teză de doctorat). Univ. București.
- (1970 b) Über eine vollmarine Fauna der Zimborer Schichten im unteren Becken des Almaș Tales II, *Stud. Univ. Babeș-Bolyai. Ser. Geol-Miner.*, 2, p. 33-46, Cluj.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR CHATTIENE CU CĂRBUNI DIN REGIUNEA ZIMBORULUI (NV-UL TRANSILVANIEI) PE BAZA DATELOR DE FORAJ

(Rezumat)

Cercetarea carotelor din punct de vedere litologic (studiu în secțiuni subțiri, granulometric, minerale grele, fracția argiloasă) și al conținutului paleontologic (malacofaună, foraminifere, ostracode, characee) a 12 foraje săpate în regiunea Zimborului (fig. 1) permit stabilirea unor repere biostratigrafice utile pentru corelarea stratelor de cărbuni din stratele de Zimbor și contribuie la realizarea unei imagini paleogeografice asupra bazinului de sedimentare în timpul Chattianului.

Stratele de Zimbor, cuprinzând un orizont de argile roșii la partea inferioară și un orizont gresos cu cărbuni la partea superioară, se dispun peste gresia de Var și suportă stratele de Sînmihai (fig. 2).

Orizontul argilelor roșii gros de cca 180 m este constituit din argile siltice roșii cu intercalări arenitice și microruditice. Argilele roșii caracterizate mineralogic ca fiind illito-caolinitice reprezentă produse de alterare ale șisturilor cristaline. Parageneza de minerale grele (granatozoizit + clinozoizit-staurolit-turmalină brună) indică o arie sursă cu substrat exclusiv cristalofilian, identificată în uscatul limitrof din spre vest.



Orizontul grezos cu cărbuni cu grosimi variabile (40-95 m) este constituit din gresii sau nisipuri, microconglomerate, argile cenușii și cărbuni. Stratele de cărbuni în număr de 4 (numerotate 5-8) au putut fi corelate mai exact prin stabilirea a două nivele paleontologice reper (nivelul cu *Gari protracta* și nivelul cu *Crassostrea cyathula*) și evidențierea unor secvențe cu moluște, foraminifere sau ostracode marine (fig. 3), marcând influxuri de ape euhalin-polyhaline (salinități în jur de 30‰) într-un mediu obișnuit salmastru mesohalin (3-16,5‰). Stratul 5 de cărbune are în acoperiș un nivel cu foraminifere aglutinante (*Anomobaculites*, *Ammomarginulina*, *Miliammina*, etc. în forajul 90, sau un nivel cu specii marine de ostracode (*Krithe papillosa* în forajul 86, *Cuneocythere marginata* în forajul 88). Stratul 6 de cărbune are în bază nivelul reper cu *Gari protracta* (F. 90, F. 92, F. 84, F. 86, F. 88) și suportă roci cu moluște (*Pitar ex gr. incrassata* în forajele 90 și 57, *Macoma elliptica* în forajul 92) sau ostracode (*Bairdia* în forajul 90) euhalin-polyhaline. Stratul 8 de cărbune, prezent doar în nord-vestul regiunii cercetate suportă nemijlocit nivelul-reper cu *Crassostrea cyathula* (forajele 92 și 57). Acest nivel situat în partea bazală a stratelor de Sînmihai la SE de Zimbor și în partea superioară a stratelor de Zimbor la NV de această localitate demonstrează caracterul heterocron al limitei strate de Zimbor/strate de Sînmihai (fig. 3), limită care devine din ce în ce mai nouă de la sud spre nord.

Asociația de minerale grele formată din granat-zoizit + clinozoizit-turmalină brună-zircon la care se adaugă hornblendă brună (cu participări de pînă la 10-15%) dovedește prezența în cadrul ariei sursă atît a rocilor metamorfice cît și a rocilor magmatice, indicind ca furnizor de material uscatul cu șisturi cristaline și corpuri eruptive dinspre SSV. Orizontul grezos cu cărbuni se caracterizează printr-o fractie caolinito-illitică pentru nisipuri și illito-caolinitică pentru argilele cenușii.

Fauna de moluște (pl XIII-XIV) caracteristică părții inferioare a Egerianului din domeniul Paratethysului atestă vîrstă chattiană a stratelor de Zimbor. Ansamblurile de foraminifere (pl. XV-XVI) și de ostracode (XVII), noi pentru stratele de Zimbor, precizează în special condițiile de mediu, fiind strîns legate de faciesurile litorale cu variații frecvente de salinitate.

Zona litorală plată cu ape salmastre instalată în timpul Chattianului în regiunea Zimborului a favorizat formarea în momentele de înmlăștinare a unor turbării paralice.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche XIII

Fig. 1-5 — *Crassostrea cyathula* (Lmk.) (X 1). Horizon gréseux à charbons des couches de Zimbor (niveau à *Crassostrea cyathula*): Romita.

Planche XIV

Fig. 1, 2 — *Taras rotundatus* (Montagu) (X 2,1; X 2,7). Forage 87-Zimbor, 71 m (fig. 1); forage 88-Sincraiu Almașului, 103 m (fig. 2).



- Fig. 3 — *Cardium thunense* Mayer ($\times 6$). Forage 84-Zimbor, 72,5 m.
 Fig. 4 — *Cardium heeri* Mayer ($\times 5$). Forage 84-Zimbor, 72,5 m.
 Fig. 5 — *Macoma elliptica* (Brocchi) ($\times 3,5$). Forage 84-Zimbor, 72 m.
 Fig. 6 — *Callista splendida* (Mériam) ($\times 4$). Forage 88-Sîncraiu Almașului, 107 m.
 Fig. 7 — *Congeria basteroti* Desh. ($\times 4$). Forage 40-Hida, 324 m.
 Fig. 8 — *Polymesoda convexa* (Brgrt) ($\times 1$). Forage 34602-Tihău, 108 m.
 Fig. 9 a, b, 10 — *Gari protracta* (Mayer) ($\times 1$), (niveau à *Gari protracta*), vallée Sîntei-Zimbor (fig. 9). Forage 86-Dolu, 196 m (fig. 10).
 Fig. 11 a, b — *Melanopsis impressa hantkeni* (Hofmann) ($\times 3$). Forage 84-Zimbor, 70,8 m.
 Fig. 12 — *Tymanonotus margaritaceus* (Brocchi) ($\times 1$), vallée Sîntei-Zimbor.
 Fig. 13 — *Tymanonotus margaritaceus* (Brocchi) et *Pirenella plicata papillata* (Sandb.) ($\times 1,1$). Forage 88-Sîncraiu Almașului, 104,5 m.
 Fig. 14 — *Pirenella plicata intermedia* (Sandb.) ($\times 1$). Forage 40-Hida, 324 m
 Fig. 15 — *Balanus* sp. ($\times 2,2$). Forage 84-Zimbor, 72 m.
 Tous les exemplaires proviennent de l'horizon gréseux à charbon des couches de Zimbor.

Planche XV

- Fig. 1 — *Ammobaculites agglutinans filiformis* Earland. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 2 — *Reophax dentaliniformis* Brady. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 3 — *Reophax nodulosa* Brady. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 4 — *Reophax lenticularis* Brady. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 5 — *Ammobaculites cassis* (Parker) Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 6, 7 — *Ammobaculites salsus* Cushman & Bronnimann. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).
 Fig. 8 — *Ammobaculites pseudocassis* Cushman & Bronnimann. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 9 — *Ammobaculites strathearnensis* Cushman & Le Roy. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).
 Fig. 10 — *Ammobaculites exilis* Cushman & Bronnimann. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 11, 12 — *Ammobaculites dilatatus* Cushman & Bronnimann. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6) (fig. 11); forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5) (fig. 12).
 Fig. 13 — *Ammobaculites diversus* Cushman & Bronnimann. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).
 Fig. 14 — *Ammobaculites salsus* cf. *distinctus* Cushman & Bronnimann. (forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).
 Fig. 15 — *Ammobaculites kamtchaticus* Budasheva. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).
 Fig. 16 — *Ammobaculites salsus directus* Cushman & Bronnimann. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).
 Fig. 17 — *Arenoporella subglobosa* Budasheva. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).



Fig. 18 -- *Ammobaculites catenulatus* Cushman & Culloch. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).

Fig. 19 -- *Ammobaculites cf. akabirensis* Asane. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).

Tous les exemplaires proviennent de l'horizon gréseux à charbon des couches de Zimbor.

(\times 78)

Planche XVI

Fig. 1 -- *Ammobaculites strathearnensis* Cushman & Le Roy. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).

Fig. 2 -- *Ammobaculites discus* Weber. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).

Fig. 3 -- *Ammomarginulina cf. stephsoni* (Cush.). Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).

Fig. 4 -- *Miliammina* sp. 1 Gellai. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).

Fig. 5 -- *Miliammina* sp. 2. Gellai. Forage 40, 323 m (lit de la couche de charbon 6).

Fig. 6 -- *Ammobaculites* sp. Gellai. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).

Fig. 8 -- *Ammobaculites kamtchaticus* Budasheva. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).

Fig. 7 -- *Ammomarginulina expansa* (Plummer). Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).

Fig. 9 -- *Ammomarginulina australiensis* Collins. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).

Fig. 10 -- *Ammobaculites* sp. Forage 90, 72 m (au-dessus de la couche de charbon 5).

Fig. 11 -- *Trochamminoides* sp.

Fig. 12 -- *Ammolagena clavata* Brady.

Fig. 13 -- *Ammonia propinqua* (d'Orb.).

Fig. 14 -- *Nonion granosum* d'Orb.

Tous les exemplaires proviennent de l'horizon griséux à charbon des couches de Zimbor.

(\times 78).

Planche XVII

Fig. 1 -- *Cytherella pustulosa* Keij.

Fig. 2 -- *Cytherella aff. gracilis* Lienkenklaus.

Fig. 3 -- *Cytherella jonesiana* (Bosquet).

Fig. 4 -- *Cytherella aff. jonesiana* (Bosquet).

Fig. 5 -- *Cytherella transversa* Speyer.

Fig. 6 -- *Krithe pappilosa* (Bosquet).

Fig. 7 -- *Haplocytheridea helvetica* (Lienkenklaus).

Fig. 8 -- *Cytheridea pernota* Oertli & Keij.

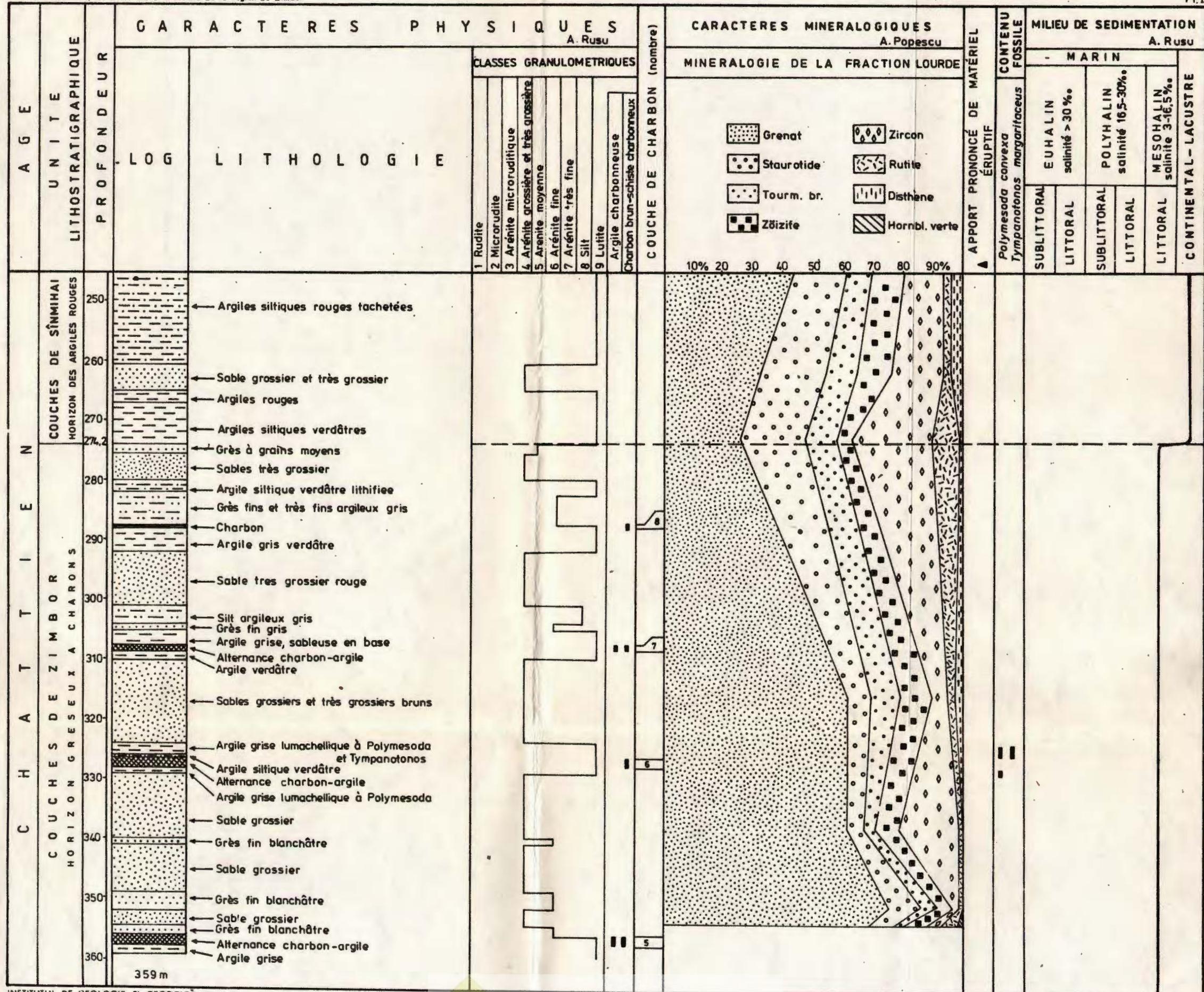
Les taxons d'ostracodes présents dans l'horizon griséux à charbon des couches de Zimbor.



FORAGE DE HIDA n° 39

A. RUSU et al. Dépôts chattiens à charbons de la région de Zimbabwé

P1.1



FORAGE DE HIDA no. 40

A. RUSU et al. Dépôts chattiens à charbons de la région de Zimbor

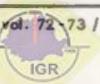
PI. II

FORAGE DE MILUANI no. 41

A. RUSU et al. Dépôts châtien à charbons de la région de Zimbor

PL III

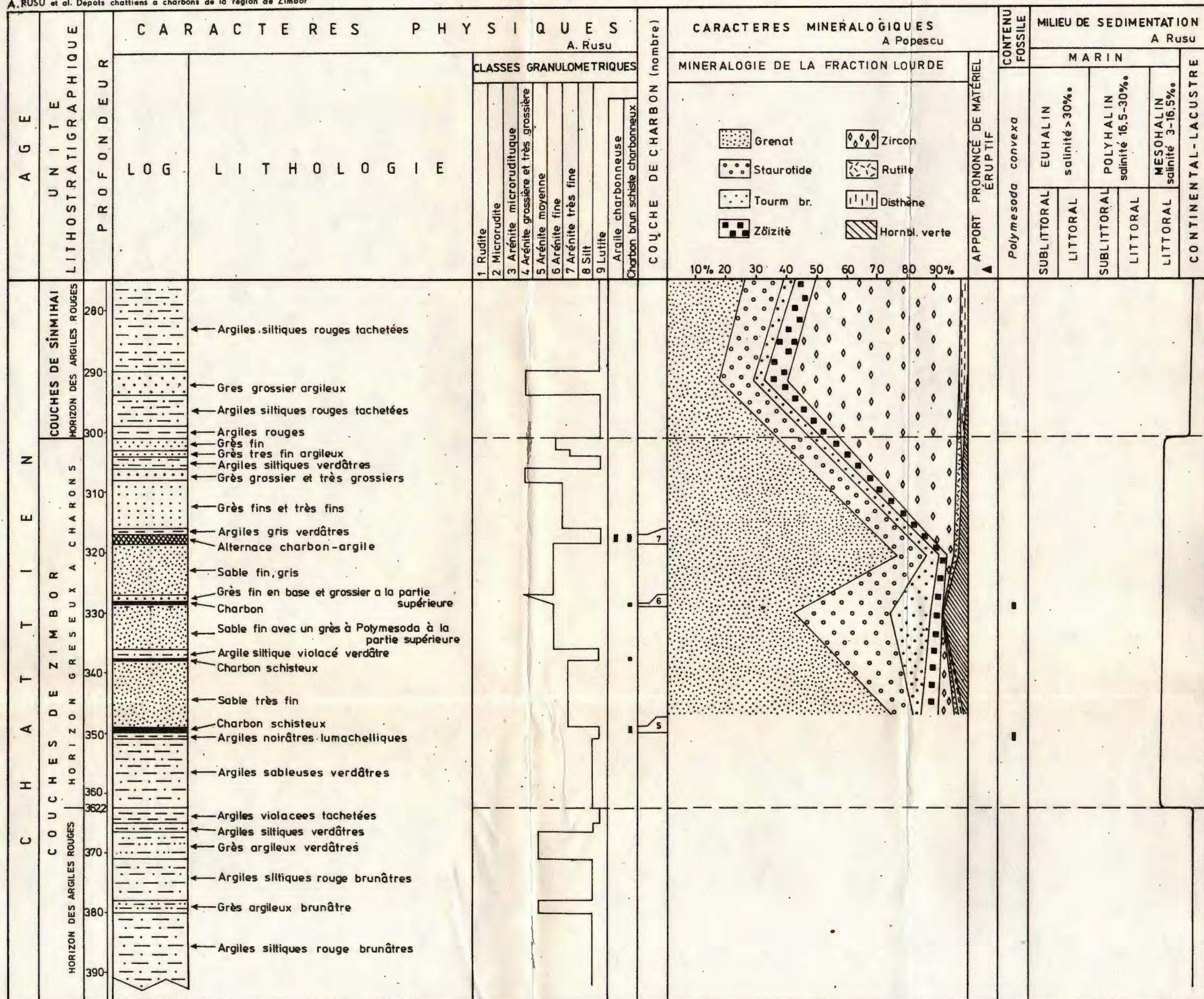
A G E	U N I T E	L I T H O S T R A T I G R A P H I Q U E	C A R A C T E R E S P H Y S I Q U E S			M I L I E U D E S E D I M E N T A T I O N
			L O G	P R O F O N D E U R	A. Rusu	
C H A T T I E N	C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	L I T H O L O G I E		CLASSES GRANULOMETRIQUES A. Rusu	
C O U C H E S D E Z I M B O R	H O R I Z O N G R E S E U X A C H A R B O N S	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S			1. Rudite 2. Microrudite 3. Arénite microruditique 4. Arénite grossière et très grossière 5. Arénite moyenne 6. Arénite fine 7. Arénite très fine 8. Silt 9. Lutite	
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	330	Argiles verdâtres tachetées Grès fins verdâtres			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	340	Grès grossiers et très grossiers à intercalations d'argiles rouges			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	350	Sable à grains moyens			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	360	Grès à grains moyens, argileux, verdâtres, à intercalations de grès très grossiers			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	3665	Argiles siltiques verdâtres tachetées à intercalations d'argiles rouges			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	370	Sable fin kaolineux			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	380	Grès fin lumachellique à Polymesoda Alternace charbon-argile charbonneuse			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	390	Grès fins argileux			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	400	Argiles gris verdâtres Sables à grains moyens et fins, argileux Grès fin argileux lumachellique à Polymesoda Charbon et argile charbonneuse Argiles verdâtres à Tympanotonus et Polymesoda Sable à grains moyens			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	410	Grès fins gris blanchâtres			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	420	Sable fin kaolineux			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	430	Charbon schisteux et argile charbonneuse			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	432	Sable fin kaolineux			
C O U C H E S D E S I N M I H A I	H O R I Z O N D E S A R G I L E S R O U G E S	440	Argiles siltiques rouges tachetées			
		440 m				
					COUCHE DE CHARBON (nombre)	M I L I E U D E S E D I M E N T A T I O N
					Polymesoda convexa Tympanotonus margaritaceus	M A R I N
					SUBLITTORAL	E U H A L I N salinité > 30‰
					LITTORAL	
					SUBLITTORAL	P O L Y H A L I N salinité 16,5-30‰
					LITTORAL	
					LITTORAL	M E S O H A L I N salinité 3-16,5‰
						CONTINENTAL : LACUSTRE



FORAGE DE MILUANI no. 37

A. RUSU et al. Dépôts chattiens à charbons de la région de Zimbor

Pl. IV



FORAGE DE MIERTA no. 93

A. RUSU et al. Dépôts chattiens à charbons de la région de Zimbor

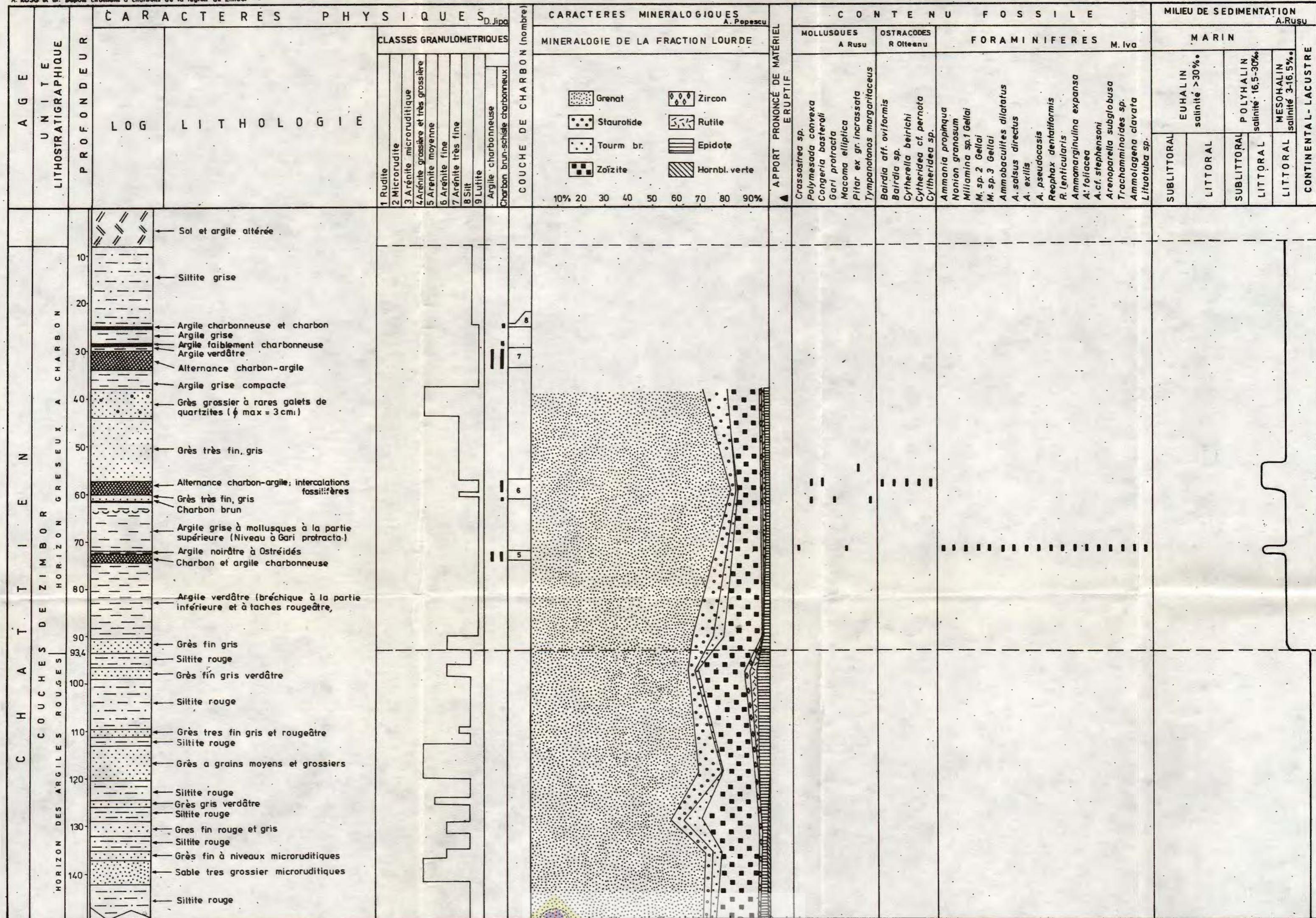
Pl. V

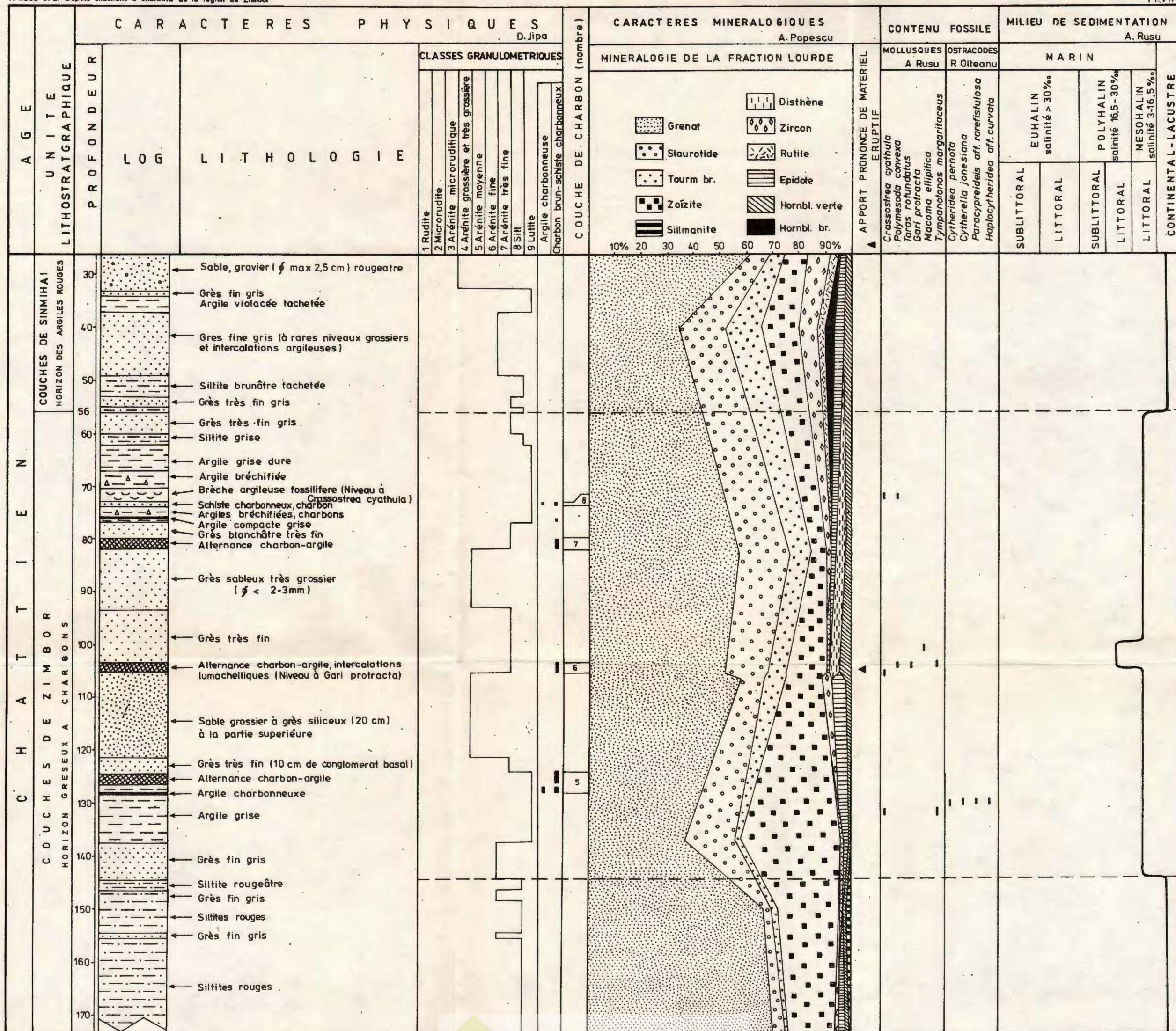
A.G.E	UNITE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	CARACTERES PHYSIQUES A.Rusu			CARACTERES MINERALOGIQUES A.Popescu		CONTENU FOSSILE		MILIEU DE SEDIMENTATION A.Rusu				
		LOG	PROFONDEUR	LITHOLOGIE	MINERALOGIE DE LA FRACTION LOURDE			MOLLUSQUES A.Rusu	OSTRACODES R.Olteanu	MARIN			
					CLASSES GRANULOMETRIQUES	COUCHE DE CHARBON (nombre)	APPORT PRONONCE DE MATERIEL ERUPTIF			LITTORAL	SUBLITTORAL		
CHAOTTIEN	COUCHES DE ZIMBOR				1 Rudite 2 Microrudite 3 Arénite microruditique 4 Arénite grossière et très grossière 5 Arénite moyenne 6 Arénite fine 7 Arénite très fine 8 Silt 9 Lutite Argile charbonneuse Charbon brun schiste charboneux	10% 20 30 40 50 60 70 80 90%	▲	Grenat Staurotide Tourm br. Zoïzite	Zircon Rutile Epidote Hornbl. verte	Mytilus sp. Crassostrea sp. Polymesada convexa Gari protracta Tympanotoma marginatae	Cytherella jonesiana Haplocythereidea curvata H helvetica Cythereidea aff intermedia	EUHALIN salinité >30‰	MARIN
HORIZON DES ARGILES ROUGES	HORIZON GRESEUX A CHARBON									SUBLITTORAL	LITTORAL		
		10		Sol et argile altérée									
		20		Schiste charboneux altérée Argile altérée									
		30		Gravier fin ($\phi \approx 4$ mm)									
		40		Charbon schisteux Argile gris verdâtre Charbon Argile grise Alternance charbon-argile Argile fortement coquillière Schiste charboneux Argile grise									
		50		Silt gris fossilifère Argile faiblement charboneuse Grès très fin à fragments de bivalves									
		60		Argile grise à intercalations d'argile noirâtre									
		70		Argile rouge									
		80		Grès fin, gris; en base apparaissent rarement de petits galets (73 à 76 m)									
		90		Siltite rouge à intercalations minces de grès fins									
		100											
		110		Grès fin									
		120		Grès très grossier Grès à grains moyens									
				Siltite rouge									

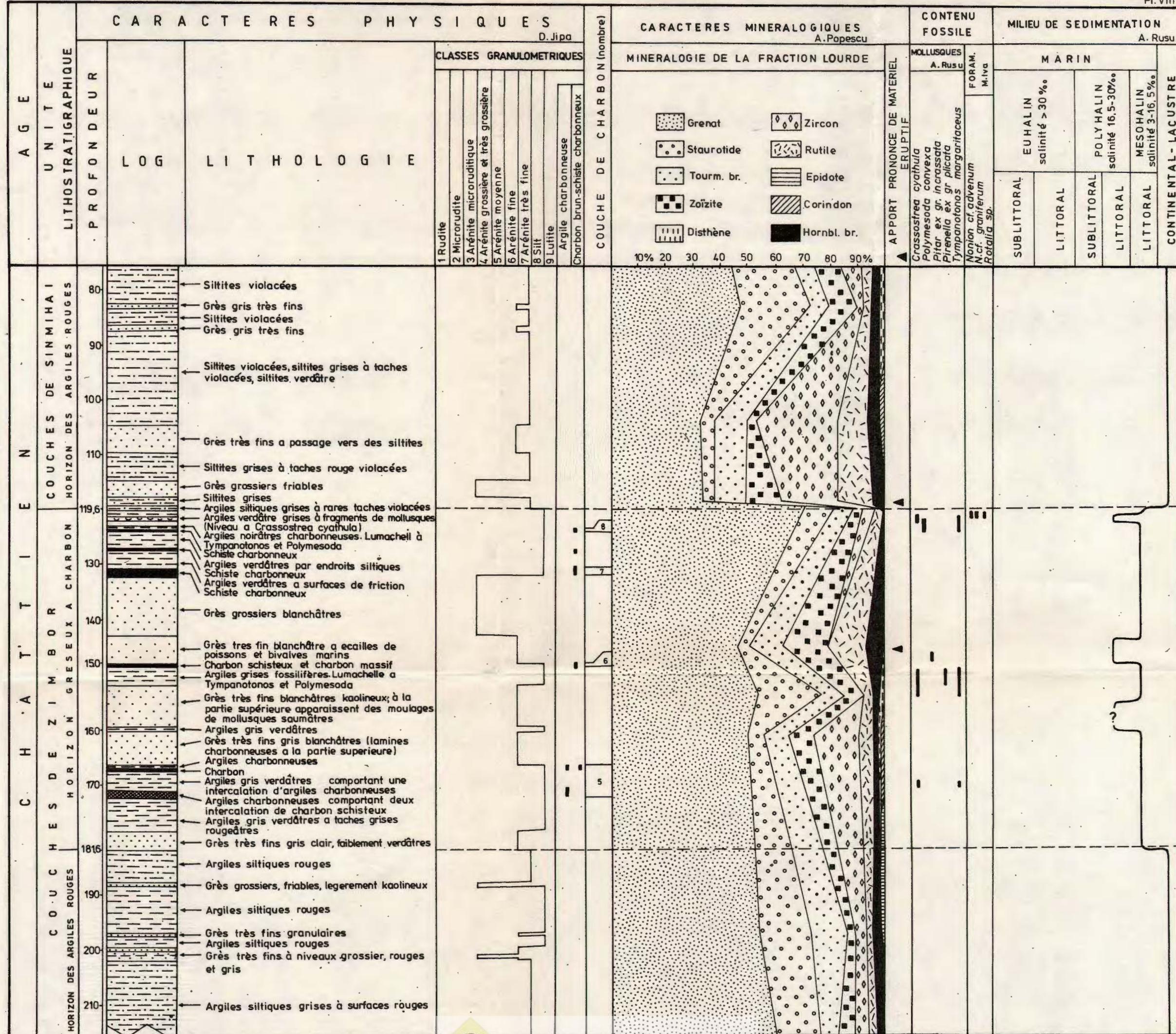
FOARGE DE ZIMBOR no. 90

A. RUSU et al. Dépôts chottiens à charbons de la région de Zimbor

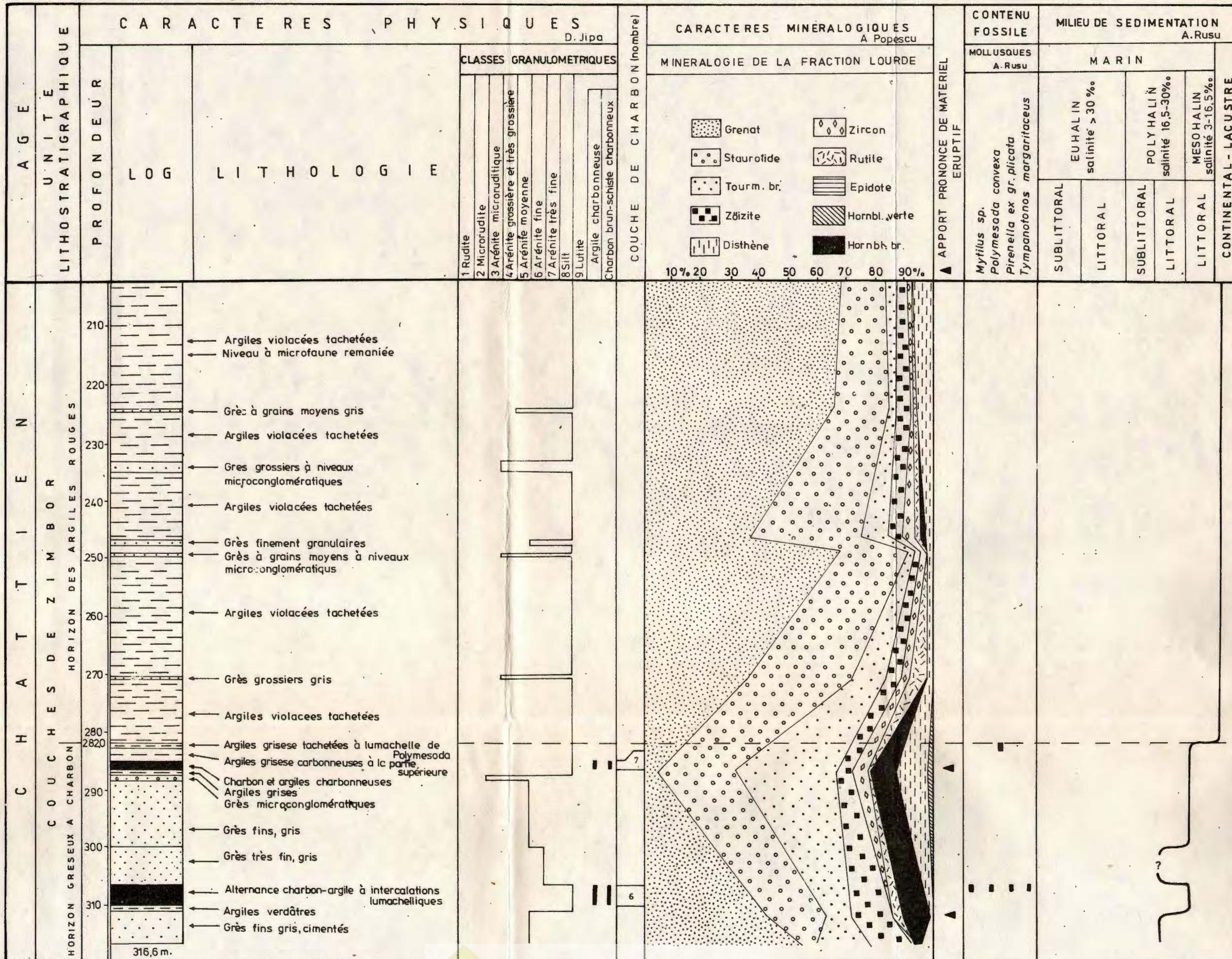
PI. VI



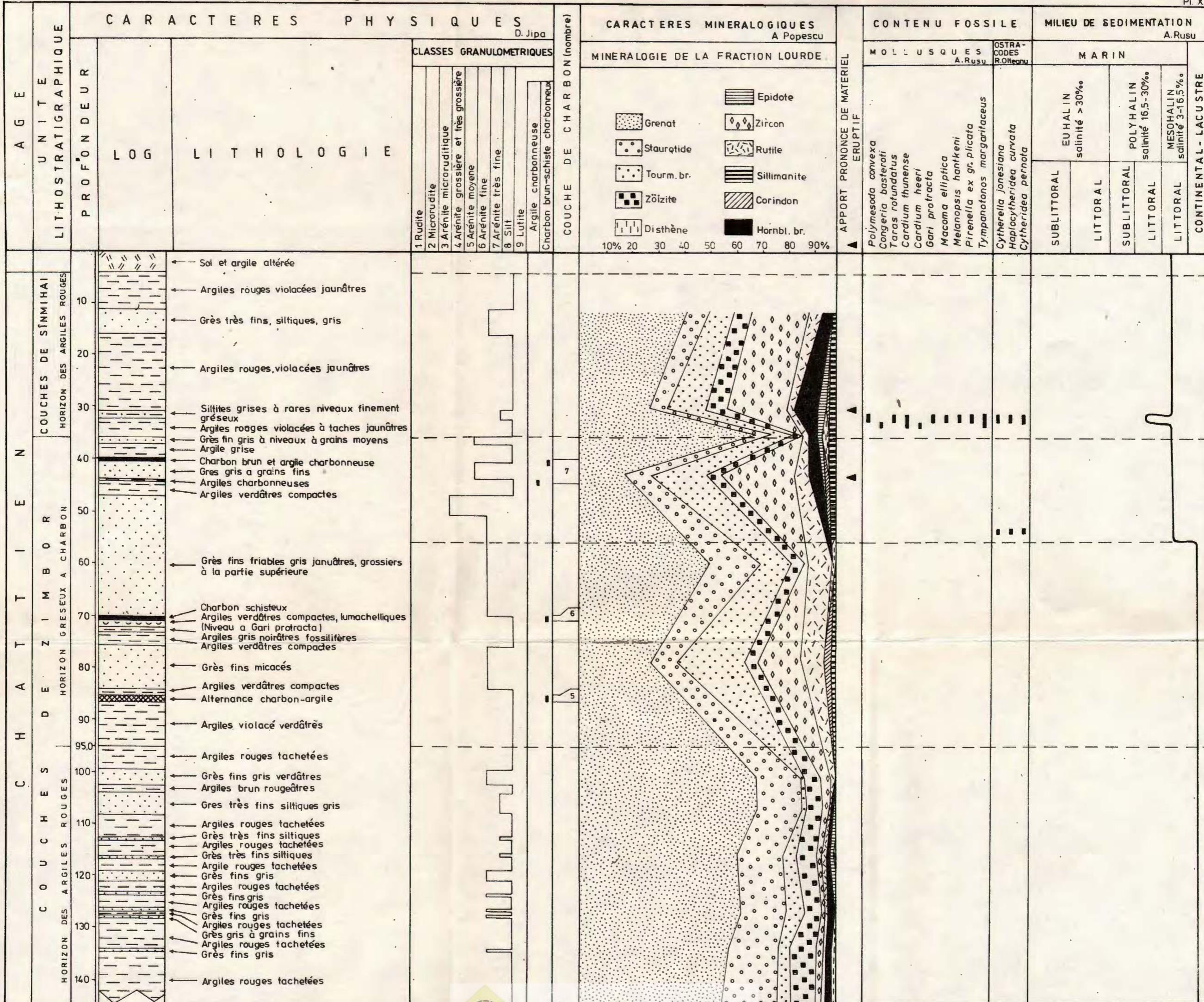




FORAGE DE DOLU no. 43



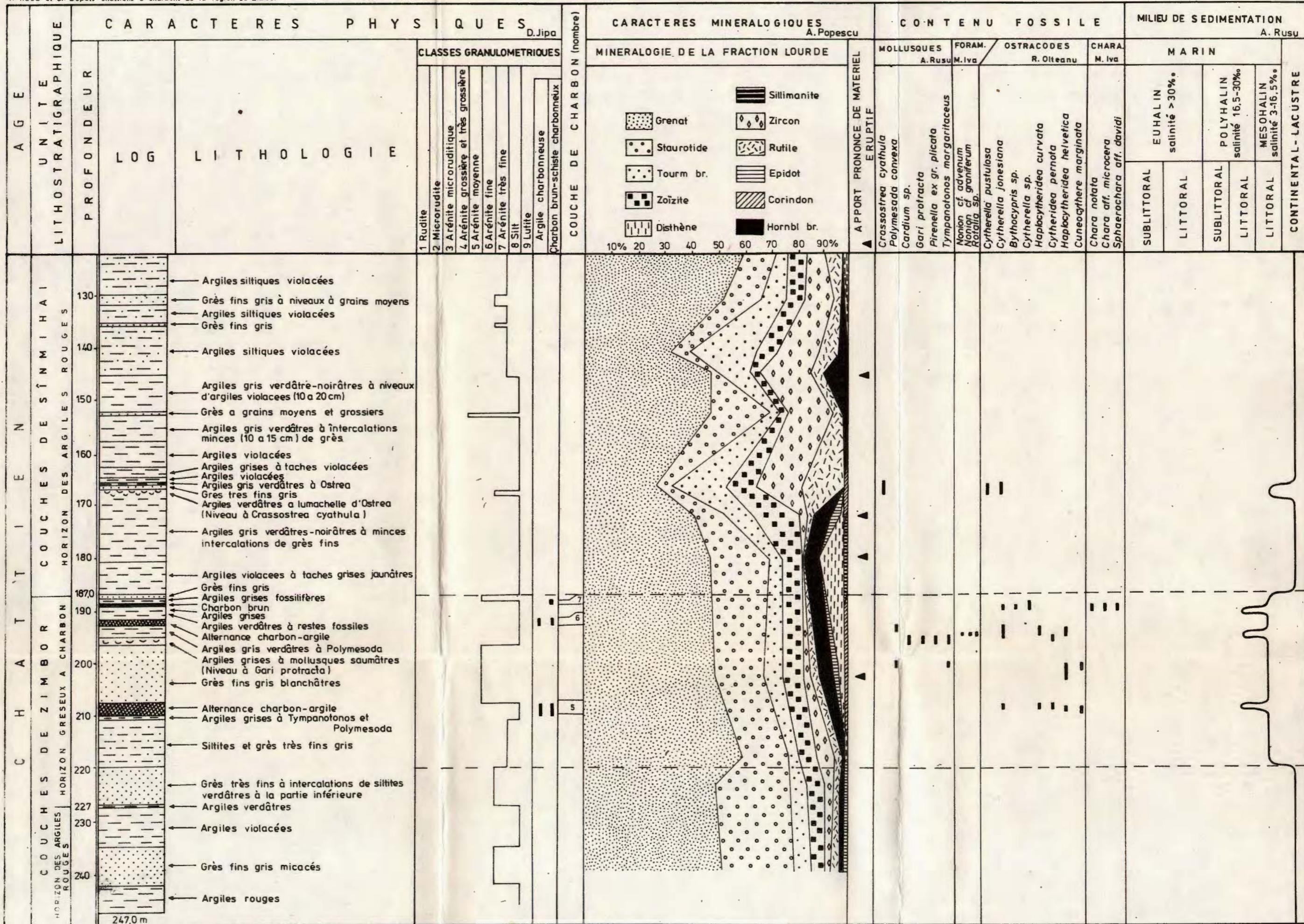
FORAGE DE ZIMBOR no. 84



FORAGE DE DOLU no.86

A RUSU et al. Dépôts-chatiens à charbons de la région de Zimbor

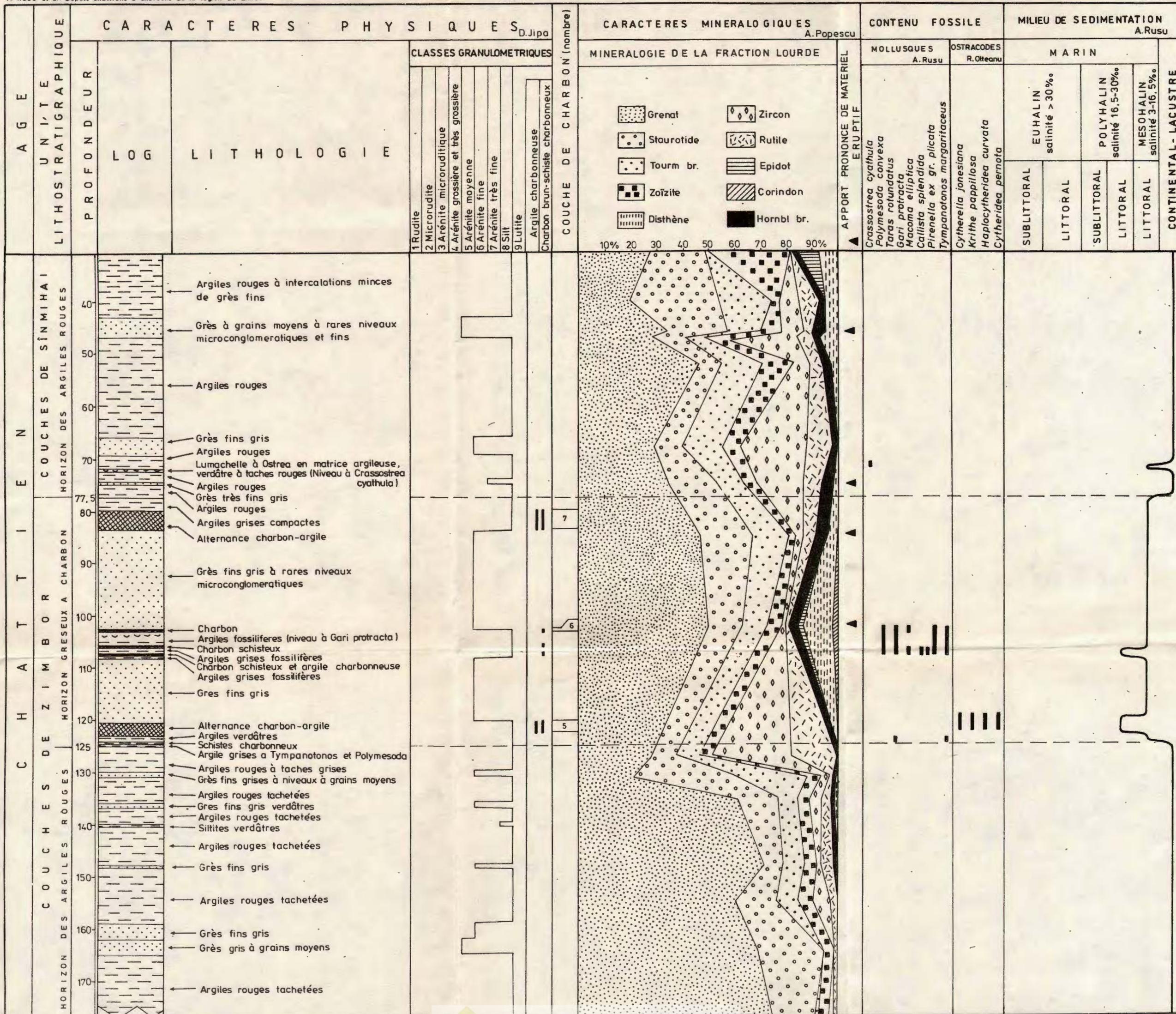
Pl. XI



FORAGE DE SÎNCRAIU-ALMAŞULUI no. 88

A. RUSU et al. Dépôts chattiens à charbons de la région de Zimbor

Pl. XII



4. STRATIGRAFIE

THE DEVELOPMENT OF THE SLON FACIES IN THE TROTUŞ RIVER BASIN (EAST CARPATHIANS)¹

BY

MIRCEA SĂNDULESCU², ELENA BRATU², MIHAI MICU²,
PAUL CONSTANTIN², OPREA POPESCU²

Wildflysch. Sedimentary klippen. Redeposited pelitic material. Oligocene — Lower Miocene Lithofacies. Paleogeography. Tarcău Nappe. — Outer Flysch Zone — Trotuș Mts.

Abstract

The paper points out the presence of the Slon Facies in the Tarcău Nappe of the Trotuș Basin, where it is represented by an Oligocene or Oligo-Miocene Wildflysch containing Upper Senonian, Eocene, Lutetian and Priabonian sedimentary klippen. The source area of the allochthonous material is considered to be situated in the inner part of the sedimentation domain of the Fusaru Facies in the Tarcău Nappe. The material was transported through processes of submarine sliding preceding the Early Miocene ("Old Styrian") tectogenesis.

Résumé

Développement du faciès de Slon du bassin de Trotuș. L'ouvrage signale la présence du faciès de Slon dans la nappe de Tarcău du bassin du Trotuș, où il est représenté par un wildflysch oligocène ou oligo-miocène contenant des klippes sédimentaires d'âge Sénonien supérieur — Paléocène, Lutétien et Priabonien. L'aire source du matériel allochtone est considéré être située à l'intérieur du domaine de sédimentation du faciès de Fusaru de la nappe de Tarcău. Le transport du matériel s'est fait par des processus de glissement sous-marin qui ont précédé la tectogenèse du Miocène inférieur („Old Styrian“).

¹ Received on April 27, 1985, accepted for communication and publication on April 29, 1985, presented on May 17, 1985.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R 79678, București, 32.



The Slon Facies — characterized by the interlayering of redeposited pelitic material, sedimentary breccias and sedimentary klippen at different levels of the Oligocene and Lower Miocene of the innermost part of the Tarcău Nappe — was first recognized in the Bend Area (Popescu, 1958; Ștefănescu, 1978), north of Tîrgu Secuiesc (Bucur, Costea, 1964) and in the Găinești zone (Joja, 1952, — named there Găinești Beds). One of us (M. Sândulescu) discovered as early as 1965 this peculiar lithofacial development north of the locality of Valea Uzului in a more external synclinal structure than the above mentioned points. Recent investigations carried out for the geological map on scale 1 : 50 000 (Coșnea and Ghimeș sheets) have emphasized that the Slon Facies crops out in several points between the Uzu Valley to the south and the Caminca Valley to the north, namely in the Trotuș River Basin.

Location of the outcrops

From the geological point of view the Slon Facies rocks are situated in the Valea Uzului — Agaș Syncline which develops in the median part (in transversal sense) of the Tarcău Sandstone Digitation of the Tarcău Nappe (the inner digitation of this nappe). The most expressive sections where the redeposited pelitic material and/or the sedimentary klippen may be observed are the Măerus Brook (left tributary of the Uzu River) and the Susău Brook (right tributary of the Trotuș River). Similar rocks crop out also north of the locality of Agaș (Agaș and Drăcoaia Brooks, Seaca Hill) and in the Ursoaia Brook (left tributary of the Caminca Brook).

General lithostratigraphy of the Oligocene — Lowermost Miocene in the inner part of the Tarcău Nappe

Above the Eocene-Oligocene boundary three main formations are known in the inner part of the Tarcău Nappe in the Trotuș River Basin :

- *Shaly Formation*, mainly pelitic sequence, partly flysch-like (with calcareous arenites), with a discontinuous sandy development in its lowermost part ("Basal Fusaru Sandstone") ;
- *Fusaru Sandstone*, a sandy massive-bedded and generally thick flysch (1000-2000 m) ;
- *Vinețisu Flysch*, a "Hieroglyphic Beds" type flysch with two component 5-30 cm thick rhythms.

At different levels, namely in the Vinețisu Flysch but in the Shaly Formation too, the Slon-like development occurs.

Recently a Rupelian microfauna was found (Micu, Bratu, 1987) in the "Basal Fusaru Sandstone" belonging to the Shaly Formation cropping out in the Asău River Basin. In the middle part of this formation, cropping out on the northern slope of the Făltuianu Mt., we found a similar Rupelian microfaunal assemblage with *Chiloguembellina gracillima*, *Subbotina danvillensis carpathica*, *Cibicidoides praelopjanicus*, *Cibicidoides thallataensis*, *Cibicidoides amphysiliensis*, *Bolivina danvillensis subtilissimum*, *Asterigerina rogalai*. The Lower Oligocene



age may be supposed for a part — the lower one — of the Fusaru Sandstone too, but certain data in this sense are not yet available. Upper Oligocene microfauna was found in the lower part of the Vînetișu Flysch of the Susău Brook section; it contains small-sized Globigerina assemblages with *Globigerina postcretacea*, *G. angustumbilicata*, *G. praebulloides leroyi* and *Subbotina vialovi*. North (Tarcău River Basin — Lebenson, 1973) and south (Bend Area — Ștefănescu et al., 1979) of our study area, Lower Miocene calcareous nannoplankton was found in the Vînetișu Flysch. Consequently an Upper Oligocene-Lower Miocene age of the latter is acceptable.

Ages and lithology of the allochthonous rocks in the Slon Facies Development

The allochthonous rocks interlayered in the Shaly Formation or in the Vînetișu Flysch are represented by redeposited pelites or by sedimentary klippen, that are mostly red marls or clays but also light marls or marly limestones. In a single case (Susău Brook, right slope) a sedimentary klippe of dysodilic shales was found in the Vînetișu Flysch.

The allochthonous material is of different ages. Thus, an Upper Senonian assemblage with *Kalamopsis grzybowskii*, *Hormosina ovulum*, *Trochamminoides irregularis*, *Recurvooides cf. globosus*, *Cribrostomoides trinitatensis*, *Spiroplectammina semicoplanata*, *Arenobulimina truncata*, *Doprothia oxycona*, *D. crassa*, *Dentalina acuminata*, *D. bassiplanata*, *Pseudonodosaria parallela*, *Pleurostomella zuberi*, *Aragonina ovezzanensis*, *Gyroidinoides globosus*, *G. depressus*, *Gavelinella clementiana laevigata*, *G. umbilicata*, *Osangularia spinea*, *O. cordieriana* was found in a Gura Beliei type red marls sedimentary klippe cropping out in the right slope of the Susău Brook.

The Paleocene assemblages are most frequent, occurring as redeposited levels (Susău and Măeruș Brooks) or sedimentary klippen (Măeruș Brook) built up of red clayey shales. They contain *Carpathiella ovulum gigantea*, *C. ovulum ovulum*, *Hormosina velascoense*, *Rhabdammina cylindrica*, *Glomospira gordialis diffundens*, *G. rostokiensis*, *Rzehakina fissistomata*, *Grzybowskiella angusta*, *G. subangusta*, *Cystammina pseudopauciloculata*, *Recurvooides varius*, *Recurvooides* div. sp. (large-sized) and *Subbotina triloculinoides*.

The Lower Eocene allochthonous red shales contain an assemblage with a high frequency of *Glomospira gordialis*, *G. corona* and *Rhabdammina cylindrica*; the Middle Eocene ones contain *Cyclammina amplexens*, *Ammodiscus latus*, *Rhabdammina linearis*, *Rh. discreta*, *Globigerina eocaena*, *Acarinina bullbrooki*, *A. triplex*, *Chillostomella chillostomelloides*, *Chillostomella czijkei*.

An Ypresian-Lower Lutetian microforaminiferal assemblage containing *Chillostomella chillostomelloides*, *C. czijkei*, *Subbotina linea-perta*, *Acarinina bullbrooki*, *A. pentacamerata*, *A. rotundimarginata*, *A. medissae*, *Subbotina frontosa* and *Globigerina eocaena* was found in two sedimentary klippen (in the Susău and Măeruș Brooks) and is of Crevedia Marls type known in the Șotrile Facies.



A Priabonian microfauna with *Globigerina corpulenta*, *Globigerina index tropicalis* and *Globigerina postcretacea* was found in redeposited green-grey marls interlayered in the Vinetău Flysch of the Susău Brook.

The origin area of the allochthonous material Paleogeographic and retroetectonic problems

It is highly probable that all the allochthonous rocks originate in a unique sedimentary sequence, at least of Upper Senonian-Upper Eocene age, dismembered and slided in the Oligocene-Lower Miocene depositional area of the inner Tarcău Nappe domain. Putting together all the allochthonous rocks in a virtual normal succession a pelitic sequence — devoid of flysch-like rocks — is obtained. This sequence has a different development than the Șotriile Facies developed in the Bend Area, even if some rocks (variegated Paleocene shales, Lutetian Crevedia Marls, Priabonian light marls) show common features. Several hypotheses may be proposed :

— along the flysch area, north of the typical development zone of the Șotriile Facies, a whole pelagic sequence is deposited — the arenaceous material proceeding from south and south-west does not reach this pelagic zone ;

— a peculiar area of sedimentation, different from the Șotriile one, where a characteristic pelagic sequence was sedimented ;

— the allochthonous material originates in different areas.

In a retroetectonic reconstruction the origin area of the allochthonous material was logically situated inward in respect with the Tarcău Nappe. Actually, remnants of such type of rocks are unknown in Audia, Macla and Convolute Flysch Nappes in the central part of the Flysch Zone. It is known that Senonian-Paleocene formations are developed in the Audia Nappe, but in a massive-bedded sandy facies (Brusturoasa area), basically different from the allochthonous material of the same age we found resedimented in Oligocene — Lower Miocene deposits. Consequently the Senonian and at least partly the Paleocene material may not originate in the Audia Domain. If it is supposed that the allochthonous material has different source areas, two hypotheses may be taken into account :

— the dismembered rocks originated in the area of the Macla and/or the Convolute Flysch Nappe and crossed over (by sliding) the Audia Domain through more or less large channels ;

— a pelagic ridge (haut-fond) was retroetectonically situated between the Audia and the Tarcău Domains, being actually entirely overpassed by overthrusting.

Each of these hypotheses has its positive and negative aspects. Nevertheless it is certain that in the Trotuș River Basin as well as farther north — in the Găinești area as well as in the Ukrainian Carpathians (Latoritza and Uj Rivers regions) situated also within the Tarcău Nappe — no more flysch rocks occur as allochthonous sedimentary klippen. This represents a specific difference from the Bend Area.



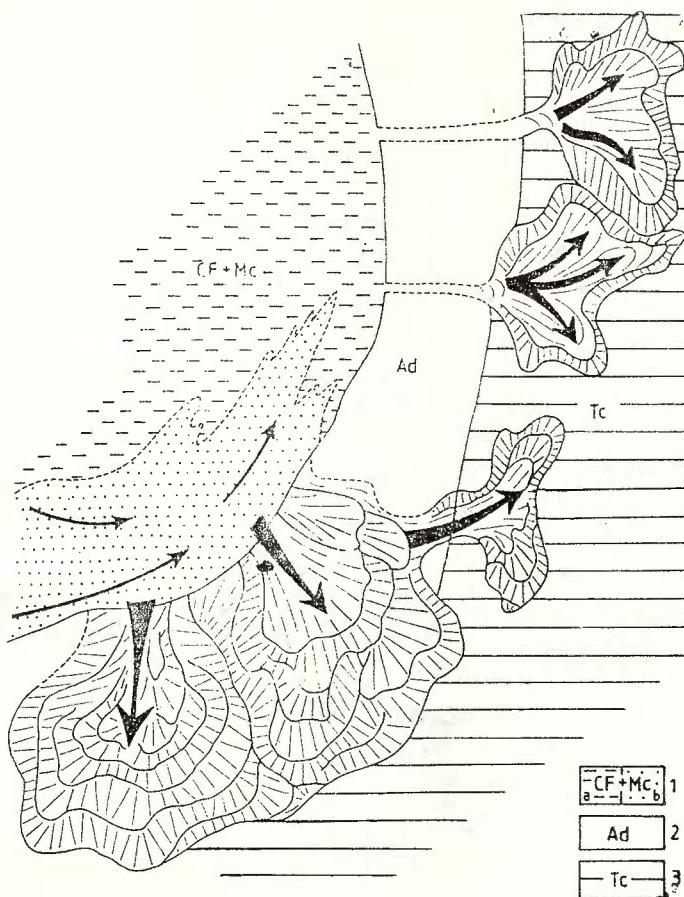


Fig. Source areas and genetical framework of allochthonous rocks of the Slon Facies

1. Convolute Flysch and Macla Nappes realm: a) Shaly Facies, b) Sotile Flysch Facies; 2. Audia Nappe realm; 3. Tarcău Nappe realm.

Time interval of the allochthonous material emplacement

The inlayering of the allochthonous material — both redeposited levels and sedimentary klippen — inside the Shaly Formation of the Lower Oligocene (Rupelian) shows that the sliding processes started in this period of time. This situation is known on the outer limb of the Valea Uzului — Agăș Syncline in the Măerus Brook. The absence at the same level of such allochthonous rocks on the inner limb and also more inwards may be explained by synsedimentary channels.

The most important and widespread sliding processes occur in the time of the Vînețiu Flysch deposition. As known, this is the case along the whole inner part of the Tarcău Nappe as well as in their equivalents in the Ukrainian Carpathians.

The sliding processes are not genetically connected to the tectogenetic compressive moments. They preceded the Intra-Lower Miocene tectogenesis ("Old Styrian") which are responsible for the overthrust of the Convolute Flysch, Macla and Audia Nappes (Dumitrescu, Sandulescu, 1968).

DEZVOLTAREA FACIESULUI DE SLON ÎN BAZINUL VĂII TROTUȘULUI (CARPAȚII ORIENTALI)

(Rezumat)

Faciesul de Slon aflorează pe : pîrîul Măerusă (afluent stînga al pîrîului Uzu), pîrîul Susău (afluent dreapta al rîului Trotuș), pîrîul Agăș, pîrîul Drăcoaia și Dealul Seaca (la nord de localitatea Agăș) și pîrîul Ursoaia (afluent stînga al pîrîului Caminca).

Depozitele oligocen-miocen inferioare în care se dezvoltă faciesul de Slon comportă trei unități litostratigrafice: formațiunea șistosă, gresia de Fusaru și flișul de Vînețiu. Din formațiunea șistosă se cunoaște o microfaună rupeliană (Micu, Bratu, 1987). Din partea inferioară a flișului de Vînețiu, a fost determinată (pe pîrîul Susău) o microfaună oligocen inferioară, iar din partea medie-superioară un nannoplancton calcaros miocen inferior (Lebenson, 1973; Ștefănescu et al., 1979).

În formațiunea șistosă, dar mai ales în flișul de Vînețiu, se întîlnesc nivele de pelite roșii și cenușii-verzui resedimentate, brecii sedimentare și klippe sedimentare, constituite din marne și/sau argile roșii, marne cenușii și, într-un singur caz, șisturi disodilice. Vîrstele rocilor alohtone sunt următoarele :

- marne roșii senonian superioare (klippă sedimentară în versantul drept al văii Susău) ;
- argile roșii și vișinii paleocene (klippe sedimentare — pîrîul Măerusă ; argile roșii redepuse — pîrîul Susău și pîrîul Măerusă) ;
- argile roșii eocen inferioare (nivele redepuse) ;
- marne albe de tip Crevedia, ypresian-lutetian inferioare (klippe sedimentare pe pîrîul Susău și pîrîul Măerusă) ;
- marne cenușii-verzui priaboniene (nivele redepuse — pîrîul Sugău).

Rocile alohtone provin dintr-o arie în care succesiunea virtuală poate fi reconstituită indirect și ar cuprinde o serie pelitică senonian superioară-eocenă care amintește faciesul de Șotrile (argile vărgate, paleocene, marne de Crevedia, marne cu globigerine priaboniene) lipsit însă de secvențele de fliș. În acest context se pot avea în vedere mai multe ipoteze :

- aria de proveniență a materialului alohton este diferită de cea a faciesului de Șotrile ;
- materialul alohton provine din zone diferite ;
- în lungul zonei flișului faciesul de Șotrile trece spre nord la o serie pelitică fără aporturi detritice de fliș (care ar avea o sursă sudică).



Pozitia retroetectonica a ariei de origină a materialului alohton era situată la interiorul domeniului corespunzător pînzei de Tarcău. Ea nu poate corespunde pînzei de Audia unde Senonianul și Paleocenul au un litofacies grezos masiv (diferit de materialul alohton). Și în această situație pot fi avansate două ipoteze :

— rocile dilacerate provin din aria pînzei de Macla și/sau a pînzei Flișului Curbicortical traversind (prin alunecare ?) domeniul Audia prin canale submarine mai mult sau mai puțin largi ;

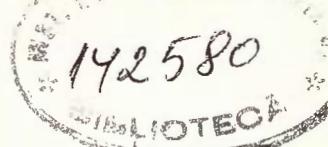
— a existat un rid pelagic (haut-fond) situat retroetectonic între domeniile Audia și Tarcău, acoperit ulterior prin șariaj.

Fiecare din aceste ipoteze are aspecte pozitive și negative. Este totuși cert că în bazinul Trotușului ca și mai la nord (regiunea Găiești), și în Ucraina (pe rîurile Latoritză și Uj) nu mai există în faciesul de Slon roci alohtone de tip fliș eocen ; acestea sunt cunoscute numai în zona de curbură.

Intervalul de timp al punerii în loc a materialului alohton corespunde Oligocenului și Miocenului inferior. Procesele de alunecare nu sunt legate de o fază tectonică compresivă, precedind de fapt tectogeneza intra-comiocenă („Styrică veche“), care este responsabilă de șariajul pînzelor de Audia, Macla și a Flișului Curbicortical (Dumitrescu, Săndulescu, 1968).

REFERENCES

- Bucur I., Costea I. (1964) Asupra brețiilor din Oligocenul bazinului Cason-Tîrgu Secuiesc. *Petrol-Gaze*, 5, București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux des Carpathes Roumaines et de leur avant-pays. *An. Com. Geol.* XXXVI, p. 195-218, București.
- Joja T. (1952) Structura geologică a flișului marginal din regiunea văilor Suha Mare și Suha Mică. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948-1949), p. 12-23, București.
- Lebenzon C. (1973) Nannoplanctonul calcaros al depozitelor oligocene și miocen inferioare din cursul superior al Tarcăului. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4 (1971), p. 101-166, București.
- Micu M., Isratu E. (1987) Contributions to the Paleogene Stratigraphy of the Lower Course of the Asău River. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/4, p. 175, București.
- Popescu Gr. (1958) Harta geologică a României, scara 1:100 000 — foaia Cîmpina, *Com. St. Geol.*, București.
- Stefănescu M. (1978) Stratigrafia și structura flișului cretacic și paleogen dintr-o valea Prahovei și valea Ialomiței. Teză de doctorat, p. 146, Universitatea București.
- Gheța N., Dicea M. (1979) On the Oligocene-Miocene Boundary in the External Flysch Zone of the Carpathian Bend. *Rev. Roum. géol., géoph., géogr., Géol.*, 23/1, p. 89-94, București.





Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU, M. MICU, P. CONSTANTIN, D. POPESCU
GEOLOGICAL MAP OF THE BRUSTUROASA - AGĂS - POIANA UZULUI AREA

0 1 2km

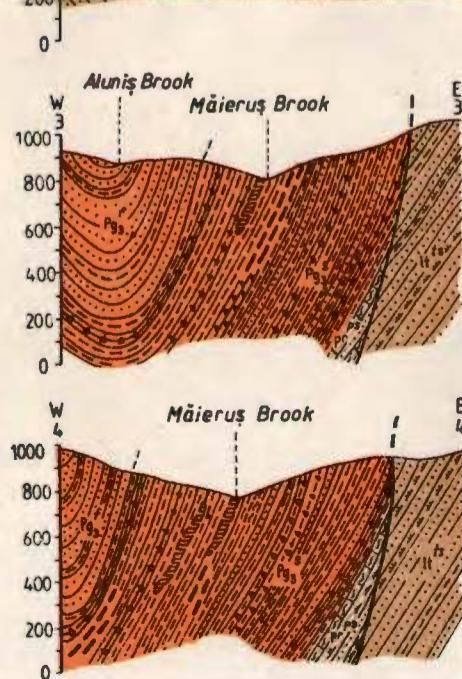
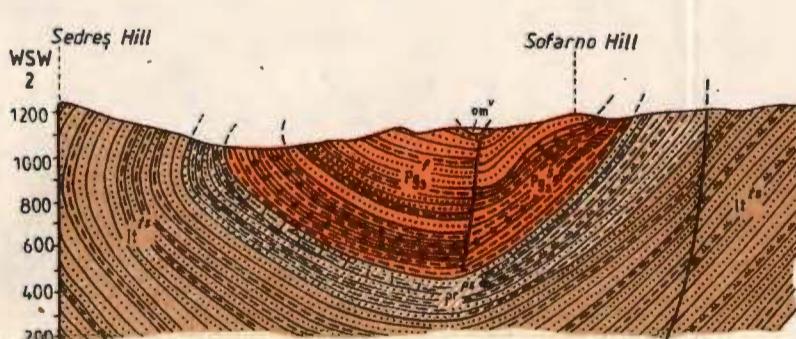
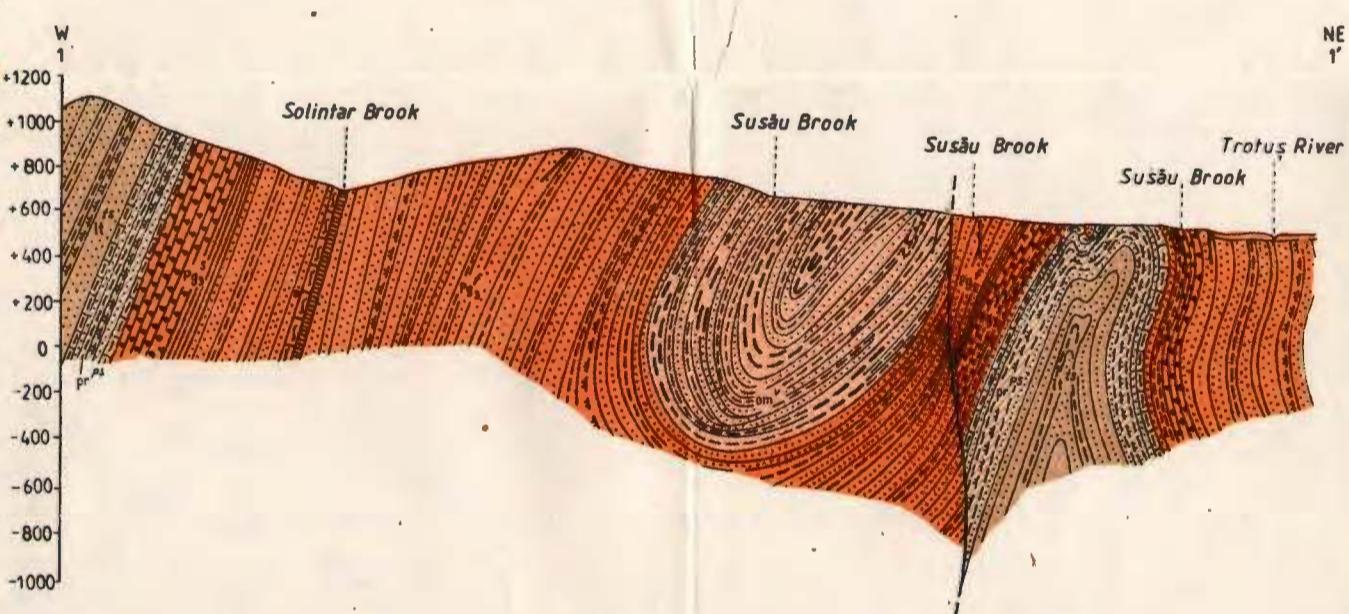
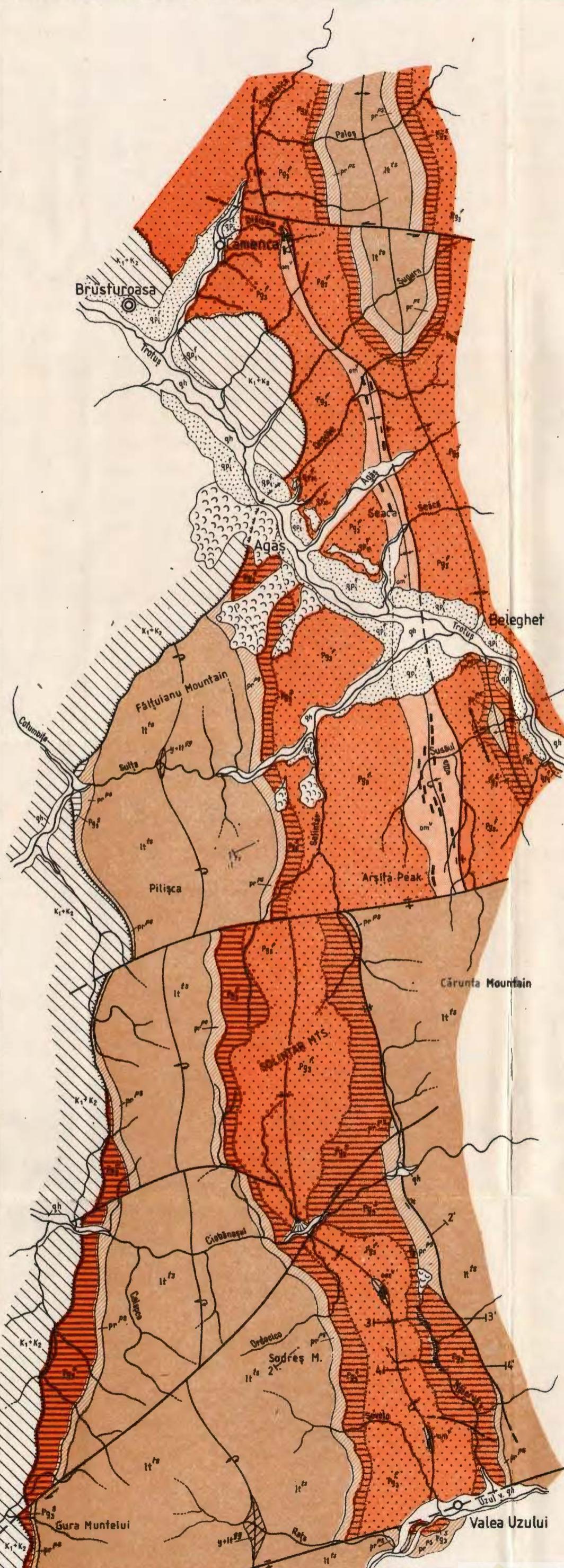
142580
BUCURESTI

LEGEND

HOLOCENE	Recent and sub-recent alluvia (a); alluvial fans (b); colluvial deposits; landslides (c)
PLEISTOCENE	Lower terrace deposits
	Middle terrace deposits
OLIGO-MIOCENE	Tarcău Nappe
	Gritty-marry flysch with breccias and sedimentary klippen; resedimented red and green clays - Vînățu Flysch (Sloin Facies) a. resedimented red clays; b. sedimentary klippen
OLIGOCENE	Fusar Sandstone
	Slaty shales, marls, menilites ± massive sandstones of Fusar type in the base a. sedimentary klippen
PRIABONIAN	Podu Secu Beds
LUTETIAN	Upper Tarcău Sandstone
LUTETIAN YPRESIAN	Giurgiu-Ghelinta Beds
UNDIVIDED CRETACEOUS	Audia Nappe
K ₁ +K ₂	Black Shales Series and variegated shales

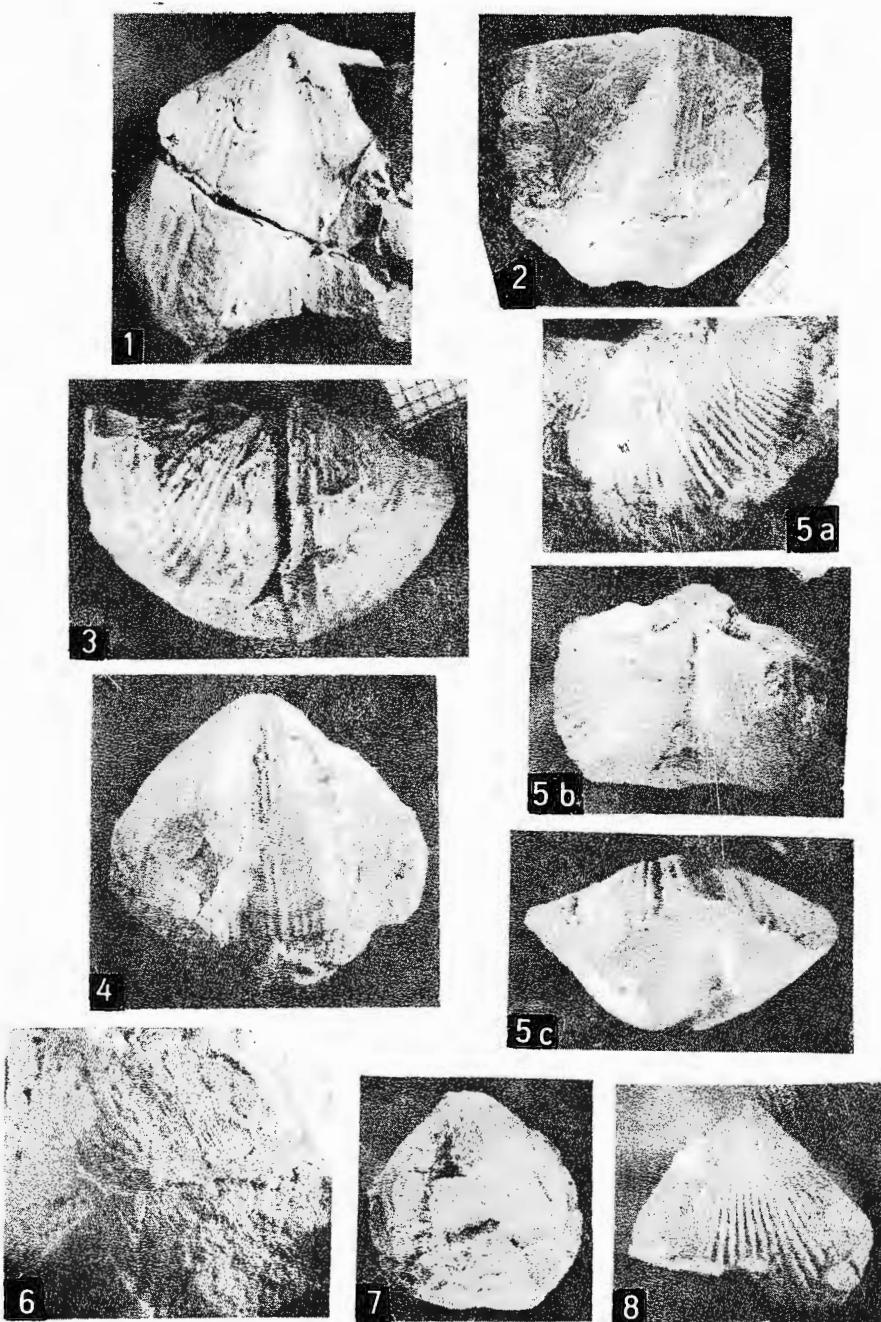
CONVENTIONAL SIGNS

- Geological boundary
- - - Lithological boundary
- Overthrust
- Vertical and subvertical fault
- Strike-slip fault
- Anticline axis: a. vertical; b. overturned; c. axial sink
- Syncline axis: a. vertical; b. overturned; c. axial uplift
- Position of geological sections



LEGEND OF GEOLOGICAL SECTIONS

OLIGO-MIOCENE	Marly-gritty flysch with sedimentary klippen and resedimented levels - Vînățu Flysch in Sloin Facies
OLIGOCENE	Gritty Flysch - Fusar Sandstone: a. Joslo Limestones Shaly clays, marls, dysoidal shales ± massive sandstones of Fusar type in the base
PRIABONIAN	Gritty-argillaceous flysch of "hieroglyph beds" type and Globigerina-bearing marls at the upper part - Podu Secu Beds
LUTETIAN	Upper Tarcău Sandstone
	Resedimented red and grey clays
	Clays
	Argillaceous shales
	Dysoidal shales
	Siltstones
	Sandstones
	Sedimentary klippen
	Marls
	Marly limestones
	Siltstones
	Sandstones
	Sedimentary klippen

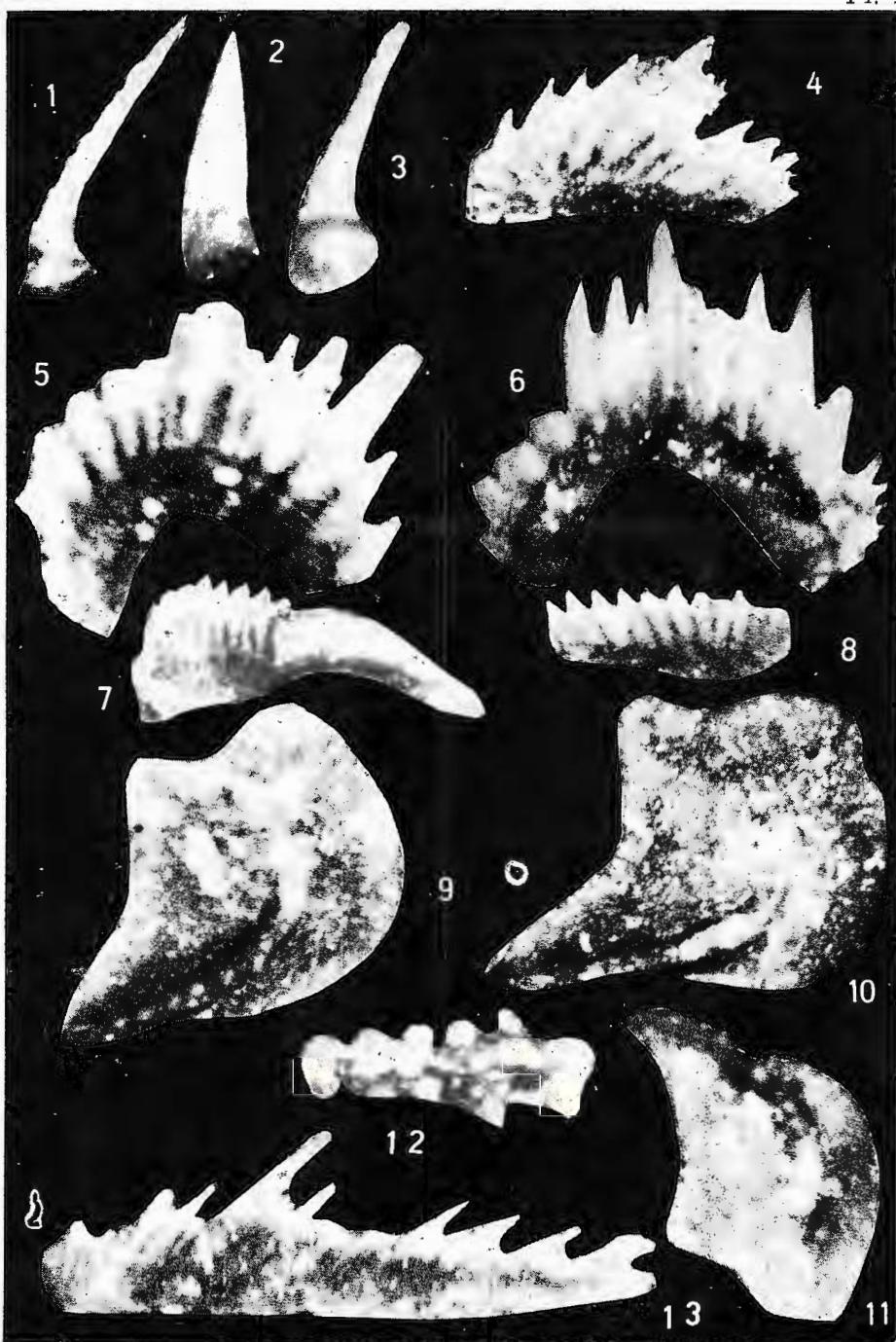


Institutul de Geologie și Geofizică Dări de seamă ale ședintelor

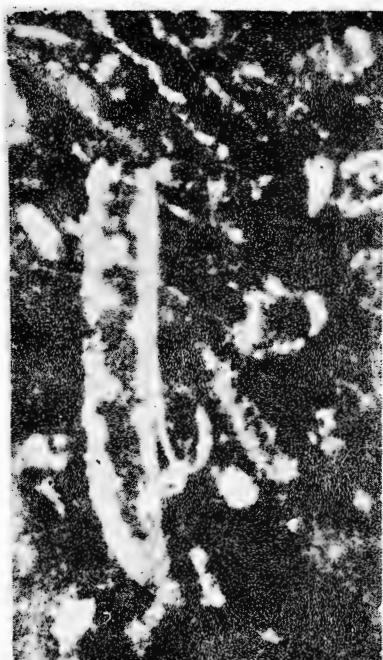


Institutul Geologic al României

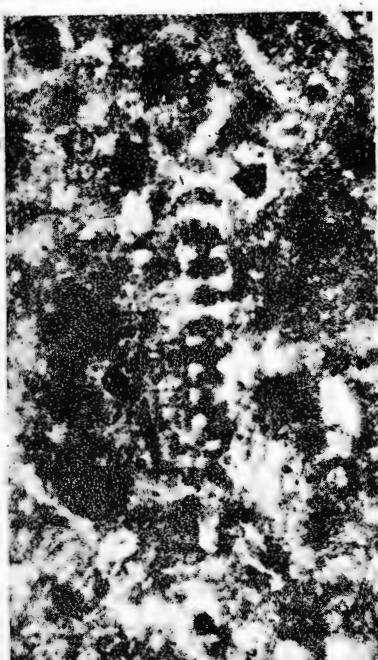
ROGEO



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



1



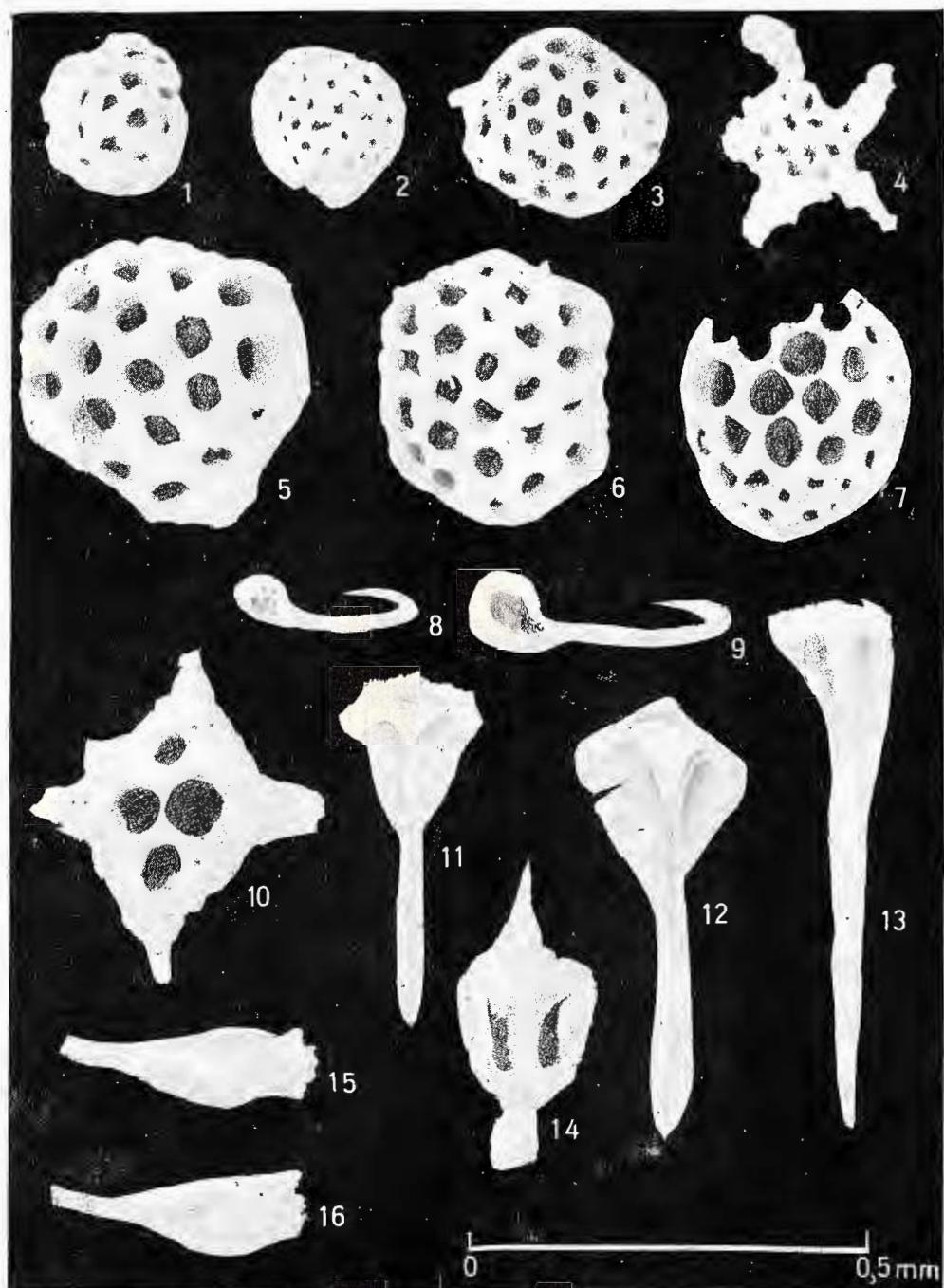
2



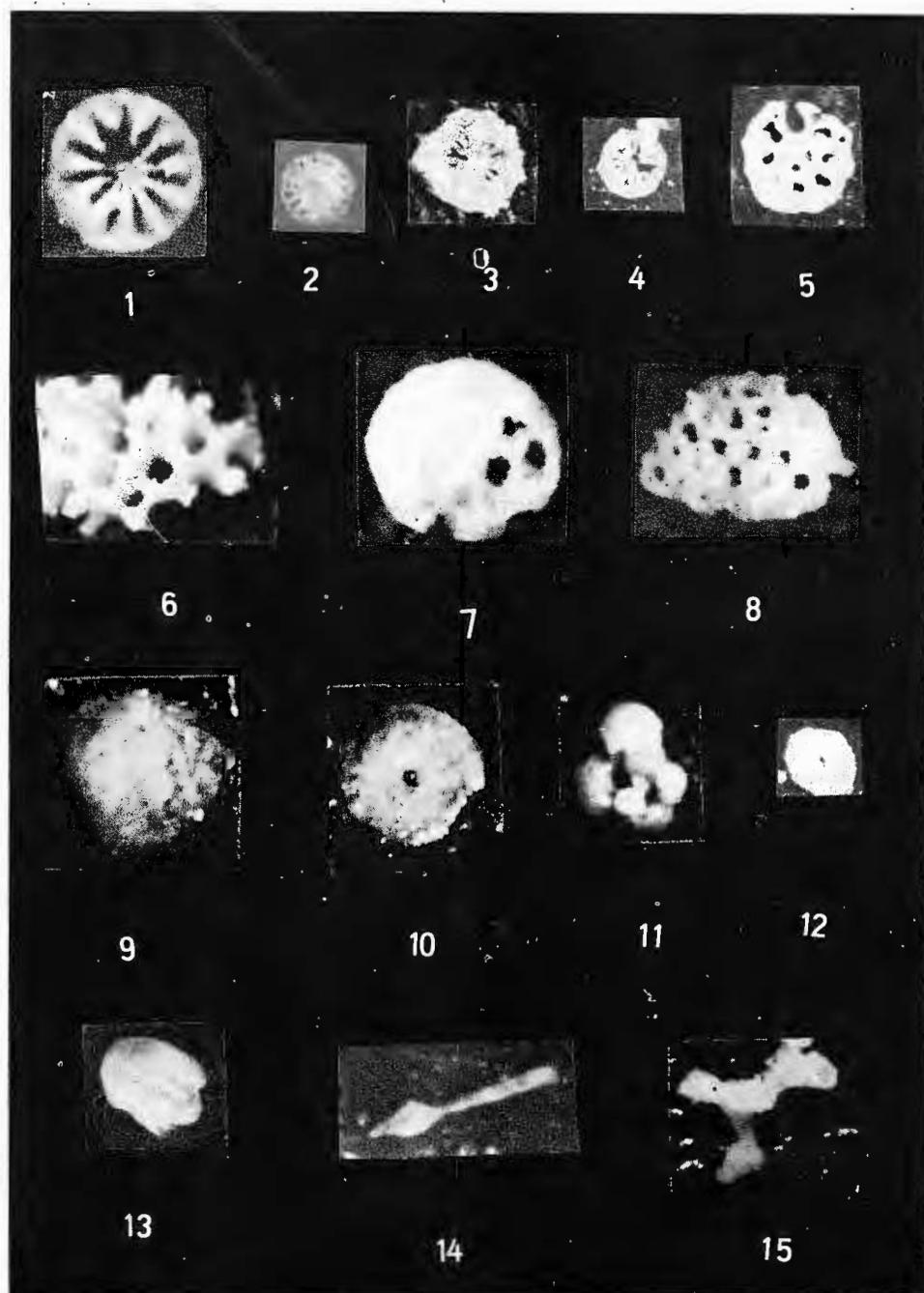
3



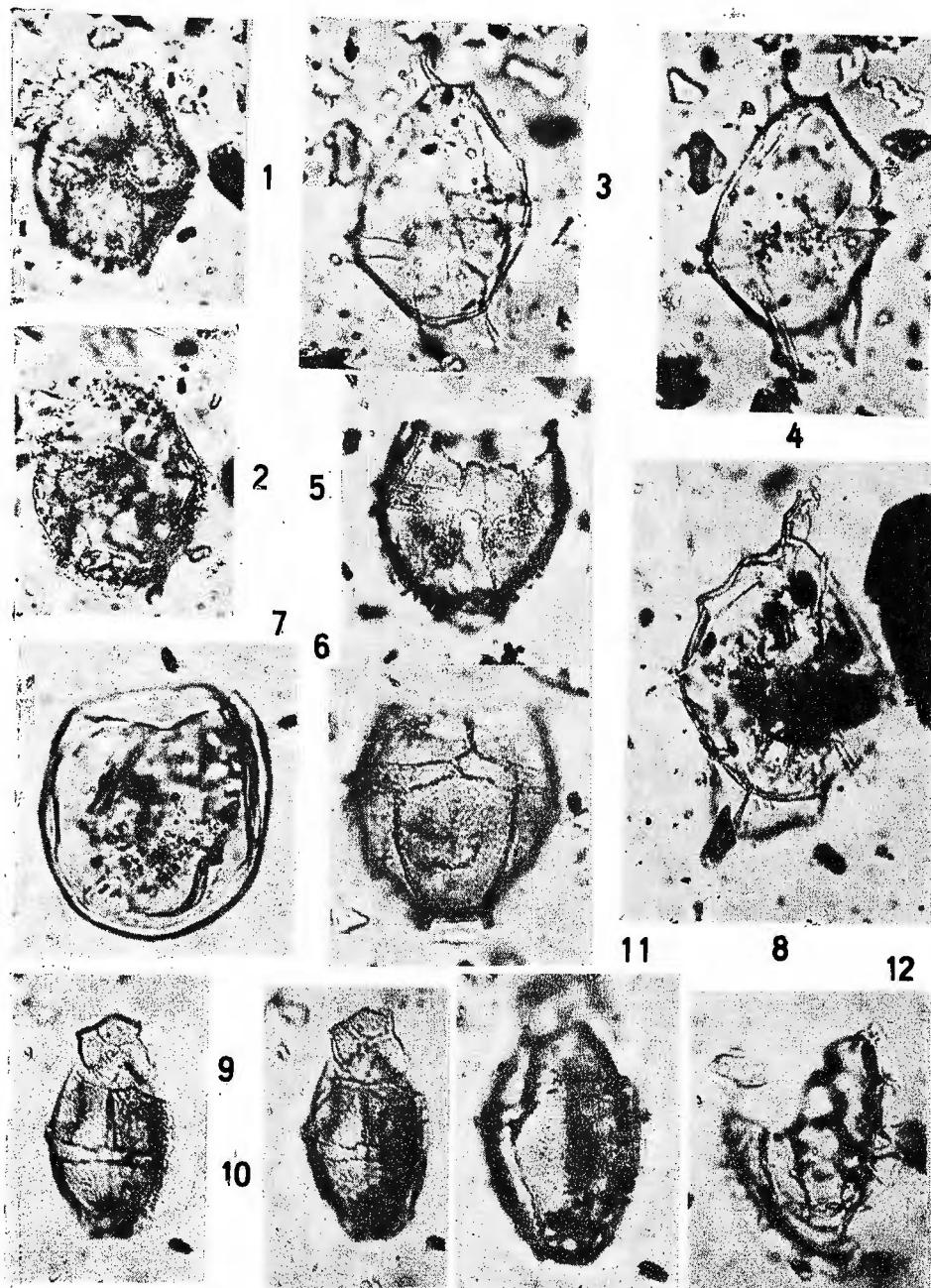
4



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

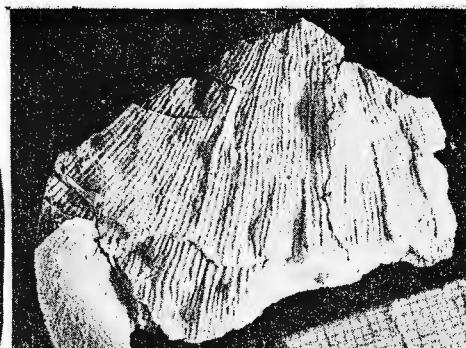


M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur-
Forage Dobromiru.

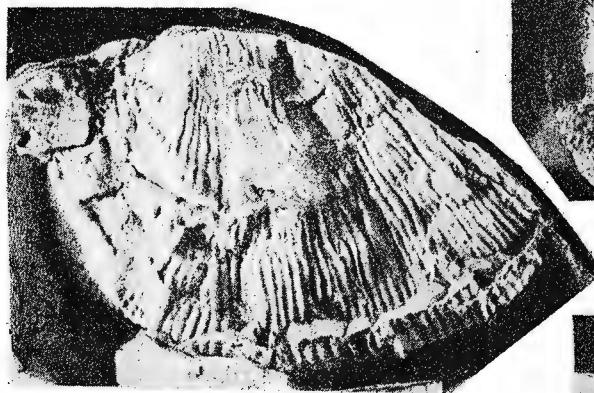
Pl. II



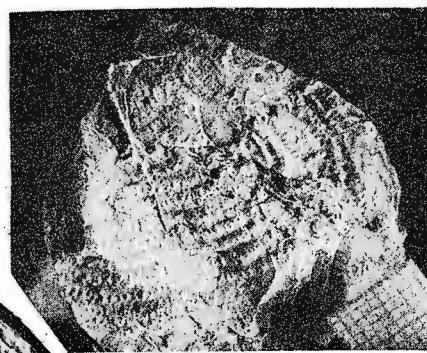
1



2



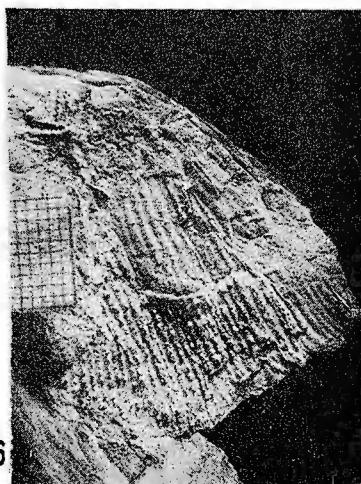
3



4



5

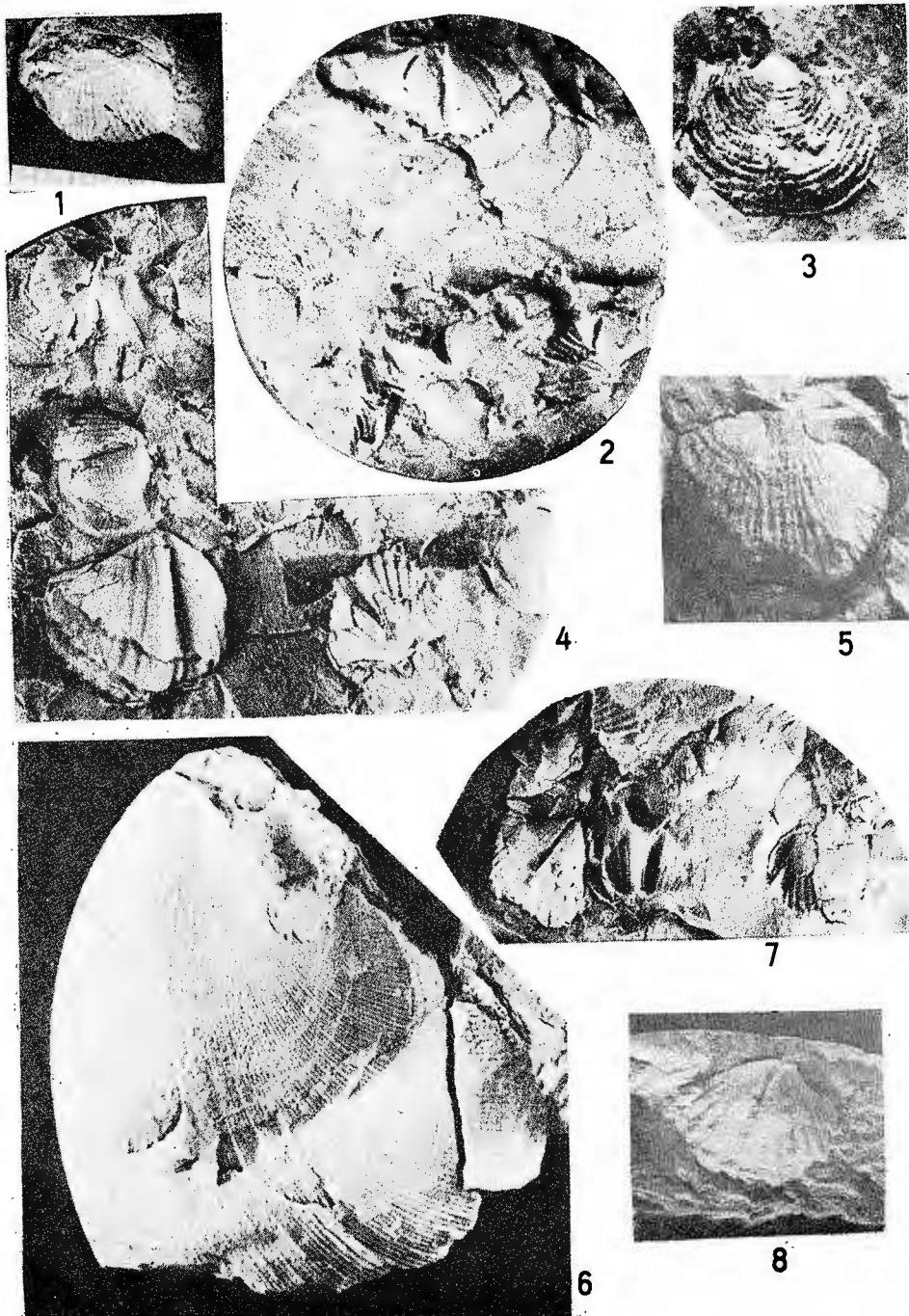


6

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

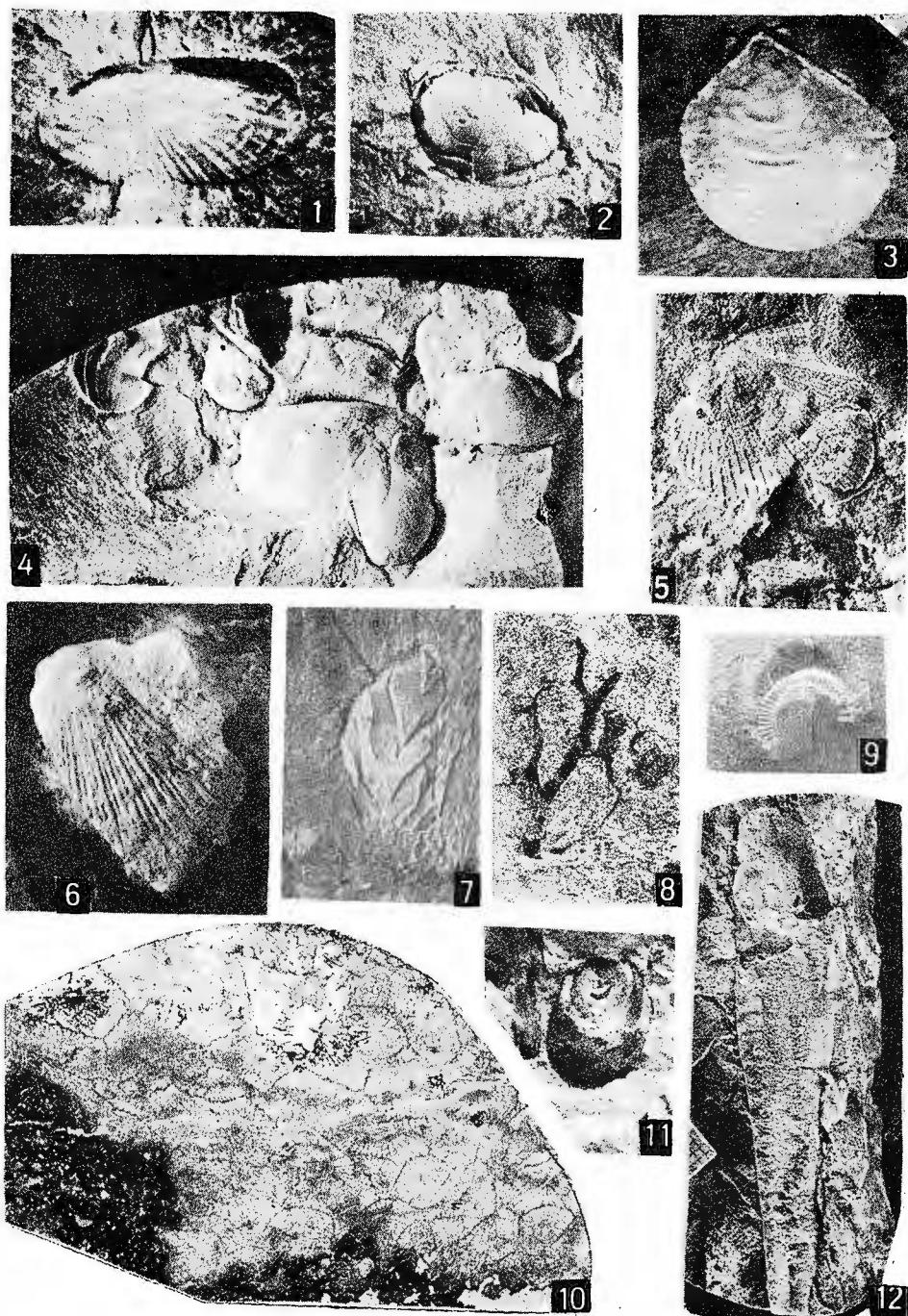


Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

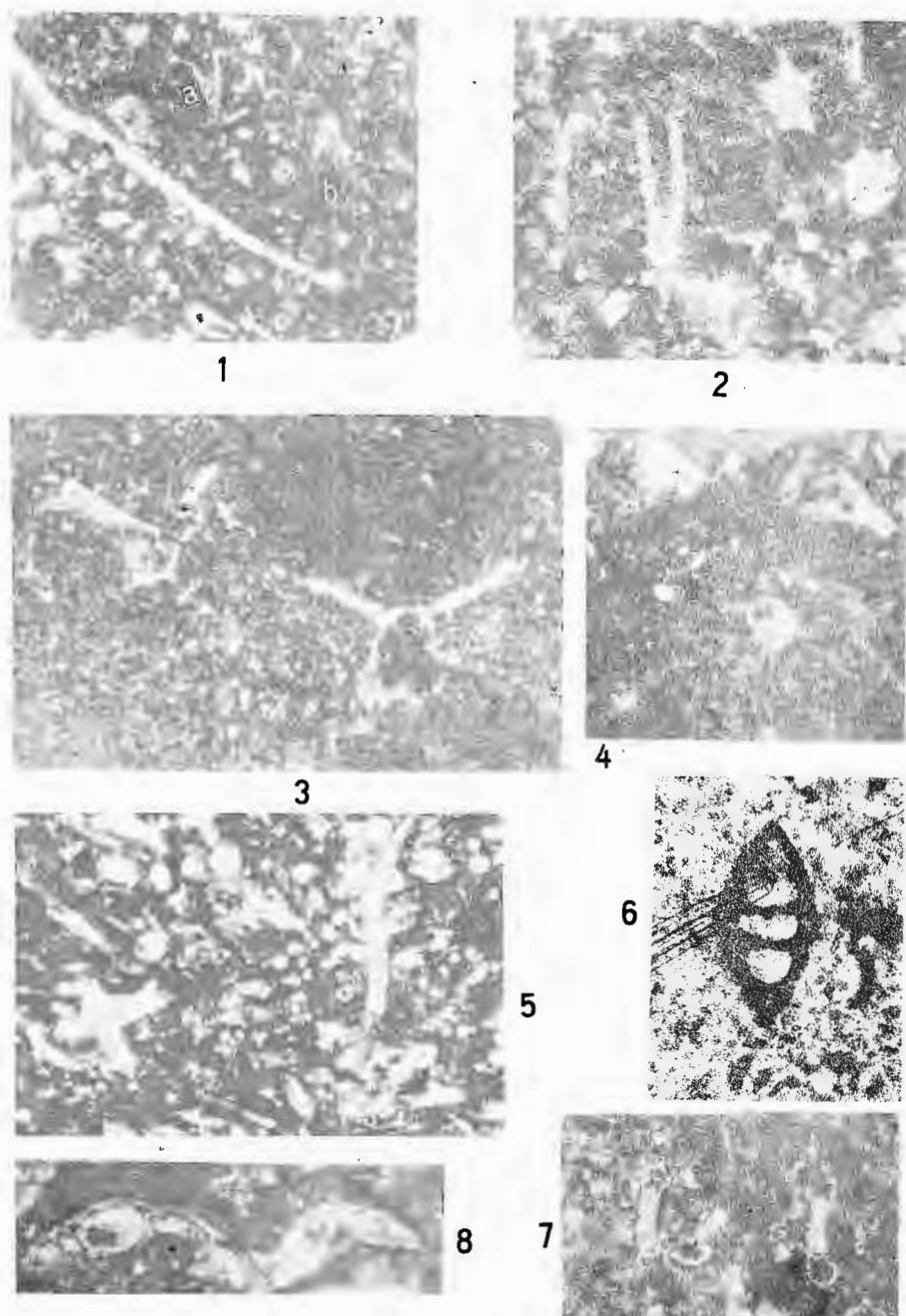
M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur
Forage Dobromiru.



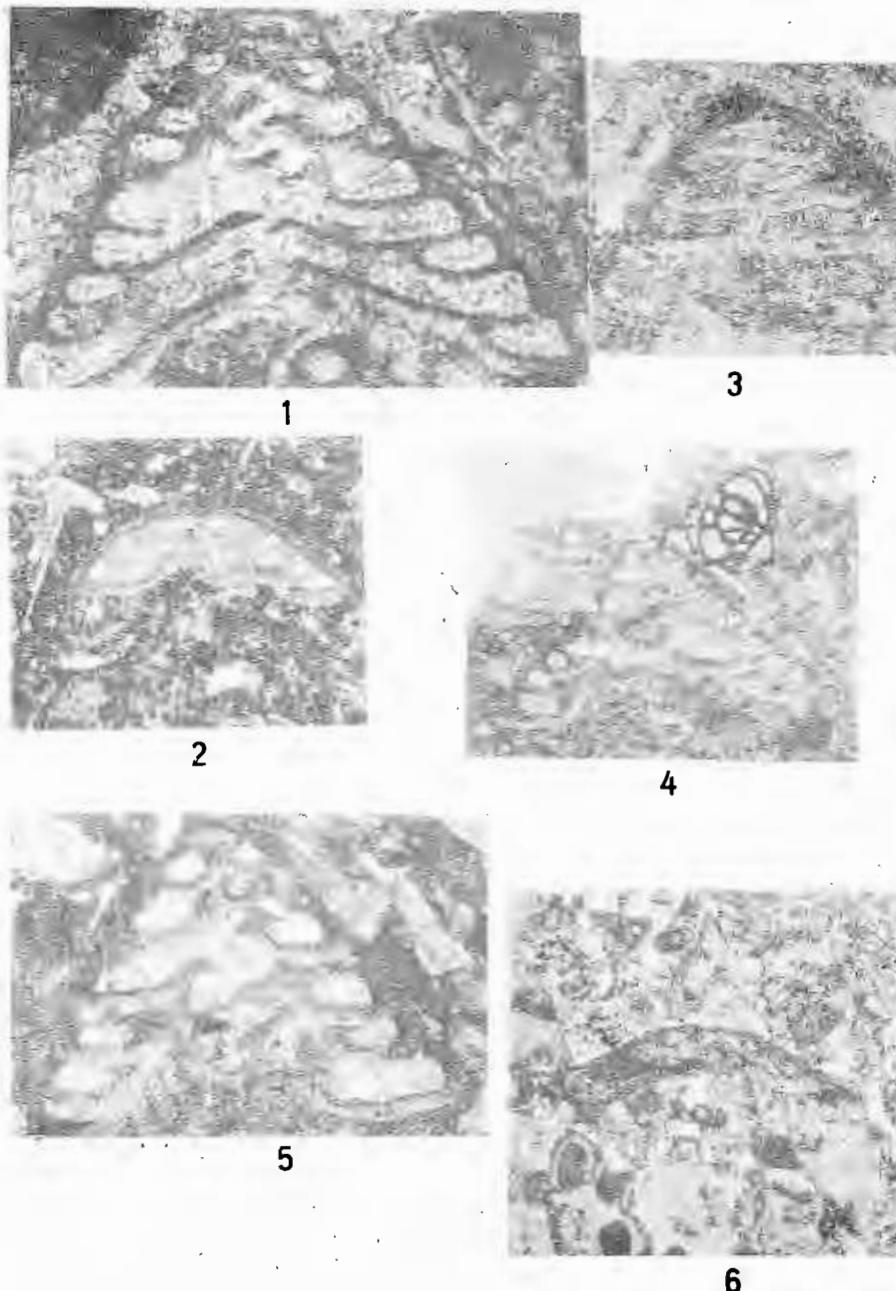
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României



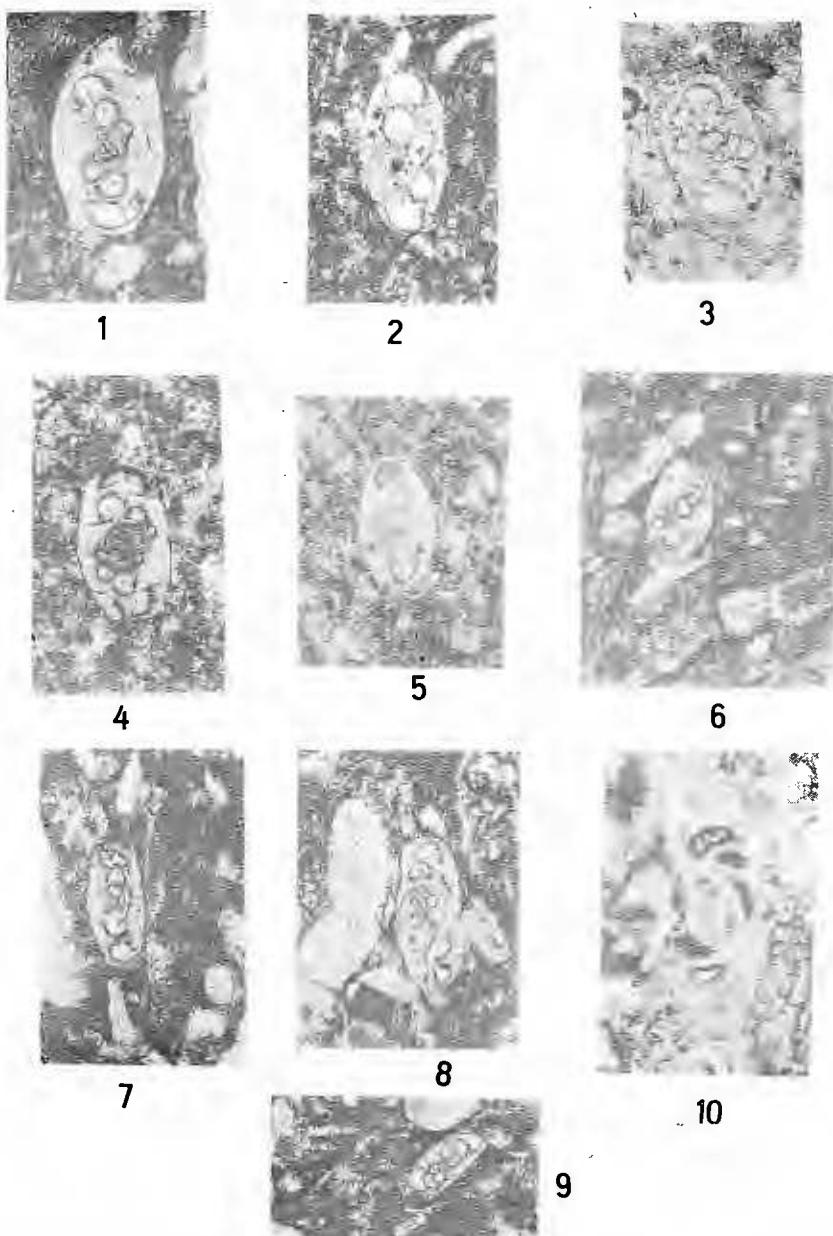
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul de Geologie și Geofizică Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur-
Forage Dobromiru.

Pl. VII



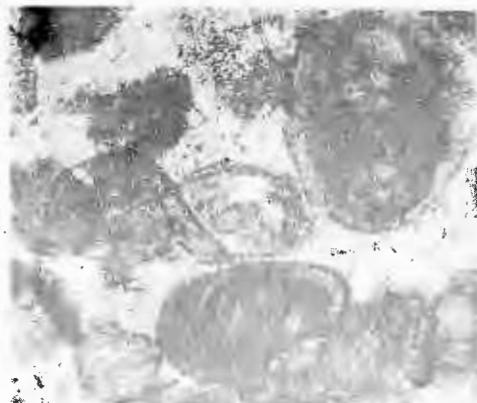
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur
Forage Dobromiru.

PIL-MIT



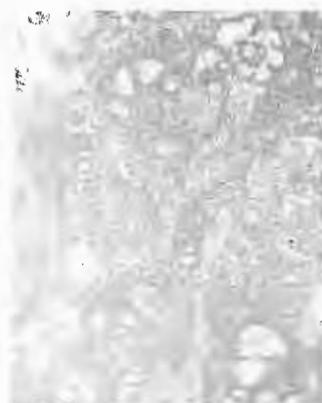
1



2



3



6



5



4



7

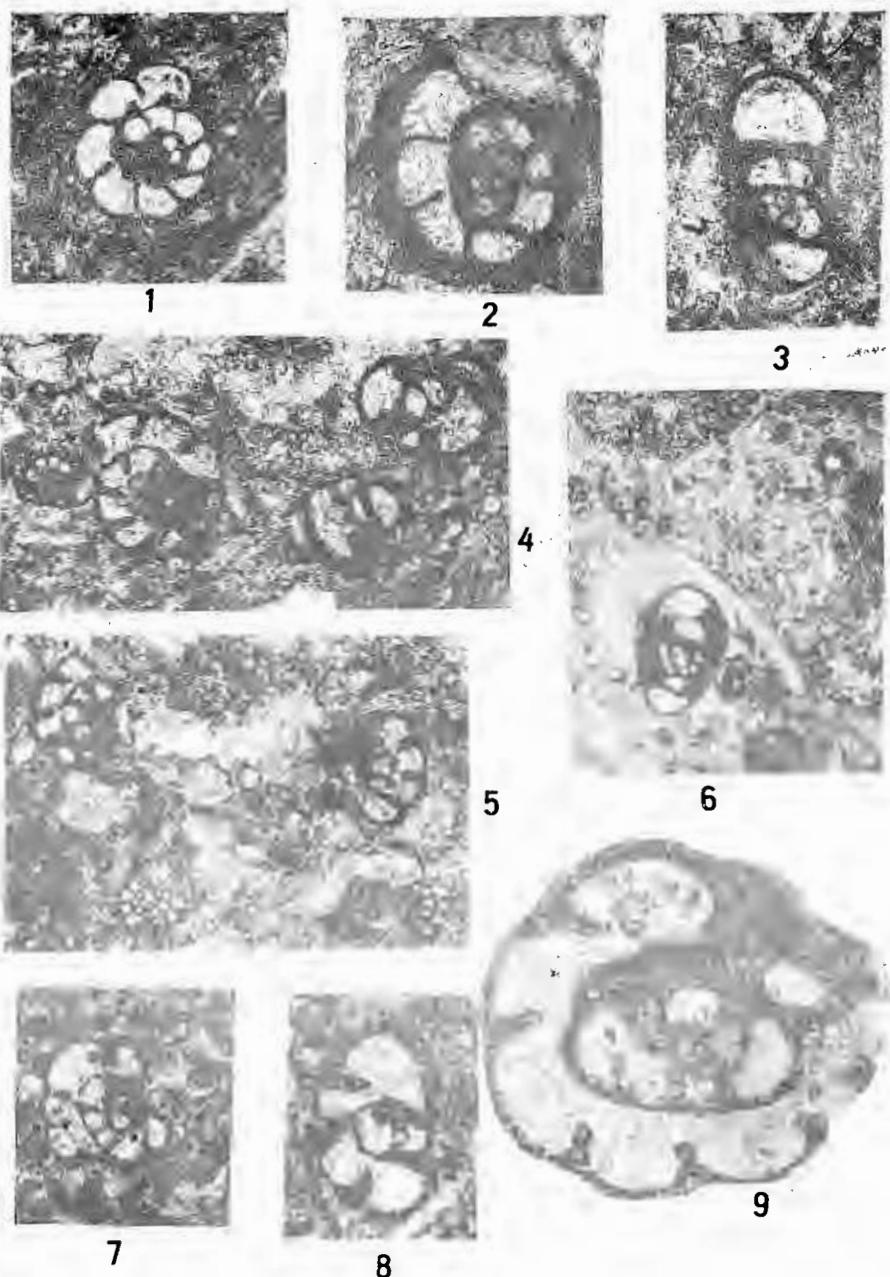


8

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



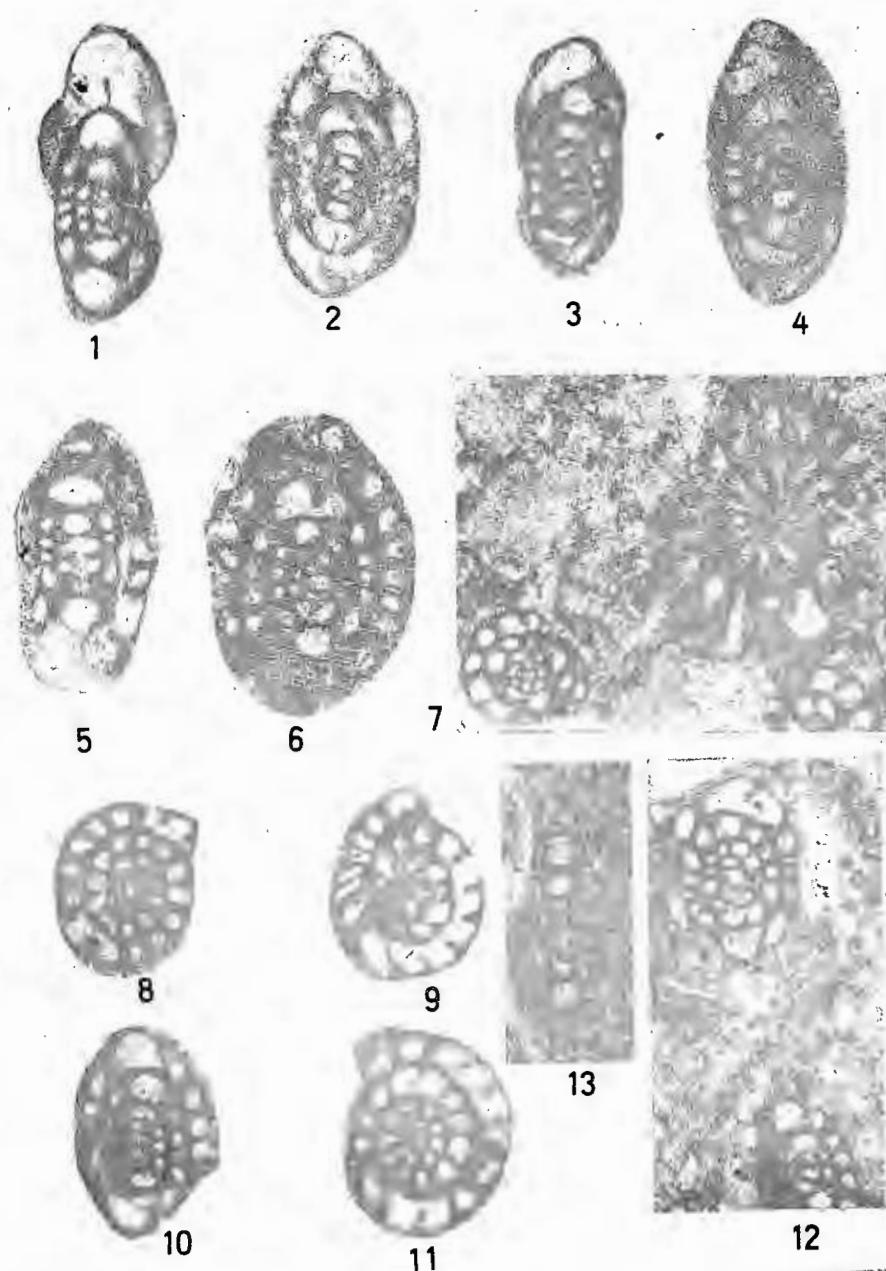
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur
Forage Dobromiru.

Pl. X



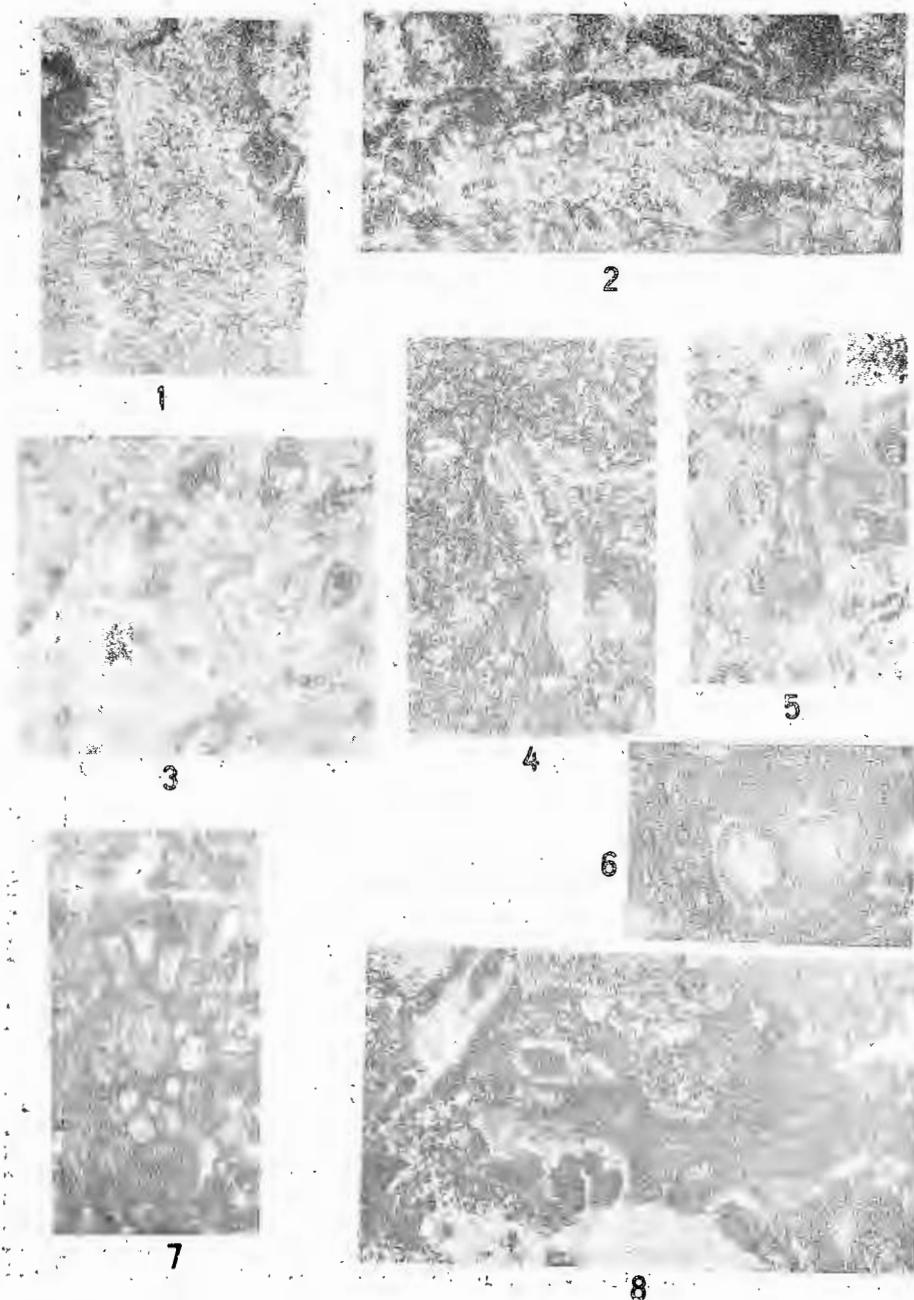
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/1



Institutul Geologic al României

M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur-
Forage Dobromiru.

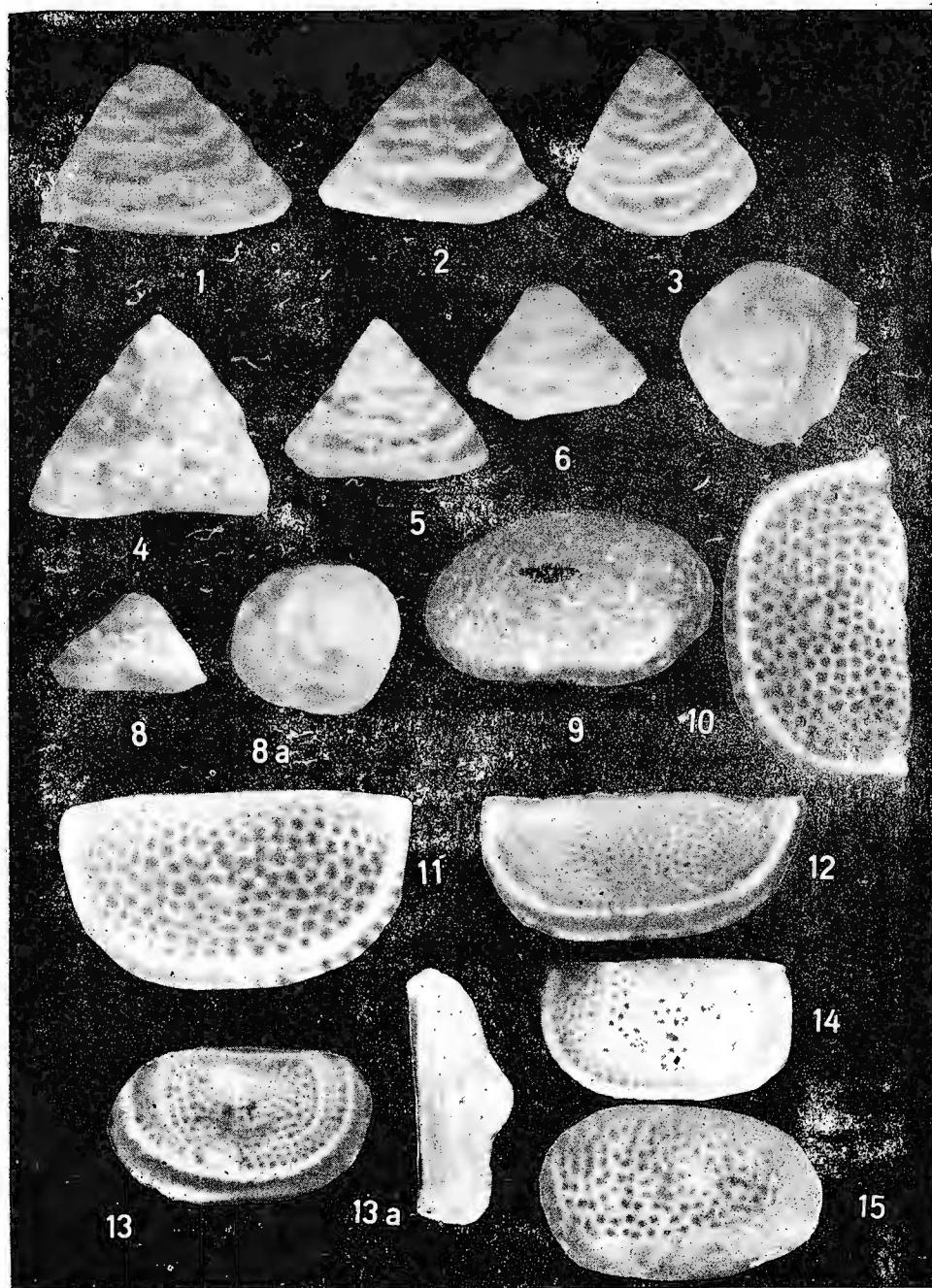
Pl. XI



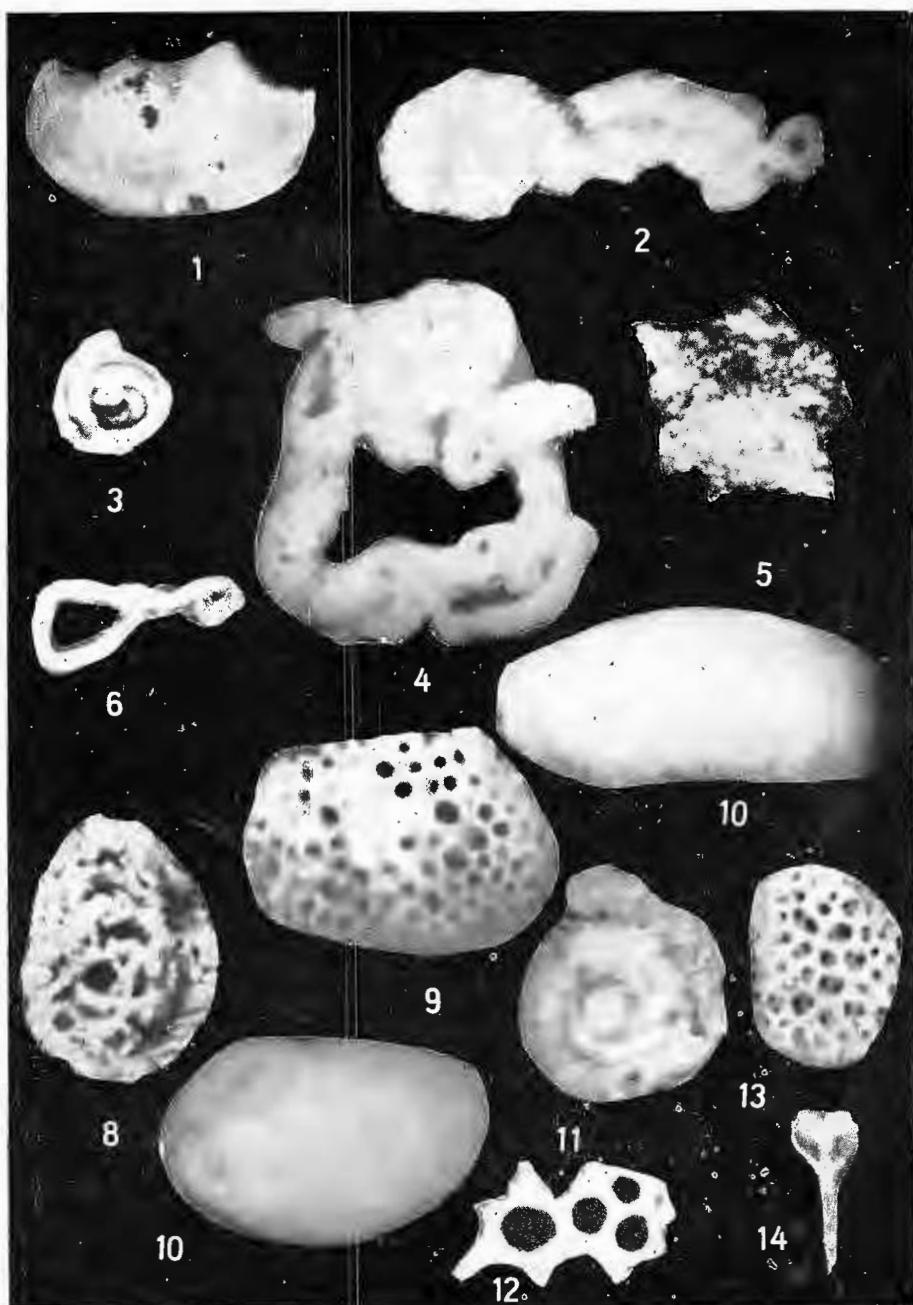
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



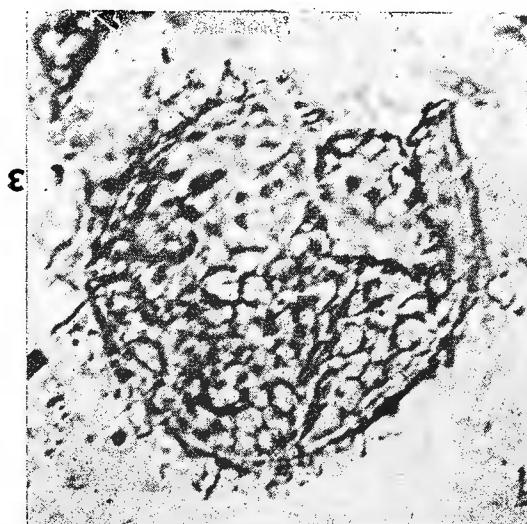
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



1



2

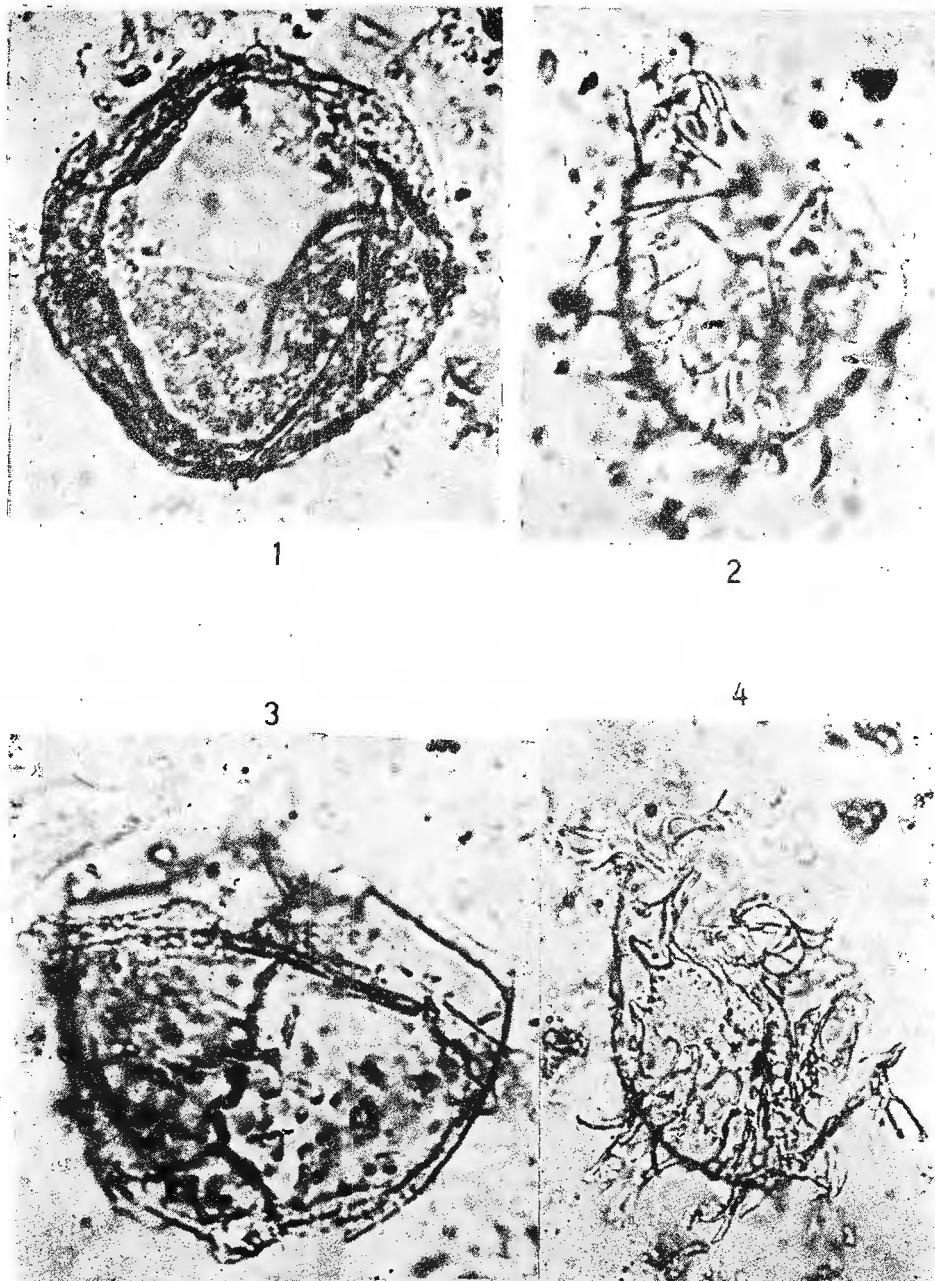


3

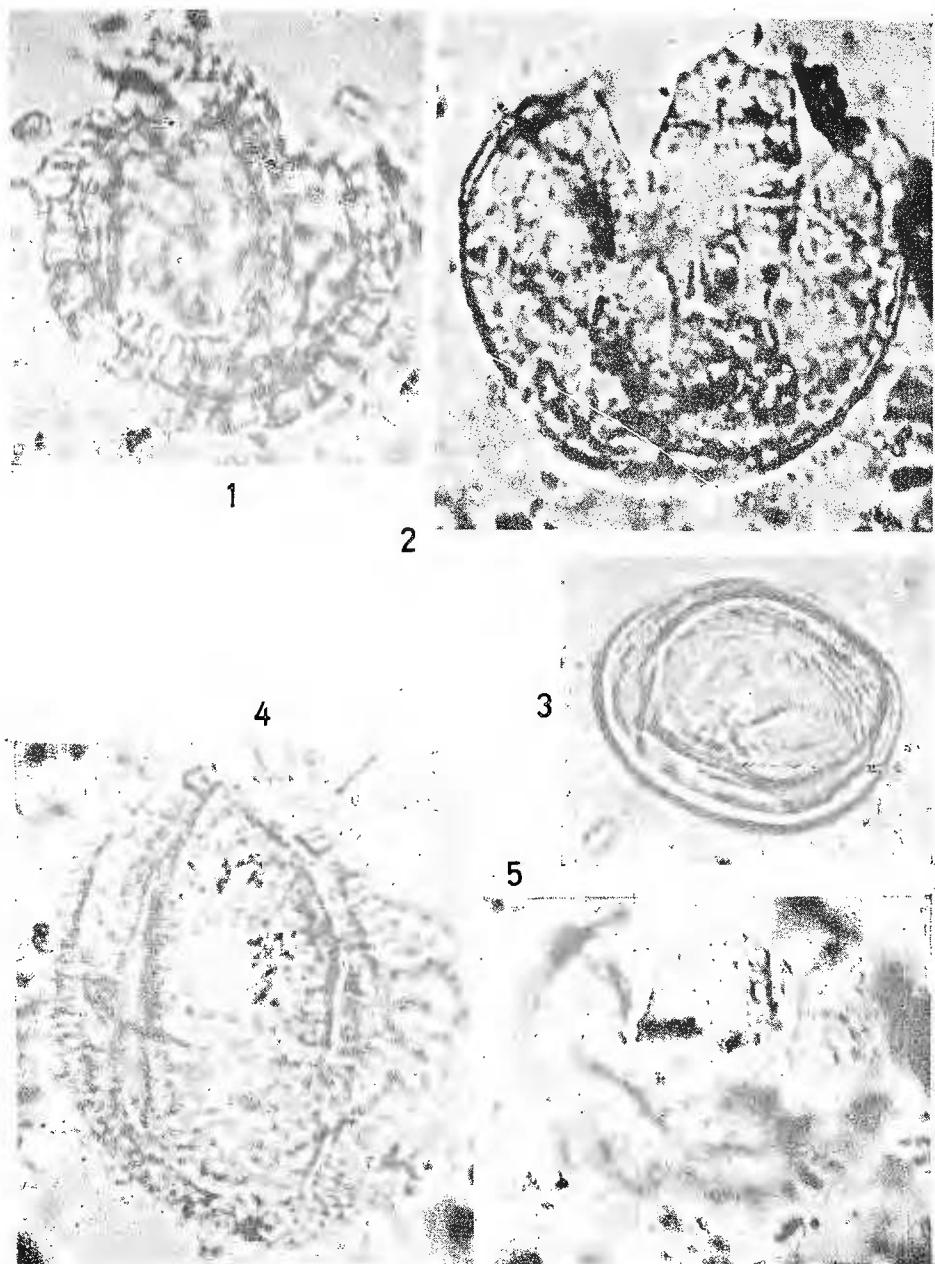


4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

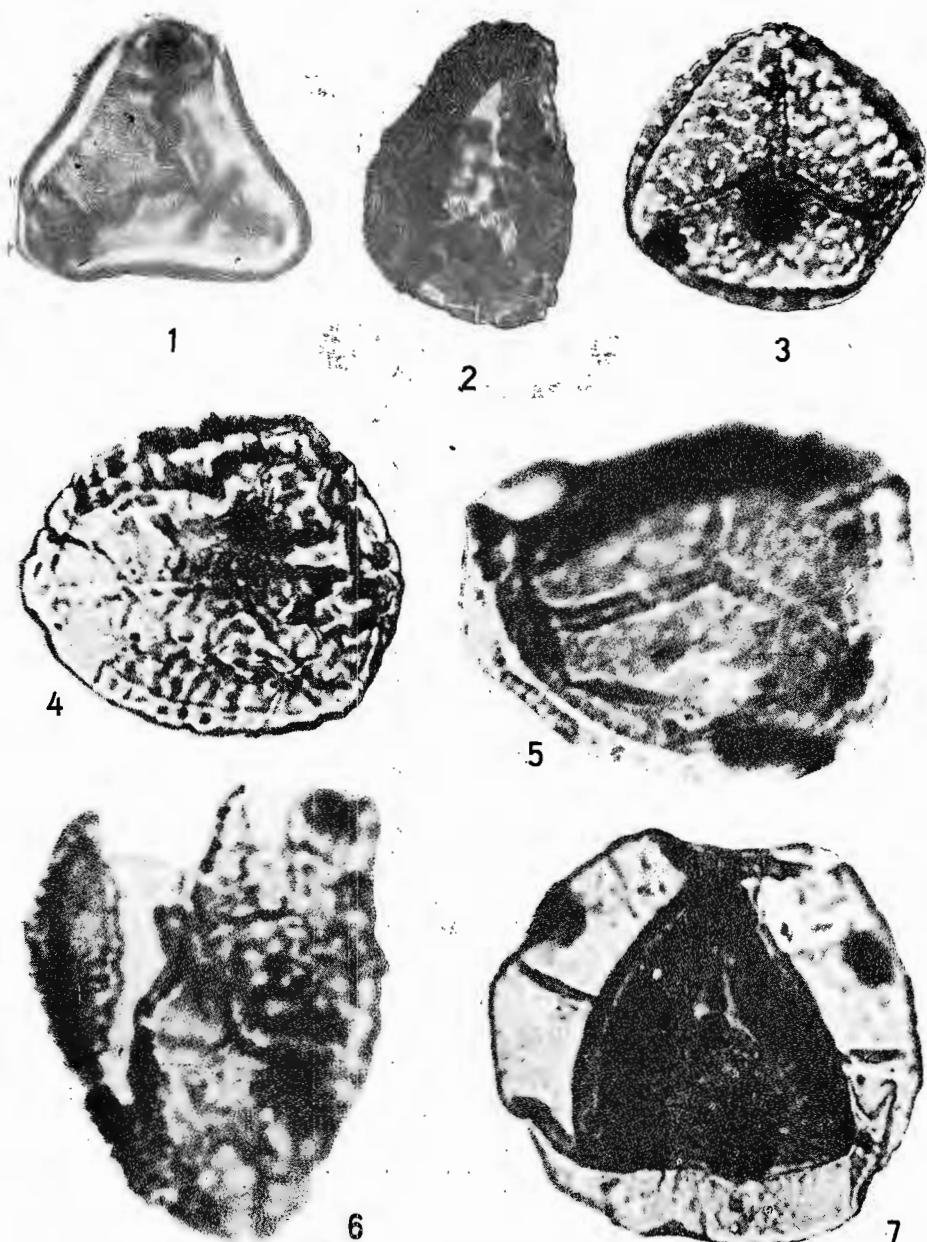


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

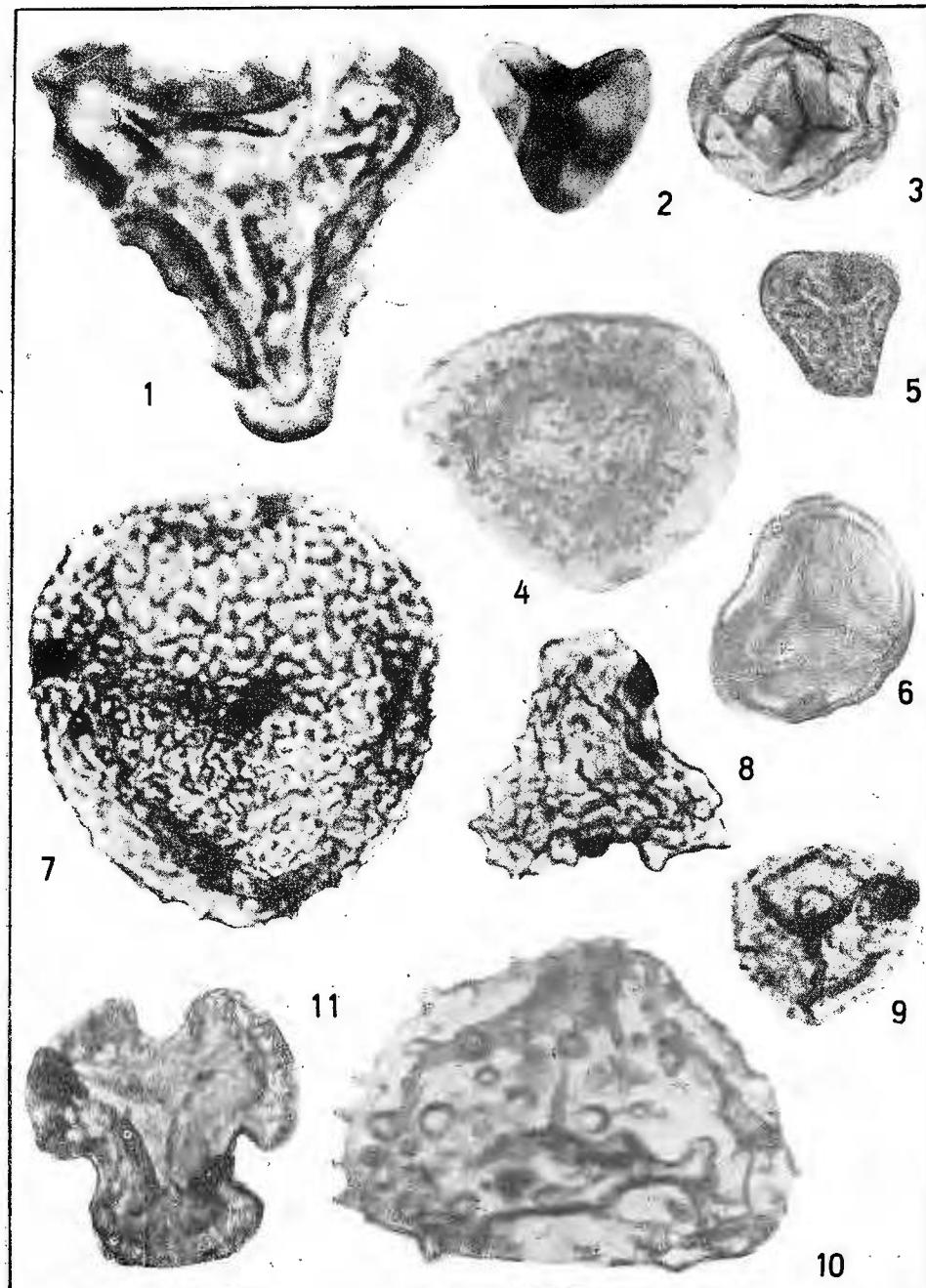


Institutul Geologic al României

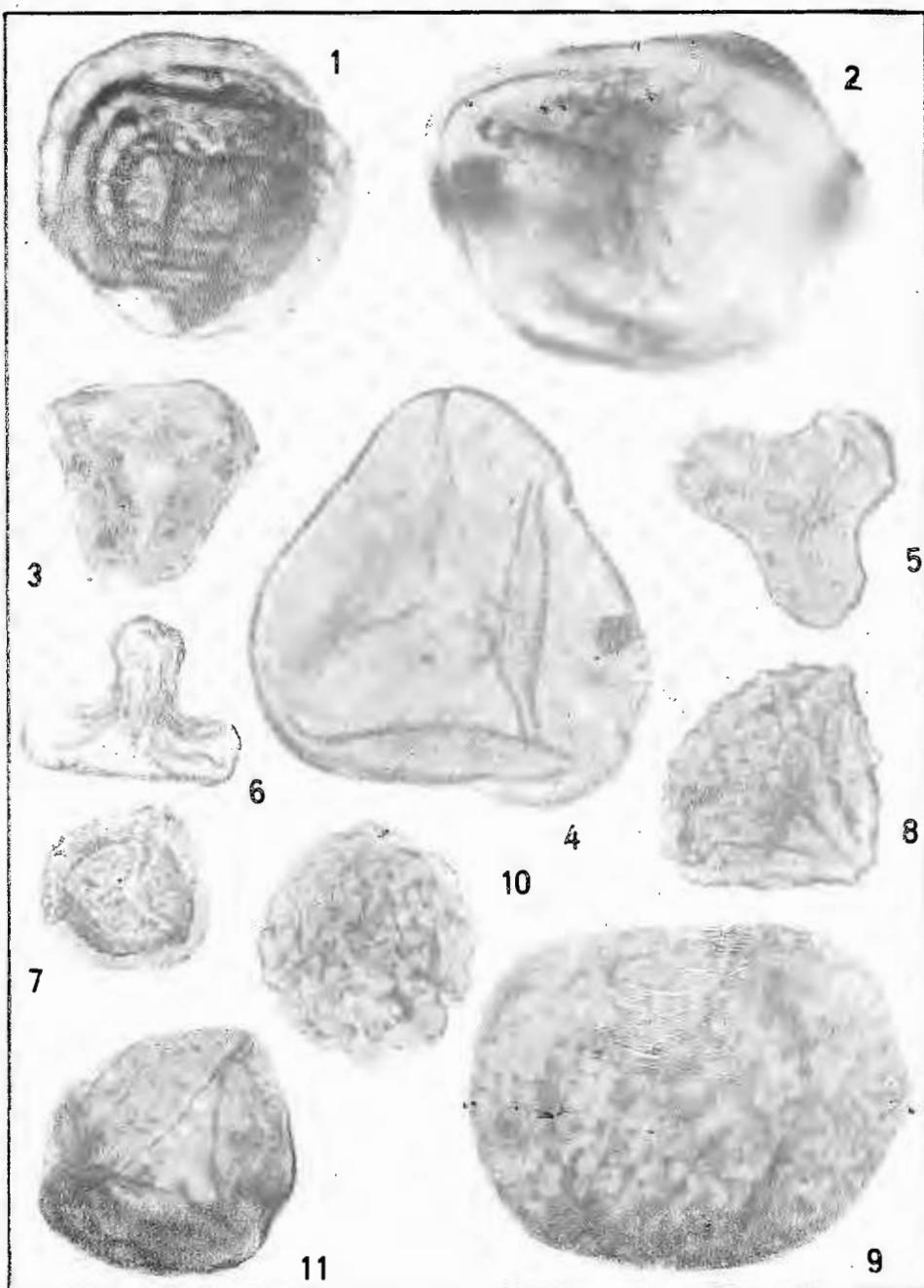




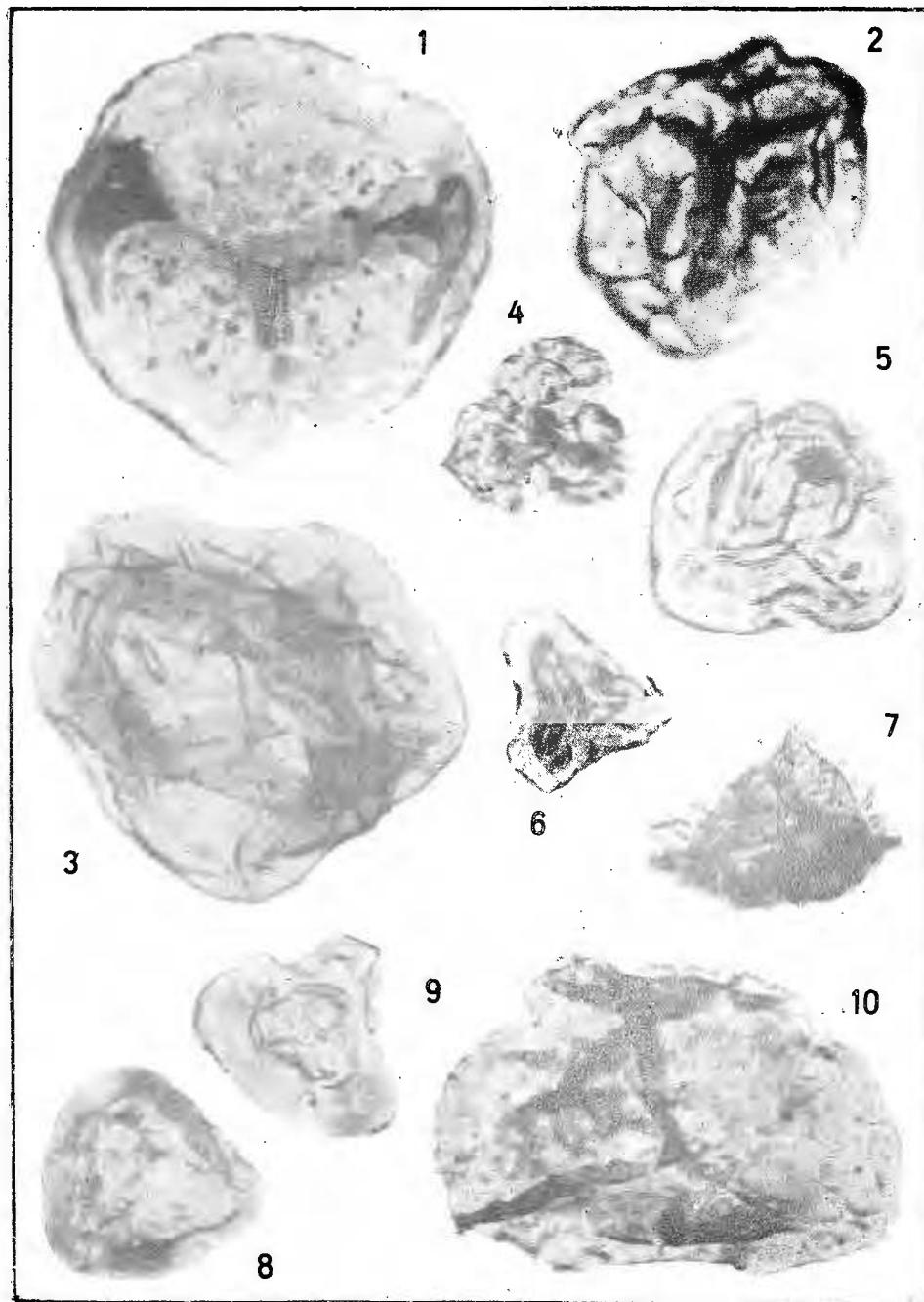
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor vol. 72-73/4



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

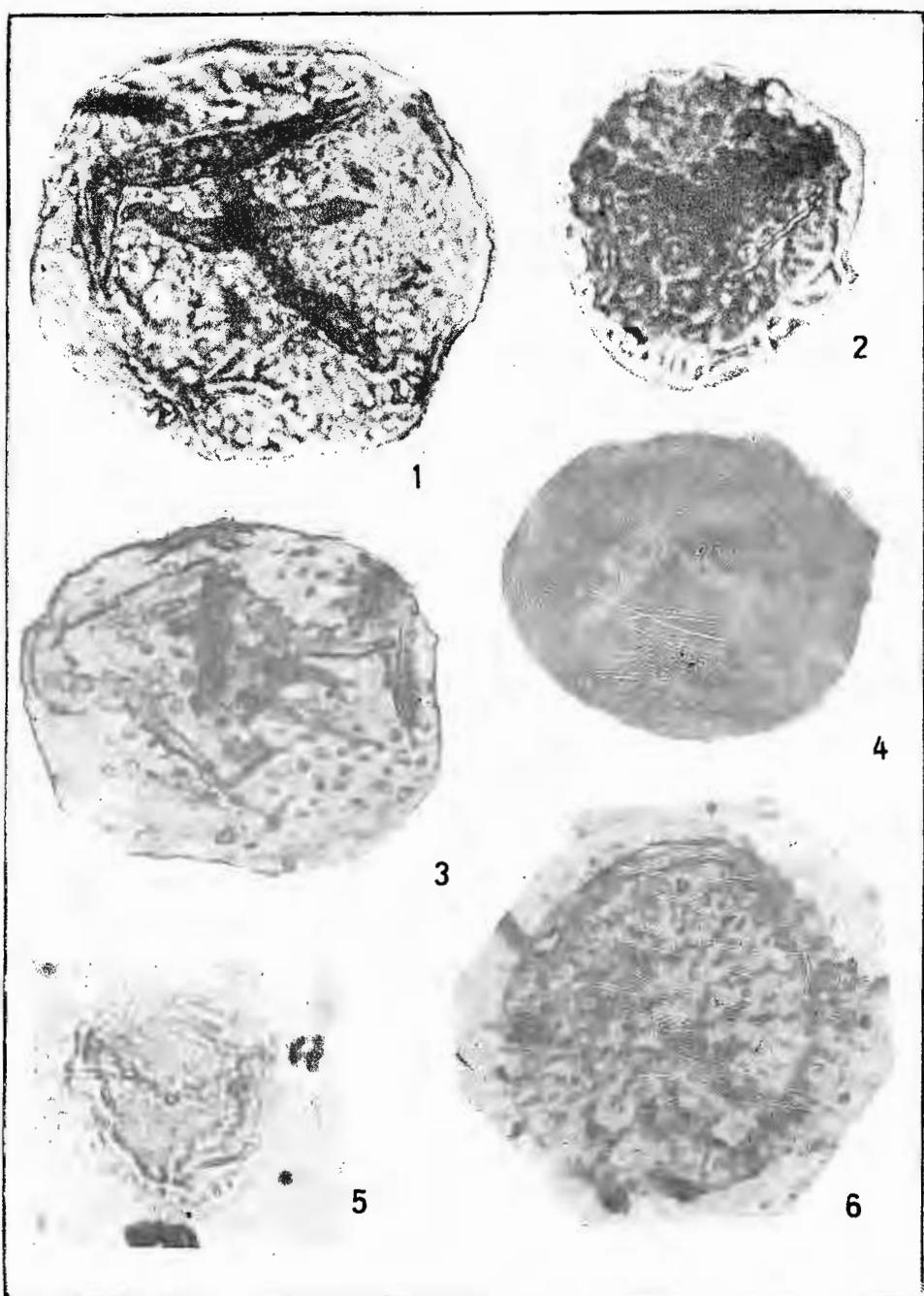


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



M. IORDAN et al. Jurassique et Paléozoïque supérieur-
Forage Dobromiru.

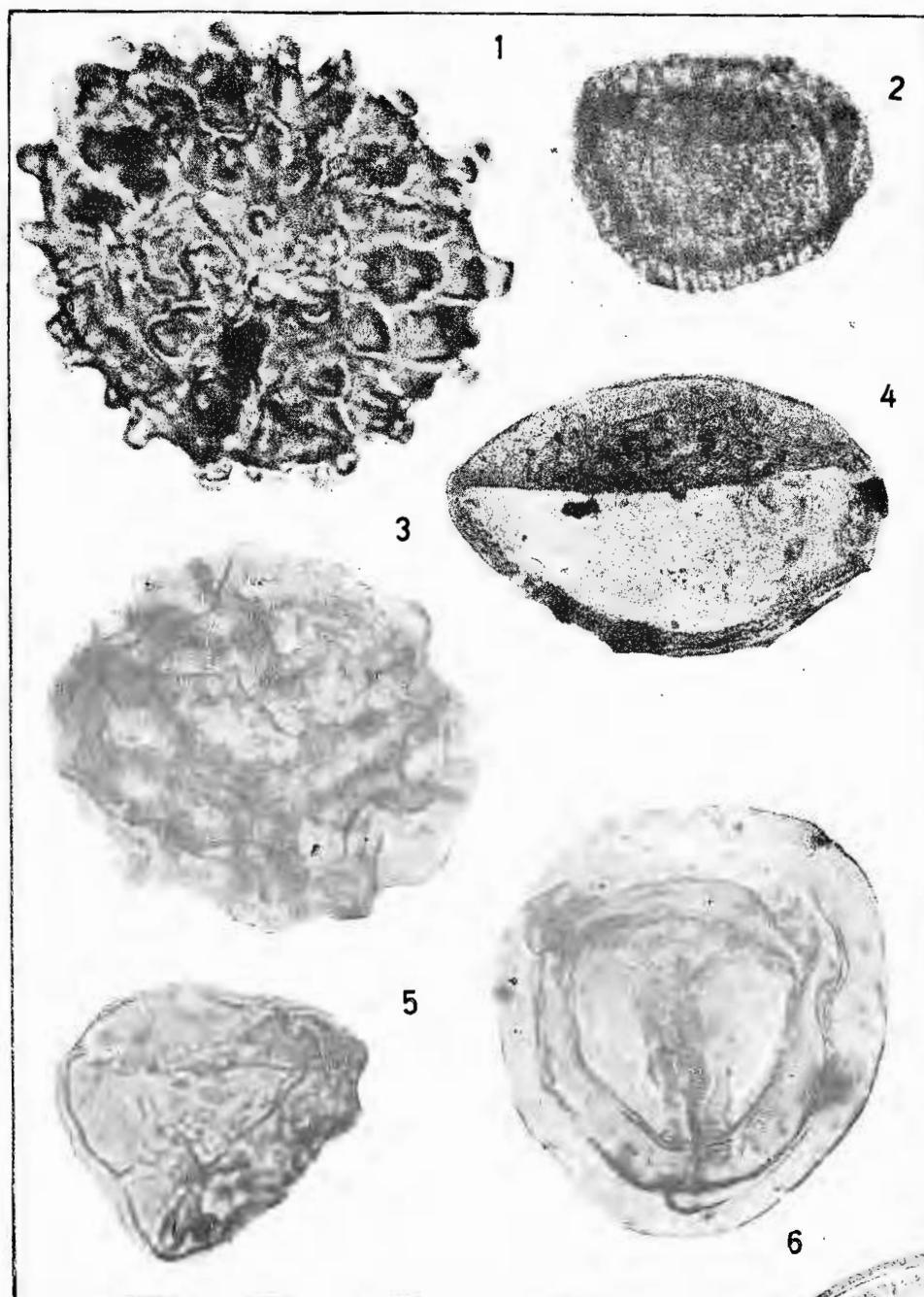
Pl. XXI



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

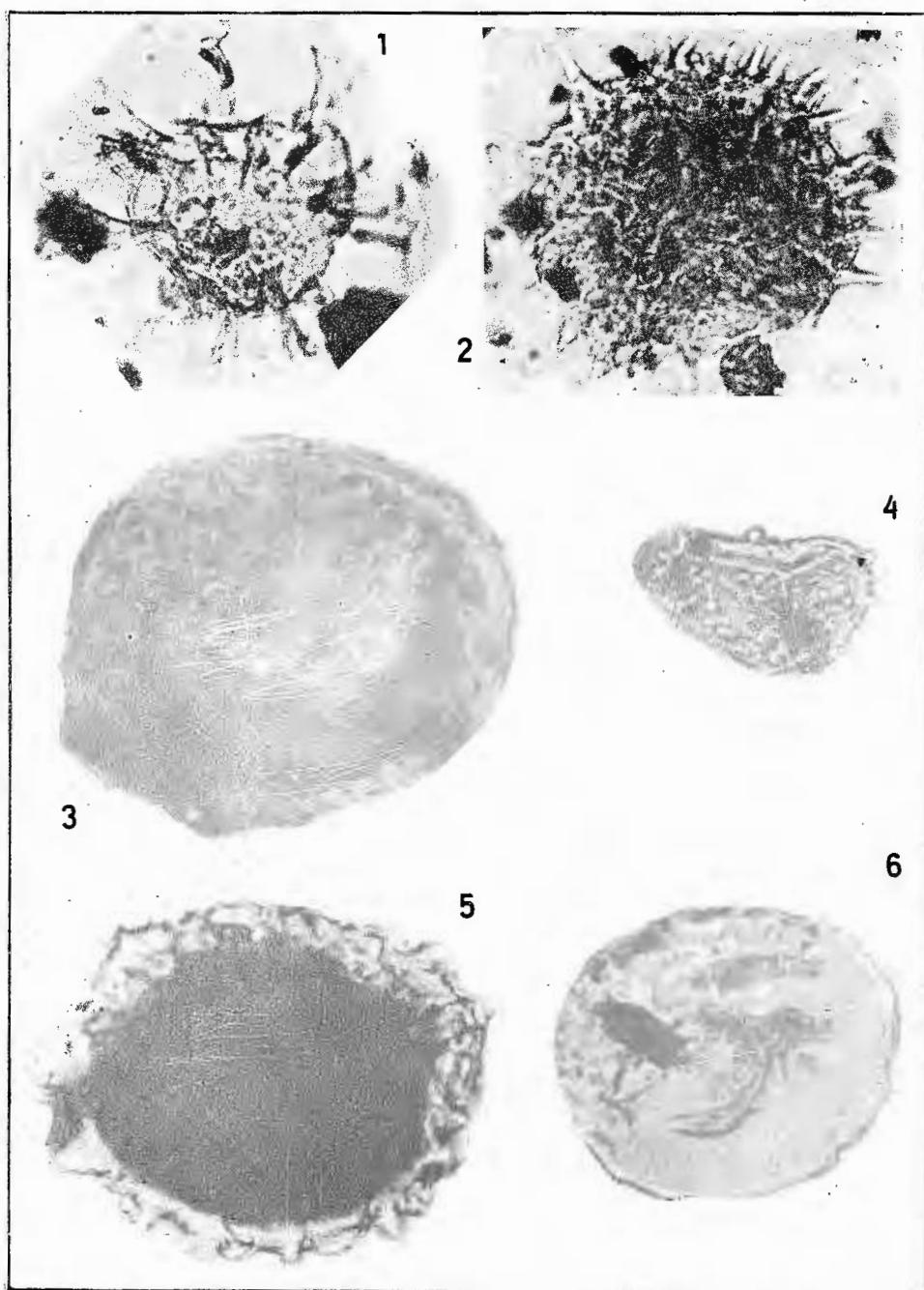


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

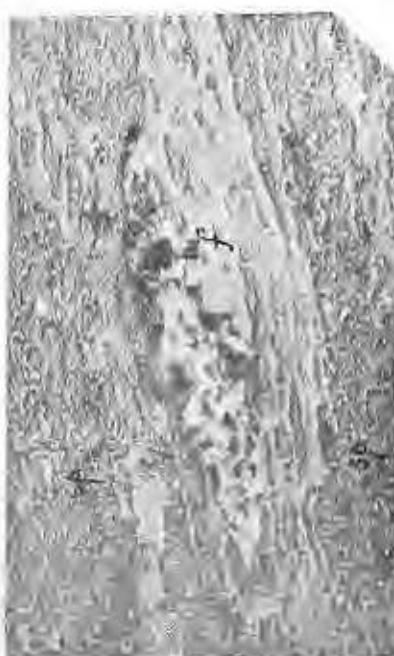
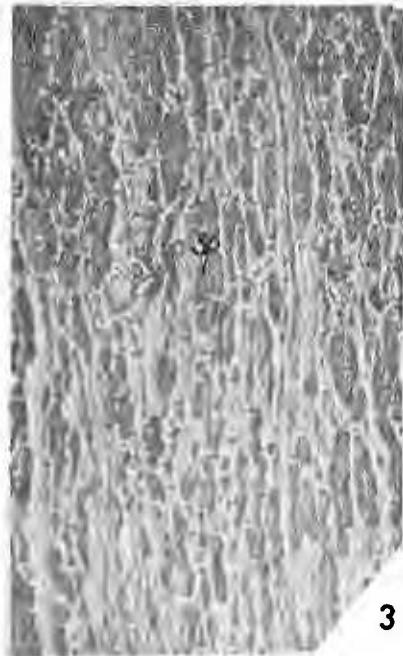
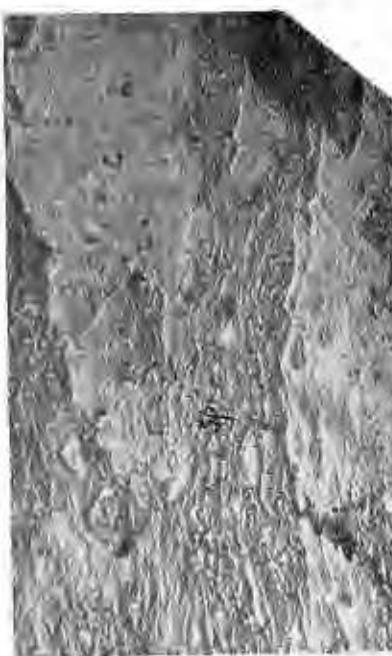
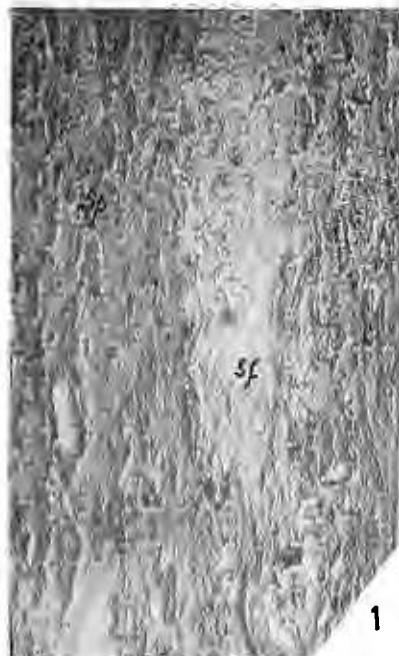


Institutul Geologic al României

BIBLIOTECĂ



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



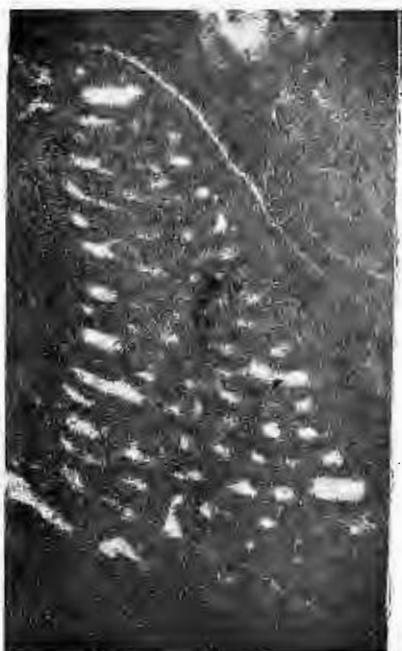
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

S. BORDEA, J. BORDEA. Orbitolinides primitifs du calcaire
d'Albioara.

Pl. I



1



2



3



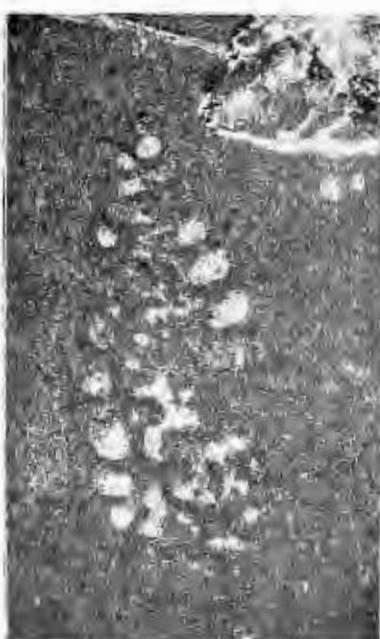
4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor 2023/4 - 2024



Institutul Geologic al României





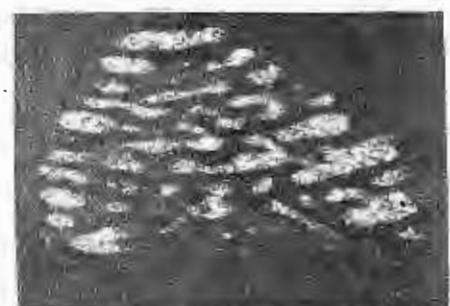
1



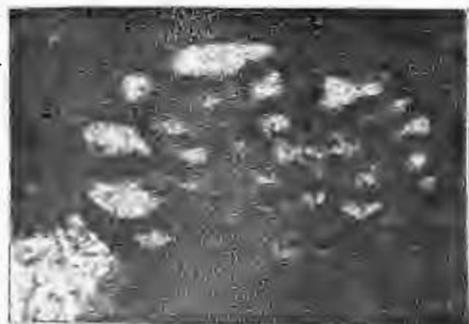
2



3



4

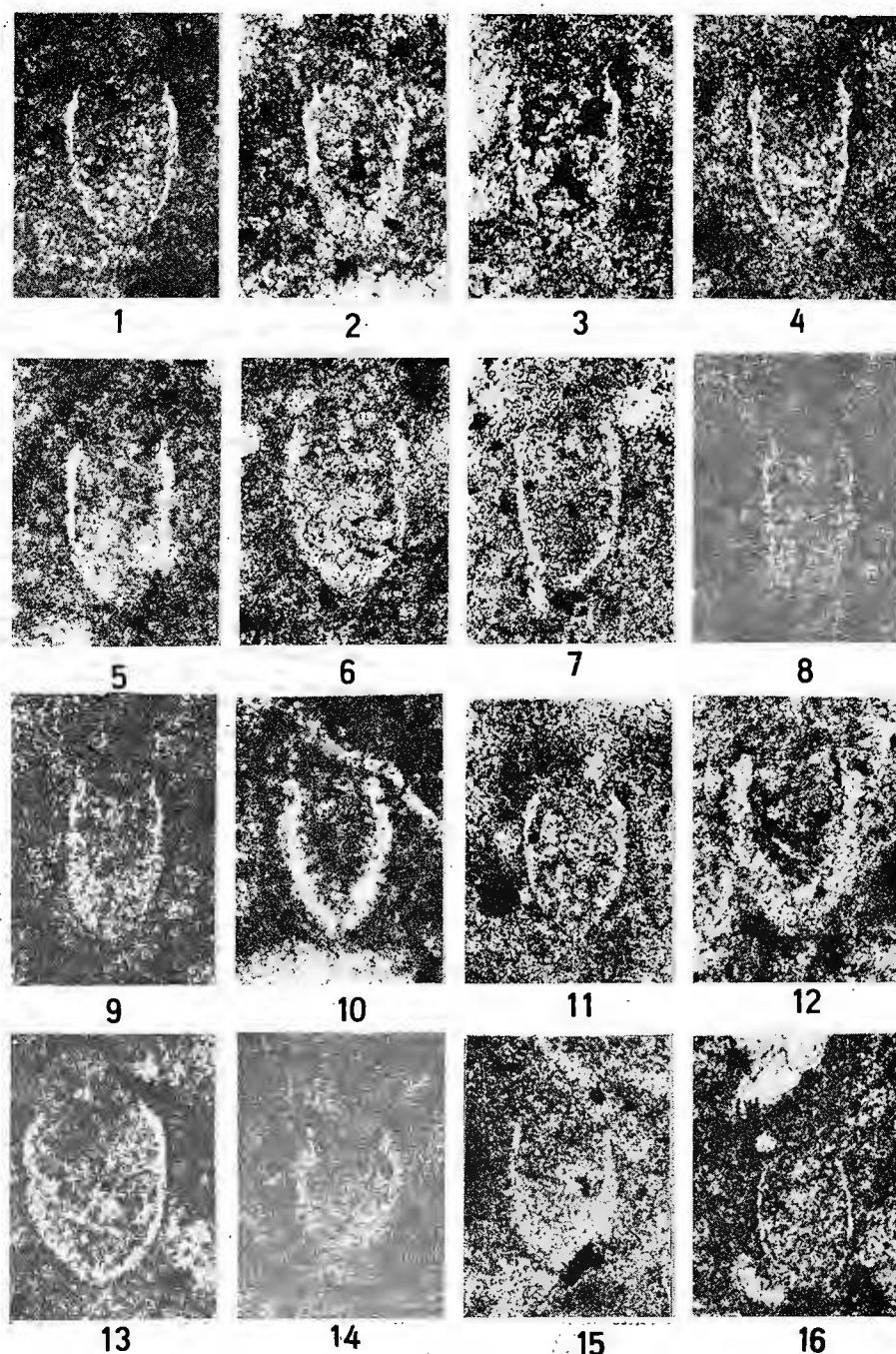


5

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

GR. POP. Age of some Basinal Deposits from Rarău Syncline..

Pl. I



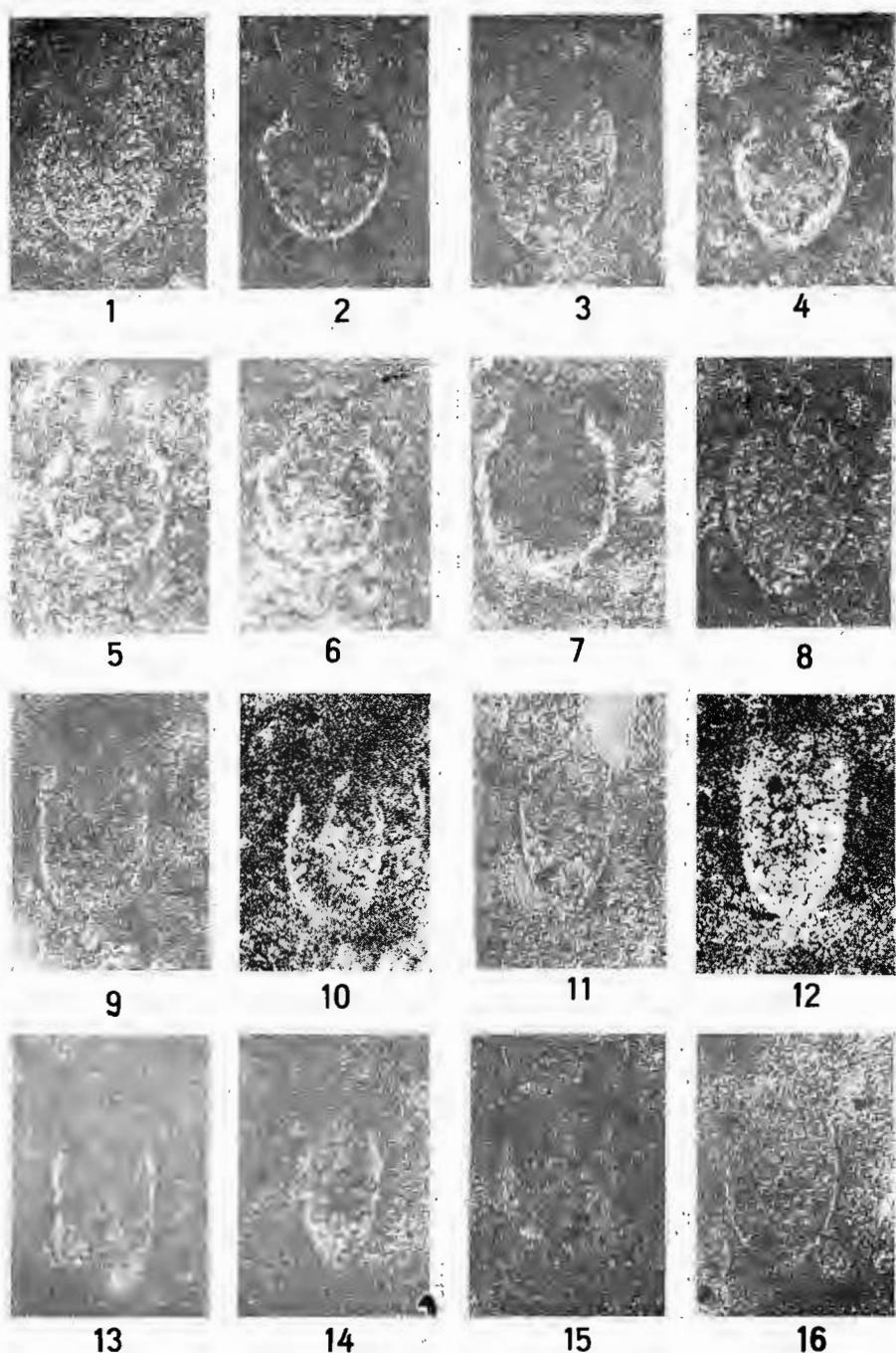
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seame ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

GR. POP. Age of some Basinal Deposits from Rarău Syncline.

Pl. II



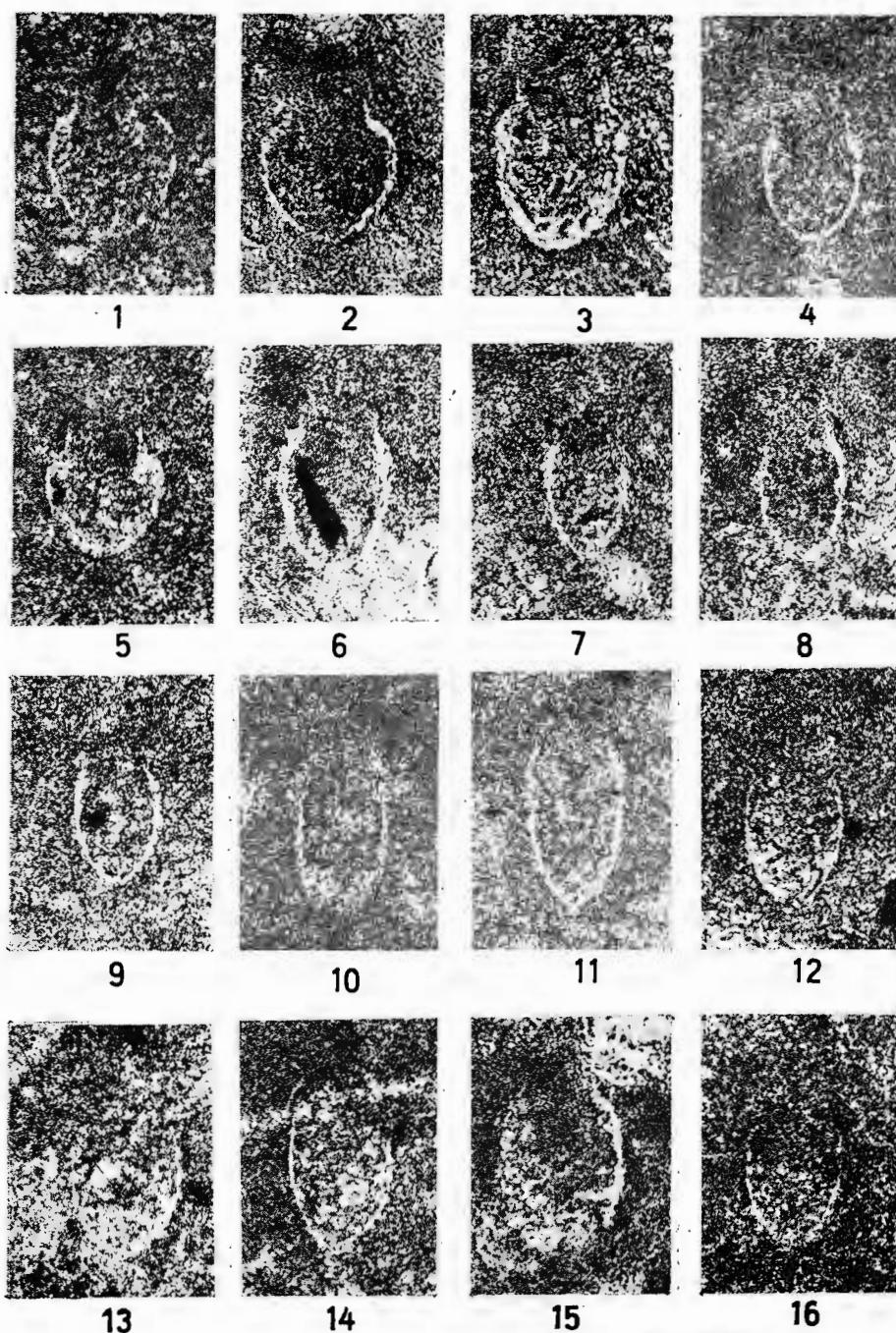
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

GR. POP. Age of some Basinal Deposits from Rarău Syncline.

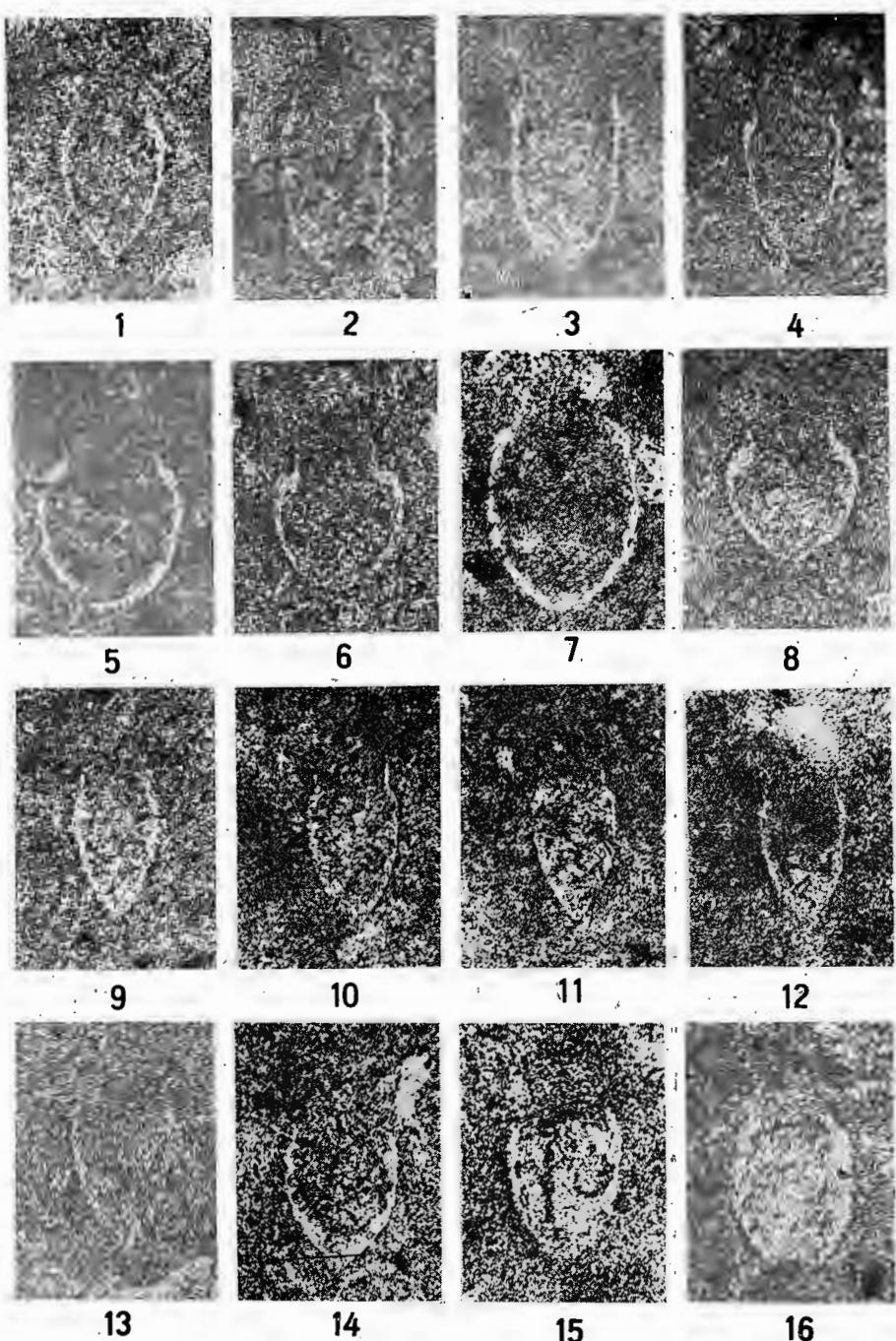
Pl. III



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seama ale sedințelor vol. 72-73/4



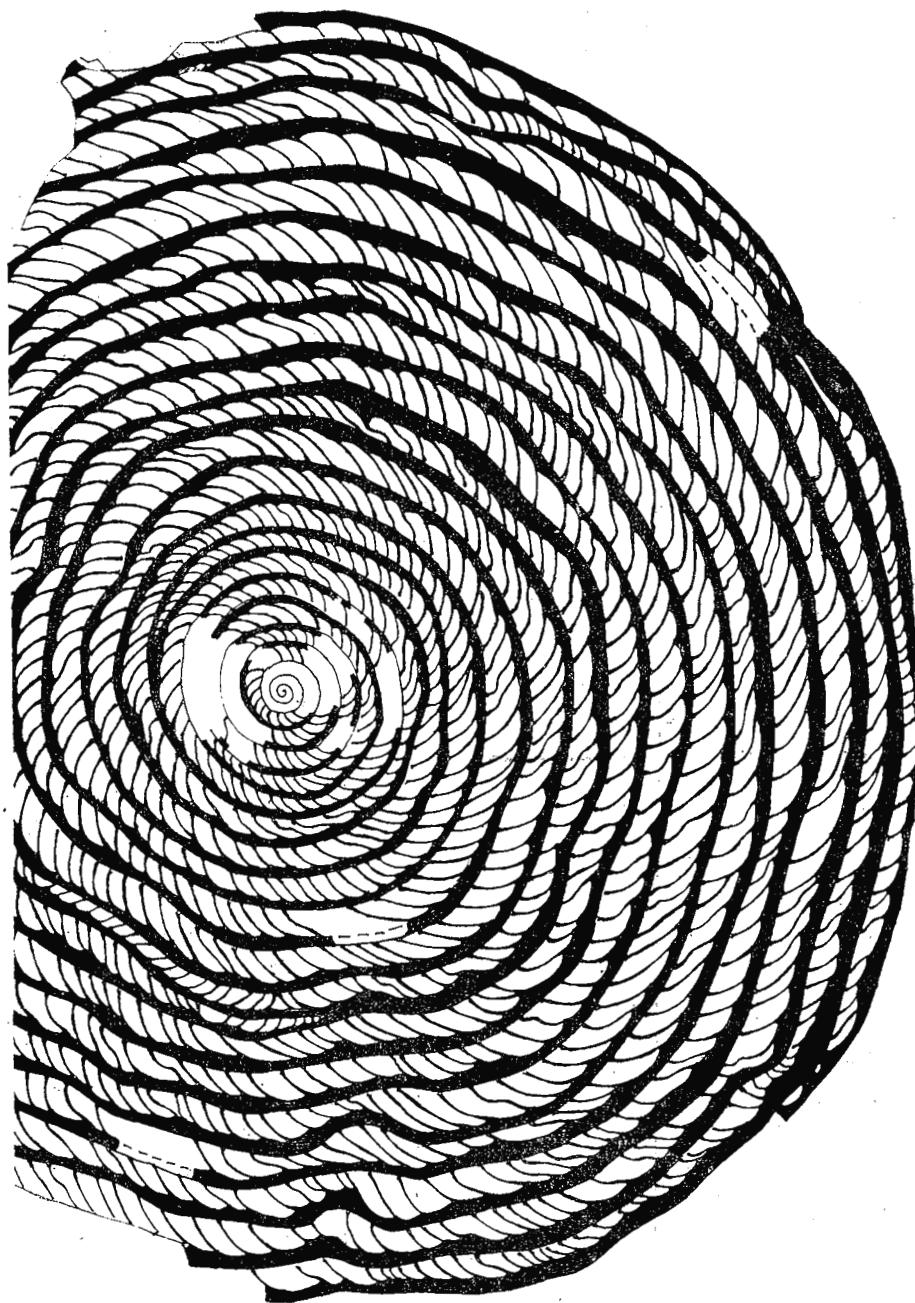
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

G. BOMBÎȚĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

Pl. I



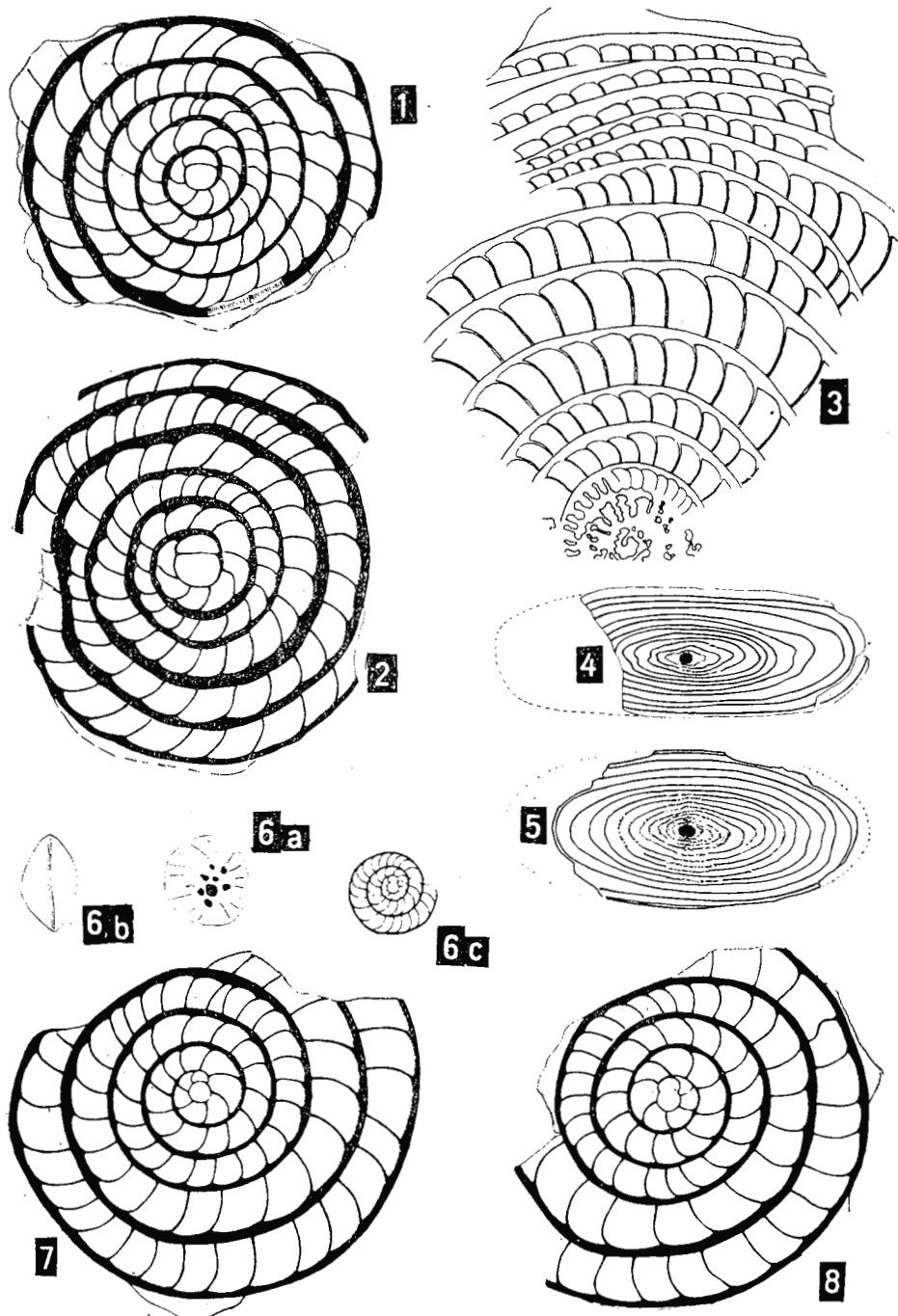
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4



Institutul Geologic al României

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

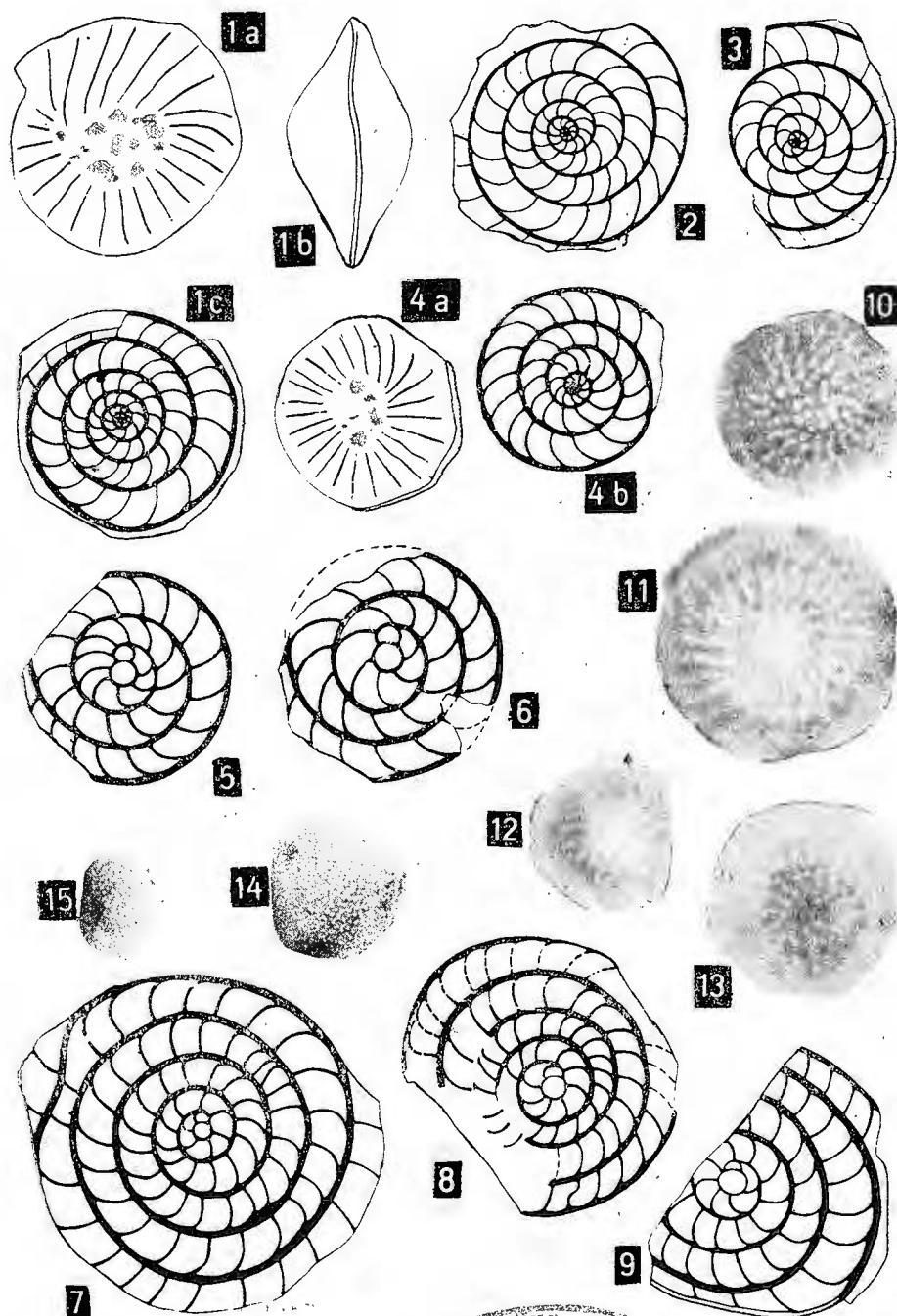
Pl. II



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

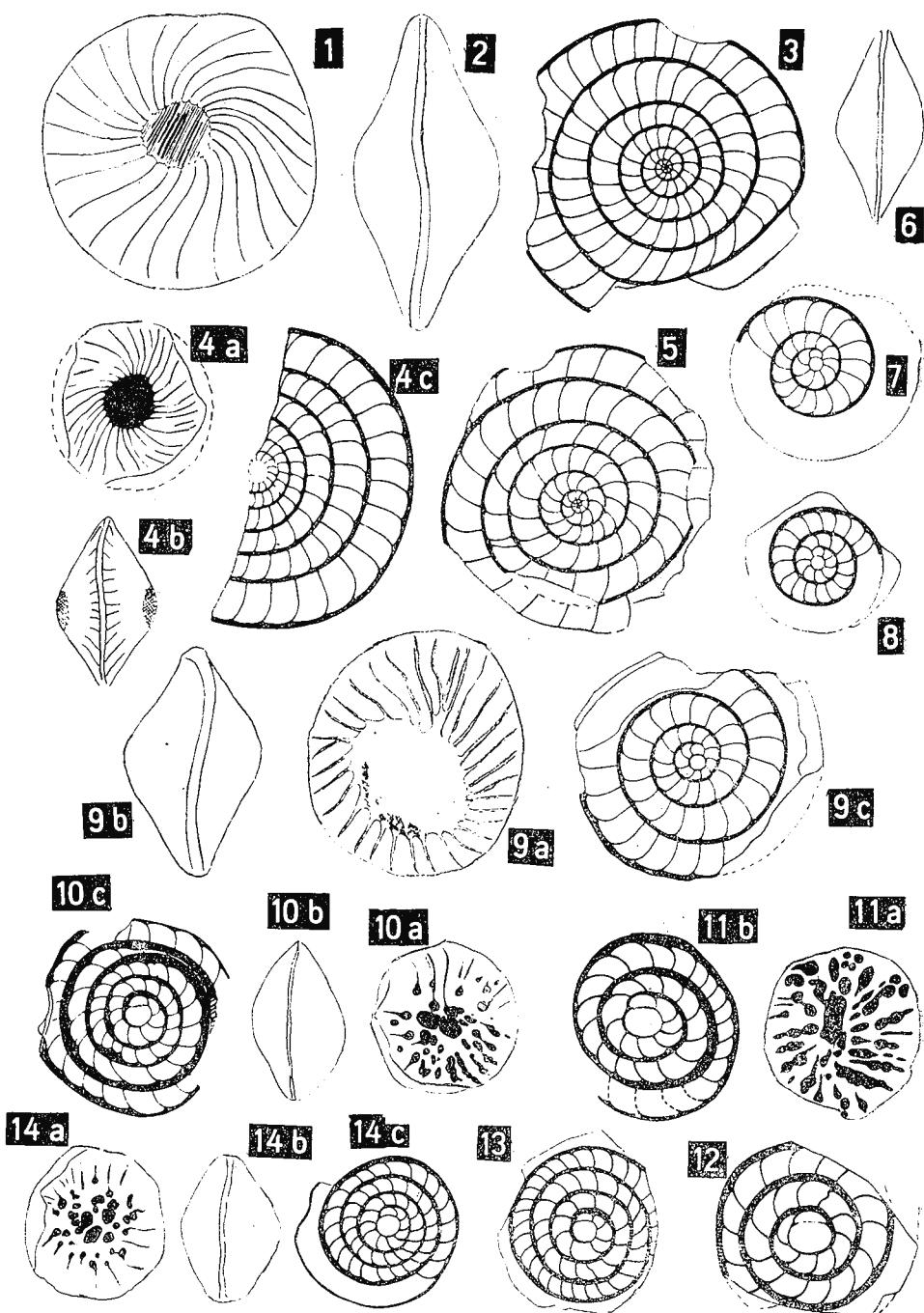
Pl. III



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

Pl. IV



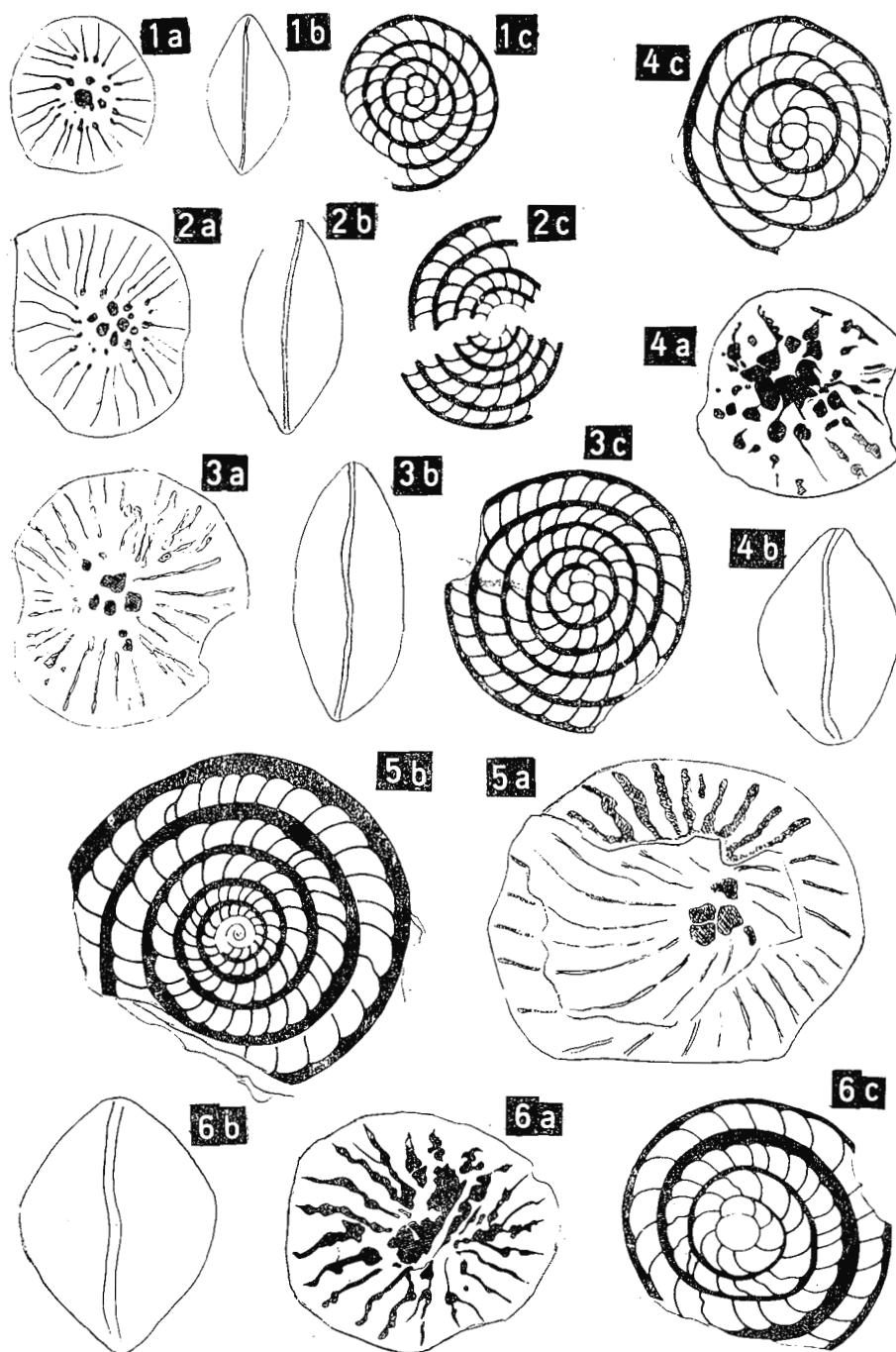
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4



Institutul Geologic al României

G. BOMBÎTĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

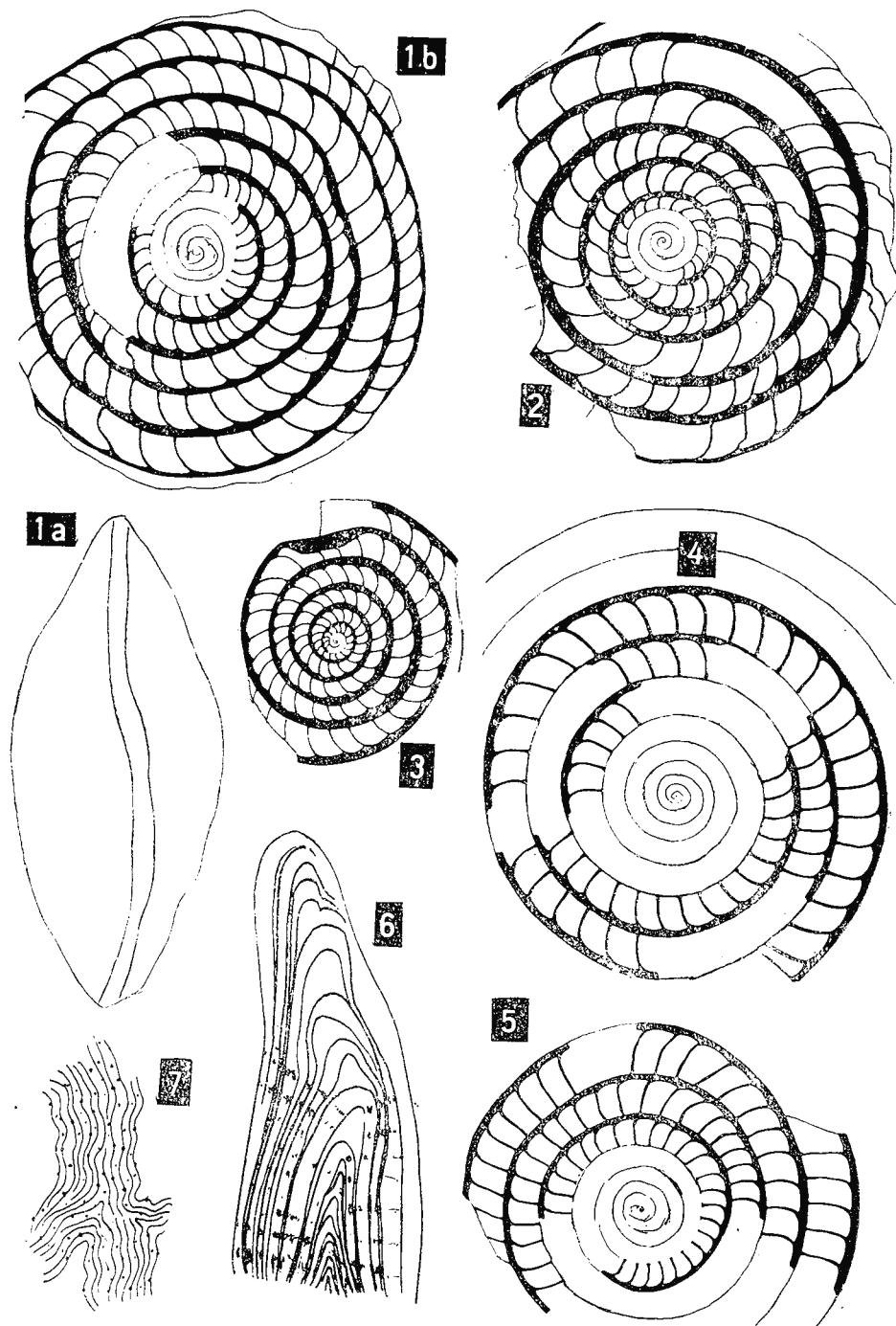
Pl. V



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

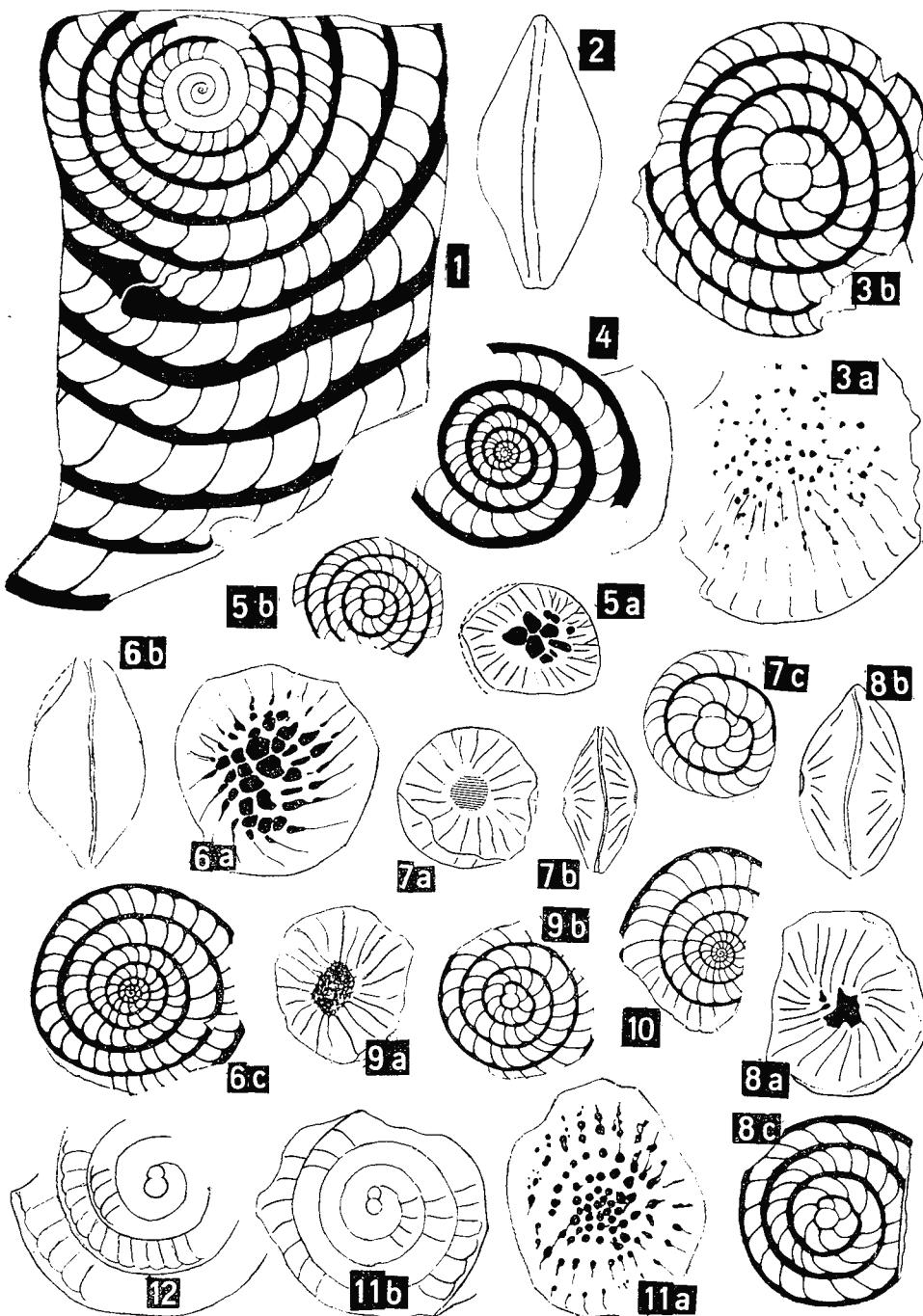
Pl. VI



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBIȚĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

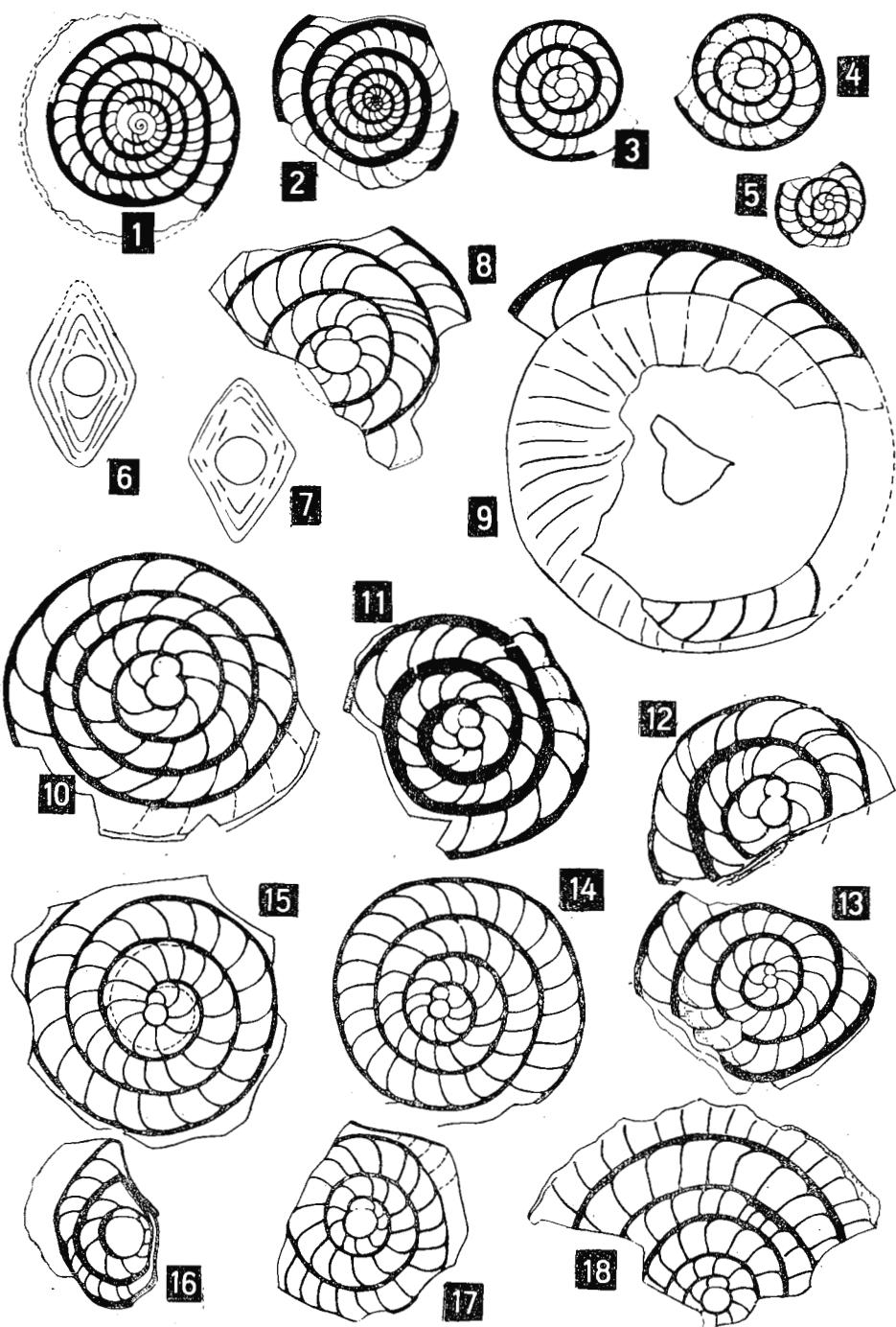
Pl. VII



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

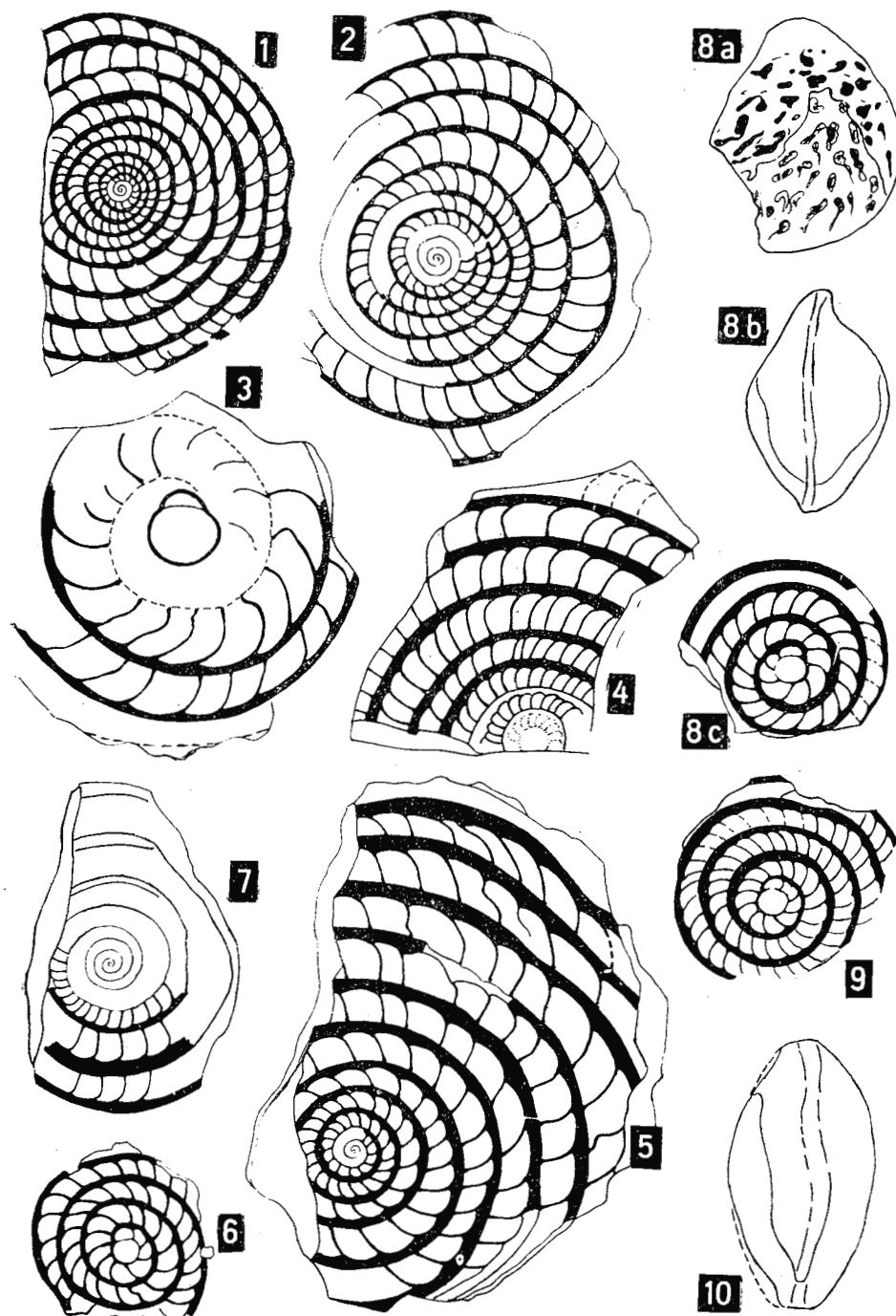
Pl. VIII



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de scamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

Pl. IX



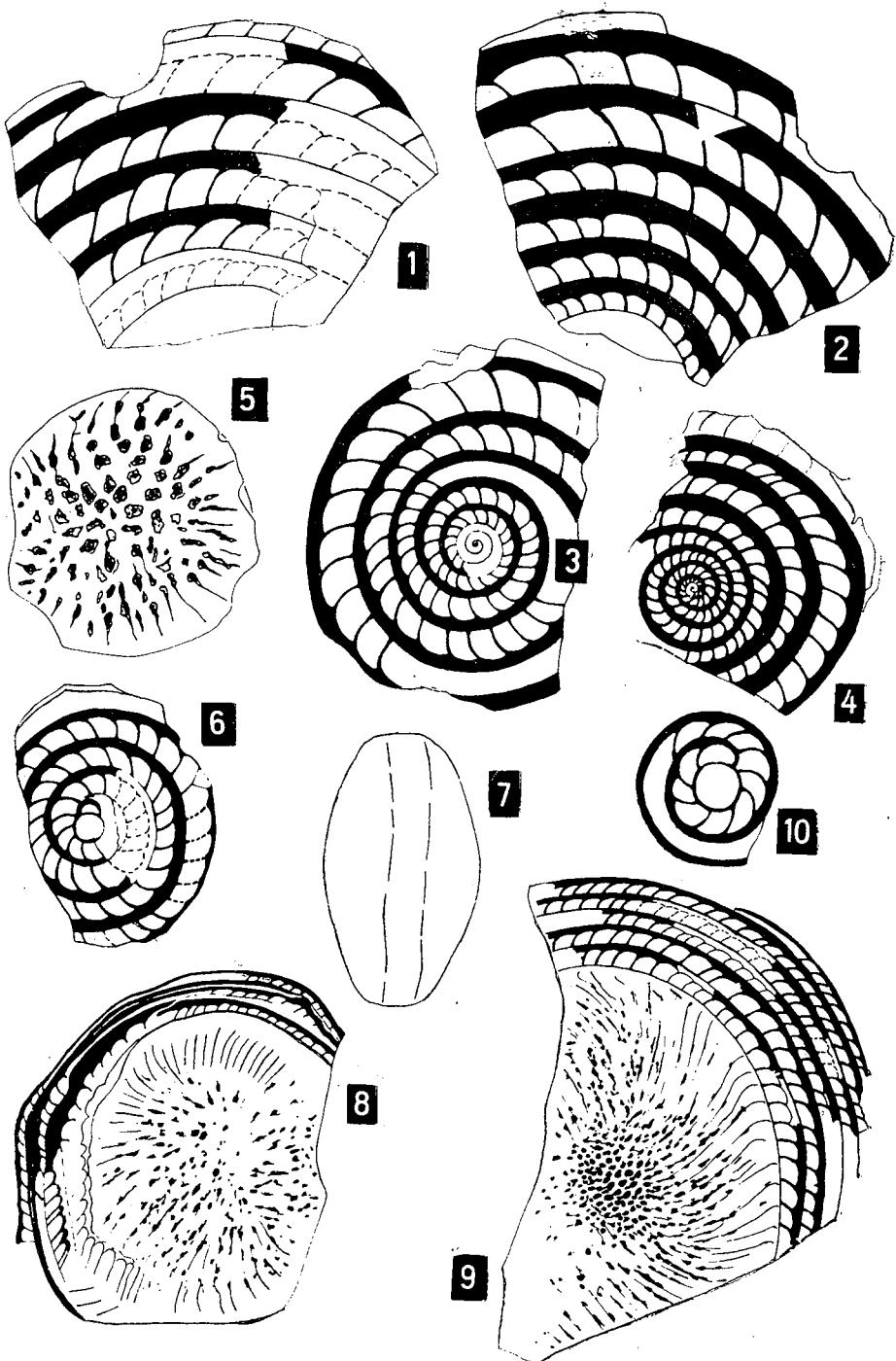
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. 72—73/4



Institutul Geologic al României

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

Pl. X



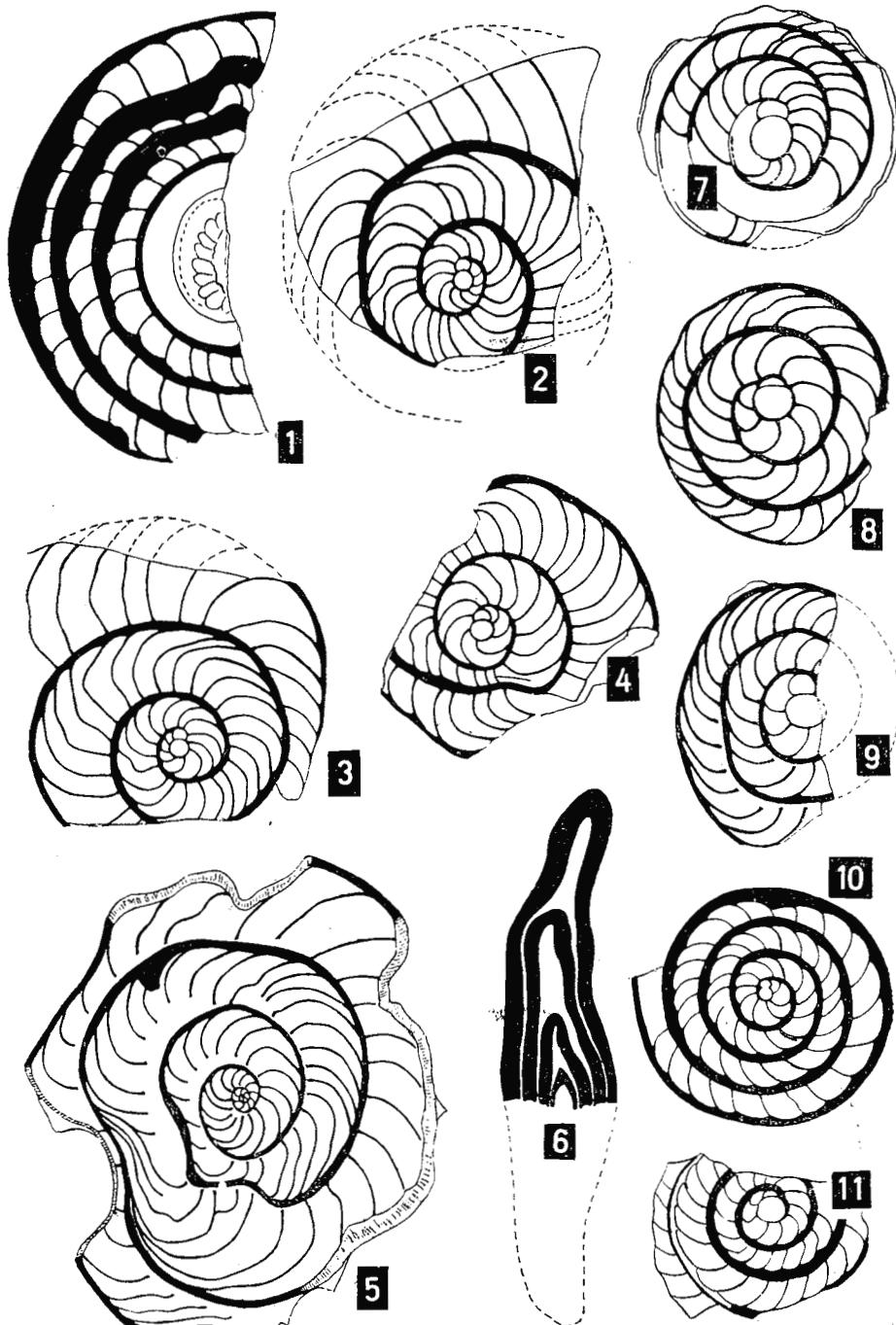
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4



Institutul Geologic al României

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

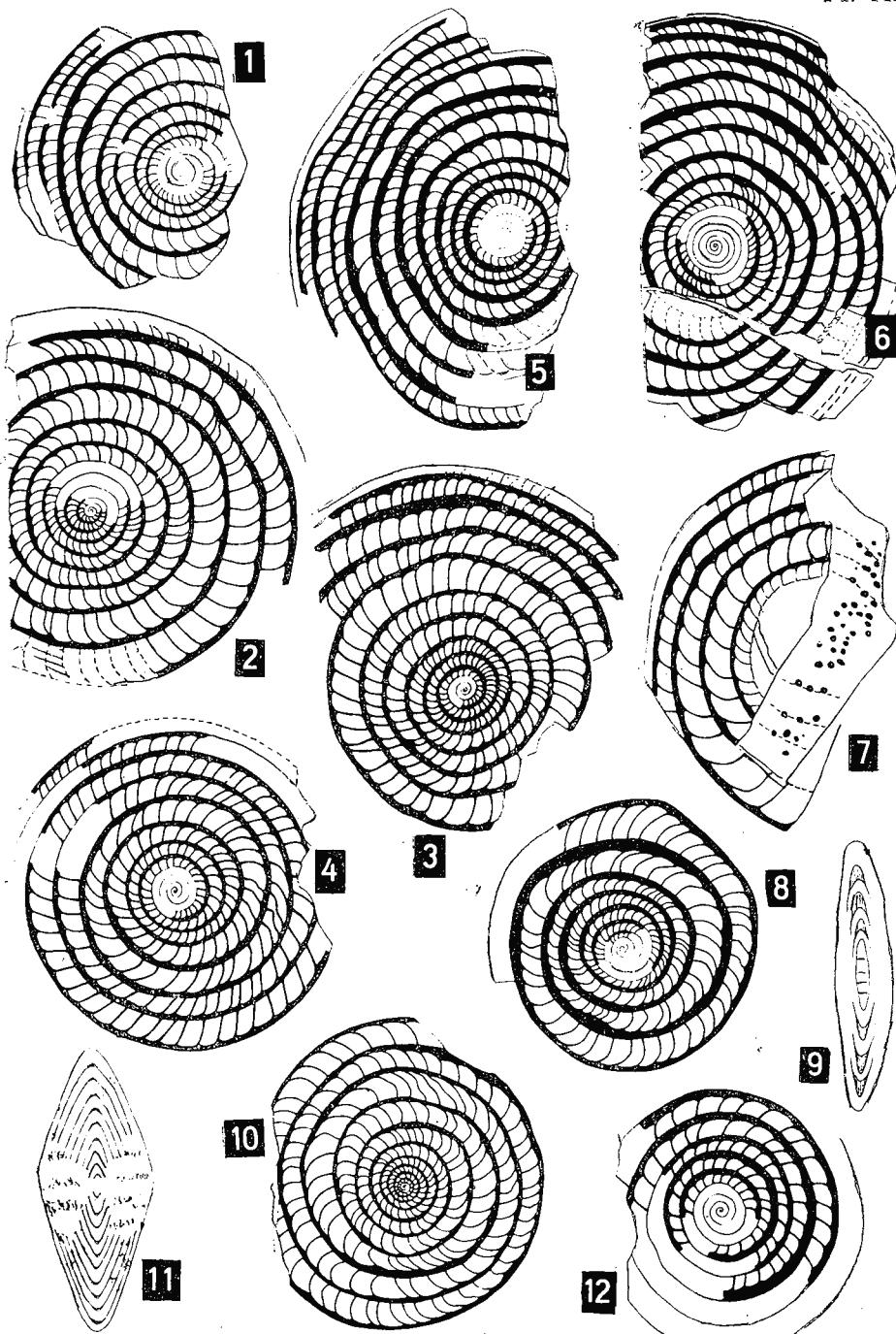
Pl. XI



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72-73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

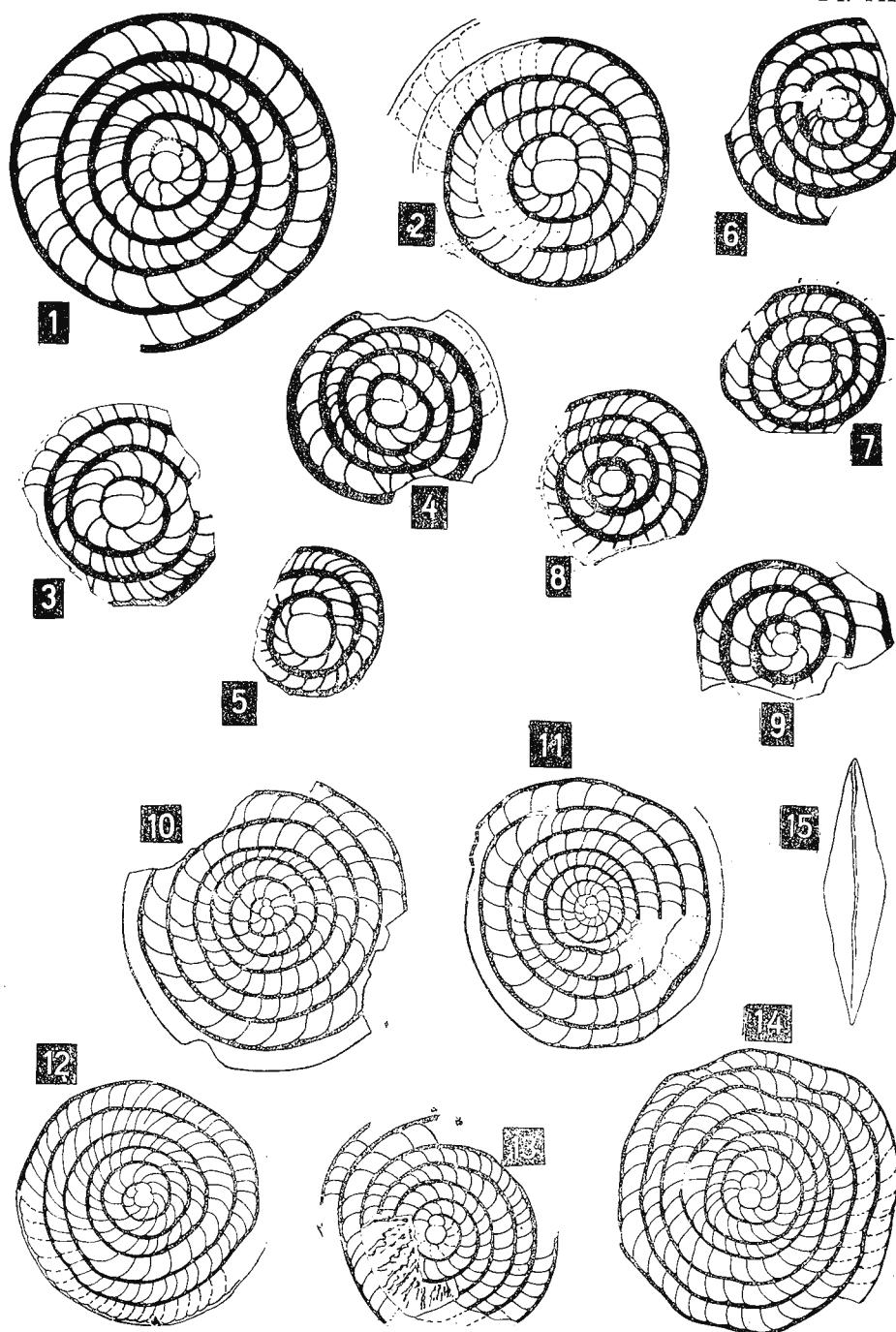
Pl. XII



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBÎTĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

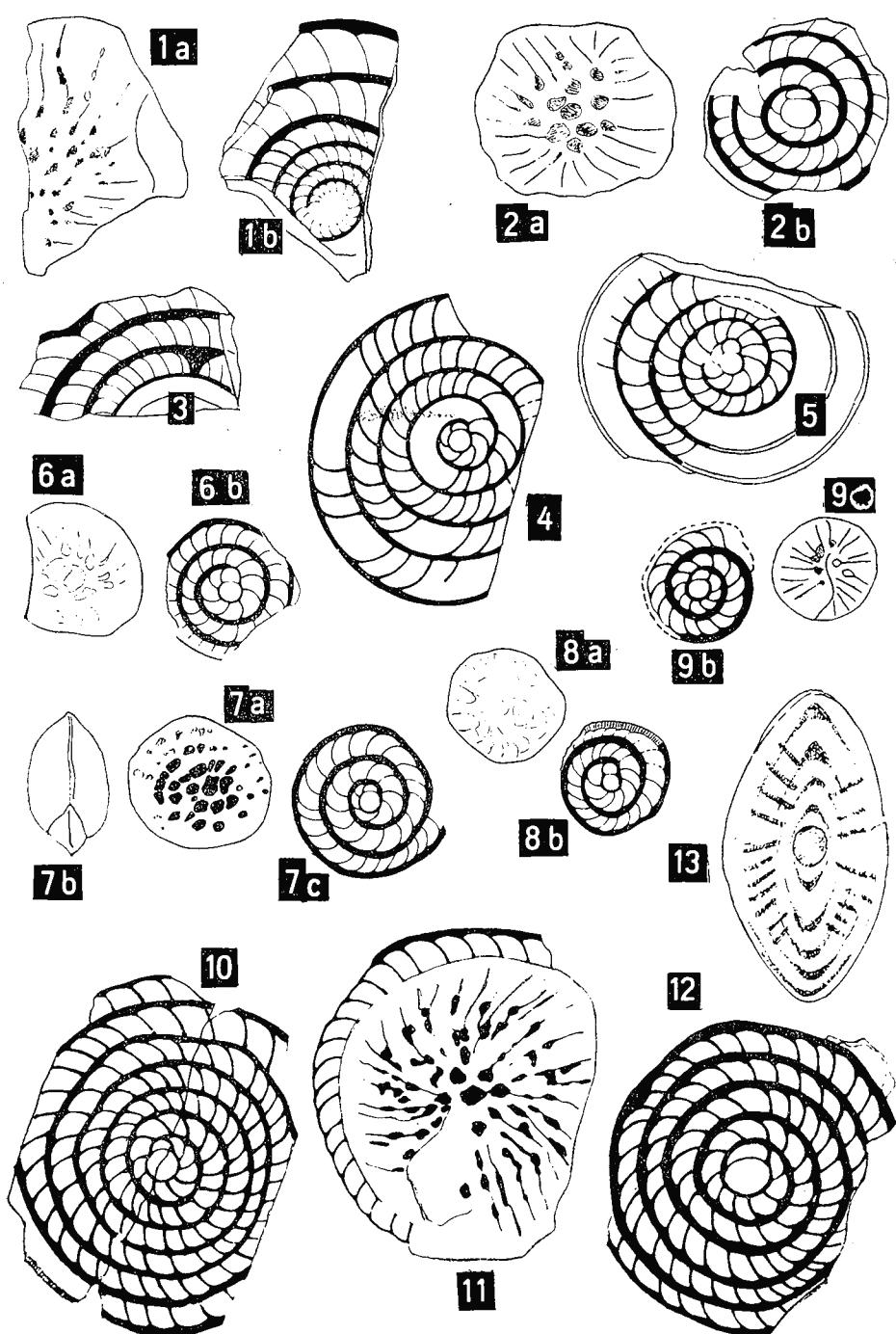
Pl. XIII



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

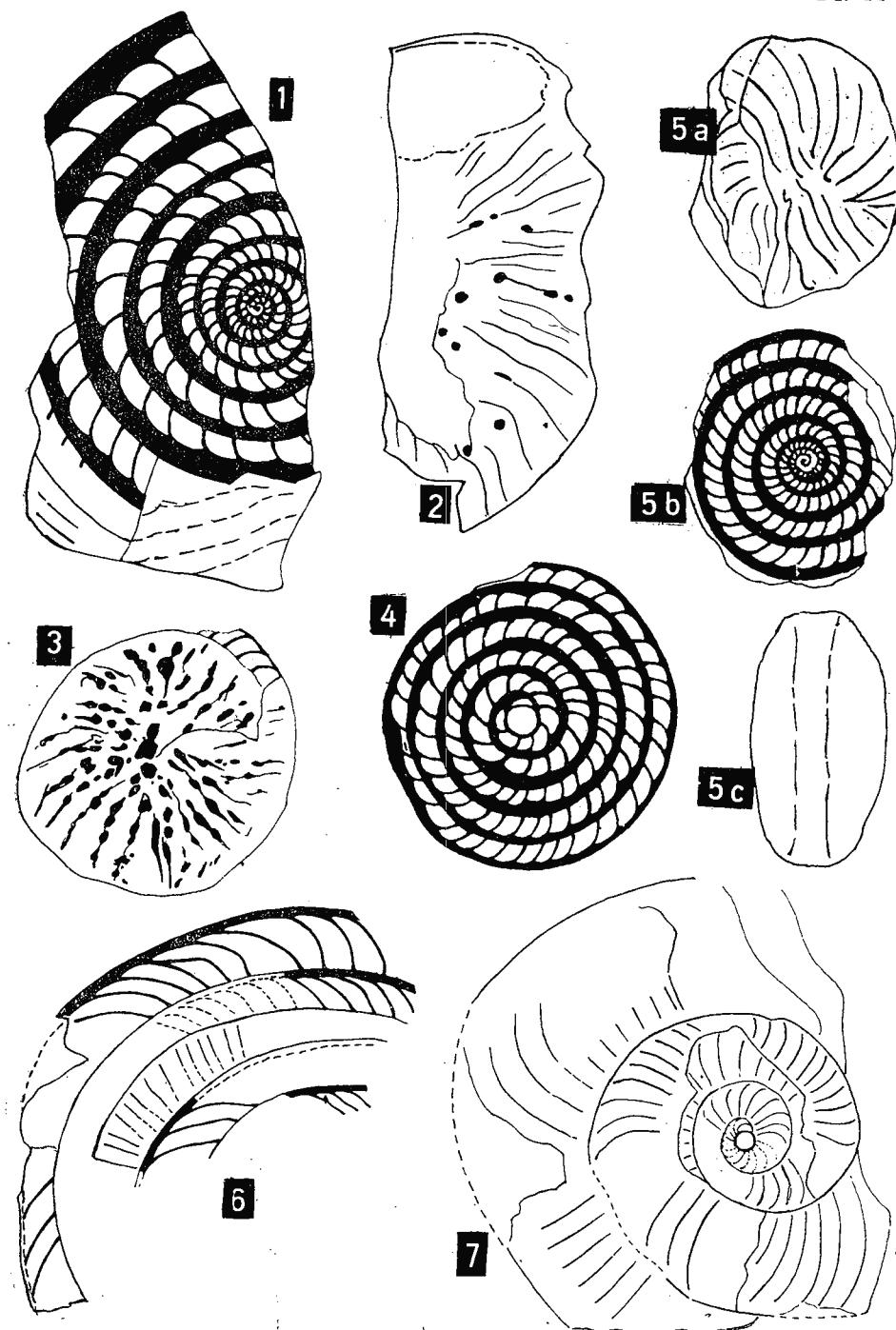
Pl. XIV



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

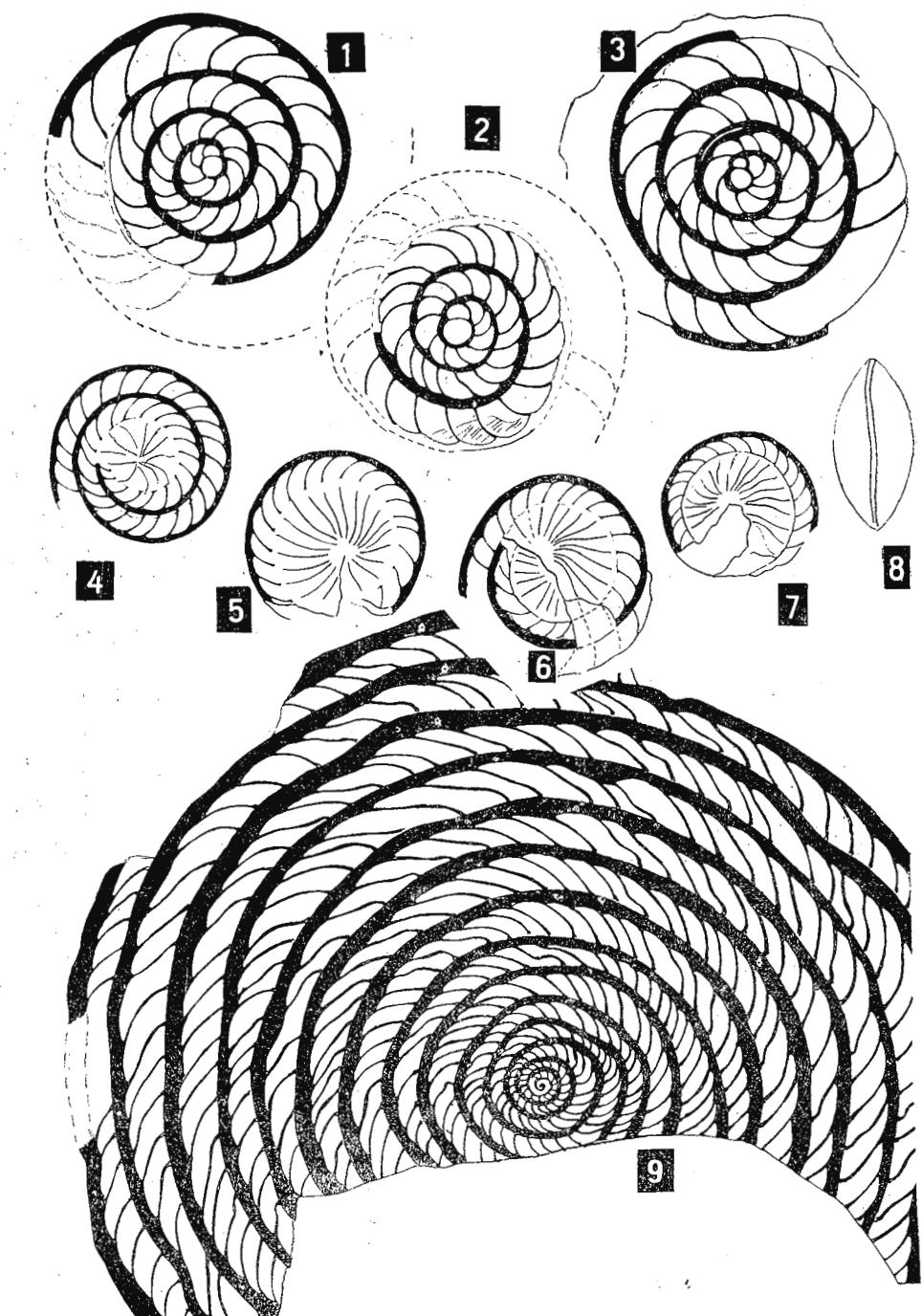
Pl. XV



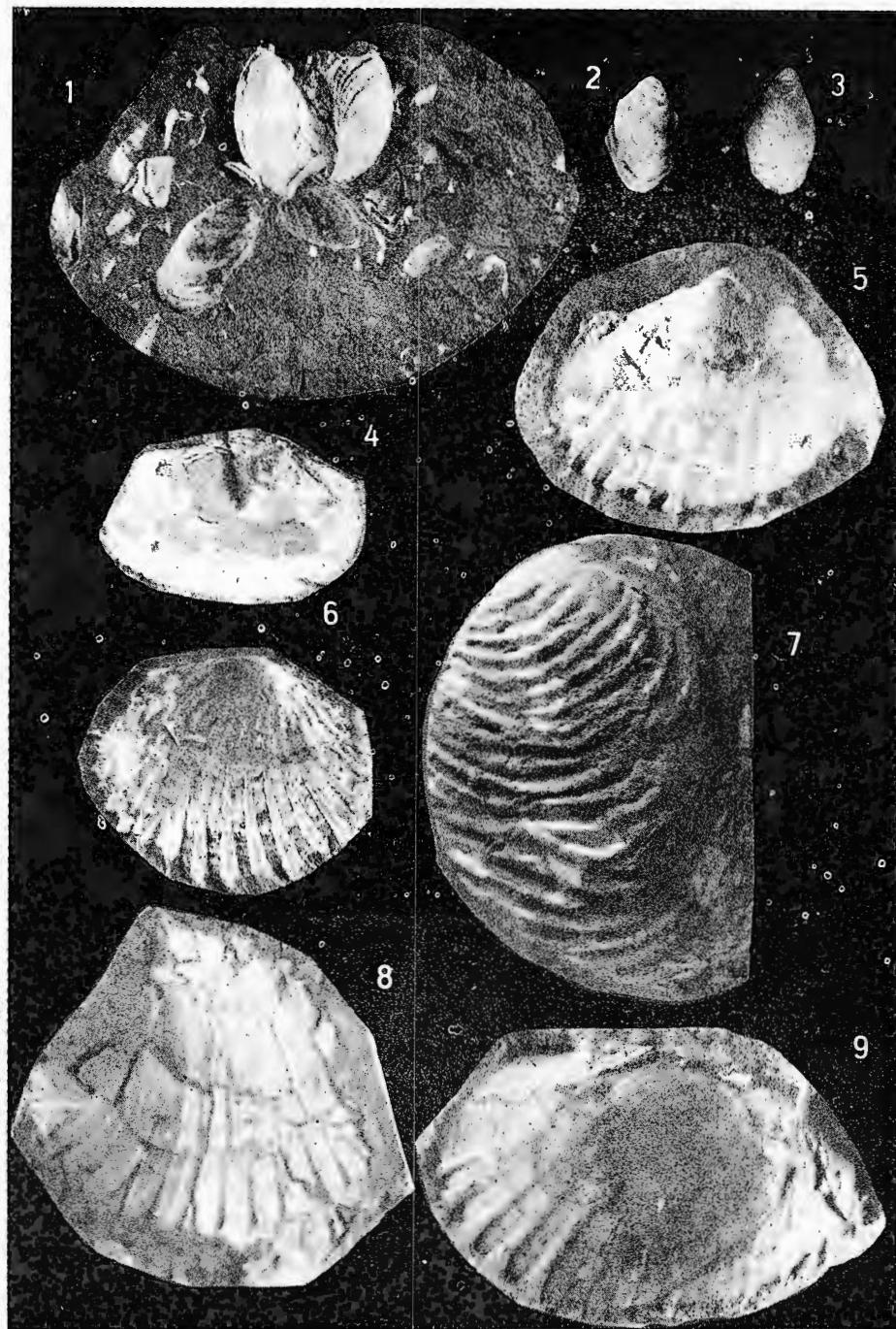
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. 72—73/4

G. BOMBITĂ. Etages nummulitiques dans la plate-forme moldave.

Pl. XVI



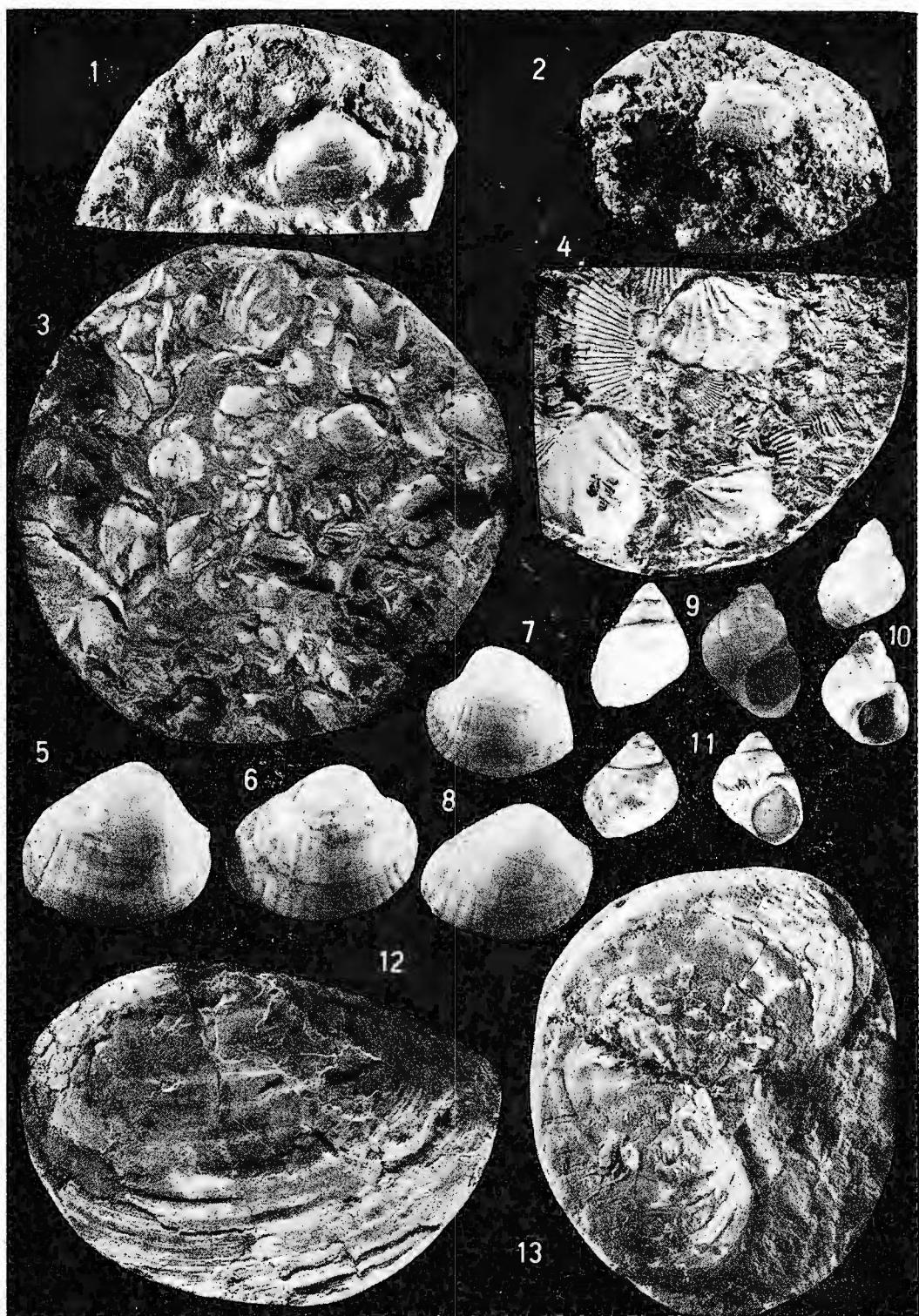
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4



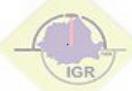
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

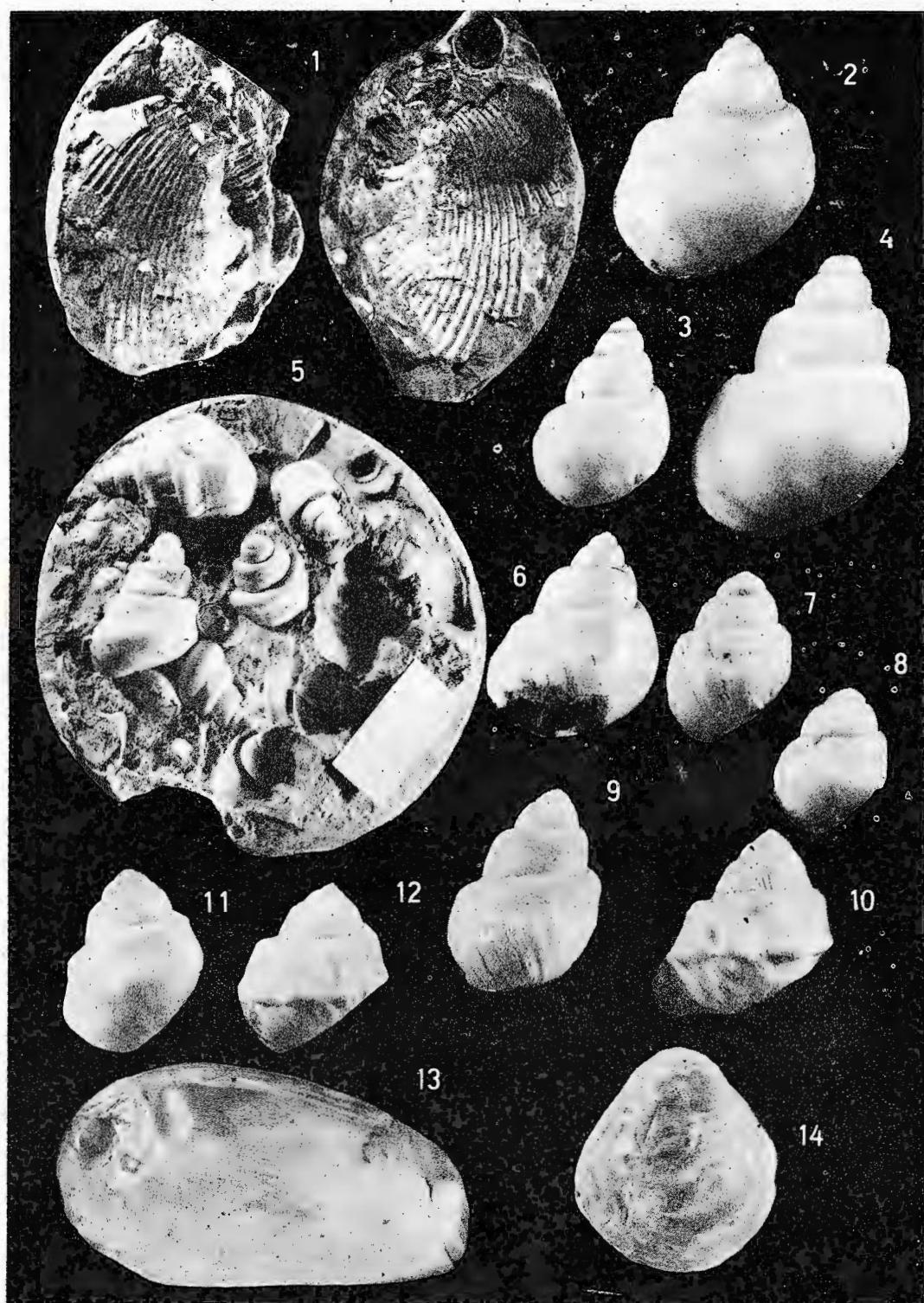


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României





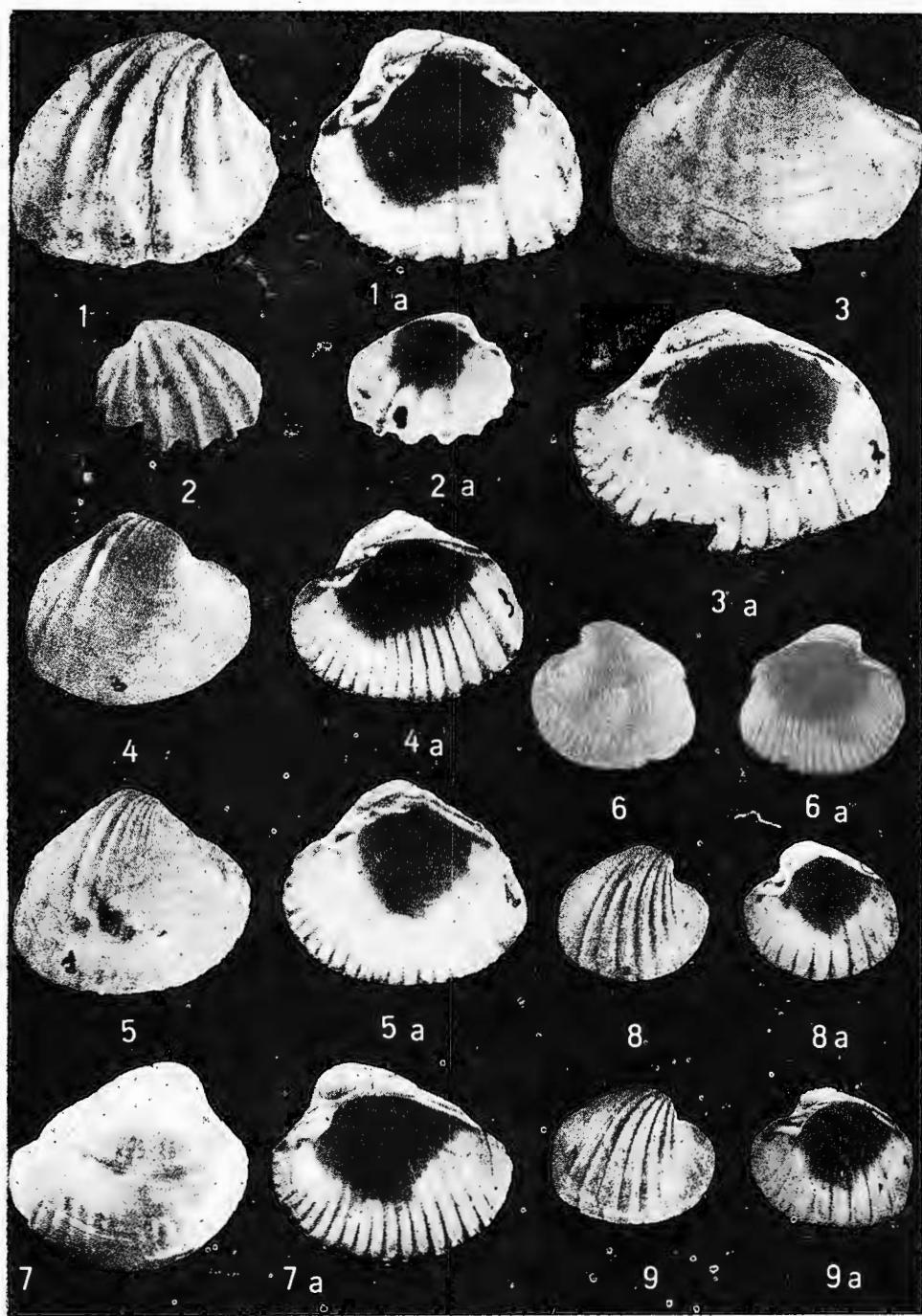
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

FL. MARINESCU, I PAPAIANOPOL. Formation à charbon du
Dacien d'Oltenia.

Pl. II.

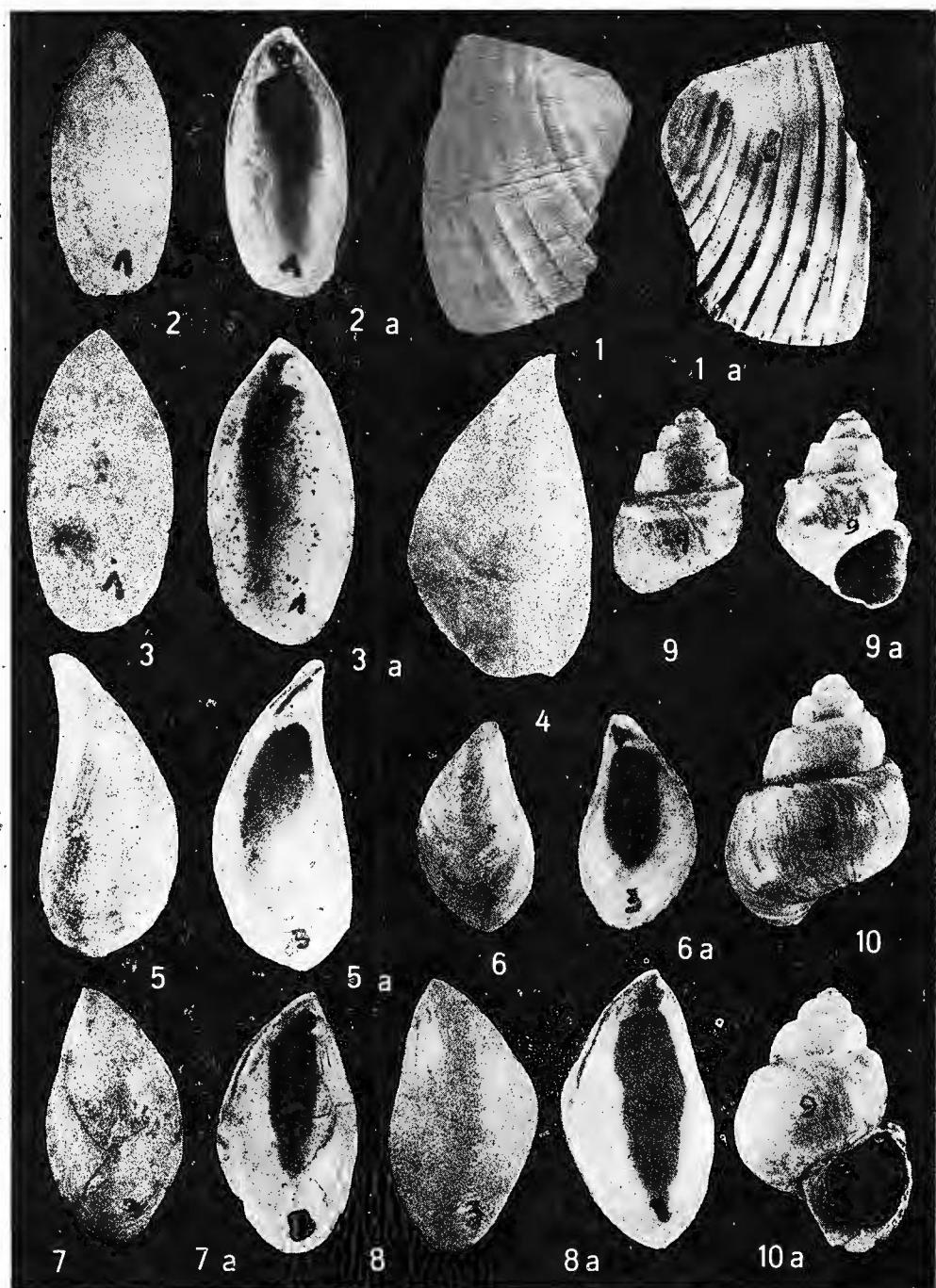


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seama ale ședintelor. vol. 72-73/4

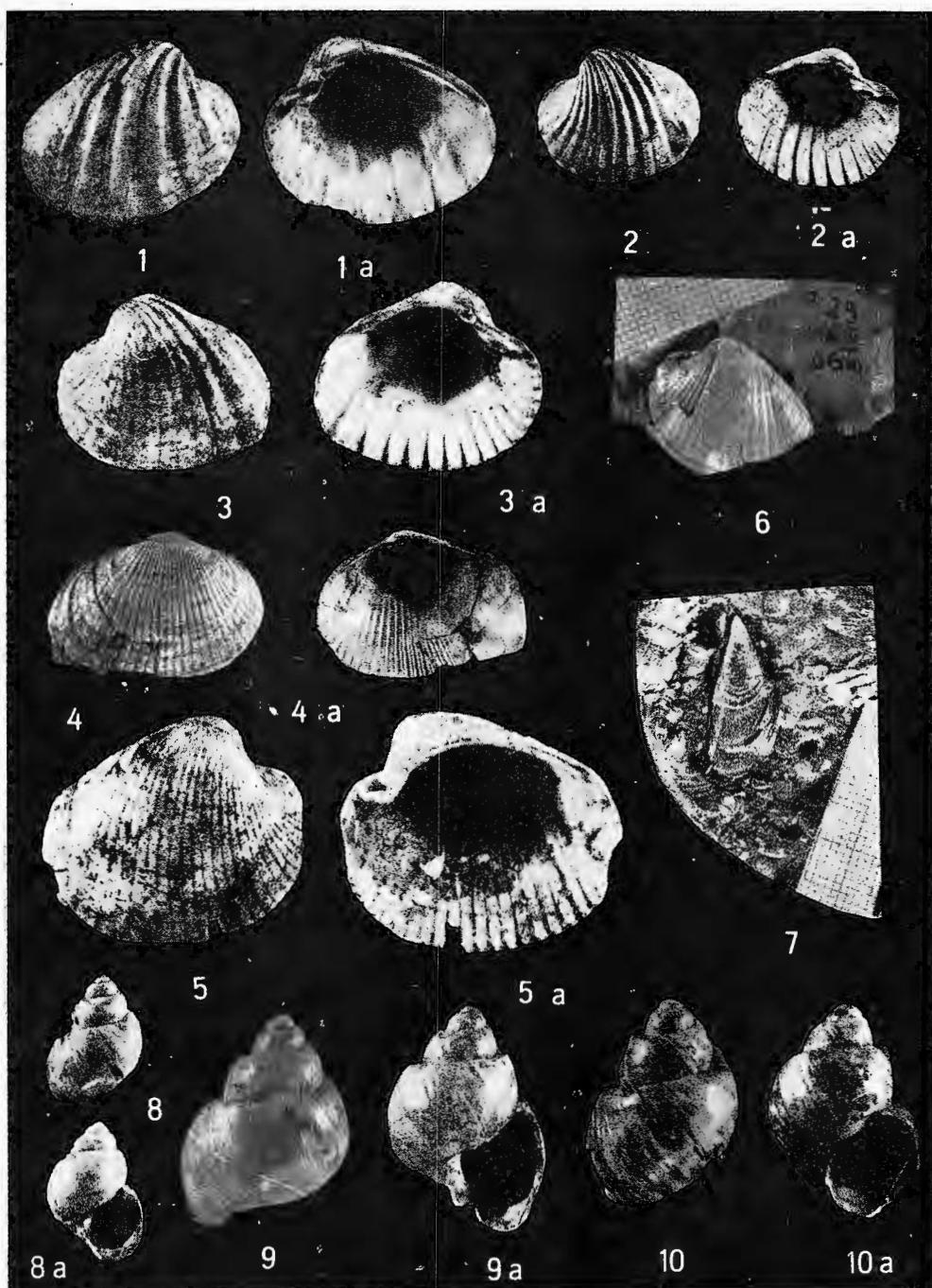


Institutul Geologic al României

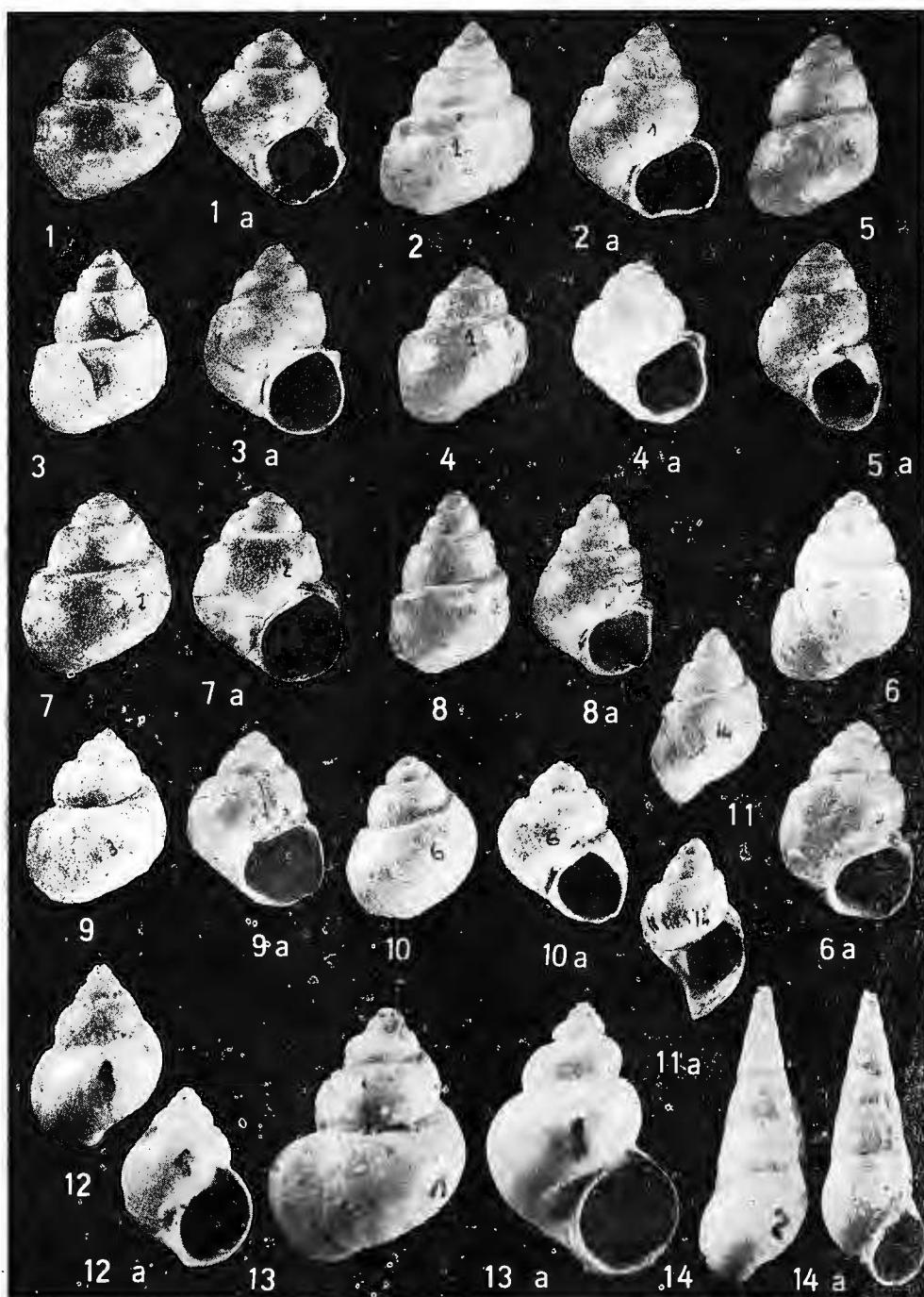




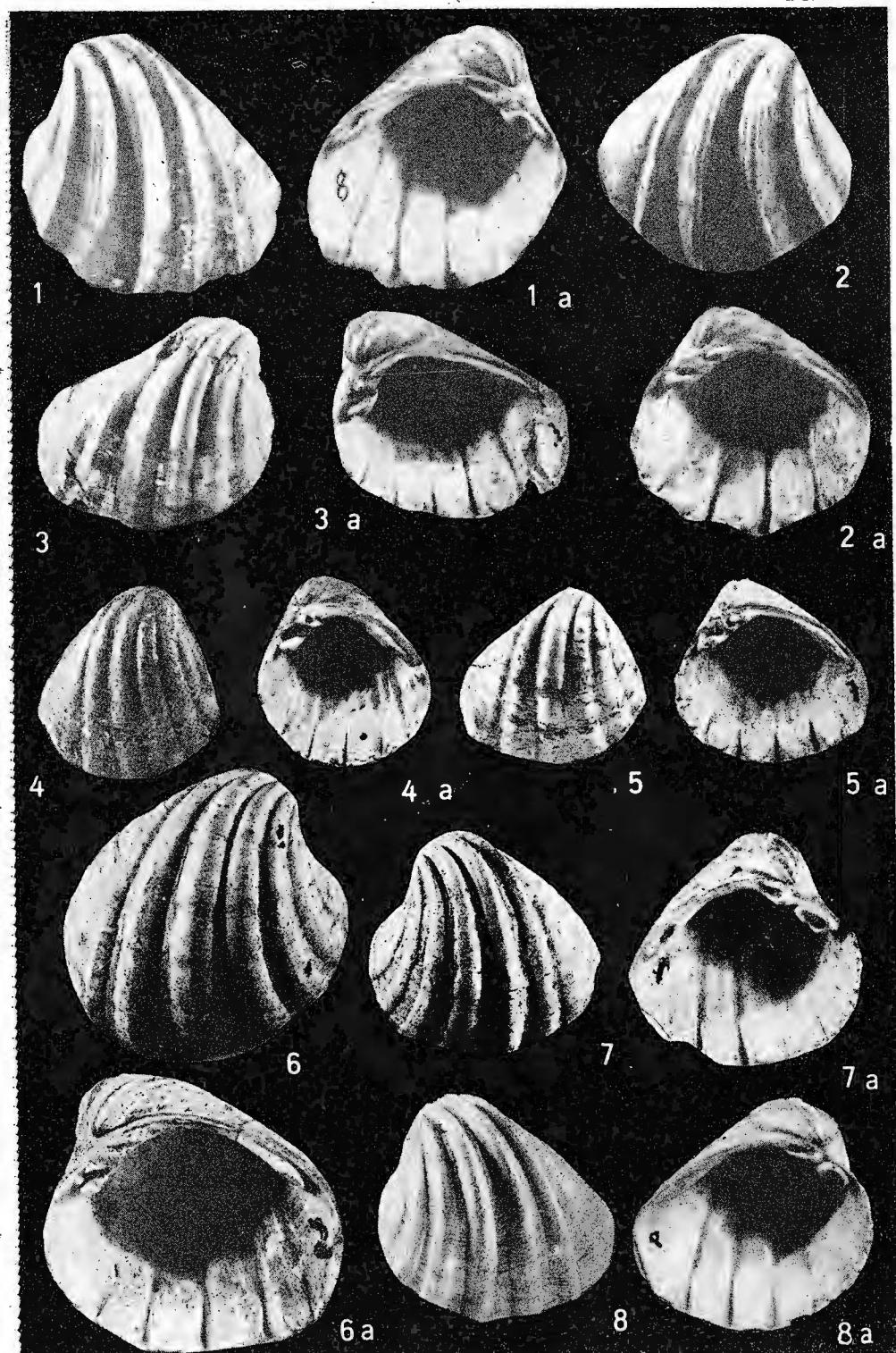
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



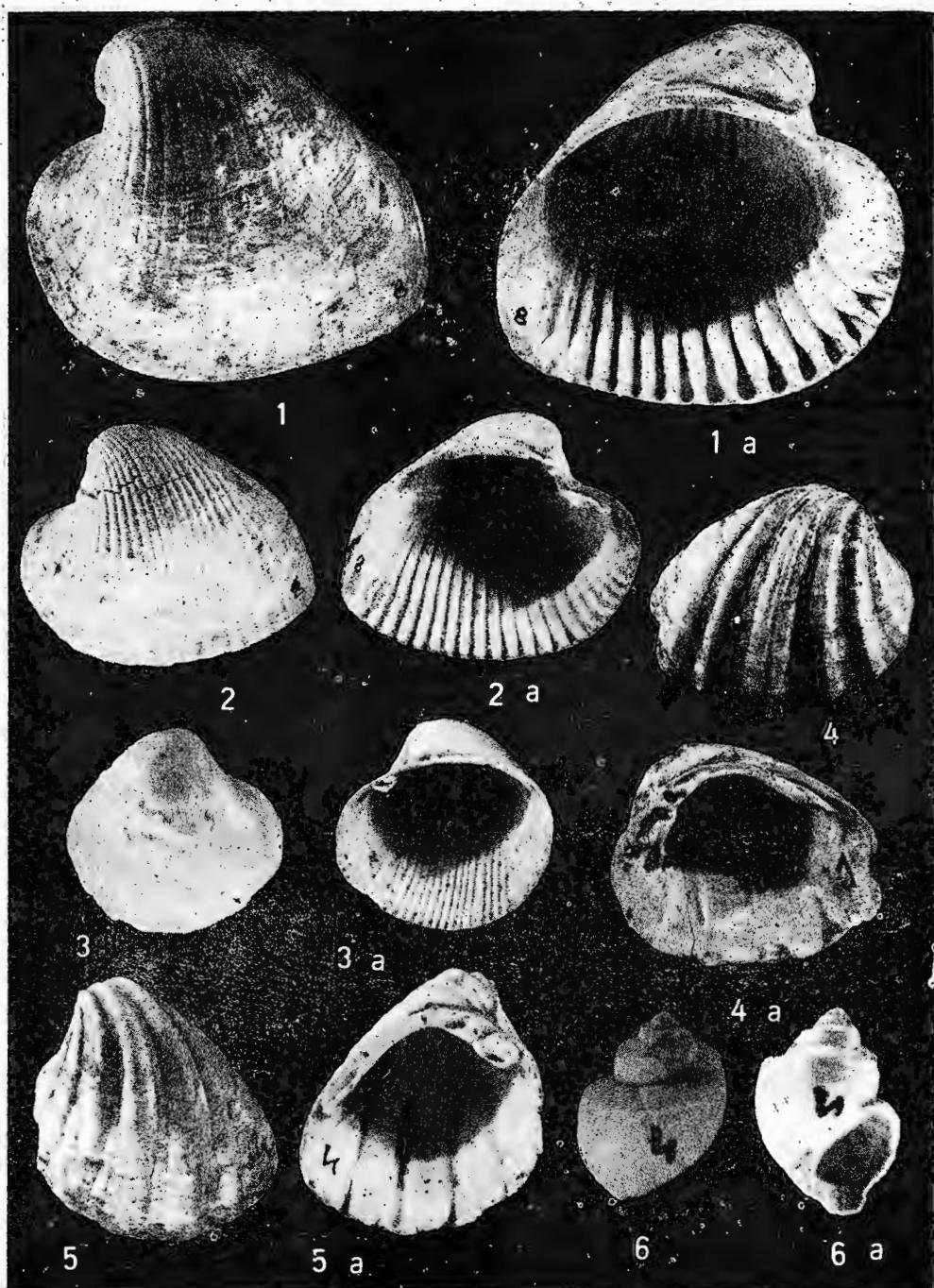
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



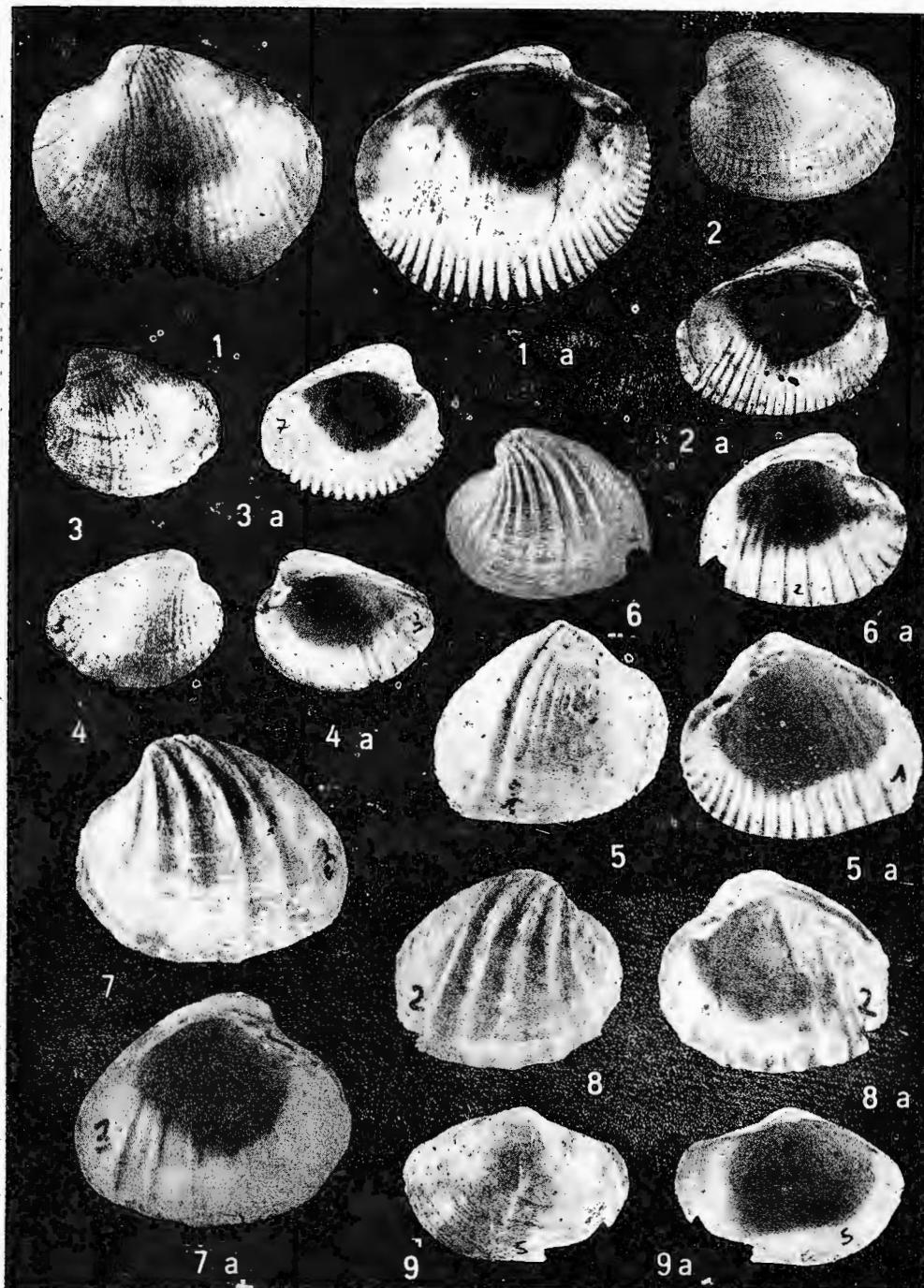
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seama ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

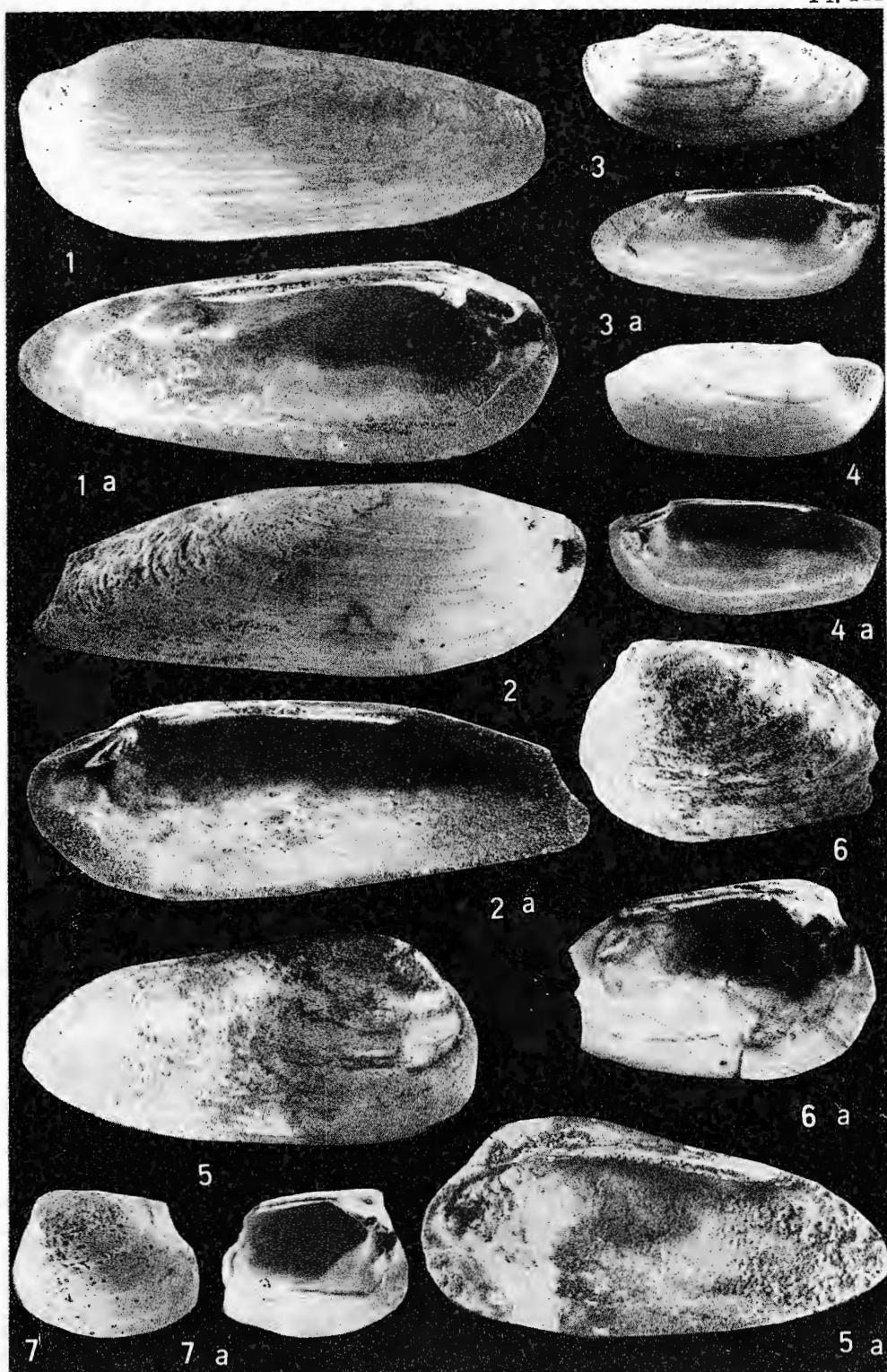


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

BIBLIOTECĂ

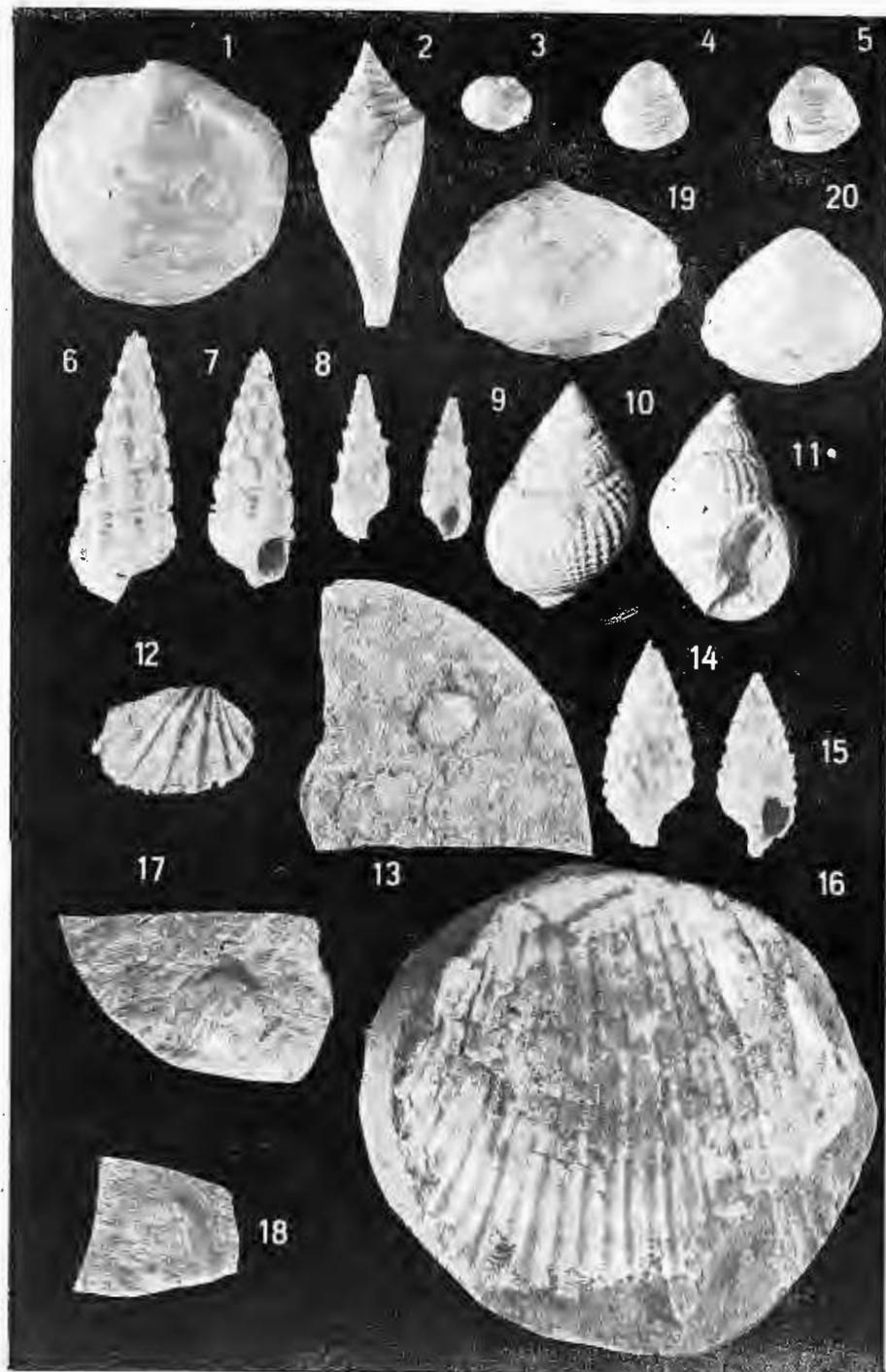


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de scamă ale ședințelor vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României

C. MIHĂILESCU et al. Neogenul din fărăje în depresiunea
Lugoj-Lăpușiu.



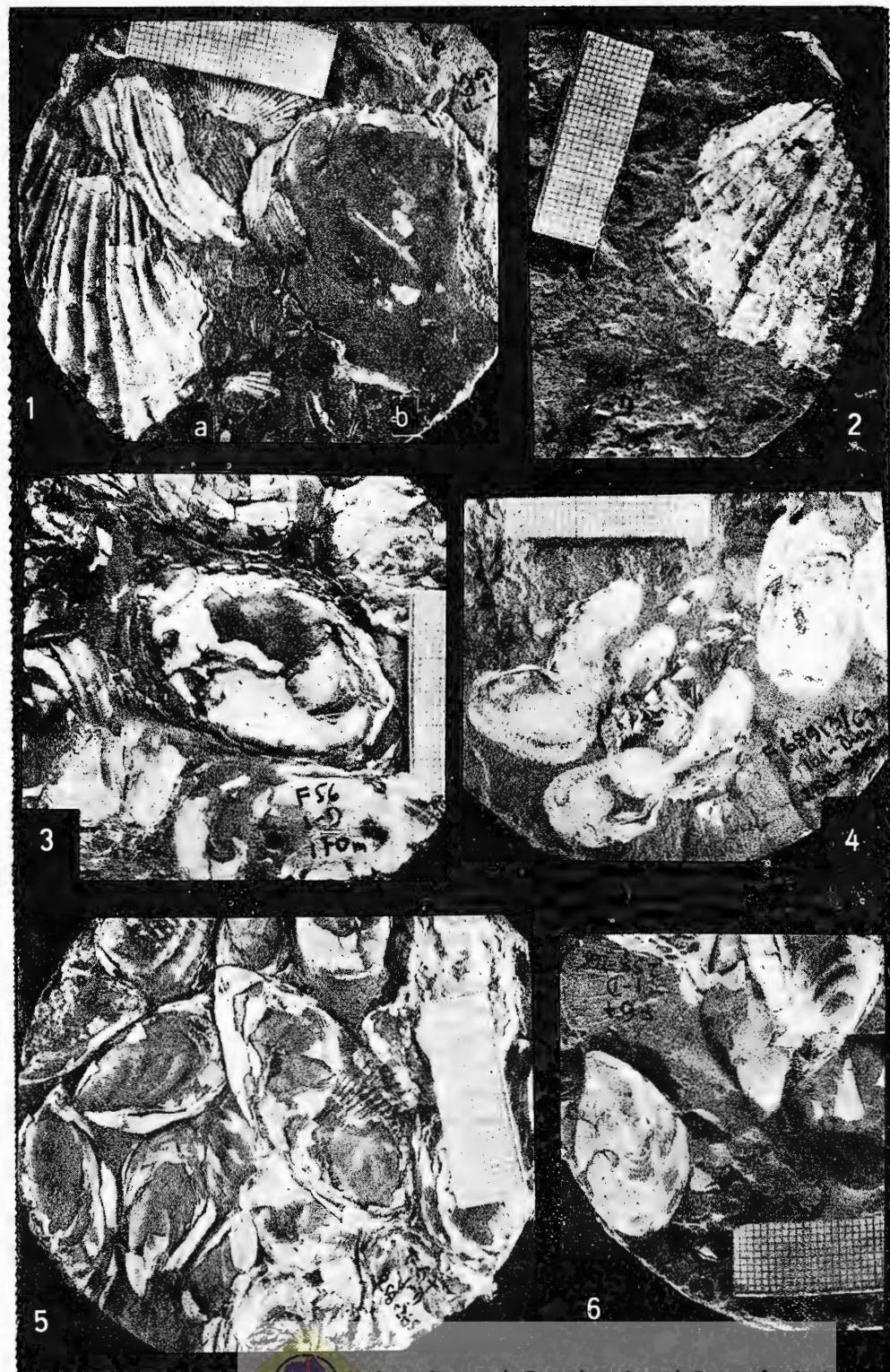
Institutul de Geologie și Geofizică. *Dile de seamă ale ședințelor* vol. 72-73/4

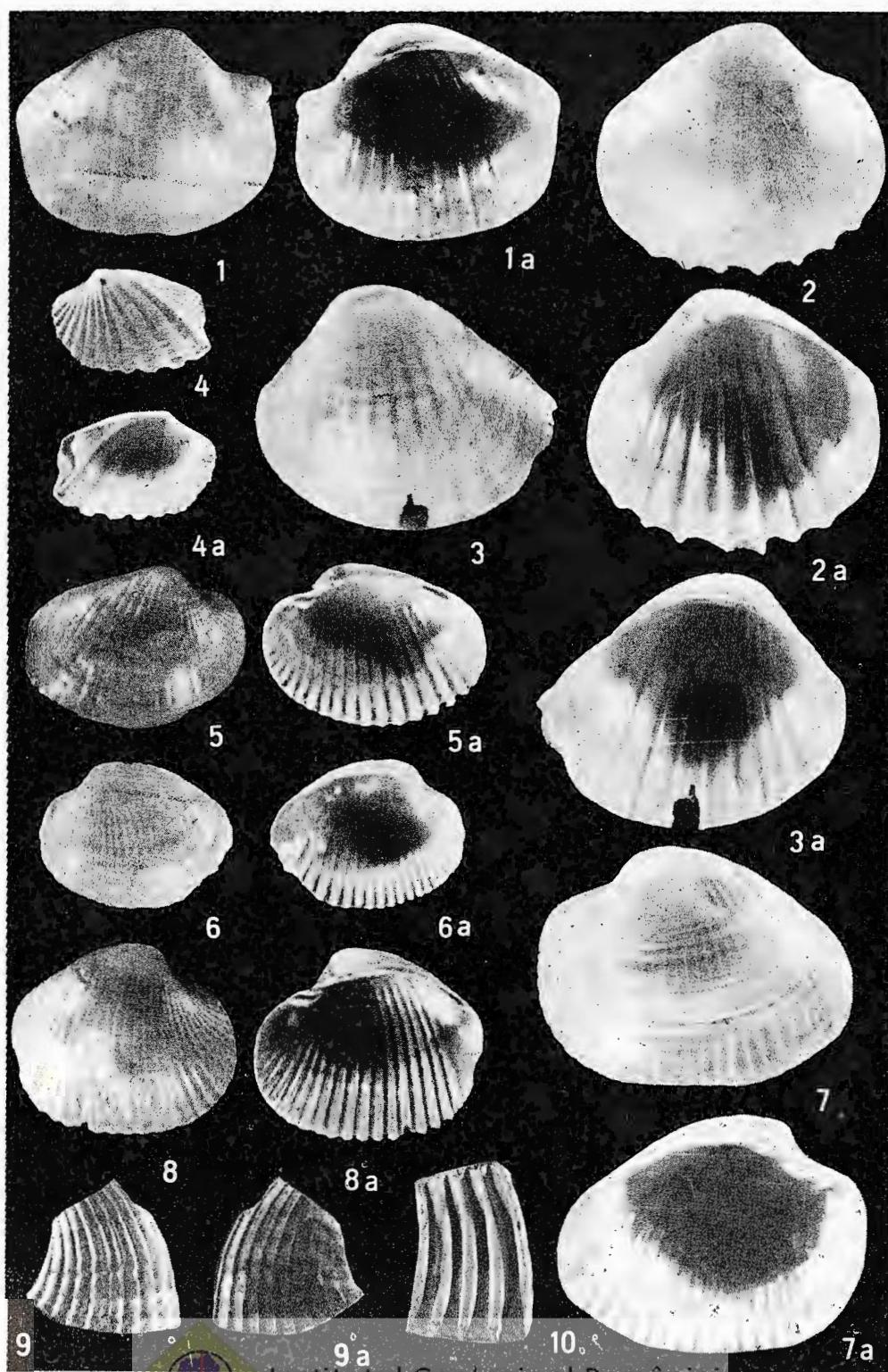


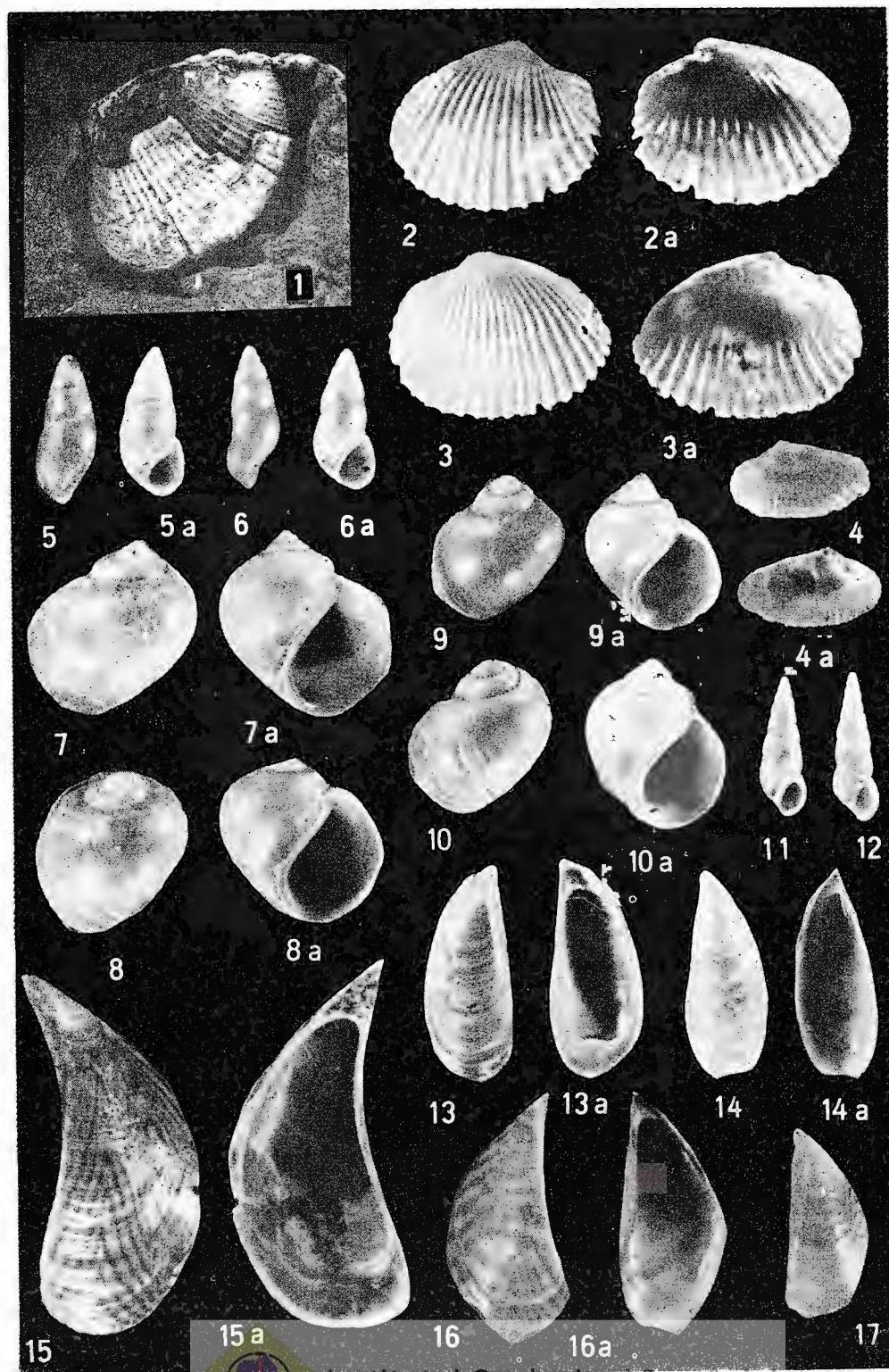
Institutul Geologic al României

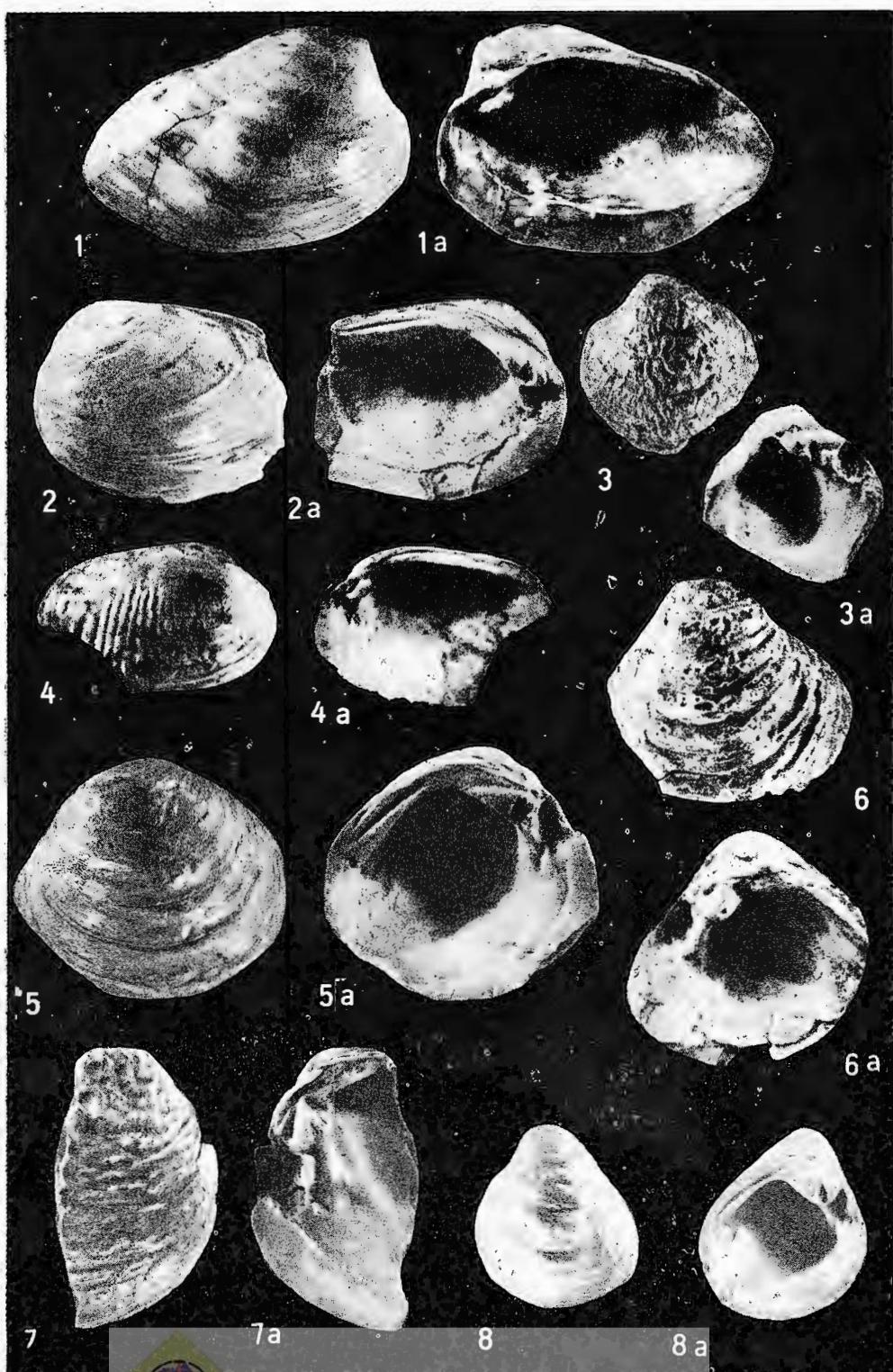


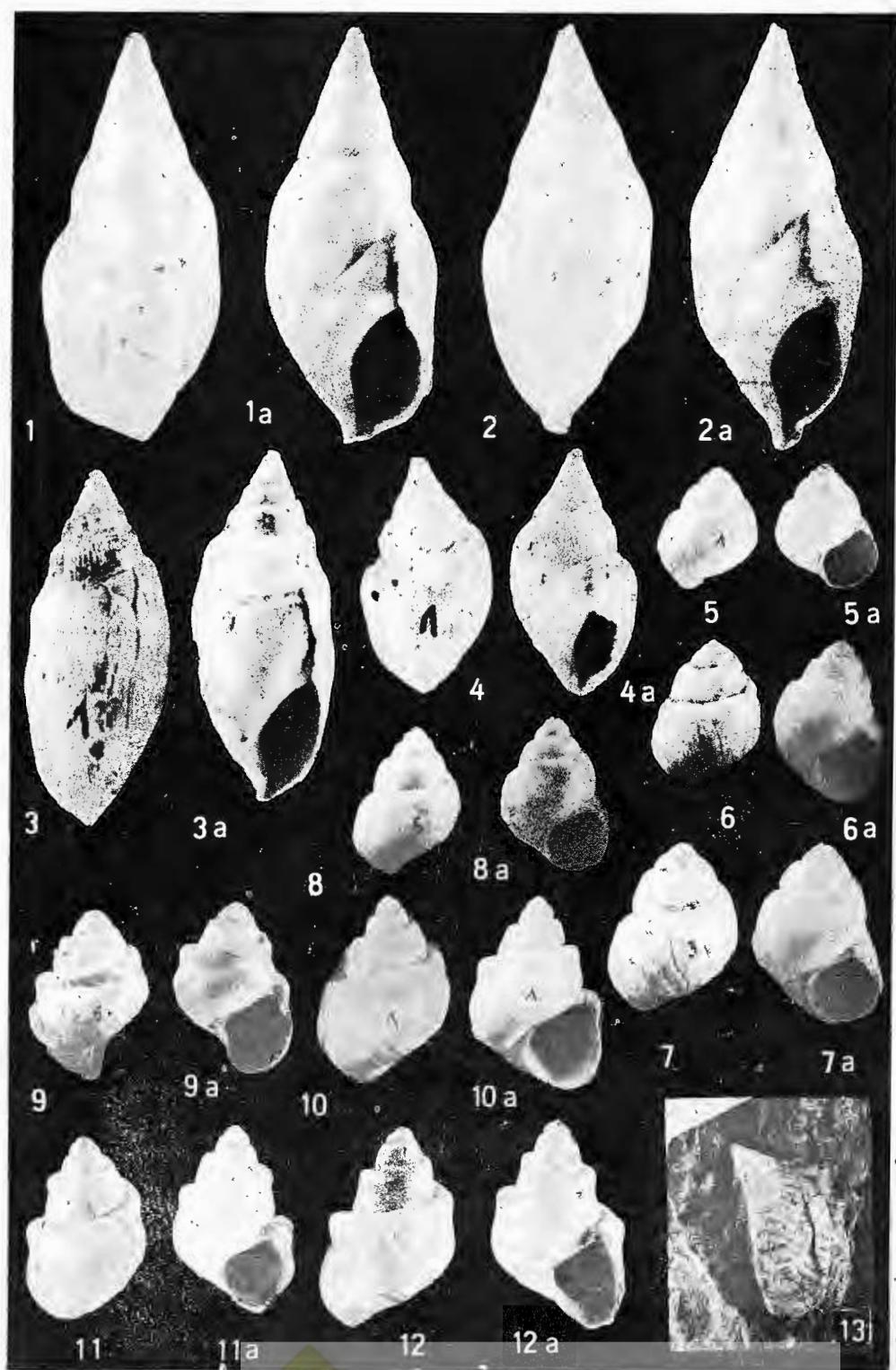
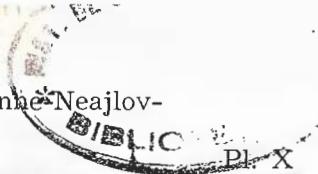
Institutul Geologic al României

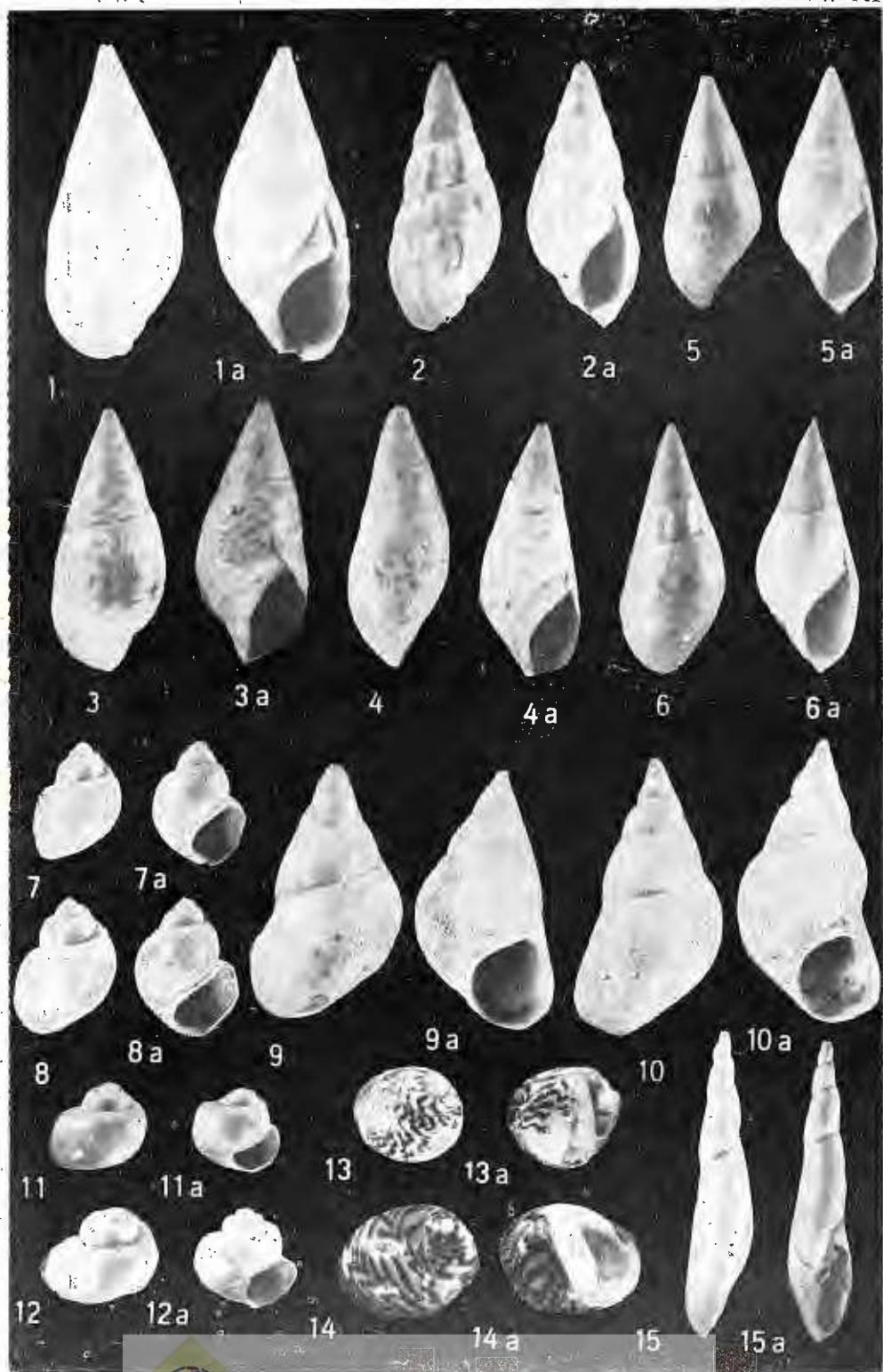


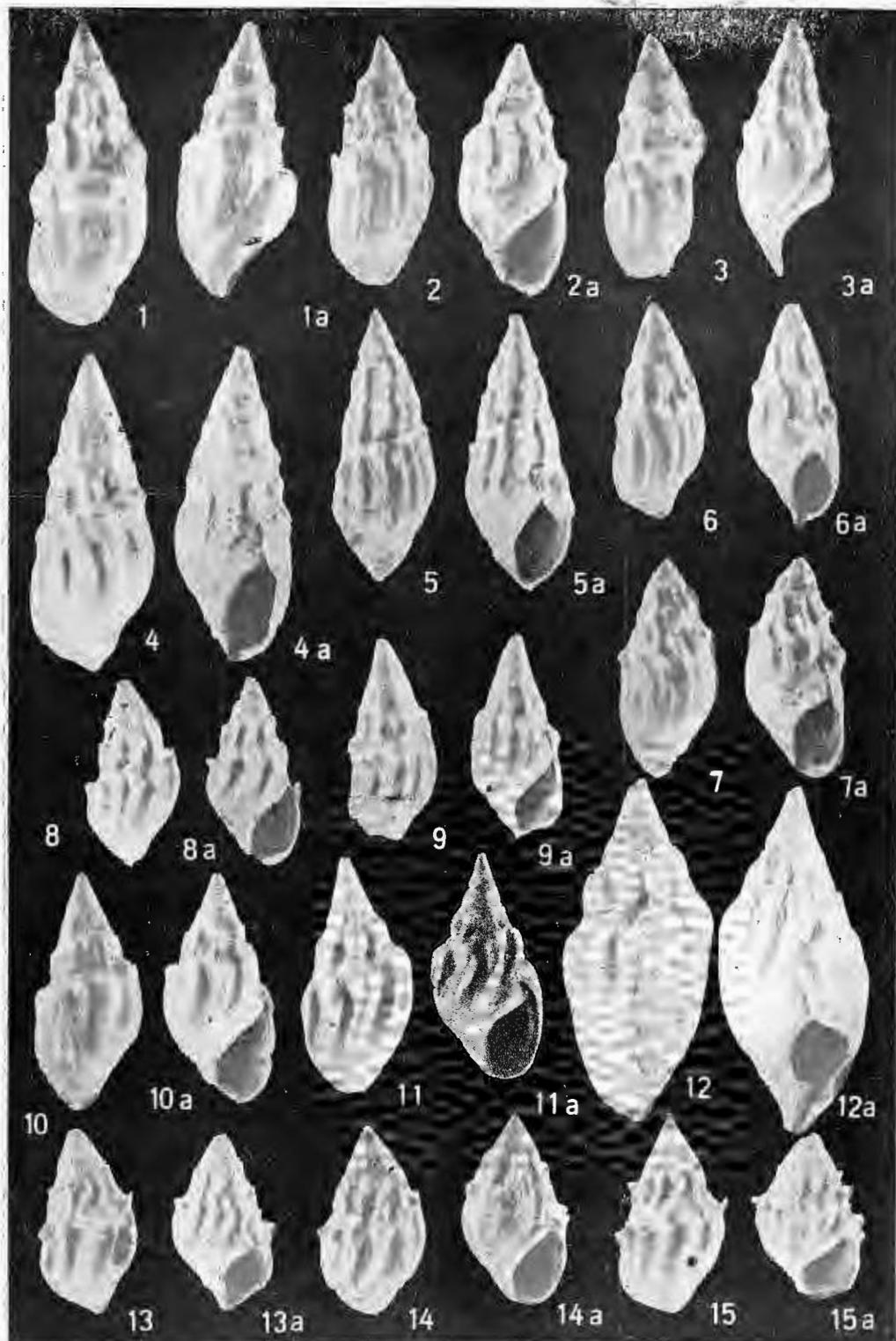


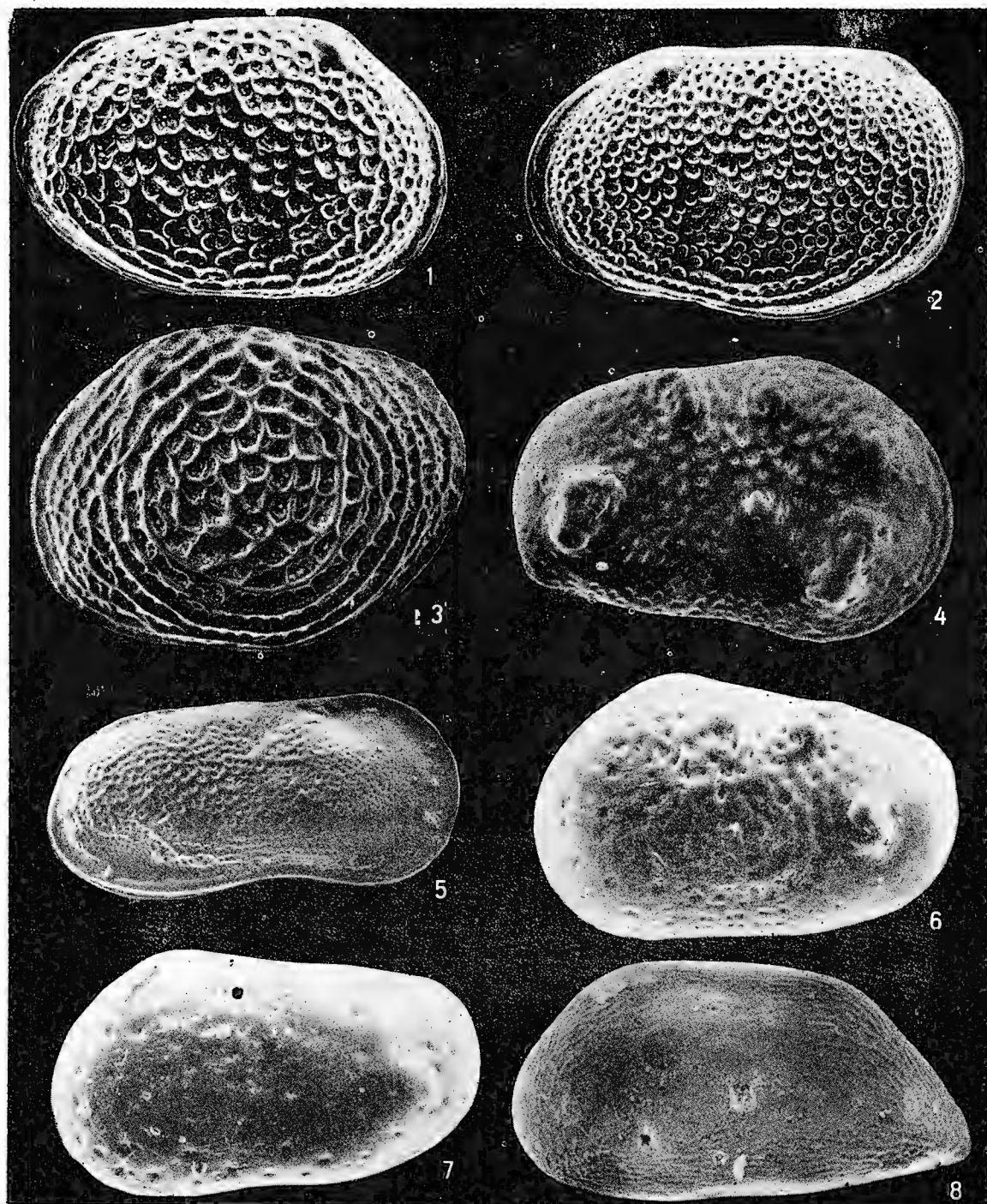




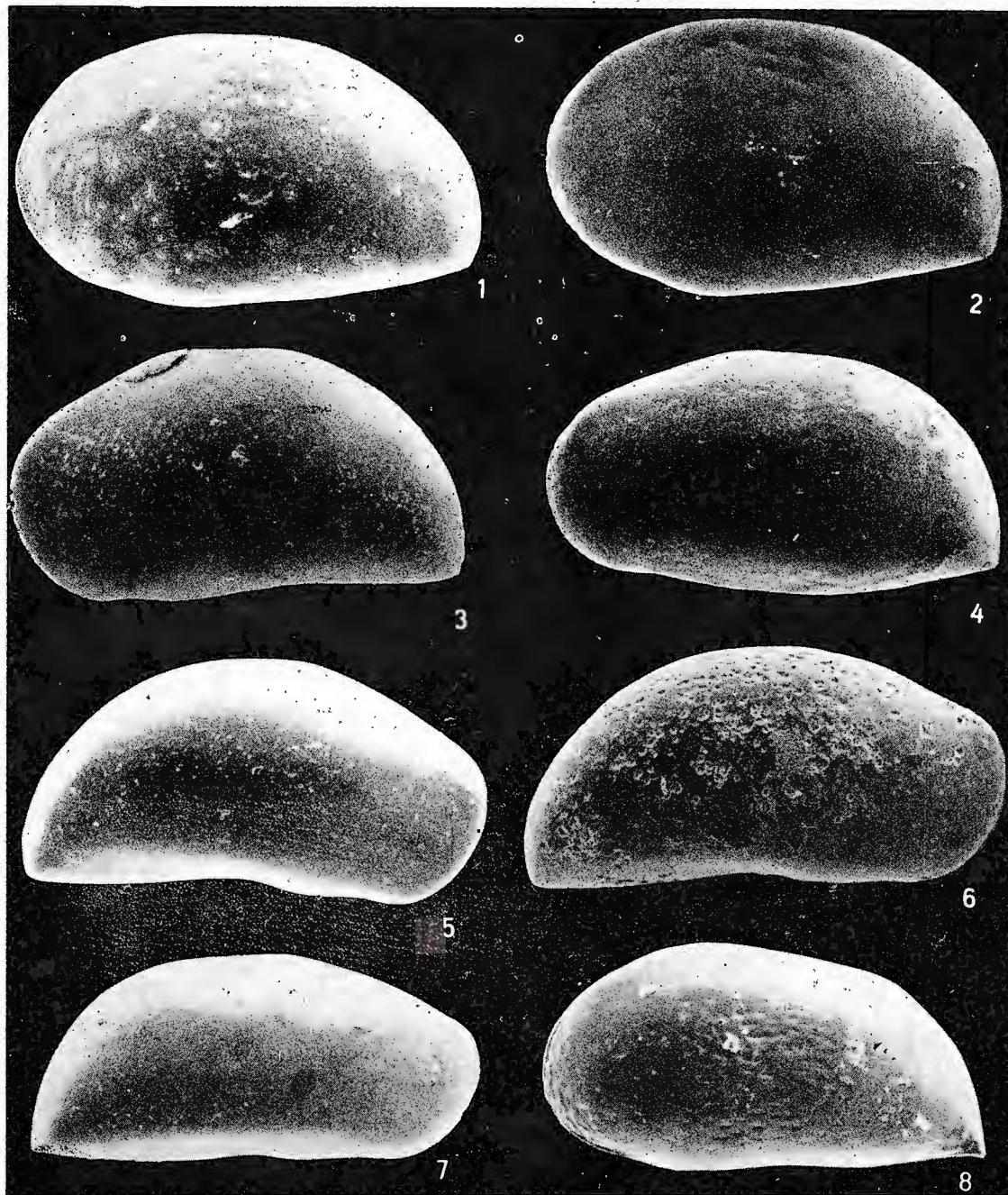








Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72-73/4

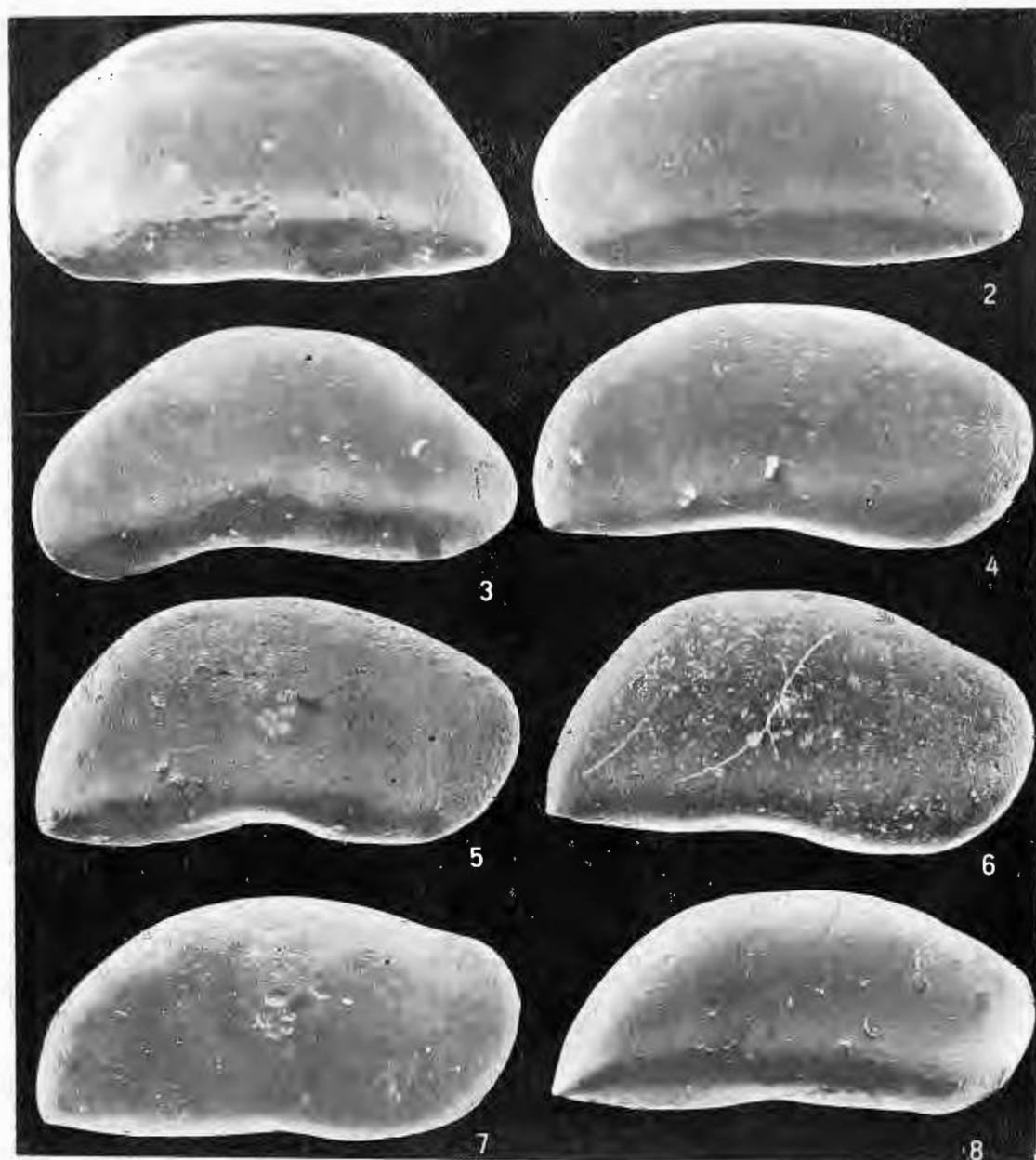


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor vol. 72

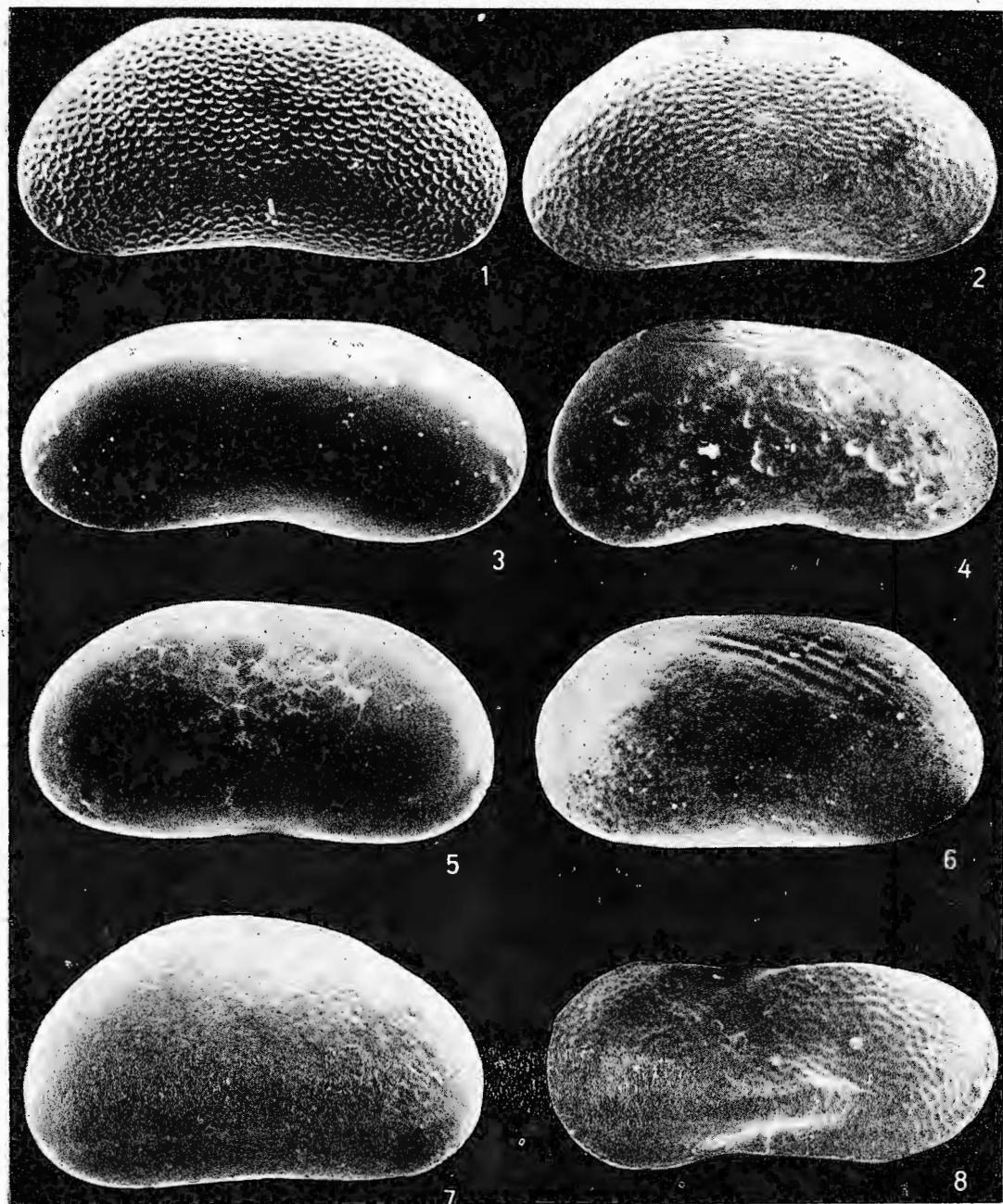
DE SEBASTIE 8/1972



Institutul Geologic al României



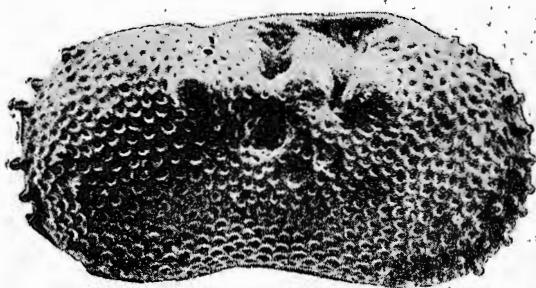
Institutul de Geologie și Geofizică Dărji de Isamă ale ředintelor vol. 72-73/4



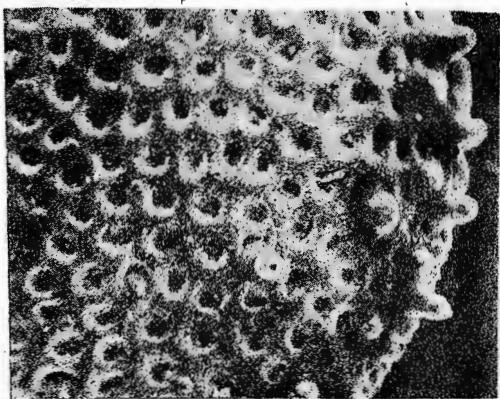
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sedimentelor, vol. 72—73/4



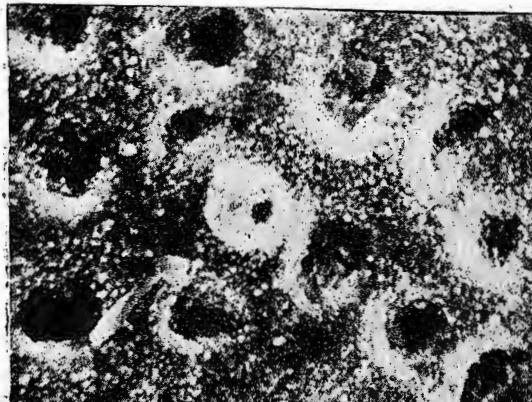
Institutul Geologic al României



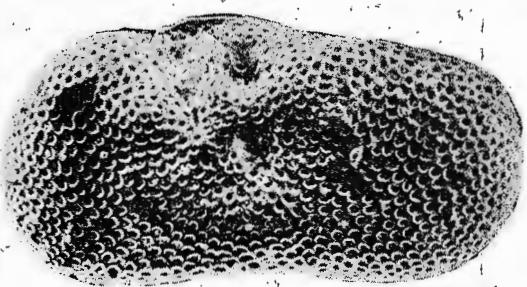
1



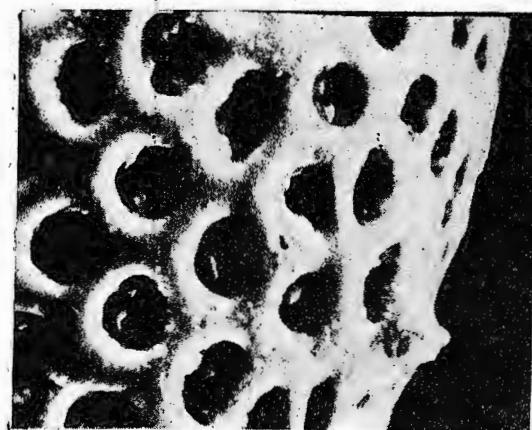
2



3



4



5

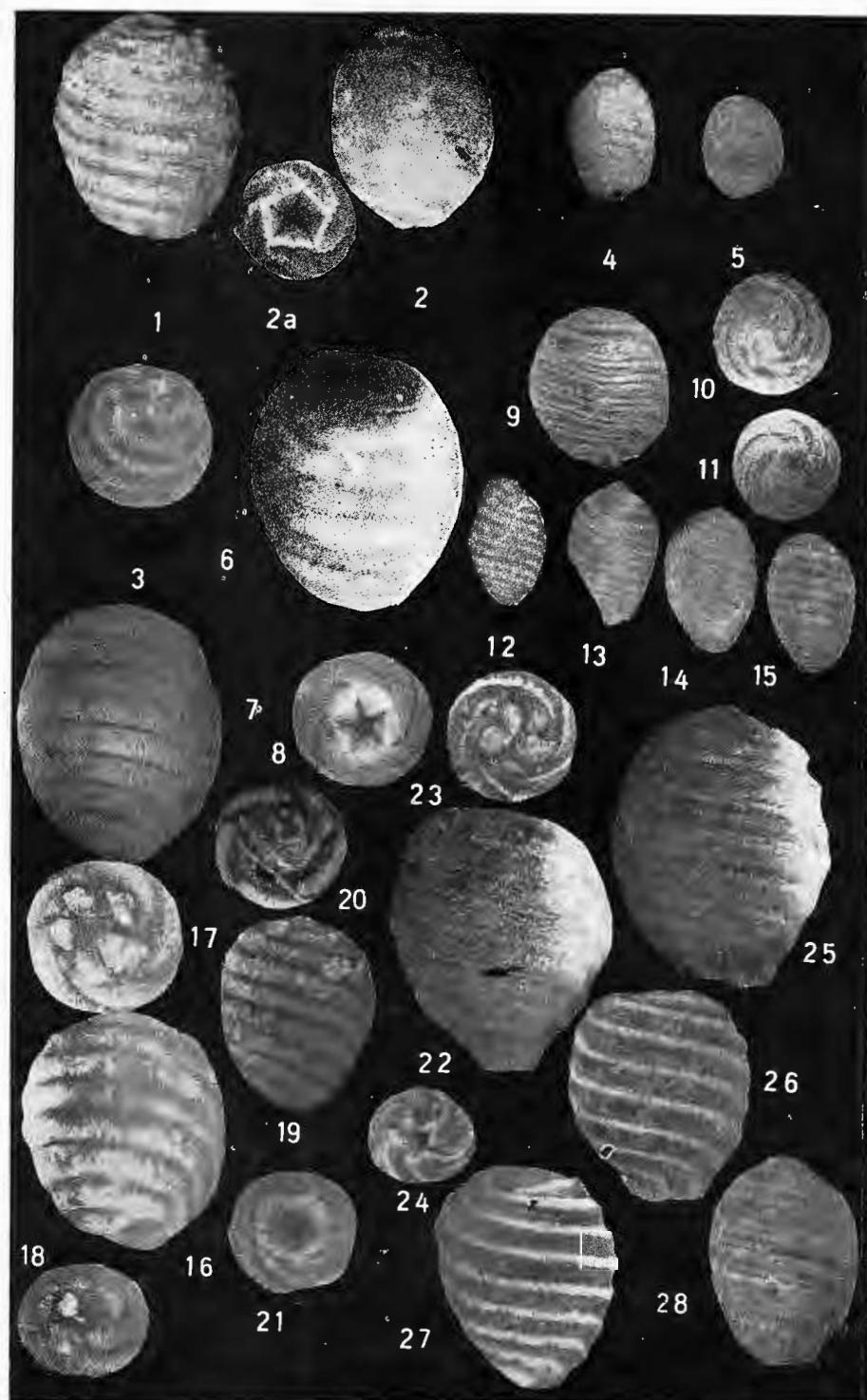


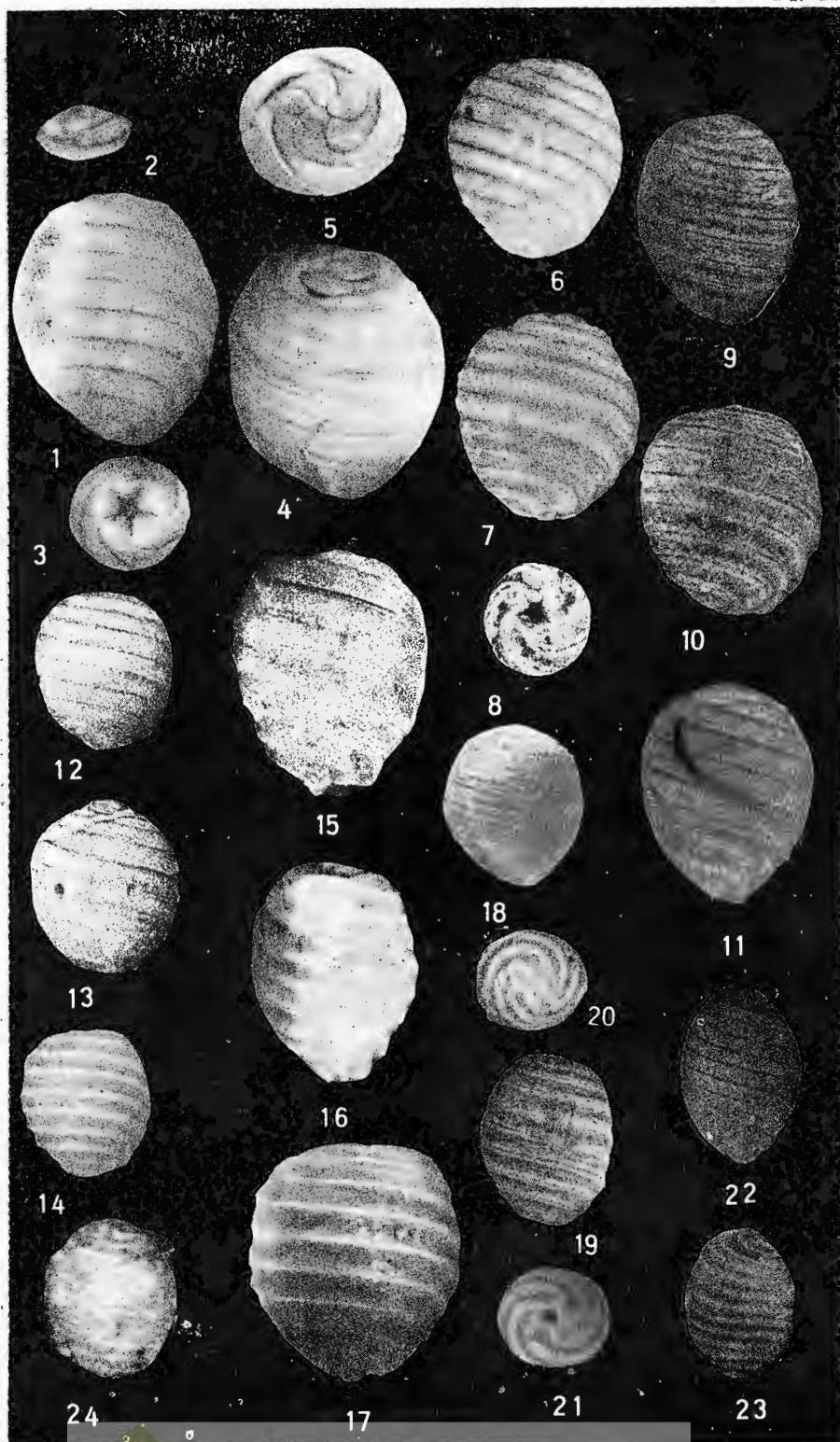
6

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. 72—73/4



Institutul Geologic al României



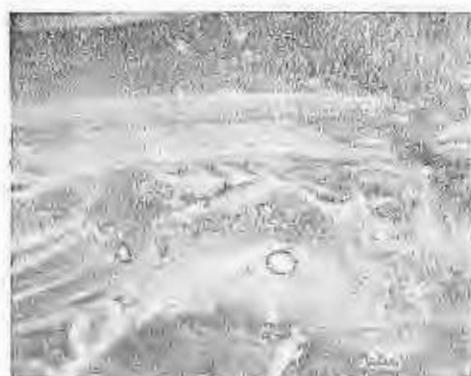




1



2



3



4



5

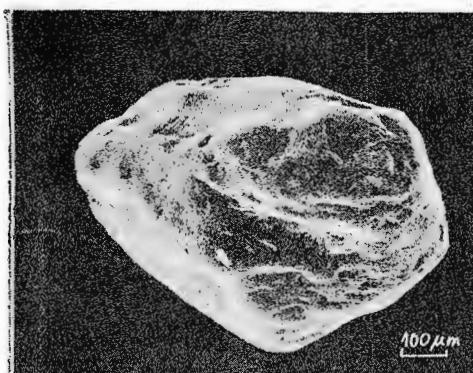


6

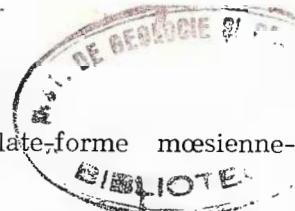
Institutul de Geologie și Geofizică Dări și Seama ale ředinelor, vol. 72-73/4



Institutul Geologic al României



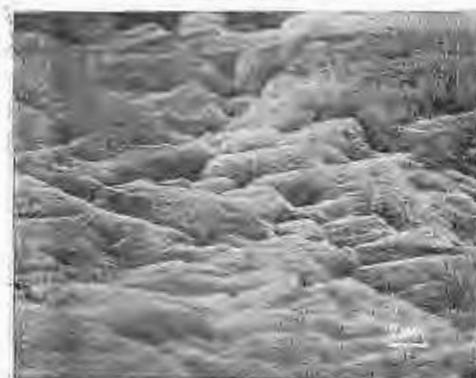
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4



1



2



3



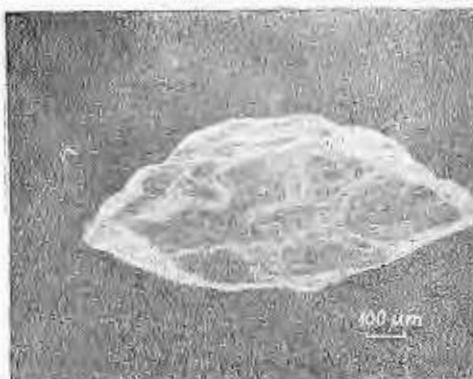
4



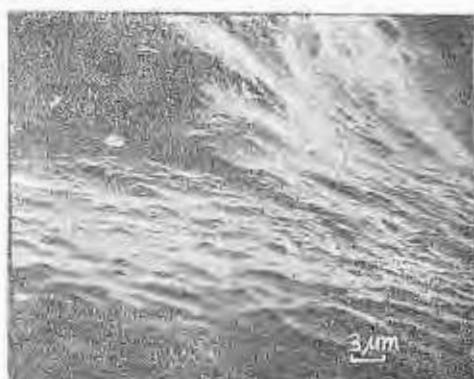
5



6



1



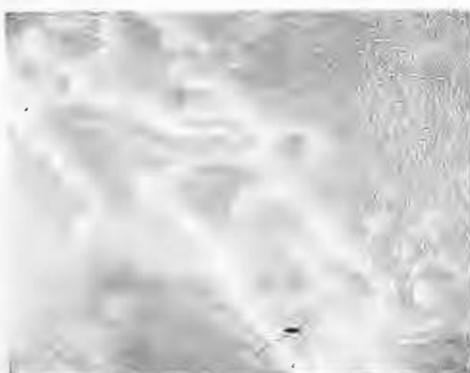
2



3



4



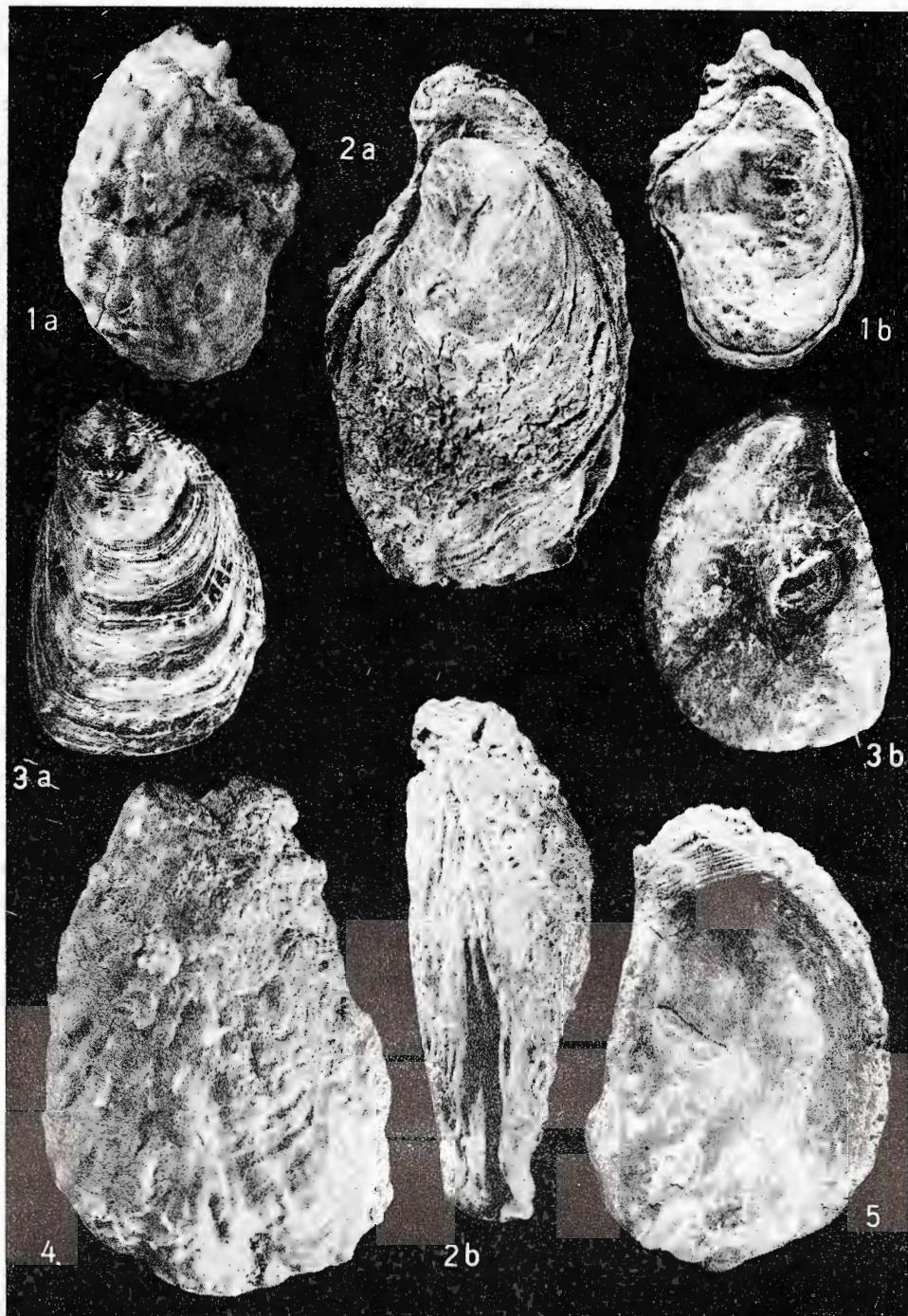
5



6

A. RUSU et al. Dépôts chattiens à charbons de la région de Zimbor.

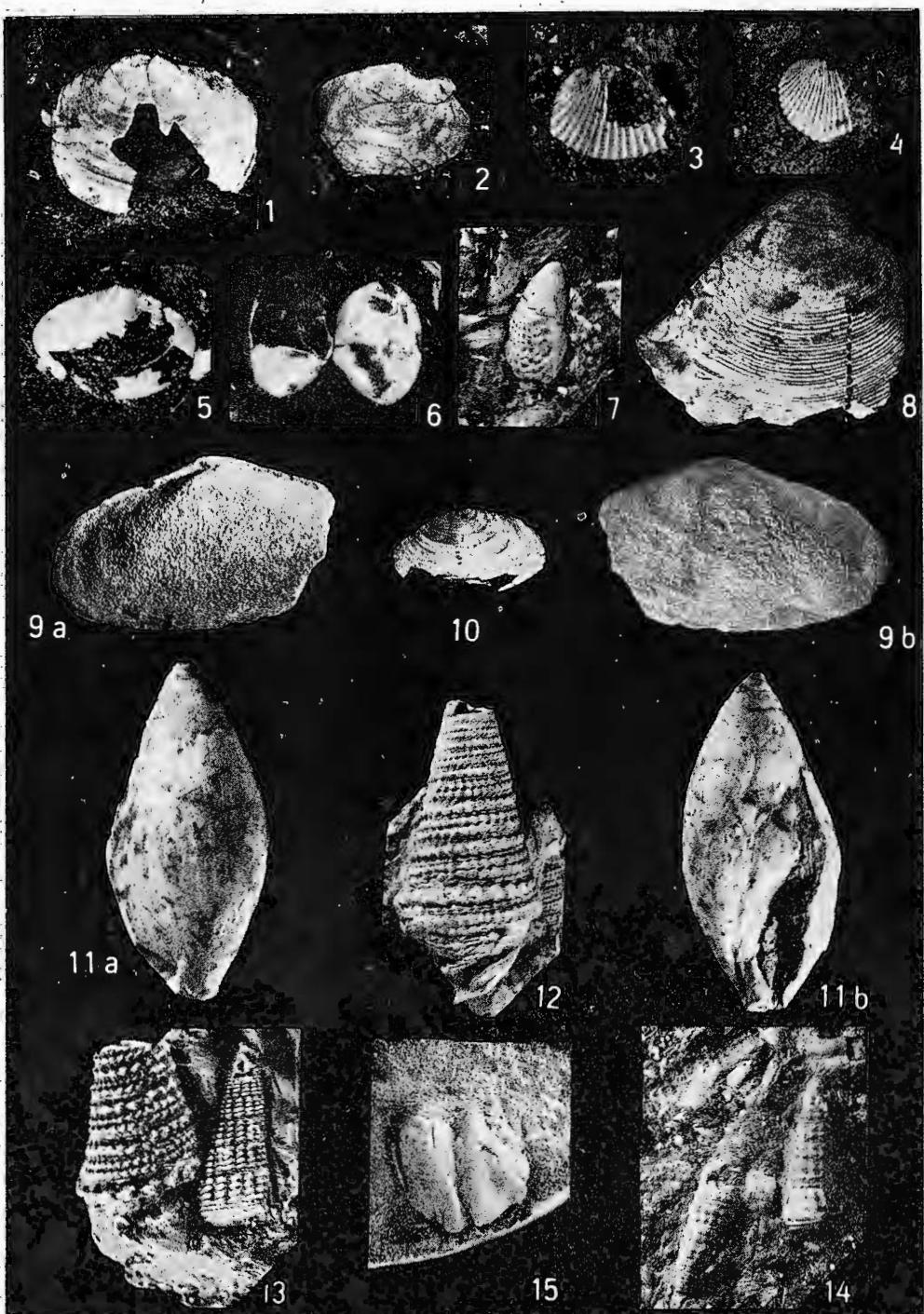
Pl. XIII

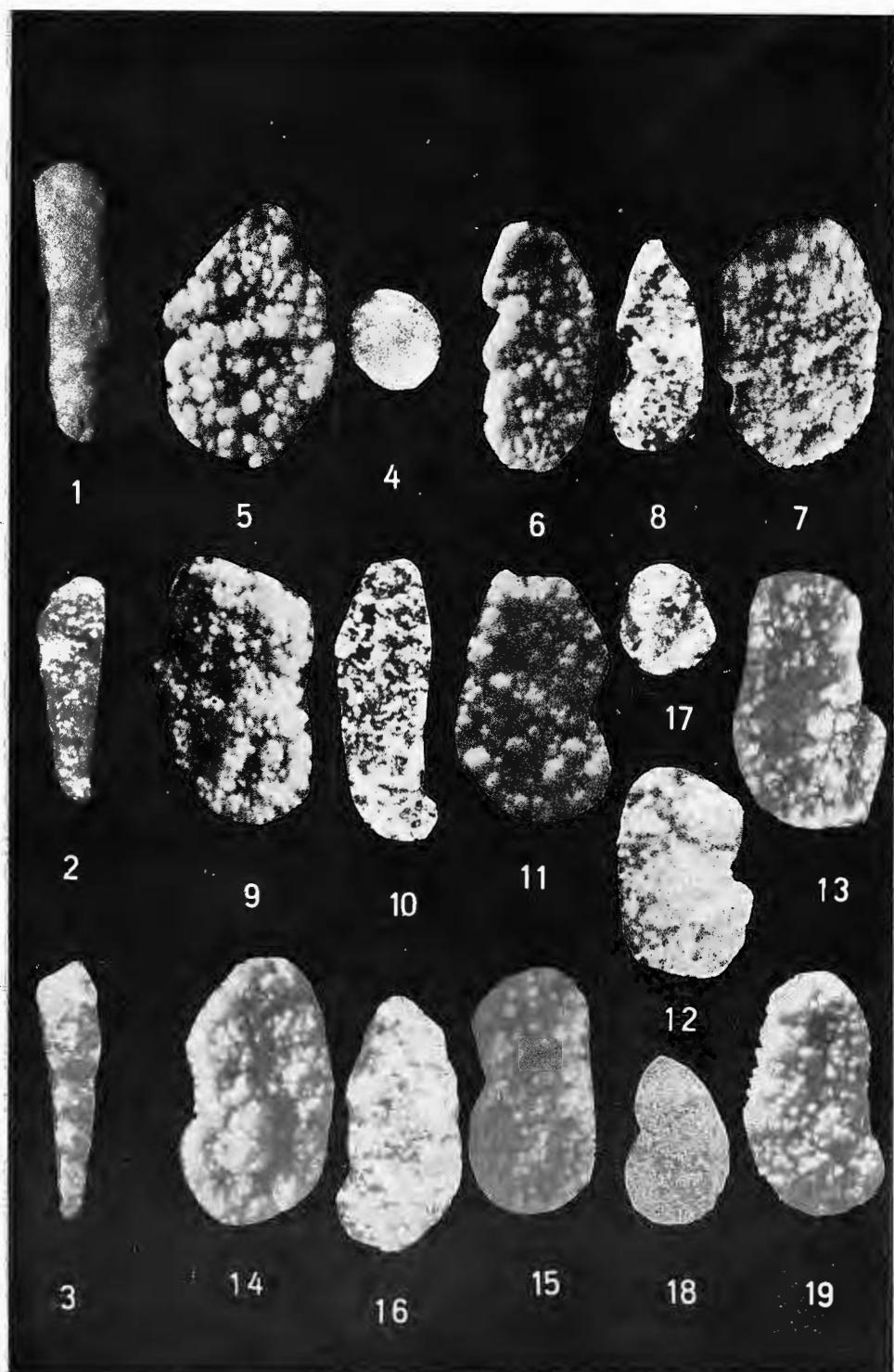


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4



Institutul Geologic al României

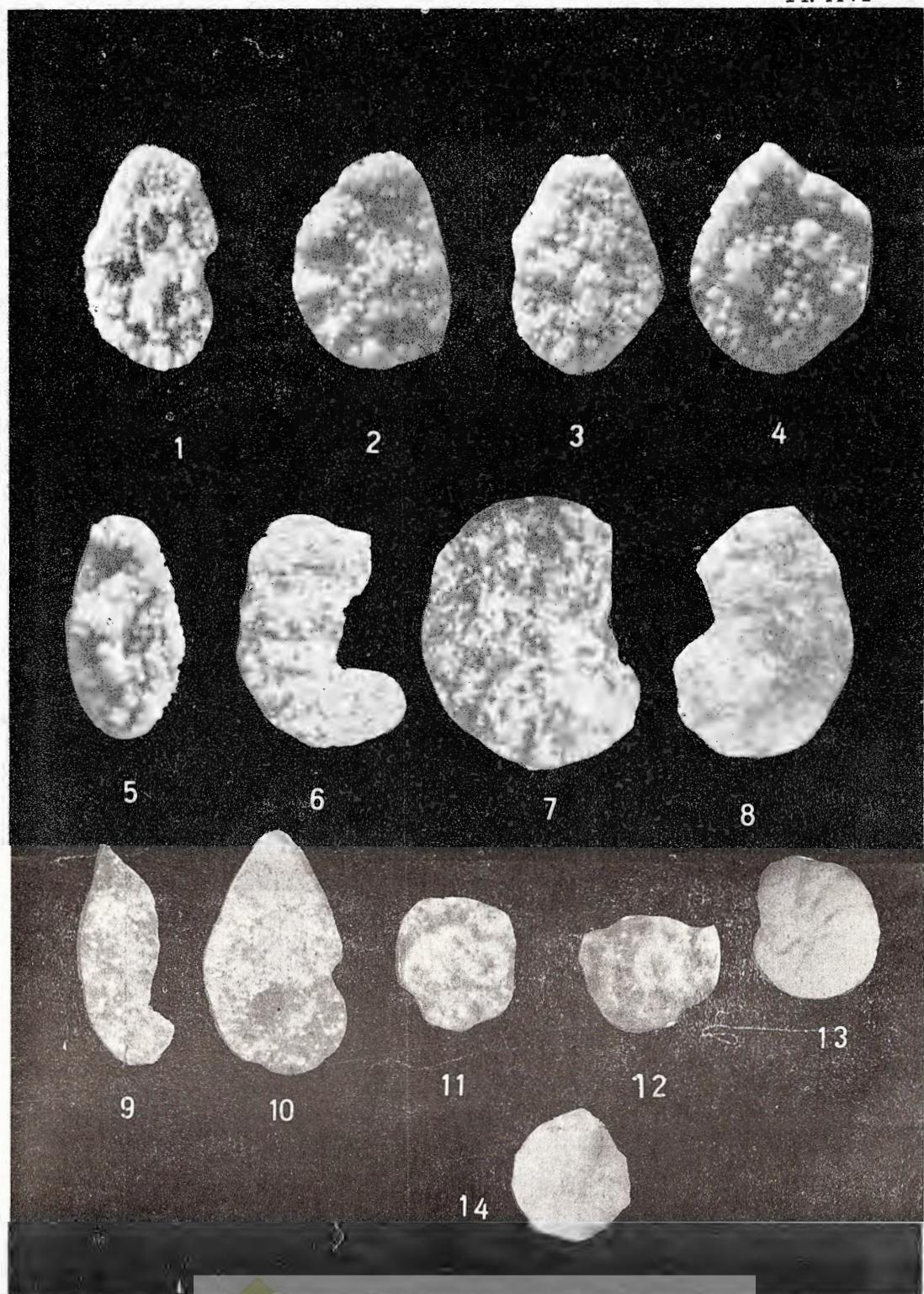




Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 72—73/4

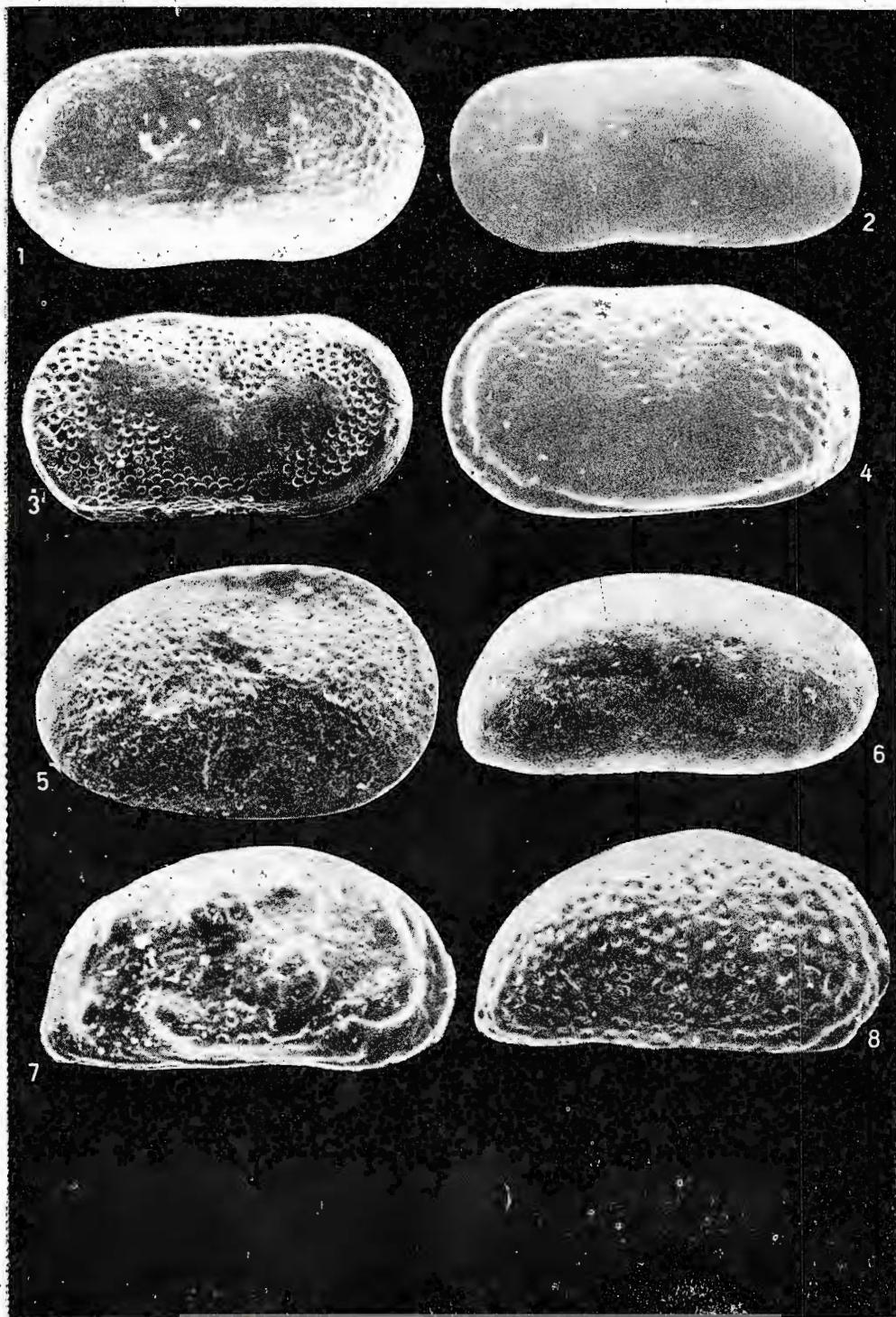


Institutul Geologic al României



A. RUSU et al. Dépôts chattiens à charbons de la région de Zimbor.

Pl. XVII





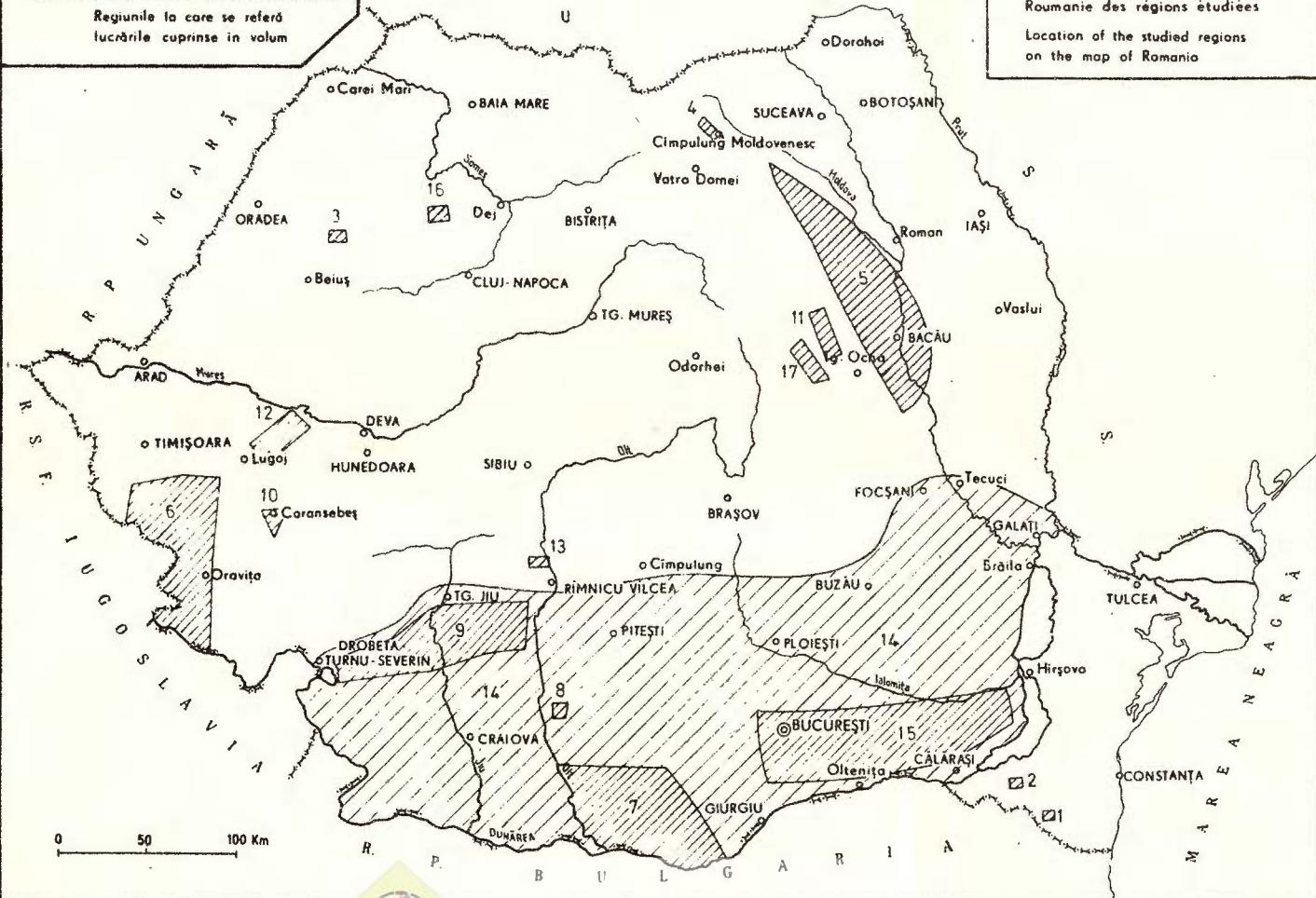
Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Regiunile la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la
Roumanie des régions étudiées

Location of the studied regions
on the map of Romania



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

Coordonator științific GR. POP

Redactor : D. ROBU

Traducători : M. TOPOR, D. RADULICI, A. BRATU

Ilustrația : V. NIȚU

*Dat la cules : aprilie 1987. Bun de tipar : iunie 1987. Tiraj : 700 ex.
Hartie scris I.A. Format 70x100/56 g. Coli de tipar : 19. Comanda 131.
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

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I - XXXVI (1910 - 1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII - LII / 1 (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / 1 (1967 - 1969)
- Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



CUPRINS

	Pag.
PALEOZOIC	
MEZOZOIC	
M. IORDAN et al.	5
M. IORDAN et al.	19
MEZOZOIC	
S. BORDEA	45
J. BORDEA	
G. POP	55
NEOZOIC	
G. BOMBITA	73
C. CORNEA et al.	103
V. LUBENESCU et al.	115
V. LUBENESCU, H. NICHIORESCU	127
FU. MARINESCU, PAPAIANOPOL	135
FU. MARINESCU, GH. POPESCU	165
M. MICU, E. BRATU	175
G. MINALESCU M. BIC	183
V. MOISESCU	193
I. PAPAIANOPOL et al.	209
I. PAPAIANOPOL et al.	261
A. PISLU et al.	277
M. SANDULESCU et al.	297
THE DEVONIAN AND JURASSIC FORMATIONS - VIROAGA BOREHOLE	
JURASSIQUE ET PALÉOZOIQUE SUPÉRIOR - FORAGE DOBROMIRU	
ORBITOLINIDES PRIMITIFS DU CALCAIRE D'ALBIOARA	
AGE OF SOME BASINAL DEPOSITS FROM RARAU SYNCLINE	
ÉTAGES NUMMULITIQUES DANS LA COUVERTURE DE LA PLATE-FORME MOLDAVE	
NEOGENUL SUPERIOR DIN BANATUL DE-VEST (FORAJE)	
NÉOCÈNE DE LA PLATE-FORME MOESIENNE	
PLIOCÈNE ET PLEISTOCÈNE DANS LES FORAGES DE BALCESTI	
FORMATION A CHARBON DÜ DACIEN D'OLTENIA	
NÉOGÈNE DU BASSIN DE CARANEGES	
THE PALEOGENE OF THE ASAУ RIVER	
NEOGENUL DIN FORAJE ÎN DEPRESIUNEA LUGOU - LĂPUGIU	
STRATIGRAFIA BAZINULUI VAI MUEREASCA	
PLATE-FORME MOESIENNE - NEAJLOV - DANUBE	
PALÉOGEOGRAPHIE DU PONTIEN DU BASSIN DACIQUE	
DÉPÔTS CHATTIENS À CHARBONS DE LA RÉGION DE ZIMBOR	
SLON FACIES - TROTUS RIVER BASIN	

