

B.I.G.

10405

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LXIX
1982

4. STRATIGRAFIE



BUCUREȘTI
1985



Institutul Geologic al României

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



Institutul Geologic al României

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
SEDINTELOR
VOL. LXIX
(1982)

STRATIGRAFIE



BUCUREŞTI
1985



Institutul Geologic al României

INSTITUȚIA DE RECERCĂ
ADMISIE și INVESTIGAȚII
A.D. NOGAI

CONTENU

PALÉOZOIQUE

	<u>Page</u>
1. Iordan M., Iliescu V., Visarion A., Baltres A., Săndulescu E., Seiferth K. Litho- and Biostratigraphy of the Paleozoic Sequences in the Oprișor and Gîrla Mare Boreholes (South-Western Part of the Moesian Platform)	5
2. Bordea S., Bordea J. Contributions to the Knowledge of the Permian Formations in the Western Part of the Bihor Mountains	29

MÉSOZOIQUE

3. Popa E., Bleahu M., Dragastan O. Contributions à la biostratigraphie des dépôts jurassiques du Bihor Central (Apuseni du Nord)	39
4. Bucur I. I., Strutinski C., Cucuruzan I. Les formations mésozoïques du sud-ouest du bassin de Rusca Montană	73
5. Antonescu Em., Săndulescu M. Quelques données palynologiques concer- nant la nappe du Flysch Curbicortal de la vallée du Trotuș (Car- pathes Orientales)	77
6. Ion J. Sur l'âge de certaines formations des Monts Metaliferi argumenté par des Foraminifères	89

TERTIAIRE

7. Ion J., Antonescu Em., Micu M. On the Paleocene of the Bistrița Half- Window (East Carpathians)	117
8. Moisescu V. Observations géologiques dans la région de Baru-Rusești (depression de Hațeg)	150
9. Mărunteanu M. Études sédimentologiques sur les conglomérats de Pie- tricica	170
10. Alexandrescu Gr., Brustur T. Les calcaires de Jaslo des parties centrale et nord des Carpathes Orientales et leur valeur stratigraphique	173
11. Micu M., Țicleanu N., Andreescu I., Jipa D., Popescu A., Rădan S., Anghel S., Iva M., Căuș C. La géologie du bassin de Comănești	206
Book reviews	209



CUPRINS

PALEOZOIC

	<u>Pag.</u>
1. Iordan M., Iliescu V., Visarion A., Baltres A., Săndulescu E., Seiferth K. Litho- and Biostratigraphy of the Paleozoic Sequences in the Oprișor and Gîrla Mare Boreholes (South-Western Part of the Moesian Platform)	5
2. Bordea S., Bordea J. Contributions to the Knowledge of the Permian Formations in the Western Part of the Bihor Mountains	29

MEZOZOIC

3. Popa E., Bleahu M., Dragastan O. Contributions à la biostratigraphie des dépôts jurassiques du Bihor Central (Apuseni du Nord)	39
4. Bucur I. I., Strutinski C., Cucuruzan I. Formațiunile mezozoice din sud-vestul bazinului Rusca Montană	57
5. Antonescu Em., Săndulescu M. Quelques données palynologiques concer- nant la nappe du Flysch Curbicortical de la vallée du Trotuș (Car- pathes Orientales)	77
6. Ion J. Sur l'âge de certaines formations des Monts Metaliferi argumenté par des Foraminifères	89

TERTIAR

7. Ion J., Antonescu Em., Micu M. On the Paleocene of the Bistrița Half- Window (East Carpathians)	117
8. Moisescu V. Observații geologice în regiunea Baru-Rusești (Depresiunea Hațeg)	137
9. Mărunteanu M. Studii sedimentologice asupra conglomeratelor de Pie- tricica	155
10. Alexandrescu Gr., Brustur T. Les calcaires de Jaslo des parties centrale et nord des Carpathes Orientales et leur valeur stratigraphique	173
11. Micu M., Țicleanu N., Andreescu I., Jipa D., Popescu A., Rădan S., An- ghel S., Iva M., Căuș C. Geologia bazinului Comănești	187
Recenzii	209





Institutul Geologic al României

4. STRATIGRAFIE



Project 53 : Ecostratigraphy

LITHO- AND BIOSTRATIGRAPHY OF THE PALEOZOIC SEQUENCES IN THE OPRİŞOR AND GÎRLA MARE BOREHOLES (SOUTH-WESTERN PART OF THE MOESIAN PLATFORM)¹

BY

MAGDALENA IORDAN², VIOLETA ILIESCU², ADINA VISARION²,
ALBERT BALTRÈS², EUGENIA SANDULESCU³, KARL SEIFERTH³

*Moesian Platform. Boreholes-studies. Paleozoic. Lithostratigraphic correlation.
Biostratigraphic correlation. Macrofauna. Microfauna. Palyno-protistological
assemblages. Romanian Plain-West Romanian Plain-Zone between the Da-
nube and the Jiu River.*

Sommaire

Litho- et biostratigraphie du Paléozoïque des forages d'Oprișor et Gîrla Mare (sud-ouest de la Plate-forme moesienne). Les auteurs ont identifié trois faciès : le faciès calcaire, le faciès des argilites noires et des grès et le faciès des „siltstones“ verts. L'étude de la macrofaune (Brachiopods, Bivalves, Tentaculites, Coraux etc.), de la flore et des associations palyno-protistologiques ont permis d'identifier le ?Llandoverien, le Wenlockien, le Ludlovien, le Pridolien et le Gedinnien-Coblencien, l'Eifelien et le Givétien-Viséen supérieur. On met en évidence le caractère diachronique de la limite entre le faciès des „siltstones“ verts et le faciès des argilites noires et des grès.

INTRODUCTION

In the south-western part of the Moesian Platform, the Oprișor and Gîrla Mare boreholes were drilled in order to establish the hydro-carbon and thermal water prospects and to clear up the deep structure of this part of the platform.

¹ Received on May 7, 1982, accepted for communication and publication on May 12, 1982, presented in the meeting of May 28, 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

³ Întreprinderea de Foraj și Lucrări Geologice Speciale. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



The results of seismic (reflection and refraction) and gravimetric prospections corroborated with the geological data obtained from boreholes have pointed out the presence in the area west of the Jiu River, of some distinct tectonic blocks and of numerous fractures with various trends (Paraschiv, 1974 ; Rădulescu et al., 1982).

The Paleozoic rocks intercepted by the two boreholes have been studied in order to correlate them with those of the eastern part of the Moesian Platform and of the Moldavian Platform. The macro-paleontologic studies have been carried out by Iordan, the palynologic ones by Iliescu (Gîrla Mare) and Visarion (Oprișor), the microfacial and sedimentologic ones by Baltres. The geologists Sândulescu and Seiferth have closely supervised the drilling operations.

The 1112 Oprișor and 1111 Gîrla Mare boreholes are situated (especially the latter) in the south-western end of the Moesian Platform where it closes periclinally, coming in direct contact, by a major crustal fault (prolongation of the Peri-Carpathan line and of the North Pre-Balkan one) with the tectonic units of the Carpathian Chain and the Balkans. Neither of these boreholes has reached the crystalline basement. The sedimentary cover (about 8000 m. thick in the Lom Depression) begins with the Cambro-Ordovician and ends with the Quaternary, therefore several sedimentation cycles are to be noticed (Grigoraș et al., 1963). The Paleozoic rocks in the Oprișor and Gîrla Mare boreholes correlate with those separated by Patruțiu (1963) at Cetate, by Pătruț et al. (1961) at Călărași and by Răileanu et al. (1966, 1967) and Iordan (1967, 1981) in the Călărași and Mangalia boreholes.

PALEOZOIC ROCK SEQUENCE IN THE GÎRLA MARE BOREHOLE

The drilling operations of the 1111 Gîrla Mare borehole, situated at about 1.5 km NW from the Gîrla Mare village, in the Gruia-Gîrla Mare tectonic block of the Turnu Severin-Brădet-Cetate structural alignment began in August 1978 and were finished in June 1980 at a final depth of 4251 m (Fig. 1). The well traversed Quaternary, Tertiary, Cretaceous, Upper Jurassic and Triassic rocks and at 1370 m depth reached the Paleozoic (Pl. I). The Paleozoic, 2881 m in thickness includes three of its terms, that is Carboniferous (1370-2020 m), Devonian (2020-3540 m) and Silurian (3540-4251 m).

Carboniferous

In the 1370-2020 m depth interval the borehole traversed sandstones (from 1370 to 1440 m) and limestones (from 1440 to 2020 m). The sandstone interval contains an alternation of black clays yielding numerous incarbonized plant remains; grey-blackish silty clays with pyritized plants and bivalves; dark grey fine-grained sandstones with many undeterminable fragments of incarbonized plants.



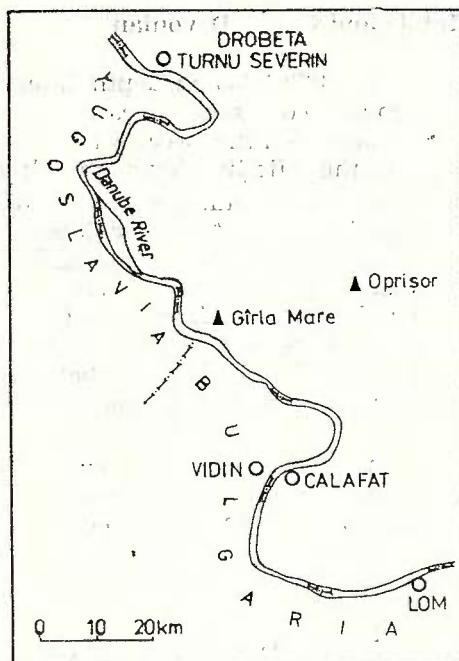


Fig. 1. — Location map of the Gîrla Mare and Oprișor sites.

At 1440 m depth, a change takes place in the electric log corresponding with the lithologic change to limestones. These limestones include also the Givetian stage, whose base is at 3338 m depth. They are sometimes dolomitized, brecciated and rich in calcite veins. Small geodes coated with sparitic calcite crystals contain pyrite clusters. Calcareous breccias made up of clasts of at most 2 cm diameter, with a dolomitic brick-coloured matrix are also present.

The relatively poor phytoplanktonic content is mainly represented by microspores and rare acritarchs, also by vegetal tissue fragments and other unidentified organic remains. The following assemblage was identified : *Leiotriletes subintortus* (Waltz) Isch., *Knoxisporites cf. hedderatus* (Waltz) Playf., *Reticulatisporites planus* Hugh.-Playf., *Convolutispora major* (Kedo) Turnau, *Alatisporites pustulus* Ibr., *Schultzospora* sp.; *Triguitrites cf. batillatus* Hugh.-Playf., *Lophosphaeridium* sp., form-group *Veryhachium trispinosum* Eis. The palynological assemblage at 1755-1758 m depth points out a marine to continental transitional facies and, taking into account the stratigraphic distribution of microspores, we can assign the respective deposits to the Lower Carboniferous-Dinantian.

Devonian

In the 2020-3540 m depth interval (1520 m thick) a pile of sediments are referred to the Upper, Middle and Lower Devonian.

Middle and Upper Devonian

The 2020-3338 m depth interval (1318 m thick) comprises carbonate deposits consisting of calcarenites interbedded with black and brown calcareous dolomitic breccia and brown dolomites referable to the upper part of the Middle Devonian (Givetian) and to the Upper Devonian.

The macrofauna is represented by an assemblage of small specimens of tentaculites, brachiopods, crinoids, undeterminable fragments of trilobites, corals, ostracodes and bryozoans, among which we identified the species: *Tentaculites conicus* Roem., *T. bellulus potomacensis* Pros., *Strophodonta (S.) aff. demissa* (Conr.), *Iridistrophia* sp. (Pl. III, Fig. 2, 4); *Amphipora ramosa* Phill., *Hermannina* sp. The species *Tentaculites conicus* and *T. bellulus potomacensis* attest the presence of the Givetian. They are also quoted in the Mangalia borehole (Iordan, 1981).

The very poor microorganic content consists of spores and phytoplanktonic elements in an approximately equal proportion. Spores of the *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Acanthotriletes* types, acritarchs belonging to the genera *Baltisphaeridium*, *Trachysphaeridium* and *Leiosphaeridium*, as well as unidentifiable chitinozoan fragments were found out. The assemblage points to the Devonian age *sensu lato*.

Early Middle Devonian—Eifelian

In the 3338-3448 m depth interval (110 m thick) a pile of detrital rocks was penetrated, in which quartzose sandstones prevail. At 3338 m depth on the electric log, a clear change was noticed, corresponding to the boundary between the carbonate lithology and that of black argillites and sandstones and slightly cemented white sandstones, with black argillites and bioturbated siltstones.

The macrofauna is poor. In the core from 3378.50-3380 m there are numerous fine vermiculations filled with sandstone, irregularly distributed in the black argillites. These argillites are slightly silty at times and contain nests of fragmentary corals, crinoids, tentaculites and brachiopods. At 3343-3345 m depth, poorly preserved Psilophyte plant remains appear, that, correlated with the ones occurring in the Mangalia borehole attest the presence of the Eifelian.

The palynoprotistological assemblage is very rich and well preserved, being dominated by microspores and only subordinately containing acritarchs attesting the Middle Devonian—Eifelian age. The following species were identified: *Anapiculatisporites lanceolatus* Streel, *Cyclogranisporites plicatus* All., *Calamospora microrugosa* Her., *C. panicula* Rich., *Apiculiretusispora arenorugosa* McGr., *Geminospora svalbardiae* (Wigran.) Allen, *Emphanisporites rotatus* McGr., *E. neglectus* Wigran., *E. annulatus* McGr., *Acanthotriletes* sp., *Samarisporites leclercqi* Streel, *Hymenozonotriletes endemicus* Cib., *Reticulatisporites emsiensis* All., *Retusotriletes communis* Naum., *Veryhachium trispinosum* Eis., *V. reductum* (Dff.) Downie, *Baltisphaeridium ravum* Dow., *B. arbusculiferum* Dow., *Cymatiosphaera* sp., *Pterospermopsis onondagensis* Dff., *Lophosphaeridium cf. citrinopellatum* Cibr. (Pl. V, VII).



Lower Devonian—Coblenzian

In the 3448-3540 m depth (92 m thick) interval, a thick irregular alternation of friable sandstones and hard, white quartzose sandstones with black argillites was recovered.

The macrofauna is very fragmentary and sparse, being represented by poorly preserved rare bivalve casts, crinoid fragments and *Hyenia* sp. plant remains.

The microorganic assemblage consists of microspores (more than 80%) and phytoplankton, first of all acritarchs, followed by chitinozoans that are sporadic and most fragmentary. Of the identified assemblage we quote: *Leiotriletes pagius* Allen, *Punctatisporites obesus* (Loose) Pot.-Kr., *Cyclogranisporites plicatus* All., *Archaeozonotriletes divellomedium* Cibr., *Tholischporites cf. densus* McGr., *Phyllotheconotriletes elegans* Tiw., *Samarisporites cristatus* All., *Ambitisporites dilutus* (Hoff.) Rich., *Convolutispora* sp., *Calamospora pannacea* Rich., *Reticulatisporites* sp., *Emphanisporites neglectus* All., *Perforosporites robustatus* Scott., *Tasmanites huronensis* (Dow.) Wins., *Baltisphaeridium uncinatum* Dow., *Leiosphaeridia voigtii* Eis., *Lagenochitina* sp., *Desmochitina* sp. (Pl. V, VII). This assemblage is specific of the Siegenian-Emsian, so that we are able to assign to the Coblenzian the detrital rocks of the above mentioned depth interval.

Silurian

In the 3540-4251 m depth interval (711 m thick) a pile of detrital rocks was penetrated, whose upper part consists of black argillites and sandstones and the lower one of green siltstones. According to their organic content these rocks are of Pridolian, Ludlovian, Wenlockian and possibly Llandoveryan age.

Pridolian

The 3540-3680 m depth interval (140 m thick) contains an alternation of black argillites with irregular bands of light green calcareous sandstones and lumachelic bands.

The macrofaunal assemblage is dominated by brachiopods, containing lesser amounts of tentaculites, trilobites, corals, bivalves, echinoderms, ostracods, of which we have identified the species: *Mesodouvillina subintertrialis* Kozl., *Eospirifer* sp. cf. *E. schmidti* Lindstr. (Pl. IV, Fig. 1), *Leptostrophia* sp. (Pl. III, Fig. 16), *Tentaculites tenuis* Sow., *Uniconus* sp., *Leptotrypella* sp., *Heliolites* sp., *Ctenodonta* sp., *Palaeoneilo* sp., *Beyrichia* sp. The species *T. tenuis* and *E. schmidti* are characteristic of the Upper Silurian and *M. subintertrialis* is specific of the Pridolian in Podolia.

The microorganic content is very rich; the microspores represent here about 80%, most of them being of zoned and retusoid type; the chitinozoans are very diverse; acritarchs are common. The identified



species are : *Leiotriletes confertus* McGr., *L. cf. marginalis* McGr., *Calamospora* cf. *microrugosa* Ibr., *Retusotriletes waringtonii* Rich.-Lister., *R. cf. semizonalis* Cr., *Archaeozonotriletes divellomedium* Cibr., *Stenozonotriletes* cf. *furtivus* All., *Phyllothecotriletes densicorpus* Tiw., *Campozonotriletes* cf. *aliquantus* All., *Auroraspora* sp., *Emphanisporites neglectus* Vigr., *E. rotatus* McGr., *Grandispora* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridia* sp., *Tasmanites* sp., *Baltisphaeridium* cf. *malum* Cr., *Veryhachium trispinosum* Eis., *Mycrhystridium stellatum* Deff., *Cymatiosphaera* sp., *Lagenochitina elegans* Beju-Dănet, *Ancyrochitina diabolopaucicornis* Deff., *Fungochitina* sp., *Staurocephalites* sp., *Hoegiosphaera* sp. (Pl. VI). This assemblage resembles that found in the Tăndărei borehole and assigned to the Pridolian (Iiescu, 1976). Both the macrofauna and the palynologic assemblage attest the Pridolian age.

Ludlovian

In the 3680-3855 m depth interval (175 m thick) a pile of black detrital rocks was penetrated, consisting of black argillites, micaceous illitic shales, with small slickensides and thin wavy bands and lenses of fine, sometimes calcareous, sandstones. At some levels simple or ramified sandy verniculations are irregularly distributed in the black argillite.

The macrofauna is sparse and fragmentary. At 3850-3853 m it is represented only by the bivalves *Nuculites* sp. (Pl. IV, Figs. 2, 3), *Ctenodonta* sp., *Palaeoneilo* sp., and at 3692-3694 m by tentaculites, bivalves, crinoid columnals and rare brachiopods, usually as moulds on the bed surfaces.

The palynoprotistologic assemblage is dominated by phytoplankton the microspores being less frequent. The following species were identified : *Leiotriletes* cf. *dissimilis* McGr., *Calamospora* sp., *Archaeozonotriletes* *divellomedium* Cibr., *A. chulus nanna* Rich., *Ambitisporites* sp., *Retusotriletes* sp., *Emphanisporites* cf. *protophanus* Rich., *Leiosphaeridia* sp., *Tasmanites* sp., *Pterospermella* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Baltisphaeridium sanpetrensis* Cr., *B. cf. echinodernum* Cr., *Veryhachium mucronatum* Mart., *Leiofusa cantabrica* Cr., *Lagenochitina prussica* Eis., *L. macrostoma* Taug.-Jeck., *Ancyrochitina fragilis harpagie* Taug., *A. moldavica* Beju-Dănet, *Clathrochitina* cf. *clathrata* Eis., *Conochitina lagenomorpha* Eis., *C. filifera* Eis., *C. brevis conica* Taug., *Rhabdochitina* sp., *Angochitina valentinii aspera* Cr., *Desmochitina* sp., *Leiodictites* sp., *Staurocephalites* sp. (Pl. VI). The above assemblage attests the Ludlovian age of the beds between 3680 and 3855 m depth.

Wenlockian

In the 3855-4030 m depth interval (175 m thick) the borehole penetrated a pile of dark grey or greenish argillites interlayered with black argillaceous limestones. There are also present bands of grey or greenish fine sandy limestones and sometimes sandstones with silica cement.



The macrofaunal assemblage consists essentially of brachiopods and very sporadically of trilobite and crinoid fragments. The large number of individuals appear either on the bedding plane or irregularly disseminated in the rock. Here we have identified the species: *Lisostrophia* (*L.*) cf. *cooperi* Ams., *Mesopholidostrophia* sp., *Leptaena rhomboidalis* (Wahl.), *Isorthys* aff. *clivosa* Walms., *Morinorhynchus* cf. *orbignyi* (Dav.), *Atrypa* aff. *reticularis* Linn. (Pl. IV, Figs. 6, 7). Of them *L. rhomboidalis* and *A. reticularis* have a longer range (Llandoveryian-Ludlovian) but *L. clivosa* and *M. orbignyi* are characteristic of the Wenlockian.

The palynological assemblage is made up of acritarchs, a lesser amount of chitinozoans, only few microspores (10%) and sporadically scolecodont remains. Of them we identified: *Ambitisporites* cf. *avitus* Hoff., *Leiotriletes* sp., *Retusotriletes* sp., *Archaeozonotriletes* sp., *Veryhachium trispiniflatum* Stock. et Will., *V. downiei* Stock. et Will., *V. lairdi* Defl., *V. europaeum* Stock. et Will., *Neoveryhachium neocarminae* Cr., *Baltisphaeridium microfurcatum* Dff., *B. echinodernum* Stock. et Will., *B. arbusculiferum* Dow., *B. ravum* Dow., *B. trifurcatum* Dff., *B. carinosum* Cr., *B. malum* Cr., *Michristridium stellatum* Defl., *Pterospermopsis bernardinae* Cr., *P. onondagensis* Cr., *Cymatiosphaera* cf. *mirabilis* Cr., *Leiofusa* cf. *banderilla* Cr., *L. cantabrica* Cr., *Onondagella* cf. *deunffi* Cr., *O. assymetrica* Dff., *Gorganiusphaeridium wenlockium* Thus., *Duvernaysphaera* sp., *Hoegiosphaera* sp., *Conochitina* cf. *gordonensis* Cr., *Lagenochitina macrostoma* Taug.-Jeck., *Cystochitina* sp., *Ancyrochitina tumida* Taug.-Jeck., *Eumicetes serrula* Taug., *Anisocerasites* sp., *Staurocephalites* sp., *Ungulites* sp., *Lumbriconereites* sp., *Desmochitina* sp. (Pl. VI, VII). This palynoprotistologic assemblage, essentially phytoplanktonic, is characteristic of the Middle Silurian (Wenlockian).

? Llandoveryian

At 4030 m depth, green siltstones appear, that continue up to the borehole bottom at 4251 m (221 m in thickness). There are also interbeds of fine calcareous sandstones as well as thin bands of bioclastic limestones.

The macrofauna, consisting of fragmentary trilobites, brachiopods, ? bivalves, ? gastropods, corals, crinoids is totally unconclusive for establishing the age of these deposits.

The palynoprotistologic content includes 95% phytoplankton, made up first of all of acritarchs and only sporadically of microspores. Of this association we mention the species: *Ambitisporites avitus* Hoff., *Baltisphaeridium* cf. *duplex* Cr., *B. molinum* Cr., *B. brevispinosum* var. *wenlockensis* Dow., *Leiofusa algerensis* Cr., *Onondagella deunffi* Cr., *Macropticha* cf. *uniplicata* Tim., *Pterospermopsis* cf. *guapita* Cr., *Acanthodiaceridium* sp., *Dictyopsophosphaera polygonia* Stapl., *Leiosphaeridia baltica* Eis., *Ancyrochitina* sp., *Lagenochitina brevicollis* Taug.-Jeck., *Cyatoochitina kukuersiana* Eis., *C. cylindrica* Taug.-Jeck., *Linochitina arrctica* Eis., *Rhabdochitina* sp., *Ungulites* sp., *Leiodicites* sp. This as-



semblage generally characterize the Lower Silurian. The presence of the genera *Acanthodiacerium*, *Cyatochitina cylindrica* and of numerous *Rhabdochitina* fragments associated with Sphaeromorphids that are not to be found higher than the Lower Silurian determines us to think it is possible for this interval to be of a Llandoveryan age.

PALAEZOIC ROCK SEQUENCE IN THE OPRİŞOR BOREHOLE

The 1112 Oprișor borehole is situated at 25 km NW from the Oprișoru village (Mehedinți district) (Fig. 1), in the Oprișor-Prisăceaua tectonic block of the structural alignment Turnu Severin-Brădet-Cetate. The drilling operations began in October 1976 and ended in December 1978 at the final depth of 4250 m. The borehole crossed Quaternary, Tertiary, Cretaceous, Jurassic and Triassic rocks and at 1830 m depth entered the Paleozoic ones. The Paleozoic strata traversed on a thickness of 2420 m (from 1830 to 4250 m at borehole bottom) include three of its terms i.e.: Carboniferous (1830-2470 m), Devonian (2470-3975 m), Silurian (3975-4250 m).

Carboniferous

The 1830-2470 m depth interval (640 m thick) consists of detrital rocks in the upper part (sandstones) and carbonatic ones in the lower part. The sandstone facies (1830-2208 m, 378 m thick) consists of greenish-grey calcisiltstones, poorly sorted fine micaceous sandstones, dark grey argillite with sandstone interbeds containing coal remains. Numerous veins filled with calcite, some of them at steep angles, even vertical, are common in the argillites. The palynological assemblage identified in the 2039-2176.50 m interval is represented by spores characteristic of the Lower Carboniferous. The following species were recognized: *Lophotrilobites densus* Love, *Waltzispora planiangularis* Sullivan, *W. sagittata* Playford, *Calamospora microrugosa* (Ibr.) Smith et Butter, *Verrucosporites baccatus* Staplin, *Anaplanisporites cf. atheticus* Neves, *Tricidarisporites balteolus* Sulliv. et Marsh, *Raistrickia nigra* Love, *R. macrobaculata* Beju, *Convolutispora mellita* Hoff., Stapl., Mall, *Corbulispora cancellata* (Waltz.) Bhardj. et Venk., *Knoxisporites pristinus* Sull., *Triquiritites* sp., *Crassispora aculeata* Neville, *Densosporites anulatus* (Loose) Smith et Butter, *Acanthotriletes socraticus* Neves, *Cristatisporites echinatus* Playf., *Vallatisporites cf. ciliaris* (Luber) Sull., *Diatomozonotriletes* sp., *Spelaeotriletes* sp., *Cingulizonates* sp., *Apiculatisporites* sp. These species are mentioned by Playford (1964), Neves and Ioannides (1974) and Clayton et al. (1977), especially in the Upper Visean. The above mentioned palynological assemblage correlates with that quoted by Beju (1972) in the boreholes of the Moesian Platform (Braniște, Coțofeni, Răcari, Periș, Urziceni) and assigned to the C₁ zone, namely the Visean.

At 2208 depth, the electric log marks a change that corresponds with the steep boundary with the carbonate facies, that extends up to 3355 m depth, including also the Upper Devonian and the upper part



of the Middle Devonian (Givetian). The carbonate rocks assigned to the Carboniferous (2208-2470 m ; 262 m thick) are composed of fine-grained bioclastic calcarenites with fissures filled with white or pink calcite. The macrofauna identified at 2282.50-2285.50 m depth is represented by large fragments of brachiopods and corals, and the microfauna by numerous Endothyra-like foraminifera. A fragment, 65-75 mm in length, of a very poorly preserved shell represents either a productid (*Linoproductus* sp.) or a chonetid. According to its size, shape and absence of spines we are tempted to consider that this brachiopod fragment is the chonetid *Daviesiella* sp. cf. *D. llangollensis* (Dav.), (Pl. III, Fig. 1), a species that is characteristic of the Lower Carboniferous (Visean). The genus *Daviesiella* is known only from the Visean. The calcareous deposits are palynologically irrelevant.

The palynologic and macrofaunistic content indicates a Visean age for both the detrital rocks at the upper part and the carbonatic ones at the lower part crossed on the 1830-2470 m depth interval.

Devonian

In the 2470-3975 m (1505 m thick) interval, the calcareous-dolomitic upper part and the detrital lower part, both are Devonian in age.

Middle-Upper Devonian

The 2470-3355 m interval (885 m thick) represents the lower part of the above mentioned carbonate facies, being made up of (from base): dark grey microcrystalline dolomitic limestones with fine calcite veins, small slickensides and clustered pyrite crystals; brown and light grey bioclastic dolomites; dedolomites (Rauchwacke), cellular in aspect; grey and brown spathic bioclastic calcarenites yielding corals, crinoids, brachiopods. Rare black argillite layers with slickensides and pyrite crystals as well as fine quartzose sandstones with rare detrital feldspar grains were also recognized. The calcareous rocks have a strong smell of sulphur and bitumen revealed by splitting, and sometimes a salty taste, which is proved by thermal salt-water appearing at various levels (especially 2555-2580 m depth). This salty facies is very frequent in the Moesian Platform and was noticed by Pătruț et al. (1961), Răileanu et al. (1967), Patrulius, Iordan (1969), Paraschiv (1974), Iordan (1981).

The paleontologic content is very poor. The very fragmentary macrofauna appears only in the core from 2487-2489 m depth (corals, crinoid stems, comminuted brachiopods) and also in the sieve samples from 3350-3370 m. Here, in the black limestone fragments we have identified the brachiopods: *Atrypa reticularis* aff. *kuzbasica* Rzhons. (Pl. III, Fig. 3), *Schellwienella* sp. and columnalia of crinoids. The *A. reticularis kuzbasica* attests the Givetian age, just like in the Măgălia borehole (Iordan, 1981). These calcareous dolomitic rocks are palynologically sterile. The microfaunal content (analyses carried out at



ICPPG) indicate the presence of the Famennian in the 2487-2489 m interval, the Upper Devonian at 2617-2618 m and the Devonian s.l. at 2891-2892 m depth (Rădulescu et al., 1982).

Early Middle Devonian — Eifelian

At 3355 m depth the lithology changes suddenly, passing from carbonate to detrital rocks that occur up to the borehole bottom. The 3355-3558 m (203 m thick) interval consists of irregularly interbedded fine siliceous sandstones or microconglomeratic sandstones with bioturbated black argillites and calcisiltites. Sometimes the black argillite beds reach about 10 cm in thickness or are thin and alternate with fine and medium grained sandstone laminae or lenses and show a vermiculate structure produced by tubular burrows of *Thalassinoides* type, filled with whitish sandstone (Pl. II, Fig. 1; 3535-3544 m interval).

At 3518 m depth the electric log marks a change that corresponds with a sudden transition from sandstones (3355-3518 m, 163 m thick) to black argillitic deposits that make up a relatively uniform succession up to the base of the Devonian (3518-3975 m, 457 m thick). The coarse sandstone facies advanced in time from SW (Gîrla Mare) to NE (Oprîșor), where its occurrence does not coincide with the Lower Devonian/Middle Devonian boundary but is situated in the early Middle Devonian (Eifelian).

The macropaleontologic content of the detrital rocks is dominated by Psilophytes (forming sometimes accumulations of about 10 cm in thickness). Only one fragment cf. *Lingulipora* sp. (Pl. III, Fig. 7) and two arthropod fragments (cephalon and shield fragment of *Eurypterus* sp.) and *Pterigotus* sp.) were encountered. The plant species (Pl. III, Fig. 5) *Pseudosporochnus krejci* Pot. et Bern., *Aneurophyton germanicum* Kr. et Wey. and *Hyenia* sp. were also mentioned in the Mangalia borehole (Iordan, 1981) indicating the presence of the Eifelian (possibly also of the upper part of the Lower Devonian). The presence in these detrital rocks of the euripterid arthropods associated with psilophytes and inarticulated brachiopods is a proof for a fresh water environment alternating with a marine one, therefore a shallow shelf environment.

The extremely rich palynologic content is exclusively represented by spores quoted in the Emsian-Eifelian interval (McGregor, 1973; Riegel, 1973; Tiwari et Schaarschmidt, 1975).

In the 3491-3514 m depth interval, the extremely rich and well preserved palynologic content is represented by large spores, most of them exceeding 100 micrometers, characterized by a complicated morphology characteristic of a more evolved and diversified microflora that starts with the meso-Devonian.

The species mentioned below are only a few of a very rich association: *Leiotriletes confertus* McGr., *Retusotriletes communis* Naum., *Emphanisporites rotatus* McGr., *Calamospora pannicea* Richard., *Densosporites anulatus* (Loose) Smith et Butt., *Dibblisporites echinaceus* (Eisenack) Rich., *D. cf. eifeliensis* (Lanninger) McGr., *Samarisporites triangularis* Allen, *Apiculiretusispora brandtii* Streel, *A. magnifica* Tiw. et



Schaar., *Rhabdosporites longii* (Eis.) Rich., *R. minutus* Tiw. et Schaar., *Phyllothecotriletes elegans* Tiw. et Schaar., *P. densicorpus* Tiw. et Schaar., *Spinozonotriletes* sp., *Grandispora* sp., *Calyptosporites* sp., *Auroraspora* sp., *Apiculatisporites perpusillus* (Naum.) McGr., *Hymenozonotriletes endemicus* Cibrik. The most important of them are *D. echinaceus*, *D. eifeliensis*, *H. endemicus*, *A. brandtii*, *C. pannicea*, *P. elegans*, which together with the genera *Spinozonotriletes*, *Calyptosporites* and *Grandispora* attest the Middle Devonian-Eifelian age of this interval. The identified assemblage is partially similar with the one quoted by Beju (1972; Chilii, Balș, Mangalia, Urziceni boreholes) in the D₂ sub-zone assigned to the Eifelian.

In the 3526-3558 m depth interval the most common species are: *Leiotriletes dissimilis* McGr., *L. ornatus* Tsch., *Calamospora atava* McGr., *Punctatisporites obesus* (Loose) Pot. et Kremp, *Retusotriletes simplex* Naum., *R. rotundus* Strel, *Geminispora* cf. *tuberculata* (Kedo) McGr., *Cyclogranisporites plicatus* Allen, *Acinisporites apiculatus* (Strel) Strel, *Densosporites annulatus* (Loose) Smith et Butt., *Apiculiretusisporite* *brandtii* Strel, *Emphanisporites rotatus* McGr., *E. annulatus* McGr., *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGr., *Hystricosporites* sp., *Dibolisporites* cf. *eifeliensis* (Lang) McGr., *D. sp.*, *Hymenozonotriletes* sp., *Apiculatisporites perpusillus* (Naum.) McGr., *Rhabdosporites* sp., *Cingulizantes* sp. (Pl. IX).

It is to be noticed that in the 3526-3535 m depth interval there also appear medium-sized spores of 30-60 micrometers with simple structure, such as *Retusotriletes*, *Emphanisporites* and *Acinisporites* that are specific of the Lower Devonian. In the 3535-3557 m interval the palynological content is dominated by spores. Subordinately acritarchs occur and only sporadically fragmentary chitinozoans are present. The species *R. simplex*, *R. rotundus*, *E. annulatus*, *A. apiculatus* are very frequent in the last mentioned interval, which makes us conclude that at least here the assemblage shows affinities with the Emsian assemblage reported by Beju (1972) in the D_{1e} zone. Beju notices that in zone D_{2a} the flora is much more diversified than in zone D_{1e}, the spores in the former showing more evolved morphologic features and larger size. We also think that in the Opreșor borehole the above mentioned diversification is proved by the assemblage identified in the 3526-3558 m depth interval.

Lower Devonian — Gedinnian-Coblenzian

The 3558-3975 m depth interval (417 m thick) consists of black argillites with slickensides. Fine siliceous sandstone interbeds are common in the upper part, and numerous bioclastic interbeds and micrite lenses bearing bioclasts in the lower part of this sequence.

The macrofauna is represented by brachiopods, bivalves, gastropods, tentaculites, trilobites, orthocone cephalopods, corals, crinoids, ostracods. Here we have identified the species: *Delthyris* cf. *dumontianus* (Konink), *Atrypa* cf. *reticularis* Linn., *Mutationella podolica* Kozl., *Strophodonta* sp., *Praectenodonta* sp., *Jovelania* sp., *Tentaculites strae-*

leni Maill., *T. gyracanthus* (Eaton), *Heteroctenus* sp., *Petraia* sp., *Acrophyllum* sp., *Leperditia* sp., *Hexacrinites* sp., *Scyphocrinites* sp. (Pl. III). The species *D. dumontianus*, *T. straeleni* and *T. gyracanthus*, present also in the Mangalia borehole (Iordan, 1981) attest the presence of the Lower Devonian — Gedinnian and Siegenian. *M. podolica* is a Lower Devonian species and together with the coral and crinoid bioclasts make up an assemblage that is particularly well represented in Podolia (East European Platform) in the Chortkow Formation.

The rocks are palynologically sterile but the microfauna (i.e. conodonts and foraminifera) indicates the Lower Devonian. The conodont species *Icriodus woschmidtii* (Eigl.), *Panderodus unicostatus* (Br., M.), *P. gracilis* (Br., M.), *Pseudooneotodus buckmani* (Bish., Zieggl.), *Ligondina* sp., identified by Mirăuță in the 3924.50-3928.50 m core are quoted for the Gedinnian.

Silurian

At 3975 m depth, green siltstones were penetrated, until 4250 m, at the borehole bottom. The paleontologic content permitted us to separate the Pridolian and Ludlovian series. The last drilled interval (4247.50-4250 m depth) containing a very fragmented fauna also attests an undivided Silurian.

Pridolian

In the 3975-4135 m depth interval (160 m thick) there appears irregularly interbedded fine greyish-green siltstones alternating with green feldspathic sandstones and with rare irregular interbeds of encrinitic calcirudites bearing bryozoan and ostracod bioclasts.

The macrofauna appears as scattered fragments in the rocks, as moulds on the bed surfaces, or as rare lumachelic accumulations.

The faunal assemblage is made up of trilobites, brachiopods, tentaculites, bivalves, corals, echinoderms, ostracods, of which we identified the following species: *Acaste* cf. *dayiana* Richt., *Tentaculites* cf. *ornatus* Sow., *Shaleria* sp., *Spondylostrophia* sp., *Strophochonetes* sp., *Favosites gothlandicus* Lamk., *Acrophyllum* sp., *Pentagonocyclus acanthaeclus* Yelt. (Pl. III). The species *A. dayiana*, *F. gothlandicus* and *P. acanthaeclus* are mentioned in the Zvenigorod suite of Podolia, that is the equivalent of the Pridolian of Bohemia. In the 4000-4100 m depth interval, the sieve samples revealed many small remains of bone plates and fish teeth, identical with those of "Bonebeds" of England.

The palynological assemblage consists of acritarchs, chitinozoans and scolecodonts, characteristic of the Silurian and in approximately equal proportions, an assemblage characteristic of the Upper Ludlovian-Lower Gedinnian (Pridolian). Here we identified the species: *Veryhachium trispinosum* Eis., *V. reductum* Deunff, *V. downiei* Stock. et Will., *Leiofusa* cf. *tumida* Dow., *Baltisphaeridium arbusculiferum* Dow., *B. cariniosum* Cr., *B. longispinosum* (Eis.) Cramer, *B. ramusculosum* (Deunff)



Cramer, *B. malum* Cr., *Michrystridium stellatum* Deunff, *Solita radians* Cramer, *Leiofusa tumida* Dow., *L. stratifera* Cramer, *Domasia* sp., *Conochitina* cf. *lagenomorpha* Eis., *Sphaerochitina* sp., *Desmochitina* sp., *Staurocephalites* sp., *Nereidavus* sp., *Eunicites* sp., *Oenonites* sp., *Leiotriletes simplex* Naum., *L. microdeltoides* McGr., *Retusotriletes simplex* Naum., *R. communis* Naum., *R. pychovii* Naum., *Emphanisporites minutus* Allen., *Archaeozonotriletes* sp., *Ambitisporites* sp., *Cymatiosphaera* sp.

This assemblage correlates with that identified by Iliescu (1976) in the Tăndărei borehole and assigned to the Pridolian as well as with the one reported by Beju (1967) in some boreholes in the Moesian Platform.

Ludlovian

At 4135 m depth, within the same green siltstones, the electric log marks a slight change that is maintained up to the borehole bottom at 4250 m (115 m thick). Lithologically, the same siltstones and sandstones occur, but they are thicker. At 4150-4152.50 m depth the calcirudite and lumachelic limestone interbeds are thicker. It is equally here that irregular bands of green and black quartzose sandstones occur. At 4197-4200 m the rocks are very crumpled, presenting numerous calcite veins. Those at 4247.50-4250 m are equally very crushed also revealing a gentle dip of no more than 20°. The last two cores do no longer contain bioclasts.

The macrofauna, either as lumachelic accumulations or as moulds on the bed plane is represented by corals, crinoids, brachiopods, ostracods, trilobite and bryozoan fragments, among which we have identified the species : *Tryplasma formosum* (Prantl.), (Pl. IV, Fig. 4), *Zelophyllum aff. conicus* Bulv., *Phaulactis* sp., *Pentagonocyclus* sp., *Anthinocrinus* sp., *Pisocrinus* sp., *Fardenia* cf. *wieniukovi* (Kozl.), *Howellella* cf. *bragensis* (Wenj.), *Strophodonta* sp., *Beyrichia* sp. These species are characteristic of the Ludlovian, being quoted in Podolia and Bohemia.

The palynologic assemblage consists first of all of acritarchs and chitinozoans specific of the Upper Silurian, and subordinately of microspores, an association specific of the Ludlovian. Here we have identified : *Leiosphaeridia laevigata* Stock. et Will., *Veryhachium trispinosus* Eis., *V. reductum* Deunff, *V. europaeum* Deff., *V. trispiniflatum* Cramer, *Michrystridium stellatum* Deunff, *M. raspa* Cramer, *M. ornatum* Stock. et Will., *Baltisphaeridium denticulatum* Stock. et Will., *B. arbusculiferum* Dow., *Leiofusa filifera* Dow., *Multiplicisphaeridium robertinum* Cr., Deunff, *Ancyrochitina ancyrea* Eis., *Desmochitina* sp., *Leiotriletes simplex* Naum., *Punctatisporites* sp., *Emphanisporites* sp., *Ambitisporites avitus* Hoff. The great number of characteristic acritarchs associated with the chitinozoans *Ancyrochitina* and *Desmochitina* and with a small number of primitive microspores that mark the first occurrence of vascular cryptogame plants, among which we mention *Ambitisporites*, indicate a Ludlovian age for this assemblage, correlatable with those quoted in France, England and the Baltic Sea.

The association mentioned above is equivalent with that cited by Beju (1972) for the Ludlovian—G₂ zone in a series of boreholes in the Moesian Platform.

The palynologic content at 4247.50–4250 m is made up of the species: *Leiosphaeridia laevigata* Stock. et Will., *L. eisenackia* Tim., *L. cf. deflanderi* Stock. et Will., *Lophosphaeridium parvum* Stock. et Will., *Baltisphaeridium* sp., *Veryhachium downiei* Stock. et Will. and indeterminable chitinozoans. The very poorly preserved palynologic assemblage as well as the indeterminable macrofauna (trilobites, ostracods, ?hydroids) in the Oprisor borehole were tentatively assigned to the Silurian.

LITHOLOGIC SYNTHESIS

The pre-Carboniferous sediments traversed by the Gîrla Mare and Oprisor boreholes belong to three facies types, in stratigraphic superposition (from base):

- a) Green siltstones
- b) Black argillite with sandstone interbeds
- c) Limestones and dolomites

a) Green Siltstones

In the Gîrla Mare borehole, 396 m of green siltstones were crossed between 3855 and 4251 m depth. The same facies reaches only 275 m by Oprisor, where it was encountered between 3975 m and 4250 m depth.

The siltstone composition is dominated by layered silicate minerals (chlorite, illite, illite+chlorite; the green colour of these rocks is due to the presence of chlorite). Subordinately quartz and detrital plagioclase feldspars appear. The fine lamination is the result of the preferred orientation of the platy minerals. Silty quartz occurs either in millimetric bands (which are quite frequent), or as small patches, probably due to bioturbation.

The siltstones pass sometimes to fine, green feldspathic sandstones with abundant chlorite flakes. The fine-grained detrital plagioclase feldspars are marginally corroded by calcite. In these sandstones the quartz grains are quantitatively subordinate to feldspars. Rare glauconite pellets are also present.

Both siltstones and sandstones sometimes contain clusters of bryozoan debris, dissociated echinoderm plates, comminuted shells of pelecypods, brachiopods and ostracods, trilobite shield debris and some micrite lithoclasts. As the content of bioclastic material rises, the rock passes to a very coarse encrinite with sparse bryozoans and rugose coral debris. The matrix of this rock is a chlorite-rich green sandstone, similar to that described above. The encrinitic layers reach 4 cm in thickness.



b) **Black Argillite with Sandstone Interbeds**

The black argillite with sandstone interbeds was encountered from 3338 m up to 3855 m in the Gîrla Mare borehole and from 3355 m up to 3975 m at Oprișor.

The rocks are generally dark grey to black and represented by two lithologic types.

(i) Fissile argillites and slightly micaceous and clayey siltstones, sometimes with abundant incarbonized plant debris. Quartz, illite and a small amount of chlorite are the components of these rocks. Small lenses or irregular, wavy, laminae of fine and medium grained sandstone are often present in the argillite. Also a fine vermiculation is produced by randomly distributed simple or branching burrows filled with sandstone (Pl. II, Fig. 5). In the Oprișor borehole the argillites in the interval 3924-3928 m contains scattered bioclasts and lens-shaped concentrations of micrite with echinoderm ossicles, microgastropods, comminuted brachiopod shells and bivalve debris.

(ii) Coarse and very coarse sandstones as 1-5 cm sheets between the black argillite beds. These interbeds are more frequent in the Gîrla Mare borehole. Reworked argillite fragments are included in these sandstones that rest on small-amplitude erosion surfaces and fill minor cracks cut in these argillites (Pl. II, Fig. 2). These fragments are numerous at the base of the sandstone interbeds, disappearing upward. The sandstones also fill numerous large branched burrows (up to 0.5 cm in diameter and several centimeters in length) that penetrate downward in the argillites. These burrows resemble the *Thalassinoides* burrows (Pl. II, Fig. 1). The sandstones are coarse and very coarse-grained and are made up of rounded grains of mono- and polycrystalline quartz with secondary overgrowths in optic continuity. At Oprișor, quartz arenites were also found, showing an interlocking quartz mosaic resulted from cementation with secondary quartz. Equally at Oprișor, the thinner beds of fine, poorly sorted sandstone, 0.5-1 cm thick, are rich in carbonaceous debris and pyrite.

c) **Limestones and Dolomites**

The carbonate rocks are present in the Gîrla Mare borehole, between 1440 m and 3338 m and at Oprișor, between 2208 and 3355 m. Two lithologic types were distinguished.

(i) *Calcarenites* and *calcisiltites*. The calcarenites are generally intraclastic and bioclastic. By Gîrla Mare, in the 2643-2645 m interval the calcarenites are rich in *Amphipora ramosa* Phillips. This stromatoporoid is also common in the Moldavian Platform (Hudești borehole). The calcisiltites are dark grey and frequently contain echinoderm debris, ostracods, bryozoans, bivalve fragments and large lithoclasts. The randomly distributed patches of organic debris suggest the burrowing activity of infaunal organisms.

(ii) *Dolomite of secondary origin*. The dolomitized limestones are of two types: (1) Grey or brown, compact or vacuolar, bioclastic dolo-

mites with numerous spathic grains. The vacuoles, when present, are interconnected; (2) Grey dolobreccias with subcentimetric clasts and karstic voids, 0.5-2 cm in diameter, partly cemented by sparite. In the Opreșor borehole, also dedolomites (Rauhwacke) were found in the 2891-2892 interval.

AGE AND INTERPRETATION

The three distinct facies intervals described above are easy to be recognized both in the Gîrla Mare borehole and in the Opreșor one, although these localities are at 25 kilometers distance from each other.

The fauna listed in the previous chapters indicate the following stratigraphic succession (Fig. 2).

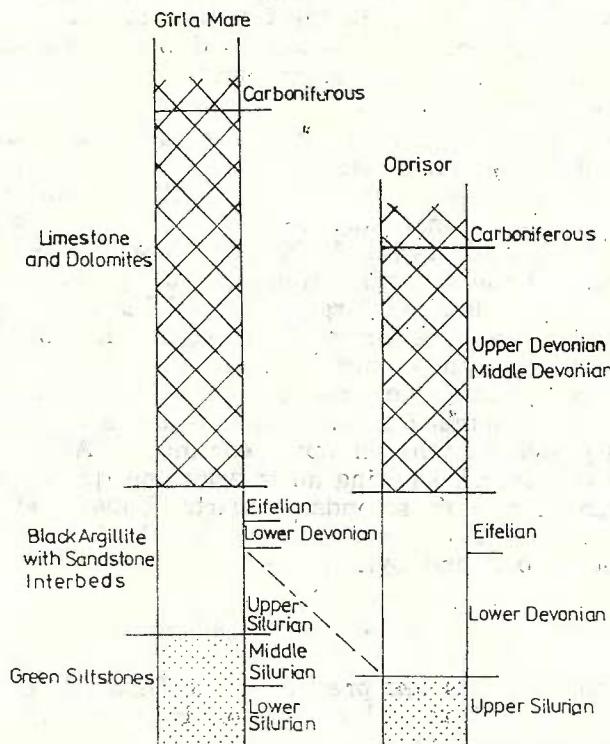


Fig. 2. — Correlation of the geological formations traversed by the Gîrla Mare and Opreșor boreholes.

(a) The green siltstone facies is Lower and Middle Silurian (?Llandoveryan-Wenlockian) by Gîrla Mare, but Upper Silurian (Ludlovian-Pridolian) at Opreșor.

(b) The black argillite with sandstones covers the Upper Silurian (Ludlovian)-Lower-Middle Devonian (Eifelian) at Gîrla Mare, while at Opreșor the black argillites with sandstone interbeds are Lower Devonian-early Middle Devonian in age (Gedinnian—Eifelian).



140405
BIBLIOTECI

(c) The limestone and dolomite facies is in both boreholes Middle Devonian—Lower Carboniferous (Givetian—Visean) in age.

The available data indicate the diachronic character of the boundary between the green siltstone and the black argillite with sandstone interbeds; while at Gîrla Mare this boundary is at the base of the Upper Silurian, at Oprișor it was found at the base of the Lower Devonian. The diachronism is here in connection with a regressive sequence. The lithology, texture and sedimentary structures of the three succeeding facies types found in both boreholes show that they correspond to three different sedimentary environments (in stratigraphic order): (a) Prodelta (green siltstones), (b) Delta (black argillites), (c) Carbonate Platform (limestones and dolomites). This is a regressive sequence because the prodelta is accumulating more offshore than the delta, while the carbonate rocks need a very shallow environment. At Gîrla Mare the black argillite facies is of upward coarsening type, being at the same time more sandy and thus more proximal in character than the same facies at Oprișor, where the sandstone occurs only toward the top of the sequence, demonstrating its progradational nature.

If our interpretation of the regressive character of the sedimentary sequences in the two described boreholes is correct, the deltaic facies has overlapped the prodelta one, while the carbonate facies advanced over that of the delta. This means that the Gîrla Mare has a proximal position relative to Oprișor and the facies migration was from south or south-west (Gîrla Mare) towards north or north-east (Oprișor) (Fig. 3).

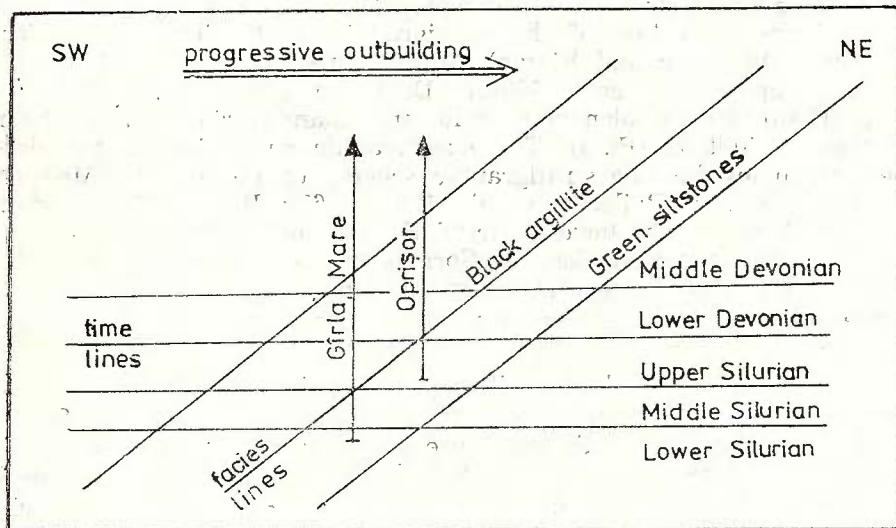


Fig. 3. — Scheme of the prograding sequence at the Silurian-Devonian level in the Gîrla Mare and Oprișor boreholes. Note the diachronic character of the boundary between the green siltstone facies and the black argillite with sandstone facies. At Gîrla Mare the green siltstones reach the base of the Upper Silurian while at Oprișor the boundary is situated in the early Lower Devonian.

CONCLUSIONS

The sedimentologic and paleontologic studies (macrofauna and palynoprotistologic assemblages) have led to the following conclusions:

— The 1111 Gîrla Mare and 1112 Oprișor boreholes drilled in the south-western part of the Moesian Platform have penetrated a succession of three distinct facies types, namely, from the base: a) green siltstones, b) black argillite with sandstone interbeds, c) limestones and dolomites (Pl. I). These three facies are interpreted as representing: a) prodelta; b) delta, c) shallow water carbonate environments.

— The diachronic character of the boundary between the green siltstones and the black argillite with sandstone interbeds has been evidenced. At Gîrla Mare this boundary is situated at the Upper Silurian base, while at Oprișor it is placed in the Lower Devonian base. The diachronism is correlated with a prograding (regressive) sequence.

The rocks crossed by the Gîrla Mare borehole pertain to three chronostratigraphic subdivisions (Carboniferous, Devonian and Silurian). The Silurian is present here with all the four series (?Llandoveryan, Wenlockian, Ludlovian, Pridolian).

The Oprișor borehole has penetrated Carboniferous, Devonian and Silurian (only Pridolian and Ludlovian) sediments.

— The faunal assemblages are in both boreholes of neritic and littoral type, sometimes with characters suggesting shallow water carbonate environment.

— The palynoprotistologic assemblages and the macrofauna have permitted the separation of the stratigraphic subdivisions of the Carboniferous (Dinantian and Visean), Middle-Upper Devonian (Givetian—Frasnian—Famennian), early Middle Devonian (Eifelian), Lower Devonian (Gedinnian, Coblenzian), Silurian (Llandoveryan, Wenlockian, Ludlovian, Pridolian) (Pl. I). The stratigraphic succession in the described boreholes fits the stratigraphic scheme of the eastern Moesian Platform Paleozoic (Răileanu et al., 1966, 1967; Beju, 1972; Iordan, 1981) as follows: a) the lower Detrital Formation: Ordovician—Eifelian and b) the Carbonatic-Dolomitic Formation: Givetian—Visean. The correlation can also be argued by the similarity between the faunal and the microfloral assemblages, especially with those of the 5082 Mangalia borehole.

— As for the correlation with the Paleozoic sequence of the Moldavian Platform, we can identify certain affinities concerning the Silurian, that is: a) in both regions the green colour of the rocks is due to chlorite; b) the presence of "the shelly fauna" facies without graptolites (Iordan, 1975), in contrast with the eastern part (Călărași, Tuzla, Tăndărei, Zăvoaia, Ianca-Berlescu, Bordeiul Verde) or even with the north-western part of the Moesian Platform (Făurești, Capul Dealului, Dirvari); c) a large number of common elements in the chitinozoan assemblage (Iași, Bătrînești boreholes).

The list of Paleozoic fossils of our country has thus been enriched with numerous new species.



The paleontological data attest the Paleozoic of the southwestern part of the Moesian Platform.

REFERENCES

- Beju D. (1967) Quelques spores, acritarches et chitinozoaires d'âge Dévonien inférieur de la Plate-forme moesienne (Roumanie). *Rev. Paleont., Palynol.*, 5, p. 39-49, Amsterdam.
- (1972) Zonare și corelare a Paleozoicului din Platforma Moesică pe baza asociațiilor palino-protistologice. *Rev. Petrol și Gaze*, 23/12, p. 714-725, București.
- Clayton G., Coquelin R., Donbinger J., Gueinn K., Loboziak S., Owens B., Streel M. (1977) Carboniferous miospores of western Europa, illustration and zonation. *Mered. Rijks. Geol. Dienst.*, 29, p. 1-71.
- Grigoraș N., Pătruț I., Popescu M. (1963) Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei moesice pe teritoriul R.S.R. *Assoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V*, 1961, București, III/IV, p. 116-128, București.
- Ilieșcu V. (1976) A Pridolian (Uppermost Silurian) palyno-protistologic assemblage from the Moesian Platform — Romania. *D. S. Inst. Geol.*, LXII, p. 187-195, București.
- Iordán M. (1967) Considerații asupra Paleozoicului inferior din forajul de la Main-galia pe baza studiului Trilobiilor și Tentaculilor (Platforma Moesică). *D. S. Com. Stat. Geol.* (1966), LIII/1, p. 367-387, București.
- (1975) Studiul biostratigrafic al Paleozoicului din forajul Bătrinești (Platforma Moldovenească). *D. S. Inst. Geol.*, LXI/3, p. 27-50, București.
- (1981) Study of Silurian and Devonian faunas from the eastern part of the Moesian Platform. *Mem. Inst. Geol., Geofiz.*, XXX, p. 115-221, București.
- Visarion A., Baltres A. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- McGregor D. C. (1975) Lower and Middle Devonian spores of eastern Gaspe, Canada. I. Systematics. *Palaeontogr.*, 142, p. 1-77, Stuttgart.
- Neves R., Ioannides N. (1974) Palynology of the Lower Carboniferous (Dinantian) of the Spilmersford borehole, East Lothian Scotland. *Bull. Geol. Survey Great Britain*, 45, p. 73-97, London.
- Paraschiv D. (1974) Studiul stratigrafic al Devonianului și Carboniferului din Platforma Moesică, la vest de rîul Argeș. *Inst. Geol. St. tehn. econ.*, seria J, 12, 129 p., București.
- Patrulius D. (1963) Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (partea de vest a Cîmpiei Române). *D. S. Inst. Geol.*, XLIX/1, p. 81-91, București.
- Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. (1961) Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei moesice. Stratigrafie. *Rev. Petrol și Gaze*, 12/11, p. 481-493, București.
- Playford G. (1963) Lower Carboniferous microfossils of Spitzbergen. *Paleontology*, 5/4, p. 619-678, London.



- Rădulescu V., Tătarlă E., Rădulescu I. (1982) Report, the archives of the Enterprise for Drilling and Special Geological Work, Bucharest.
- Răileanu Gr., Iordan M., Ali-Mehmed Dăneț N., Beju D. (1966) Studiu Devonianului din forajul de la Mangalia. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LII/1 (1964-1965), p. 323-329, București.
- Iordan M., Săndulescu E. (1967) Considerații asupra Paleozoicului inferior din zona Călărași. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1 (1965-1966), p. 419-426, București.
- Riegel W. (1975) Sporenformen aus den Heisdorfer Lauch- und Nohn-Schichten. (Emsium und Eifelium der Eifel, Rheinland). *Palaeontogr.*, 9, 142/1-3, p. 78-104, Stuttgart.
- Stockmans P., Williers Y. (1963) Les Hystrichosphères ou mieux les Acritarches du Silurien Belge. *Bull. Soc. belge Geol.*, 71/3, p. 450-481, Bruxelles.
- Tiwari R. S., Schaarschmidt F. (1975) Palynological studies in the Lower and Middle Devonian of the Prün Syncline, Eifel (Germany). *Abh. Zenckbr. Naturf. Gess.*, 534, 100 p., Frankfurt a.M.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

- Fig. 1. — Bioturbations of *Thalassinoides* type. Eifelian. Oprișor, 3535-3544 m.
- Fig. 2. — White sandstones with rip-up clasts, in alternation with black argillites. Eifelian. Oprișor, 3494-3498 m.
- Fig. 3. — Green siltstones with irregular veins filled with calcite. Silurian (Ludlovian). Oprișor, 4197-4200 m.
- Fig. 4. — Calcareous-dolomitic grey breccias. Middle-Upper Devonian. Gîrla Mare, 2286.50-2290 m.
- Fig. 5. — Burrows in black siltstones. Eifelian. Gîrla Mare, 3378.50-3380 m.
All figures are full size.

Plate III

- Fig. 1. — *Daviesiella* sp. cf. *D. llangollensis* (Dav.). Lower Visean. Oprișor, 2282.50-2285 m. $\times 1$.
- Fig. 2. — *Strophodonta* (S.) aff. *demissa* (Conrad). Middle-Upper Devonian. Gîrla Mare, 3327-3329 m. $\times 3.2$.
- Fig. 3. — *Atrypa reticularis* kuzbasica Rzhons. Givetian. Oprișor, 3491-3494 m. $\times 3.3$.
- Fig. 4. — *Iridistrophia* sp. Middle-Upper Devonian. Gîrla Mare, 3327-3329 m. $\times 1.5$.
- Fig. 5. — *Pseudosporochnus krejpii* Pot. et Bern., *Aneurophyton germanicum* Kr. et Wey., *Hyenia* sp. Eifelian. Oprișor, 3535-3544 m. $\times 1.1$.
- Fig. 6. — *Jovelania* sp. Lower Devonian. Oprișor, 3924-3928 m. $\times 1$.
- Fig. 7. — *Lingulipora* sp. Middle Devonian. Oprișor, 3491-3494 m. $\times 2.3$.



- Fig. 8. — *Mutationella podolica* Koźłowski. Lower Devonian. Oprișor, 3800-3900 m. $\times 3.5$.
- Fig. 9. — *Delthyris* cf. *dumontianus* (Konink). Lower Devonian. Oprișor, 3800-3900 m. $\times 3.5$.
- Fig. 10. — *Petraia* sp. Lower Devonian. Oprișor, 3800-3900 m. $\times 3.5$.
- Fig. 11. — *Praectenodonta* sp. Lower Devonian. Oprișor, 3800-3900 m. $\times 3.5$.
- Fig. 12. — *Tentaculites* cf. *ornatus* Sow.; crinoid entroc. Pridolian. Oprișor, 4000-4100 m. $\times 4$.
- Fig. 13. — *Pentagonocyclus acanthaclus* Yelt. Pridolian, Oprișor, 4100-4104 m. $\times 4$.
- Fig. 14. — *Tentaculites straeleni* Maill., T. *gyracanthus* (Eaton), crinoid entroc. Lower Devonian, Oprișor, 3775-3800 m. $\times 3.4$.
- Fig. 15. — *Acaste dayiana* Richter. Pridolian. Oprișor, 4000-4004 m. $\times 3$.
- Fig. 16. — *Leptostrophia* sp. Pridolian. Gîrla Mare, 3561.50-3564 m. $\times 2.2$.

Plate IV

- Fig. 1. — *Eospirifer* cf. *schmidti* Lindstr. Pridolian. Gîrla Mare, 3561.50-3563.50 m. $\times 2$.
- Fig. 2, 3. — *Nuculites* sp. Ludlovian. Gîrla Mare, 3692-3694 m; 3850-3853 m. $\times 3$; 3.3.
- Fig. 4. — Bioclast with *Triplasma formosum* (Prantl), crinoids and brachiopods. Ludlovian. Oprișor, 4150-4152 m. $\times 1$.
- Fig. 5. — Lumachel of *Mesodouvillina subintertrialis* Kozl. Pridolian. Gîrla Mare, 3561.50-3563.50 m. $\times 1$.
- Fig. 6. — *Morinorhynchus* cf. *orbignyi* (Dav.), *Atrypa* aff. *reticularis* Linné; *Leptaena* cf. *rhomboidalis* (Wahl.), Wenlockian. Gîrla Mare, 3898.50-3900 m. $\times 2$.
- Fig. 7. — *Lissostrophia* cf. *cooperi* Ams, *Isorthys* aff. *clivosa* Walms., *Atrypa* aff. *reticularis* Linn. Wenlockian. Gîrla Mare, 3898.50-3900 m. $\times 2$.

Plate V

Gîrla Mare borehole

- Fig. 1. — *Calamospora pannacea* Rich., 3466-3470 m.
- Fig. 2. — *Samarisporites leclercqi*. Lele-Streel, 3378.50-3380 m.
- Fig. 3. — *Cyclogranisporites plicatus* All., 3466-3470 m.
- Fig. 4. — *Auroraspora* sp., 3561-3563 m.
- Fig. 5. — *Perforosporites robustatus* Scott., 3466-3470 m.
- Fig. 6. — *Ambitisporites* sp., 3466-3470 m.
- Fig. 7. — *Tholischporites densus* McGr., 3466-3470 m.
- Fig. 8. — *Convolutispora* sp., 3466-3470 m.
- Fig. 9. — *Reticulatisporites* sp., 3466-3470 m.
- Fig. 10. — *Acanthotriletes* sp., 3378.50-3380 m.
- Fig. 11. — *Emphanisporites neglectus* All., 3466-3470 m.
- Fig. 12. — *Archaeozonotriletes divellomedium* Cibr., 3466-3470 m.
- Fig. 13. — *Emphanisporites annulatus* McGr., 3378.50-3380 m.



Fig. 14. — *Phyllotheocotriletes elegans* Tiw., 3466-3470 m.

Fig. 15. — *Anapiculatisporites lanceolatus* Streel., 3378.50-3380 m.

All figures magnified by $\times 500$.

Plate VI

Gîrla Mare borehole

Fig. 1. — *Lagenochitina elegans* Beju-Dăneș, 3561-3563 m.

Fig. 2. — *Lagenochitina macrostoma* Taug. et Jekh., 3850-3853 m.

Fig. 3. — *Lagenochitina prussica* Eis., 3850-3853 m.

Fig. 4. — *Lagenochitina* sp., 3850-3853 m.

Fig. 5. — *Ancyrochitina fragilis harpagiae* Taug. et Jekh., 3850-3853 m.

Fig. 6. — *Ancyrochitina* cf. *diabolo-paucicornis* Deff., 3561-3563 m.

Fig. 7. — *Conochitina brevis conica* Taug. et Jekh., 3850-3853 m.

Fig. 8. — *Angochitina valentini aspera* Cr., 3850-3853 m.

Fig. 9. — *Angochitina valentini* Cr., 3850-3853 m.

Fig. 10. — *Desmochitina* sp., 3898-3900 m.

Fig. 11. — *Clathrochitina clathrata* Eis., 3850-3853 m.

Fig. 12. — *Anisocerasites* sp., 3898-3900 m.

Fig. 13. — *Staurocephalites* sp., 3850-3853 m.

Fig. 14. — *Lumbriconereites* sp., 4108-4110 m.

Fig. 15. — *Leodicites* sp., 3850-3853 m.

All figures are magnified by $\times 200$.

Plate VII

Gîrla Mare borehole

Fig. 1. — *Leiosphaeridia voigti* Eis., 3466-3470 m.

Fig. 2. — *Macropticha uniplicata* Tim., 3466-3470 m.

Fig. 3. — *Duvernaysphaera* sp., 3898-3900 m.

Fig. 4. — *Baltisphaeridium trifurcatum* Eis., 3898-3900 m.

Fig. 5. — *Baltisphaeridium microfurcatum* Dff., 3898-3900 m.

Fig. 6. — *Baltisphaeridium uncinatum* Dow., 3850-3853 m.

Fig. 7. — *Baltisphaeridium cariniosum* Cr., 3898-3900 m.

Fig. 8. — *Baltisphaeridium malum* Cr., 3898-3900 m.

Fig. 9. — *Onondagella deunffi* Cr., 4108-4110 m.

Fig. 10. — *Veryhachium reductum* (Dff.) Dow., 3378-3380 m.

Fig. 11. — *Pterospermopsis onondagensis* Dff., 3343.50-3345 m.

Fig. 12. — *Eunicites serrula* Taug., 3898-3900 m.

Fig. 13. — *Onondagella* cf. *assymetrica* Dff., 3898-3900 m.

Fig. 14. — *Veryhachium downei* Stock. et Will., 3898-3900 m.

All figures are magnified by $\times 500$. Fig. 12 — $\times 200$.

Plate VIII

Oprișor borehole

Fig. 1. — *Lophotriletes densus* Love, 2039.42 m.

Fig. 2, 3. — *Triquitrites* sp., 2039.42 m.



- Fig. 4. — *Waltzispora sagittata* Playf., 2039.42 m.
Fig. 5. — *Calamospora* sp., 2039.42 m.
Fig. 6, 7. — *Raistrickia nigra* Love, 2039.42 m.
Fig. 8. — *Apiculatisporites* sp., 2039.42 m.
Fig. 9. — *Tricidarisporites* sp., 2039.42 m.
Fig. 10. — *Crassispora aculeata* Nevil., 2174-2176 m.
Fig. 11. — *Anaplanisporites* cf. *atheticus* Nev., 2039.42 m.
Fig. 12. — *Diatomozonotriletes* sp., 2039.42 m.
Fig. 13. — *Cingulizonates* sp., 2039.42 m.
Fig. 14. — *Vallatisporites* cf. *cilaris* (Luber) Sull., 2174-2176 m.
Fig. 15. — *Acanthotriletes socraticus* Nev., 2174-2176 m.
Fig. 16. — *Knoxisporites pristinus* Sull., 2174-2176 m.

× 500

Plate IX

Oprișor borehole

- Fig. 1. — *Emphanisporites anulatus* McGr., 3548.50-3557.50 m.
Fig. 2. — *Emphanisporites rotatus* McGr., 3548.50-3557.50 m.
Fig. 3. — *Apiculiretusispora brandtii* Streel, 3548.50-3557.50 m.
Fig. 4. — *Densosporites anulatus* (Loose) Smith et Butt., 3548.50-3557.50 m.
Fig. 5. — *Apiculatisporites perpusillus* (Naum.) McGr., 3548.50-3557.50 m.
Fig. 6. — *Punctatisporites obesus* (Loose) Pot. Kr., 3548.50-3557.50 m.
Fig. 7. — *Dictyotriletes emsiensis* (All.) McGr., 3548.50-3557.50 m.
Fig. 8. — *Dibolisporites* cf. *eifeliensis* (Lang) McGr., 3527 m.
Fig. 9. — *Calamospora pannacea* Rich., 3508-3514 m.
Fig. 10. — *Phyllotheconotriletes densicorpus* Tiw. et Schaer., 3508-3514 m.
Fig. 11. — *Samarisporites* sp., 3508-3514 m.
Fig. 12. — *Rhabdosporites minutus* Tiw. et Schaar., 3508-3514 m.
Fig. 13. — *Dibolisporites* sp., 3526 m.

× 500

Plate X

Oprișor borehole

- Fig. 1. — *Leiofusa stratiformis* Cr., 4000-4004.50 m.
Fig. 2. — *Leiofusa tumida* Dow., 4000-4004.50 m.
Fig. 3. — *Veryhachium downiei* Stock. et Will., 4000-4004.50 m.
Fig. 4. — *Veryhachium trispinosum* Eis., 4000-4004.50 m.
Fig. 5, 6, 7. — *Michrystridium stellatum* Def., 4000-4004.50 m.
Fig. 8. — *Baltisphaeridium carinatum* Cr., 4000-4004.50 m.
Fig. 9, 10, 12. — *Baltisphaeridium arbusculiferum* Dow., 4000-4004.50 m.
Fig. 11. — *Cymatiosphaera* sp., 4000-4004.50 m.
Fig. 13. — *Baltisphaeridium malum* Cr., 4000-4004.50 m.
Fig. 14, 15. — *Baltisphaeridium ramulosum* Dff., 4000-4004.50 m.

× 500.

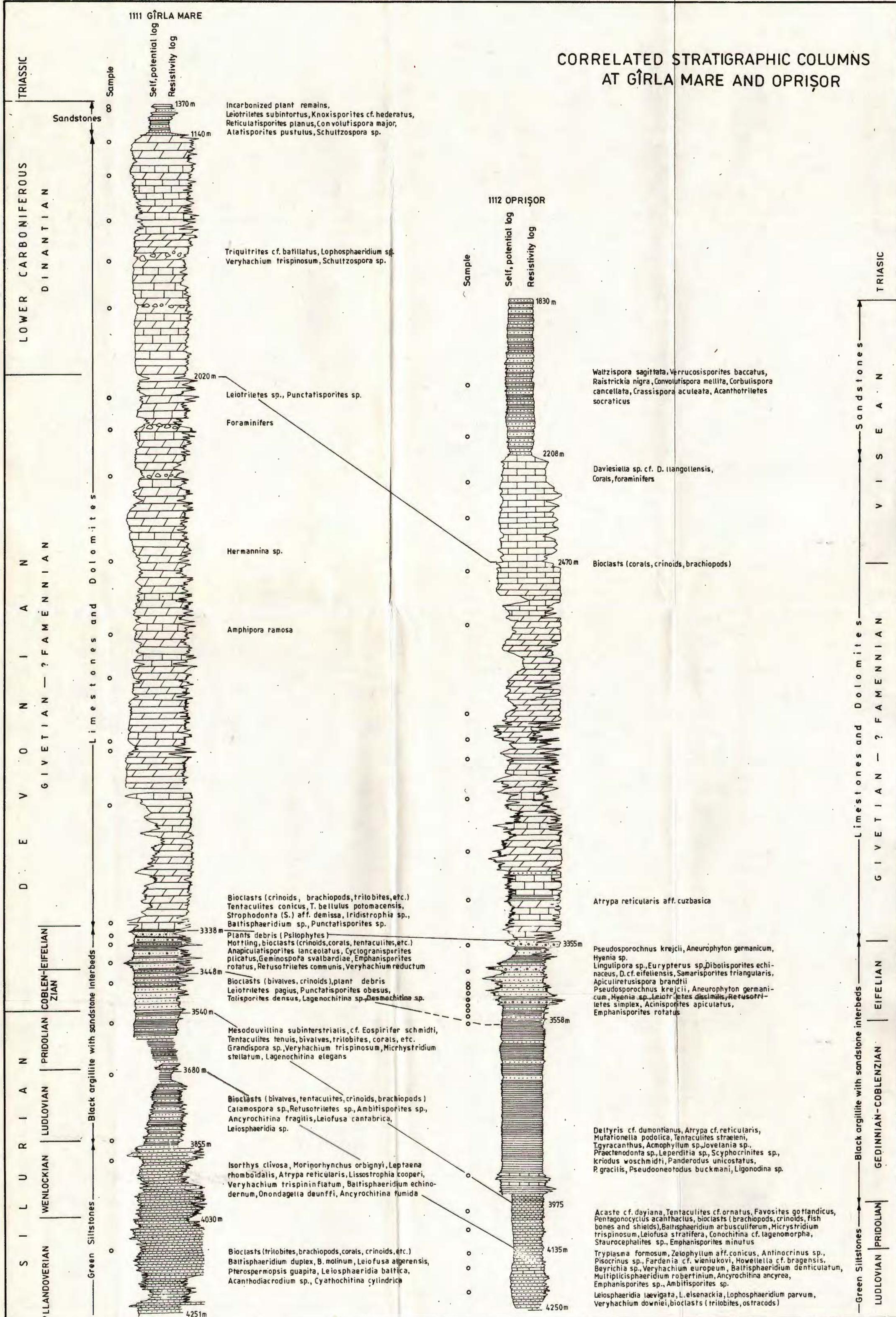


IGR - IGR



Institutul Geologic al României

CORRELATED STRATIGRAPHIC COLUMNS AT GÎRLA MARE AND OPRIȘOR



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE PERMIAN FORMATIONS IN THE WESTERN PART OF THE BIHOR MOUNTAINS¹

BY

SEVER BORDEA², JOSEFINA BORDEA²

Permian. Bimodal volcanism. Detrito-Carbonate Series. Vermicular Sandstone Series. Arieșeni Nappe. Rhyolites. Ignimbrites. Spilitic rocks. Lithostratigraphic correlation. Apuseni Mountains-North Apuseni Mountains-Biharia Massif.

Sommaire

Contributions à la connaissance des formations permianes de la partie ouest des monts Bihor. À la partie ouest des monts Bihor, sur la vallée de Sibioara, dans la nappe d'Arieșeni, on mentionne une série détrito-carbonatique qui est équivalente à la série des grès vermiculaires permiens. Dans cette série les produits du volcanisme bimodal (rhyolites ignimbritiques et roches spilitiques) sont bien représentés.

I. Introduction. In 1958, on the occasion of the researches undergone in the view of making up the Arieșeni sheet-scale 1 : 100 000, we have pointed out the presence of calcareous rocks within Permian deposits (Vermicular Sandstone Series) as well as basic rocks and quartziferous porphyries.

Recently, investigating the area north-west of the Tapu Peak with the intention of drawing up the lithologic Valea Seacă-Glăvociu sheet, we have reviewed the sequence of sedimentary and eruptive rocks on the Sibioara Valley and are therefore able to add new elements to the knowledge of Permian series.

¹ Received on April 28, 1982, accepted for communication and publication on April 29, 1982, presented in the meeting of May 14, 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



- II. Historical data. The first researches that have attempted to make a separation of the Permian series of the Bihor Mountains (Rozloznik, Arabu) have assigned to the Upper Permian the Werfenian quartzites and to the Lower one the whole rock succession known so far under the name of "the Red Series".

Bleahu, investigating the Permian rocks, notices the possibility of separating several series within "the Red Series". Subsequently (1963), correlating the Paleozoic rocks of the Bihor Mts, he represents in the stratigraphic column of the Arieșeni Unit within the Vermicular Series, also part of the rocks observed by us on the Sibișoara Valley (limestones, quartziferous porphyries, basic rocks).

In 1959, Dimitrescu studied the Permian volcanism in Romania; later on, several researches point out the ignimbritic character of the acid eruptive rocks of the Apuseni Mts (Bleahu, 1963; Dimitrescu, 1964; Dimitrescu et al., 1965; Istoceșcu, Dimitrescu, 1967). In 1973 Dimitrescu et al. were concerned with the quartziferous porphyries intercalated in the Permian rocks of the Finiș Nappe of the Bihor Mts and Stan (1983) designates the Codru Moma acid eruptions as ignimbritic alkaline rhyolites. Cioflica et al. (1980) approaching the Alpine ophiolites of Romania are also concerned with the Codru Moma bimodal volcanism; it is also here that Stan and Udrescu made the analysis of spilitic rocks of the same massif.

III. Stratigraphy. The Permian deposits of the Arieșeni Unit have been grouped in several series amply described by Bleahu at the Carpatho-Balkan Congress of 1961. Our researches on the western part of Bihor (Fig. 1) have made use either of new outcrops due to the build-

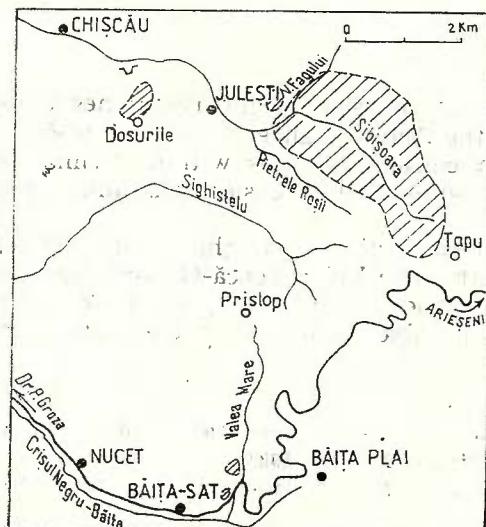


Fig. 1. — Sketch of the western part of the Bihor Mountains, with the outlines of the investigated zones.



ing of forest roads, or of data obtained by drillings or galleries cut in the region. Thus, on Valea Fagului we have studied drillings that pierce the Permian rocks of the Arieșeni Unit and stop in Barremian limestones belonging to the lower unit; south-east of Chișcău (Dosurile Peak area) the lambeau of Permian deposits that also belong to the Arieșeni Unit has yielded some interesting data on the Vermicular Sandstone Formation, and the outcrops on the Băița village-Arieșeni road have given us the possibility to study in detail the basal part of the Black Series.

In the western part of the Bihor Mts, the first term assigned to the Permian, "the Laminated Conglomerate Formation" is not present and neither is it encountered by the Țapu Mts drillings or the ones on Valea Fagului; this formation has been laminated together with the carboniferous rocks of their base (Green Schist Series).

The second term, "the Vermicular Sandstone Formation" occupies a large area in the Arieșul Mare springs zone, where it was, in fact, separated for the first time. We should like to insist more on it, as it shows notable lithological variations; Bleahu (1963) has already shown that in the southern units (at Rînușa and Hotără) the Vermicular Series has been substituted by "the Laminated Detritic Series". On the Sibișoara Valley the Vermicular Sandstone Formation has been replaced by a detrito-carbonate rock sequence in which spilitic rocks and ignimbritic rhyolites appear ("Detrito-Carbonate Formation"). It is well exposed both at Sibișoara (between bench-marks 750 and 1100) and on its right tributary, Giunașu (between bench-marks 800 and 1075). A fault, the Custuri one, trending NE-SW, divides the outcropping area in two compartments, the western one, downstream and the eastern one, upstream (Fig. 2).

In Figure 3 we present certain detail lithological columns, two of them for the downstream area (A, on the forest road running on the right flank, and B downstream) and one for the upstream area.

In the first column (A), it is noticed that the element characteristic of the Vermicular Formation, the vermicular sandstone (lithic micaceous sandstones with bioglyphs present in the whole bed thickness), crops out as rare intercalations of reduced thickness that amount to 30 m (12 percent of the set of discernible rocks); the ignimbritic rhyolites are about 40 m thick, that is 13 percent; the greenish or brick-coloured quartzitic sandstones and the fine micaceous sandstones, elements frequent in the Permian formations make up about 34 percent; the spilitic rocks (two interbeds) represent 15 percent of the rock sequence under examination. Associated with the Permian marly limestones and micritic limestones there appear satined siltstones and satined argillaceous schists, violaceous or greenish in colour. In our opinion they represent elements of transition between the formations (Vermicular and Detrito-Carbonate), constituting about 10 percent. The new elements, proper to the Sibișoara Formation, the satined greenish and violaceous marly limestones, striped sometimes, amount to 16 percent of the rocks noticed in column A.



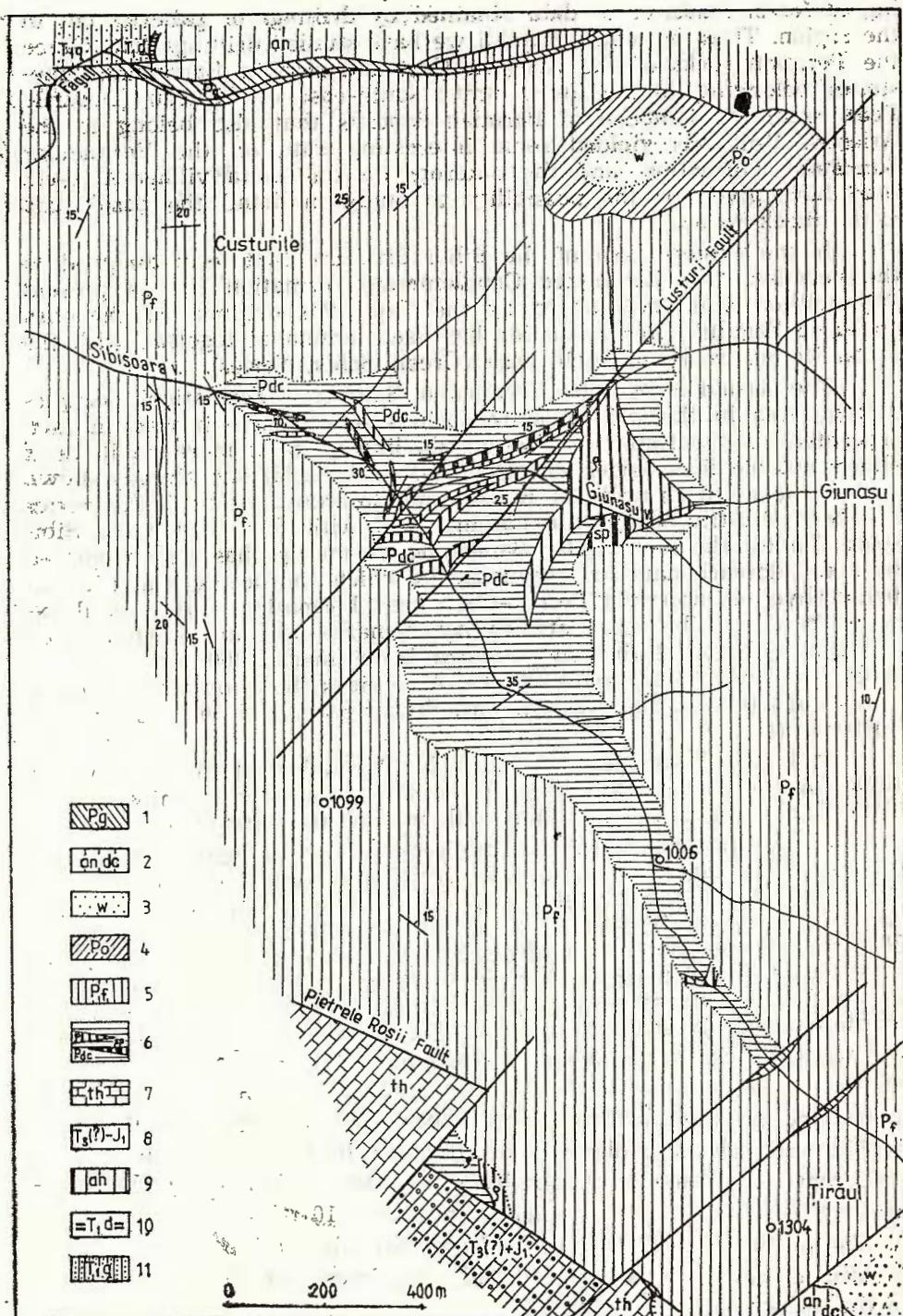


Fig. 2

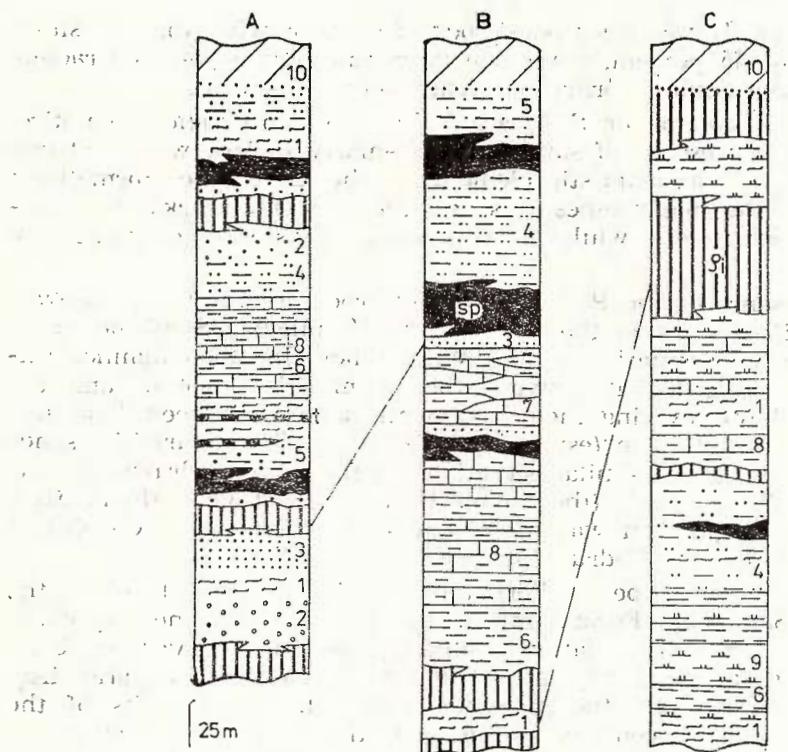


Fig. 3. — Lithologic column on the Sibișoara Valley.
A, west of the Custuri Fault, in the right slope;
B, west of the Custuri Valley, along the stream; C, east
of the Custuri Fault.

1, vermicular sandstones; 2, fine micaceous quartzitic sandstones; 3, greenish quartzitic sandstones; 4, brick-coloured sandstones and schistous siltstones; 5, satined violaceous siltstones; 6, satined greenish or violaceous shales; 7, green or violaceous micrites; 8, greenish or violaceous marly limestones; 9, satined marly shales, stratified in plates; P₁, ignimbritic rhyolites; sp, spilitic rocks; t, rhyolitic tuffs; 10, Feldspathic Formation.



Fig. 2. — Geologic map of the Sibișoara-Custuri (Bihor Mts) zone.

1, Paleogene: banatitic veins; Arieșeni Nappe; 2, Anisian: dolomites and grey limestones; 3 Werfenian: quartzitic sandstones; 4, Permian: Oligomicitic Formation; 5 P₁—rhyolites; sp — spilitic rocks; Lower Units: 7, Tithonian: reefal limestones (Farca type limestone); 8, Upper Triassic (?)—Lower Jurassic: Coșuri Beds; 9, Anisian: grey dolomites; 10, Lower Triassic: dolomites and micaceous sandstones; 11, Lower Triassic: quartzitic sandstones.

In column B the calcareous rocks (together with the transition ones) represent 45 percent, while the vermicular sandstones, characteristic of the Vermicular Formation, reach only 4 percent.

In the last column on Sibișoara Valley, column C, one can notice, in addition, the presence of satined argillo-marly schists, well stratified in plates, also a characteristic element of the Carbonate Formation; together with the marly limestones and the transition rocks they constitute about 50 percent, while the vermicular sandstones represent only 20 percent.

The presence of the Permian eruptive rocks of the area, especially of the spilitic ones, at the level of the Vermicular Sandstone Formation shows a peculiarity of the West Bihor. In the examined exposures it is noticed that between the ignimbritic rhyolites and the spilitic rock flows covering them, sediments have often been deposited, not thicker than 2–3 m (especially micaceous, fine quartzitic sandstones). Bleahu figures similar situations in the column drawn for the Rînușa and Virful Dievii (the Moma Unit of the Codru Moma Mts). This bimodal magmatism was mentioned and explained by Cioclica et al. (1980) both for the Codru Moma Mts and for North Dobrogea.

Comparing the type of Permian volcanism (at the level of the Vermicular Sandstone Formation) of the Dieva Unit and especially of the Moma Unit with that presented by us for the Arieșeni Unit, we notice a great similarity that leads to the idea of a parallelism between the Moma and the Arieseni Units; the lower units of the Codru Nappe System contain, at the respective level, only acid rocks. In fact a parallelism (on other criteria than volcanologic) of the two units has been made by Bleahu as early as 1963 when we gave the name of "the Arieșeni-Moma Unit".

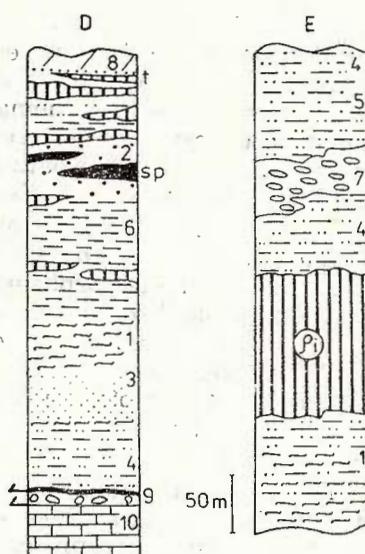
For including the Detrito-Carbonatic Formation in the area of development of the Vermicular Sandstone Formation of the West Bihor we shall try and correlate the Permian rocks at Sibișoara with the neighbouring equivalent ones (westward). Borehole 3, situated on Valea Fagului, in the right flank, drilled by I.P.E.G. Cluj-Napoca, yield interesting data concerning the facies variations of the Vermicular Sandstone Formation and its relations with the Detrito-Carbonate one (Fig. 4, D). In comparison with column A (on Sibișoara) only marly limestones are missing while transition rocks (satined argillaceous schists) are still present especially at the upper part of the column; ignimbritic rhyolites and spilitic rocks are present to a less extent than on Sibișoara. In exchange there are more vermicular sandstones and brick-coloured ones. In the area of borehole 3 we are in the zone where the Vermicular Sandstone Formation is interfingered with the Detrito-Carbonate one; the total thickness of the rocks here is about 400 m (their base, that is laminated, is not known) while on Sibișoara they reach about 500 m.

More westward, near the Beiuș basin border south-east of the Chișcău Cave, in the Dosurile Peak area, on its northern slopes, well exposed, we have noticed the following succession in the Permian deposits. Column E (Fig. 4, E), about 444 m thick (with laminated base) is



Fig. 4. — Lithologic column on Valea Fagului, borehole 3 (D) and at Dosurile Peak (E).

1, vermicular sandstones; 2, fine micaeuous quartzitic sandstones; 3, greenish quartzitic sandstones; 4, brick-coloured sandstones and schistose siltstones; 5, satined violaceous siltstones; 6, satined greenish or violaceous shales; 7, slightly metamorphosed conglomerates; ρ_i , ignimbritic rhyolites; sp, spilitic rocks; t, rhyolitic tuffs; 8, Feldspathic Formation; 9, breccias with blocks of Barremian limestones and Permian violaceous siltstones; 10, Barremian limestones.



built up, at the lower part, of satined violaceous siltstones, vermicular sandstones and brick sandstones that underlie violaceous ignimbritic rhyolites, rarelier greenish (more than 100 m thick); brick-coloured sandstones and then slightly metamorphosed conglomerates follow with flat elements (quartz and hard red sandstones). The conglomerates are overlain by a pile thick of about 100 m made up of brick-coloured sandstones intercalated with satined violaceous siltstones.

Comparing the succession of Dosurile Peak with the ones for the eastern zones, one can notice the lack of spilitic rocks, the quantitative reduction of satined violaceous siltstones (that on the Sibișoara Valley were closely connected with the carbonate rocks) and the occurrence of a slightly metamorphosed conglomerate pile.

As we go farther from the Sibișoara area, the characteristics of the Detrito-Carbonate Formation are effaced and in the Chișcău area they disappear altogether; on the other hand neither the typical rocks described for the Vermicular Formation are well represented (that is brick-coloured sandstones — frequent in the Permian formations — as well as rhyolites).

South-east of Sibișoara, in the Valea Mare zone (right tributary of Crișul Negru-Băița) a number of outcrops have been created as a consequence of the building up of the road that goes to Arieșeni; here in the right slope of Valea Mare, there appear piles of siltstones and hard black sandstones, strongly affected by the thermic metamorphism of the banatites in the region. In one of the outcrops, among the siltstones there occur light-grey fine limestones that are in contrast with the limestones of the Black Series. The limestones appear as centimetric lens or as slightly undulated little veins. These intercalations vaguely resemble the Sibișoara ones; that is why this set of rocks of

the "Black Series" has been parallelized with the Vermicular Sandstone Formation. In fact, as early as 1963, Bleahu has shown, unlike the anterior researchers, that the Black Series ("whose colour is given by the transformation of hematite into magnetite under the influence of banatic eruptive rocks") represent several Permian series, the Vermicular Series, the Feldspathic (tuffaceous) Series and the Striped Series (as an equivalent of the Oligomictic Series), respectively.

On Valea Mare, upstream the Arieșeni road, a gallery cut in the right flank has pierced the Vermicular Sandstone Formation, unaffected here by thermic metamorphism. In the gallery the series is represented by vermicular sandstones among which there appear subordinate interbeds of satined violaceous or greenish shales with slightly undulated bedding faces, similar with those associated with the marly limestones on the Sibișoara Valley. These interbeds represent the last south-eastern elements that can remind of the Detrito-Carbonate Formation.

The study of the lithological columns of the zones situated both west of Sibișoara and south-east of it leads to the idea that the Detrito-Carbonate Formation represents an accident in the sedimentation of the Permian deposits, at the level of the vermicular sandstones, a local facies of it. Its exact age couldn't be established although numerous thin sections have been examined in limestones and marly limestones, and the spore-pollen and conodont analyses have not given the expected results.

The third term of the Permian (3), "the Feldspathic Formation" is made up of alternations of tuffaceous sandstones and brick-coloured sandstones forming decimetric, rarer metric beds ; sometimes the tuffaceous sandstones become coarse up to conglomerates (that differ from the Werfenian conglomerates by their reduced hardness and the presence of altered feldspars). In the western area of the annexed map numerous micaceous brick-coloured sandstone intercalations are to be noticed, that, in places become dominant. The alternation coarse, medium, fine, within the Feldspathic Formation makes the rock banks be quite distinctly separated, so that the bedding cannot be taken for a possible schistosity. The Feldspathic Formation unconformably lies on the term below it. At the two terms of the Permian, different folding styles are to be noticed, the lower one having been subject to a greater extent to plicative movements. (4) The Oligomictic Formation, the last term of the Permian rock sequence, appears only on the Căsturile Crest and south-east of Sibișoara, on the Tapu Mountain. It is made up of yellowish or reddish quartzitic sandstones in which feldspars are present in small amounts ; the violaceous siltstones that are equally interbedded in the formation have reduced participation.

IV. Conclusions. 1. In the Sibișoara Valley area the Vermicular Sandstone Formation of the Arieșeni Nappe is replaced by a Detrito-Carbonate Formation. It represents a local facies, present on a limited area of the West Bihor.



2. The products of the Permian volcanism, included in the mentioned formation are ignimbritic rhyolites and spilitic rocks; they represent a bimodal volcanism, similar to that in the Moma Unit, which could plead for a parallelism between the Arieșeni Unit and the Moma one.

3. The calcareous interbeds of the black siltstones near Băița-Sat lead, they too, to drawing a parallel between a part (the basal one) of the "Black Series" with the Formation of the Vermicular Sandstones.

4. The Formation of the Vermicular Sandstones shows important facies variations with rapid changes in the lithologic constitution (Arișul Mare Springs, Băița-Sat, Sibișoara Valley, Valea Fagului, Dosurile Peak).

5. Between the Detrito-Carbonate Formation and the Feldspathic one there is a stratigraphic unconformity inferred from the different structures of the two formations.

REFERENCES

- Arabu N. (1941) La géologie des environs de Băița (depart. Bihor). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV, p. 47-94, București.
- Borcoș M., Peitz S., Stan N., Berbeleac I. (1980) Neogene and Permian Volcanism in the Apuseni Mountains and the East Carpathians. *Guidebook for the field Works of the Group 3.4*, p. 43-49, Romania.
- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V*, III/1, p. 75-79, București.
- Dimitrescu R. (1964) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 100.000, foaia Arișeni. Ed. Inst. Geol., București.
- (1976) Structure géologique des Apuseni septentrionaux. *Rev. roum. géol. géophys. géogr.*, série de géol., 20, p. 27-37, București.
- Panin Ș., Tomescu C., Stefan A., Istrate Gh., Ștefănescu M. (1979) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 50.000, foaia Vașcău. Ed. Inst. Geol., Geofiz.
- Panin Ș., Tomescu C., Marinescu Fl., Ștefănescu M., Popescu A., Nicolae I. (1981) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 50 000, foaia Petru Groza. Ed. Inst. Geol. Geofiz.
- Cioflica G., Lupu M., Nicolae I., Vlad Ș. (1980) Alpine ophiolites of Romania: tectonic setting, magmatism and metallogenesis. *An. Inst. Geol. Geof.*, LVI, p. 79-95, București.
- Dimitrescu R. (1959) Le volcanisme permien en Roumanie. *Geol. Rond.*, 48, p. 172-179, Stuttgart.
- (1964) Contribuții la cunoașterea evoluției geomagmatice a Munților Apuseni. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/1, p. 129-137, București.
- Bordea S., Purecel R. (1965) Notă asupra structurii paleozoicului din regiunea Arișeni. *D. S. Com. Geol.*, LI/1, p. 351-364, București.
- Iorga N., Covali G. (1973) Porfirele cuarțifere permiene din pînza de Codru a Munților Bihor-Gilău. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/1, p. 175-184, București.



- Istoceacu D., Dimitrescu R. (1967) Studii geologice în partea de nord-vest a masivului Highiș cu privire specială asupra erupțiunilor permiene. *An. Sc. Univ. Al. I. Cuza, sect. II*, 13, p. 17-21, Iași.
- Palfy M., Rozloznik P. (1939). Geologie des Bihor und Belergebirges. *Geol. Hun. Ser. geologica*, 7, p. 1-200, Budapest.
- Stan N. (1983) Contribution to the mineralogical and petrochemical study of the ignimbritic rocks from Codru Moma — Apuseni Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, p. 221-232, București.
- Udrescu C. (1980) L'étude pétrochimique des roches spilitiques de Codru Moma (Monts Apuseni — Roumanie). Leur genèse. *Rév. roum. géol. géophys. géogr.*, série de géol., 24, p. 83-98, București.



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS À LA BIOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS JURASSIQUES DU BIHOR CENTRAL (APUSENI DU NORD)¹

PAR

ELENA POPA², MARCIAN BLEAHU², OVIDIU DRAGASTAN³

Biostratigraphy. Jurassic. Hettangian. Sinemurian. Carixian. Domerian. Toarcian. Bihor Autochthon. Microfacies. Lithofacies. Limestones. Paleontologic systematics. Ammonites. Biometry. Apuseni Mountains-North Apuseni-Central Bihor Massif.

Abstract

Contributions to the Biostratigraphy of the Jurassic Deposits in the Central Bihor (Apuseni Mts). This paper puts forth new data on the biostratigraphy of the Jurassic rocks proper to the Bihor Autochthon of the Central Bihor.

Ammonite assemblages from the *Ibex*, *Spinatum* (Carixian, Domerian), *Bisrons*, *Variabilis*, *Thouarsense* (Toarcian) zones are described. The authors also present foraminifers from the Pliensbachian (*Involutina liassica*, *Alveosepta liasica* etc.), Middle and Upper Jurassic; brachiopods, bivalves, algal assemblages and Chaetetids from the Pliensbachian; Hydrozoans, algal assemblages from the Upper Jurassic.

Les formations jurassiennes sur lesquelles porte notre étude appartiennent à l'autochtone de Bihor. En vue de l'étude de ces formations on a investigué des coupes dans le bassin de la vallée de Gîrda Seacă (vallée de Gîrda Seacă, Valea Crișanului, Valea Vulturului et le secteur Casa de Piatră), dans le bassin de Valea Bulzului, à Piatra Bulzu-

¹ Reçue le 11 mai 1982, acceptée pour être communiquée et publiée le 14 mai 1982, présentée à la séance du 20 mai 1982.

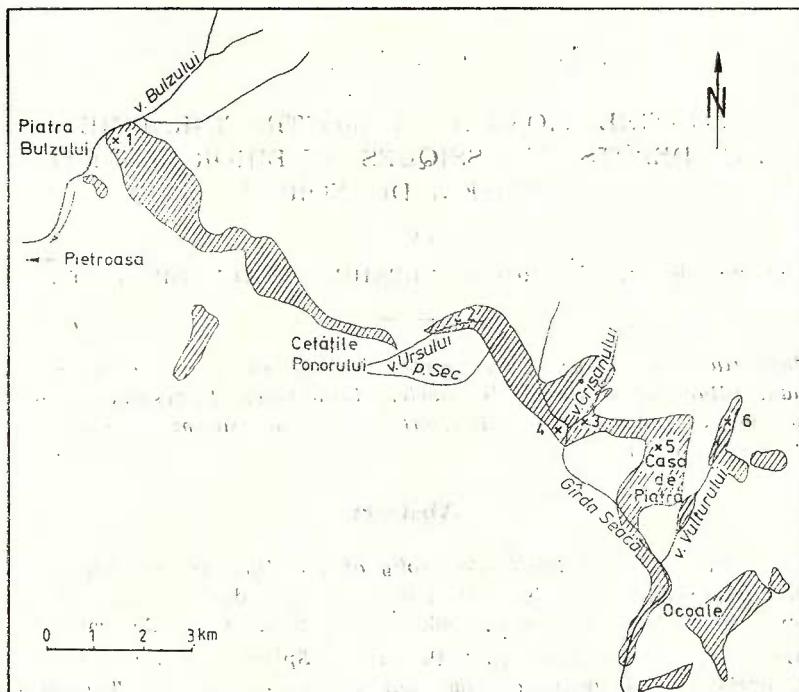
² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

³ Facultatea de Geologie și Geografie, Universitatea București. Bd. N. Bălcescu nr. 1, 70111 București.



lui et partiellement les coupes de Valea Ursului et de Pîrîul Sec du bassin fermé Padiș-Cetățile Ponorului (fig.).

Par les études effectuées en terrain ainsi que par le matériel paléontologique, on a obtenu une série de données biostratigraphiques nouvelles concernant surtout les dépôts du Jurassique inférieur et moyen



Esquisse d'affleurement du Jurassique inférieur et moyen du Bihor Central.
x 1-6 Points de prélèvement de la faune.

qui, jusqu'à présent, ont été moins investigués dans cette région. Les formations du Jurassique supérieur n'ont été incluses dans notre recherche qu'incidemment, dans la mesure où elles ont été présentes dans les coupes étudiées.

Nous remercions à nos collègues M. Iordan pour les déterminations de Brachiopodes et M. Iva pour les déterminations de Foraminières (extraits par lavage) provenant de Valea Vulturului.

Recherches antérieures

Les premières informations géologiques concernant le Jurassique du territoire investigué datent du siècle passé. Primics (1890) attribue au Trias les calcaires d'âge jurassique moyen de Piatra Bulzului. Palfy (1897-1899) identifie, dans la zone de Scărișoara, le Lias inférieur (calcaires à *Spiriferina wallcotti*), le Lias moyen (schistes et grès rouges)

et le Tithonique (calcaires). Szadeczky (1904-1907) mentionne dans les calcaires du Malm supérieur de Valea Seacă : *Canavaria (Monotrypa) capriotica* Opp., *Canavaria* sp. (*tabulata*), *Eugeniacrinus nutans* Quenst. Cette association indique, selon l'auteur mentionné, l'âge tithonique et un faciès récifal. Le même auteur attribue au Lias supérieur et au Dogger les calcaires bruns de Călineasa, Casa de Piatră, Coiba Mare etc. Palfy et Rozlozsnik (voir Bleahu, 1957) mentionne la présence du Lias supérieur fossilifère à Piatra Bulzului dans lequel ils ont identifié : *Harpoceras radians* et *Hildoceras bifrons*.

Bleahu (1957) remarque la présence du Lias supérieur à Belemnites et *Grammoceras toarcense* dans la même région. Il place les argiles jaunes à tâches marron aussi dans le Toarcien. Le même auteur présente une étude microscopique des calcaires (gris-verdâtres à tâches violacées) d'âge jurassique moyen de Piatra Bulzului dans lesquelles il identifie des formations noduleuses de phosphates ainsi que la présence des Textulariidae et des fragments d'Echinodermes.

En parlant de la succession des calcaires du Malm de la région de Padiș-Cetățile Ponorului, M. Bleahu affirme, dans le même ouvrage, qu'elle contient à la base l'Oxfordien et qu'une partie de ces calcaires sont du type des calcaires de Stramberg du Malm supérieur.

A l'occasion des recherches plus récentes faites dans la région d'Ocoale (Purecel et al., 1972) on a obtenu des résultats micropaléontologiques concernant les dépôts d'âge jurassique inférieur que nous allons mentionner plus loin. Dans le même rapport on signale la présence de l'espèce *Clypeina jurassica* Favre dans les calcaires micritiques (Tithonique) de la série de Bihor. En 1975 Purecel et Georgescu, se référant dans un rapport de synthèse à la même région, considèrent qu'aux différents niveaux du Malm apparaissent des calcaires noirs en plaques.

Patrulius (in Ianovici et al., 1976) à la suite de l'étude du matériel paléontologique récolté à Piatra Bulzului par Bleahu (1957), par lui-même et par Drăgănescu (1968) identifie dans cet endroit plusieurs zones d'Ammonites du Toarcien. Valenăs et Valenăs (1976) présentent une faune de Céphalopodes du Toarcien de Groapa de la Barsa (monts Bihor).

En 1980 Mantea et Bleahu, dans un rapport concernant les gisements de bauxite du secteur de Padiș-Cetățile Ponorului mentionnent la présence du calcaire de Gresten (Sinémurien supérieur--Pliensbachien) avec des lumachelles à *Gryphaea (Gryphaea gigantea* Sow.) de Valea Ursului et Valea Seacă. Les auteurs ont trouvé également dans les dépôts de type Fleckenmergel, développés dans la région de Padiș-Cetățile Ponorului, une association d'Ammonités. Dans le Jurassique supérieur de la même région les auteurs distinguent le calcaire de Farcu et le calcaire d'Albioara, des formations corrélatables avec celles séparées sous ces noms par Patrulius (1972) dans les monts Pădurea Craiului.

Dans une étude concernant les bauxites du secteur Chișcău-Sighiștel et Măgura Seacă-Valea Galbenă (Mantea et al., 1981), Baltres a identifié dans la formation marneuse (Sinémurien supérieur-Toarcien) de Măgura Seacă-Valea Galbenă l'association suivante : *Involutina liassica* (Jones), *Globochaete alpina*, *Textularia*, *Lenticulina*, *Glomospira* etc.



Dans la même rapport Baltres constate également la présence des *Hydrozoaires dendroïdes* (*Cladocoropsis*) dans les calcaires de Farcu (Oxfordien-Tithonique inférieur) provenant du sommet de Piatra Bulzului et distingue deux entités microfaciales : le microfaciès des micrites à *Clypeina* et le microfaciès des calcarénites intraclastiques à *Clypeina*.

Données litho- et biostratigraphiques

Jurassique inférieur

Comme dans les autres zones des Apuseni du Nord, (notamment les monts Pădurea Craiului, graben de Remetei et graben de Someșul Cald) et dans les monts Bihor l'Éojurassique est développé dans un faciès comparable au faciès de Gresten.

Hettangien-Sinémurien inférieur

Dans le bassin de la vallée de Gîrda Seacă (coupe de la vallée de Gîrda, Valea Crișanului, Valea Vulturului et le secteur Casa de Piatră) les dépôts du Hettangien-Sinémurien inférieur sont constitués surtout par des grès quartzeux micacés blancs, verdâtres ou rougeâtres, localement plus grossiers, jusqu'à des grès conglomératiques lités en couches de 10-50 cm jusqu'aux bancs d'un mètre, qui se séparent en plaquettes de 3-5 cm, ou même des grès massifs qui se séparent en bancs métriques. Les grès se trouvent en alternance avec des argiles rouges-violacées et verdâtres, siltites argileux verdâtres et violacés compacts qui se séparent en plaquettes, à aspect satiné. Les intercalations argilo-siltiques atteignent des épaisseurs de quelques mètres. La formation détritique décrite est épaisse de minimum 150 mètres. Elle repose en discordance sur les formations de Scărăta (T_3) ou directement sur le calcaire de Wetterstein (Ladinien-Carnien inférieur).

Entre les restes organiques déterminables provenant des dépôts du Hettangien-Sinémurien inférieur, connus jusqu'à présent dans la zone investiguée, on doit mentionner (Purecel et al., 1972) une association de Foraminifères (*Rhizammina indivisa* Brady, *Lagenammina diffulgiformis* (Brady), *Glomospira subparvula* Bart, *Haplophragmoides kingkensis* Tappan, *Verneuilinoides* sp., *Lenticulina varians* Born) provenant des schistes argileux intercalés entre les grès de Valea Plaiului. Elle indique, selon les auteurs mentionnés, l'âge éojurassique.

Sinémurien supérieur-Carixien

Les dépôts de cet intervalle sont représentés par des calcaires gréseux, spathiques, gris ou rouges-violacés, en couches de 30-40 cm jusqu'à des bancs métriques (Valea Vulturului), à intercalations de grès quartzeux à matrice calcaire rougeâtre, en couches épaisses de 50 cm (Valea Vulturului) jusqu'à des bancs métriques (Valea Crișanului). Le microfaciès à oncoïdes est représenté par des micrites, pelmicrites et oosparites à bioclastes (fragments de Dasycladaceae, Crinoïdes, Gastéropodes, Bivalves, Brachiopodes) et apport détritique (quartz 10%). Les oncoïdes sont localement ferrugineux. Les dépôts, développés sur une épaisseur jusqu'à 35 m (vallée de Gîrda) contiennent des Ammonites,



des Belemnites, des Brachiopodes, des Bivalves, des Gastéropodes, des Échinodermes, des Foraminifères.

Un exemplaire de *Tropidoceras masseanum* (Orb.) (pl. VI) récolté du versant droit de la vallée de Gîrda Seacă indique la zone à *Ibex* du Carixien (pl. I, 4).

L'association de Brachiopodes provenant de Valea Vulturului est constituée des espèces suivantes : *Tetrahynchia argotinensis* (Radov), *Spiriferina aff. rostrata* (Schloth), *S. aff. semicircularis* (Böse), *S. opereli* Rollier, *Zeilleria (Cincta) numismalis* (Link), ?*Pseudogibbirhynchia* sp.

Les Foraminifères sont très fréquents dans les dépôts de la coupe de Valea Vulturului et de la vallée de Gîrda Seacă dans l'association suivante (identifiée en lames minces) : *Involutina liassica* (Jones), *I. turgida* Kristan, *Trocholina granosa* (Frenzen), *Ophtalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), *Ophthalmodium* sp., *Alveosepta liassica* (Hottinger), *Earlandia tintinniformis* (Misik), *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Pseudocyklamina* sp., *Coronipora* sp., *Lenticulina* sp., Verneuilinidae. Il y en a certaines Algues (*Acicularia* sp., *Petrascula* sp., *Boueina hochstetteri* var. *liassica* Le Maître, *Solenopora liassica* Le Maître ainsi que des Chaetetidae (*Chaetetopsis* sp.).

Dans Valea Ursului (versant gauche) dans les calcaires gréseux gris à altération jaunâtre appartenant au Pliensbachien, on a identifié (en lames minces) les Foraminifères : *Involutina liassica* (Jones), *I. turgida* Kristan, *Alveosepta liassica* (Hottinger), *Bolivina liassica* Terquem, *Ophtalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), *Trocholina conica* (Schlumberger), *Epistomina* sp., *Nodobacularia* sp., *Nodosaria* sp. Des Algues (*Boueina hochstetteri* var. *liassica* Le Maître) y sont associées. Les associations mentionnées sont comparables à celles présentées par divers auteurs dans la zone alpine de l'Europe de l'ouest (Cousin et al., 1971 ; Gusic, 1975 ; Seyfried, 1978 ; Zaninetti, 1977).

Dans Valea Vulturului on a déterminé les Foraminifères (extraits par lavage) : *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Dentalina subsiliqua* Franke, *D. terquemi* d'Orb., *Nodosaria metensis* Terquem, *N. columnaris* France, *Pseudoglandulina vulgata* (Bornemann), *P. humilis* (Roemer), *Lingulina testudinaris* Franke, *Frondicularia major* Bornemann, *F. dubia* Bornemann, *F. bicostata* (d'Orb.), *F. cf. glandulinoides* Wiss., *Frondicularia* sp., *Marginulina oolithica* Terquem, *M. sp. cf. spinata interrupta* Terquem, *Marginulina* sp., *Lenticulina muensteri* (Roemer), *L. quenstedti* (Gümbel), *L. cf. L. turgida* (Schwager), *Involutina liassica* (Jones), *Trocholina cf. umbo* Frentzen, *Verneuillineides* sp. cf. *V. minuta* Said and Barakat *Planularia* sp. On a constaté également la présence des Bivalves : *Entolium hehli* d'Orb. et *Pronoella (Pronoella) trigonellaris* (Schlotheim), provenant de Valea Vulturului et *Gryphaea* sp. des dépôts gréseux de Valea Crișanului et Pîrîul Sec.

Domérien

Dans la coupe de Piatra Bulzului la succession éojurassique commence par des dépôts domériens qui sont en rapport tectonique avec le soubassement. Développés sur une épaisseur de 3-4 m ils sont constitués par des calcaires partiellement spathiques, diaclasés, de couleur

gris-noirâtre. Dans le bassin de la vallée de Gîrda, le Domérien se développe dans un faciès similaire, représenté par des micrites et des pelsparites encrinithiques, grises, par endroit rougeâtres, et par des marnes noires. Localement apparaissent des accidents siliceux. Ces dépôts atteignent 15 mètres. De ces dépôts, dans Valea Crișanului, on a déterminé un exemplaire d'*Arieticeras* sp. (zone à *Spinatum*), un exemplaire de (?) *Aegoceras nautiliforme* J. Buckman et des Bivalves (*Plicatula* sp.). De Valea Crișanului ainsi que du versant droit de la vallée de Gîrda, nous avons récolté de ces dépôts des exemplaires de *Spiriferina rostrata* (Schloth), espèce connue dans le Domérien.

Mantea et Bleahu (1980) signalent la présence des lumachelles de *Gryphaea* de grande taille (*Gryphaea gigantea* Sow.) dans les dépôts domériens de Valea Seacă.

L'association des Foraminifères (identifiée en lames minces) des dépôts domériens de Piatra Bulzului contiennent les formes suivantes : *Involutina liassica* (Jones), *Involutina turgida* Kristan, *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), *O. martanum* (Farinacci), *Trocholina conica* (Schlumberger), *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp. Dans l'association apparaissent des Ostracodes, des spicules des Spongiaires et des entroques.

Dans les dépôts d'âge domérien de Valea Crișanului, les Foraminifères apparaissent dans l'association suivante : *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), *Praekurnubia* sp., *Ammobaculites* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp.

Toarcien

À Piatra Bulzului le Toarcien est représenté par des calcaires gris-bleuâtres, dans des couches de 10-30 cm jusqu'à des bancs épais de 1 m, comportant des intercalations de marno-calcaires, marnes schisteuses et siltites marneux gris, en couches de 25-50 cm. L'épaisseur totale des dépôts est de 10 mètres. Ces dépôts, très riches en macrofossiles, contiennent surtout des Ammonites en associations, représentatives pour : (1) la zone à *Bifrons* avec *Hildoceras sublevisoni* (Fucini), *Hildoceras lusitanicum* (Meister), *Zugodactylites* sp. et *Dactylioceras* sp. ex. gr., *D. commune* (Sow.); (2) la zone à *Variabilis* avec *Pseudomercatceras* aff. *frantzi* (Reynes) et *Denckmannia* (?) sp.; (3) la zone à *Thouarsense* avec *Grammoceras thouarsense thouarsense* (d'Orb.), *Osperlioceras bicarinatum* (Zieten), *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann), *P. cf. latescens* (Simpson) et *P. bingmanni* (Denckmann).

C'est possible que les exemplaires de Dactylioceratidae, mal conservés, récoltés dans la partie basale des dépôts toarciens, proviennent de la zone à *Tenuicostatum* (?). Dans différents niveaux du Toarcien on a récolté des Belemnites, des Nautiloïdes, des Brachiopodes.

Dans le même endroit Patruilius (in Ianovici et al., 1976) mentionne : (1) la zone à *Serpentinus* (partie terminale) avec les derniers *Harpoceras* et *Hildoceras sublevisoni*; (2) la zone à *Bifrons* avec *Hildoceras bifrons*, *H. semipolitum* et les derniers *Dactylioceras* (col. Bleahu); (3) la zone à *Bingmanni* avec *Catacoeloceras dumortieri* Maubeuge et *Pseudogrammoceras struckmanni*.



Dans le bassin de la vallée de Gîrda Seacă, les dépôts toarciens sont constitués par des calcaires sableux et calcaires marneux gris-bleuâtres et noirâtres à altération jaunâtre-couleur de rouille, localement oolithiques, spathiques, dans des couches épaisses de 10 cm, jusqu'à bancs de quelques mètres et des marnes dures, grises, micacées, qui atteignent des épaisseurs de quelques mètres, localement se séparant en plaquettes. Elles y atteignent 10-15 mètres d'épaisseur. Dans ces dépôts on a récolté des Brachiopodes, des Belemnites et de nombreux Ammonites. Dans Valea Crișanului on a identifié les associations d'Ammonites suivantes, représentatives pour : (1) la zone à *Bifrons* avec *Hildoceras sublevisoni* (Fucini), *Dactylioceras* sp. ex. gr., *D. atheticum* (Simpson) et *Nodicoeloceras* (?) sp.; (2) la zone à *Variabilis* avec *Haugia* (*Haugia*) sp. et *Osperlioceras* (?) sp.; (3) la zone à *Thouarsense* avec *Pseudogrammoceras* sp., *Grammoceras* sp., *Lytoceras* sp. Dans les dépôts toarciens de Pirîul Sec (Padiş) on a récolté des exemplaires de *Pseudogrammoceras* sp. et *Harpoceras* sp. Les dépôts toarciens développés dans le territoire des monts Bihor montrent des épaisseurs plus réduites en comparaison avec ceux de Pădurea Craiului. Les faunes contenues dans les deux régions sont similaires à celles de la province nord-ouest européenne.

Jurassique moyen et supérieur

Le Jurassique moyen est représenté dans les couches étudiées par des calcaires marneux jaunâtres, tachetées, calcaires encrinitiques rougeâtres et gris, noduleux, à oolites noirs ferrugineux, pellets et ooïdes chamositiques, calcaires ooïdiques gris et rouges, calcarénites spathiques et calcaires micritiques gris foncé à filaments (prodissocoquées).

Comme dans Pădurea Craiului, le Jurassique moyen des monts Bihor est fortement condensé. Dans la coupe de Piatra Bulzului ses dépôts n'ont que 5-6 mètres d'épaisseur. Dans cette coupe, à l'exception de l'Aalénien, argumenté également par des Ammonites, les autres termes ont été séparés par comparaison avec les types lithologiques de Pădurea Craiului où l'étude des Céphalopodes a permis la séparation de la plupart des termes.

À Piatra Bulzului les dépôts appartenant à l'Aalénien sont constitués par des calcaires gris foncé et couleur de rouille (Aalénien inférieur ?) qui reposent en continuité de sédimentation sur les dépôts du Toarcien et sont développés sur une épaisseur réduite (30 cm ?).

La présence de l'Aalénien inférieur dans la région est attestée seulement par un exemplaire de *Cylliceras* (?) sp. (Z. à *Opalinum* ?), que nous avons trouvé dans des blocs de calcaires spathiques gris dans Valea Crișanului.

À Piatra Bulzului les calcaires attribués à l'Aalénien inférieur sont surmontés par un banc de 60 cm de calcaire gris-noirâtre spathique à pellets et ooïdes ferrugineuses et à nodules de phosphate (surtout à la partie basale) suivi de 50 cm de calcaires gris (dans des couches de 10-15 cm), en alternance avec des marnes grises (qui deviennent jaunâtres, tachetées par altération) d'où on a récolté un exemplaire de *Ludwigia* sp. (pl. VII, fig. 5) (zone à *Murchisonae*—Aalénien supérieur). Un autre exemplaire de *Ludwigia* sp. (pl. VII, fig. 4) provient des calcaires marneux jaunes tachetés du plateau Lumea Pierdută.



Revenant à la coupe de Piatra Bulzului, au-dessus des calcaires à *Ludwigia*, reposent en discontinuité des calcaires crinoïdaux gris et rougeâtres à nodules bruns (dans le banc basal de 0,50 m d'épaisseur) à ooïdes ferrugineuses, altérées, couleur de rouille, avec des pellets chamositiques. Au microscope on observe des *Involutinés* remaniés dans le nucléus des ooïdes. Ces calcaires, de 0,50 m d'épaisseur, passent, vers la partie supérieure, aux calcaires plus sableux, jaunâtres, à rares ooïdes ferrugineuses, développées sur une épaisseur de plus d'un mètre. Ils contiennent de nombreux Foraminifères (*Valvulina lugeoni*, *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Planiinvoluta* sp.), spicules de Spongiaires, fragments d'Échinodermes et fragments d'Ammonites indéterminables. Les calcaires ooïdiques mentionnés représentent l'intervalle Bathonien-Callovien inférieur (pl. I, 1). Le calcaire à nodules bruns (Bathonien supérieur-Callovien inférieur) est comparable, selon Patrulius (in Ianovici et al., 1976) au banc à Céphalopodes du Bathonien du massif de Bucegi.

Dans la coupe de Piatra Bulzului, sur les calcaires ooïdiques du Bathonien-Callovien inférieur repose, sans transition lithologique, un banc métrique de calcarénite spathique (avec de nombreux restes d'Échinodermes) qui passe, à sa partie supérieure, au calcaire micritique gris foncé à filaments, à oxyde de fer disséminé. Celui-ci est suivi par un deuxième banc métrique de calcaire gris clair, micritique, crinoïdal, à veines de calcite jaune-orange. Les deux bancs de calcaires décrits représenteraient le Callovien moyen et supérieur (pl. I, 1).

En analysant la colonne stratigraphique du Jurassique moyen de Piatra Bulzului on observe qu'ici également il y a les discontinuités de sédimentation à caractère régional, accompagnées de lacunes, mises en évidence dans Pădurea Craiului par Patrulius (in Ianovici et al., 1976), c'est-à-dire une discontinuité intrabajocienne et une autre intra-callovienne. Ainsi, la formation des calcaires à *Entolium* (Bajocien moyen-?Bathonien) ainsi que les roches caractéristiques du Bajocien sont absentes et ce sont les calcaires ooïdiques à nodules bruns attribués au Bathonien supérieur-Callovien inférieur qui reposent directement sur les dépôts calcaires marneux à *Ludwigia* sp. (Aalénien supérieur).

On n'a pas encore assez d'arguments pour savoir si la lacune de sédimentation correspondant au Bajocien inférieur et moyen de la coupe de Piatra Bulzului s'étend sur tout le territoire des monts Bihor ou se limite à ce secteur. À ce sujet se posent des problèmes concernant l'âge des calcaires gris et rouges ooïdiques remaniant beaucoup de Foraminifères du Pliensbachien, des calcaires qui se trouvent dans le secteur Casa de Piatră et dans le versant gauche de Valea Crișanului. Ces calcaires pourraient représenter le Bajocien inférieur, ce qui signifie que la lacune de Piatra Bulzului aurait un caractère local.

Dans le bassin de la vallée de Gîrda, les dépôts du Jurassique moyen sont constitués par des : (a) calcaires micritiques gris-bleuâtres, finement diaclasés à Foraminifères remaniés (*Involutina liassica*, *I. turghida*, *Trocholina granosa*, *Ophthalmidium leischneri*, *Lenticulina* sp.) (vallée de Gîrda); (b) calcaires spathiques gris et calcaires micritiques gris et rougeâtres (vallée de Gîrda) partiellement oncoïdiques (Casa de Piatră et vallée de Gîrda), à fragments d'Échinodermes, Brachiopodes,



Dasycladaceae (*Macroporella* sp.), des coraux solitaires (Casa de Piatră); (c) oncosparites à péloïdes déformés, coprolithiformes (Casa de Piatră) à Foraminifères et Algues remaniées (*Involutina liassica* (Jones), *I. turgida* Kristan, *Nodosaria* sp., *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), *Trocholina conica* (Schlumberger), *Earlandia tintinniformis* (Misik), *Petrascula* sp., *Boueina hochstetteri* var. *liassica* Le Maître) (Casa de Piatră); (d) calcaires gris et rouges partiellement ooïdiques, ferrugineux en bancs métriques (Casa de Piatră, Valea Crișanului), à Foraminifères remaniés, englobés sous forme de nucléus dans des ooïdes ferrugineux (*Involutina sinuosa sinuosa* (Weynsch.), *Trocholina granosa* (Frenzen), *Involutina liassica* (Jones), *Earlandia tintinniformis* (Misik), *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), *Nodosaria* sp. (Casa de Piatră et Valea Crișanului) et Algues (*Acicularia* sp.) (Valea Crișanului).

Revenant à la coupe de Piatra Bulzului, les calcaires attribués au Callovien moyen et supérieur sont surmontés par une succession d'environ 10 m d'épaisseur de calcaires néojurassiques (Oxfordien-Tithonique) comparables au calcaire de Farcu. Dans le mètre basal se développent des calcaires gris clair pélmicritiques, crinoïdaux, vermiculaires suivis par des calcaires oncomicritiques gris clair caractérisés par un faciès coralgal, partiellement dolomitique. Ils contiennent des Échinodermes et d'organismes constructeurs : Coraux et Hydrozoaires (*Cladocoropsis mirabilis* Felix). Le calcaire de type Farcu séparé par nous dans le bassin de la vallée de Gîrda atteint 80-100 m d'épaisseur. Microfacialement il est représenté par des oncomicrites et oncosparites (localement à des péloïdes fortement déformés et allongés) riches en Algues (*Clypeina jurassica* (Favre), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Salpingoporella pygmaea* (Gümbel), *Macroporella* sp.), Foraminifères (*Valvulina lugeoni* Gusic, *Kilianina blancheti* Pfender, *Urgonina caelinensis* Cuvillier, Fourny, Pignati Morano), Échinodermes, Coraux.

Dans la vallée de Gîrda, sur les calcaires de type Farcu repose une succession de calcaires gris foncé, massifs, ainsi que des calcaires noirs en bancs de 1-3 mètres à des intercalations subordonnées de calcaires gris. Cette succession, comparable au calcaire d'Albioara (Tithonique supérieur) connu de Pădurea Craiului et des autres secteurs des monts Bihor, atteint 150 m d'épaisseur dans la coupe de la vallée de Gîrda. Le microfaciès dominant de ces calcaires est représenté par des pélmicrites et pélmicrosparites à fréquents pisoncolites.

Dans le secteur de Padiș-Cetățile Ponorului le calcaire de Farcu (Oxfordien-Tithonique) séparé par Mantea et Bleahu (1980) atteint 180 m. Ce calcaire ressemble au calcaire en faciès de Stramberg. Le microfaciès de ces calcaires, selon les auteurs mentionnés, est surtout micritique mais aussi microbiosparitaire ou intrabiosparitaire et localement pelsparitaire et intrapelsparitaire. On remarque l'abondance des Échinoides, des Coraux, des Hydrozoaires encrustantes (Spongiomorphides) et dendroïdes (*Cladocoropsis*), la présence des fragments de bivalves, Nerinea, Brachiopodes, Crinoïdes, Textulariides ainsi que des Algues et des Foraminifères (*Clypeina jurassica* (Favre), *Bacinella irregularis* Radoicic, *Kurnubia palastinensis* Henson). Selon les auteurs mentionnés le calcaire de Farcu est une formation de type „reefal“.

Le calcaire d'Albioara (Tithonique supérieur) a été séparé dans le Bihor central pour la première fois par Mantea et Bleahu (1980). Le

microfaciès dominant est représenté par des micrites noires, pelmicrites et pelmicrosparites. Ils contiennent fréquemment des Pisoncolites, de rares Foraminifères benthoniques, des Ostracodes, Algues, Radiolaires, Spongiaires, Gastéropodes, Bivalves. Les Pisoncolites ont une forme ovoïdale, plus rarement sphérique, à structure spongieuse et apparaissent parfois déformés (allongés). D'après les auteurs mentionnés, le calcaire d'Albioara est caractérisé du point de vue microbiofacial par des microfaciès typiques au faciès de „lagoon“ à des associations microfloristiques et microfauniques caractéristiques. Il contient de nombreuses espèces d'Algues [Clypeina jurassica (Favre), Cayeuxia piae Frollo, Salpingoporella johnsoni Dragastan, Solypymaea (Guembel)], des Foraminifères (Trocholina alpina, Conicospirillina basiliensis), Gastéropodes (Nerinea), Spongiaires calcaires.

Etude systématique

Famille Polymorphitidae, Haug 1887

Tropidoceras masseanum (d'Orbigny)

pl. VI, fig. 1

Holotype : *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.), partiellement figuré par d'Orbigny 1844, pl. 58, p. 225. Refiguré en 1961 par Dean, Donovan, Howarth, pl. 69, fig. 2. Le même spécimen figuré aussi en 1957 par Arkell et al. en Moore, part L, p. 250, fig. 276/3..

D'autres références : 1967 *Tropidoceras* cf. *masseanum* (d'Orb.) en B. Géczy, p. 91, pl. XXV, fig. 7. 1967 *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.) Popa et al., p. 23, pl. IV, fig. 1.

Nombre d'exemplaires : 1 (fragmentaire).

Description : Coquille aplatie, discoïdale, costulation simple, formée par des côtes primaires droites, qui occupent les deux tiers du tour et vers l'extérieur, de la coquille manifestent une tendance de se courber vers la partie antérieure. Côtes secondaires obliques, provées, développées uniquement vers le bord externe de la coquille, au nombre de 2-4 pour chaque côté principale.

Affinités et comparaisons : Quoique fragmentaire, le spécimen de notre collection est comparable au type de l'espèce *T. masseanum* (d'Orb.).

Occurrence et position stratigraphique : vallée de Gîrda Seacă, versant droit. Carixien, zone à Ibex.

Famille Hildoceratidae Hyatt, 1867

Osperlioceras bicarinatum (Zieten)

pl. III, fig. 2

Référence type : *Ammonites bicarinatus* Zieten (1830)

Verstl. Württ. p. 21, pl. XV, fig. 9 (non Münster, non *cumulatum* Hyatt) selon l'interprétation faite par E. Haug (1885, *Ammonitengattung Harpoceras*, p. 47) pour la dénomination spécifique ; et celle faite par Schirardin (1914, Ob. Lias Barr. Heilig, p. 387) pour la définition morphologique, voir Mattei 1969.



D'autres références : 1969 *Pseudopolyplexus gracilicarinatus* (Zeiten) en Mattei, p. 15-40, pl. I, fig. 1-6.

1972 *Osperlioceras bicarinatum* (Zeiten) en Guex, p. 639, pl. V, fig. 5.

Nombre d'exemplaires : 1 (incomplet).

Affinités et comparaisons : L'exemplaire de notre collection présente beaucoup d'affinités avec les spécimens de *Pseudopolyplexus* du groupe *P. bicarinatus* Zeiten figurés par Mattei 1969. La synonymie entre *Pseudopolyplexus* et *Osperlioceras* est certaine, d'après Guex (1972, p. 639), le genre *Osperlioceras* ayant priorité.

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului. Toarcien. La base extrême de la zone à *Thouarsense*.

Hildoceras sublevisoni (Fucini)
pl. I, fig. 1 ; pl. IV, fig. 4, 5 ; pl. VII, fig. 1.

Lectotype : *Ammonites levisoni* (Simpson), Dumortier, 1874, p. 49, pl. 9, fig. 3, 4 (en Mitzopoulos, 1930, pl. V, fig. 1, fide Elmi, 1967, p. 232).

D'autres références : *Hildoceras bifrons* Brug — G. Prinz, 1904, pl. VI, fig. 1, 2, 7 ; *Hildoceras levisoni* Simps., Prinz, 1904, p. 127.

Hildoceras sublevisoni Fucini, Howarth; 1962, p. 410 ; Géczy, 1967, p. 127, pl. 2, fig. 5, pl. 3, fig. 4 ; 1967 a, p. 130, pl. XXIX, fig. 11 ; pl. XXX, fig. 4 ; pl. LXIV, fig. 45 ; Elmi, 1967, p. 232, fig. 44/3 ; Guex 1972, p. 639, pl. VI, fig. 2 ; 1977, Popa et al., p. 21, pl. V, fig. 2 ; pl. VI, fig. 2 ; Popa 1981, p. 263, pl. V, fig. 6, pl. VI, fig. 1, pl. XI, fig. 5-7.

non *Hildoceras sublevisoni* Fucini, Merla 1932, p. 51, pl. 7, fig. 1, 10.

Nombre d'exemplaires : 8 (fragmentaires).

Description : Les spécimens de la collection montrent une coquille très évolue, à des côtes saillantes, trois fois plus étroites que les espaces intercôtidiaux, rétroverses, peu courbés postérieurement et qui s'atténuent avant d'atteindre le bord extérieur. La moitié interne du flanc est parfaitement lisse.

Affinités et comparaisons : Nos spécimens montrent des caractères communs au lectotype et aux exemplaires attribués à cette espèce par d'autres auteurs (Elmi, 1967 ; Geczy, 1967 ; 1967 a ; Guex, 1972).

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului et Valea Crișanului.

Toarcien, zone à *Bifrons*, souszone à *Sublevisoni*.

Hildoceras lusitanicum (Meister)
pl. II, fig. 3 ; pl. IV, fig. 1

Références : 1932 *Hildoceras sublevisoni* Fucini en Merla, pl. 7, fig. 1, 10 (fide S. Elmi 1967, p. 227).

1967, *Hildoceras lusitanicum* (Meister) en Elmi, p. 234, fig. 45/1 ; Guex, 1972, p. 639, pl. VII, fig. 4 ; Popa et al., 1977, p. 21, pl. VII, fig. 3.

Nombre d'exemplaires : 3 (fragmentaires).

Données biométriques : Spécimen I — dimensions (dans l'ordre : H, E, O) au diamètre de 60 mm : 20 (0,33), 10 (0,15), 25 (0,41) ; 52 côtes au diamètre de 60 mm.

Description : La coquille évolue est ornée par des côtes fines et un fossé latéral à peine esquissé.

Affinités et comparaisons : L'espèce *H. lusitanicum* a une costulation plus fine que *H. sublevisoris* et présente, à la différence de la seconde, un fossé latéral (à peine esquissé).

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului, Toarcien, zone à *Bifrons*, souszone à *Sublevisoris*.

Grammoceras thoursense thoursense (d'Orbigny)

pl. IV, fig. 3

Référence type : 1843 *Ammonites thouarsensis* d'Orbigny, en d'Orbigny, p. 222, pl. LVII, fig. 1-3.

D'autres références :

? 1902 *Grammoceras toarcense* (d'Orbigny), en Janensch, p. 91, pl. III, fig. 2.

1967 *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny), en Popa, p. 89, pl. I, fig. 1 ; texte-pl. 4, fig. 1 ; 1968 en Sapunov pl. III, fig. 1.

1976 *Grammoceras thouarsense thouarsense* (d'Orbigny), en Gabilly, p. 115, pl. XVIII, fig. 1-2, 7-8, texte fig. 82, 103 a.

Nombre d'exemplaires : 2.

Données biométriques : Spécimen I — dimensions (dans l'ordre H, E, O) au diamètre de 80 mm : 28 (0,35), 14 (0,17), 34 (0,42) ; 44 côtes au diamètre de 80 mm.

Spécimen II — au diamètre de 80 mm : 21 (0,26), 15 (0,18), 42 (0,52) ; 44 côtes au diamètre de 80 mm.

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului, Toarcien, zone à *Thouarsense*, souszone à *Thouarsense*.

Pseudogrammoceras struckmanni (Denckmann)

pl. V, fig. 1

Holotype : 1887 *Ammonites* (?*Harpoceras*) *struckmanni* nov. sp. Denckmann, p. 72, pl. III, fig. 1, pl. X, fig. 15.

1964 *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann) en Stankewitsch, p. 31, pl. VIII, fig. 2

1966 *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), en Noutzoubidze, pl. XXII, fig. 3.

1968 *Pseudogrammoceras subregale* Pinna, en Pinna, pl. IV, fig. 9, 9 a.

1976 *Pseudogrammoceras struckmanni* Denckmann, en Gabilly, fig. 85-87, 104 ; pl. XXI, fig. 1-6 ; pl. XXII, fig. 1, pl. XXIII, fig. 11-12 ; 1982 Mantea et al., p. 81, pl. V, fig. 3, pl. VI, fig. 1-2.

non 1961 *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann), en Dean, Donovan, Howarth, pl. 74, fig. 1 a-1 b.

Nombre d'exemplaires : 1.

Données biométriques : Spécimen I — dimensions (dans l'ordre H, E, O) au diamètre de 110 mm: 33 (0,30), 20 (0,18), 50 (0,45) ; 58 côtes au diamètre de 110 mm.

Affinités et comparaisons : Le spécimen de notre collection est comparable à l'holotype (présenté par Denckmann 1877, pl. III, fig. 1, refiguré par Gabilly, 1976, pl. XXI, fig. 4-6) en ce qui concerne la taille, le nombre de lignes radiales et leur forme. Quant aux dimensions, l'échantillon de notre collection est comparable à un échantillon de la



collection de Gabilly, provenant de Beaulieu (D. S.) attribué à l'espèce *P. struckmanni* (Denckmann) et noté Ps 26 (voir Gabilly 1976, tab. 19, p. 128). Notre échantillon est un peu plus évolué que celui de la collection de Gabilly, ce qui le rapproche de *P. doerntense* (Denckmann).

Les côtes presque rectiradielles que l'échantillon de notre collection porte sur la partie terminale du phragmocône le rapproche de *P. fallaciosum* (Bayle).

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului, zone à Thouarsense, souszone à *Bingmanni*.

Pseudogrammoceras cf. latescens (SIMPSON)

pl. III, fig. 3

Résérences : 1976 *Pseudogrammoceras latescens* (SIMPSON), en Gabilly, p. 132, fig. 88, 105 ; pl. XXII, fig. 2-3 ; pl. XXIII, fig. 1-2, 9-10 (cum sinonimica)

Nombre d'exemplaires : 2.

Données biométriques : Spécimen A — dimensions (dans l'ordre : H, E, O) au diamètre de 65 mm : 21 (0,32), 15 (0,23), 30 (0,46) ; 54 côtes au diamètre de 65 mm.

Affinités et comparaisons : Les spécimens de la collection sont comparables aux exemplaires de *P. latescens* (SIMPSON) figurés et décrits par Gabilly (1976) de la région de Thouars.

Les spécimens de notre collection se distinguent de *P. bingmanni* (Denckmann) par un ombilic nettement plus ouvert, section quadratique et la carène bordée par des fossés plus profonds.

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului, zone à Thouarsense, l'horizon à *Bingmanni*.

Famille **Graphoceratidae** Buckman, 1905

Ludwigia sp.

pl. VII, fig. 4, 5

Nombre d'exemplaires : 2.

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului, plateau Lumea Pierdută, Aalénien supérieur.

Famille **Hammatoceratidae**

Denckmannia ?sp.

pl. V, fig. 2

Nombre d'exemplaires : 1 (fragmentaire).

Occurrence et position stratigraphique : Piatra Bulzului, Toarcien, zone à *Variabilis*.

Remarque : L'exemplaire de *Denckmannia* de notre collection a eu collé dans l'ombilic un exemplaire de *Pseudomercaticeras* aff. *frantzii* (qui, selon Guex, 1972 se trouve dans la zone à *Variabilis*). D'ailleurs selon Gabilly (1976) toutes les espèces typiques de *Denckmannia* sont cantonées dans la zone à *Variabilis*.

Les considérations de détail sur les microfaciès portant surtout sur les Foraminifères vont être présentées dans un autre ouvrage.



BIBLIOGRAPHIE

- Bleahu M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padiș-Cetățile Ponorului (munții Bihorului). *D. S. Com. Geol.*, XLI, p. 35-46, București (cum bibliographia).
- Lupu M., Bordea S., Stefan A., Panin S., Patrulius D. (1981) The Structure of the Apuseni Mountains. *Guide to Excursion B-3 Carp.-Balk. Geol. Assoc., XII Congress, Inst. Geol. Geophys.*, 107 p., Bucharest.
- Busnardo R. (1979) Précétique et Subbétique de Jéan à Lucena (Andalousie). Le Lias. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 74, 140 p., Lyon.
- Cousin M., Neumann M. (1971) Microfaciès du Lias dans les Prealpes, Julianes Occidentales (Frioul, Italie). *Rev. Micropal.*, 14, 1, p. 35-49, 3 pl., Paris.
- Cuvillier J., Foury G., Pignatti-Morano A. (1968) Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul Occidental, Italie). *Geol. Romana*, VII, p. 141-156, pl. 1-3, Roma.
- Dean W. T., Donovan D. T., Howarth M. K. (1961) The Liassic Ammonite Zones and Subzones of the North-West European Province. *Bull. British Museum (Nat. Hist.)*, IV, 10, p. 437-505, pl. 63-74, London.
- Denckmann A. (1887) Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten nördlich Goslar. *Abh. geol. Spezialkarte von Preussen*, VIII, 2, 108 p., 10 pl., Berlin.
- Dommergues Jean-Louis (1980) Convergences évolutives chez les Ammonitina au Lias moyen : relations avec la conquête du domaine subboréal par des lignées mésogéennes. *Congrès géologique international*, Paris.
- Dragastan O. (1980) Alge calcareoase din Mezozoicul și Tertiul României. *Ed. Acad. R. S. România*, 170 p., 20 pl., București.
- Elmi S. (1967) Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardeche. *Documents du Lab. Fac. Sciences Lyon*, 19/1-2, p. 1-845, 17 pl., Lyon.
- Flügel E. (1978) Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer-Verlag, p. 454, Berlin, Heidelberg, New York.
- Gabilly J. (1976) Evolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammoceratinae (Hildocerataceae. Ammonitina) de la région de Thouars, stratotype du Toarcien. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, LIV, 124, 190 p., 36 pl., Paris.
- Géczy B. (1967) Upper Liassic ammonites from Urkút, Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary. *Ann. Univ. Sc. Budapest.*, X, p. 116-151, pl. 1-9, Budapest.
- (1967 a) Ammonoidés jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. Part. II, *Geologica Hungarica, Ser. Pal.*, 35, 413 p., LXV pl., Budapest.
- Guex J. (1972) Repartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure sud des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurées par Monestier (1931). *Eclogae Geol. Helv.*, 65, 3, p. 611-645, 2 fig., 13 pl., Bâle.
- Gusic I. (1975) Upper Triassic and Liassic Foraminifera of Mt. Medvednica, Northern Croatia. (Families Involutinidae, Nubeculariidae). *Paleont. Jugoslav.*, 15, p. 7-44, pl. 1-15, Zagreb.
- Hottinger L. (1967) Foraminifères imperforés du mésozoïque marocain. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc., p. 9-162, pl. 1-20, Rabat.
- Howarth M. K. (1962) The Jet Rock Series and the Alum Shale Series of the Yorkshire Coast. *Proceed. York. Geol. Soc. Hull*, p. 381-422, London.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. *Ed. Acad. R.S.R.*, 605 p., București.



- Jaffrezo M. (1970) Présence de Praekurnubia Redmēnt dans le Dogger des Corbières et étude de ce Foraminifère. *C. R. Acad. Sc.*, 271, p. 1855-1858, 1 pl., Paris.
- Janensch W. (1902) Die Jurensisschichten des Elsass. Abhandlungen zur Geologischen spezialkarte von Elsass-Lothringen. *Nat. F.*, V, Strassbourg.
- Mattei J. (1969) Définition et interprétation de Pseudopolyplectus, nov. gen. (Harpoceratinae, Ammonoidea) du Toarcien d'après un matériel des Causses et du Bas-Languedoc. Application de la notion d'ensembles à l'étude de populations fossiles. *Geobios*, 2, p. 7-80, 25 fig., 5 tab., pl. 1-3, Lyon.
- Mantea G., Bleahu M. (1980) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Bordea S., Bordea J., Baitres A., Pop Gr., Bleahu M., Papiu C. V., Minzatu S., Udrescu C., Neacșu V., Iosof V., Popescu F. (1981) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
 - Popa E., Iordan M. (1982) Biostratigraphic Data on the Someșul Cald Graben (The Bihor Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4, București.
- Merla G. (1933) Ammoniti giuresi dell'Appenino Centrale. I, Hildoceratidae. *Paleontogr. Ital.*, XXXIII, p. 1-54, pl. I-VIII, Siena.
- Mitzopoulos M. K. (1930) Beiträge zur Cephalopoden-Fauna des oberen Lias der Alta Brianza, 117 p., VIII pl., Athens.
- Moore R. C. (1957) Treatise on Invertebrate Paleontology, Part. L, Cephalopoda. New York.
- Mouterde R., Enay R., Cariou E., Contini D., Elmi S., Gabilly J., Mangold Ch., Mattei J., Rioult M., Thierry J., Tintant H. (1971) Les zones du Jurassique en France. *C. R. Somm. de Séances Soc. Géol. Fr.*, 6, Nancy.
- R. Bordalo da Rocha (1972) Continuité et discontinuité dans l'évolution des Ammonites du Pliensbachien au Portugal 24th IGC, 1972, section 7.
- Nușubidze K. (1966) Nijnejurskaia fauna Kavkaza. *Acad. Nauk. Gruzinskoi S.S.R.*, 212 p., 41 pl.
- Orbigny A. d' (1842-1849) Paléontologie française, Terrains jurassiques. Céphalopodes, Paris.
- Patrulius D., Popa E., Popescu I., Săndulescu J., Lupu D. (1972) Atlas litofacial III Jurasic, Editat Inst. Geol., București.
- Popa E., Tomescu C., Popescu I., Iordan M., Pop Gr. (1982) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Pinna G. (1968) Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Parte III, *Mem. Soc. Ital. natur.*, XVII, I, p. 1-69, 8 pl., Milano.
- Popa E., Năstăseanu S., Antonescu Em. (1977) Nouvelles données concernant la biostratigraphie du Jurassique inférieur de la zone de Sirinia (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, LXIII, p. 7-24, pl. 1-11, București.
- (1981) La biostratigraphie des formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului (Monts Apuseni). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII, p. 1-80, pl. 1-22, București (cum bibliographia).
- Prinz G. (1904) Die Fauna der ältern Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. *Mitt. a.d. Jahrb. k. ung. geol. R. Anst.*, XV, Budapest.
- Purecel R., Georgescu V., Piliuță A. M., Georgescu F. (1972) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les Prospections Géologiques et Géophysiques, Bucarest.



- Georgescu V. (1975) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les Prospections Géologiques et Géophysiques, Bucarest.
- Sapunov I. G. (1968) The Ammonite Zones of the Toarcian in Bulgaria. Bulgarian Academy of Sciences. Bull. of the Geol. Inst. Ser. Paleontology, XVII, p. 133-165, pl. I-III, Sofia.
- (1970) The ammonite genus *Glylicoceras* S. Buckman, 1899 (Aalenian, Middle Jurassic). Bull. of the Geol. Inst. Bulgarian Academy of Sciences. Series Paleontology, XIX, 5 p., 2 pl., Sofia.
- Seyfried H. (1978) Der Subbetische Jura von Murcia (Sudöst-Spanien). Geol. Jb., 29, p. 3-201, 8 pl., Hannover.
- Stankewitsch E. S. (1964) Ammoniti iurskikh pescano-glinistih otlojenii Severnovo-Zapadnovo Kavkaza, Akademia Nauk CCCP, p. 1-68, XX pl., Moskva.
- Turnsek D., Seyfried H., Geyer F. Otto (1975) Geologische und Paläontologische Untersuchungen an einem Korallen-Vorkommen in Subbetische Unter Jura von Murcia (Süd-Spanien). Slovenska Akad. Dissertationes, XVIII, 5, p. 120-149, 25 pl., Ljubljana.
- Valenăs E., Valenăs L. (1976) Fauna de cefalopode din Toarcianul Gropii de la Barsa (Munții Bihorului). Nymphaea, IV, p. 107-113, Oradea.
- Zaninetti L. (1977) Etude paléontologique du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes Médianes (Haute-Savoie). Arch. Sc. Geneve, 30, 2, p. 149-160, 1 pl., Genève.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

- Fig. 1. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Toarcien. Zone à *Bifrons*. Piatra Bulzului, ($\times 1$).
- Fig. 2. — *Zugodactylites* sp. Toarcien. Zone à *Bifrons*. Toarcien. Piatra Bulzului, $\left(\times \frac{5}{4}\right)$.
- Fig. 3. — *Hildoceras lusitanicum* (Meister). Toarcien. Zone à *Bifrons*. Piatra Bulzului, ($\times 1$).

Planche III

- Fig. 1. — *Grammoceras thouarsense thouarsense* (d'Orbigny). Toarcien. Zone à *Thouarsense*. Piatra Bulzului, ($\times 1$).
- Fig. 2. — *Osperlioceras bicarinatum* (Zieten). Toarcien. Zone à *Thouarsense*, base extrême, Piatra Bulzului, ($\times 1$).
- Fig. 3. — *Pseudogrammoceras cf. latescens* (SIMPSON). Toarcien. Zone à *Thouarsense*. Piatra Bulzului, ($\times 1$)

Planche IV

- Fig. 1. — *Hildoceras lusitanicum* (Meister). Toarcien. Zone à *Bifrons*. Piatra Bulzului, ($\times 1$).
- Fig. 2. — *Arieticeras* sp. Domérien. Valea Crișanului.



Fig. 3. — *Grammoceras thouarsense thouarsense* (d'Orbigny). Toarcien. Zone à *Thouarsense*. Piatra Bulzului, ($\times 1$).

Fig. 4, 5. — *Hildoceras sublevisorii* (Fucini). Toarcien. Zone à *Bifrons*. Valea Crișanului.

Planche V

Fig. 1. — *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann). Toarcien, zone à *Thouarsense*. Souszone à *Bingmanni*. Piatra Bulzului. ($\times \frac{9}{13}$).

Fig. 2. — *Denckmannia ? sp.* Toarcien. Zone à *Variabilis*. Piatra Bulzului, ($\times 1$).

Fig. 3. — *Pseudogrammoceras cf. latescens* (SIMPSON). Toarcien. Zone à *Thouarsense*. Piatra Bulzului, ($\times 1$).

Planche VI

Fig. 1. — *Tropidoceras masseanum* (Orb.). Carixien — Zone à *Ibex*. Vallée de Gîrda Seacă.

Planche VII

Fig. 1. — *Hildoceras sublevisorii* Fucini. Toarcien. Zone à *Bifrons*. Valea Crișanului.

Fig. 2, 3. — *Haugia (Haugia) sp.* Toarcien. Zone à *Variabilis*. Valea Crișanului.

Fig. 4, 5. — *Ludwigia* sp. Aalénien supérieur.

Fig. 4. — Plateau Lumea Pierduță. ($\times \frac{6}{5}$).

Fig. 5. — Piatra Bulzului, ($\times 1$).

Planche VIII

Fig. 1-2, 5-6. — Micrites bioclastiques à *Involutina liassica* (Jones). Pliensbachien. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 30$).

Fig. 3. — Micrites bioclastiques à *Involutina turgida* Kristan. Pliensbachien. Valea Vulturului, ($\times 30$).

Fig. 4. — Micrites bioclastiques à *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk). Pliensbachien. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 30$).

Fig. 7. — Micrites bioclastiques à *Involutina liassica* (Jones). Pliensbachien. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 30$).

Fig. 8. — Micrites bioclastiques à *Bolivina liassica* (Jones). Pliensbachien, Valea Vulturului, ($\times 30$).

Fig. 9. — Micrites à *Alveosepta liassica* (Hottinger). Pliensbachien. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 30$).

Fig. 10. — Micrites à *Ammobaculites* sp., Pliensbachien. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 30$).

Fig. 11. — Micrites à *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann). Pliensbachien. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 30$).

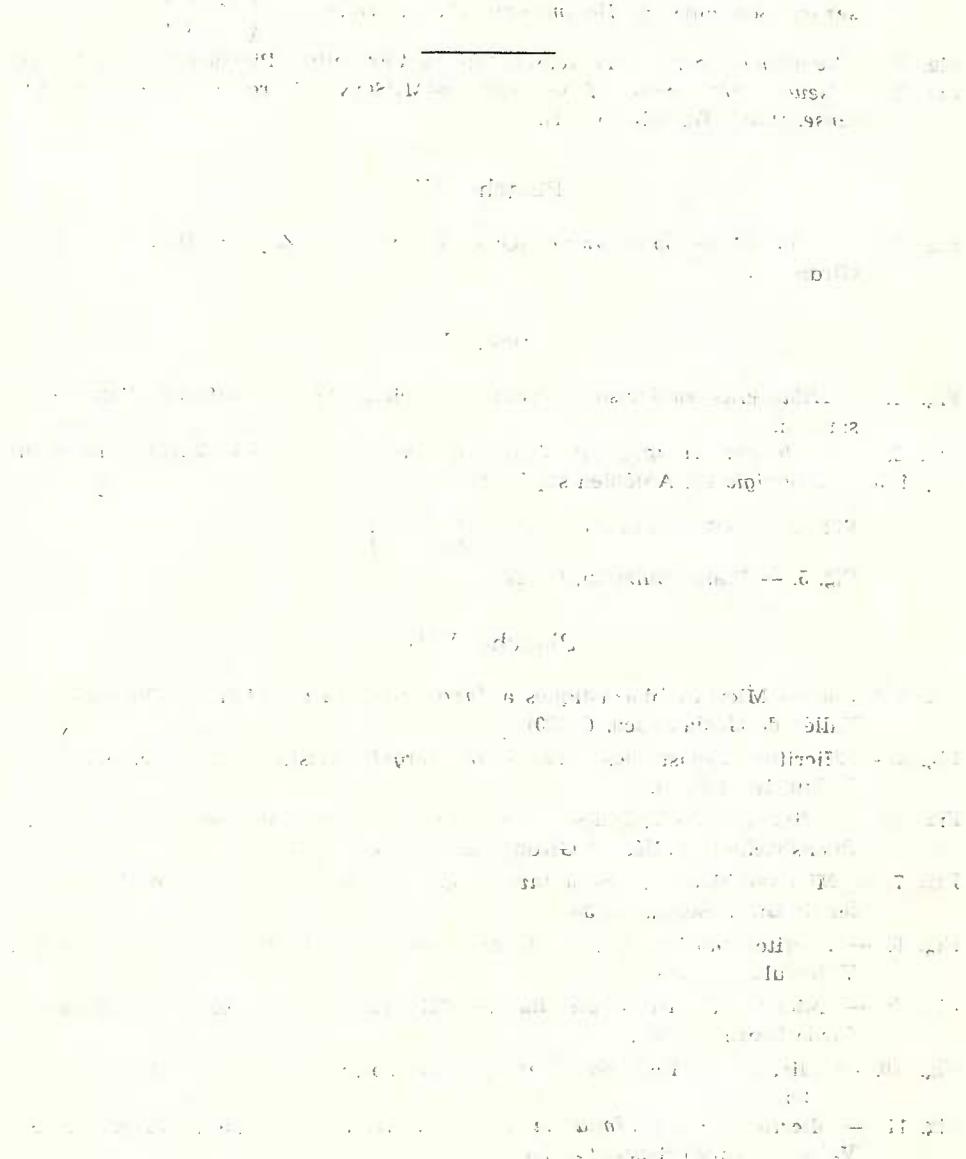


Fig. 12. — Micrites à *Glomospira* sp. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 30$).

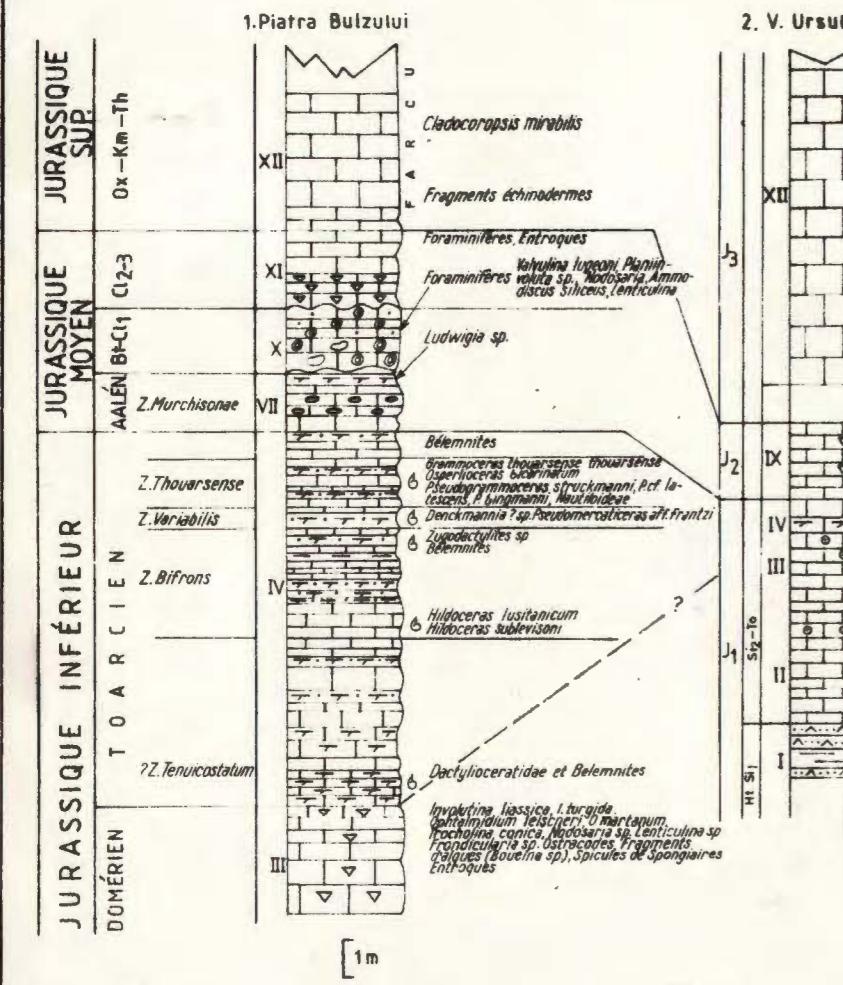
Fig. 13. — Biosparites crinoïdales à *Praekurnubia* sp., Domérien, Valea Crișanului, ($\times 30$).

Planche IX

Fig. — Micrites à apport détritique et *Alveosepta liassica* (Hottinger). Plienschienbachien. Vallée de Gîrda Seacă, ($\times 40$).

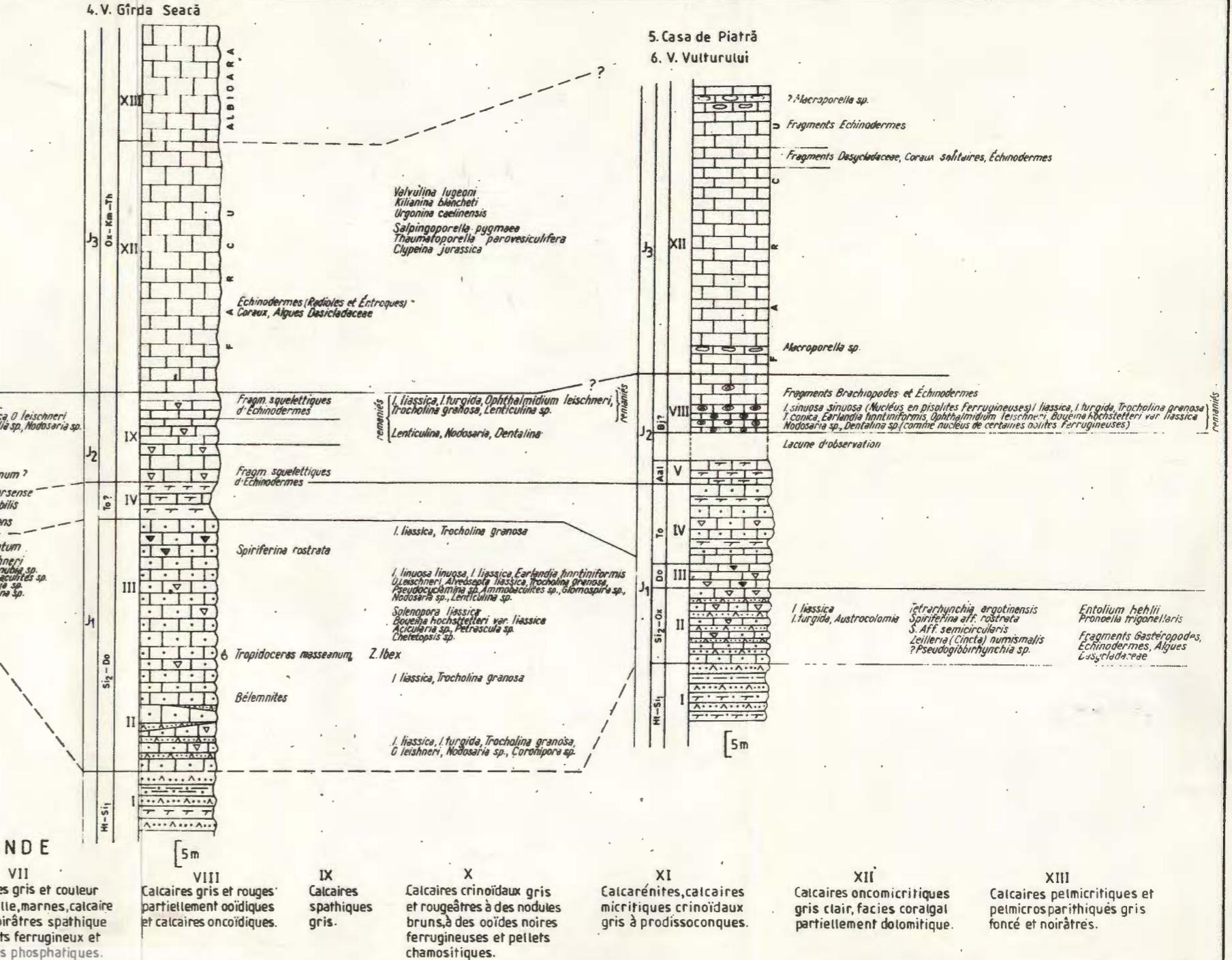


COLONNES STRATIGRAPHIQUES DANS LE JURASSIQUE DU BIHOR CENTRAL



I Grès quartzeux, localement conglomératiques blancs et rouges, argiles siltiques violacées et verdâtres.
II Grès quartzeux, calcaires gréseux spathiques gris, localement à des lentilles gréseuses.
III Calcaires spathiques, calcaires à ooides ferrugineuses localement à des accidents siliceux, marnes noires.
IV Calcaires gris-bleuâtres localement ooidiques, calcaires marneux, marnes et marnes siltiques.
V Calcaires marneux jaunes tachetés.
VI Calcaires spathiques gris-bleuâtres.
VII Calcaires gris et couleur de rouille, marnes, calcaire gris-noirâtres spathique à pellets ferrugineux et nodules phosphatiques.
VIII Calcaires gris et rouges partiellement ooidiques et calcaires oncoïdiques.
IX Calcaires spathiques gris.
X Calcaires crinoïdaux gris et rougeâtres à des nodules bruns, à des ooides noirs ferrugineuses et pellets chamositiques.
XI Calcarénites, calcaires micritiques crinoïdaux gris clair, facies corallien.
XII Calcaires pectinocritiques gris clair, facies corallien.
XIII Calcaires pectinocritiques et pectinocritiques gris foncé et noirâtres.

LÉGENDE



4. STRATIGRAFIE

FORMATIUNILE MEZOZOICE DIN SUD-VESTUL BAZINULUI RUSCA MONTANĂ¹

DE

IOAN I. BUCUR², CAROL STRUTINSKI³, ILEANA CUCURUZAN²

Carbonatic rocks. Jurassic. Mesozoic. Quartzitic conglomerates. Lias. Cretaceous. Benthonic foraminifers. Sedimentation: processes and conditions. Basic tuffites. Olistostroma. Lithostratigraphy. South Carpathians-Sedimentary Getic and Supragetic Domains-Rusca Montană Zone.

Abstract

Mesozoic Formations of the South-West of the Rusca Montană Basin. The field researches undertaken by the authors in the south-western part of the Rusca Montană Basin have led to the accumulation of data that partially change the image concerning the geologic evolution of this region. So, following the study of benthonic foraminifers, the Jurassic carbonatic rocks unconformably lying on Liassic quartzitic conglomerates or on crystalline schists, are assigned to the Malm. In the Lower Cretaceous, the region is exondated and detrito-chemical deposits are formed, assigned to the Albian (Dincă, 1977). They are transgressively and unconformably overlain by the conglomerates and sandstones of the Cenomanian followed, without break of sedimentation, by Turonian marls and marly limestones. At their upper part a level of basic tuffites has been identified that mark a change in the sedimentary evolution of the region. The Upper Turonian is represented by an olistostrome formation. The Senonian deposits transgressively lie on various terms of the Turonian.

Introducere

Cunoștințele referitoare la succesiunea stratigrafică și structura geologică a formațiunilor mezozoice din bazinul Rusca Montană s-au acumulat de-a lungul timpului prin cercetările efectuate în această zonă de Schafarzik (1906), Cantuniari (1937), Mamulea (1955), Dincă (1964),

¹ Depusă la 25 februarie 1982, acceptată pentru comunicare și publicare la 6 aprilie 1982, comunicată în ședința din 30 aprilie 1982.

² Universitatea „Babeș-Bolyai“, Catedra de Geologie. Str. M. Kogălniceanu nr. 1, 3400 Cluj-Napoca.

³ I.P.E.G. „Banatul“. Str. 30 Decembrie nr. 1, 1650 Caransebeș.



Dincă et al. (1972). Sinteza acestor cunoștințe este cuprinsă într-o teză de doctorat relativ recent publicată (Dincă, 1977).

Cercetările întreprinse de noi asupra Mezozoicului din partea de sud-vest a bazinului în ultimii ani au adus o serie de noutăți în această privință, unele dintre ele concretizate în mai multe note aflate sub tipar. Scopul lucrării de față este de a da o imagine de ansamblu asupra evoluției geologice a părții de sud-vest a bazinului Rusca Montană, în lumina noilor date acumulate.

Regiunea la care ne referim este situată la est de localitatea Constantin Daicoviciu, fiind cuprinsă între valea Timișului la sud și sud-vest, valea Vălișorului la nord și vest, valea Maciovei la est și vârful Runcului la nord-est (fig. 1).

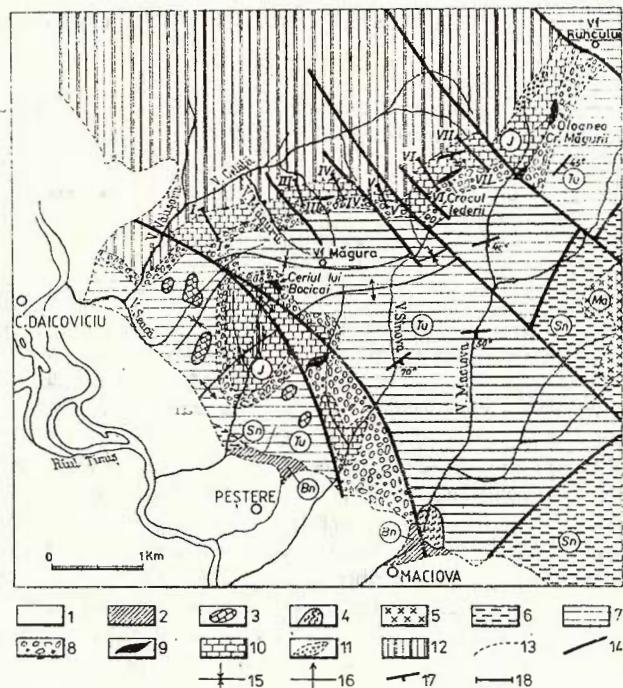


Fig. 1. — Schiță de hartă geologică cu formațiunile din partea de sud-vest a bazinului Rusca Montană (perimetru cuprins între localitatea C. Daicoviciu, Maciova și vârful Runcului).

1, Pliocen și Cuaternar; 2, Badenian (Bn); 3, olistolite de calcare jurasice și cenomaniene; 4, cristalinul de Maciova; 5, Maastrichtian (Ma); 6, Senonian (Coniacian-Campanian) (Sn); 7, Turonian (Tu); 8, Cenomanian; 9, ?Albian (roci bauxitice); 10, Jurasic superior (J); 11, ?Liasic; 12, seria de Tincova (șisturi cristaline); 13, limită între formațiuni; 14, falie; 15, ax de sinclinal; 16, ax de anticlinal; 17, poziția stratelor; 18, profile de recoltare a probelor pentru analize chimice și secțiuni subțiri.

Esquisse de carte géologique présentant les formations de la partie sud-ouest du bassin de Rusca Montană (zone délimitée par la localité C. Daicoviciu, Maciova et le sommet de Runcu).

Succesiunea litologică și stratigrafică a formațiunilor mezozoice

Jurasicul

Liasicul

În extremitatea nord-estică a regiunii, în apropiere de vîrful Runcului, afloarează pe cca 700 m lungime și 50-80 m lățime conglomerate cuarțitice. Ele se dispun transgresiv peste șisturile cristaline ale seriei de Tincova și suportă calcarele și dolomitele Jurasicului superior. Absența totală a resturilor fosile în aceste depozite nu permite datarea lor cu exactitate. Dineă (1977) le atribuie Liasicului inferior ca urmare a asemănării litologice cu conglomeratele ce stau la baza Liasicului inferior în facies de Gresten din zona Reșița și bazinul Hațeg.

Malmul

Transgresiv și discordant peste conglomeratele liasice sau, în cea mai mare parte, direct peste șisturile cristaline se dispun calcare, dolomite calcaroase și calcare dolomitice. Bine deschise pe valea Măgurii și valea Fierului, afluenți de stînga ai văii Cetății, aceste depozite au putut fi cercetate de noi în amănunte, de asemenea, într-o serie de șanțuri de prospecțiune executate de I.P.E.G. „Banatul“ Caransebeș în vara anului 1978. Profilul cel mai instructiv ni l-a oferit șanțul nr. III situat între valea Măgurii și valea Fierului.

Considerații stratonomice și litofaciale

Baza depozitelor Jurasicului superior o constituie o brecie calcaroasă cenușie-negricioasă cu elemente de șisturi cristaline și cuarțite. Grosimea acestui nivel este de 1-1,5 m. Înspre partea lui superioară fragmentele detritice scad în diametru iar rocile se îmbogățesc în litoclaste și alocheme calcaroase. Se trece astfel la intraspaludite, adesea oncolitice, dispuse în bancuri de 1-2 m grosime. Alochemele de dimensiuni ruditive sunt înglobate într-un liant pelsparitic arătind astfel un foarte slab grad de sortare a sedimentelor. Mai apar „lumps“-uri și rare oolite recristalizate (pl. I, fig. 1). Bioclastele cele mai frecvente sunt piesele scheletice și microradioilele de echinodermate, microconcoile (alge Cyanophyceae), algele incrustante și foraminiferele (fig. 2). Se mai întâlnesc uneori mici corali remaniati.

-
- 1, Pliocene et Quaternaire ; 2, Badénien (Bn) ; 3, olistolites de calcaires jurassiques et cénonaniens ; 4, roches métamorphiques de Maciova ; 5, Maastrichtien (Ma) ; 6, Sénonien (Coniacien — Campanien) (Sn) ; 7, Turonien (Tu) ; 8, Cénonianien ; 9, ?Albien (roches bauxitiques) ; 10, Jurassique supérieur (J) ; 11, ?Lias ; 12, série de Tincova (schistes cristallins) ; 13, limite entre les formations ; 14, faille ; 15, axe de synclinal ; 16, axe d'anticlinal ; 17, position des couches ; 18, coupes pour le prélèvement des échantillons pour analyses chimiques et lames minces.



Urmăază un nivel de dolosparite, parțial limonitizate și breciate (pl. I, fig. 2). Succesiunea se continuă cu micrite dolomitice, în bază cu un nivel de pelsparite bine sortate iar în partea superioară cu mi-

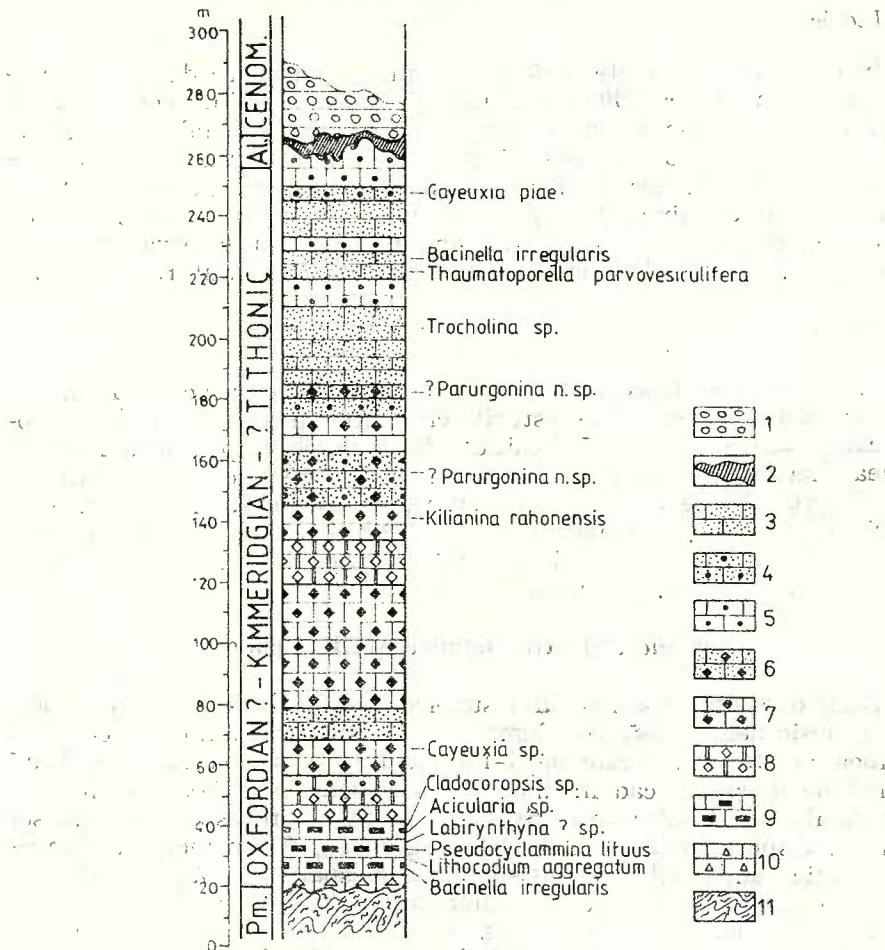


Fig. 2. — Succesiunea litostratigrafică a rocilor carbonatice jurasice din șanțul de prospecție nr. 3 (S III) (între valea Măgurii și valea Fierului).

1, conglomerate -cenomaniene ; 2, roci bauxitice ; 3, micrit ; 4, pelmicrit ; 5, pelsparit ; 6, micrit dolomitic ; 7, sparit dolomitic ; 8, dolosparit ; 9, intrasparrudit ; 10, brecii calcaroase ; 11, sisturi cristaline.

Succession lithostratigraphique des roches carbonatées jurassiques du fossé de prospection no. 3 (S III) (entre Valea Măgurii et Valea Fierului).

1, conglomérats cénonmaniens ; 2, roches bauxitiques ; 3, micrite ; 4, pelmicrite ; 5, pelsparite ; 6, micrite dolomistique ; 7, sparite dolomitique ; 8, dolosparite ; 9, intrasparrudite ; 10, brèches calcaires ; 11, schistes cristallins.

crite cu aspect pseudobrecios. Urmează pseudosparite și microsparite dolomitice. În partea inferioară a acestui nivel romboedrii dolomitici dedolomitizați și pseudomicritizați au fost „invadați“ de liantul pseudosparitic. Este vorba de pierdere parțială sau totală a contururilor romboedrilor dolomitici, prin microsparitare-pseudosparitare. Fenomele de dolomitizare și dedolomitizare au transformat probabil masa inițial micritică a rocii în microsparite-pseudosparite (pl. I, fig. 6). Acestea suportă micrite dolomitice în care romboedrii dolomitici prezintă o structură zonată marcată de variația în conținutul de impurități (pl. I, fig. 3, 4). Ele sunt urmate de microsparite și pelmicrite dolomitice. La acest nivel reapar bioclastele reprezentate prin alge incrustante și foraminifere.

Succesiunea se continuă pe cca 25 m cu pseudosparite și micrite dolomitice (ultimele nivele în care mai apar romboedrii dolomitici, în general bine individualizați și cu structură zonată), trecind apoi pe cca 75 m la micrite și pelmicrite cu rare foraminifere și alge incrustante, pentru a se încheia cu un nivel de pelsparite.

Această succesiune nu este identică în tot arealul de aflorare al calcarelor jurasice. În linii mari însă ea este asemănătoare în toate profilele studiate astfel încât din analiza stratonomică și litologică se pot desprinde două concluzii și anume:

— Partea inferioară a succesiunii (cca 30-50 m grosime) este alcătuită predominant din intrasparudite cenușii-negricioase, în bancuri metrice, cu o biofață relativ bogată. Partea mediană (cca 100 m grosime) este alcătuită din dolosparite, microsparite și pseudosparite dolomitice, stratificate. Partea superioară (cca 120 m grosime) este alcătuită predominant din micrite și pelmicrite cenușii formând strate de 0,3-1 m grosime.

— Fracțiunea dolomitică predomina în partea inferioară și mediană a succesiunii, fiind foarte săracă în jumătatea superioară și practic inexistentă în partea terminală, micritică.

Considerații biostratigrafice

Sărace în macroorganisme fosile, rocile carbonatice jurasice din regiunea studiată conțin în schimb o asociatie micropaleontologică relativ bogată. În afară de piesele scheletice și microradiolele de echinodermate (predominante), microoncolite, calcisfere (*Cadosina fusca* Wanner), hidrozoare (*Cladocoropsis mirabilis* Felix) și mici corali remaniați, am identificat următoarea asociatie de alge și foraminifere: *Globochaete alpina* Lombard, *Acicularia* sp., *Cayeuxia piae* Frollo, *Thaumatoaporella parvovesiculifera* (Raineri) (pl. II, fig. 3), *Bacinella irregularis* Radovičić, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Pycnoporidium lobatum* Yabe et Toyama, *Lenticulina* sp., *Pfenderina* sp., *Trocholina* sp., *Labryrinthyna* sp., *Everticyclammina* sp., *Parurgonina* n. sp. (pl. II, fig. 4; pl. III, fig. 1-4), *Nodophthalmidium jurassicum* Carozzi, *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Kilianina rahonensis* Foury et Vincent (pl. II, fig. 1) și *Kurnubia palastiniensis* (Henson) (pl. II, fig. 2).

Majoritatea acestor microfosile acoperă un interval stratigrafic larg, corespunzător Jurasicului superior și Cretacicului inferior. Excepție fac *Kilianina rahonensis* și *Kurnubia palastiniensis*. *Kilianina rahonensis* a

fost descrisă inițial din munții Jura, dintr-un nivel situat la baza Kimmeridgianului și reînălnită apoi în roci carbonatice din diverse regiuni ale arealului mezogean la nivelul Kimmeridgian-Tithonicului (Cuvillier et al., 1968; Bassoulet, Guernet, 1970; Peybernès, 1976; Fourcade, Rodriguez-Estrella, 1977; Jaffrezo, 1980). În același interval însă cu o frecvență mai mare a fost întâlnită și *Kurnubia palastiniensis* (Sartoni, Cresceni, 1962; Bassoulet, Guernet, 1970; Bassoulet, Poisson, 1975; Velič, Sokač, 1974, 1975; Azema et al., 1977; Septfontaine, 1978). În unele cazuri, desă rar, cele două specii au fost întâlnite în associație (Peybernès, 1976; Fourcade, Rodriguez-Estrella, 1977; Jaffrezo, 1980).

Pentru calcarele de la est de localitatea Constantin Daicoviciu cele două foraminifere sunt deocamdată reperul paleontologic cel mai important. Pe baza lor se poate spune că partea mediană a succesiunii de roci carbonatice aparține Kimmeridgianului. Ansamblul associației micropaleontologice ne permite să atribuim, sub semnul întrebării, partea inferioară și cea superioară Oxfordianului, respectiv Tithonicului.

Dincă (1977) separă în cadrul succesiunii de calcară două associații micropaleontologice, una pentru Dogger, cealaltă pentru Malm. Cele mai multe dintre specii se întâlnesc în ambele associații. De menționat însă că cele două specii pe baza cărora prima dintre associații este atribuită Doggerului și anume *Meyendorffina cf. bathonica* Aurouze et Bizon și *Kilianina blancheti* Pfender provin din eșantioane recoltate dintr-un alt punct decât profilul de referință, din „calcare cenușii, fine, cu caracter de calcilutite“. Or, după cum s-a observat în toate profilele transversale executate în depozitele calcaro-dolomitice, calcilutile respectiv micritele cenușii caracterizează partea superioară a succesiunii. Ilustrațiile date de Dincă (1977) pentru cele două foraminifere sunt neconcludente în privința posibilității de comparare a lor cu speciile tip. Dificultățile de determinare în secțiuni subțiri a unor foraminifere bentonice cu o structură mai complicată, cum este cazul celor două specii amintite, precum și faptul că ele provin din eșantioane recoltate din roci ce apar înspre partea superioară a succesiunii, ne determină să punem un mare semn de întrebare în legătură cu atribuirea la Dogger a treimii inferioare a succesiunii de calcară și dolomite. Considerăm că atât associațiile citate de Dincă (1977) cât și associația identificată de noi (asemănătoare în cea mai mare parte) caracterizează Malmul, în sensul cel mai larg. Secțiunea axială a unui exemplar de *Kilianina rahonensis* (pl. II, fig. 1), în care se poate urmări aparatul embrionar biloculin, urmat de un stadiu tîrnăr helicospiral și apoi de un stadiu uniseriat cu loje diferite subdivizate la periferie față de centru, constituie un argument în acest sens. Prezența la același nivel stratigrafic a speciei *Kurnubia palastiniensis*, amintită de altfel și de Dincă (1977) în una din associațiile citate, vine să ne întărească această convingere.

Chimismul și originea rocilor carbonatice jurasice

Analizele chimice sistematice efectuate pe întreaga succesiune de calcară și dolomite ne-au adus, în completarea analizelor microscopice, un prețios ajutor în definirea acestor roci. Tabelul 1, care ne redă opt-sprezece dintre cele mai semnificative din aceste analize, ne arată, func-



TABELUL 1
Compoziția chimică procentuală a rocilor carbonatice jurasice

Nr. crt.	Nr. probei	Locul de recoltare	Structură	% CaO	% MgO	% Fe ₂ O ₃	% Al ₂ O ₃	% SiO ₂	% Na ₂ O	% K ₂ O	% S	% P.C.	Denumirea rocii (după Garoză, 1960)
1	251	S VII, m 76	micrit	55,24	0,19	0,14	0,21	0,20	0,11	—	—	43,80	calcar
2	145	S III, m 74	pelmicrit	54,23	0,42	0,14	0,66	0,25	0,62	0,12	0,03	43,06	calcar
3	132	S III, m 108	microsparit	53,50	1,45	0,35	0,55	0,55	0,35	0,15	0,08	43,50	calcar magneziu
4	113	S I, m 355	micrit	52,22	2,16	0,15	0,45	0,67	urme	urme	—	43,36	calcar magneziu
5	154	S III, m 208	micrit	51,57	2,54	0,43	0,62	0,40	0,62	0,11	0,03	43,71	calcar dolomitic
6	153	S III, m 206	micrit dolomit	50,34	3,36	0,70	0,60	0,58	0,42	0,15	0,02	43,08	calcar dolomitic
7	180	S IV, m 60	micrit dolomit	38,29	4,36	0,14	0,26	0,24	0,01	0,01	0,05	47,54	calcar dolomitic
8	200	S VI, m 46	intrasparudit dolom.	47,30	4,90	1,00	1,40	1,73	0,35	—	urme	42,86	calcar dolomitic
9	182	S IV, m 83	microsparit dolomit	48,13	5,68	0,14	0,27	0,10	0,01	0,02	0,03	43,47	calcar dolomitic
10	210	S VI, m 86	micrit dolomit	46,90	5,90	0,71	1,39	1,22	0,28	—	—	43,32	calcar dolomitic
11	205	S VI, m 68	microsparit dolomit	44,96	7,58	0,92	0,98	0,81	0,40	0,12	—	43,76	calcar dolomitic
12	187	S V, m 33	microsparit dolomit	44,72	8,75	0,16	urme	0,09	0,03	0,02	0,02	45,00	calcar dolomitic
13	185	S IV, m 97	pseudosparit dolomit	43,21	10,07	0,16	urme	0,04	0,04	0,03	0,02	43,96	calcar dolomitic
14	183	S IV, m 88	pseudosparit dolomit	39,19	13,27	0,24	0,20	0,16	0,01	0,01	0,01	46,28	dolomit calcitic
15	123	S III, m 67	pseudosparit dolomit	37,10	15,34	0,47	0,05	0,40	urme	—	—	45,62	dolomit calcitic
16	119	S III, m 46	dolosparit	45,43	15,76	0,88	0,27	0,79	urme	urme	—	45,43	dolomit calcitic
17	125	S III, m 77	dolosparit	35,14	17,20	0,31	0,30	0,32	urme	—	—	46,13	dolomit calcitic
18	190	S V, m 47	dolosparit	34,09	17,36	0,17	0,19	0,01	0,02	0,02	0,01	45,66	dolomit calcitic

tie de conținutul de MgO, existența întregii game de roci de tranziție de la dolomite calcitice la calcară cu o ridicată puritate.

Dolomitele au un conținut de MgO apropiat de limita cu interes economic. Intercalațiile dolomitice se dezvoltă adesea pe o grosime pînă la 15 m, uneori mai mult și deși nu sunt întotdeauna corelabile de la un profil la altul, cele mai importante dintre ele apar în mod constant la intervale asemănătoare, demonstrînd prin aceasta că nu este vorba de iviri lenticulare limitate.

Aspectele litologice și microbiofaciesurile dău unele indicații cu privire la originea rocilor carbonatice jurasice de la est de localitatea Constantin Daicoviciu. Acestea s-au depus pe o platformă carbonatică de mică adâncime, dezvoltîndu-se inițial într-o zonă cu regim hidrodinamic moderat, aşa cum o arată faciesul de tip „Grapestone pelsparite“ din baza succesiunii. Au existat probabil dese izolări ale zonei litorale față de largul bazinului, acestea ducînd la crearea unor mici lagune în care, pe de o parte, acumulările de H₂S și formarea unui mediu euxinic au dus la dobîndirea unei culori cenușii-închis și negricioase a rocilor ce s-au format aici, iar pe de altă parte au favorizat, printr-o intensă evaporatie periodică, formarea dolomitelor. Micritele dolomitice și micritele din partea superioară a succesiunii indică instalațarea unui mediu infralitoral intern, adăpostit, cu un regim hidrodinamic atenuat alternînd cu episoade mai active care au determinat probabil apariția unor niveli pelsparitice.

Dolomitele și calcarele dolomitice s-au format probabil prin procese de dolomitizare diagenetică. Există de asemenea indicii ale unor fenomene de dedolomitizare, cum ar fi pierderea contururilor cristalelor romboedrice prin microsparitizare.

Cretacicul

?Albianul

În timpul Cretacicului inferior regiunea se exondează. Depozitele calcaroase sunt supuse acțiunii agenților externi, formîndu-se un relief carstic. În formele negative ale acestui relief s-au format depozite detrito-chimice alcătuite din gresii roșii, feruginoase și roci bauxitice ce aflorează în mai multe puncte din regiune: Valea Seacă, valea Fierului, valea Măgurii, valea Sinovei, Crâcul Iederii, Oloanea-Cracul Măgurii.

Microscopic, rocile bauxitice prezintă un fond de gel aluminoferos, amorf, brun-roșcat, rezultat prin precipitare chimică, în care se găsesc minerale alumino-feroase (diaspor, clorit, hematit, rutil, goethit; uneori mai apar corindon și pirită). Tabelul 2 redă compoziția chimică a rocilor bauxitice din regiunea studiată. După cum reiese din analizele chimice, aceste roci aparțin categoriei de bauxite feruginoase.

Depozitele detrito-chimice au fost atribuite Albianului (Dincă, 1977) pe baza poziției lor între calcarele jurasice și conglomeratele ceno-maniene și prin analogie cu depozite similare din bazinul Hațeg, a căror vîrstă a putut fi mai bine cunoscută. Existența unor forme slab conservate de truritelle și nerinei în gresile feruginoase din partea superioară a rocilor bauxitice este un indiciu al posibilității identificării unor fosile care să dateze mai precis aceste depozite.



TABELUL 2

Compoziția chimică procentuală a rocilor bauxitice

	Cerul lui Bocicai	Cracul Iederii	Oloanea-Craçul Măgurii
Al_2O_3	46—58	52,20	49,5—63,5
Fe_2O_3	19—26	23,40	18,4—22,8
SiO_2	7—13	8,28	1,0—12,68
TiO_2	2—3	2,42	2,27—3,30
CaO	+	—	—

Cenomanianul

Depozitele cenomaniene de 100-150 m grosime, reprezentate prin conglomerate polimictice care trec la gresii grosiere micacee și apoi la gresii calcaroase, fosilifere, se dispun transgresiv și discordant peste calcarele Jurasicului superior sau peste sisturile cristaline.

Este de remarcat că conglomeratele cenomaniene, alcătuite din elemente de cuarț, gnaise, micașisturi, cuartite, sisturi clorito-sericitoase, filite, nu conțin fragmente de calcare jurasice. În schimb, în gresiile calcaroase fosilifere de la partea superioară (fig. 3), apar frecvent litoclaste calcaroase pelsparitice, identice ca structură și aspect cu pelsparitele ce se întâlnesc în mod constant la contactul calcar-bauxită. Același tip de litoclaste l-am întîlnit într-un calcar detritic cu *Corallinaceae* de pe Valea Seacă reprezentând probabil un olistolit în formațiunea de olistostromă turoniană.

Din gresiile calcaroase am colectat o faună alcătuită din: *Ortopsis (Pseudodiadema) granularis* Coteau, *Exogyra columba* Lamark, *Exogyra cf. squamata servitensis*, d'Orbigny; *Exogyra cf. marmeti* (Cocard), *Gryphaea* sp., *Cyprina* sp. și un exemplar foarte bine păstrat de *Calycoceras boulei* Collignon (pl. VI) determinat de L. Szász căruia îi aducem mulțumiri pe această cale). *Calycoceras boulei* alături de speciile de amoniți și lamelibranhiate determinate de Dincă (1977) constituie un nou argument în favoarea vîrstei cenomanian-superioare a gresiilor calcaroase. În aceste gresii am mai identificat rare fragmente de *Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz).

Turonianul

În continuitate de sedimentare cu gresiile calcaroase cenomaniene se dispun marnocalcare grezoase, gălbui sau cenușii-negricioase, pe o grosime de cca 150 m, cu o microfaună de *Rotalipora* gr. *appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) și rare exemplare de *Pithonella ovalis* (Kaufmann). La partea superioară a marnocalcarelor

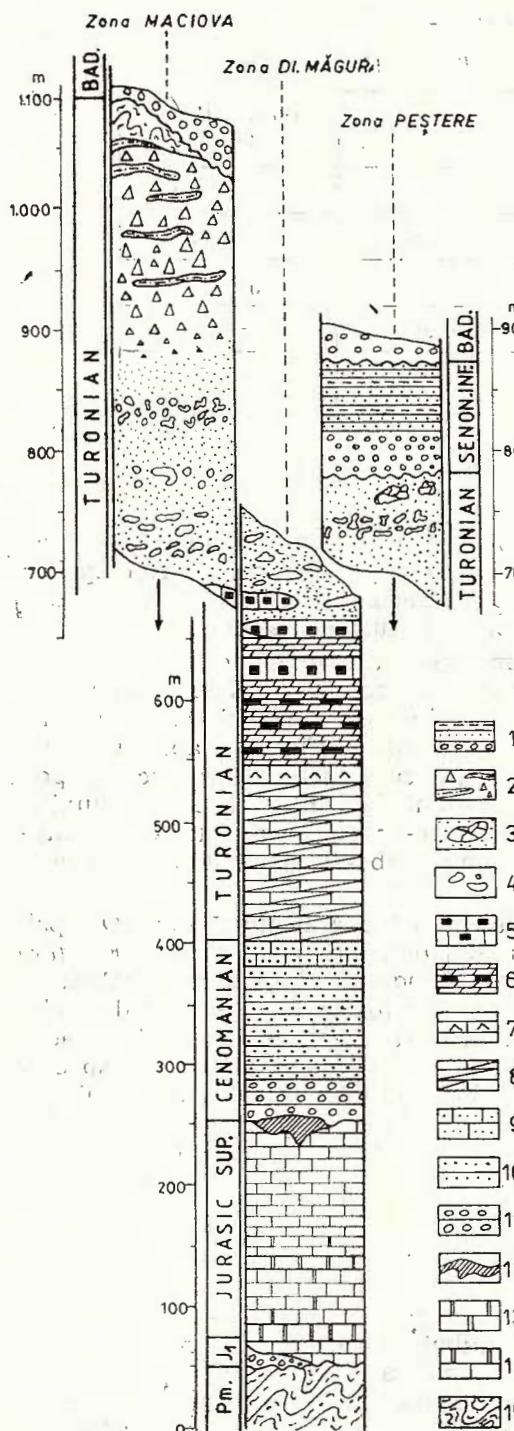


Fig. 3. — Coloane litologice cu formațiunile mezozoice din partea de sud-vest a bazinului Rusca Montană.

1, alternanță de gresii și argile (facies flișoid); 2, brecii conglomeratice; 3, olistolite de calcare jurasice și cenomaniene; 4, formațiune grezo-marnoasă nestratificată cu remanieri intraformatiionale; 5, calcare detritice cu Corallinaceae; 6, marne și marnocalcare în plăci cu intercalări de roci silicioase; 7, gresii calcaroase tufitice (tufite bazice); 8, marnocalcare fin grezoase; 9, gresii calcaroase; 10, gresii quartitice; 11, conglomerate; 12, roci bauxitice; 13, dolomite; 14, calcare și calcare dolomitice; 15, șisturi cristaline.

Colonnes lithologiques avec les formations mésozoïques de la partie sud-ouest du bassin de Rusca Montană.

1, alternance de grès et argiles (faciès flyschoid); 2, brèches conglomeratiques; 3, olistolites de calcaires jurassiques et cénomaniens; 4, formation gréso-marneuse non-stratifiée à remaniements intraformationnels; 5, calcaires détritiques à Corallinaceae; 6, marnes et marno-calcaires en plaques à intercalations de roches silicieuses; 7, grès calcaires tuffitiques (tuffites basiques); 8, marno-calcaires finement gréseux; 9, grès calcaires; 10, grès quartitiques; 11, conglomerats; 12, roches bauxitiques; 13, dolomies; 14, calcaires et calcaires dolomitiques; 15, schistes cristallins.

grezoase se află un nivel de gresii calcaroase tufitice (tufite bazice) care atinge uneori grosimi de 7-10 m. Identificate în mai multe puncte ale bazinului Rusca Montană (Strutinski, Bucur, sub tipar), tufitele bazice se întlnesc în regiunea studiată pe valea Măgurii, valea Sînovei și versantul stîng al văii Maciovei. Structura rocii este heterogen mecanică, de acumulare gravitațională a unor cristalo-, lito- și bioclaste. Cristaloclastele sunt reprezentate prin plagioclazi, cuart, hornblendă, piroxeni, mice, magnetit, și subordonat din albit-oligoclaz, microclin, granați, turmalin, epidot, apatit, rutil, zircon, staurolit, disten. Litoclastele sunt alcătuite din fragmente de roci efuzive. Bioclastele constau din piese scheletice de echinodermate, fragmente de alge Corallinaceae, *Pithonella ovalis* (Kaufmann) și *Pithonella sphaerica* (Kaufmann), ultimele două indicindu-ne și vîrsta turoniană a tufitelor (probabil Turonian mediu-superior).

Identificarea acestui nivel de tufite bazice prezintă importanță din mai multe puncte de vedere și anume:

— Reprezintă primul argument sigur referitor la existența unui magmatism prelaramic în munții Păiana Ruscă, al căruia început a avut loc probabil în Turonianul mediu-superior.

— Existența unui magmatism bazic în bazin explică frecvența radiolarilor și a nivelelor de roci silicioase ce urmează în succesiunea complexului de depozite turoniene.

— Tufitele marchează un moment important în evoluția bazinului Rusca Montană; odată cu depunerea lor încetează sedimentarea relativ liniștită ilustrată de gresiile și marnocalcarele grezoase ceno-manian-turoniene și începe acumularea unor sedimente marnoase cu caracter de preflîș, într-un mediu marin mai profund.

Deasupra nivelului de tufite bazice se dispun marne și marnocalcare în plăci, cu mai multe interstratificații de roci silicioase iar la partea superioară cu intercalații de calcare detritice cu Corallinaceae (calcare alodapice) (fig. 3). Biofaza relativ bogată a acestor calcare este alcătuită din piese scheletice de briozoare și de moluște, foraminifere (*Hedbergella* sp., *Globotruncana* gr. *lapparenti* Brotzen, *Praeglobotruncana stephani* (Gadolff) (pl. IV, fig. 1), calcisfere (*Pithonella sphaerica* (Kaufmann), *Pithonella ovalis* (Kaufmann) și *Pithonella trejoi* Bonet (pl. IV, fig. 2-5), uneori în acumulații abundente în unele litoclaste). Dintre Corallinaceae, *Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz) este specia cea mai frecventă (pl. V, fig. 1, 3, 4) alături de care mai apar *Hemiphyllum atacicum* Lemoine, *Archaeolithothamnium cretaceum* Pfender și *Peyssonnelia antiqua* Johnson (pl. V, fig. 2). Apariția acestei din urmă specii în Cretacicul superior este remarcabilă. *P. antiqua* a fost descrisă de Johnson (1964) din formațiuni paleocene și citată de diversi autori într-o serie de localități ale arealului mezogean din formațiuni paleocene. Identificarea ei în calcarele detritice cu Corallinaceae din Cretacicul superior al bazinului Rusca Montană reprezintă prima atestare a acestei specii în formațiunile geologice din România și totodată prima occurență în roci mai vechi decît Paleogenul.

Întreaga asociație micropaleontologică din calcarele detritice cu Corallinaceae indică vîrsta turonian-superioară.



Însoțind calcaralele detritice cu alge, apar frecvente nivale de marnocalcare grezoase cu remanieri intraformaționale și fenomene de sliding/slumping iar pe alocuri secvențe flișoide calcaroase.

În cursul inferior al văii Maciovei succesiunea depozitelor turo-niene continuă printr-un interval grezo-marnos cenușiu-negricios, foarte monoton, a cărui trăsătură caracteristică o constituie lipsa aproape totală a unei stratificații precum și frecvența remanierilor intraformaționale. Într-o matrice micritic-argiloasă sunt răspândite cristaloclaste de cuarț și mice. Elementele litice remaniate au în linii generale aceeași compoziție ca și cea a rocii de bază, putând varia eventual proporțiile dintre matrice și cristaloclaste. De aceea ele se disting destul de greu. Acolo, însă, unde aceste elemente sunt mai calcaroase decât fondul rocii, ele apar spălate frecvent, în urma alterării selective, conferind rocilor un aspect cavernos. Dispoziția golurilor rezultate în urma spălării elementelor mai calcaroase, ale căror dimensiuni variază de la sub un centimetru pînă la maximum 10-15 centimetri, constituie uneori unicul criteriu care permite aprecierea direcției și înclinării acestei formațiuni. Grosimea ei atinge în valea Maciovei 250-300 metri. Astfel de depozite au fost recunoscute și în Valea Seacă. Este de remarcat că o formăjune asemănătoare sub aspect facial a fost descrisă în „Wildflysch“-ul cretacic superior din munții Vilcan (Pop, 1966).

Deasupra acestei formațiuni, în valea Maciovei, urmează o secvență brecioasă-conglomeratică cuprinzînd haotic lentile de marne și marnocalcare (fig. 3). Elementele constitutive ale breciilor constau în exclusivitate din diverse tipuri de sisturi cristaline. Rocile se caracterează printr-un grad de maturitate extrem de scăzut și printr-o compactitate avansată. Grosimea acestei formațiuni este de cca 150 m. Deasupra ei se dispun sisturi cristaline retrormorfozate, avînd în bază o zonă de intense milonitizări.

Dincă (1977) atribuie formațiunea grezo-marnoasă nestratificată cu remanieri intraformaționale din valea Maciovei partaj Turonian-Coniacianului, partaj Santonian-Campanianului. Alți autori (Kräutner și Kräutner, 1972; Kräutner et al., 1972; Zimmermann și Zimmermann, 1977) consideră aceeași formăjune ca reprezentînd partea bazală a Turonian-Coniacianului. Autorii citați pleacă de la premisa că breciile conglomeratice ar sta nu deasupra ci în baza acestei formațiuni și ar reprezenta în acest sector Cenomanianul, care s-ar sprijini la rîndul lui pe un fundament cristalin (seria de Maciova; Kräutner și Kräutner, 1972; Kräutner et al., 1972). Dar atât poziția în spațiu a formațiunii grezo-marnoase nestratificate și a breciilor acoperitoare, cât și, mai ales, aspectele litostratonomice ale acestor depozite, ca și contactul cu sisturile cristaline ale seriei de Maciova contravîn acestei presupunerî. Deși rare, indicațiile privind poziția formațiunii grezo-marnoase nestratificate arată fără nici un dubiu cădere spre sud a acesteia și implicit afundarea ei sub breciile conglomeratice. Cu toate acestea, formațiunea grezo-marnoasă corespunde litologic destul de bine gresiilor calcaroase și marnocalcarelor de la limita Cenomanian/Turonian. Acestea din urmă, însă, pe lîngă faptul că nu au nicăieri, în cadrul bazinului grosimi atît de mari, prezintă de regulă o bună stratificație. O legătură genetică între formațiunea în discuție și rocile cretacice mai vechi



nu poate fi pusă însă la îndoială. Astfel, lipsa unei stratificații, fenomenele de remaniere intraformatiională, prezența în zona Valea Seacă-Peștere a unor olistolite de calcare jurasicice sau calcare detritice de vîrstă cenomaniană precum și identificarea la microscop a unor plane de laminare submilimetrice sau a unor structuri spiralate ("snow ball structure") indică toate că în cazul grezo-marnelor nestratificate ne aflăm în prezența unei formațiuni de tip olistostromă, rezultată în urma unei resedimentări de anvergură a unor sedimente în bună parte nelistificate în momentul declanșării fenomenului. Resedimentarea s-a produs sub forma unor curgeri de mîluri viscoase în care au putut persista fragmente omogene de roci, datorită unui grad de litificare mai avansat al acestora. La originea unor astfel de procese de resedimentare stau mișcările tectonice și proprietățile tixotropice ale sedimentelor incomplet consolidate (Pop, 1966 ; Hoedemaeker, 1973).

Împreună cu breciile conglomeratice și cristalinul de Maciova de deasupra, pe care îl considerăm drept un bloc alunecat în bazin (idee sugerată și de Dincă, 1977), formațiunea grezo-marnoasă nestratificată reprezintă un oliston în sensul lui Hoedemaeker (1973).

Având de-a face cu o formațiune aproape în întregime resedimentată, criteriul faunistic poate conduce la erori în ceea ce privește datarea momentului resedimentării. Cercetările noastre întreprinse într-un perimetru mai estic ne-au condus la concluzia că atât cărcarele jurasice cît și o parte a cristalinului care aflorează în raza localității Rusca Montană reprezintă blocuri allochone cuprinse într-o formațiune de olistostromă echivalentă celei din zona Maciova. Deasupra acestora urmează o stivă de conglomerate, peste care stau direct marne grezoase cu o bogată asociatie de *Pithonella* și apoi marnocalcare din care Dincă (1964) citează o macrofaună ce atestă vîrstă Senonian inferior (coniaciană) a acestor depozite. Rezultă că conglomeratele subiacente aparțin Coniacianului sau eventual Turonianului terminal iar formațiunea de tip olistostromă din bazinul Rusca Montană reprezintă Turonianul superior. Geneza acestei formațiuni este legată de tectonica de șariaj a fazei mediteraneene (Strutinski et al., 1983).

Senonianul

În regiunea de care ne ocupăm Senonianul este slab reprezentat, apărind într-un mic areal în apropiere de localitatea Peștere și în lungul unei importante fracturi, la marginea estică a perimetrului. Depozitele senoniene se dispun transgresiv peste diverse termeni ai Turonianului și sunt reprezentate în bază, ca și în zona Rusca Montană, printr-un conglomerat poligen relativ friabil de culoare brună-roșcată sau cenușiu-verzuie. Treptat se trece la un facies tipic de fliș ce cuprinde inclusiv Campanianul.

Maastrichtianul (Dincă et al., 1972 ; Dincă, 1977) este reprezentat prin depozite sub facies de molasă, căror formare a fost însotită de puternice eruptii submarine. Depozitele maastrichtiene se întâlnesc bine dezvoltate la est de perimetru studiat.



Tectonica perimetrului

În linii generale, formațiunile mezozoice care iau parte la alcătuirea bazinului Rusca Montană formează o structură sinclinală majoră, al cărei ax urmărește direcția ENE-VSV și se situează în afara perimetrului nostru. În flancul nordic al acestei structuri, în extremitatea sud-vestică a bazinului, s-au putut recunoaște două structuri secundare, una anticlinală și alta sinclinală, ultima marind limita cu rama cristalină de la nord. Caracteristica celor două structuri este curbarea axelor respective, de la o direcție aproape E-V în partea estică, la una NNE-SSV în partea vestică (fig. 1). Această curbă accentuată reflectă la o scară redusă curbarea lanțului carpatic în acest sector.

Structura cutată la bazinului este afectată de două sisteme de fracturi, pe direcțiile NV-SE și NE-SV, care au produs compartimentarea în blocuri a regiunii.

Concluzii

Lucrarea de față încearcă să aducă o privire de ansamblu asupra evoluției geologice a părții de sud-vest a bazinului Rusca Montană în timpul Mezozoicului, prin prisma unor date noi acumulate în urma cercetărilor de teren efectuate de autori în ultimii ani. Cele mai importante dintre acestea se pot rezuma astfel:

— Peste conglomeratele cuarțitice atribuite Liassicului (Dincă, 1977) se dispun transgresiv și discordant calcare, dolomite și călcare dolomitive. Partea inferioară a acestei succesiuni este alcătuită din intrasparuite cenușii-negricioase, în bancuri metrice, cu o biofață relativ bogată. Partea mediană este alcătuită din dolosparite, microsparite și pseudosparite dolomitice, stratificate. Partea superioară este alcătuită predominant din micrite și pelmicrite cenușii formând strate de 0,3-1 m grosime. Fracțiunea dolomitică predomină în partea inferioară și mediană a succesiunii, fiind foarte săracă în jumătatea superioară și practic inexistentă în partea terminală, micritică.

— Pe baza foraminiferelor *Kilianina rahonensis* Fourn et Vincent și *Kurnubia palastiniensis* (Henson) se poate afirma că partea mediană a succesiunii de roci carbonatice aparține Kimmeridgianului. Ansamblul asociației micropaleontologice ne permite să atribuim, sub semnul întrebării, partea inferioară și cea superioară Oxfordianului, respectiv Tithonicului.

— În timpul Cretacicului inferior regiunea se exondează și se formează depozite detrito-chimice atribuite Albianului (Dincă, 1977).

— Depozitele cenomaniene sunt reprezentate prin conglomerate polimictice, gresii grosiere micacee și gresii calcaroase fosilifere. În gresile calcaroase am identificat un exemplar de *Calycoceras boulei* Collignon care alături de speciile determinate de Dincă (1977) constituie un nou argument în favoarea vîrstei cenomanian-superioare a acestora.

— Depozitele Turonianului se dispun în continuitate de sedimentare cu gresile calcaroase cenomaniene (Dincă, 1977). La partea superioară a marnocalcanelor turoniene a fost identificat un nivel de tufite bazice (Strutinski, Bucur, sub tipar) care reprezintă primul argument



sigur referitor la existența unui magmatism prelaramic în munții Poiana Rusca. Magmatismul bazic explică frecvența radiolarilor și a nivelelor de roci silicioase ce urmează în succesiunea depozitelor turoniene. Odată cu depunerea acestor tufite începe acumularea unor sedimente marnoase cu caracter de preflis.

— În calcarele detritice de deasupra nivelului tufitic am identificat o bogată asociație de foraminifere, calcisfere și alge calcaroase. Prioritar la acestea din urmă este remarcabilă prezența speciei *Peyssonnelia antiqua*, nemaicitată pînă în prezent la noi în țară și găsită pentru prima dată în formațiuni cretacice.

— Partea superioară a Turonianului este reprezentată în regiunea studiată de o formațiune de olistostromă alcătuită din grezo-marne nestratificate cu fenomene de remanieri intraformaționale și olistolite de calcar jurasic sau calcar detritice cenomaniene. La microscop s-au putut identifica plane de laminare submilimetrice și structuri spiralate ("snow ball structure"). Împreună cu breciile conglomeratice și cristalinul de Maciova de deasupra formațiunea grezo-marnoasă nestratificată reprezintă un oliston în sensul lui Hoedemaeker (1973).

— Depozitele senoniene care urmează în succesiunea stratigrafică a bazinului încep cu un nivel de conglomerate care se dispun transgresiv peste diversi termeni ai Turonianului.

BIBLIOGRAFIE

- Azema J., Chabrier G., Fourcade E., Jaffrezo M. (1977) Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. *Rév. de Micropaléontol.*, 20/3, p. 125-139, Paris.
- Bassoulet J. P., Guernet Cl. (1970) Le Trias et le Jurassique de la région des Lacs de Thèbes (Béotie et Locride; Grèce). *Rév. de Micropaléontol.*, 12/4, p. 209-217, Paris.
- Poisson A. (1975) Microfaciès du Jurassique de la région d'Antalya (secteurs N et NW) Taurus Lycien (Turquie). *Rév. de Micropaléontol.*, 18/1, p. 3-14, Paris.
- Cantunari S. (1937) Etudes géologiques dans les Monts Poiana Rusca. I. Bassin de Rusca. *C. R. Inst. géol. Roum.*, XXI, p. 156-168, București.
- Cuvillier J., Fourni Geneviève, Pignati Morano A. (1968) Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Celina (Frioul occidental. Italie). *Geol. romana*, 7, p. 141-156, Roma.
- Dincă A. (1964) Asupra prezenței Senonianului inferior în bazinul Rusca Montană. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/2, p. 173-175, București.
- (1977) Geologia bazinului Rusca Montană. Partea de Vest. *An. Inst. geol. geofiz.*, LII, p. 99-173, București.
- Tocorescu M., Stillă A. (1972) Despre vîrstă depozitelor continentale cu dinosaurieni din bazinile Hațeg și Rusca Montană. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4, p. 83-94, București.



- Fourcade E., Rodríguez-Estrella T., P. F. (1977). El Jurásico superior y el Cretácico inferior de los alrededores de Yeste (zona Prebética, sudeste de España). *Rev. Esp. de Micropaleontol.*, IX/3, p. 361-380, Madrid.
- Hoedemaeker Ph., J. (1973). Olistostrome and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Morabella (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta geol.*, 19, 207 p., Leiden.
- Jaffrezo M. (1980) Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien. Micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée. Thèse Doct. d'Etat, Sci. Nat., Univ. P. et M. Curie, 823 p., Paris.
- Johnson J. H. (1964) Paleocene calcareous algae from Northern Iraq. *Micropaleontology*, 10/2, p. 207-216, New York.
- Kräutner H. G., Kräutner F. (1972) Raport, arhiva I.P.E.G. „Banatul“ Caransebeș.
- Kräutner F., Orăsanu T., Potocean E., Dincă A. (1972) Harta geologică a R. S. România, scara 1: 50 000, Foaia Nădrag, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Leikine M., Vila J. M. (1975) Microfossiles jurassiques et crétacés des hautes plaines sétiennes au Djebel Youssef et au Djebel Braou (Algérie). Conséquences structurales. *Rev. de Micropaléontol.*, 18/2, p. 89-96, Paris.
- Mamulea A. (1955) Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană-Lunca Cernii. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, p. 172-178, București.
- Peybernès B. (1976) Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Doct. Sci. Nat., Univ. Paul-Sabatier, 459 p., Impr. C.R.D.P., Toulouse.
- Pop Gr. (1966) Relații între mișcările tectonice, procesele de sedimentare și magmatismul ofiolitic în Cretacicul superior din Munții Vilcan (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr.*, 11/1, p. 39-49, București.
- Sartoni S., Crescenti U. (1962) Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale. *Giornale di geol.*, ser. 2, XXIX, p. 161-304, Bologna.
- Schafarzik F. (1906) A Krassószörényi Pojána-Ruszkahegység DNy-i részének geologiai viszonyai. M.k. Földt. Inst., Jelentése 1905, p. 84-95, Budapest.
- Septfontaine M. (1978) Les genres Pfenderina Henson, 1948 et Lituonella Schlumberger, 1905 (foraminifères) dans le Dogger briantonnais des Préalpes. Implications biostratigraphiques pour le domaine des Couches à Mytilus et relations avec la province mésogéenne. *Elogiae geol. Helv.*, 71/2, p. 321-345, Bâle.
- Strutinski C., Bucur I. (sub tipar) Prezența unui nivel de tufite bazice în Turoianul din bazinul Rusca Montană (Carpații Meridionali) și semnificația lui paleogeografică. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geol.*
- Paica M., Bucur I. (1983) The supraketonic Nappe in the Poiana Rusca Massif — an Argumentation. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, Congr. Carp.-Balk., LX, p. 221-229, București.
- Velič I., Sokač B. (1974) On the tripartite subdivision of the Malm in Mt. Velika Kapela (Croatia). *Geol. vjesnik*, 27, p. 143-150, Zagreb.
- (1975) Izvještaj o geološkom kartirajuju za osnovnu geološku kartu Srbije na Listu Ogulin-107 u 1973. I 1974G. *Geol. vjesnik*, 28, p. 409-414, Zagreb.
- Zimmermann P., Zimmermann V. (1977) Raport, arhiva I.P.E.G. „Banatul“ Caransebeș.

LES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES DU SUD-OUEST DU BASSIN DE RUSCA MONTANĂ

(Résumé)

Les recherches de terrain effectuées par nous ces dernières années sur le Mésozoïque de la partie sud-ouest du bassin de Rusca Montană ont apporté une série de nouveautés sur la succession stratigraphique et la structure géologique des formations de cette région.

Les conglomérats attribués au Lias (Dincă, 1977) ou les schistes cristallins sont surmontés transgressivement et discordamment par des calcaires, dolomies et calcaires dolomitiques. La partie inférieure de cette succession est formée d'intrasparrudites grises-noirâtres en bancs métriques à une biophase relativement riche; la partie médiane est formée de dolosparites, microsparites et pseudosparites dolomitiques et celle supérieure de micrites et pelmicrites formant des couches de 0,3-1 m d'épaisseur.

L'analyse microfaciale détaillée des roches carbonatiques jurassiques nous a mené à la conclusion qu'elles appartiennent au Malm, dans le sens le plus large. Deux Foraminifères benthoniques, *Kilianina rahonensis* Foury et Vincent (pl. II, fig. 1) et *Kurnubia palastiniensis* (Henson) (pl. II, fig. 2), identifiés à la partie médiane de la succession, certifient pour elles l'âge kimmeridgien. La partie inférieure et celle supérieure peuvent appartenir à l'Oxfordien, respectivement au Tithonien.

Pendant le Crétacé inférieur la région a été exondée et se sont formés des dépôts détrito-chimiques attribués à l'Albien (Dincă, 1977).

Les dépôts cénonmaniens sont représentés par des conglomérats polimictiques, des grès grossiers, micacés et des grès calcaires fossilières. Dans les grès calcaires nous avons identifié un exemplaire de *Calycoceras boulei* Collignon (pl. VI) qui, à côté des espèces déterminées par Dincă (1977) constitue un nouvel argument en faveur de leur âge cénonmanien supérieur.

Les dépôts du Turonien sont disposés en continuité de sédimentation avec les grès calcaires cénonmaniens (Dincă, 1977). Dans un ouvrage antérieur (Strutinski, Bucur, sous presse), dans le Turonien on a identifié un niveau de tuffites basiques, représentant le premier argument certain pour l'existence d'un magmatisme préaramien dans le massif de Poiana Rusca. Le magmatisme basique explique la fréquence des Radiolaires et des niveaux des roches siliceuses qui suivent dans la succession des dépôts turoniens et représentent un moment important dans l'évolution du bassin de Rusca Montană; à ce moment-ci cesse la sédimentation relativement tranquille illustrée par les grès et les marno-calcaires gréseux cénonmaniens-turoniens et commence la sédimentation marneuse à caractère de préflysch.

Dans les calcaires détritiques intercalés dans les marnes et marno-calcaires en plaques au-dessus du niveau tuffitique nous avons identifié une association relativement riche d'algues calcaires et calcisphères: *Paraphyllum aphyroaeforme* (Rothpletz) (pl. V, fig. 1, 3, 4), *Hemiphyllum atacicum* Lemoine, *Archaeolithothamnium cretaceum* Pfender, *Peyssonnelia antiqua* Johnson (pl. V, fig. 2) (la dernière rencontrée pour la première fois dans les formations géologiques de Roumanie et non citée jusqu'à présent dans les formations crétacées), *Pithonella ovalis* (Kaufman) (pl. IV, fig. 3, 4), *P. sphaerica* (Kaufman) (pl. IV, fig. 2), *P. trejoi* Bonet (pl. IV, fig. 5).



La partie supérieure du Turonien est représentée par une formation de type olistostrome, formée de gréso-marnes non-stratifiées à phénomènes de remaniements intraformationnels et olistolites de calcaires jurassiques ou calcaires détritiques cénonmaniens. Au microscope on a identifié des plans de lamination sousmillimétriques et des structures en spirale ("snow ball structure"). À côté des brèches conglomératiques et du cristallin de Maciova qui les surmonte la formation gréso-marneuse non-stratifiée représente un oliston dans le sens de Hoedemaeker (1973).

Les dépôts sénoniens qui suivent dans la succession stratigraphique du bassin débutent par un niveau conglomératique disposé transgressivement sur des divers termes du Turonien.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

- Fig. 1. — "Lumps" în intrasparuditele din partea inferioară a succesiunii dolomitico-calcaroase. Jurasic superior. Eş. 63B (S III). $\times 30$.
 "Lumps" dans les intrasparrudites de la partie inférieure de la succession dolomito-calcaire. Jurassique supérieur. Echantillon 63B (S III). $\times 30$.
- Fig. 2. — Dolosparit. Jurasic superior. Eş. 61 (S III), $\times 30$.
 Dolosparite. Jurassique supérieur. Echantillon 61 (S III), $\times 30$.
- Fig. 3. — Micrit dolomitic. Jurasic superior, Eş. 36 (S III), $\times 30$.
 Micrite dolomitique. Jurassique supérieur. Echantillon 36 (S III), $\times 30$.
- Fig. 4. — Asociere a doi romboedri de dolomit (maclă ?). Zonare evidentă. Jurasic superior, Eş. 36 (S III), $\times 80$.
 Association de deux rhomboèdres de dolomie (macle ?). Zonation évidente. Jurassique supérieur. Echantillon 36 (S III), $\times 80$.
- Fig. 5. — Pseudosparit dolomitic. Romboedrii micritici zonați. Jurasic superior, Eş. 39 (S III), $\times 80$.
 Pseudosparite dolomitique. Rhomboèdres micritiques zonés. Jurassique supérieur. Echantillon 39 (S III), $\times 80$.
- Fig. 6. — Microsparit dolomitic. De remarcat pierderea contururilor romboedrice în urma fenomenului de microsparitzare. Jurasic superior, Eş. 23 (S III), $\times 100$.
 Microsparite dolomitique. On remarque l'effacement des contours rhomboédriques à la suite de la microsparisation. Jurassique supérieur. Echantillon 23 (S III), $\times 100$.
- Fig. 7, 8. — Marnocalcare grezoase cu fragmente de marne remaniate. Prezintă urme evidente ale unor procese de alunecare gravitațională submarină. Turonian superior (Zona Măgura, afluent al văii Sînova).
 Marno-calcaires gréseux à fragments de marnes remaniées. Présentent des traces évidentes des processus de glissement gravitationnel sous-marin. Turonien supérieur (zone de Măgura, affluent de la vallée de Sînova).



Planche II

Fig. 1. — *Kilianina rahanensis* Foury et Vincent. Secțiune axială. Jurasic superior, Eș. 31 (S III); $\times 60$.

Kilianina rahanensis Foury et Vincent. Section axiale. Jurassique supérieur. Echantillon 31 (S III), $\times 60$.

Fig. 2. — *Kurnubia palastiniensis* (Henson). Secțiune subaxial-tangentială. Jurasic superior, Eș. 1 (S VI, partea mediană), $\times 15$.

Kurnubia palastiniensis (Henson). Section sous-axiale-tangentielle. Jurassique supérieur. Echantillon 1 (S VI, partie médiane), $\times 150$.

Fig. 3. — *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Jurasic superior, Eș. 28 (căriera Bănița), $\times 150$.

Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri). Jurassique supérieur. Echantillon 28 (carrière de Bănița), $\times 150$.

Fig. 4. — *Parurgonina* ? n. sp. Jurasic superior, Eș. 52 (S III), $\times 40$.

Parurgonina ? n. sp. Jurassique supérieur. Echantillon 52 (S III), $\times 40$.

Planche III

Fig. 1-4. — *Parurgonina* ? n. sp. Jurasic superior.

Parurgonina ? n. sp. Jurassique supérieur.

1. Eș. 16 (S VI, partea mediană), $\times 40$.

Echantillon 16 (S VI, partie médiane), $\times 40$.

2. Eș. 1 (S VI, partea mediană), $\times 40$.

Echantillon 1 (S VI, partie médiane), $\times 40$.

3. Eș. 31 (S III), $\times 40$.

Echantillon 31 (S III), $\times 40$.

4. Eș. 10 (S VI, partea mediană), $\times 40$.

Echantillon 10 (S VI, partie médiane), $\times 40$.

Planche IV

Fig. 1. — *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). Turonian superior, Eș. B9 (vîrful Măgura), $\times 275$.

Praeglobotruncana stephani (Gandolfi). Turonian supérieur, Echantillon B9 (sommet de Măgura), $\times 275$.

Fig. 2. — *Pithonella sphaerica* (Kaufmann). Turonian superior, Eș. B9 (vîrful Măgura), $\times 275$.

Pithonella sphaerica (Kaufmann). Turonien supérieur, Echantillon B9 (sommet de Măgura), $\times 275$.

Fig. 3, 4. — *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Turonian superior, Eș. B3 (vîrful Măgura). 3 $\times 550$; 4 $\times 800$.

Pithonella ovalis (Kaufmann). Turonien supérieur, Echantillon B3 (sommet de Măgura). 3 $\times 550$; 4 $\times 800$.

Fig. 5. — *Pithonella trejoi* Bonet. Turonian superior, Eș. B9 (vîrful Măgura), $\times 275$.

Pithonella trejoi Bonet. Turonien supérieur. Echantillon B9 (sommet de Măgura), $\times 275$.



Planche VI

Fig. 1, 3, 4. — *Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz).

1. Secțiune transversală. Cenomanian superior, Es. BRM 46 (Valea Seacă), $\times 150$.

Paraphyllum amphiroaeforme (Rothpletz).

Section transversale. Cénomanien supérieur, Echantillon BRM 46 (Valea Seacă), $\times 150$.

3. Secțiune longitudinal-oblică. Cenomanian superior, Es. BRM 46 (Valea Seacă), $\times 100$.

Section longitudinale-oblique. Cénomanien supérieur, Echantillon BRM 46 (Valea Seacă), $\times 100$.

4. Secțiune longitudinală. Turonian superior, Es. B12 (vîrful Măgura), $\times 165$.

Section longitudinale. Turonien supérieur, Echantillon B12 (sommet de Măgura), $\times 165$.

Fig. 2. — *Peyssonnelia antiqua* Johnson. Secțiune transversal-oblică. Turonian superior, Es. B1 (vîrful Măgura), $\times 75$.

Peyssonnelia antiqua Johnson. Section transversale-oblique. Turonien supérieur, Echantillon B1 (sommet de Măgura), $\times 75$.

Planche VI

Calycoceras boulei Collignon. Cenomanian superior (valea Vălișorului), $\times 1,5$. *Calycoceras boulei* Collignon. Cénomanien supérieur (Valea Vălișorului), $\times 1,5$.



4. STRATIGRAFIE

QUELQUES DONNÉES PALYNOLOGIQUES

CONCERNANT LA NAPPE DU FLYSCH CURBICORTICAL
DE LA VALLÉE DU TROTUŞ (CARPATHES ORIENTALES)¹

PAR

EMANUEL ANTONESCU², MIRCEA SÂNDULESCU²

Aptian. Convolute Flysch Nappe. Toroclej Flysch. Palynological assemblages. East Carpathians-Inner Flysch Zone-Tarcău Mountains, Ciucului Mountains.

Abstract

Some Palynological Data Concerning the Convolute Flysch Nappe in the Trotuş Valley (East Carpathians). In the basal level of the Toroclej Flysch, in the vicinity of Tîrgu Secuiesc, a palynological assemblage has been found, containing numerous *Aptea cf. polymorpha* and *A. securigera* specimens, indicating the presence of the Aptian and making the supposed presence of the Barremian in these deposits doubtful; a similar assemblage has been found in the same formation in the Trotuş Basin, Upper Aptian in age. The Upper Convolute Flysch in the Trotuş Basin, underlying and overlying the Ciugheş Sandstone has yielded a microflora, with *Lithosphaeridium siphoniphorum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Epelidosphaeridia spinosa*, that prove the presence of the Vracionian and Cenomanian, lacking in other fossil remains, referable to this formation of the region.

A l'occasion des recherches effectuées pour la feuille Ghimeş de la Carte géologique à l'échelle 1 : 50.000, nous avons fait l'échantillonnage de quelques coupes de la nappe du Flysch Curbicortical qui ont fourni des associations palynologiques intéressantes. Il s'agit des coupes dans le Flysch de Toroclej et le Flysch Curbicortical supérieur, notamment dans les séquences les plus anciennes et les plus jeunes qui affleurent dans cette nappe dans le bassin du Trotuş.

Auparavant Balteş (1971) avait déjà montré que dans les „couches de Palanca (série curbicorticale)" il y a deux associations palynologiques : celle inférieure appartenant probablement à l'Albien inférieur

¹ Reçue le 4 mai 1982, acceptée pour être communiquée et publiée le 11 mai 1982, présentée à la séance du 14 mai 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



RÉSUMÉ

et l'autre, supérieure, d'âge albien supérieur-vraconien, éventuellement cénonanien. Toujours Balteș (fide Dragastan et al., 1980) identifie pour les „couches de Palanca“ deux palynofaciès : (1) à *Appendicisporites matesovai* et *Circulina parva* (PC₅" b — Aptien supérieur); (2) à *Chlamidophorella nyei* et *Cyclonephelium compactum* avec *Appendicisporites robustus* et *A. tricornitatus* à la partie inférieure et *Foveosporites canalis* et *Tripartina variabilis* à la partie supérieure (PC₆" al — Albien inférieur, b1 — Albien moyen); pour le grès de Cotumba un palynofaciès à *Cyclonephelium membraniphorum* et *Litosphaeridium siphoniphorum* (PC₇" c — Albien supérieur, Vraconien) et pour les couches à Aucellines un palynofaciès à *Cyclonephelium membraniphorum* et *Canninginopsis denticulata* (PC₇" b — Albien supérieur, Vraconien).

Considérations lithostratigraphiques

La succession lithostratigraphique générale connue actuellement dans la nappe du Flysch Curbicortical comprend (Săndulescu & Jana Săndulescu, 1965; Săndulescu et al., 1974, 1981):

— les couches de Plăiești (Săndulescu et al., 1974) dont la lithologie est similaire avec la partie inférieure de la série des Schistes Noirs (argiles et siltites noirâtres, grès calcaires, calcaires sidéritiques); par corrélation régionale avec la base des Schistes Noirs leur âge est considéré Hauteirien (?) Barrémien (Săndulescu & Jana Săndulescu, 1965; Săndulescu et al., 1974);

— le Flysch de Toroclej, auparavant dénommé „couches“ de Toroclej (Gherman, Solcanu, 1958) est constitué d'un flysch schisto-gréseux à grès convolutes avec des intercalations d'argiles et siltites noirâtres de type Schistes Noirs. Son âge suivant les données micropaléontologiques (Jana Săndulescu, 1967; Jana Ion, 1978) est Barrémien-Albien inférieur;

— le Flysch Curbicortical inférieur, connu aussi sous la dénomination de Complexe schisteux inférieur est un flysch schisto-gréseux à grès convolutes dont l'âge est considéré, suivant les données micropaléontologiques et quelques restes d'ammonites, Albien inférieur (\pm moyen, Săndulescu et al., 1974; Jana Ion, 1978);

— le grès de Cotumba, un flysch gréseux, est d'âge albien moyen et supérieur;

— le Flysch Curbicortical supérieur, où le Complexe schisteux-gréseux à pélosidérites, séparé pour la première fois notamment dans le bassin du Trotuș (Atanasiu, Săndulescu, 1958; Săndulescu, 1962) à une constitution complexe. À la partie médiane et externe de la nappe, sur la transversale du Trotuș on peut distinguer trois séquences; entre deux séquences — inférieure et supérieure — de flysch schisto-gréseux s'intercale une séquence médiane de flysch gréseux — le grès de Ciugheș (Săndulescu, 1962). Dans les parties internes de la nappe, le grès de Ciugheș n'est plus développé, le Flysch Curbicortical supérieur étant sur toute son épaisseur schisto-gréseux. À différents niveaux dans le Flysch Curbicortical supérieur s'intercalent des marnes et des argiles rouges dont le développement directionnel est discontinu. Dans les parties externes de la nappe ces intercalations rouges sont absentes. Confor-



mément aux données paléontologiques et micropaléontologiques le Flysch Curbicortical supérieur du bassin du Trotuş est d'âge albien terminal-cénomanien (Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965 ; Jana Săndulescu, 1967 ; Jana Ion, 1978).

Considérations palynologiques

Les échantillons fossilifères prélevés du Flysch de Toroclej proviennent des ruisseaux de Făltuianu et Cotumbița et de la rive droite du Trotuş à Brusturoasa. Nous avons obtenu également des résultats intéressants au sud du bassin hydrographique du Trotuş dans le ruisseau de Cotrușa (tributaire gauche du ruisseau de Cason).

Le palynofaciès du Flysch de Toroclej est riche en débris végétaux, spores, pollen, dinoflagellés, qui présentent un trait commun : dans tous les niveaux fossilifères découverts, ils ont une couleur jaune foncée allant vers le marron ou brun dénotant un métamorphisme assez avancé de la matière végétale.

Les échantillons provenant des intercalations de type Schistes Noirs du Flysch de Toroclej de la confluence des ruisseaux de Măniștirea et Cotumbița (vallée de Făltuianu, échantillons 1004A/9058, 1003A/9057) contiennent : Spores et pollen — *Clavifera triplex* Bolkhovitina, 1968 ; *C. tuberosa* Bolkhovitina, 1968 ; *C. jachromiensis* Bolkhovitina, 1968 ; *Gleicheniidites cf. carinatus* (Bolkhovitina) Bolkhovitina, 1968 ; *G. umbonatus* Bolkhovitina, 1968 ; *Plicifera delicatula* (Bolkhovitina) Bolkhovitina, 1968 ; *Gleicheniidites senonicus*, Ross, 1949 ; *Lycopodiacidites* sp. ; *Cingutriletes clavus* (Balme), Dettmann, 1963 ; *Densosporites microrugulatus* Brenner, 1963 ; *Classopollis classoides* (Pflug) Pocock & Jansonius, 1961 ; *Alisporites* sp. ; Dinoflagellés — *Aptea cf. polymorpha* (Eisenack) Dörhöfer & Davies, 1980 ; *Apteodinium* sp. ; *Chlamidophorella nyei* Cookson & Eisenack, 1958 ; *Cribroperidinium muderongense* (Cookson & Eisenack) Davey, 1969. Une association semblable a été fournie, toujours par les intercalations de type Schistes Noirs du versant droit de la vallée du Trotuş (vis-à-vis de la gare du village de Brusturoasa, échantillons 997/9053, 998/9054) qui comprend : Spores et pollen — *Stereisporites antiquasporites* (Wilson & Webster) Dettmann, 1963 ; *Clavifera triplex* ; *C. jachromiensis* ; *Gleicheniidites cf. carinatus* ; *G. cf. umbonatus* ; *G. senonicus* ; *Plicifera delicatula* ; *Sestrosporites pseudoalveolatus* (Couper) Dettmann, 1963 ; *Murospora mesozoica* Pocock, 1961 ; *Densosporites microrugulatus* ; *Lycopodiacidites* sp. ; *Cicatricosisporites* sp. ; *Appendicisporites* sp. ; *Cingutriletes clavus* ; *Retitriletes* sp. ; *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson, 1958 ; *Classopollis classoides* ; *Alisporites* spp. ; *Podocarpites* (?) sp. ; Dinoflagellés — *A. cf. polymorpha* ; *Apteodinium* sp. ; *Cyclonephelium distinctum* Deflandre & Cookson, 1955 ; *Chlamidophorella nyei* ; *Cribroperidinium muderongense* ; *Diconodinium* ? sp. ; *Odontochitina operculata* (O. Wetzel) Deflandre, 1946 ; *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams in Davey et al., 1966 ; *Protoellipsodinium spinosum* Davey & Verdier, 1971 ; *Hystrichosphaeridium* sp. ; *Palaeoperidinium cretaceum* Pocock, 1962. L'association palynologique est caractérisée d'une part par la prédominance quantitative des spores de *Gleichenia-*



cées qui, selon Bolkhovitina (1968) sont surtout abondantes au niveau de l'Aptien. Parmi les dinoflagellés, qui sont subordonnés quantitativement, *A. polymorpha* est l'espèce la plus significative par sa répartition stratigraphique. Elle a une extension stratigraphique limitée à l'Aptien dans le bassin de Paris (Davey & Verdier, 1974 ; Verdier, 1975) ; sa présence dans le top du Barrémien et dans l'Albien inférieur est douteuse. En dehors de l'Aptien d'Allemagne, où cette espèce a été initialement décrite (Eisenack, 1958), *A. polymorpha* est présente dans l'Aptien-Albien inférieur du Sénégal (Jain & Millepied, 1975), l'Aptien du Canada (Pocock, 1980), etc. Ces dépôts appartiennent donc à l'Aptien, probablement à sa partie supérieure vu le grand nombre d'exemplaire de *Cribroperidinium muderongense* — fréquents dans l'Albien supérieur-Albien inférieur. Il faut pourtant remarquer que les dinoflagellés ne marquent pas avec précision la limite Aptien supérieur/Albien inférieur, qui peut être précisée en revanche à l'aide de la microflore continentale. Les espèces qui font leur début dans l'Albien inférieur ne sont pas présentes dans les niveaux investigués, pourtant le critère de l'absence dans ce cas ne doit pas exclure, provisoirement, la présence de l'Albien inférieur à la partie terminale du Flysch de Toroclej prouvé micropaléontologiquement (Jana Ion, 1978) — début de la zone à *Haplophragmoides concavus* (Chapman), *H. gigas minor* Nauss, *Plectorecurvooides alternans* Noth.

Le niveau duquel provient la microflore identifiée dans le ruisseau de Cotrușa (789A/8267) est situé à la partie inférieure du Flysch de Toroclej et contient : spores et pollens — *Clavifera tripartita*, *Gleichenioides cf. umbonatus*; *G. senonicus*; *Pilosporites* sp.; *Appendicisporites tricornitatus* Weyland & Greifeld, 1953; *Cingutriletes clavus*; *Classopollis classoides*; *Alisporites* spp.; Dinoflagellés — *Aptea cf. polymorpha*; *A. securigera* Davey & Verdier, 1974; *A. cf. anaphrissa* (Sarjeant) Stover & Evitt, 1978; *Achomosphaera* spp.; *Apteodinium* sp.; *Coronifera oceanica* Cookson & Eisenack, 1958; *Chlamidophorella nyei*; *Cribroperidinium muderongense*; *Diconodinium* ? sp.; *Cyclonephilum distinctum*; *Spiniferites* spp.; *Oligosphaeridium complex*; *Odontochitina operculata*; *Hystrichosphaeridium* sp.; *Scriniodinium* ? *campanula* Gocht, 1959; *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Loeblich & Loeblich, 1966; *Subtilisphaera* cf. *perlucida* (Alberti) Jain & Millepied, 1973.

Les dinoflagellés de ce niveau sont prédominants au point de vue quantitatif. L'association est très caractéristique par l'abondance des espèces du genre *Aptea* surtout *A. securigera* décrite dans l'Aptien de La Bedoule (Davey & Verdier, 1974). Ce niveau basal du Flysch de Toroclej appartient de ce fait à l'Aptien probablement inférieur. Tenant compte de la position de ce niveau et du fait que suivant les données micropaléontologiques (Jana Ion, 1978) la partie inférieure du Flysch de Toroclej des régions de la vallée du Trotuș-Cașin et de la vallée de la Moldova-vallée du Bicaz est considérée d'âge barrémien et aptien inférieur (zone à *Rheophax minutus* Tappan, *Haplophragmoides kirki* Wickenden, *Verneuillinooides subfiliformis* Bartenstein dans la région de la vallée de la Moldova-vallée du Bicaz, la même zone contenant en plus *Trochammina vocontiana* Moulade dans la



région de la vallée du Trotus-Caşin) se pose le problème de la présence du Barrémien dans le Flysch du Toroclej. Le contenu en dinoflagellés est bien connu au stratotype (Millioud, 1969), dans des autres régions du monde (Davey, 1974, 1979; Duxbury, 1977, 1980; Below, 1981) aussi bien que dans les dépôts riches en ammonites de Svinita (Antonescu & Avram, 1980). Toute une série de genres et espèces caractéristiques du Barrémien, ou qui persistent encore dans cet étage — *Dingodinium albertii* Sarjeant, 1966; *Druggidium deflandrei* (Millioud) Habib, 1973; *Meiourogonyaulax stoveri* Millioud, 1969; *Phoberocystis neocomica* (Gocht) Millioud, 1967 — font défaut dans le niveau de base du Flysch de Toroclej. En échange il y a l'association riche en nombre d'individus des espèces du genre *Aptea* très caractéristique pour l'Aptien — *A. securigera*, *A. cf. polymorpha*. Ainsi la présence du Barrémien tout entier dans le Flysch de Toroclej doit être mise en doute; c'est à peine si la partie terminale du Barrémien pourra éventuellement être supposée dans la partie basale de ces dépôts. Les associations palynologiques viennent également de préciser que le Flysch de Toroclej ne monte pas plus haut que la partie sommitale de l'Aptien, voir à l'Albien inférieur, ce qui infirme encore une fois l'âge albien-coniacien soutenu par Bucur (1980).

Le palynofaciès du Flysch Curbicortical supérieur est riche en débris végétaux, spores, pollens; les dinoflagellés sont subordonnés dans les séquences investiguées. Le matériel végétal est mieux conservé que dans le Flysch de Toroclej, la couleur des spores, pollens et dinoflagellés varie du blanc transparent au jaune clair, jaune et au maximum orange-rouge (pour les spores épaisses).

Dans la coupe du ruisseau de Cotumbița, au-dessus du grès de Cotumba, dans une succession renversée, dans le premier affleurement à la sortie Nord du village on a trouvé (échantillon 998A/9059) : Spores et pollens — *Distaltriangulispores perplexus* (Singh) Singh, 1971; *Costatoperforosporites foveolatus* Deák, 1962; *Cicatricosporites hallei* Delcourt & Sprumont, 1955; *Appendicisporites tricornitatus*; *Appendicisporites* sp.; Dinoflagellés — *Lithosphaeridium siphoniphorum* (Cookson & Eisenack) Davey & Williams in Davey et al., 1966; *Cribroperidinium muderongense*. Pour ce niveau l'âge ne doit être plus ancien que l'Albien supérieur s. str. à cause de la présence de *L. siphoniphorum* (début dans la zone Inflatum; Verdier, 1975). Les échantillons les plus riches proviennent des niveaux plus bas situés en amont sur le ruisseau de Cotumbița (la succession est renversée); (1001A/9062, 1000A/9061, 999A/9060). Ils contiennent une riche microflore dont le contenu n'est que partiellement inventorié et qui comprend : spores et pollens — *Polypodiaceoisporites cf. retirugatus* Muller, 1968; *Cicatricosporites venustus* Deák, 1963; *C. hallei*; *Distaltriangulispores perplexus*; *Cicatricosporites auritus* Singh, 1971; *C. foveolatus*; *Appendicisporites tricuspidatus* Weyland & Greifeld, 1953; *A. stylosus* (Thiergart) Deák, 1963; *Vadaszisporites sacali* Deák & Combaz, 1967; *Leiotriletes cf. maxoides* Krutzsch, 1962; *Taxodiaceae pollenites* sp.; *Tricolporites* sp.; *Parvisaccites radiatus* Couper, 1958; *Alisporites* spp.; *Clas-sopollis classoides*; dinoflagellés — *Lithosphaeridium siphoniphorum*;

Cleistosphaeridium ancoriferum (Cookson & Eisenack) Davey & Williams in Davey et al., 1966 ; *Ovoidinium* cf. *verrucosum verrucosum* (Cookson & Hughes) Davey & Verdier, 1973 ; *O. scabrosum* (Cookson & Hughes) Davey, 1970 ; *Epelidosphaeridia spinosa* (Cookson & Hughes) Davey, 1969 ; *Cleistosphaeridium* sp. ; *Palaeohystrichophora infusorioides* Deflandre, 1935 ; *Spiniferites* ? *cingulatus* (O. Wetzel) Sarjeant, 1970 ; *Odontochitina operculata* ; *Canningia* ? sp.

Parmi les spores et les pollens, les espèces du pollen tricolpé (*Tricolpites* sp.) et la spore *Appendicisporites tricuspidatus* dont le début se situe à partir de l'Albien supérieur (Chateauneuf & Reyre, 1974 ; Singh, 1971) sont les plus significatives. Les espèces de dinoflagellés *Lithosphaeridium siphoniphorum*, *Cleistosphaeridium ancoriferum* marquent le début de l'Albien supérieur (z. *Inflatum*) ; *Ovoidinium verrucosum verrucosum* (individus conférés seulement à cette espèce dans un seul niveau 1000A/9061) est cantonné seulement au Vraconien et *Palaeohystrichophora infusorioides* débute à l'aube des temps cénonmaniens (Verdier, 1975), *Epelidosphaeridia spinosa*, quoiqu'elle débute dans l'Albien (Fauconnier, 1975), présente le maximum de fréquence au Cénomanien (Davey, 1969, 1970). Les dépôts du Flysch Curbicortical supérieur affleurant dans la vallée de Cotambița appartiennent donc au Vraconien et au Cénomanien, probablement inférieur ; la microflore est corrélable à celle du Vraconien et du Cénomanien de France et d'Angleterre (Davey & Verdier, 1973 ; Davey, 1969, 1970).

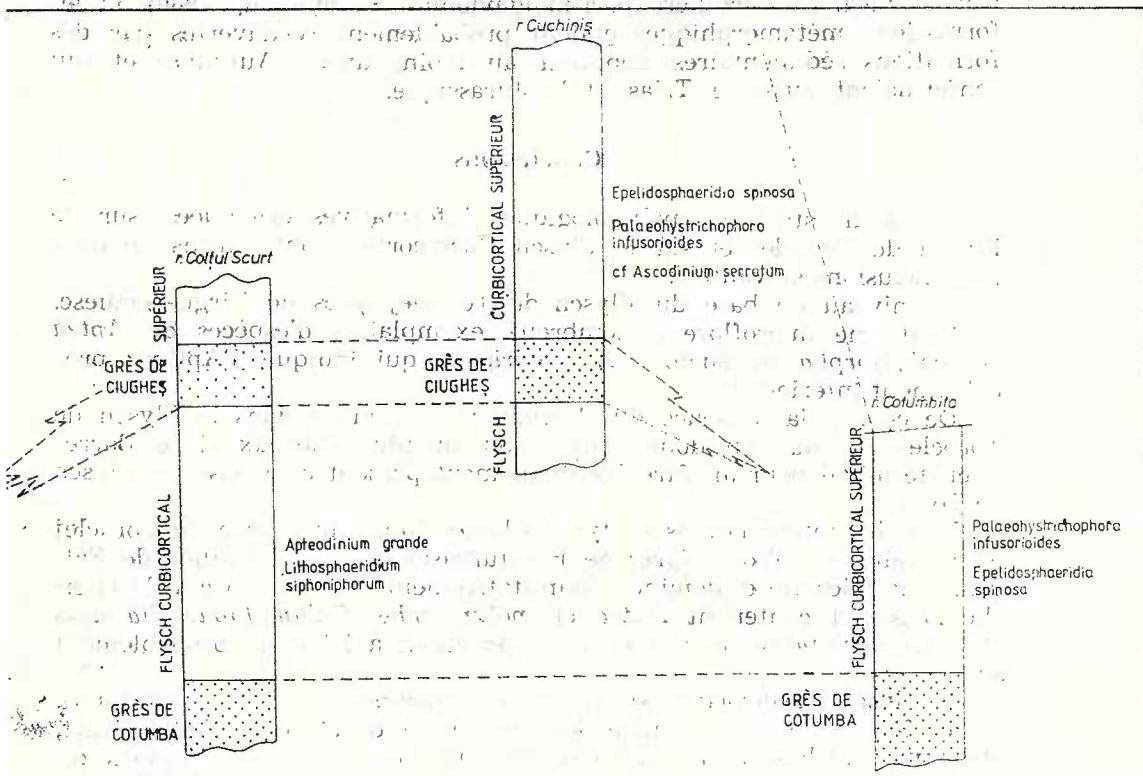
Une association semblable a été trouvée au-dessous et au-dessus du grès de Ciugheș dans le Flysch Curbicortical supérieur, affleurant sur les tributaires de gauche de la vallée du Trotuș — le ruisseau de Muntele Colțul Scurt et le cours inférieur du ruisseau de Cuchiniș à Ghimeș et à Palanca.

Les échantillons 899A/9036, 897A/9034, 898A/9036 du ruisseau de Muntele Colțul Scurt (au-dessous du grès de Ciugheș) et 824A/6172, 390A/6163, 994A/9040 du ruisseau Cuchiniș (au-dessus du grès de Ciugheș) contiennent à peu près la même association. Elle comprend : spores et pollens — *Appendicisporites* cf. *cristatus* (Markova) Pocock, 1964 ; *A. cf. macrorhiza* (Maljavkina) Bolkhovitina, 1953 ; *A. cf. potomacensis* Brenner, 1963 ; *A. problematicus* (Burger) Singh, 1971 ; *A. tricuspidatus* ; *A. spinosus* Pocock, 1964 ; *Cicatricosporites venustus* ; *C. subrotundus* Brenner, 1963 ; *C. hallei* ; *Santonisporites annulatus* Deak & Combaz, 1964 (= *Striatriletes coronarius* Pierce, 1961) ; *Costatoperforosporites* sp. ; *Distaltriangulisporites* spp. ; *Gleicheniidites senonicus* ; *Tricolpites* sp. ; *Parvisaccites radiatus* ; *Classopollis classoides* ; dinoflagellés — *Aptedinium grande* Cookson & Hughes, 1964 ; *Lithosphaeridium siphoniphorum* ; *Ovoidinium* cf. *scabrosum* ; cf. *Ascodinium serratum* Cookson & Eisenack, 1960 ; *Cribroperidinium edwardsi* (Cookson & Eisenack) Davey, 1969 ; *Cleistosphaeridium* sp. ; *Gonyaulacysta cassidata* (Eisenack & Cookson) Sarjeant in Davey et al., 1966 ; *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Odontochitina operculata* ; *Epelidosphaeridia* sp. ; *E. spinosa*.

De même, comme pour la coupe précédente, l'association indique le Vraconien et le Cénomanien inférieur, ce dernier surtout au-dessus du grès de Ciugheș où les exemplaires de *Ascodinium serratum* et *Epe-*



Lidospaeridia spinosa sont plus fréquents. Le grès de Ciugheș paraît se placer au niveau du Vraconien ; le palynofaciès de ces dépôts ne contient que des débris végétaux.



Corrélation des coupes dans le Flysch Curbicortical supérieur avec les associations palynologiques.

Donc le contenu palynologique du Flysch Curbicortical supérieur affleurant dans la vallée du Trotuș soutient l'âge vraconien-cénomanien de celui-ci, bien prouvé dans d'autres régions par le contenu micropaléontologique (Jana Săndulescu, 1967; Jana Ion, 1978). En ce qui concerne l'âge albien supérieur de la partie basale de Flysch Curbicortical supérieur supposé suivant les données micropaléontologiques le problème reste ouvert. Dans ce contexte il est utile de préciser que Balteș a trouvé dans le grès de Cotumba l'espèce *Lithospaeridium siphoniphorum* (fide Dragastan et al., 1980), ce qui prouve son âge exclusivement albien supérieur et non albien moyen-albien supérieur (Jana Ion, 1978). Le fait doit être vérifié par d'autres investigations.

Comme éléments remaniés dans la microflore du Flysch Curbicortical supérieur nous signalons des espèces des genres *Crucisaccites* (Autunien), *Ovalipollis* (Ladinien-Rhetien), *Taeniaesporites* (Trias) et

Nannoceratopsis gracilis (Alberti) van Helden 1977 (Pliensbachien supérieur-Bajocien). Ceci n'est pas dépourvu d'importance ; il nous donne des informations sur la constitution de l'aire source du Flysch Curbicortical (la cordillère péri-moldavienne - Săndulescu, 1980) où les formations métamorphiques étaient probablement recouvertes par des formations sédimentaires débutant au moins avec l'Autunien et qui renfermaient aussi le Trias et le Jurassique.

Conclusions

Les investigations palynologiques informatives effectuées sur le Flysch de Toroclej et sur le Flysch Curbicortical ont permis de tirer les conclusions suivantes :

- Le niveau de base du Flysch de Toroclej, près de Tîrgu-Secuiesc, contient une microflore à nombreux exemplaires d'espèces de *Aptea* cf. *polymorpha* et surtout *A. securigera* qui indique l'Aptien, probablement inférieur ;
- De ce fait la présence du Barrémien tout entier dans le Flysch de Toroclej est mise en doute ; c'est tout au plus douteux si le Barrémien terminal pourrait être éventuellement présent à la base du Flysch de Toroclej ;
- Dans les intercalations de type Schistes Noirs du Flysch de Toroclej de la vallée du Trotuș (près de Brusturoasa) et dans la vallée de Făltuianu la microflore, dominée quantitativement par les espèces de Gleicheniacées et contenant *Aptea* cf. *polymorpha*, *Chlamidophorella nyei* et *Cribroperidinium muderongense*, appartient à l'Aptien, probablement supérieur ;
- Le Flysch Curbicortical supérieur sur la coupe du ruisseau Cotumbița et sur les coupes de la vallée de Cuchiniș et de Muntele Colțul Scurt, affluents gauches de la vallée du Trotuș au-dessus et au-dessous du grès de Ciugheș, contiennent une microflore à *Appendicisporites tricuspidatus*, *Tricolpites* sp., *Lithosphaeridium siphoniphorum*, *Apteodinium grande*, *Ovoidinium* cf. *scabrosum*, cf. *Ascodinium serratum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Epelidosphaeridia* sp., *E. spinosa*, *Cleistosphaeridium ancoriferum*, *Ovoidinium* cf. *verrucosum verrucosum* (ces deux espèces rencontrées seulement dans la coupe de Cotumbița). Cette association prouve que le Vraconien ainsi que le Cénomanien inférieur (et moyen) sont présents dans ces dépôts ; au-dessous du grès de Ciugheș il reste à prouver si l'Albien supérieur s. str. (z. *Inflatum*) est lui-aussi présent en dehors du Vraconien. Ces données soutiennent l'âge vraconien-cénomanien du Flysch Curbicortical supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

- Antonescu E., Avram E. (1980) Corrélation des Dinoflagellés avec les zones d'Ammonites et de Calpionelles du Crétacé inférieur de Svinia-Banat. *Ann. Inst. Géol. Géoph.*, LVI, p. 97-132, București.



- Atanasiu L., Săndulescu M. (1958) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Balteș N. (1971) Stadiul actual al cercetărilor palinologice asupra formațiunilor cretace și tertiare de interes petrolifer din România. În „Progrese în palinologia românească”, Ed. Acad. R.P. România, p. 153-162, București.
- Below R. (1981) Dinoflagellaten — Zysten aus dem Oberen Hauterive bis Unteren Cenoman Sud-West-Morokkos. *Palaeontographica*, B, 1-4, 176, p. 1-145, Stuttgart.
- Bolkhovitina N. A. (1968) The spores of the Family Gleicheniaceae ferns and their importance for the stratigraphy. *Transactions Geol. Inst.*, 186, p. 1-115, Publ. Off. „Nauka“, Moscow.
- Bucur I. (1980) Studiu stratigrafic și tectonic al flișului cretacic și paleogen dintr-o valea Turia și valea Cașinului (Nord-Tîrgu Secuiesc). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LV, p. 97-205, București.
- Chateauneuff J.-J., Reyre Y. (1974) Éléments de palynologie. Applications géologiques. Cours de troisième cycle donné au Lab. de Paléontol. de l'Univ. de Genève, p. 1-332, Paris.
- Davey R. (1969) Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America. Part I. *British Mus. Nat. Hist. Bull. Geology*, V, p. 103-180, London.
- (1970) Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America. Part II. *British Mus. Nat. Hist. Bull. Geology*, V, 18, p. 333-397, London.
 - Verdier J.-P. (1973) An investigation of microplankton assemblages from latest Albian (Vračohian) sediments. *Rev. Española Micropaleontología*, 5, p. 173-212, Madrid.
 - (1974) Dinoflagellate cysts from the Barremian of the Speeton Clay, England. In *Symposium on Stratigraphic Palynology*, Birbal Sahni Inst. Palaeobotany, Spec. Publ., 3, p. 41-75, Lučknów.
 - Verdier J.-P. (1974) Dinoflagellate cysts from the Aptian type sections at Gargas and La Bedoule. *Paleontology*, 17, p. 623-653, London.
 - (1979) The stratigraphic distribution of Dinocysts in the Portlandian (Latest Jurassic) to Barremian (Early Cretaceous) of North West Europe. *AASP Contributions Series 5B*, p. 49-81.
- Dragastan O., Petrescu J., Olaru L. (1980) Palinologie cu aplicații în geologie. Ed. didactică și pedagogică, p. 1-417, București.
- Duxbury S. (1977) A palynostratigraphy of the Berriasian to Barremian of the Speeton Clay of Speeton, England. *Palaeontographica B*, 160, 1-3, p. 17-67, Stuttgart.
- (1980) Barremian phytoplankton from Speeton East Yorkshire. *Palaeontographica B*, 173, 4-6, p. 107-146, Stuttgart.
- Eisenack A. (1958) Mikroplankton aus dem norddeutschen Apt, nebsteinigen Bemerkungen über fossile Dinoflagellaten. *N. Jb. Palaeont.* 106, p. 383-422, Stuttgart.
- Fauconnier D. (1975) Répartition des Péridiniens de l'Albien du bassin de Paris. Rôle stratigraphique et liaison avec le cadre sédimentologique. *Bull. B.R.G.M. deux. série*, 1, 4, p. 235-273, Orléans.
- Gherman J., Solcanu M. (1959) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.



- Ion Jana (1978) Microbiostratigraphie des dépôts crétacés de la nappe du flysch curbicortical (Carpates Orientales, Roumanie). *Ann. de la Soc. Géol. de Pologne*, XLVIII, 2, p. 263-279, Krakow.
- Jain K., P. Millepied, P. (1977) Cretaceous microplankton from Senegal Basin, West Africa, p. 2. Systematics and Biostratigraphy. *Geophytology*, 5, 2, p. 126-171, Lucknow.
- Millioud M. E. (1969) Dinoflagellates and acritarchs from some western European Lower Cretaceous type localities. In Brönnimann P., and Renz H.H. eds. Proceedings First International Conference Planktonic Microfossils, Geneva, 1967. E.J. Brill, p. 420-434, Leiden.
- Pocock S. A. J. (1980) The Aptian-Albian boundary in Canada. IV. Int. Palynol. Conf. Lucknow, 1976-1977, 2, p. 419-424, Lucknow.
- Săndulescu Jana (1967) Contributions à la connaissance des Foraminifères néocrétacés des Carpates Orientales (Zones internes). *Assoc. Geol. Carp.-Balc.*, VIII, Congr. I, p. 337-344, Belgrad.
- Săndulescu M. (1962) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.* VII, Congr. I, p. 351-356, Sofia.
 - Stefanescu M., Alexandrescu Gr., Ion Jana, Bratu E. (1974) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
 - (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Géol. Geophys.*, LVI, Bucureşti.
 - Kräutner H., Balintoni I., Russo-Săndulescu Doina, Micu M. (1981) The Structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramureş Area). *Carp.-Balk. geol. Assoc.*, XII Congres, Guidebook B1, 92 p., Inst. Geol. Geophys., Bucharest.
- Singh C. (1971) Lower Cretaceous Microflora of the Peace River Area North Western Alberta. *Research Council of Alberta*, 28, I, p. 1-229, II, p. 301-541, Appendix 22 pl., Alberta.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

- Fig. 1, 4. — *Aptea cf. polymorpha* (Eisenack) Dörhöfer & Davies, 1980.
 Fig. 1, lame 789A/36 ; 18,6/93 ; 95 µ, f. 963.
 Fig. 4, lame 789A/36 ; 7/100,5 ; 95 µ, f. 963.
 Ruisseau Cotruşa, niveau basal du Flysch de Toroclej, Aptien.
- Fig. 2, 5. — *Aptea securigera* Davey & Verdier, 1974.
 Fig. 2, lame 789A/23 ; 7,3/110,5 ; 75 µ, f. 963.
 Fig. 5, lame 789A/35 ; 4/94,2 ; 78 µ, f. 963.
 Ruisseau Cotruşa, niveau basal du Flysch de Toroclej, Aptien.
- Fig. 3. — *Aptea cf. anaphrissa* (Sarjeant) Stover & Evitt, 1978.
 Lame 789A/32 ; 2,3/110,2 ; 95 µ, f. 963.
 Ruisseau Cotruşa, niveau basal du Flysch de Toroclej, Aptien.



Fig. 6. — *Clavifera tuberosa* Bolkhovitina, 1968.

Lame 1003A/2 ; 4/99,8 ; 50 μ , f. 964.

Confluence des ruisseaux Minăstirii et Cotumbița, Flysch de Toroclej, Aptien.

Tous les exemplaires figurés se trouvent dans la collection du Laboratoire de palynologie de l'Institut de Géologie et Géophysique. Les coordonnées ont été prises au microscope Zeiss-Amplival 1501311.

Planche II

Fig. 1. — *Lithosphaeridium siphoniphorum* (Cookson & Eisenack) Davey & Williams in Davey et al., 1966.

Lame 897A/9 ; 12/112,5 ; 78 μ , f. 958.

Ruisseau Muntele Colțul Scurt, Flysch Curbicortical supérieur, Vraconien.

Fig. 2. — *Santonisporites anulatus* Deák & Combaz, 1964.

Lame 899A/2 ; 0,1/108 ; 55 μ , f. 958.

Ruisseau Muntele Colțul Scurt, Flysch Curbicortical supérieur, Vraconien.

Fig. 3, 4. — *Epelidosphaeridia spinosa* (Cookson & Hughes) Davey, 1969.

Fig. 3, lame 390A/4 ; 17/123 ; 50 μ , f. 959.

Fig. 4, lame 390A/2 ; 11/106,5 ; 53 μ , f. 958.

Ruisseau Cuchiniș, Flysch Curbicortical supérieur, Cénomanien.

Fig. 5, 9. — *Palaeohystriophora infusoroides* Deflandre, 1935.

Fig. 5, lame 391A/47 ; 15,9/90 ; 50 μ , f. 961.

Fig. 9, lame 390A/40 ; 8,6/110,4 ; 53 μ , f. 962.

Ruisseau Cuchiniș, Flysch Curbicortical supérieur, Cénomanien.

Fig. 6. — *Tricolpites* sp.

Lame 391A/41 ; 17,2/111,1 ; 45 μ , f. 960.

Ruisseau Cuchiniș, flysch Curbicortical supérieur, Cénomanien.

Fig. 7. — *Apteodinium grande* Cookson & Hughes, 1964.

Lame 897A/2 ; 1/115,2 ; 115 μ , f. 958.

Ruisseau Muntele Colțul Scurt, Flysch Curbicortical supérieur, Vraconien.

Fig. 8. — cf. *Ascodinium serratum* Cookson & Eisenack, 1960.

Lame 390A/2 ; 18/110,5 ; 50 μ , f. 958.

Ruisseau Cuchiniș, flysch Curbicortical supérieur, Cénomanien.



Geotectonica și tectonica magmatismului în România
și în Caucaz. S. Z. Iancu - 363

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu

Geotectonica și tectonica magmatismului în România
S. Z. Iancu



4. STRATIGRAFIE

SUR L'ÂGE DE CERTAINES FORMATIONS DES MONTS METALIFERI

ARGUMENTÉ PAR DES FORAMINIFÉRES

PAR

JANA ION²

Foraminifers. Wildflysch. Albian str. s. Turonian-Paleocene-?Middle Eocene.
Lithofacies. Lithostratigraphic correlation. Biostratigraphic correlation. Foraminiferal assemblages. Foraminiferal Zones. Apuseni Mountains-Metaliferi Mountains.

Abstract

On the Age of Certain Formations of the Metaliferi Mountains Based on Foraminifers. The micropaleontologic study of the Wildflysch deposits of the region of the Ampoi Valley-Galda Valley (Metaliferi Mts) has allowed for new conclusions to be drawn on their age and correlation. The Wildflysch of Albian age str. s. is to be found only between Zlatna and Gura Ampoitei, in the very proximity of the Ampoi Valley. The rest of the Wildflysch of this region is Turonian-Paleocene-?Middle Eocene in age. The paper also deals with the ages of various lithofacies, their correlation as well as the microfauna and the palynological assemblages reworked in the Wildflysch and also with the ages of masses/lenses and blocks of Crétaceous sedimentation deposits that have been reengaged in the sedimentation.

1. Introduction et données historiques

L'ouvrage présent est axé sur les résultats de nos investigations micropaléontologiques (Foraminifères) entreprises en 1979-1980 sur les dépôts attribués au Crétacé de la région de la vallée d'Ampoi-vallée de Galda. Notre but a été de trouver de nouveaux arguments paléontologiques pour préciser l'âge de diverses entités lithostratigraphiques et surtout l'âge des dépôts de Wildflysch. La nécessité d'aborder ce problème, du point de vue biostratigraphique également, s'est imposée sur-

¹ Reçue le 12 mai 1982, acceptée pour être communiquée et publiée le 15 mai 1982, présentée à la séance de 28 mai 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



tout pendant les études pour un thème de synthèse sur la géologie des Monts Metaliferi (Lupu et al., 1979, 1980, 1982). Loin d'élucider les problèmes liés à l'âge et la corrélation géochronologique des dépôts étudiés, nos conclusions, ou mieux dire les nouvelles données bio- et stratigraphiques que nous avons obtenues offrent de nouveaux arguments pour la nouvelle conception concernant leur stratigraphie et peuvent représenter des points de départ utiles pour les recherches futures.

On a étudié du point de vue micropaléontologique surtout les dépôts attribués au Crétacé de la partie nord du cours inférieur de la vallée d'Ampoi (sur la vallée du Feneş, Valea lui Paul) et du nord-ouest de celle-ci (secteur de Valea Mică, affluent de la vallée d'Ighiel — vallée de Galda). Vers le sud de la vallée d'Ampoi on n'a pas fait des incursions que sur Valea Mică et Valea Bobului. Les échantillons micropaléontologiques de Valea lui Paul et de la vallée du Feneş ont été mis à notre disposition par les collègues M. Lupu et E. Antonescu. Les autres coupes micropaléontologiques, nous les avons échantillonnées en présence du collectif de chercheurs formé par M. Bleahu, E. Antonescu, A. Drăgănescu. Nous leur remercions, à tous, encore une fois à cette occasion.

On doit mentionner que tous les échantillons provenant des dépôts inférieurs aux couches de Meteş, respectivement les couches de Feneş supérieures, les couches de Valea Dosului, les couches de Căbeşii sont non-fossilifères ou contiennent de rares exemplaires indéterminables de Foraminifères agglutinants. Mais on ne doit pas oublier qu'on en a eu un nombre réduit d'échantillons. Ceux relevant du point de vue micropaléontologique ont été prélevés des couches de Meteş ou de type Meteş, du Wildflysch violacé et du Wildflysch gris, des couches de Valea lui Paul, des dépôts de type de flysch grossier à marnocalcaires qui affleurent dans Valea Mică, affluent de la vallée d'Ighiel et des dépôts flyschoïdes et d'olistostromes qui affleurent dans Valea Mică, au sud-est de la localité de Galați, attribués aux couches de Bozeş. On a également investigué d'autres dépôts à position controversée dans la succession stratigraphique. Dans cette catégorie ont été étudiés les dépôts gréso-marneux (appartenant au faciès de Cricău) affleurant sur la vallée du Cricău, qui ont fourni certains résultats micropaléontologiques. Les dépôts gréso-marneux qui affleurent à l'extrémité du village de Bucerdea, tout comme ceux qui affleurent à l'extrémité supérieure de la vallée du Tibru ont été non-fossilifères.

Dans l'énumération ci-dessus des entités lithostratigraphiques examinées on a employé les dénominations dans le sens Lupu et al., (1978-1979) car la plupart de nos études ont été abordées et réalisées, ayant comme point de départ ce stade des connaissances de la structure géologique de la vallée d'Ampoi. Seulement pour la région de la vallée de Galda nous nous sommes rapportés, comme point de départ, aux ouvrages de Bordea et al. (1968) et Antonescu (1974). Lorsqu'on va présenter les données de détail pour chaque coupe, nous allons mentionner tous les noms sous lesquels sont connus les entités lithostratigraphiques respectives ainsi que d'autres détails concernant les recherches antérieures.



Lupu et al., 1978-1979, considèrent que dans la région de la vallée d'Ampoi-vallée du Tibru il y a deux unités structurales, l'unité de Feneş et celle de Meteş, la seconde séparée à cette occasion. L'unité de Feneş est constituée des couches de Feneş (Barrémien-Aptien inférieur), couches de Valea Dosului (Aptien supérieur), couches de type Meteş (Aptien supérieur-Albien inférieur), couches de Valea lui Paul (Vraconien-Cénomanien dans la légende de la carte, Albien moyen ?-Albien supérieur-Cénomanien dans le texte), la formation d'olistostrome (Sénonien inférieur), la formation en faciès de molasse (Sénonien supérieur). L'unité de Meteş contient des couches de Meteş à deux lithofaciès (Aptien supérieur-Albien moyen), le flysch des couches de Bozeş (Sénonien supérieur dans la légende, Santonien-Campanien dans le texte). Les dépôts gréso-conglomératiques du secteur de la vallée de Craiva-vallée du Tibru (considérés appartenir à l'unité de Feneş), qui reposent sur les couches de type Meteş sont attribués au faciès de Cricău, équivalent aux couches de Valea lui Paul (cf. Bleahu et Dimian, 1967).

À cette époque-là, dans l'unité de Feneş, l'âge des couches de Feneş, de Valea Dosului, du faciès de Cricău, de la formation d'olistostrome et de la formation de molasse n'était pas argumenté du point de vue paléontologique ; pour les autres couches on ne connaissait que des ensembles paléofloristiques (fide Antonescu, 1973). Dans l'unité de Meteş les arguments pour l'âge des couches de Meteş étaient donnés par la microfaune (Bleahu et al., 1968) et la microflore (Antonescu, 1973) et pour l'âge des couches de Bozeş sensu Lupu et al., 1978-1979 (sauf les dépôts de Wildflysch attribués à la formation d'olistostrome) par la macrofaune (Mantea et al., 1971). Dans la région de la vallée de Galda les dépôts de Wildflysch qui ont constitué le matériel de notre étude, étaient séparés sur la carte 1 : 200 000 (1967) comme des couches de Feneş supérieures et couches de Meteş, ou par Bordea et al. (1968) comme Wildflysch gris (Barrémien-Aptien inférieur) et Wildflysch violacé (Aptien supérieur-Albien moyen). Ultérieurement Antonescu (1974) montre à arguments paléofloristiques que les deux Wildflyschs sont du même âge, cénomanien-turonien-santonien et pose pour la première fois le problème que les associations microfauniques et microfloristiques d'âge crétacé inférieur, mentionnées dans les ouvrages antérieurs, sont remaniées ou appartiennent à des apparitions isolées mais sur des surfaces larges, de dépôts de cet âge.

Dans l'étape de 1979 nos recherches micropaléontologiques ont mis en évidence (données partiellement mentionnées in Lupu et al., 1979) à la partie inférieure des couches de type Meteş, sur la coupe de Valea lui Paul, une association de Foraminifères d'âge albien, et dans les couches de Valea lui Paul une association vraconienne-cénomanienne et une autre turonienne. On arrive (1980) à la conclusion que : (1) Seulement les dépôts de Wildflysch de Meteş qui se développent au sud et au nord de la vallée d'Ampoi jusqu'au sud d'Ighiel sont d'âge albien str. s. ; à partir d'Ighiel vers le nord-est, les couches de Meteş ou le Wildflysch gris et violacé appartiennent au Sénonien supérieur, peut-être uniquement au Maastrichtien et elles ont repris



des blocs, lentilles ou associations microfauniques et respectivement microfloristiques plus anciennes (d'âge albien, vraconien, cénomanien, turonien, turonien-sénonien inférieur) ; (2) Les dépôts de type flysch gréseux conglomeratiques à marno-calcaires développés dans Valea Mică, affluent d'Ighiel (attribués par Lupu et al., 1979, à un lithofaciès spécial des couches de Bozeș et ceux à des successions de type flysch et successions olistostromiques (couches de Bozeș sénoniennes, in Lupu et al., 1979) développés dans la région de Valea Mică du sud-ouest de Galați, représentent les même dépôts qui appartiennent au Danien sans pouvoir préciser s'ils contiennent aussi les autres sousdivisions du Paléocène ; (3) Les grès friables du cours inférieur de la vallée du Cricău comprennent une microfaune d'âge éocène moyen.

Dans cet ouvrage on va faire certaines modifications à ces conclusions et on va ajouter certains éléments destinés à compléter les données de détail qui ont été leur support.

Quelques unes des conclusions que nous avons énoncées apparaissent ou sont utilisées (sans être nommées) dans les ouvrages post 1979 (Lupu et al., 1980, 1982 ; Bleahu et al., 1981 ; Cioflica et al., 1981). De cette étape nous ne remarquons que les points de vue nouveaux sur les dépôts qui entrent dans la sphère de nos préoccupations. Ainsi, selon Lupu et al., 1980, les couches de Meteș restent le composant uniquement de l'unité de Feneș, donc les couches de Meteș situées à l'est de Prisaca Ampoiului jusqu'à la vallée du Cricău appartiennent également à cette unité ; on montre que dans le secteur de Bucerdea-Cricău elles sont surmontées par des couches gréso-marneuses de Bucerdea où on cite (selon Antonescu) une microflore cénomanienne-turonienne. Le Wildflysch et les dépôts gréso-marneux (considérés faciès de Cricău in Lupu et al., 1979) du nord-est de la vallée de Bucerdea et de la vallée de Galda constituent la formation de Galda ; ceux-ci et les dépôts de la formation d'olistostrome de Valea Mică du sud-ouest de Galați (Bordea et Bordea, 1980) représentent l'unité de Valea Mică-Galda formée seulement de dépôts sénoniens. La formation de Galda est considérée comme étant constituée d'un lithofaciès de Wildflysch ophiolitique de Galda (où on ne cite cette fois-ci qu'une flore en général sénonienne) et du lithofaciès gréso-marneux (à microflore cénomanienne-turonienne) du type des couches de Bucerdea, qui repose sur et en même temps substitue le premier lithofaciès. Bordea et Bordea (1985), dans un ouvrage sur la région de Cib-Valea Mică (sud-ouest de Galați), définissent l'unité de Valea Mică et le contenu de la formation de Valea Mică qu'ils attribuent au Santonien-Campanien (utilisant les arguments offerts par la microfaune étudiée par Zorela Munteanu et Viorica Cosma) et considèrent que vers le nord elle prend contact, au long d'une faille, avec les dépôts appartenant aux couches de Valea lui Paul qu'ils datent comme santoniens-campaniens. Dans les travaux ultérieurs (Bleahu et al., 1981 ; Cioflica et al., 1981 ; Lupu et al., 1981) sont inclus dans la formation de Valea Mică-Galda, d'âge sénonien, également les dépôts de Bozeș du secteur de la vallée d'Ampoia-vallée d'Ighiel (Bleahu et al., 1981), les couches de Meteș développées entre Prisaca Ampoiului et la vallée d'Ampoia.



On doit remarquer que la nouvelle image sur le Wildflysch de la région de la vallée d'Ampoi-vallée de Galda est due en grande mesure également à l'étude, par des méthodes complexes lithostratigraphiques, pétrologiques et génétiques, effectuée par notre collègue A. Drăgănescu.

2. Présentation des données micropaléontologiques de chaque coupe

Pour l'emplacement spatial des profils micropaléontologiques que nous avons étudiés, nous avons donné dans le texte pour chaque profil un chiffre romain qui sera consigné également sur les esquisses de carte annexées (fig. 1, pl. I, pl. II).

Coupe de Valea lui Paul (I)

Comme nous avons montré dans l'introduction, nos études de 1979 (fide Lupu et al., 1979) ont mis en évidence à la partie inférieure des couches de Metes qui affleurent dans la coupe de Valea lui Paul une microfaune caractérisée par la présence des espèces de *Haplophragmoides concavus* et *H. gigas minor* accompagnées par *H. chapmani* et beaucoup d'exemplaires de *Pseudobolivina variabilis*, ce qui caractérise l'association de la partie inférieure de la zone à *H. gigas minor* et *Plectorecurvoidea alternans* des Carpathes de Pologne (Geroch et al., 1967) ou de la zone à *H. concavus*, *H. gigas minor*, *P. alternans* d'âge albien str. s. des Carpathes Orientales (Jana Săndulescu, 1967; Jana Ion, 1976, 1978).

La partie supérieure des couches de Metes et celle inférieure des couches de Valea lui Paul sont couvertes dans cette coupe. Par conséquent les couches de Valea lui Paul ont pu être étudiées en haut de leur partie médiane. À l'exception des derniers niveaux qui affleurent, dans lesquels nous avons identifié en plus *Uvigerinammina jankoi*, leur association est caractérisée par la présence des espèces : *Plectorecurvoidea alternans*, *Glomospira irregularis*, *Gaudryina oblonga*, *G. filiformis*. Elle se rapporte à l'association de l'intervalle — zone à *Plectorecurvoidea alternans*, *Haplophragmoides gigas minor*, d'âge vraconien-cénomanien (Jana Ion, 1975 fide Antonescu et al., 1978) des Carpathes Orientales, connue également (Jana Săndulescu, 1967; Jana Ion, 1975, 1976) sous le nom de zone à *H. gigas minor*, *P. alternans*, *Recurvoidea imperfectus*, *Glomospira irregularis*. L'apparition de l'espèce *Uvigerinammina jankoi* indique dans le domaine carpathique le début du Turonien (Geroch et al., 1967; Maslakova, 1965; Jana Ion, 1976, 1978 etc.). Donc elle argumente l'âge turonien pour les derniers niveaux des couches de Valea lui Paul qui affleurent dans la coupe de Valea lui Paul, ce qu'on ne connaissait pas jusqu'à ce moment-là (1979).

Coupe de Valea Mică du sud-ouest de Galați (II)

Sur Valea Mică, au sud-ouest de Galați, on a étudié micropaléontologiquement la succession qui affleure sur 1000 m en amont de la confluence avec la vallée de Pîrîul sub Condei jusqu'à la source de Valea Mică. Selon les données les plus récentes, cette succession ap-



partient à la formation de Wildflysch de Valea Mică définie par Bordea et Bordea (1982) et attribuée au Santonien-Campanien et par d'autres (Lupu et al., 1980) au Sénonien. Dans les recherches antérieures cette succession a été attribuée aux couches de Bozes d'âge turonien-sénonien (Bleahu et Dimian, 1963; Dimian et Dimian, 1964; Bleahu et

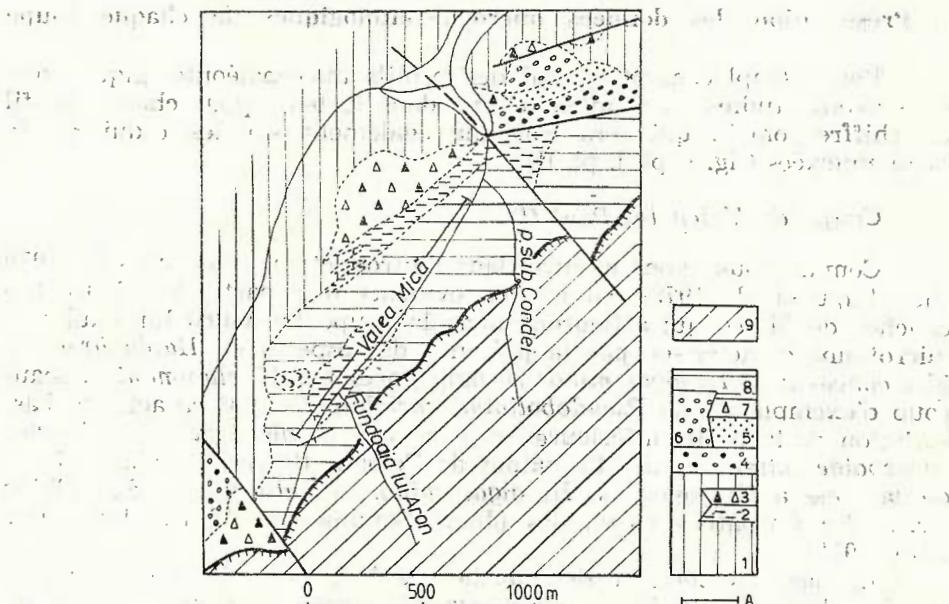


Fig. 1. — Carte géologique de la région de Valea Mică (SW de Galați) (S. Bordea, J. Bordea, 1982)

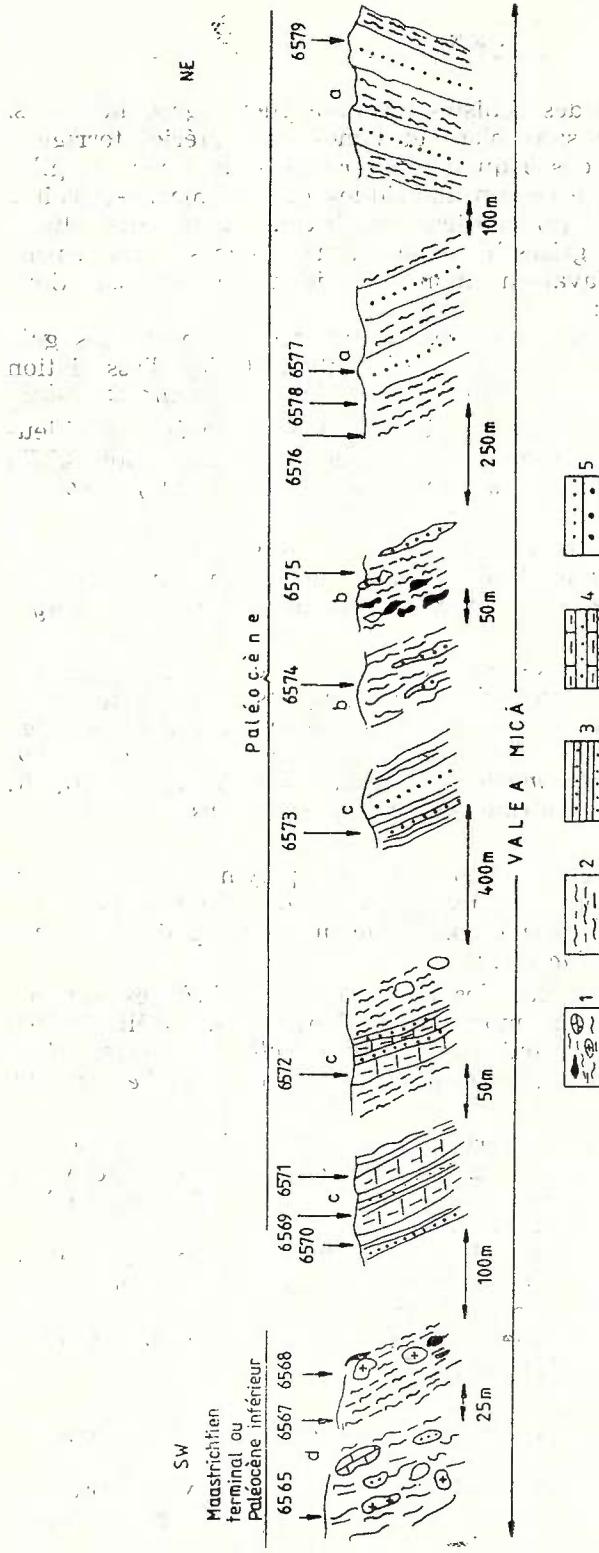
9, Unité de Bozes. Couches de Bozes (Maastrichtien-Santonien).

Unité de Valea Mică. Formation de Valea Mică (Campanien-Santonien) : 1, épiclastites à olistolites de roches basiques, blocs roulés de calcaire, lames de couches à *Aptychus*, séquences détritiques fines et grossières, jaspes; 2, schistes violacés; 3, brèches mixtes à olistolites de calcaires éocrétacés; 4, conglomérats polymictiques; 5, argiles siltyques à olistolites de roches basiques, calcaires éacrétacés, couches à *Aptychus*; 6, conglomérats et grès grossiers; 7, brèches calcaires; 8, marnes grises à blocs de calcaires ou roches basiques.

A, profil micropaléontologique.

Dimian, 1967 ; carte 1 : 200 000, 1967 ; Mantea et al., 1971 ; Lupu et al., 1979) ; aux couches de Geoagiu et à celles de Bozes appartenant au Coniacien supérieur-Maastrichtien inférieur (Bordea et al., 1977) ; aux dépôts à aspects flyschoïdes et d'olistostrome d'âge danien ou paléocène (Jana Ion in Lupu et al., 1980).

La succession examinée contient (fig. 2), d'aval en amont, premièrement de (a) grès en bancs métriques associés à des marno-argiles



1, brèches olistostromiques à : schistes marno-argileux gris et violacés ; lames et blocs de roches volcaniques et terrigènes ;
 2, marl-argiles schisteuses±scaglioles ; 3, alternance de grès micafères centimétriques et marno-argiles grises schisteuses ;
 4, marno-calcaires gris-blanchâtres alternant avec des grès ; 5, grès fins jusqu'à grossiers, en bancs métriques.

schisteuses, suivies par (b) des schistes marno-argileux gris, noirâtres, violacés scagliates avec ou sans blocs et lames de matériel terrigène ou volcanique, et enfin (c) des paquets à alternances des marno-argiles schisteuses grises avec des grès centimétriques ou des marno-calcaires et grès ; sa dernière partie (d) contient des brèches métriques olistostromiques avec des marnes grises-blanchâtres, grès, roches éruptives etc. Sur cette coupe toujours d'aval en amont on a identifié les associations de Foraminifères suivantes :

— la première partie de la succession (a), qui comporte des grès métriques et marno-argiles, contient (échantillon 6579) l'association paléocène à *Coleites reticulosus*, *Rotalia* sp., *Kalamopsis grzybowskii* ;

— dans les schistes argileux scagliates gris et violacés qui affleurent en amont on a trouvé l'association paléocène (échantillon 6575) à *Coleites reticulosus* (des formes rondes et ovales), *Dictyoconoides*, *Dictyokathina*, cf. *Lamarckina* ;

— les marno-argiles, en alternance avec des grès centimétriques qui affleurent à 50 m en amont (échantillon 6573) contiennent l'association paléocène à *Coleites reticulosus*, *Dictyoconoides*, cf. *Dictyokathina*, *Lamarckina* ;

— dans les marno-calcaires en alternance avec des grès, qui apparaissent à 40 m en amont, associés à des paquets des schistes argileux scagliates gris et violacés, on a déterminé une association d'âge campanien inférieur à *Globotruncanita elevata*, *Gt. stuartiformis*, *Globotruncana arca*, *G. rosetta*, *G. mariae*, *G. linneiana*, *G. lapparenti*, *R. fornicata*, *G. obliqua*, *Marginotruncana coronata*, *M. pseudolinneiana*, *Reusella szajnochae* ;

— la matrice des brèches olistostromiques polymictiques (d), qui affleurent à 150 m en amont, contient (échantillon 6567) l'association à *Daviesina ornamentata*, *Daviesina* sp., beaucoup d'exemplaires de *Lenticulina*, *Marginulina*, *Dentalina* etc. ;

— toujours dans la matrice des mêmes types de brèches, qui affleurent seulement à 25 m en amont, on a identifié (échantillon 6565) l'association, probablement turonienne, à *Dicarinella imbricata*, *Hedbergella hoetzli*, *Dorothia turris*, beaucoup d'exemplaires de *Lenticulina*, *Dentalina* etc.

C'est évident que, dans la partie supérieure de la succession, les divers dépôts qui représenteraient la matrice de la formation de Valea Mică contiennent la même association de Foraminifères d'âge paléocène. Ce n'est que la matrice des brèches d'en amont de la coupe qui renferme une association qui peut indiquer le Maastrichtien terminal et le Danien, respectivement le Paléocène inférieur. Les associations d'âge plus ancien apparaissent clairement comme remaniées dans les brèches (échantillon 6565) ou appartiennent (échantillon 6572) à des paquets de couches qui représentent des lames de grandes dimensions reprises dans le Wildflysch.

Donc il est possible qu'une partie de cette formation appartienne au Maastrichtien terminal mais (au moins) sa plus grande partie est paléocène sans pouvoir préciser combien du Paléocène y est présent. Selon la distribution donnée pour certaines régions (Tunisia, Salaj,



1980), *Coleites reticulosus* est une espèce qui n'existe que dans le Danien-Montien inférieur, donc il est possible que la suite contienne le Paléocène inférieur et tout au plus le Paléocène moyen.

Coupe de la vallée d'Ampoi (III)

De la rive gauche de la vallée d'Ampoi, en amont de la vallée d'Ampoia, on a prélevé des échantillons micropaléontologiques des dépôts de type flysch schisto-gréseux considérés : des dépôts d'âge albien-vraconién (Ilie, 1950) ; couches de Metes d'âge aptien supérieur-albien inférieur (Bleahu et Dimian, 1967), aptien supérieur-albien (carte 1 : 200 000, 1967), où un niveau supérieur de l'Albien inférieur (Lupu et al., 1979). Des échantillons recueillis n'ont été fossilifères que ceux récoltées des couches de Metes affleurant à 3 km amont du débouché de la vallée d'Ampoia.

Elles contiennent (échantillon 6564), l'association albienne à : *Haplophragmoides concavus*, *H. aff. nonioninoides* (sensu Geroch, 1967= *H. nonioninoides* — forme ronde, Magniez Jannin, 1975), *H. kirki*, *H. gigas minor*, *Recurvooides imperfectus*, *Glomospira irregularis*, *G. serpens*, *Gaudryina oblonga*, *Pseudobolivina variabilis*, *Hippocrepina depressa*, *Trochamminoides contortus*, *T. lituiformis*, *T. olzewskii*, *Trochammina umiatensis*, *T. globigeriniformis*, *Ammobaculites implanus*, *A. irregulariformis*, *Reophax piluliferus*, *Saccammina* div. sp. etc. Cette association appartient à la zone à *H. gigas minor*, *Plectorecurvooides alternans* des Carpates de la Pologne (Geroch et al., 1967) ou de la zone à *H. concavus*, *H. gigas minor*, *P. alternans* des Carpathes Orientales (Jana Ion, 1975, 1978) toutes les deux d'âge albien str. s.

Coupe de Valea Bobului (IV)

Sur Valea Bobului nous avons examiné du point de vue micro-paléontologique les dépôts considérés, à la suite des recherches antérieures, comme appartenant : au Vraconien-Albien (Ilie, 1950) ; au Wildflysch vraconien-cénomanien (Bleahu et Dimian, 1963 ; Dimian et Dimian, 1964) ; aux couches de Metes d'âge aptien supérieur-albien inférieur (Bleahu et Dimian, 1967) ; aux couches de Bulbuci-Bucerdea d'âge aptien supérieur-albien moyen (Mantea et al., 1971) ; au lithofaciès inférieur des couches de Metes d'âge aptien supérieur-albien moyen (Lupu et al., 1979).

Dans les schistes argileux scagliates gris et violacés nous avons identifié l'association à : *Haplophragmoides chapmani*, *Recurvooides imperfectus*, *Gaudryina oblonga*, *Glomospira irregularis*, *Throchammina umiatensis*, *Trochamminoides olzewskii*, *Thalamannamina neocomiensis*, *Saccammina placenta*. À l'exception de l'espèce *H. chapmani* Crespin not Morozowa, dont la distribution ne dépasse pas l'Albien str. s., les autres espèces sont communes à l'intervalle de l'Albien-Cénomanien, et, à l'exception de l'espèce, *G. oblonga*, elles se continuent également en haut du Turonien. Donc, ces ensembles microfauniques indiquent l'Albien str. s.

Coupe de la vallée d'Ighiel (V)

Des échantillons prélevés de la coupe de la vallée d'Ighiel ont été fossilifères ceux provenant des dépôts qui affleurent sur la colline située à droite du troisième affluent gauche d'Ighiel. Ces dépôts appartenaien, selon les recherches antérieures : au Barrémien-Aptien (Ellie, 1950) ; au Wildflysch de Meteș, d'âge aptien supérieur-albien (carte 1 : 200 000, 1967), aptien supérieur-albien inférieur (Tocorjescu in Bleahu et al., 1968), ou aptien supérieur-albien moyen (Antonescu, 1973), aptien terminal ?-albien (Lupu et al., 1979, 1980) ; au Wildflysch sénonien supérieur (Jana Ion, 1980) ; ces derniers temps ils ont été attribués à la formation de Wildflysch de Valea Mică-Galda d'âge sénonien (Bleahu et al., 1981 ; Cioflica et al., 1981 ; Lupu et al., 1982).

Dans les affleurements examinés il y a des marno-argiles et des marnes schisteuses grises à intercalations de grès calcaires, en couches centimétriques, convolutes, à diaclases remplies de calcite, et de rares intercalations (au niveau de l'échantillon 6528), de marno-argiles rouges. La microfaune y identifiée est représentée par un mélange d'associations de plusieurs âges. On peut dire que les associations de Foraminifères des échantillons recueillis sur 40 m d'épaisseur indiquent d'en bas en haut, les âges :

— L'association de l'échantillon 6527 indique le Sénonien supérieur, ayant en vue qu'elle renferme une masse des espèces communes au Crétacé moyen et supérieur et l'espèce *Goesella carpathica* qui débute dans le Campanien inférieur. L'association contient : *Goesella carpathica*, *Haplophragmoides bulloides*, *H. kirki*, *Trochamminoïdes contortus*, *T. dubius*, *Hyperammina gaultina*, *Hippocrepina depressa*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Ammobaculites irregulariformis*, *Pseudoreophax sp.*, *Saccammina placenta*, *S. complanata*, *Ramulina aculeata*, cf. *Thalmannorecurvoides simplex*, cf. *Orbignya ramosa* ;

— L'association de l'échantillon 6526 (situé à 10 m épaisseur stratigraphique en haut), renferme : *Dorothia conulus*, *Plectina apiculata*, *Plectina sp.*, *Plectorecurvoides alternans*, *Trochammina cf. umidensis*, *T. cf. bulloides*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Hippocrepina depressa*, *Trochamminoïdes dubius*, *Saccammina sphaerica*, *Ammobaculoides sp.*, *Gaudryina oblonga* ;

— L'association de l'échantillon 6522 (situé à 15 m épaisseur stratigraphique en haut), tout comme l'antérieure indique un niveau de la limite Vraconien-Cénomanien. Elle contient : *Hippocrepina depressa*, *Dorothia pupa*, *Pseudobolivina cf. variabilis*, *Gaudryina oblonga*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Hyperammina gaultina*, *Plectorecurvoides irregularis*, *Rhizammina indiviza*, *Recurvoides cf. contortus*, *Trochamminoïdes folius* ;

— L'association de l'échantillon 6525 (situé à 10 m épaisseur stratigraphique en haut de l'échantillon précédent) indique le Sénonien supérieur. Elle contient *Goesella carpathica*, *Thalmannammina recurvoidiformis*, *Th. meandertornata*, *Recurvoides contortus*, *R. trochamminiformis*, *Ammobaculites cf. laevigatus*, *Glomospira irregularis*, *Haplophragmoides kirki*, *H. dubius*, *H. eggeri*, *Trochamminoïdes pro-*



teus, T. folius, T. coronatus, Saccammina placenta, S. complanata, Kalamopsis grzybowskii ;

— L'association de l'échantillon 6524 (situé à 10 m d'épaisseur stratigraphique en haut de 6522) est un mélange de microfaune albiennne et microfaune cénomanienne, éventuellement turonienne, contenant des espèces (*Haplophragmoides* aff. *nonioninoides* sensu Geroch, 1966 = *H. nonioninoides* — forme ronde Magniez, 1975 ; *H. chapmani* Crespin) qui ne dépassent pas comme niveau de distribution l'Albien, à côté des espèces qui ne sont pas connues plus bas du Cénomanien (*Thalmannamina recurvoidiformis*, *Dorothia pupa*) ou d'autres qui disparaissent dans le Turonien (*Pseudobolivina variabilis*, *Gaudryina oblonga*). Elle contient également des espèces à distribution plus large (comme *Plectorecurvoidea irregularis*, *Thalmannamina neocomiensis*, *Trochammina globigeriniformis*, *T. vocontiana*). Ayant en vue l'âge le plus récent indiqué par la présence de l'espèce *G. carpathica*, espèce crétacée qui apparaît dans le Campanien inférieur, nous arrivons à la conclusion, exprimée aussi en 1980, que les dépôts de cette coupe appartiennent au Sénonien supérieur. Y sont remaniées des espèces d'âge albien, aptien supérieur-vraconien, des espèces qui sont connues jusqu'au Turonien ou Vraconien. D'ailleurs le remaniement abondant de l'Albien str. s., du Vraconien et Cénomanien est évident, tandis que celui du Turonien l'est moins.

Coupe de Valea Mică, affluent de la vallée d'Ighiel (VI)

Sur Valea Mică, affluent de la vallée d'Ighiel, dans un chemin montant sur la rive gauche, affleure, sur une distance de 600 m, une succession (fig. 3) des dépôts dont l'aspect prédominant est celui de type flysch gréso-marneux jusqu'à gréseux. Dans son lit il y a des dépôts (marno-siltiques olistostromiques) de Wildflysch de type Meteș et, en aval de l'extrémité d'en haut du chemin, à partir du contact de certains grès massifs avec un banc de marno-calcaires, la succession est formée : de marno-calcaires en bancs épais métriques, gris-blanchâtres, associés à grès micafères fins jusqu'à grossiers, diaclasés parfois, également en bancs épais jusqu'à métriques ; des paquets constitués d'alternances de marnes grises et grès centimétriques, micafères, diaclasés parfois ; de rares paquets d'argiles schisteuses grises scagliates. La succession devient de plus en plus gréseuse-grossière de telle manière que dans la dernière partie de la coupe il y a des grès jusqu'à des conglomérats métriques à intercalations de marno-calcaires et des paquets de flysch schisto-gréseux.

Ces dépôts ont été attribués par les recherches antérieures : aux dépôts barrémiens-aptiens (Ilie, 1950) ; aux couches de Feneș supérieures d'âge barrémien-aptien inférieur (carte 1 : 200 000, 1967) ou à la série de sous-flysch du même âge (Bleahu et Dimian, 1967) ; à un lithofaciès spécial des couches de Bozeș et à une association palynologique d'âge santonien (Antonescu in Lupu et al., 1979 ; sur la carte, in Lupu et al., 1980) ; aux dépôts gréso-conglomératiques à marno-calcaires d'âge danien ou paléocène (Jana Ion in Lupu et al., 1980) attribués à la formation de Galda (dans le texte, Lupu et al., 1980).

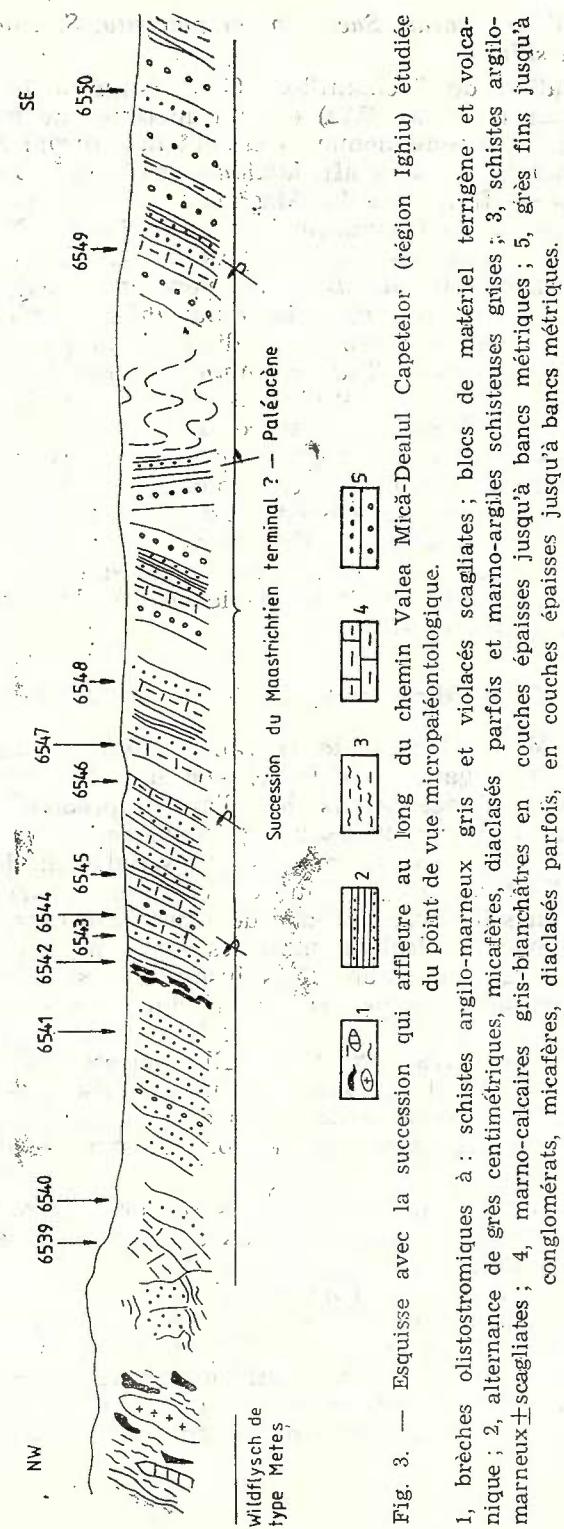


Fig. 3. — Esquisse avec la succession qui affleure au long du chemin Valea Mică-Dealul Capetelor (région Ighiu) étudiée du point de vue micropaléontologique.

1, brèches olistostromiques à : schistes argilo-marneux gris et violacés scagliates ; blocs de matériel terrigène et volcanique ; 2, alternance de gres centimétriques, micaferes, diaclases parfois et marno-argiles scisteuses grises ; 3, schistes argilo-marneux ± scagliates ; 4, marno-calcaires gris-blanchâtres en couches épaisses jusqu'à bancs métriques ; 5, gres fins conglomérats, micaferes, diaclasés parfois, en couches épaisses jusqu'à bancs métriques.

Deux des échantillons micropaléontologiques prélevés de cette succession ont donné des résultats intéressants : l'échantillon 6546, situé à environ 150 m en aval du contact de cette série avec les dépôts marno-siltiques de type Meteș, a livré *Lamarckina*, *Allomorphina halli*, *Al. allomorphinoides*, *Gyroidinoides vortex*, *Hormosina ovulum gigantea*, *Eponides* div., des exemplaires très roulés de *Tritaxia gaultina* et d'autres espèces d'agglutinants ; l'échantillon 6548, situé à environ 50 m d'épaisseur au-dessus de l'échantillon 6546, renferme *Coleites reticulosus*, des formes de Rotaliidés que nous avons attribuées au genre *Dictyokathina*, des espèces de Foraminifères planctoniques (*Globotruncana stephensonii*, *G. lapparenti*).

Le premier échantillon contient *in situ* une association qui peut indiquer tant le Maastrichtien terminal que le Paléocène et remanie de la microfaune du Crétacé supérieur plus ancienne que le Maastrichtien ; le deuxième contient *in situ* une association paléocène et remanie de la microfaune d'âge santonien supérieur. Donc, cette succession peut également appartenir au Maastrichtien, mais, pour la plupart elle est, certainement, paléocène, sans pouvoir préciser combien elle contient du Paléocène.

Coupe de la vallée de Bucerdea (VII)

Sur la vallée de Bucerdea on a examiné du point de vue micropaléontologique les dépôts qui affleurent sur la rive gauche, à l'extrémité du village de Bucerdea. Dans cette coupe affleurent des schistes argileux gris et violacés scagliates, à blocs, succédés par une suite gréso-marneuse composée de grès jusqu'à des congolomérats, en bancs, intercalations minces de marno-argiles grises et des marno-argiles avec des grès centimétriques. Ces dépôts ont été attribués : les dépôts schisteux au Cénomanien et ceux gréso-marneux à l'Éocène (Ilie, 1950) ; aux couches de Meteș d'âge aptien supérieur-albien (carte 1 : 200 000, 1967; Lupu et al. 1979) ou aptien supérieur-albien moyen (Bleahu et al., 1968 ; Antonescu, 1973) ; selon les derniers travaux ils appartiennent à la formation de Valea Mică-Galda (Bleahu et al., 1981 ; Cioflica et al., 1981) d'âge sénonien.

Ce n'est que dans les schistes gris et violacés scagliates que nous avons identifié une microfaune plus significative. Ils renferment une microfaune d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur, caractérisée par la présence des espèces *Nodellum velascoensis*, *Hormosina ovulum gigantea*, qui coexiste avec une microfaune plus ancienne, probablement vraconienne. L'ensemble microfaunique comprend aussi des espèces qui n'apparaissent que dans le Vraconien, comme *Hippocrepina depressa* et *Hormosina ovulum crassa*. Il contient aussi : *Gaudryina oblonga*, *Dorothia filiformis*, *Recurvooides imperfectus*, *Plectorecurvooides alternans*, *Haplophragmoides gigas minor*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Hormosina ovulum ovulum*, *Ammobaculites problematicus*, *Hyperammina subnodosiformis*, *H. dilatata*, *H. gaultina*, *Glomospira irregularis*, *G. serpens*, *G. grzybowskii*, *Thalmannammina recurvoidiformis*, *Th. meander-tornata*, *Th. neocomiensis*, *Ammodiscus* div. sp.

Coupe de la vallée du Cricău (VIII)

De la vallée du Cricău nous avons eu à notre disposition les échantillons (coupe VIII A) provenus des dépôts de Wildflysch appartenant, conformément à la carte 1 : 200 000 (1967), à la dernière bande d'apparition des couches de Meteș, d'âge aptien supérieur-albien, ou selon les données les plus récentes au Wildflysch en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites de la formation de Galda (Lupu et al., 1980) ou de la formation de Valea Mică-Galda (Bleahu et al., 1981 ; Lupu et al., 1981), d'âge sénonien. Nous avons également analysé des échantillons prélevés des dépôts gréso-marneux (coupes VIII B, C) qui affleurent sur le cours moyen de la vallée du Cricău. Ils ont été attribués aux dépôts éocènes (Ilie, 1950) ; aux couches de Feneș supérieures (carte 1 : 200 000, 1967) d'âge aptien supérieur-albien ; ou au lithofaciès de Cricău (Lupu et al., 1979), équivalent des couches de Valea lui Paul, d'âge vraconien-cénomanien ; dans les travaux plus récents (Lupu et al., 1982), les dépôts gréso-marneux sont considérés un lithofaciès (de Tibru-Cricău) de la formation de Galda d'âge sénonien.

(VIII A) Les dépôts affleurant sur le cours supérieur de la vallée du Cricău qui appartiennent (Bleahu et al., 1981) au Wildflysch en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites de la formation de Valea Mică-Galda ont livré un ensemble microfaunique où coexistent des associations d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur avec des associations d'âge vraconien. Deux échantillons sont représentatifs pour cette conclusion : l'échantillon 6264 (qui, selon Drăgănescu, provient des dépôts représentant la matrice du Wildflysch) qui contient *Hormosina ovulum gigantea*, *Thalmannammina recurvoidiformis*, *Recurvooides imperfectus*, *Kalamopsis grzybowskii*, *Glomospira serpens*, *Hormosina ovulum ovulum*, *Bathysiphon* sp., association caractéristique à l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien inférieur pouvant être rapportée à la zone (sensu Jana Ion, 1976) à *Hormosina ovulum gigantea* et *Nodellum velascoensis*; l'échantillon 6259 qui contient une association vraconienne à *Haplophragmoides chapmani*, *Trochamminoides mitratus*, *T. lituiformis*, *T. coronatus*, *Glomospira serpens*, *Thalmannammina neocomiensis*, *Ammobaculites* sp.

(VIII B) Dans les dépôts en lithofaciès gréso-marneux (de Tibru-Cricău) affleurant sur le cours moyen de la vallée du Cricău immédiatement en aval de la bande des dépôts éruptifs, nous avons identifié (échantillon 6266) une association paléocène à *Coleites reticulosus*, *Lamarckina*, *Pararotalia*, ?*Neoeponides*.

(VIII C) Dans le même type des dépôts mais qui affleurent dans la rive gauche de la vallée du Cricău (échantillon 6607) il existe une association à *Cyclammina amplectens*, indiquant l'Éocène moyen.

Coupe de la vallée de Galda (IX)

(IX A) Les premiers échantillons de la vallée de Galda ont été prélevés de l'affleurement situé sur la rive droite, au-delà du point de l'extrémité nord du village de Galda de Sus (point 1048, Bleahu). Des dépôts de type flysch y apparaissent représentés par une alternance



serrée de grès fins jusqu'à grossiers, micafères, verdâtres, dans des couches centimétriques, rarement plus épaisses et marno-argiles schisteuses grises et verdâtres. Dans les ouvrages plus anciens ces dépôts ont été attribués aux couches de Feneș supérieures considérées d'âge bairrémien-aptien inférieur (carte 1 : 200 000, 1967) ou aux dépôts de Wildflysch gris (Bordea et al., 1968) du même âge, ou à un Wildflysch cénonanien supérieur-turonien-santonien qui, dans le secteur compris entre l'extrême nord-ouest du village de Galda de Sus et les Gorges de Galda, appartient au Coniacien-Santonien (Antonescu, 1974). Nous avons montré en 1980 que les dépôts de cette coupe sont d'âge maastrichtien supérieur. Conformément aux ouvrages les plus récents les dépôts mentionnés appartiennent au lithofaciès de mégabrèches à ophiolites de la formation de Wildflysch de Galda (Lupu et al., 1980) ou de Valea Mică-Galda (Bleahu et al., 1981 ; Lupu et al., 1982) d'âge sénonien. Deux des échantillons analysés par nous sont plus intéressants : l'échantillon 6479 où il y a une association maastrichtienne ou paléocène à *Recurvoides gerochi*, *R. globulosus*, *Hormosina ovulum gigantea*, *Nodellum velascoensis*, *Thalmannammina recurvoidiformis*, *Thalmannorecurvoides simplex*, *Trochamminoides lituiformis*, *Plectorecurvoides alternans*, *Thalmannammina neocomiensis*; l'échantillon 6482 qui contient une association du Maastrichtien supérieur à *Cibicides bosqueti-compressus*, *Gyroidinoides cf. quadratus*, *Rotalia* sp. Donc, ces dépôts sont probablement seulement d'âge maastrichtien supérieur comme nous avons montré aussi en 1980.

(IX B) Dans les gorges Cheile Mici de Galda on a prélevé des échantillons micropaléontologiques d'un affleurement (point 1051, Bleahu, situé dans la rive gauche de la vallée) dans lequel au bord d'un conglomérat (15 m d'épaisseur) apparaissent des paquets de dépôts d'argiles grises-vertes, violacées, scagliates et à blocs, et des paquets de dépôts de type flysch formés d'une alternance serrée de marno-argiles grises et de grès. La dernière catégorie de dépôts semblent être des lentilles dans les argiles scagliates. Selon les ouvrages plus anciens les dépôts de cette coupe appartenaient aux couches de Meteș d'âge aptien supérieur-albien (carte 1 : 200 000, 1967), ou au Wildflysch gris barrémien-aptien inférieur (Bordea et al., 1968) ou à un Wildflysch cénonanien-turonien-santonien (Antonescu, 1974). Selon les données récentes ils appartiennent au lithofaciès de mégabrèches à ophiolites de la formation de Galda (Lupu et al., 1980) ou de Valea Mică-Galda (Bleahu et al., 1981) d'âge sénonien.

Dans les argiles grises, verdâtres et violacées scagliates nous avons trouvé (échantillon 6488) une association appartenant à l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien inférieur. Elle comprend *Hormosina ovulum gigantea*, *Nodellum velascoensis*, *Thalmannammina recurvoidiformis*, *Th. meandertornata* etc. Les marno-argiles d'une séquence de type flysch qui succèdent, à 2 m d'épaisseur stratigraphique, aux argiles scagliates renfermant la microfaune citée, on livré une association vraconienne (échantillon 6490) à *Hippocrepina depressa*, *Hormosina ovulum crassa*, *Reophax minutus*, *Trochammina vocontiana*, *Trochammina abrupta*, *Throchamminoides folius*, *T. irregularis*, *Haplophragmoides kirki*, *Plectorecurvoides alternans*, *P. irregularis*, *Rhyzammina in-*

diviza. L'âge de cette petite succession est donné par l'âge des argiles scagliates, donc il est situé quelque part dans l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien inférieur.

(IX C) À l'extrémité de Poiana Galdei (point 1052, Bleahu), dans la rive gauche affleurent des conglomérats polymictiques à fréquentes lentilles d'argiles schisteuses grises ou violacées. Conformément aux études plus anciennes cette coupe appartenait aux couches de Feneș supérieures d'âge barrémien-aptien inférieur (carte 1 : 200 000, 1967) ou au Wildflysch violacé d'âge aptien supérieur-albien inférieur (Bordea et al., 1968). Récemment elles ont été attribuées au Wildflysch sénonien supérieur (Jana Ion, 1980); à la formation de Galda (Lupu et al., 1980) ou de Valea Mică-Galda (Bleahu et al., 1981) d'âge sénonien.

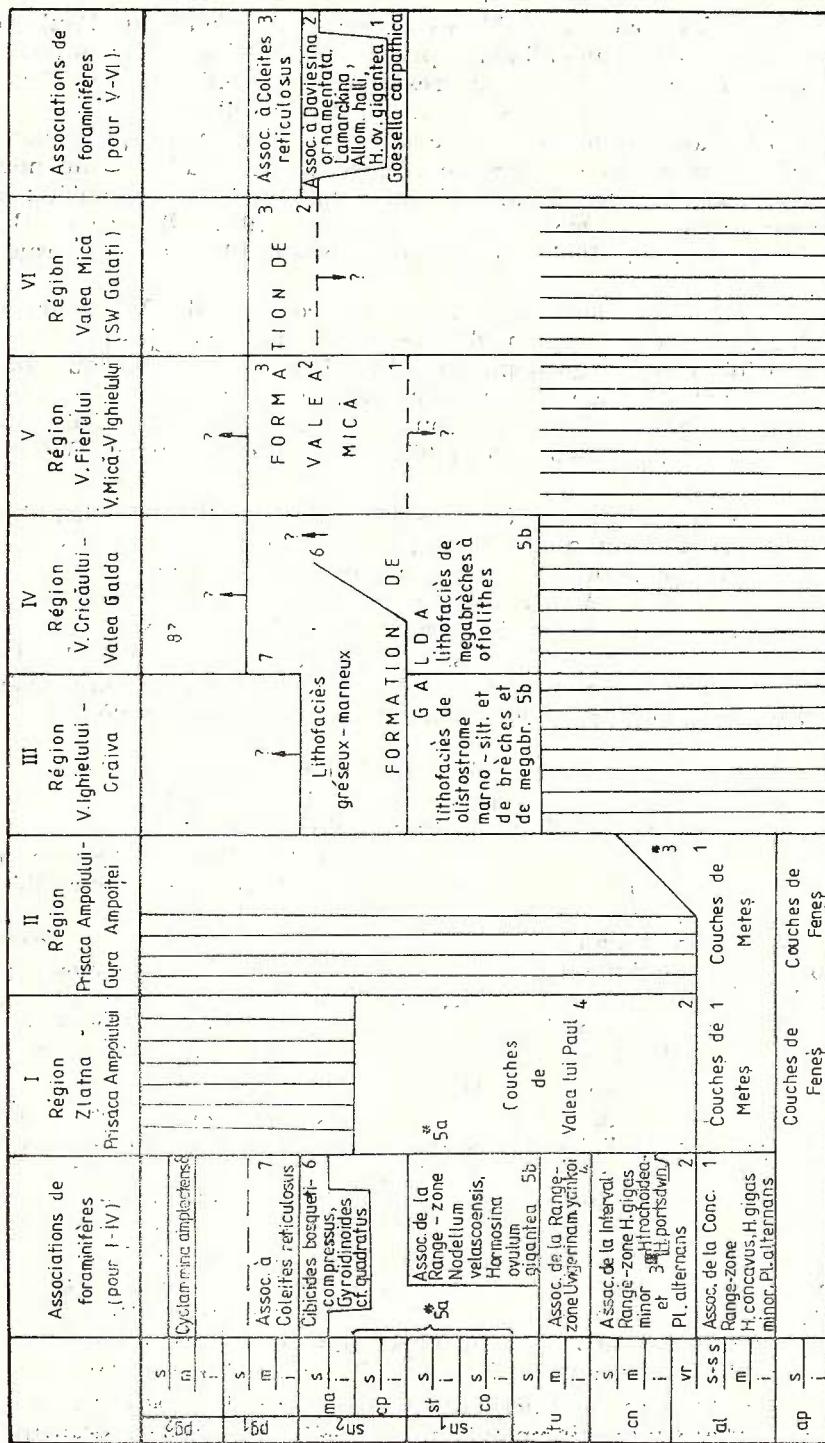
Les lentilles argileuses schisteuses contiennent une microfaune de divers âges. Ainsi, dans une enclave des schistes argileux scagliates (échantillon 6496) nous avons identifié une association commune pour le Vraconien-Cénomanien, à *Plectorecurvooides alternans*, *P. irregularis*, *Reophax minutus*, *Glomospira serpens*, *Kalamopsis* sp.; dans une enclave, toujours de schistes argileux, qui se trouve dans une lentille également de schistes argileux, nous avons déterminé (échantillon 6499) une microfaune d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur à *Hormosina ovulum gigantea*, *Plectorecurvooides irregularis*, *Thalmannammina neocomiensis* etc. Donc, l'âge de ces dépôts conglomératiques doit être beaucoup plus récent que le Turonien supérieur-Sénonien inférieur, l'intervalle auquel peut appartenir la microfaune de l'enclave de schistes argileux reprise dans une autre enclave.

3. Conclusions sur la corrélation géochronologique des dépôts de Wildflysch de la région de la vallée d'Ampoi-vallée de Galda

Les données de détail présentées nous permettent de déduire certaines conclusions concernant la corrélation géochronologique des dépôts de Wildflysch de la région de la vallée d'Ampoi-vallée de Galda (fig. 4).

3.1. Le Wildflysch développé au sud et au nord de la vallée d'Ampoi, à partir de Zlatna à l'ouest, jusqu'à Gura Ampoiei à l'est, respectivement les couches de Meteș (Bleahu et Dimian, 1967; carte 1 : 200 000, 1967) ou de Bulbuci-Bucerdea (Mantea et al., 1971), figurées dans cette région — mais dans le secteur de Cib-Prisaca Ampoiului sans la succession qui se développe entre les couches de Valea lui Paul et les couches de Bozeș — est d'âge albien str. s. Il renferme une microfaune d'agglutinants qui se rapporte au Concurrent Range — zone à *Haplophragmoides concavus*, *H. gigas minor*, *Plectorecurvooides alternans*. Il est surmonté, à l'ouest de Prisaca Ampoiului, par les couches de Valea lui Paul qui, au moins sur Valea lui Paul, renferment à la partie médiane et supérieure une microfaune d'agglutinants appartenant à la zone d'intervalle à *Haplophragmoides gigas minor* et *Plectorecurvooides alternans* (sensu Jana Ion, 1978) d'âge vraconien-cénomanien; dans les derniers niveaux qui affleurent sur cette coupe apparaît *Uvigerinammina jankoi*, qui indique le début du Turonien. Il est possible que





Sa Bordon et Bordon (1982) : on n'indique pas le contenu de l'association

Sales Division of Dimina (1962)

Fig. 4. — Schéma pour la corrélation des dépôts de Wildfisch de la région Zlatna-Galda

la limite entre les couches de Meteș et celles de Valea lui Paul soit située dans les dépôts d'âge albien supérieur str. s. Nous n'avons pas eu la possibilité de suivre les caractères biostratigraphiques des dépôts situés à cette limite et, par conséquent, de pouvoir observer s'il y a ou non continuité de sédimentation. Remarquons également qu'au moins jusqu'à présent dans les couches de Meteș-Bulbuci étudiées par nous, nous n'avons pas trouvé de microfaune plus ancienne remaniée ; ce n'est qu'une partie des Orbitolines y citées (Ilie, 1950 ; Bordea et Balș fide Bleahu et Dimian, 1963 ; Bleahu et Dimian, 1967) qui pourraient être remaniés.

Notre conclusion concernant l'âge des couches de Meteș ou de Bulbuci-Bucerdea de la région de la vallée d'Ampoi jusqu'au sud d'Ighiel coincide avec : l'âge donné par Ilie (1945) aux dépôts qui constituent ces couches ; l'âge auquel on arrive en utilisant la valeur chronostratigraphique révisée par nous des associations de Foraminifères mentionnés par Mantea et al. (1971) au nord et au sud (à Bulbuci) de la vallée d'Ampoi.

Jusqu'à présent dans ces couches on ne connaît pas d'associations de Foraminifères qui indiquent un âge plus ancien que l'Albien respectivement l'Aptien supérieur ; en plus, ni dans les couches de type Meteș reprises dans le Wildflysch du nord-est de la vallée d'Ampoi, ni dans la microfaune remaniée dans ce Wildflysch nous n'avons trouvé d'associations plus anciennes. Seulement quelques unes des Orbitolines citées dans les ouvrages plus anciens pourraient donner, s'ils sont *in situ*, certaines indications dans ce sens-là. Ce problème reste ouvert.

En ce qui concerne la microflore on doit mentionner qu'Antonescu (1973) a mis en évidence sur la vallée de Tăuți et la vallée de Găureni, ainsi que dans la région d'Ighiel-Craiva, des associations communes avec celles connues dans l'Aptien et l'Albien des diverses régions du globe ; probablement, par corrélation avec l'âge aptien supérieur-albien moyen indiqué par la microfaune identifiée dans les dépôts de type Meteș de la région d'Ighiel-Tibru par Bleahu et al., 1968, on accepte que la paléoflore indique également cet intervalle. Malheureusement cette conclusion n'est pas acceptable, car l'âge révisé par nous de l'association d'âge aptien supérieur-albien du secteur d'Ighiel-Tibru citée par Bleahu et al., 1968 est, il aussi, albien comme l'âge révisé de la microfaune citée par Mantea et al. (1971).

Nos conclusions sur l'âge albien str. s. des couches de Meteș concernent strictement l'aire du nord et immédiatement du sud de la vallée d'Ampoi, à partir de Zlatna jusqu'à Gura Ampoitei. Au sud de Bulbuci, Dimian et Dimian (1964) citent dans ces dépôts une microfaune d'âge cénomanien inférieur et aussi probablement vraconien, mais qui, selon nous, est une association de la limite Cénomanien inférieur-Cénomanien moyen. Donc on peut admettre que dans certains secteurs, situés cette fois-ci sous la nappe de Bozeș, les couches de Meteș peuvent inclure aussi des dépôts d'âge plus jeune que l'Albien str. s. — idée exprimée pour la première fois par Bleahu et Dimian, 1963.

En ce qui concerne la microfaune des couches de Valea lui Paul l'association vraconienne-cénomanienne et celle turonienne identifiée



par nous (Jana Ion in Lupu et al., 1979) dans la coupe de Valea lui Paul sont les seules de cet âge y connues avec certitude jusqu'à présent. On a pensé parfois qu'à ces dépôts appartiennent également les grès friables de la proximité de la gare de Șard, dans lesquels on connaît une microfaune considérée d'âge cénomanien moyen (Tocorjescu in Mantea et al., 1961) mais dans notre acceptation, cénomanien supérieur. Les premiers éléments certains pour établir l'âge des couches de Valea lui Paul ont été fournis par la paléoflore déterminée par Antonescu (1973), sur la coupe de Valea lui Paul, qui leur attribue l'âge albien supérieur-cénomanien inférieur. À présent, prenant en considération également les résultats des études de paléoflore, Antonescu (in Lupu et al., 1979) admet pour les couches de Valea lui Paul (de la coupe de Valea lui Paul) l'âge vraconien (partie supérieure de l'Albien supérieur)-cénomanien sans avoir des arguments aussi pour le Cénomanien supérieur. Notons que nos conclusions sur l'âge des couches de Valea lui Paul, tirées de l'étude de la microfaune, ne sont pas en désaccord avec celles offertes par la paléoflore mais les rendent plus complètes, en argumentant la présence dans ces couches aussi des dépôts cénomaniens supérieurs et turoniens. Nous devons également mentionner que récemment Bordea et Bordea (1982), tenant compte des arguments offerts par l'étude microfaunique de Zorela Munteanu et Viorica Cosma, admettent l'âge santonien-campanien pour la partie supérieure des couches de Valea lui Paul affleurant au sud de la vallée d'Ampoi.

3.2. Du point de vue micropaléontologique-biostratigraphique et finalement stratigraphique, les dépôts de Wildflysch du secteur de Valea Mică du sud-ouest de Galați et du secteur de la vallée d'Ighiu-vallée de Galda présentent des aspects différents de ceux du Wildflysch du secteur de Zlatna-Gura Ampoiei.

Du point de vue de l'âge on remarque le suivant groupement spatial qui coïncide en quelque sorte avec le groupement du point de vue lithologique :

(1) Dans la région de la vallée d'Ighiu-vallée de Craiva et sur le cours supérieur de la vallée du Cricău (en marge de la zone de développement de la formation de Galda) il y a des dépôts d'olistostrome marno-siltique, brèches et mégabrèches. Les recherches les plus récentes (Bleahu et al., 1981 ; Lupu et al., 1980) attribuent ces dépôts au lithofaciès de mégabrèches à ophiolites de la formation de Valea Mică-Galda d'âge sénonien. Dans ces dépôts, la microfaune de plus nouvel âge mise en évidence par nous dans la vallée du Cricău, vallée de Bucerdea, l'interfleuve de Bucerdea-Telna (l'association à *Hormosina ovulum gigantea* et *Nodellum velascoensis* rapportée à la zone au même nom, sensu Jana Ion, 1976 ; l'association à *Uvigerinammina jankoi*, appartenant à la zone au même nom, Geroch et al., 1967) appartient à l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien inférieur ou au Turonien. Dans cette catégorie on doit également admettre la microfaune citée dans les études plus anciennes des mêmes dépôts qui affleurent sur l'interfleuve de Bucerdea-Telna (déterminée par Tocorjescu in Mantea et al., 1961, fide Bleahu et Dimian, 1963 ; Dimian et Dimian, 1964), considérée d'âge cénomanien, éventuellement vraconien, ou aptien su-



périeur-albien inférieur et qui, selon nous, représente une microfaune turonienne mélangée à une microfaune albienne str. s. Donc, dans ces dépôts, les associations albiennes str. s., vraconiennes coexistent avec celles de l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien inférieur, indiquant le fait qu'elles sont reprises dans la sédimentation. Au moins dans la région d'Ighiu-Craiva il existe aussi des lentilles des masses plus grandes de dépôts albiens, reprises dans la sédimentation, car les recherches plus anciennes dans cette région n'ont mis en évidence que des associations microfauniques (dans la vallée d'Ighiel et la vallée de Telna-Tocorjescu in Bleahu et al., 1968 ; dans la vallée de Bucerdea et la vallée de Craiva — Bleahu et al., 1968) d'âge aptien supérieur-albien moyen qui, selon nous, dans l'acceptation actuelle appartiennent à l'Albien str. s. ; de même, on connaît dans la région d'Ighiu-Craiva (dans la vallée d'Ighiel, vallée de Bucerdea, vallée de Telna, vallée de Craiva — Antonescu, 1973) aussi des associations palynologiques communes à l'Aptien et l'Albien.

(2) Dans la région de Valea Mică-vallée d'Ighiel et la région de Valea Mică du sud-ouest de Galați, ainsi que dans la région de Galda de Sus-Poiana Galdei-le cours moyen et supérieur de la vallée du Cricău sont présents des dépôts de Wildflysch d'âge sénonien supérieur-paléocène.

(2 a) Dans la région de Valea Mică-vallée d'Ighiel et la région de Valea Mică du sud-ouest de Galați dans des dépôts gréso-marneux et greseux grossiers à aspects d'olistostromes et flyschoïdes (plus récemment attribués à la formation de Wildflysch de Valea Mică-Galda d'âge sénonien, fide Bleahu et al., 1981; Lupu et al., 1982), nos recherches ont mis en évidence la présence du Sénonien supérieur (l'association à *Goessella carpathica*, dans la vallée d'Ighiel), Maastrichtien terminal ou Paléocène (à *Allomorphina halli*, *A. allomorphinoides*, *Lamarckina*, *Hormosina ovulum gigantea*, dans Valea Mică, affluent de la vallée d'Ighiel), Maastrichtien terminal ou Danien (l'association à *Daviesina ornamentata*, *Daviesina* sp., dans Valea Mică du sud-ouest de Galați), Paléocène (association à *Coleites reticulosus*, *Dictyokathina* dans Valea Mică, affluent de la vallée d'Ighiel ; l'association à *Coleites reticulosus* *Dictyokatina*, *Lamarckina*, *Kalamopsis grzybowski* dans Valea Mică — sud-ouest de Galați).

Ces dépôts contiennent comme reprises dans la sédimentation : des associations albiennes str. s., vraconiennes, cénomaniennes, moins turoniennes, reprises dans des dépôts d'âge sénonien supérieur (dans la vallée d'Ighiel) ; des associations turoniennes (dans la matrice des brèches, sur la coupe de Valea Mică — sud-ouest de Galați) reprises dans le Maastrichtien terminal ou dans le Paléocène inférieur ; des espèces du Crétacé supérieur reprises dans le Maastrichtien terminal ou dans le Paléocène (dans Valea Mică, affluent d'Ighiel) ; lentilles d'âge campanien inférieur (dans Valea Mică du sud-ouest de Galați), ou des associations de Foraminifères planctoniques d'âge santonien supérieur reprises dans le Paléocène (dans Valea Mică, affluent d'Ighiel).

À la même catégorie, c'est-à-dire aux dépôts ou aux associations reprises dans la sédimentation, appartiennent : l'association palynologique santonienne citée (Antonescu, 1973), dans Valea Mică, affluent

de la vallée d'Ighiel juste dans les dépôts où nous avons trouvé une microfaune indiquant le Maastrichtien terminal ou le Danien ; il est possible que la microflore citée dans Valea Fierului (Antonescu, 1973), d'âge turonien-santonien, identifiée dans des dépôts similaires à ceux appartenant au Maastrichtien terminal-Paléocène de Valea Mică, affluent de la vallée d'Ighiel soit, elle-aussi reprise. Bordea et Bordea (1982) mentionnent dans la formation de Valea Mică, aux sources du ruisseau de Valea Mică (sud-ouest de Galați) en haut de la confluence avec Pîrîul lui Aron, des remaniements intraformationnels (dans des dépôts qu'ils attribuent au Santonien-Campanien) représentés par des paquets de schistes violacés de type couches de Geoagiu à microfaune (Zorela, Munteanu et Viorica Cosma in Bordea et al., 1977) d'âge coniacien supérieur-santonien inférieur — selon nous, seulement santonien supérieur — et des schistes marneux à microfaune d'âge santonien supérieur (Munteanu et Cosma in Bordea et al., 1977) ou une faune hautérienne. Nous considérons que ceux-ci représentent également des lames de dépôts appartenant au Santonien supérieur reprises dans les dépôts de Wildflysch affleurant dans Valea Mică, d'âge paléocène et tout au plus maastrichtien supérieur. On doit considérer que l'association du Campanien-Maastrichtien inférieur citée (Munteanu et Cosma in Bordea et al., 1977) dans les dépôts de type flysch gréso-marneux de la formation de Valea Mică du sud-ouest de Galați, dans laquelle nous avons trouvé une microfaune paléocène, est remaniée, elle-aussi.

Donc, l'âge de ce Wildflysch de la région de Valea Mică-vallée d'Ighiel (Valea Fierului y compris) et la région de Valea Mică du sud-ouest de Galați peut être considéré sénonien supérieur-paléocène sans pouvoir préciser combien du Paléocène y est présent. Comme nous avons déjà dit, selon la distribution donnée dans la région méditerranéenne à l'espèce *C. reticulosus* — élément caractéristique et présent dans toutes les associations microfauniques paléocènes mises en évidence par nous — ce n'est que la présence du Paléocène inférieur et moyen, du Danien et du Montien respectivement qui aurait été argumentée. Les recherches ultérieures devraient apporter des données plus précises dans ce sens-là et, en général, sur l'âge de ces dépôts.

(2 b) Dans la région de Galda de Sus-Poiana Galdei-le cours moyen et supérieur de la vallée du Cricău, l'âge sénonien supérieur a été argumenté pour des dépôts de Wildflysch en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites de la formation de Galda-Valea Mică (d'après Bleahu et al., 1981 ; Lupu et al., 1982), appartenant aux divers types lithologiques : à Galda de Sus, l'âge maastrichtien supérieur (l'association à *Cibicides bosqueti-compressus*, *Gyroidinoides* cf. *quadratus*, *Rotalia* et l'association à *Recurvooides globulosus*, *Recurvooides gerochi*) est argumenté dans des dépôts de type flysch schisto-gréseux qui remanient également de la microfaune du Crétacé inférieur et du Sénonien, anté-Maastrichtien ; le Sénonien, probablement le Sénonien supérieur, à Poiana Galdei, est représenté par des congolomérats massifs qui remanient des lentilles vraconianennes-cénomanianes mais aussi des lentilles qui contiennent à leur tour, des blocs à microfaune d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur ; dans les gorges Cheile Mici de Galda on a mis en évidence des argiles grises et violacées scagliates à micro-

faune du Turonien supérieur-Sénonien inférieur qui comprennent des lentilles à argiles grises à microfaune vraconienne, donc il est possible que tout l'ensemble ait été repris dans le Sénonien supérieur, prenant en considération les âges mis en évidence sur les autres coupes.

Au moins l'âge sénonien supérieur, comme nous avons montré en 1980, semble être bien justifié dans le Wildflysch en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites du secteur de Galda de Sus-Poiana Galdei, tenant compte que dans les affleurements examinés il y a des situations claires dans lesquelles l'âge maastrichtien supérieur ou sénonien supérieur doit être admis. De plus, dans les dépôts gréso-marneux (lithofaciès de Tibru-Cricău de la formation de Galda, Lupu et al., 1980) qui affleurent à la partie moyenne de la vallée du Cricău — considérés (cf. Lupu et al., 1980) être intercalés avec et en même temps reposer sur les dépôts en lithofaciès à ophiolites de la formation de Galda — nous avons identifié une microfaune paléocène à *Coleites reticulatus*, *Lamarckina*, *Pararotalia*, ?*Neopponides*. Il est possible donc que le Wildflysch en lithofaciès ophiolitique à dépôts d'âge sénonien supérieur, au moins dans le secteur de Galda de Sus-Poiana Galdei soit également / ou uniquement déposé en Paléocène.

Par conséquent, nous considérons que dans la région de Galda de Sus-Poiana Galdei, le Wildflysch en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites peut être d'âge sénonien supérieur et / ou paléocène. Au moins une partie du lithofaciès gréso-marneux (de Tibru-Cricău) est d'âge paléocène. Au fond de la vallée du Cricău ces dépôts reposent sur les dépôts du Wildflysch à microfaune d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur, donc on peut admettre qu'au moins à sa partie ouest d'apparition, il contient également une partie du Sénonien. De plus, l'association à *Cyclammina amplectens*, identifiée dans les dépôts du lithofaciès gréso-marneux (de Tibru-Cricău) de la vallée du Cricău (près du village de Cricău) argumenterait l'extension de l'âge de ces dépôts jusqu'à l'Éocène moyen, ce qui doit être encore vérifié.

Le Wildflysch à ophiolites de la formation de Galda contient comme reprises dans la sédimentation de grandes masses de dépôts sédimentaires crétacés plus anciens que le Sénonien supérieur. Grâce à la microfaune on a dépisté la présence des lames et des blocs de dépôts d'âge vraconienn, vraconien-cénomanien, turonien supérieur-sénonien inférieur. La consommation dans ce Wildflysch des dépôts de cet âge est trahie quelques fois par la présence des associations ou espèces plus anciennes qui coexistent, par exemple, avec des associations maastrichtiennes (à Galda de Sus). À cette catégorie de dépôts consommés par le Wildflysch, comme Antonescu a remarqué lui-aussi (1974) mais en parlant d'un Wildflysch d'âge cénomanien supérieur-turonien-santonien, appartiennent aussi les dépôts à associations d'âge aptien supérieur-albien inférieur et albien moyen citées par Bordea et al. (1968) dans le Wildflysch violacé de la région de Galda (des associations dont la valeur chronostratigraphique reconstruite par nous est, pour la première le Vraconien-Cénomanien, et pour la seconde l'Albien-Cénomanien) ainsi que les dépôts à paléomicroflore commune à l'Aptien-Albien citée par Antonescu (1974) dans Valea Cetei. Les dépôts à paléoflore coniacienne-santonienne citée (Antonescu, 1974) dans les dépôts



de Wildflysch qui se trouvent entre Galda de Sus et les Gorges de Galda peuvent y être également inclus.

Comme on remarque nous n'avons pas appliquée nos conclusions à toute la région de Galda-Cricău car on n'a pas un nombre suffisant de données microfauniques. Antonescu (1974), utilisant des données palynologiques, a mentionné pour la première fois l'existence dans la région de Galda d'un Wildflysch plus récent que celui de type Meteș d'âge aptien supérieur-albien moyen, qu'il attribue au Cénomanien supérieur-Turonien-Santonien, quoiqu'au commencement à Galda de Sus il cite une association palynologique d'âge uniquement sénonien. Récemment Antonescu (in Lupu et al., 1980) revient sur l'âge de ces dépôts mentionnant dans les marno-silts de la vallée de Galda seulement une microflore sénonienne.

En ce qui concerne l'âge du lithofaciès gréso-marneux, de Tibru-Cricău, présent dans la région qui donne son nom, nous l'avons déjà discuté en utilisant le nombre assez réduit de données micropaléontologiques que nous avons eu à notre disposition, au fond les seules de ce genre connues jusqu'à présent. Dans ces dépôts on ne connaît qu'une association palynologique (Antonescu in Lupu et al., 1980) d'âge cénomanien-turonien, et le lithofaciès tout entier est considéré (Drăgănescu in Bleahu et al., 1981) probablement par corrélation avec le lithofaciès de Wildflysch à ophiolites, comme une mégabrèche sénonienne, qui a consommé également les dépôts cénomaniens-turoniens. Nos recherches ont fourni des arguments indirects pour la présence de ce lithofaciès dans le Sénonien et des arguments certains pour sa présence dans le Paléocène-Éocène moyen également.

Pour les dépôts gréso-marneux du même type de la région de Bucerdea-Craiva on ne dispose pas encore de données microfauniques. Les seules données sur l'âge peuvent résulter du fait que dans une coupe de la vallée de Bucerdea les dépôts argileux de type couches de Meteș, situés immédiatement en dessous des dépôts qui nous intéressent renferment une association appartenant à l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien inférieur et avec elle coexiste comme reprise dans la sédimentation une association vraconienne. Seulement en admettant qu'entre ces dépôts il y a des rapports normaux et les dépôts argileux sousjacentes représentent la matrice d'un Wildflysch, on peut apprécier qu'ici également la formation de Wildflysch en lithofaciès gréso-marneux soit commencée dans le Sénonien. Antonescu (in Lupu et al., 1979) a identifié pour ces dépôts de la région de Bucerdea-Craiva, tout comme dans la région de Galda, une association palynologique d'âge cénomanien-turonien. Donc ici, tout comme dans la région de Galda nous serions en présence d'une mégabrèche formée en consommant aussi ces dépôts. Dans la même catégorie de dépôts consommés dans cette mégabrèche entrent également les dépôts gréseux de la gare de Șard, à microfaune d'âge cénomanien moyen (Tocorjescu in Mantea et al., 1961, fide Antonescu, 1973) qui, à notre opinion, est d'âge cénomanien supérieur.

Rappelons que dans quelques uns des ouvrages plus anciens (fide Ilie, 1950) on admet la présence des dépôts éocènes (représentés par des conglomérats, grès, argiles) dans les régions de Bucerdea-Telna, Ighiel-



Ampoia, Prisaca-Zlatna. Donc nos recherches ont réactualisé la présence (?) des dépôts éocènes dans la région de Bucerdea-Telna; dans la région d'Ighiel-Ampoia on a mis en évidence seulement la présence des dépôts paléocènes. En ce qui concerne la région de Zlatna-Prisaca, les couches de Valea lui Paul devraient renfermer des dépôts éocènes. Ilie (1950) y cite des Nummulites, mais nos investigations ainsi que celles entreprises par d'autres chercheurs n'ont pas mis en évidence, au moins jusqu'à présent, des associations micropaléontologiques ou palynologiques plus récentes que le Crétacé supérieur.

4. Conclusions

Dans la région de la vallée d'Ampoi-vallée de Galda, selon les âges nouveaux établis pour le Wildflysch, s'individualisent plusieurs secteurs :

(a) Le secteur situé immédiatement au nord et au sud de la vallée d'Ampoi, entre Zlatna et Gura Ampoiei, à Wildflysch (couches de Metes) d'âge albien str. s., en lithofaciès d'olistostrome marno-siltique et de brèches, et mégabrèches. Il supporte à l'ouest de Prisaca Ampoi lui une succession de flysch gréso-marneux (couches de Valea lui Paul) qui au nord de la vallée d'Ampoi est formée de dépôts vraconiens-turoniens.

(b) Les secteurs de la vallée d'Ighiu-Craiva, où il y a des dépôts de Wildflysch en lithofaciès de type Metes qui sont placés ici dans l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien inférieur et gréso-marneux (de Bucerdea) qui se sont probablement formés dans le Sénonien, probablement Sénonien supérieur.

(c) Le secteur de la vallée du Cricău-Galda de Sus-Poiana Galdei, où il y a des dépôts de Wildflysch dans le lithofaciès de mégabrèches à ophiolites d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur (sur la vallée du Cricău) et sénonien supérieur, probablement aussi paléocène, et le lithofaciès gréso-marneux (de Tibru-Cricău) d'âge paléocène-(?)éocène moyen et probablement sénonien supérieur.

(d) Le secteur de Valea Mică du sud-ouest de la localité de Galați et Valea Mică-Ighiel (inclusivement Valea Fierului), où il y a des dépôts marno-gréseux et gréseux, à aspects d'olistostrome et de flysch, d'âge sénonien supérieur-paléocène moyen tout au plus.

Nous pouvons tirer certaines conclusions également sur les âges de détail des masses de roches, lentilles, blocs crétacés ou des associations crétacées microfauniques et paléofloristiques remaniées. Ainsi, dans le Wildflysch albien str. s. nous n'avons pas rencontrée de microfaune remaniée. Dans le Wildflysch turonien-sénonien inférieur en lithofaciès d'olistostrome marno-siltique (région de la vallée d'Ighiu-Craiva) sont reprises dans la sédimentation de grandes masses de sédiments d'âge albien str. s., des associations de Foraminifères vraconiennes, spiro-polyniques albiennes str. s., cénomaniennes. Dans le Wildflysch sénonien supérieur en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites du secteur de Galda de Sus-Poiana Galdei sont reprises dans la sédimentation de grandes masses de sédiments d'âge albien str. s., albien-cénomanien, vraconien-cénomanien, turonien supérieur-santonien, des lentilles vra-



coniennes, vraconiennes-cénomaniennes, des associations de Foraminifères d'âge albien str. s., vraconien, associations sporo-polyniques d'âge cénomanien-turonien, sénonien inférieur. On doit signaler que dans toutes les catégories de Wildflysch mentionnées la microfaune mise en évidence jusqu'à présent comme resédimentée et même celle des roches reprises dans la sédimentation n'est représentée que par des Foraminifères benthiques. En échange, dans le Wildflysch sénonien supérieur-paléocène de la région de Valea Mică-Ighiel et de Valea Mică du sud-ouest de Galați, la microfaune resédimentée est représentée également par beaucoup d'associations de Foraminifères planctoniques en espèce d'âge santonien supérieur et turonien inférieur. À celle-ci on ajoute (dans la région de Valea Mică-Ighiel) les associations de Foraminifères benthiques d'âges albien str. s., vraconien, cénomanien, turonien (dans une mesure plus réduite), des associations sporo-polyniques turoniennes-santonniennes, santonniennes.

Dans les esquisses figurées sur la carte (pl. II) avec l'emplacement des coupes micropaléontologiques, nous avons essayé à rendre schématiquement pour chaque région les diverses catégories de resédimentations que nous avons dépisté à l'aide de la microfaune.

Dans la figure 4, utilisant les données stratigraphiques à notre disposition nous avons essayé de faire un schéma de corrélation des dépôts de Wildflysch de la région de la vallée d'Ampoi-vallée de Galda. Laissant de côté le Wildflysch d'âge albien str. s. (couches de Meteș) qui est attribué à l'unité de Feneș, ayant en vue sur ce schéma seulement la corrélation du Wildflysch turonien-paléocène-?éocène moyen et en admettant (cf. Lupu et al., 1980) que ses diverses entités lithostratigraphiques sont en rapports normaux, se sont préfigurées certaines conclusions. On peut remarquer que les termes inférieurs de ce Wildflysch, respectivement les dépôts d'âge turonien supérieur-sénonien inférieur affleurent dans la région de la vallée d'Ighiș-Craiva, en lithofaciès d'olistostrome marno-siltique et de brèches, et dans la région de la vallée du Cricău, en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites. Dans ces régions, probablement à partir du Sénonien (possiblement Sénonien supérieur) il existe le lithofaciès gréso-marneux qui, dans la région de la vallée du Cricău est présent jusqu'au Paléocène-?Éocène moyen. Plus au nord-est, sur la vallée de Galda il est remplacé par le lithofaciès de mégabrèches à ophiolites qui atteint ici le Maastrichtien et probablement aussi le Paléocène.

Le Wildflysch sénonien supérieur-Paléocène de la région de Valea Mică du sud-ouest de Galați et celui de Valea Mică-Ighiel sont corrélés avec les dépôts de Wildflysch du même âge en lithofaciès gréso-marneux de la région de la vallée du Cricău et en lithofaciès de mégabrèches à ophiolites de la région de la vallée de Galda. Il se distingue de ceux-ci non seulement par certains caractères pétrologiques mais aussi par le contenu de la biomasse resédimentée, car il contient des Foraminifères non seulement benthiques mais aussi, en très grand nombre, planctoniques.

BIBLIOGRAPHIE

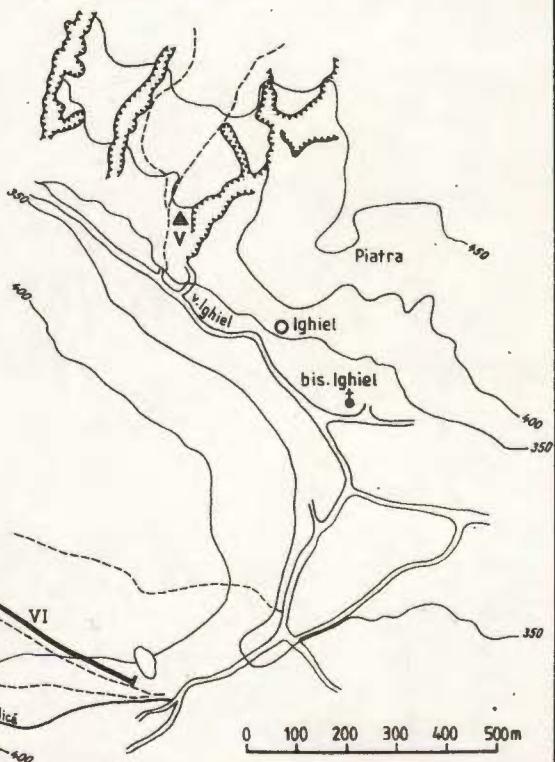
- Antonescu E. (1973) Asociații palinologice caracteristice unor formațiuni cretacice din Munții Metaliferi. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/3, p. 115-169, București.
- (1974) Date palinostratigrafice asupra depozitelor cretacice din regiunea Galda de Sus-Poiana Adjudului, Munții Metaliferi. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LX/4 (1972-1973), p. 25-49, București.
 - Ion J., Alexandrescu G. (1978) Nouvelles données biostratigraphiques (palynologiques et micropaléontologiques) concernant les schistes noirs et les argiles bariolées des Carpates Orientales. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/4 (1976-1977), p. 43-61, București.
- Bleahu M., Dimian M. (1963) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munții Metaliferi (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, III, 1, București.
- Dimian M. (1967) Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Feneș-Ighiel-Întregalde (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.*, LIII/1 (1965-1966), p. 281-302, București.
 - Babucea Y., Piliuță A. M. (1968) Contribuții la microbiostratigrafia Eocene-creticului din Munții Metaliferi. *Stud. cerc. geol.*, B, 1, București.
 - Lupu M., Patrulius D., Bordea S., Stefan A., Panin Ș. (1981) The structure of the Apuseni Mountains. *Guide Excurs. Carp.-Balk. Geol. Congr.* XII, București.
- Bordea S., Bordea J., Georgescu V., Mantea G., Puricel R. (1968) Asupra prezenței unei faune haueriviene în masivul calcaros Cetea-Pleșa din zona Galda-Rîmeți. *D. S. Com. Geol.*, LIV/1 (1966-1967), p. 223-237, București.
- Avram E., Bordea J. (1978) O faună haueriviană remaniată în depozitele senoniene de pe Valea Mică (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/4, p. 79-88, București.
 - Bordea J. (1982) Date noi privind geologia sectorului Valea Mică-Cib (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/5, (1979-1980), București.
- Cioflica G., Savu H., Nicolae I., Lupu M., Vlad Ș. (1981) Alpine ophiolitic complexes in South Carpathians and South Apuseni Mountains. *Guide Excurs. Carp.-Balk. Congr.* XII, București.
- Dimian M., Dimian E. (1964) Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre valea Mureșului și valea Ampoiului. *D. S. Com. Geol.*, L/1 (1962-1963), p. 108-124, București.
- Geroch S., Jednorowska Antonina, Ksiaszkiewicz M., Liskowa Janina (1967) Stratigraphy based upon microfauna in the Western Polish Carpathians. *Bull. Inst. Geol.*, 211, Warszawa.
- Giușcă D., Bleahu M., Lupu M., Borcoș M., Lupu D., Dimitrescu R. (1966) Harta geologică foia Turda (1 : 200.000), Inst. Geol., București.
- Ilie M. (1948) Sur les dépôts albiens du bassin de Valea Ampoiului. *Rev. St. V. Adamachi*, XXIX, 34, Iași.
- (1950) Monts Métallifères de Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXII, București.
- Ion J. (1976) Zones de foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII (1974-1975), p. 93-120, București.
- Lupu M., Antonescu Em., Berbeleac I., Bleahu M., Bordea J., Bordea S., Borcoș M., Drăgănescu A., Lazăr C., Lupu D., Mantea G., Nicolae I., Po-

- pescu A. (1979) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Antonescu Em., Bleahu M., Bordea J., Bordea S., Bratosin I., Drăgănescu A., Dumitrescu M., Lupu D., Mantea G., Nicolae I., Popescu A., Roth M. (1980) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Magniez-Jannin Françoise (1975) Les foraminifères de l'Albien de l'Aube : paléontologie, stratigraphie, écologie. *Cahiers de paléont.*, Ed. Centr. Nat. Rech. Sc., Paris.
- Mantea G., Bordea J., Tocorjescu M. (1971) Structura geologică a regiunii cuprinsă între Valea Mică-Ciungi-Tăuți (bazinul văii Ampoiului-Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.*, LXII/5 (1969-1970), p. 97-111, București.
- Maslakowa Nina (1965) O graniță nekotorih iarusov verhnego mela Vastociňskich Karpat po foraminiferam. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. VII Congr.*, II, 3, Sofia.
- Sălaj I. (1980) Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotype tunisien). *Inst. Geol. Dionýz Stúr*, Bratislava.

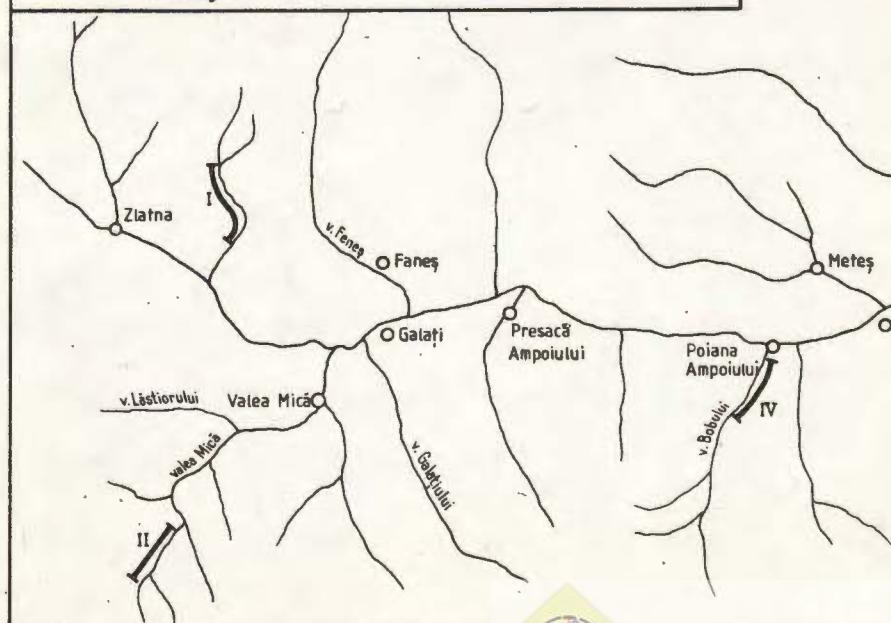
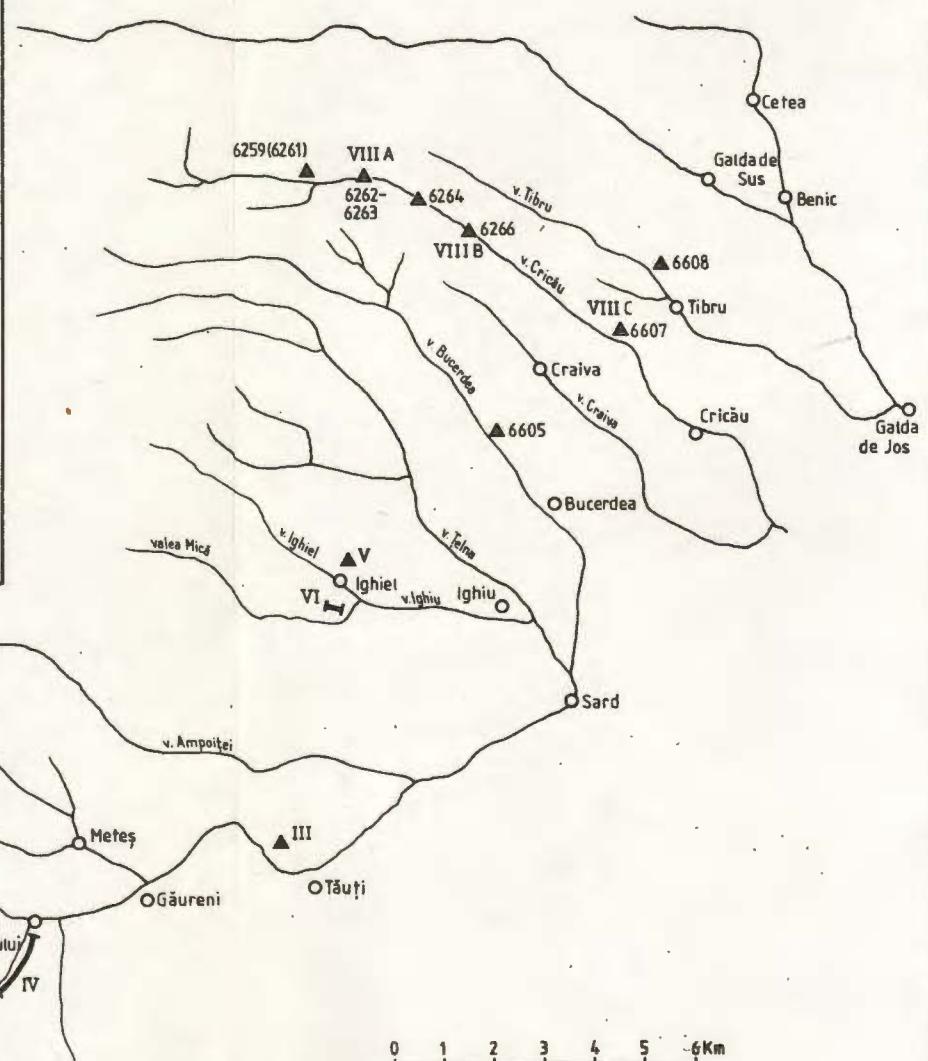




EMPLACEMENT DES COUPES MICROPALEONTOLOGIQUES (▲—→) DANS LA RÉGION DE VALEA IGHIELUI



ESQUISSE DE CARTE POUR LA RÉGION DE ZLATNA - GALDA AVEC L'EMPLACEMENT DES COUPES (→▲) MICROPALÉONTOLOGIQUES QUI ONT LIVRÉS DES DONNÉES IMPORTANTES



4. STRATIGRAFIE

ON THE PALEOCENE OF THE BISTRITA HALF-WINDOW (EAST CARPATHIANS)¹

BY

JANA ION², EMANUEL ANTONESCU², MIHAI MICU²

Paleocene. Lepșa Beds. Cuejdiu Beds. Marginal Folds Unit. Cretaceous-Paleocene boundary. Foraminiferal assemblages. Foraminiferal Zones. Benthonic foraminifers. Planktonic foraminifers. Palynological assemblages. Dinoflagellates. Lithostratigraphic correlation. Biostratigraphic correlation. East Carpathians-Outer Flysch Zone-Neamțului Mountains.

Sommaire

Sur le Paléocène de la fenêtre de Bistrița (Carpathes Orientales). Dans le flanc ouest de l'anticlinal de Horaița-Doamna, à la base des couches de Runcu et dans les dépôts attribués jusqu'à cet ouvrage aux couches de Lepșa ont été mises en évidence des associations de Foraminifères (planctoniques et benthiques), qui montrent que les dépôts attribués par les recherches antérieures à la partie terminale des couches de Lepșa sont d'âge paléocène, tandis que leur limite supérieure, avec les couches de Runcu, se place dans le Montien str. s.

Ces données nouvelles, corroborées avec certaines observations concernant les particularités lithostratigraphiques ont permis de séparer ces dépôts sous le nom de couches de Cuejdiu, situées entre les couches de Lepșa et les couches de Runcu, ainsi que de faire certaines réconsidérations, dans le cadre de l'unité des plis marginaux, concernant les corrélations lithostratigraphiques de la limite Crétacé-Paléogène. En corrélant les données palynologiques (Dinoflagellés) avec celles micropaléontologiques (Foraminifères) on arrive à des conclusions nouvelles et d'intérêt plus large sur la valeur chronostratigraphique de certaines espèces et associations palynologiques de la limite Crétacé-Paléogène.

¹ Received on May 4, 1982; accepted for communication and publication on May 15, 1982, presented in the meeting of May 21, 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



1. Introduction

The present paper, regarding the biostratigraphy (foraminifers and dinoflagellates) of the deposits lying in the Bistrița Half-Window, at the "Lepșa Beds"-Runcu Beds boundary, puts forth new data on the age of the upper part of "the Lepșa Beds" in the outer flysch zone. The new data added to the micropaleontologic inventory and the stratigraphic conclusions resulting from them give new possibilities of regional correlation of the Carpathian flysch rocks at this level. At the same time, by correlating the palynological data with the micropaleontological ones, the premises were set for an ampler discussion on the biostratigraphic value of certain palynological associations at the Cretaceous-Paleogene boundary.

It is Dumitrescu (1958, 1963) who first separated the Lepșa Beds in the Vrancea Half-Window and he assigned them to the Turonian. In the Bistrița Half-Window they were identified and assigned also to the Turonian by Dumitrescu in 1958 (in Dumitrescu, 1963). Subsequently Mirăuță (1962) and Mirăuță and Mirăuță (1964) reduced the content of the Lepșa Beds in the Bistrița Half-Window, removing from their upper part a sequence of rocks that they assign to "the cement marls", equivalent of the lower Hangu Beds. Considering certain fossil remains and the geometric position, these authors assign the Lepșa Beds to the Turonian-Lower Senonian.

Dumitrescu et al. (1970, 1971) come to the conclusion that in the Bistrița Half-Window the Lepșa Beds have variegated shales in their bottom and Runcu Beds in the cover. In these deposits they also include the Upper Senonian cement marls (with orbitoidids-bearing organogenous breccia, *Bournonia*, *Inoceramus salisburgensis* — Mirăuță and Mirăuță, 1964). With this content, the Lepșa Beds in the Bistrița Half-Window are assigned to the Senonian, owing to already known paleontological data to which a Maastrichtian fauna is added, identified by one of us (Jana Săndulescu in Dumitrescu et al., 1970) in the top of these beds, on the Cucejdiu Valley.

Costea et al. (1965), using a foraminifer association, consider that the same succession is Senonian in age. It is noteworthy that the associations cited by these authors contain planktonic and benthonic foraminifer species first appearing in the Paleocene, that are not taken into account for establishing the age.

In more recent researches, Micu (1973) brings arguments for the presence of the Upper Turonian and assigns the Lepșa Beds of the Bistrița Half-Window to the Upper Turonian-Senonian.

On the same thread of thought, that is the age of the Lepșa Beds, we should remind that one of us (Jana Săndulescu in Dumitrescu et al., 1970, 1971; Jana Ion Săndulescu, 1975) has distinguished in the Vrancea Half-Window, at the top of the Lepșa Beds a level containing primitive small globigerins, overlain by another one, bearing *Globigerina pseudobulloides*; this assemblage has also been found upwards, in the lower part of the Lower Cașin Beds, where it is followed by other Paleocene assemblages. These assemblages were used as a ground



for asserting that in the Vrancea Half-Window the Danian, the Lower Paleocene respectively, first appears at the top of the Lepşa Beds. This study brings new micropaleontological arguments this time in the Bistrița Half-Window, on the presence of the Paleocene in the upper



Foraminifers (J. Ion)

On their whole sequence "the Lepşa Beds" on this profile contain *in situ* almost the same planktonic and benthonic foraminifer assemblage (Plate I).

As concerns planktonic foraminifers the lower part of the sequence (samples 8001-4461/8-9) underlying the organogenous breccia contains the assemblage with *Subbotina triloculinoides*, *Globigerina inequispira*, *G. aquiensis*, *Globorotalia pseudobulloides*, *G. inconstans* and with *Globococonusa daubjergensis*. Its upper part (samples 8010-4461/38) has yielded the assemblage without *Gs. daubjergensis*, but in which *Gl. inconstans* is still to be found together with *Gl. pseudobulloides*, *S. triloculinoides*, *G. aquiensis*, and containing in addition *G. spiralis* and *S. trivialis*.

The planktonic foraminifer assemblage as a whole belongs to the lower and middle part of the Montian s. str. (sensu Salaj et al., 1976, fide Salaj, 1980) as it contains species known to appear for the first time and others to die out within this interval, as it is shown by the distribution given to these species in various papers (Bolli, 1957; Loeblich et Tappan, 1957; Luterbacher, 1964, 1975; Kacharava, 1977; Berggren, 1977; Salaj, 1980 etc.).

It can be referred to the *Globoconusa kozlowskii* zone plus the *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* subzone of the Tunisian hypostratotype (Salaj et al., 1976 fide Salaj, 1980).

The dying out of the *Gs. daubjergensis* species in the deposits situated below the organogenous breccia as well as the persistence of the *Gl. inconstans* species beyond this level, up to the boundary with the Runcu Beds, could be biostratigraphically significant. It is known that the first species, at least at the Tunisian hypostratotype, is found up to the *Gs. kozlowskii* zone, up to the lower part of the Montian s. str. respectively, and the latter, usually up to the lower part of the T.(A.) *praecursoria uncinata* s.l. zone, therefore up to the upper part of the Montian s. str. Thus, it is possible for the assemblage with *Gs. daubjergensis* to belong to the *Gs. kozlowskii* zone and the one without *Gs. daubjergensis* but still containing *Globorotalia inconstans*, present in the upper part of the sequence, up to the boundary with the Runcu Beds to be referred to the T.(A.) *praecursoria uncinata* subzone.

Consequently then, the planktonic foraminifers give arguments that the upper part of "the Lepşa Beds" on this profile belongs to the lower and middle part of the Montian s. str. or to the lower part of the Middle Paleocene, the Middle Montian possibly beginning below the organogenous breccia base.

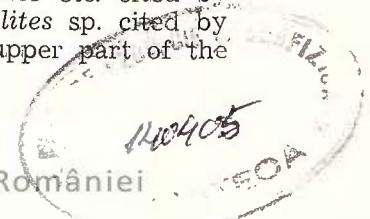
The benthonic foraminifers identified in this sequence also permit to refer it to the Paleocene, as the detail or global assemblages are characterized by the presence of species that appear for the first time in the Paleocene and of others whose distribution does not pass beyond its boundaries. To the first category belong: *Glomospira diffundens*, *Rzehakina complanata*, *Valvulineria alpina*. Of the second category we quote: *Hormosina ovulum gigantea*, *H. ovuloides*, *Rz. inclusa*, *Recurvoides globulosus*, *Haplophragmoides eggeri*, *Osangularia navarroana*, *Gyroidinoides turgidus*, *G. globosus*, *G. nitidus*, *Globorotalites gr. conicus*,



Allomorphina halli, *Stensioeina beccariiformis*, *Aragonina velascoensis*, *Cibicides proprius*, *Quadrimorphina allomorphinoides*, *Anomalina danica*. *Hormosina ovulum*, *ovulum*, *H. velascoensis*, *Rzeħakina epigona* are species of agglutinates cited sometimes up to the Ypresian base.

It is known that in the Carpathians the agglutinate foraminifer assemblage with *G. diffundens*, *R. complanata*, *R. fissistomata*, *R. epigona*, *R. inclusa*, *H. ovulum gigantea*, *H. ovulum ovulum*, *H. velascoensis* represents an assemblage characteristic of Paleocene rocks. It has been determined for the first time by Grzybowski (1901) in the flysch of Poland and two of the first papers in which it is given the quality of characteristic association of the Paleocene were written by Bolli, in 1957 (zonule with *Rzeħakina epigona* of Trinidad) and by Geroch in 1960 (horizon with *Nodellum velascoensis*, *Rzeħakina fissistomata*, *Hormosina ovulum ovulum* of the upper Istebna Beds and the Ciezkowice ones, of the Silesian unit). This assemblage is included in the definition of a Paleocene biozone, known under various names : *Rzeħakina fissistomata* and *Glomospira diffundens* zone in the Carpathian flysch of Poland (Geroch et al., 1967); zone II (Pokorny, 1960), zone with *Rzeħakina inclusa* and *R. complanata* (Lesko et Samuel, 1968) in the flysch of Czechoslovakia; zone with *Carpathiella (Hormosina) ovulum* and *Rzeħakina* in the East Carpathians of USSR (Miatluk, 1970); or named with all the species of the assemblage (Jednorowska, 1968; Jednorowska et al., 1972). In the Carpathians of Romania this Paleocene has been mentioned : indicating all the species of the assemblage (Jana Săndulescu in Săndulescu et Jana Săndulescu, 1963; E. Bratu, 1967; E. Bratu and Alexandrescu, 1970); under the name of *Rzeħakina fissistomata* and *Glomospira diffundens* zone (Jana Săndulescu in Dumitrescu et al., 1971; as a subzone, Jana Săndulescu, 1973); *Glomospira diffundens* zone (Jana Săndulescu, 1973); as the zone with *R. fissistomata*, *R. complanata*, *G. diffundens* or with a part of the three characteristic species (Jana Ion Săndulescu, 1975; Jana Ion in Alexandrescu et al., 1978). The characteristic agglutinante assemblage quoted in the upper part of "the Lepșa Beds" in the Cuejdiu Valley-Runcu Valley section represents the assemblage of this biozone of agglutinantes for which we use the name of the *G. diffundens* zone.

Together with the species characteristic of the benthonic foraminifers that have been mentioned, there are *in situ* also other benthonic foraminifers common for the Upper Cretaceous-Paleocene. Especially in the organogenous breccia and in the beds situated immediately below it there are also many planktonic (especially Upper Senonian or only Maastrichtian) or benthonic (usually Upper Senonian) reworked Cretaceous foraminifers. It is worthy of note that, of the reworked species, those whose distribution is not known higher than the Turonian (e.g. *Gaudryina oblonga*, *G. filiformis*) have been found only at the lower levels of the sequence (samples 8001-8009); the exclusively Maastrichtian ones (e.g. *Abatomphalus mayaroensis*, *Planorbulina acervulinoides*, *Ventilabrella glabrata* as well as *Lepidorbitoides minor*, *L. socialis*, *Orbitoides apiculata*, *O. media*, *Siderolites* type *calcitrapoides* etc. cited by Bombiță in Bratu, 1975 and *O. aff. tissoti* and *Siderolites* sp. cited by Mirăuță and Mirăuță, 1964) have been found in the upper part of the



sequence, beginning with the beds situated immediately under the organogenous breccia (sample 8010); those common to the Senonian or the Upper Senonian are found reworked in the whole suite. We should also mention that, while the *in situ* microfauna is very scarce and not at all well developed, the reworked one is quantitatively and qualitatively dominant, completely masking the existence of the former. That is why the conclusion drawn from the previous micropaleontologic examinations (Jana Săndulescu in Dumitrescu et al., 1971) is that this sequence belongs to the Upper Senonian.

We consider that the Montian *s. str* or the Middle Paleocene is continued in most of the Runcu Beds on the Runcu Valley as:

— In the lower and middle part of the Runcu Beds on this section an assemblage (Bratu, 1975) is known with "Subbotina triloculinoidea, *S. pseudobulloides*, *S. moskvini*, *S. trivialis*, *S. varianta*" considered common to the Dano-Montian. In the first levels of the Runcu Beds a rich Paleocene assemblage of benthonic foraminifers is quoted, made up of "*Glomospira gordialis diffundens*, *Carpathiella ovulum ovulum*, *C. ovulum gigantea*, *Hormosina velascoensis*" etc.

— Only in the uppermost part of the Runcu Beds an association (Bratu, 1975) appears for the first time with *Morozowella angulata*, without *S. pseudobulloides*, which indicates (according to the biostratigraphic diagram of the Tunisian hypostratotype, Salaj et al., 1976) that these levels belong to the upper part of the Montian *s.l.* or the Middle Paleocene.

Consequently, according to the presence of the Lower and Middle Montian in "the Lepșa Beds" and to the other data mentioned above, we point out that the lower and middle part of the Runcu Beds is not referable to the Dano-Montian but only to the Montian *s. str.* Even more, the fact that *Gl. inconstans* — a species known up to the lower part of the Middle Paleocene or up to the T.(A.) praecursoria uncinata subzone in the Montian *s. str.* — has not been found beyond "the Lepșa Beds"-Runcu Beds boundary can lead us to the conclusion that this part of the Runcu Beds corresponds to the upper part of the Montian *s. str.* Therefore the "Lepșa Beds"-Runcu Beds boundary would be placed in the upper part of the Montian *s. str.*

Dinoflagellates (Em. Antonescu)

"The Lepșa Beds" and the Runcu Beds on the Cucejdiu Valley-Runcu Valley section contain a microflora in which the dinoflagellates are dominant. Their distribution is figured in Plate I. The continental microflora — microspores and pollen — is quantitatively subordinated; that is why we have only mentioned the species that were the most significant in what stratigraphy is concerned.

The most significant dinoflagellate species existing in the upper part of "the Lepșa Beds" on this section are: *Deflandrea speciosa*, *D. striata*, *Isabelidinium druggi*, *Senoniasphaera inornata*, *Spiniferites cornutus*, *Thalassiphora pelagica*, *Trithiroidinium evitti*.

Thalassiphora pelagica is a species that appears as early as the Upper Maastrichtian and is index species of the upper subzone of the



zone with *Palynodinium gralator* in the Uppermost Maastrichtian in Denmark (Hansen, 1977). *Senoniasphaera inornata*, although it appears as early as the Thalassiphora pelagica subzone in the Uppermost Maastrichtian in Denmark, represents the lower subzone of the zone with *Danaea mutabilis* of the Danian of the stratotype (Hansen, 1977). *Spiniferites cornutus* is present in the Danian stratotype as early as the Upper Maastrichtian (zone with *Palynodinium gralator*, Hansen, 1977). *Trithirodinium evitti* has been described from the Danian of U.S.A. (Drugg, 1967) and has also been quoted in the Maastrichtian of New Jersey (May, 1980). *Deflandrea striata* and *Deflandrea speciosa* have been considered exclusively Paleocene species; we shall refer to their stratigraphic value later on.

Therefore, according to the palynological data, taking into account the known stratigraphic extension of the genera and species present in the Cucejdiu-Runcu section, the age of the upper part of "the Lepşa Beds" would be referred to the Upper Maastrichtian-Dano-Montian interval.

In the Runcu Beds on the Runcu Valley the informative palynological analysis has been worked out on another occasion by one of us (Antonescu and Alexandrescu, 1982). The study of new samples taken from the base of the Runcu Beds has led to the identification of a very rich palynological assemblage.

Comparing the assemblage from "the Lepşa Beds" with that from the Runcu Beds one can notice that in the latter there appear new genera and species the most significant of which are: *Carpatella cornuta*, *Isabelidinium seelandicum*, *Duosphaeridium rugosum*, *Alisocysta circumtabulata*. We shall give details on the stratigraphic importance of the genus *Carpatella*, with the exclusively Paleocene species *cornuta*. *Duosphaeridium rugosum* is also a Tertiary genus whose known stratigraphic distribution begins in the Paleocene (Drugg, 1970). *Alisocysta circumtabulata* and *Isabelidinium seelandicum* are also Tertiary species. The association of the species *C. cornuta* (known stratigraphic distribution Danian-Thanetian), *D. rugosum*, *A. circumtabulata*, *I. seelandicum* to which the species *D. diebeli*, *D. striata*, *T. evitti*, *T. pelagica*, *S. inornata* are added — that persists from the upper part of "the Lepşa Beds" — represents an argument for the Dano-Montian age of the lower part of the Runcu Beds.

2.2. Horăicioara Valley section. In the Horăicioara Valley, on the section of the western slope of the Horaița-Doamna anticline the sequence of "the Lepşa Beds" has been studied, beginning from the contact with the black shales up to the contact with the Runcu Beds.

Foraminifers (J. Ion)

On this section, the examined "Lepşa Beds" and the first levels of the Runcu Beds yield a rather poor foraminifer microfauna, made up almost exclusively of benthonic foraminifers. Their distribution is figured in Plate II.



— The first levels of „the Lepșa Beds” where we have identified foraminifers are situated 120 m higher than the contact with the black shales (sample 6425). They contain only *Globotruncana rugosa*, *Goesella carpathica*, *Spiroplectammina praelonga*, *Gyroidina* div. sp. With the exception of the first species the others are very rounded, therefore subject to the resedimentation although in the assemblage only *S. praelonga* is an obviously reworked species, being Lower Senonian in age, while the other species are Upper Senonian.

— 40 m stratigraphic thickness higher (sample 6424) the equally Upper Senonian foraminifer assemblage seems to be, all of it, *in situ*. It is represented by: *C. carpathica*, *Dorothia crassa*, *Heterohelix* sp., *Haplophragmoides volubilis*.

We can admit that this part of „the Lepșa Beds” marked by the two microfaunistic levels described are Upper Senonian. But new samples should be analysed in search of a better preserved microfauna, able to justify the presence of this Senonian or, on the contrary, its being reworked in the Paleocene.

— In the upper part of „the Lepșa Beds”, 50 m stratigraphic thickness lower than their boundary with the Runcu Beds, there is a Paleocene assemblage characterized by the occurrence of the species *Rzezhakina complanata*, a Paleocene species, and the presence of the species *Hormosina ovulum gigantea*, *H. ovuloides*, *Spiroplectammina dentata*, *Gyroidinoides globosus*, known up to the Paleocene; it also contains *in situ* species quoted sometimes as low as the base of the Ypresian and species common for the Cretaceous-Paleogene. *Uvigerinammina jankoi* and *Gaudryina oblonga* are reworked (sample 6423).

— The uppermost levels of „the Lepșa Beds” contain *in situ* only *Matanzia varians* and many reworked *Lenticulina* specimens.

— The first levels of the Runcu Beds (20 m thickness) equally yield a Paleocene assemblage with *R. complanata*, *H. ovuloides*, *H. velascoensis*, *R. epigona* etc.

The conclusion can be drawn that on the Horăcioara Valley section the uppermost part of „the Lepșa Beds” (50 m thickness) and the Runcu Beds overlying them, yielding the assemblage with *R. complanata*, *H. ovulum gigantea*, *H. ovuloides*, *S. dentata*, *G. globosus*, are referable to the Paleocene. In the Paleocene assemblage of „the Lepșa Beds” certain species known in the Turonian-Campanian and others in the Aptian-Turonian are reworked.

Dinoflagellates (Em. Antonescu)

The dinoflagellate distribution in „the Lepșa Beds” and in the basal part of the Runcu Beds in this section is figured in Plate II.

The dinoflagellate assemblage from „the Lepșa Beds” is similar in composition with that from the same deposits on the Cucejdu Valley-Runcu Valley section, being somehow poorer in genera and species but equally rich in number of specimens. On the Horăcioara Valley section one should note:

— The first levels of „the Lepșa Beds” sequence (sample 6427) contain *D. diebeli*, *T. evitti*, *Trudopollis hemiperfectus* and *Stereispori-*



tes (*Tripunctisporis*) c.f. *megatripunctus*; an assemblage that is not older than the Maastrichtian, *S.(T.) cf. megatripunctus* first appearing in the Maastrichtian. It could be possible, in fact, for these lower beds to be only Dano-Montian in age.

— The assemblage with *T. evitti* first appears also in the lower part, at the level of sample 6426 — and is very abundant at this level — and with specimens that we have referred to the species *Alterbia* cf. *acutula*, a species described in the Paleocene of Campbell Island and is present in the Maastrichtian of Denmark (Wilson, 1967, 1971) and in the Upper Campanian and the Maastrichtian of Monmouth Group, New Jersey, U.S.A. (May, 1980). As well as on the Cuejdiu section, the dinoflagellate assemblage indicates the Maastrichtian-Dano-Montian. To these species, in the stratigraphic sequence of "the Lepşa Beds" on the Horăcioara section, the species *Isabelidinium cretaceum* and then *Deflandrea speciosa* are added. In comparison with the Cuejdiu Valley — Runcu Valley section, here the Dano-Montian may possibly be present in „the Lepşa Beds“ as early as the first exposed levels.

On the upper course of the Horăcioara Brook the base of the Runcu Beds has yielded a dinoflagellate assemblage resembling that in the lower part of the Runcu Beds, on the Cuejdiu Valley-Runcu Valley section. It is the same assemblage of the species *C. cornuta* and *D. rugosum*, therefore a remarkable fact, the same succession of palynologic associations like on the Cuejdiu-Runcu section and like in the lower and upper Hangu Beds in the Tarcău Nappe (Antonescu and Alexandrescu, 1982).

3. Remarks Concerning the Characteristic Palynological Assemblages at the Upper Part of "the Lepşa Beds" and the Base of the Runcu Beds (Em. Antonescu)

The contents of the palynological assemblages in the examined deposits can be partially correlated with the assemblage with *Deflandrea striata* (equivalent to the zones NP 1 *Markalius inversus* — NP 5 *Fasciculithus tympaniformis* Dano-Montian; Van Stuijvenberg et al., 1976), with the base of the Danian at the stratotype (*Danaea mutabilis* zone, Hansen, 1977) and with the assemblage with *Trithiroidinium evitti* and *Deflandrea siriata* (Dano-Montian; Antonescu and Alexandrescu, 1982). At the same time the recent palynological data as well as those in the present paper (foraminifers and dinoflagellates) make possible the revision of the contents of index species, of the age of some of the associations as well as the reconsidering of the zone with *Deflandrea speciosa*.

Thus, *Deflandrea striata* and *Trithiroidinium evitti* described from the Danian of Dos Palos Shale Member, Moreno Formation, U.S.A. (Drugg, 1967) as well as *Deflandrea speciosa*, the index species of the zone in the Thanetian of several regions of Europe (Caro, 1973; Caro et al., 1975; Costa and Downie, 1976; Van Stuijvenberg et al., 1976) were also quoted in the Senonian (May, 1980; Antonescu and Alexandrescu, 1982), their value as species characteristic of the Paleocene or as index species of certain zones being doubted.



A series of arguments gives us the possibility to divide the association with *Trithiroidinium evitti* and *Deflandrea striata*, including the microflora at the upper part of „the Lepşa Beds“ and at the base of the Runcu Beds of the examined sections, in two distinct characteristic palynological assemblages. The first argument is represented by the sequence of the species *I. druggi*-*I. cretaceum*-*I. seelandicum*. The last one is a strictly Paleocene species (U.S.A., Drugg, 1967; New Zealand, Wilson, 1978). It is likely that the specimen figured by Antonescu and Alexandrescu (1982, pl. V, fig. 2) as *I. druggi* is referable to the species *I. seelandicum* — this specimen being similar to that figured by Wilson (1978, pl. III, fig. 8). It is worthy of note that in the level 7134 of the Runcu Beds (Plate I) there are numerous typical specimens of *I. druggi* accompanying *I. seelandicum*. A second argument is brought by the appearance of the species *C. cornuta* in the base of the Runcu Beds associated with *T. evitti* and *D. striata*. Antonescu and Alexandrescu (1982) mention specimens referred only to this species, at the top of the lower Hangu Beds and in the upper Hangu Beds of the Tarcău Nappe; now we can affirm that they are no doubt referable to this species. *C. cornuta* appears from the base of the Danian at the stratotype and represents a zonule at the base of the subzone with *Senoniasphaera inornata*, the zone with *Danaea mutabilis* (Hansen, 1977) and is characteristic of the Paleocene of the Soviet Carpathians and Crimea (Grigorovici, 1969; Rotman, 1973). The third argument is given by the existence of the palynologic threshold identifiable in the assemblage with *T. evitti* and *D. striata* at the boundary between the upper part of “the Lepşa Beds” and the base of the Runcu Beds — the appearance of the species *D. rugosum*, *I. seelandicum*, *A. circumtabulata* together with *C. cornuta* — a threshold that coincides with that observable between the upper part and the top of the lower Hangu Beds in the Tarcău Nappe (Podul Brook).

We shall divide therefore the assemblage with *T. evitti* and *D. striata* in two distinct assemblages, the first one with *Thalassiphora pelagica* and *Senoniasphaera inornata* and the second with *Carpatella cornuta* and *Duospaeridium rugosum*. Comparing the present data with the ones presented by Antonescu and Alexandrescu (1982) in the Maastrichtian-Thanetian interval, the following characteristic palynological assemblages are to be found: (1) the association with *Deflandrea diebeli* and *Palaeocystodinium golzowense* (Upper Campanian?—Maastrichtian, sensu Antonescu and Alexandrescu, 1982) which has not been found in the upper part of “the Lepşa Beds” and in the base of the Runcu Beds, being present only in the lower Hangu Beds; (2) the assemblage with *Thalassiphora pelagica* and *Senoniasphaera inornata* (Maastrichtian-Danian-Montian); (3) the assemblage with *Carpatella cornuta* and *Duospaeridium rugosum* (Danian-Montian); (4) the assemblage with *Deflandrea speciosa* and *Deflandrea cf. oebisfeldensis* (Thanetian sensu Antonescu and Alexandrescu, 1982).

The assemblage with *T. pelagica* and *S. inornata* contains besides the index species *D. striata*, *D. speciosa*, *T. evitti*, *I. druggi*, *I. cretaceum*, *S. cornutus*, *C. filosum*, the group *Alterbia minor*-*A. cf. acutula* (all these species appearing in this assemblage) and *I. cooksoniae*, *Aero-*



ligera spp., *P. golzowense*, *P. australinum* (Cookson) Lentini et Williams, 1976, *T. utinense*, *P. pyrophorum*, *H. quasicibrata*, *T. hemiperfectus*, *S.(T.) cf. megatripunctus*. The age of this assemblage is to be found in the Maastrichtian-Danian-Montian interval. The assemblage with *T. pelagica* and *S. inornata* has been yielded by the upper part of "the Lepşa Beds" (Marginal Folds Unit) with a microfauna Montian in age referable to the Gs. kozlowski zone and the subzone (T.A.) *praecursoria uncinata* (sensu Salaj et al., 1976; lower and middle part of the Montian) on the first section and Paleocene on the second (first appearance of the agglutinante assemblage belonging to the *G. diffundens* zone). The assemblage also appears in the lower part of the lower Hangu Beds in the Tarcău Nappe (Podul Brook) where the age of the association cannot be precisely established for lack of a significant micropaleontological assemblage (Maastrichtian-Montian interval). In this assemblage we also include the assemblage with *I. druggi* identified by Antonescu and Alexandrescu (1982) in the lower Hangu Beds at Potoci. The assemblage with *T. pelagica* and *S. inornata* is partially correlatable with the association with *Deflandrea striata* (Dano-Montian; Van Stuijvenberg et al., 1976). An association older than that with *T. pelagica* and *S. inornata* is that with *D. diebeli* and *P. golzowense*.

The assemblage with *Carpatella cornuta* and *Duosphaeridium rugosum* consists, besides the index species *I. seelandicum* and *A. circumtabulata* (first occurrence) also of *D. striata*, *D. speciosa*, *D. diebeli*, *T. evitū*, *T. pelagica*, *S. inornata*, *C. inodes*, *C. filosum*, *P. golzowense*, *S. cornutus*, *P. pyrophorum*, *H. quasicibrata*. The age of this assemblage corresponds with the Danian-Montian interval, its composition resembling that in the base of the Danian at the stratotype (Hansen, 1977), and in the base of the Runcu Beds-Runcu Valley — the associated microfauna belongs to the subzone T.(A.) *praecursoria praecursoria* (the upper part of the Montian s. str., sensu Salaj et al., 1976). We point out that the sequence of the palynological assemblages *T. pelagica*+*S. inornata* and *C. cornuta*+*D. rugosum* is the same as at the stratotype with the exception that in the base of the Runcu Beds the appearance of the assemblage with *C. cornuta* takes place in the Upper Montian. Is such a thing brought about by sedimentological or ecological factors or by those with stratigraphic significance? Besides the base of the Runcu Beds of the Bistrița Half-Window, the assemblage with *C. cornuta* and *D. rugosum* also appears at the top of the lower Hangu Beds and at the lower part of the upper Hangu Beds in the Tarcău Nappe (Podul Brook); it is partially correlatable with the base of the Danian at the stratotype (Hansen, 1977) and with the Paleocene in the Soviet Carpathians and Crimea (Grigorovici, 1969; Rotman, 1973).

The assemblage with *Deflandrea speciosa* and *Deflandrea cf. oebisfeldensis* is higher than that with *C. cornuta* and *D. rugosum*. It does not occur in the deposits examined in the present paper but has been found in the stratigraphic sequence higher than the association with *C. cornuta* and *D. rugosum* in the upper Hangu Beds in the Tarcău Nappe (Podul Brook, Antonescu and Alexandrescu, 1982) and also ap-



pears in the upper part of the Runcu Beds on the Runcu Valley. The content of this assemblage is somehow equivalent with that of the *D. speciosa* zone (Caro, 1973; Caro et al., 1975, the Campo section-Spain = the interval of the *Globotruncana pusilla* zones and the lower part of the zone with *G. pseudomenardii*; Belgium-Heersian = the interval of the zones with *Gl. angulata* — the zone with *Gl. pseudomenardi*, Thanet Sands-England, Lucy Costa et Downie, 1976 etc.). The index species, *D. speciosa*, appearing as early as the Maastrichtian must be reviewed. This zone would rather be an interval zone, where the Maastrichtian and the Dano-Montian species *T. evitti* (very rare), *I. druggi*, *C. cornuta*, *D. diebeli* die out, and the species of the group(?) *Deflandrea oebisfeldensis* appear while those of the genus *Wetzeliaella* do not occur yet (they first appear in the base of the Illeridian, Caro et al., 1975; Lucy Costa et Downie, 1976). The relations of the assemblage containing *D. speciosa* and *D. cf. oebisfeldensis* with the zone containing *Deflandrea speciosa* will be better established in the future; it is likely that these zones are partially equivalent.

4. Litho- and Biostratigraphic Conclusions and Correlations (M. Micu, J. Ion, Em. Antonescu)

The biostratigraphic study using foraminifers undertaken on the western flank of the Horăția-Doamna anticline, in the base of the Runcu Beds and in the deposits assigned, up to the present paper to the Lepșa Beds, have pointed to the fact that the Paleocene deposits begin in the uppermost part of the latter. On the Horăcioara Valley section where "the Lepșa Beds" sequence is more complete (it probably also includes the Maastrichtian) the presence of the Paleocene rocks in the uppermost part of "the Lepșa Beds" has been supported by the appearance in these levels of the assemblage with *R. complanata* plus *H. ovulum gigantea*, *H. ovuloides*, *Sp. dentata*, *Gy. globosus* (*G. diffundens* zone). On the Cuediu Valley-Runcu Valley section "the Lepșa Beds" are present only with their uppermost part. Already belonging to the Middle Paleocene or to the lower and middle part of the Montian s. str. they contain two assemblages: the first one, lower (in the deposits underlying the organogenous breccia), with *Gs. daubjergensis*, *S. triloculinoides*, *G. inaequispira*, *G. aquiensis*, *Gl. pseudobulloides*, *Gl. inconstans* (correlatable with the assemblage of the *Gs. kozlowskii* zone, Salaj et al., 1976) and the second, upper (present up to the boundary with the Runcu Beds) without *Gs. daubjergensis* but still having *Gl. inconstans*, *Gl. pseudobulloides*, *S. triloculinoides*, *G. aquiensis* plus *G. spiralis* and *S. trivialis* (correlatable with the assemblage of the lower part of the *T.(A.) praecursoria uncinata* s.l. zone or with that of the *T.(A.) praecursoria uncinata* s. str. subzone sensu Salaj et al., 1976). They also contain, as a whole, the Paleocene benthonic assemblage with *G. diffundens*, *R. complanata* (*G. diffundens* zone), *V. alpina*. On the Jgheabul Mare Valley, the black shales (complex with lydites) are overlain, on 8 m thickness by "the Lepșa Beds" (sample 6436) where we have found from the first levels, the Paleocene assemblage



with *G. diffundens*, *R. complanata*, *R. fissistomata*, *H. ovuloides*, *H. ovulum gigantea*, *H. velascoensis* etc. (*G. diffundens* zone).

The benthonic Paleocene assemblage, especially that with *R. complanata*, *R. fissistomata* and *G. diffundens* (*G. diffundens* zone) present at the uppermost part of "the Lepşa Beds" is to be found on the two studied sections also in the Runcu Beds, bringing arguments to the idea that the boundary between these beds is drawn in the middle of the Paleocene sequence. The detail data given by the plankton associations on the Căeđdiu Valley-Runcu Valley profile give indications that on the Horařa-Doamna anticline "the Lepşa Beds" are extended only up to the middle part of the Montian s. str. or of the Middle Paleocene. The assemblage (without *Gs. daubjergensis* but still containing the *Gl. inconstans* species) of their uppermost levels up to the boundary with the Runcu Beds, already quoted above, as well as the absence of the species *Gl. inconstans* above the boundary with the Runcu Beds support this conclusion. The Montian s. str., maybe its uppermost part corresponding to the T.(A.) praecursoria praecursoria subzone, extends in the lower and middle part of the Runcu Beds that yields on the Runcu Valley. (E. Bratu, 1975) the assemblage with *Gl. angulata* (the top of the Montian s.l., according to Salaj et al., 1976) is present only in their uppermost levels.

From the point of view of the content in dinoflagellates of „the Lepşa Beds", on the two investigated section ad. inoflagellate assemblage appears with *T. pelagica*, *D. striata*, *D. speciosa*, *D. diebeli*, *S. inornata*, *I. druggi*, *I. cretaceum*, *I. cooksoniae*, *C. filosum*, *P. glozowense*, *A. minor*, *A. acutula*, *P. pyrophorum*, *S. cornutus*, to which *T. hemi-perfectus*, *S.(T.) cf. megatripunctus* are added, from the continental microflora. In the base of the Runcu Beds, *C. cornuta*, *I. seelandicum*, *A. circumtabulata*, *Duospaeridium rugosum* occur in the dinoflagellate assemblage.

By observing the stratigraphic succession of the dinoflagellate assemblages, by comparing it with the previous data and with the correlation given by foraminifers, three palynological assemblages could be identified: (1) the assemblage with *T. pelagica* and *S. inornata* corresponding to the Maastrichtian-Montian interval; (2) the assemblage with *C. cornuta* and *D. rugosum* corresponding to the Danian-Montian interval; (3), the assemblage with *D. speciosa* and *D. oebisfeldensis* equivalent probably to the zone with *D. speciosa* sensu Caro et al. (1975) corresponding to the Thanetian.

The results of the analysis of the micropaleontologic contents of the upper part of "the Lepşa Beds" on the western flank of the Horařa-Doamna anticline, corroborated with certain observations concerning their lithological peculiarities permit certain reconsiderations of the lithostratigraphic correlation at the Crétaceous-Paleogene boundary of the Marginal Folds Unit.

As early as 1969 Dumitrescu and Săndulescu (oral information) noticed the lithological resemblances of the deposits situated at the confluence of the Runcu Brook with the Căeđdiu Valley, with the lower Cařin Beds but the faunal arguments at disposal at the respective moment have led to their assignment to the Lepşa Beds (Jana Săndulescu in Dumi-



trescu et al., 1970 ; 1971). Taking into account first of all the lithological resemblances and secondly the micropaleontological results, we are in a position to assert that the deposits under discussion represent in fact the equivalent of the lower and middle Caşin Beds in the Vrancea Half-Window. For these deposits in the Bistriţa Half-Window we propose to introduce the name of Cuejdiu Beds, mentioning that, this time, we consider them to include also the Horăicioara conglomerates, that had been previously considered to belong to the lower part of the Runcu Beds due to certain Paleocene microforaminifers and discocyclines assemblages they have yielded (Micu, 1976; 1977). In support of that we also mention that Dumitrescu and Micu (in Dumitrescu et al., 1971) have shown that near the Horăicioara Hermitage, the conglomerates under discussion are overlain by rocks resembling the Lower Caşin and/or Middle Caşin Beds, directly followed by the Runcu Beds.

The Cuejdiu Beds are situated between the Lepşa Beds proper in the bottom and the Runcu ones in the cover. As we have shown, on the western flank of the Horăicioara-Doamna anticline the contact between the Cuejdiu Beds and the subjacent deposits is tectonic in nature. We also think it possible that the lower part of the section on the Horăicioara Brook should also represent upper sequences of the Lepşa Beds, which could be suggested to a certain extent by the results of the micropaleontological analyses we possess so far. More detailed data are necessary in this respect, as only on lithological criteria it is very difficult to draw the boundary between the Lepşa Beds and the Cuejdiu ones.

On the eastern flank of this anticline, on the Horăicioara Valley section, the Lepşa Beds s. str. are slightly unconformably overlain by the Horăicioara conglomerates. But maybe in the Tigana Brook basin the contact may be noticed between the Lepşa Beds and the Cuejdiu ones, in whose lower part we think the Horăicioara conglomerates are to be found. We intend to come with details on these problems in the future.

Using the data at our disposal so far we can bring arguments that the boundary between the Cuejdiu Beds and the Runcu ones is situated in the middle part of the Montian s. str., or of the Middle Paleocene; within the Cuejdiu Beds arguments have also been found for the presence of Lower Paleocene deposits.

Taking into account what has been stated so far, we consider that the correlation of the deposits at the Cretaceous-Paleogene boundary in the Marginal Folds Unit can be made according to the diagram in figure. In fact these possibilities of correlation are also in agreement with the correlations that can be made at this level in a larger framework. So, in the upper part of the Horgazu Beds in the Tarcău Nappe, Lower Paleocene microfaunal assemblages have been reported (Jana Săndulescu in Dumitrescu et al., 1969, 1970, 1971; Jana Ion Săndulescu, 1975; Micu and Bratu, 1982). In the upper part of the Hangu Beds, Antonescu and Alexandrescu (1982) also mention the existence of certain Lower Paleocene palynological assemblages. Corroborating these data the conclusion can be drawn that the Hangu Beds, the



		Vrancea halfwindow	Bistrița halfwindow
		Piatra Uscată Beds	
P A L E O C E N E		Upper Casin Beds	Runcu Beds
MIDDLE	Montian s.l.	Middle Casin Beds	Cuejdui Beds
LOWER	Danian s.l.	Lower Casin Beds	Horăcioara conglomerates
SENONIAN		Piatra Streiului conglomerates	
		Lepșa Beds	

The correlation of the deposits at the Cretaceous-Paleocene boundary in the Marginal Folds Unit.

Horgazu ones and the Lepșa ones have been deposited only up to the Lower Paleocene, and the deposits overlying them, as far as under the Piatra Uscată Beds or their inner equivalents are, generally, of a Paleocene age. We hope that future researches would give us the possibility of making more detailed correlations of the outer flysch deposits at this level.

REFERENCES

- Alexandrescu Gr., Antonescu Em., Avram E., Ion J., Iosof V., Papiu C. V. (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Antonescu Em., Alexandrescu Gr. (1982) Données préliminaires sur les Dinoflagellés des Couches de Hangu (Sénonien-Paléocène). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/3, București.
- Berggren W. A. (1977) Atlas of Paleogene planktonic foraminifera. Some species of the genre Subbotina, Planorotalites, Morozowella and Truncorotaloides. In Oceanic Micropaleontology, I, ed. A. T. S. Ramsay, Dept. Geology and Ocean. Univ. Coll. Swansea, p. 205-300, Swansea.
- Boili H. (1957) Studies in Foraminifera. The genre Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad. *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, p. 61-83, Washington.
- Cita M. B. (1960) Upper Cretaceous and Lower Tertiary planktonic foraminifera from the Paderno d'Adda section, Northern Italy. *Ist. Geol. Pal. Geogr. Fis. Univ. Milano, ser. P., publ.*, 110, Milano.
- Bratu E. (1975) Coupe du Maestrichtien à l'Oligocène inférieur dans le flysch externe de Cuejdui (Bassin de la Bistrița). *14th Europ. Micropal. Coll.-Guide Exc. J.*, p. 135-141, București.



- Caro J. (1973) Contribution à la connaissance des Dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées Orientales. *Rev. Esp. Micropaleontologia*, V/2, p. 329-372, Madrid.
- Luterbacher H., Perch-Nielsen K., Premoli Silva I., Riedel W. R., Sanfilippo A. (1975) Zonations à l'aide de microfossiles pelagiques du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. *B.S.G.F.*, (7), XVII/2, p. 125-147, Paris.
- Costa L., Downie C. (1976) The distribution of the dinoflagellate *Wetzelella* in the Paleogene of NW Europe. *Paleontology*, 19, p. 591-614, London.
- Costea I. (1965) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Drugg W. S. (1967) Palynology of the Upper Moreno Formation (Late Cretaceous-Paleocene) Escarpodo Canyon, California. *Palaeontographica B*, 120, p. 1-71, Stuttgart.
- (1970) Some new Genera, Species and combinations of Phytoplankton from the Lower Tertiary of the Gulf Coast, U.S.A. *Proc. of the North American Paleont. Convention*, p. 809-843.
- Dumitrescu I. (1958) Harta geologică a României scara 1 : 100.000 — foia Birsești, Inst. Geol., București.
- (1963 a) Date noi asupra structurii flișului miogeosinclinal din Munții Vrancei (Carpății Orientali). *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V*, București, 1967, IV, p. 65-84, București.
- (1963 b) Asupra stratelor de Tisariu. *Bul. Inst. Pétrol., Gaze, Géologie*, IX, p. 21-37, București.
- Săndulescu Jana, Săndulescu M., Bratu E. (1969) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Joja Th., Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Săndulescu J., Bratu E. (1970) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Joja Th., Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Săndulescu J., Bratu E., Stefanescu M., Micu M., Mărunteanu M. (1971) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Geroch S. (1960) Microfaunal assemblage from the Cretaceous and Paleogene, Silesian Unit in the Beskid-Slaski Mts. *Bull. Inst. Geol.*, 153, Warszawa.
- Jednorowska A., Ksiazkiewicz M., Liskowa J. (1967) Stratigraphy based upon microfauna in the Western Polish Carpathians. *Bull. Inst. Geol.*, 211, Warszawa.
- Grigorovici A. S. (1969) A new genus *Carpathella* (Dinoflagellata) from Danian-Paleocene deposits of Carpathians. *Paleont. Sbornik*, 6, p. 74-75, Lvov.
- Hansen J. M. (1977) Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark. *Bull. Soc. Geol. Denmark*, 26, p. 1-26, Copenhaga.
- Ion Săndulescu Jana (1975) Microbiostratigraphie, associations et zones à foraminifères du Crétacé du flysch externe des Carpates Orientales (Roumanie). *Rev. Esp. Micropal.*, VII/1, p. 99-111, Madrid.
- Ivanik M. M., Maslin N. V. (1977) Kremnistie mikroorganizmi i ih ispolzovanie dlja rascilenija paleogenovih otlojenij Predkarpatija. *Akad. Nauk. Ukr. SSR, Inst. Geol. Nauk*, p. 1-120, Kiev.
- Jednorowska A. (1968) Zespoli otwornicowe w zewnętrznych strefach jednostek Karpat i ich znaczenie stratigraficzne. *Prace Geol.*, p. 7-39, Warszawa.



- Konior K., Kwiatkowski S. (1972) Overthrust flysch sediments and their basement in a borehole south of Ustron. *Inst. Geol. Bull.*, Warszawa.
- Kacharava M. V. (1977) The comparison of Adjara-Thrialethian paleocene zones with the synchronous beds of the mediterranean province, Southern U.S.S.R. and Middle Europe (Engl. summary). *Akad. Nauk. Gruz. S.S.R.*, Tbilisi.
- Lesko O., Samuel O. (1968) Geologia vychodoslovenskeho flysu. Bratislava.
- Loeblich A. R., Tappan H. (1957) Studies in Foraminifera. Planktonic Foraminifera of Paleocene and Early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, p. 199-201, Washington.
- Luterbacher H. (1964) Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the central Appenines. *Ecl. Geol. Helv.*, 57/2, p. 631-730, Basel.
- (1975) Planktonic Foraminifera of the Paleocene and Early Eocene, Pos-sagno section, Schweitz. *Paläont. Abhd.* 97, p. 57-170, Basel.
- May F. E. (1980) Dinoflagellate cysts of the Gymnodiaceae, Peridiniaceae and Gonyaulacaceae from the Upper Cretaceous Monmouth Group, Atlantic Highlands, New Jersey. *Palaeontographica*, B, 172/1-4, p. 10-46, Stuttgart.
- Miatliuk E. V. (1970) Foraminifera flișevih otlojenii vostocinich Karpat (Mel-Paleo-ghen). p. 2-224, „Nedra“.
- Micu M. (1973) Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann) in Cretacicul superior din semifereastra Bistriței. (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LIX/3 (1972), p. 99-104, București.
- (1976) Harta geologică a R.S.R. scara 1:50.000 — foaia Crăcăoani, Inst. Geol. Geofiz., București.
- (1977) Vîrsta conglomeratelor de Horăicioara. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/4 (1976), p. 163-169, București.
- Bratu E. (1982) Contribuții la stratigrafia și structura pînzei de Tarcău din valea Tazlăului Mare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI (1979), București.
- Mirăuță O. (1962) Stilul tectonic al flișului marginal și al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamț. *D. S. Com. Geol.*, XLVIII (1960-1961), p. 47-55, București.
- Mirăuță E. (1964) Flișul cretacic și paleogen din valea Cucejdiului și valea Horăicioarei. *D. S. Com. Geol.*, L/1 (1962-1963), p. 131-149, București.
- Pokorny V. (1960) Microstratigraphie et biofaciès du flysch carpathique de la Moravie Méridionale (Tchécoslovaquie). *Rev. Inst. Fr. Petrole*, CV/7-8, p. 1099-1141, Paris.
- Rotman R. N. (1973) Palynological investigations of a stratigraphic section (Danian-Paleocene) of the Crimea (Baikchitsarajan Région). *Proc. IIIrd Int. Palyn. Conf.*, p. 47-52, Ed. Nauka, Moskow.
- Salaj J. (1980) Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie Septentrionale et Orientale (hypostratotypes tunisiens). *Inst. Geol. D. Stur*, p. 238, Bratislava.
- Săndulescu J. (1973) Etude micropaléontologique et stratigraphique du flysch crétacé supérieur-paléocène de la région Brețcu-Comandău (Carpathes Orientales). *Inst. Géol. Mémoires*, 14, București.
- Săndulescu M., Săndulescu J. (1974) La stratigraphie du faciès du grès de Tarcău et sa position dans le schème stratigraphique du flysch paléogène des Carpathes Orientales, *VIIe Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balc.*, (1963), 1/2, p. 189-200, Warszawa.



- Stuivenberg van, Morel D., du Chêne R. (1976) Contribution à l'étude du flysch de la région des Fayaux (Préalpes externes vaudoises). *Ecl. Geol. Helv.*, 69/2, p. 309-326, Basel.
- Wilson G. J. (1967) Microplankton from the Garden Cove Formation, Campbell Island. *New Zealand Journ. Botany*, 5/2, p. 223-239, Wellington.
- (1971) Observations on European Late Cretaceous Dinoflagellate cysts. *Proc. IIInd Planktonic Conf. Roma*, 1970, p. 1259-1275, ed. Farinacci, Roma.
- (1978) The dinoflagellate species *Isabelia druggi* (Stover) and *I. Seelandica* (Longe): their association in the Teurian of Woodside Creek, Malborough. *New Zealand. N. Z. Journ. Geol. Geophys.*, 21/1, p. 75-80, Wellington.

EXPLANATION OF PLATES

Plate IV

- Fig. 1 a-c. — *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.), Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8013, C.I.G.G., no. 103929.
- Fig. 2 a-c. — *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.), Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8009, C.I.G.G. no. 103930.
- Fig. 3 a-c. — *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8025, C.I.G.G., no. 103931.
- Fig. 4 a-c. — *Globorotalia inconstans* (Subbotina), Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8022, C.I.G.G. no. 103932.
- Fig. 5 a-c. — *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8018, C.I.G.G. no. 103933.
- Fig. 6 a-c. — *Subbotina trivialis* (Subbotina), Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8019, C.I.G.G., no. 103934.
- Fig. 7 a-c. — *Globigerina aquiensis* Loeblich et Tappan, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8009, C.I.G.G., no. 103935.
- Fig. 8 a-c. — *Globigerina aquiensis* Loeblich et Tappan, Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8023, C.I.G.G., no. 103936.
- Fig. 9 a-c. — *Globigerina spiralis* Bolli, Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8019, C.I.G.G., no. 103937.
- Fig. 10 a-c. — *Subbotina triloculinoides* Subbotina, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8003, C.I.G.G., no. 103938 a.

Plate V

- Fig. 1 a-c. — *Subbotina triloculinoides* Subbotina, Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8025, C.I.G.G., no. 103939 a.
- Fig. 2 a-c. — *Subbotina triloculinoides* Subbotina, Montian, Cuejdiu Beds, Runcu Valley, sample 8022, C.I.G.G., no. 103940.
- Fig. 3 a-c. — *Globigerina cf. inequispira* Subbotina, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8003, C.I.G.G., no. 103941.
- Fig. 4 a-c. — *Globigerina inequispira* Subbotina, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8002, C.I.G.G., no. 103942.



- Fig. 5 a-c. — *Subbotina triloculinoides* Subbotina, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8025, C.I.G.G., no. 103939 b.
- Fig. 6 a-b. — *Subbotina triloculinoides* Subbotina, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8003, C.I.G.G., no. 103938 b.
- Fig. 7 a-c. — *Valvularia lapina* Hillebrandt, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8007, C.I.G.G., no. 103943 a.

Plate VI

- Fig. 1 a-c. — *Valvularia alpina* Hillebrandt, Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8011, C.I.G.G., no. 103944.
- Fig. 2 a-c. — *Nuttalides trümpyi* (Nuttal), Paleocene, Cuejdiu Beds, Horăcioara Valley, sample 6423, C.I.G.G., no. 103945.
- Fig. 3. — *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), Paleocene, Cuejdiu Beds, Jghiabul Mare Valley, sample 6436, C.I.G.G., no. 103946.
- Fig. 4. — *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8012, C.I.G.G., no. 103947.
- Fig. 5. — *Rzehakina complanata* (Grzybowski), Paleocene, Cuejdiu Beds, Jghiabul Mare Valley, sample 6436, C.I.G.G., no. 103948.
- Fig. 6. — *Rzehakina epigona* (Rzehak), Montian, Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley, sample 8012, C.I.G.G., no. 103949 a.
- Fig. 7. — *Glomospira diffundens* Cushman et Renz, Paleocene, Cuejdiu Beds, Jghiabul Mare Valley, sample 6436, C.I.G.G., no. 103950 a.

Plate VII

- Fig. 1. — *Stereisporites (Tripunctisporis)* cf. *megatripunctus* Krutzsch, 1966. Slide 441 A/2 ; 1.5/112 ; 35 μ , f. 931. Cuejdiu Beds, Runcu Valley.
- Fig. 2. — *Isabelidinium cooksoniae* (Alberti) Lentin et Williams, 1977. Slide 582 A/5 ; 7.5/113 ; 105 μ , f. 207. Cuejdiu Beds, Horăcioara Valley.
- Fig. 3. — *Rzehakina fissistomata* Grzybowski, Paleocene, Cuejdiu Beds, Jghia-
- Fig. 4. — *Extratriporopollenites* sp. Slide 587 A/2 ; 17/116 ; 43 μ , f. 930. Runcu Beds, Horăcioara Valley.
- Fig. 5. — *Nudopolis terminalis hastaformis* (Thomson et Pflug), Pflug, 1953. Slide 589 A/7 ; 17/118.5 ; 35 μ , f. 930. Runcu Beds base, Horăcioara Valley.
- Fig. 6. — cf. *Membranosphaera maastrichtica* Drugg, 1967. Slide 510 A/1 ; 2.5/105.8 ; 25 μ , f. 930. Cuejdiu Beds, Runcu Valley.
- Fig. 7. — *Senoniasphaera inornata* (Drugg) Stover et Evitt, 1978. Slide 516 A/1 ; 11.1/123.1 ; 100 μ , f. 931. Runcu Beds, Runcu Valley.
- Fig. 8. — *Trudopolis hemiperfectus* (Pflug) Pflug, 1953. Slide 589 A/3 ; 4.9/99.5 ; 30 μ , f. 930. Runcu Beds, Horăcioara Valley.
- Fig. 9. — cf. *Plicapollis* sp. Slide 587 A/1 ; 2/105 ; 25 μ , f. 931. Runcu Beds, Horăcioara Valley.

Plate VIII

- Fig. 1. — *Carpatella cornuta* Grigorovici, 1969. Slide 515 A/5 ; 8/106 ; 125 μ , f. 929. Runcu Beds, Runcu Valley.



- Fig. 2. — *Alisocysta circumtabulata* (Drugg) Stover et Evitt, 1978. Slide 516 A/3 ; 5.5/107 ; 55 μ , f. 930. Runcu Beds, Runcu Valley.
- Fig. 3. — *Triatriopollenites* sp. Slide 587 A/2 ; 18/109.6 ; 26 μ , f. 930. Runcu Beds, Horăicioara Valley.
- Fig. 4. — *Isabelidinium cretaceum* (Cookson) Lentin et Williams, 1977. Slide 587 A/2 ; 6.2/101.8 ; 55 μ , f. 930. Runcu Beds, Horăicioara Valley.
- Fig. 5. — *Arealigera* sp. Slide 514/2 ; 7/114.1 ; 83 μ , f. 930. Runcu Beds, Runcu Valley.

Plate IX

- Fig. 1. — *Deflandrea speciosa* Alberti, 1959. Slide 582 A/1 ; 11/111.5 ; 115 μ , f. 207. Cuejdiu Beds, Horăicioara Valley.
- Fig. 2. — *Hystrichosphaeropsis quasicribrata* (O. Wetzel) Gocht, 1976. Slide 589 A/3 ; 24.2/103 ; 108 μ , f. 930. Runcu Beds, Horăicioara Valley.
- Fig. 3. — *Alterbia* cf. *acutula* (Wilson) Lentin et Williams, 1977 ex May, 1980. Slide 580 A/9 ; 7.5/113.5 ; 63 μ , f. 209. Cuejdiu Beds, Horăicioara Valley.
- Fig. 4. — *Nudopolitis* sp. Slide 441 A/2 ; 20/111 ; 35 μ , f. 931. Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley.
- Fig. 5. — *Isabelidinium seelandicum* (Lange) Lentin et Williams, 1977. Slide 7934/13 ; 5.5/114 ; 120 μ , f. 621. Runcu Beds, Runcu Valley.
- Fig. 6. — *Deflandrea speciosa* Alberti, 1959. Slide 777 A/5 ; 21.5/109 ; 108 μ , f. 933. Cuejdiu Beds, Cuejdiu Valley.

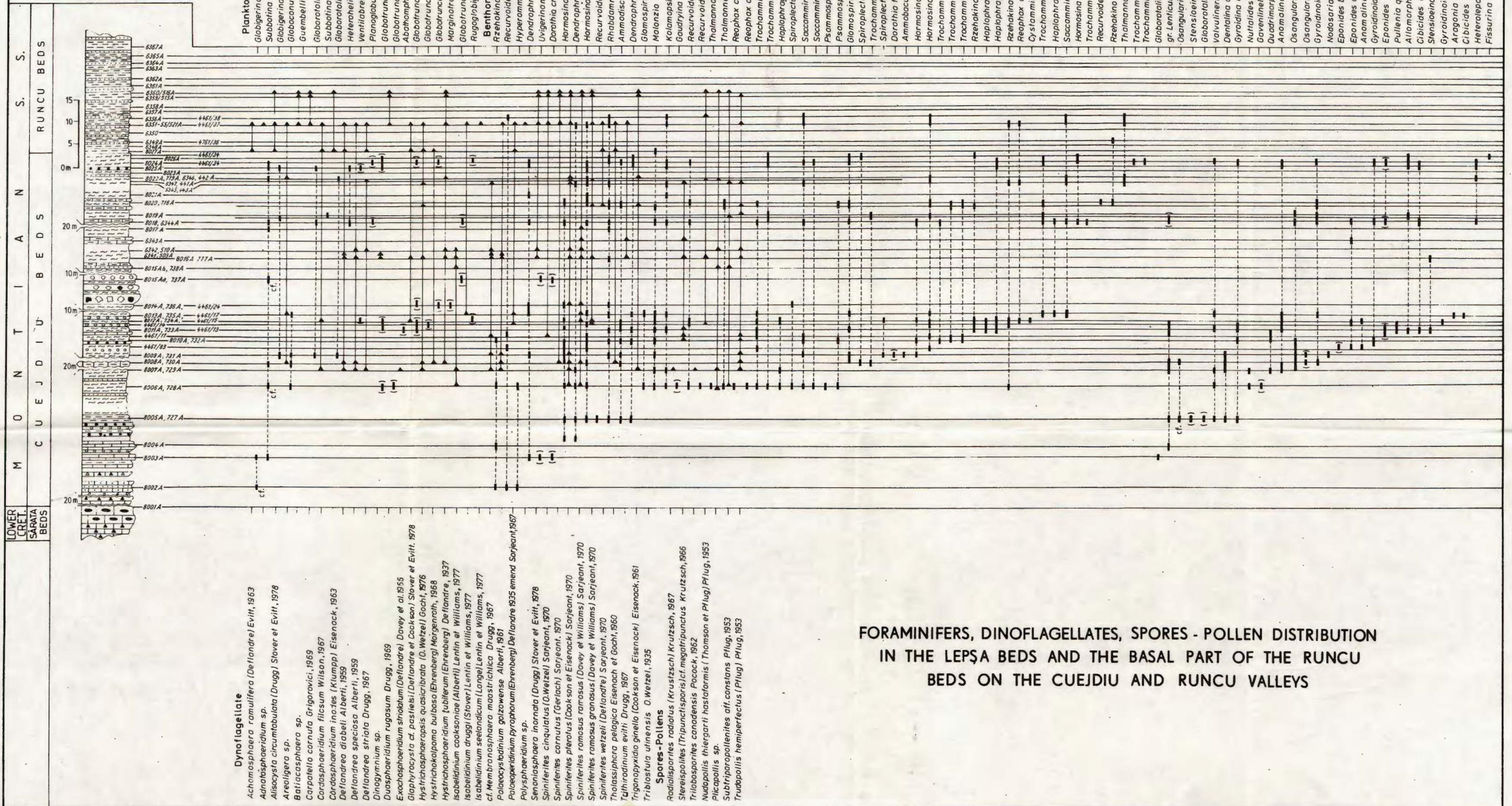
Plate X

- Fig. 1. — *Deflandrea striata* Drugg, 1967. Slide 7934/13 ; 22/122.3 ; 105 μ , f. 621. Runcu Beds, Runcu Valley.
- Fig. 2. — *Trithirodinium evitti* Drugg, 1967. Slide 514 A/5 ; 11/105.1 ; 70 μ , f. 930. Runcu Beds, Cuejdiu Valley.
- Fig. 3. — *Subtriporopollenites* aff. *constans* Pflug, 1953. Slide 587 A/1 ; 5.2/98.7 ; 25 μ , f. 930. Runcu Beds, Horăicioara Valley.
- Fig. 4. — *Duosphaleridium rugosum* Drugg, 1969. Slide 516 A/1 ; 11/101.6 ; 110 μ , f. 930. Runcu Beds, Runcu Valley.
- Fig. 5. — *Isabelidinium druggi* (Stover) Lentin et Williams, 1977. Slide 7934 A/100 ; 8/98.5 ; 112 μ , f. 934. Runcu Beds, Runcu Valley.

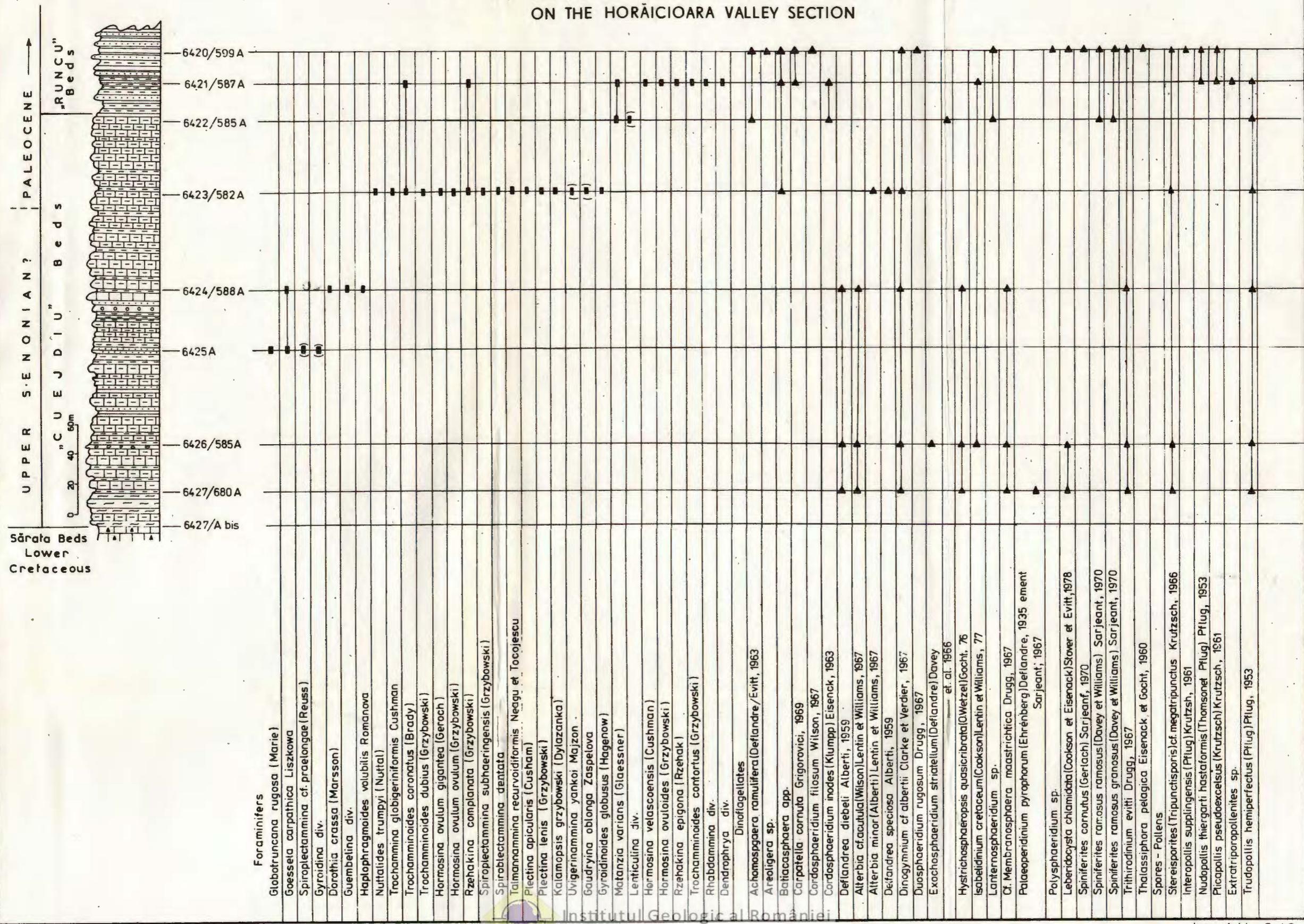
Plate XI

- Fig. 1. — *Spiniferites cornutus* (Gérlich) Sarjeant 1970. Slide 784 A/2 ; 14/115.4 ; 118 μ , f. 931. Runcu Beds, Cuejdiu Valley.
- Fig. 2. — *Achromosphaera ramulifera* (Deflandrea) Evitt, 1966. Slide 784 A/7 ; 10/100 ; 125 μ , f. 931. Runcu Beds, Cuejdiu Valley.
- Fig. 3. — *Thalassiphora pelagica* Eisenack & Gocht, 1960. Slide 784 A/3 ; 21.9/104.8 ; 150 μ , f. 931. Runcu Beds, Cuejdiu Valley.
- Fig. 4. — *Dinogymnium* cf. *albertii* Clarke et Verdier 1967. Slide 580 A/3 ; 4.6/106 ; 53 μ , f. 208. Cuejdiu Beds, Horăicioara Valley.





FORAMINIFERS, DYNFLAGELLATES AND SPORES - POLLEN DISTRIBUTION
IN THE LEPŞA BEDS AND IN THE BASAL PART OF THE RUNCU BEDS
ON THE HORĂCIOARA VALLEY SECTION



SUBDIVISION OF THE PALEogene HYPOSTR.
EL'HARIA FORMATION, EL KEF REGION, TUNISIA
(I.Salaj, K. Pozaryska, Szczecură, 1976)

PALEOCENE		MONTIAN s.l.	MONTIAN s.s.	Globorotalia angulata zone
DANIAN s.l.	DANIAN s.s.	T.(A) praeursoria uncinata s.l. zone	T.(A) praeursoria uncinata subzone	
				Globoconusa hozlowski zone
				Globigerina trinidadensis zone
				Globigerina taurica Gg. daubjergensis zone
Upper Maastrichtian				

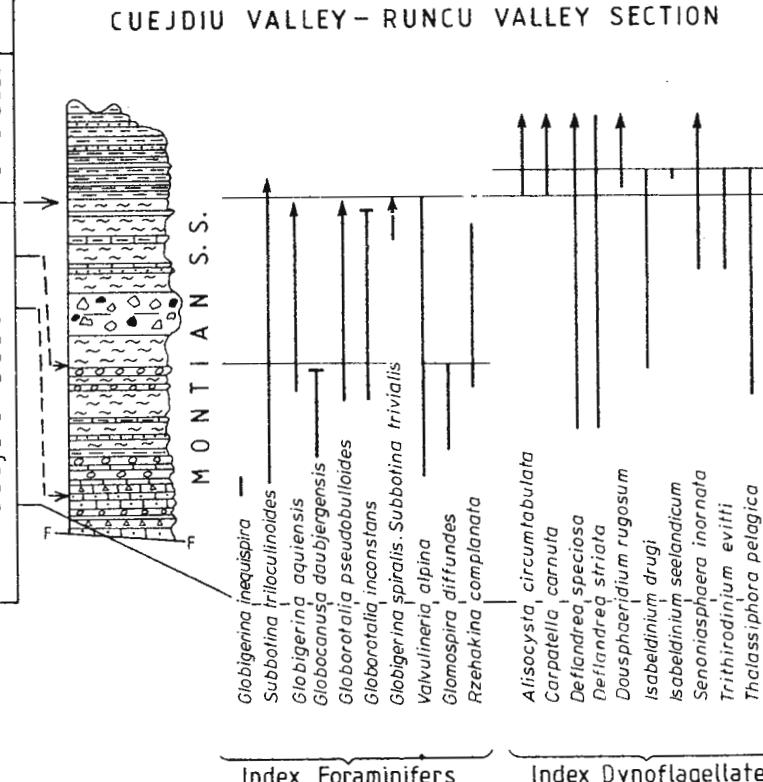
FORAMINIFER ASSEMBLAGES AND ZONES

Concurrent Range Glomospira diffundes Zone	Valvulinella alpina Assemblage
	Globoconusa hozlowski zone

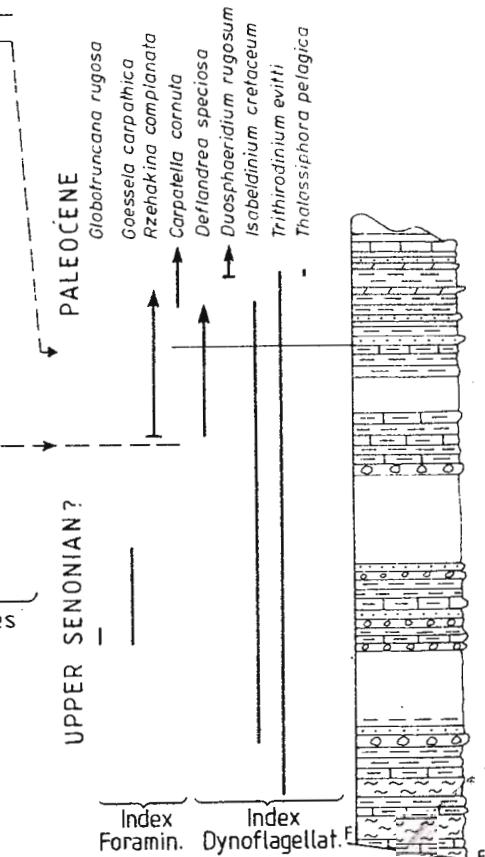
DYNOfLAGELLATE ASSEMBLAGES

Gl. angulata assembl. *	Deflandrea speciosa and Dcf. oebrisfeldensis Assemblage
S. moskvini, S. trivialis, S. varianta, S. triloculinoïdes, Gl. pseudobulloides Assemblage	Carnatella cornuta Duosphefrium rugosum Assemblage

Runcu Beds



HORĂCIOARA VALLEY SECTION



BIOSTRATIGRAPHIC CORRELATIONS OF THE
BISTRIȚA HALF-WINDOW LOWER AND
MIDDLE PALEOCENE

4. STRATIGRAFIE

OBSERVAȚII GEOLOGICE ÎN REGIUNEA BARU-RUSEȘTI (DEPRESIUNEA HAȚEG)¹

DE

VICTOR MOISESCU²

Lithostratigraphic Units. Oligocene-Miocene. Valea Mialului Formation. Rușești Formation. Valea Răchiții Formation. Lithostratigraphic correlation. Stratotype. South Carpathians-Intramontaneous Depression-Strei.

Abstract

Geological Observations in the Baru-Rusești Region (Hațeg Depression). The paper presents a new picture of the Baru-Rusești region. Three formal lithostratigraphic units are described in detail, i.e.: Valea Mialului Formation, Rușești Formation, Valea Răchiții Formation. A new scheme is elaborated, for correlating these formations with the synchronous deposits of the Petroșani depression.

Regiunea Baru-Rusești constituie terminația sud-estică a depresiunii Hațeg (pl. I) și face legătura cu depresiunea Petroșani. Din punct de vedere stratigrafic cuprinde o succesiune de depozite oligocen-superioare — miocene, care au făcut obiectul unor lucrări în vederea identificării și conturării de diferite substanțe utile. Datele inedite obținute cu acest prilej sunt consemnate într-o serie de rapoarte geologice.

Tertiarul regiunii Baru-Rusești vine în contact tectonic cu formațiunile mai vechi de pe rama bazinului. Astfel, la nord, în zona de confluență a văii Crivadia cu valea Streiului, ca și între localitățile Petros și Crivadia, falia marginală nordică aduce în contact direct Tertiарul din bazin cu seria de Sebeș-Lotru, precambrian-superioară (Pavelescu et al., 1977). Între Crivadia și Merișor, ca și mai la est de această localitate, se învecinează cu formațiunile calcaroase jurasic-superioare — cretacic-inferioare din versantul drept al văii Cheița ca și

¹ Depusă la 3 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 10 aprilie 1981, comunicată în ședință din 15 mai 1981.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



cu formațiunile grezoase și conglomeratice vraconian-cenomanian-inferioare din același versant, depozite ce aparțin domeniului getic. Un mic petic din seria de Sebeș-Lotru se întâlnește în versantul stîng al văii Crivadia, în dreptul confluenței cu pîrîul lui Băloiu (pl. I).

În versantul sudic depozitele terțiare vin în contact tectonic cu aceeași serie de Sebeș-Lotru, constituită predominant din micașisturi, ca și cu gresiile de Măgura și Livadia (turonian-superioare) și de Fizești (santonian-coniacian-inferioare), gresii care se dezvoltă în vestul regiunii investigate.

Terțiarul

Depozitele terțiare din regiunea Baru-Rusești cuprind trei unități litostratigrafice desemnate astfel de Iliescu et al. (1972) : 1 — complexul inferior, grezos-conglomeratic roșu la partea inferioară și argilos-nisipos roșu-cărămiziu cu pete cenușii-verzui și intercalații lenticulare de calcare dulcicole, la partea superioară ; 2 — complexul mediu argilos-nisipos cenușiu, cenușiu-verzui, care în sectorul Baru-Bănița cuprinde mai multe lentile de cărbuni bruni și 3 — complexul superior, nisipos-argilos cu lentile de conglomerate, cu caracter regresiv. Cele trei unități se pot separa cartografic (harta geologică din pl. I).

A) Formațiunea de Valea Mialului

1. *Denumirea* provine de la Valea Mialului, affluent pe stînga al văii Crivadia, unde există cea mai completă deschidere din regiune în astfel de depozite.

2. *Prezentare generală. a) Caracterizare litologică generală.* Formațiunea de Valea Mialului este constituită predominant din conglomerate roșii compacte, cel mai adesea friabile, la care se mai adaugă intercalații de gresii tufacee. Peste acestea urmează argile roșietice, căărămizii și verzui, gresii marnoase albăstrui și intercalații de calcare albe, criptocristalline.

b) *Stratotipul* formațiunii a fost stabilit pe Valea Mialului (pl. II, coloana litologică A) și cuprinde :

- 1 — argile nisipoase roșietice (9 m) ;
- 2 — gresii verzui, slab stratificate, cu silicifieri (1,20 m) ;
- 3 — calcare de apă dulce (0,15 m) ;
- 4 — gresii șistoase cafenii (0,08 m) ;
- 5 — calcare albe dulcicole (0,30 m) ;
- 6 — gresii albăstrui, slab marnoase (3 m) ;
- 7 — calcare de apă dulce (1,50 m) ;
- 8 — gresii cuarțoase vineții, nestratificate (3 m) ;
- 9 — calcare dulcicole, slab roșietice (1 m) ;
- 10 — argile grezoase roșietice-gălbui (1,50 m) ;
- 11 — argile grezoase gălbui-albicioase (4 m) ;
- 12 — strat cu concrețiuni calcaroase albicioase și roșietice (6 m) ;
- 13 — microconglomerat cu elemente cuarțoase slab rotunjite (1 m) ;



- 14 — banc de calcar dur albicios, pătat cu roșu (0,40 m) ;
 15 — gresii gălbui-cărămizii, nestratificate (10 m) ;
 16 — strat de calcar concreționar (0,40 m) ;
 17 — gresii cărămizii, roșietice și vișinii cu încluziuni de calcare albe și albăstrui (32 m) ;
 18 — gresii cuarțoase negricioase (1 m) ;
 19 — gresii microconglomeratice cărămizii (0,40 m) ;
 20 — gresii slab argiloase, predominant cărămizii (23 m) ;
 21 — gresii albăstrui, pătate cu roșu (5 m) ;
 22 — gresii roșietice-cărămizii cu concrețiuni calcaroase (3 m) ;
 23 — gresii cărămizii pătate cu albastru (5 m) ;
 24 — gresii cărămizii cu intercalări de microconglomerate (1,50 m) ;
 25 — gresii cărămizii cu concrețiuni calcaroase (13 m) ;
 26 — gresii albăstrui pătate cu roșu (3 m) ;
 27 — microconglomerate cuarțoase albăstrui (1 m) ;
 28 — gresii micacee cărămizii și albăstrui (19 m) ;
 29 — gresii cărămizii slab micacee, pătate cu violet (22 m) ;
 30 — gresii violacee pătate cu albastru (5 m) ;
 31 — argile grezoase cărămizii pătate cu violet (8 m) ; se asemănă foarte mult cu argilele bariolate din Eocenul depresiunii Transilvaniei.
 32 — niisipuri albăstrui (2 m) ;
 33 — argile roșietice-cărămizii (2 m) ;
 34 — pietrișuri slab cimentate cu liant argilo-nisipos roșietic (2 m) și
 35 — argile micacee cărămizii (12 m), după care se trece la formațiunea suprajacentă.

Succesiunea litologică descrisă are o grosime de 400 m (pl. II, col. lit. A ; fig. 1) iar depozitele sunt nefosilifere. Numai într-un singur punct și anume pe valea Cheiții de la Merișor (pl. I ; pl. II, col. lit. C) au fost întâlnite în calcare gasteropode de apă dulce, cu ajutorul căror să-a putut stabili vîrsta formațiunii.

c) *Limitele stratotipului.* Stratotipul formațiunii de Valea Mialului este composit. Succesiunea de pe Valea Mialului ocupă doar partea medie și superioară a coloanei litostratigrafice generale a acestei formațiuni. Ea poate fi completată cu profilul de pe valea Clocotici (afluent pe dreapta al văii Bărișorului, în afara perimetrului din planșa I), unde apare baza ei, adică conglomeratele roșii compacte, de peste 100 m grosime.

Privind pe coloana litologică A din planșa II s-ar părea că stratotipul de pe Valea Mialului îndeplinește și rol de stratotip de limită inferioară și superioară. În realitate coloanei litologice de mai sus îl lipsesc depozite atât de la partea inferioară, profilul pornind din imediata vecinătate a faliei marginale nordice, cât și de la partea superioară, formațiunea venind în contact direct cu o unitate litostratigrafică mult mai tînăru. În această situație nu putem stabili stratotipuri de limită pe Valea Mialului ; ele se pot stabili numai în cazul unui stratotip composit, pe valea Clocotici, pentru limita inferioară și pe valea Tisei, pentru cea superioară.

d) *Limitele formațiunii.* Formațiunea de Valea Mialului este transgresivă, venind în contact direct cu diferenți termeni stratigrafici mai



vechi. Astfel, prin bază (ca și prin diferenți termeni litologici superioiri din cadrul ei) formațiunea vine în contact cu cristalinul seriei de Sebeș-Lotru, cu calcarele jurasic-superioare — cretacic-inferioare, cu gresiile vraconian — cenomanian-inferioare, ca și cu gresiile turonian-superioare — coniacian-inferioare. Prin partea ei superioară ia contact cu formațiunea de Rusești și cu cea de Valea Răchiții. Acolo unde ia contact cu prima formațiune arată o continuitate în sedimentare.

e) *Caracterul depozitelor.* Așa după cum am mai amintit, formațiunea de Valea Mialului este alcătuită dintr-un conglomerat basal roșu cu elemente de șisturi cristaline, de calcare mezozoice și de gresii provenite din spălarea și remanierea șisturilor cristaline, a calcarelor și gresiilor din masivele muntoase vecine. Peste acest conglomerat se dispune un pachet gros de argile nisipoase bariolate, care cuprinde intercalații de calcare dulcicole. În timpul depunerii acestei formațiuni domnea o climă căldă, fapt dovedit de prezența materialului lateritic de culoare roșie, brună și cărămizie pe care îl conține. Acest material s-a format în condiții de uscat, fiind transportat apoi de apele curgătoare în bazin.

3. *Hipostratotipuri.* Ca profile de referință care să întregească profilul-tip se pot desemna succesiunile de pe valea Vacii și valea Cheiții de la Merișor, ca și cea de pe valea Prisaca (dintre Merișor și Crivadia) (pl. I).

4. *Intinderea unității litostratigrafice prezентate.* În regiunea Baru-Rusești formațiunea de Valea Mialului se dezvoltă în ambele flancuri ale sinclinalului Breazova-Valea Lupului-Bănița (Ilieșcu et al., 1972). În planșa I este redată numai partea estică a acestui sinclinal.

5. *Vîrstă formațiunii.* În calcarele de pe valea Cheiții a fost înălțit un nivel cu gasteropode dulcicole cu semnificație biostratigrafică (pl. II, col. lit. C), din care am identificat (1981 a) : *Pomatias antiquum* (Brongniart), *Trachysma* sp., *Coretes cornu* (Brongniart), *C. cornu solidus* (Thomae), *C. cornu crassus* (Serres), *Eobania zilchi* Moisescu și *Cepaea rugulosa* (Zieten), la care se mai adaugă *Ferussina tricarinata* (Braun) pusă în evidență de Iliescu et al. (1972). Această asociatie indică vîrstă chattiană a depozitelor respective și arată că sedimentarea terțiară din bazinul văii Crivadia începe odată cu baza acestui etaj. Trebuie să mai adăugăm că aceeași vîrstă, chattiană, a fost atribuită și de autorii menționați mai sus.

B) *Formațiunea de Rusești*

1. Denumirea derivă de la numele localității Rusești (pl. I) unde, pe pîriul Marginii, există succesiunea completă a acestei unități litostratigrafice.

2. a) Formațiunea de Rusești este constituită predominant din argile nisipoase, la care se mai adaugă marne, nisipuri, gresii marnoase, strate subțiri de cărbune brun și lumașele cu resturi fosile de moluște.

b) Stratotipul a fost stabilit pe pîriul Marginii (pl. III, col. lit. A 1) — A 2). El conține (col. lit. A 1) :

- 1 — marne cenușii slab stratificate (2 m) ;
- 2 — marne albicioase-ciocolatii (0,30 m) ;



3 — cărbune brun alterat (0,10 m) ;

4 — marne siltice șistoase ciocolatii cu resturi fosile prost păstrate (0,06 m). Conțin specii de *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa* (Brongniart), *Theodoxus (Vittoclython) pictus* Férușac, *Melanoides falcicostatus* (Hofmann), *Pirenella plicata* (Bruguière), *Planorbis* sp. și numeroase ostracode.

5 — argile gălbui nestratificate (0,30 m) ;

6 — lacună de observație (13,60 m) (Se pare că este vorba de argile slab nisipoase, gălbui).

7 — nisipuri micacee albăstrui, slab marnoase (0,40 m) ;

8 — marne albăstrui (1,50 m) cu pungi fosilifere, în care am identificat : *P. (Psuedocyrena) convexa* (Brongn.), *T. (Vittoclython) pictus* Férușac, *Turritella* sp., *Pirenella plicata* (Brug.), *Tympanotonos margaritaceus* (Brocchi), *T. margaritaceus* formă de tranziție la *T. margaritaceus calcaratum* (Grateloup in Sandberger).

9 — cărbune brun alterat (0,10 m) ;

10 — argile gălbui cu fragmente de cochilii de *Polymesoda* și *Pirenella* (2 m) ;

11 — gresii albăstrui slab marnoase, micacee, lipsite de stratificatie (2 m) ;

12 — nisipuri marnoase vineții-gălbui (3 m) cu pungi fosilifere cu *T. margaritaceus* (Brocc.), *T. margaritaceus calcaratum* (Grat. in Sandb.), *T. margaritaceus* formă de tranziție la *T. margaritaceus calcaratum* (Grat. in Sandb.), *T. margaritaceus moniliforme* (Grat. in Sandb.) (Prinul nivel cu *T. margaritaceus*).

13 — cărbune brun alterat (0,05 m) ;

14 — nisipuri marnoase vineții-gălbui (0,80 m) ;

15 — din nou cărbune brun alterat (0,24 m) ;

16 — lumașel cu *T. margaritaceus* (Brocc.) et var. (0,40 m) (al doilea nivel cu *T. margaritaceus*) .

17 — intercalatie subțire de cărbune brun alterat (0,02 m) ;

18 — gresii marnoase vineții-roșietice (1,70 m) ;

19 — gresii albăstrui slab marnoase (8 m) ;

20 — gresii albăstrui friabile cu *P. plicata* (0,20 m) ;

21 — lumașel marnos albăstrui (0,25 m) cu *Lutraria sanna* (Basterot), *Gari (Gobræus) protractus* (Mayer-Eymar) diferite morfe, *P. (Pseudocyrena) convexa* (Brongn.), *P. plicata* (Brug.).

22 — lumașel (0,25 m) cu *Crassostrea cyathula* (Lamarck) (prinul nivel cu ostrei de talie mare).

23 — gresii micacee albăstrui, slab marnoase (35 m) ;

24 — marne siltice șistoase, cărbunoase (1 m) ;

25 — gresii micacee albăstrui cu *P. plicata* prost păstrate (0,80 m) ;

26 — lumașel marnos vinețiu (0,20 m) cu *Gari (Gobræus) protractus* (May.-Eym.), *P. (Pseudocyrena) convexa* (Brongn.), *Melanopsis (Lyrcea) impressa hantkeni* Hofmann.

27 — gresii albăstrui albicioase nefosilifere (1,50 m) ;

28 — cărbune fărămicioz alterat (0,70 m) ;

29 — nisipuri argiloase gălbui (0,10 m) ;

30 — lumașel marnos albăstrui (0,40 m) cu *Crassostrea cyathula* (Lamk.), *Lutraria sanna* (Bast.), *G. (Gobræus) protractus* (May.-Eym.) div. morfe, *G. (Gobræus) aquitanicus* (May.-Eym.) div. morfe, *Congeria basteroti* Deshayes in Lamarck, *C. kochi* Andrusov, *C. kochi* formă de tranziție la *C. basteroti* Desh. in Lamk., *P. (Pseudocyrena) convexa* (Brongn.), *T. (Vittoclython) pictus* Fér., *T. mar-*



garitaceus (Brocc.), *P. plicata* (Brug.), *Calyptrea chinensis contorta* Sacco, *C. chinensis subelliptica* Sacco, *Ocinebrina conspicua* (Braun in Sandb.).

31 — gresii rubanate fin stratificate, cu intercalatii fosilifere (1 m). Fosilele sunt prost păstrate, indeterminabile.

32 — strat de cărbune alterat (0,35 m) ;

33 — lumașel marnos albăstrui (0,20 m) cu *P. (Pseudocyrena) convexa* (Brongn.) și *T. margaritaceus* (Brocc.).

34 — marne albăstrui, pe alocuri cu pete ruginii, cu fragmente de cochiliit de *Polymesoda* și *Congeria* (3,50 m) ;

35 — lumașel marnos vinețiu (1,35 m) cu *Congeria basteroti* Desh. in Lamk., *C. kochi* Andr., *C. kochi* formă de tranziție la *C. basteroti* Desh. in Lamk., *P. (P.) convexa* (Brongn.), *P. (P.) convexa brongniarti* (Basterot), *T. (V.) pictus* Fé., *Hydrobia* sp., *M. (Lyrcea) impressa hantkeni* Hofmann, *Melanoides falcicostatus* Hofmann. Este nivelul cu *Hydrobia* și *M. falcicostatus*.

36 — marne vineții cu spărtură neregulată, având rare forme de *Polymesoda* (3 m) ;

37 — nisipuri vineții-gălbui (2,50 m) ;

38 — marne nisipoase albăstrui (4,50 m) ;

39 — marne nisipoase gălbui-vineții (14 m) ;

40 — gresii albăstrui friabile (5 m) ;

41 — strat de cărbune brun (0,10 m) ;

42 — calcisiltite gălbui-vineții fin stratificate (3 m) cu lamine lumașelice cu : *Congeria kochi* Andr., *C. kochi* formă de tranziție la *C. basteroti* Desh. in Lamk., *P. (P.) convexa* (Brongn.), exemplare de talie mică, *Corbula (Caryocorbula) carinata* (Dujardin), *C. (Varicorbula) gibba* (Olivii), *C. (Varicorbula) gibba curta* Locard, *C. (Varicorbula) gibba pseudolaevigata* Sacco, *T. (V.) pictus* Fé., *Planorbis (Coretus) cornu* (Brongn.), exemplare de talie mare ca și forme juvenile (nivelul cu *Corbula* și *Planorbis*).

43 — cărbune brun fără mici (0,08 m) ;

44 — lumașel marnos vinețiu (0,20 m) cu : *Crassostrea cyathula* (Lamk.), *C. gryphoides aginensis* (Tournouër), *P. (P.) convexa* (Brongn.), *M. (Lyrcea) impressa hantkeni* Hofm., *P. plicata* (Brug.), *T. margaritaceus* (Brocc.), *T. margaritaceus calcaratum* (Grat. in Sandb.), *T. margaritaceus moniliforme* (Grat. in Sandb.), *Terebralia bidentata cingulatior* Sacco, *Calyptrea chinensis subelliptica* Sacco (al doilea nivel cu ostrei de talie mare).

45 — gresii albăstrui slab marnoase (12,50 m) ;

46 — gresii masive gălbui-albicioase (12 m) ;

47 — gresii marnoase albăstrui, nestratificate (15 m) ;

48 — nisipuri marnoase albăstrui-vineții (1 m) cu *T. margaritaceus* (Brocc.) ;

49 — nisipuri marnoase albăstrui (1,50 m) ;

50 — lumașel marno-nisipos albăstrui-vinețiu (7 m) cu : *Lutraria sanna* Bast., *L. (Psammophila) oblonga soror* Mayer, *G. (Gobraeus) protractus* (May.-Eym.), div. morfe, *G. (G.) bavaricus* (May.-Eym.), *G. (G.) aquitanicus* (May.-Eym.), div. morfe, *G. (G.) angustus* (Philippi) div. morfe, *P. (P.) convexa* (Brongn.) *P. (P.) convexa brongniarii* (Bast.), *Callista beyrichi* (Semper), *P. plicata* (Brug.) / primul nivel cu *Gari (Gobraeus)*/.

51 — gresii vineții-albăstrui stratificate (1 m) ;

52 — marne gălbui-vineții lipsite de stratificație (2 m) ;

53 — lumașel cu *Gari (Gobraeus)* div. sp. și div. morfe și cu *Lutraria* (0,60 m) /al doilea nivel cu *Gari (Gobraeus)*/.



- 54 — gresii marnoase vineții slab stratificate (4 m) ;
 55 — gresii albăstrui dure (22 m) ;
 56. — gresii albăstrui-vineții (1 m) și,
 57 — gresii vineții cu rare specimene de *Polymesoda* (0,20 m).

Întreaga succesiune însumează 200 m grosime (pl. III, col. lit. A 1) (fig. 1). Depozitele sunt bogate în moluște, cu ajutorul cărora s-a stabilit vîrsta formațiunii.

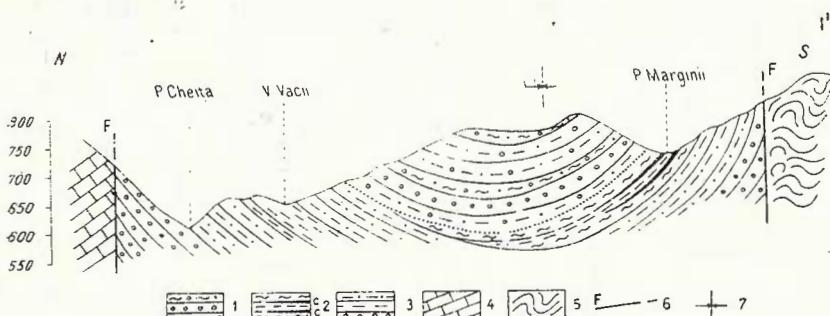


Fig. 1. — Secțiune geologică în depozitele oligocen-superioare-miocene din regiunea Baru-Rusești, pe direcția localităților Merișor-Rusești.

1, formațiunea de Valea Răchiții (gresii și conglomerate cu intercalări de marne și argile) (Langhian) ; 2, formațiunea de Rusești (marno-argile cu lentile de cărbuni bruni (c) (Aquitanian) ; 3, formațiunea de Valea Mialului (conglomerate roșii compacte, argile și marne nisipoase bariolate) (Chattian) ; 4, depozite calcaroase mezozoice ; 5, serie de Sebeș-Lotru (depozite cristaline) (Precambrian superior) ; 6, falie ; 7, ax de sinclinal.

Coupe géologique dans les dépôts d'âge oligocène supérieur-miocène de la région de Baru-Rusești, en direction de la localité de Merișor-Rusești.

1, formation de Valea Răchiții (grès et conglomérats à intercalations de marnes et argiles (Langhien) ; 2, formation de Rusești (marno-argiles à lentilles de charbons bruns (c) (Aquitainien) ; 3, formation de Valea Mialului (conglomérats rouges compacts, argiles et marnes sableuses bariolées) (Chattien) ; 4, dépôts calcaires mésozoïques ; 5, série de Sebeș-Lotru (dépôts cristallins) (Précambrien supérieur) ; 6, faille ; 7, axe de synclinal.

c) Stratotipul formațiunii de Rusești este un stratotip-unitate cu rol de stratotip de limită inferioară. La partea superioară urmează o formațiune bădeniană, la contactul dintre cele două unități litostratigrafice formale lipsind o serie de depozite, ca efect al nedepunerii sau eroziunii.

d) Formațiunea de Rusești se găsește în raporturi de continuitate în sedimentare cu formațiunea de Valea Mialului și de discontinuitate cu cea de Valea Răchiții.

e) Conține o succesiune de depozite psamito-pelitice cu intercalări lenticiforme de cărbuni bruni, bogată în moluște salmastre. În timpul depunerii acesteia, bazinul de sedimentare, care anterior era complet îndulcit, ia legătura cu oceanul. Depozitele s-au format în-

tr-un mediu marin cu salinitate foarte variabilă, de la oligohalin pînă la pliohalin.

3. Ca hipostratotipuri pot servi succesiunile de pe valea Tisei (pl. III, col. lit. B 1-B 2), valea Roșiei (pl. III, col. lit. C) și cea de pe o văugă din versantul stîng al văii Crivadia, între Petros și Baru (pl. I).

Hipostratotipul de pe valea Tisei cuprinde un număr de 55 de strate (col. lit. B 2), la care se mai adaugă 6 strate din baza succesiunii (col. lit. B 1). Ca și în cazul succesiunii-tip (col. lit. A 1) au fost reliefate și aici o serie de nivele fosilifere, menite să faciliteze o corelare cu coloana litologică-tip de pe pîriul Marginii. De pe valea Roșiei am prezentat numai o secvență litostratigrafică (pl. III, col. lit. C).

4. Formațiunea de Rusești apare sub forma unor fișii și petice atît pe flancul sudic al sinclinalului amintit mai sus, cît și pe cel nordic. Acestea sint (pl. I) : fișia de depozite dintre pîriul Roșiei și pîriul Marginii ; peticul de la Răchita ; peticele de pe văile Pona și Dîlma Icoanei, peticul din cursul superior al văii Mialului, peticul de pe valea Tisei și peticul din versantul stîng al văii Crivadia, la nord de dealul Malului.

5. Depozitele sint bogate în moluște și mai puțin în ostracode. Noi am identificat un număr de 82 taxoni (lamelibranhiate, gasteropode și scaphopode) (tab., Moisescu, 1984), pe baza cărora am stabilit : vîrsta aquitaniană (în sens de Egerian terminal) a acestor depozite. Criteriul esențial în stabilirea vîrstei aquitaniene l-au constituit intercalăriile lumașelice cu ostrăi de talie mare, de tipul *Crassostrea gryphoides aginensis* (Tournouër), *C. gingensis* (Schlotheim), *C. aff. simbriata* (Grateloup in Raulin et Delbos), *C. crassissima* (Lamarck), etc.

Subspecia *C. gryphoides aginensis* este taxonul index al zonei care îi poartă numele (Moisescu, Popescu, 1980), zonă ce aparține Aquitanianului, echivalent al părții terminale a Egerianului. Evident, asociația cu *C. gryphoides aginensis* conține o serie de specii de moluște care se întîlnesc atît în Aquitanian, cît și în Chattian ; într-o proporție mai mică ele pot fi prezente și în Rupelian. De altfel, faunele aquitaniene își au originea în cele chattiene și într-un procent mai redus în cele rupeliene. Vîrsta aquitaniană a acestor depozite a fost stabilită și de Iliescu et al. (1972), fără a preciza în ce sens este interpretat Aquitanianul.

C) Formațiunea de Valea Răchiții

1. Denumirea provine de la Valea Răchiții (pl. I), unde se dezvoltă cea mai completă succesiune de depozite în astfel de formațiune.

2. a) Formațiunea de Valea Răchiții este constituită predominant din gresii și conglomerate cu stratificație încrucișată, la care, într-o proporție mai mică, se adaugă marne nisipoase și argile.

b) Stratotipul formațiunii a fost stabilit pe valea Răchiții (pl. II, col. lit. E-F). În col. lit. E este redată succesiunea din flancul nordic al sinclinalului și anume :

- 1 — gresii cuartoase albicioase (0,40 m) ;
- 2 — marne vineții-cărămizii (0,80 m) ;
- 3 — marno-argile grezoase violacee și albăstrui (9 m) ;



- 4 — conglomerate slab cimentate, cu concrețiuni grezoase (3 m) ;
 5 — gresii micacee vineții (0,80 m) ;
 6 — gresii micacee vineții-albăstrui cu intercalații de microconglomerate (0,40 m) ;
 7 — gresii micacee vineții-albăstrui cu fragmente de lemn într-un stadiu incipient de incarbonizare (0,15 m) ;
 8 — conglomerate mărunte vineții (0,35 m) ;
 9 — gresii micacee vineții cu urme cărbunoase (0,95 m) ;
 10 — banc de gresie dură cu urme cărbunoase (0,02 m) ;
 11 — gresii micacee vineții stratificate (1,25 m) ;
 12 — conglomerate poligene vineții-albăstrui (6 m) ;
 13 — gresii gălbui microconglomeratice (1,20 m) ;
 14 — gresii micacee albăstrui-vineții (12 m) ;
 15 — gresii gălbui și vineții-albăstrui (13 m) ;
 16 — gresii vineții (14,50 m) cu : *Tropidomphalus (Pseudochloritis) truci* Moisescu, *Drobacia schlickumi* Moisescu, *Monacha punctigera* (Thomae), *Pomatias bisulcatum* (Zieten), *Trichia (Leucocrooposis) apicalis* aff. *subapicalis* (Sandberger) ;
 17 — gresii vineții-albăstrui (9 m) cu : *Pomatias bisulcatum* (Zieten) și *Tropidomphalus (Pseudochloritis) truci* Moisescu, că și fragmente de lemn slab incarbonizate, din trunchiuri de copaci.
 18 — gresii gălbui slab microconglomeratice (1,20 m) ;
 19 — conglomerate poligene mărunte (9 m) ;
 20 — gresii gălbui micacee (5 m) ;
 21 — gresii vineții (15 m) cu *Tropidomphalus (Pseudochloritis) truci* Moisescu, *Drobacia schlickumi* Moisescu, *Pomatias bisulcatum* (Zieten), *Monacha punctigera* (Thomae) și fragmente de trunchiuri lemnoase slab incarbonizate.
 22 — gresii gălbui-albăstrui nefosilifere (10 m) ;
 23 — gresii albăstrui (30 m) cu *T. (Pseudochloritis) truci* Moisescu.
 24 — gresii vineții-gălbui (4 m) cu *T. (P.) truci* Moisescu, *Trichia (Leucocrooposis) apicalis* aff. *subapicalis* (Sandberger), *Drobacia schlickumi* Moisescu.
 25 — gresii vineții, cu intercalații de microconglomerate (6 m) și,
 26 — conglomerate poligene (6 m).
 Succesiunea din flancul sudic al sinclinalului (pl. II, col. lit. F) are următoarea alcătuire :
 27 — gresii albăstrui-vineții (3 m) ;
 28 — banc de gresie vineție, dură (0,20 m) ;
 29 — gresii conglomeratice vineții (0,40 m) ;
 30 — gresii micacee vineții cu urme de plante (0,30 m) ;
 31 — pietrișuri poligene cu stratificație încrucișată (1 m) ;
 32 — gresii vineții (0,20 m) ;
 33 — gresii marnoase gălbui (0,40 m) ;
 34 — gresii micacee vineții (4 m) ;
 35 — conglomerate poligene (6 m) ;
 36 — din nou gresii micacee vineții (9 m) ;
 37 — din nou conglomerate poligene (1 m) ;
 38 — conglomerate cu intercalații de gresii cu structură încrucișată (1 m) și,
 39 — microconglomerate albicioase-gălbui (3 m).

Pe flancul nordic al sinclinalului succesiunea litologică a stratotipului insumează 288 m grosime, iar pe cel sudic 232 m. Depozitele

sînt fosilifere numai pe flancul nordic unde cuprinde gasteropode terestre (specimene de „*Helix*“).

c) Coloana litologică-tip reprezintă numai o secvență din partea mediană a succesiunii acestei formațiuni, deoarece atît prin baza ei cît și prin partea superioară, formațiunea se găsește în raporturi de discontinuitate cu unitățile litostratigrafice care o încadrează. În asemenea situație nu putem stabili stratotipuri de limită. Chiar în cadrul succesiunii prezentate (pl. II, col. lit. E-F) este posibil să lipsească depozite în zona axului de sinclinal, ca un efect al eroziunii.

d) Formațiunea de Valea Răchiții formează umplutura sinclinalului din zona Baru-Rusești (pl. I). Iliescu et al. (1972) arată că depozitele ale acesteia se întâlnesc și în zona Hațeg-Crăgiș. Este o formațiune regresivă, avind conglomerate în axul sinclinalului, cu elemente din rama bazinului (pl. II, col. lit. E-F, stratele 25 la 35).

e) Formațiunea cuprinde o succesiune de depozite grosiere, psefítice, cu intercalații de psamite. Conține o asociatie de gasteropode de apă dulce. Aceasta înseamnă că în timpul depunerii ei, legătura cu marea era complet întreruptă, bazinul având caracterul unui lac dulcicol.

3. Hipostratotipuri se pot desemna pe Valea Mialului (pl. II, col. lit. B și D) și valea Prisaca (pl. I). Pe Valea Mialului profilul deschis pe flancul sudic al sinclinalului este mai complet (23 strate) față de cel deschis pe flancul nordic (3 strate).

5. Vîrsta formațiunii a fost considerată de Iliescu et al. (1972) ca aquitaniană, depozitele respective încheind ciclul de sedimentare oligocen-aquitanian. În realitate formațiunea este mult mai nouă și anume langhiană, vîrsta ei fiind stabilită de Popescu (în Pavelescu et al., 1977) pe bază de foraminifere.

Am arătat că profilul tip din flancul nordic al sinclinalului (pl. II, col. lit. E) conține nivele faunistice, din care am identificat (1981 b) cîteva specii de : *Tropidomphalus (Pseudochloritis) truci* Moisescu, *Drobacia schlickumi* Moisescu și *Monacha punctigera* (Thomae), la care se mai adaugă forme de *Canalicia aff. articulata* (Sandberger), *Pomatias bisulcatum* (Zieten) și *Trichia (Leucochroopsis) apicalis* aff. *subapicalis* (Sandberger) puse în evidență de Iliescu et al. (1972). Este interesant de precizat că speciile noi descrise prezintă afinități deosebite față de unele specii de „*Helix*“ din Miocenul superior din Franța (Moisescu, 1981 b).

Cîteva observații de ordin tectonic

Regiunea Baru-Rusești este situată pe direcția axului unui sinclinal suspendat, avînd depozite chattian-aquitaniene pe flancuri și langhiene în mijloc. Acest sinclinal este făiat longitudinal și prins între două sisteme de falii marginale. Întreg ansamblul de falii conduce la formarea unui graben, ale căruia compartimente prezintă o cădere de la sud spre nord. Situația de mai sus este evidentă la vest de localitățile Crivadia-Marconi (fig. 2). În zona Merișor-Rusești formațiunea de Rusești, cu strate subțiri de cărbuni, se efilează treptat către



nord pînă la dispariție (fig. 1), formațiunea de Valea Mialului, chatiană, venind în contact direct cu formațiunea de Valea Răchiții, langhiană. În bazinul văii Prisaca depozitele formațiunii de Rusești se întîlnesc numai în foraje, cu aceleași specii de moluște, dar fără cărbuni; este un facies întru totul asemănător cu cel de pe văiuga din

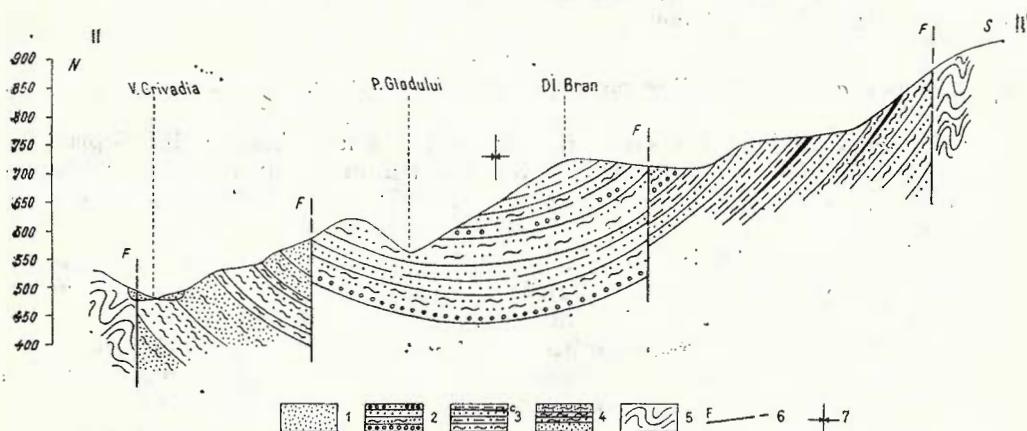


Fig. 2. — Secțiune geologică în depozitele oligocen-superioare-miocene din regiunea Baru-Rusești pe direcția Petros-dealul Bran-cursul superior al văii Tisei. 1, depozite aluviale actuale și subactuale (Holocen) ; 2, formațiunea de Valea Răchiții (gresii microconglomeratice și conglomerate în alternanță cu gresii cuarțoase și marne grezoase) (Langhian) ; 3, formațiunea de Rusești din flancul sudic al sinclinalului (gresii în alternanță cu argile și marne nisipoase, ca și intercalări lenticiforme de cărbuni bruni (c) ; 4, formațiunea de Rusești din flancul nordic al sinclinalului (nisipuri, nisipuri slab marnoase, marne, marne nisipoase) (Aquitanian) ; 5, seria de Sebeș-Lotru (depozite cristaline) (Precambrian superior) ; 6, fâlfie ; 7, ax de sinclinal.

Coupe géologique dans les dépôts d'âge oligocène supérieur-miocène de la région de Baru-Rusești, en direction Petros-colline de Bran-cours supérieur de la vallée de Tisa.

1, dépôts alluviaux actuels et subactuels (Holocène) ; 2, formation de Valea Răchiții (grès microconglomératiques et conglomérats en alternance à grès quartzeux et marnes gréseuses) (Langhien) ; 3, formation de Rusești du flanc sud du synclinal (grès en alternance à argiles et marnes sableuses, ainsi que des intercalations lenticulaires de charbons bruns (c) ; 4, formation de Rusești du flanc nord du synclinal (sables, sables faiblement marneux, marnes, marnes sableuses) (Aquitien) ; 5, série de Sebeș-Lotru (dépôts cristallins) (Précambrien supérieur) ; 6, faille ; 7, axe de synclinal.

versantul stîng al văii Crivadia, dintre Petros și Baru (pl. I). Așadar, în cadrul formațiunii de Rusești a existat mai degrabă o legătură între peticul de pe valea Tisei și cel de pe pîrîul Marginii decît între acestea două și peticul de la nord de dealul Malului, deși primele sunt despărțite între ele de un promontoriu format din șisturi cristaline (pl. I). De altfel, diferențele nivele fosilifere permit o corelare numai

intre cele două zone din flancul sudic al sinclinalului, aşa cum se poate observa și în planșa III. Aceasta înseamnă că sedimentarea châtian-aquitaniană din flancul nordic al sinclinalului este într-o oarecare măsură diferită de cea din flancul sudic, reliefindu-se în felul acesta rolul important pe care l-a jucat falia longitudinală în decursul evoluției regiunii. Situația de mai sus este valabilă și pentru formațiunea de Valea Mialului, subiacentă.

Corelarea formațiunilor cu depozitele din depresiunea Petroșani

Încercări de paralelizare între depozitele oligo-miocene din depresiunea Hațeg cu cele similare din depresiunea Petroșani au fost făcute de diferiți autori, dintre care amintim pe Marinescu (1963) și Iliescu et al. (1972).

Marinescu (1963, p. 31) arată că în timpul Aquitanianului nu a existat nici o legătură între golful Hațegului și cel al Petroșanilor, lucru care nu este verosimil. Același autor își exprimă părerea că o paralelizare a Paleogenului de la Bânița cu cel din zona Petrila pare dificilă. Evident, aşa după cum vom vedea mai departe, numai formațiunea de Valea Mialului se poate corela cu depozitele din această zonă.

Iliescu et al. (1972) paralelizează complexul argilos pătat din depresiunea Hațeg (adică partea superioară a formațiunii de Valea Mialului) cu partea inferioară a orizontului 2 (productiv inferior). Complexul cu cărbuni (respectiv formațiunea de Rusești) îl echivalează cu partea superioară a aceluiși orizont.

Luînd în considerație atât fauna de moluște, cantonată în cele trei formațiuni din zona Baru-Rusești, cît și compoziția litologică a depozitelor, putem face următoarea corelare cu depozitele similare din depresiunea Petroșani :

1. Formațiunea de Valea Mialului cu conglomerate și gresii roșietice și cu argile nisipoase bariolate, având intercalații lenticulare de calcară criptocristaline, se corelează cu formațiunea de Cimpa-Răscoala (Moisescu, 1980) [= orizontul 1 (bazal)] din depresiunea Petroșani. Elementele comune celor două formațiuni sunt conglomeratele roșii, argilele bariolate, predominant roșii, brunii și cărămizii și mai ales intercalațiile de calcară cu gasteropode de apă dulce, care au contribuit la stabilirea vîrstelor depozitelor. În consecință, sedimentarea Tertiului debutează, atât în zona Baru-Rusești cît și în depresiunea Petroșani, odată cu începutul Chattianului.

2. Deoarece între formațiunea de Valea Mialului, châtiană, și cea de Rusești, aquitaniană, există raporturi de continuitate în sedimentare este de presupus că echivalentele stratigrifice ale formațiunilor : de Dilja-Uricani (Moisescu, 1981 c) [= orizontul 2 (productiv inferior)] și de Lonea (Moisescu, 1981 c) [=orizontul 3 (grezos)] se găsesc tot în formațiunea de Valea Mialului din depresiunea Hațeg. Altfel spus, în timp ce în bazinul văii Jiului se depunea o stivă groasă de depozite predominant pelitice cu strate de cărbuni exploataabili la partea inferioară (=orizontul 2) și psamitică la cea superioară (= orizontul 3), în regiunea Baru-Rusești continua depunerea unor strate



grezo-argiloase roșii-cărămizii, consecință a persistenței unui climat mai arid.

3. Formațiunea de Rusești se corelează numai cu depozite din bazinul văii Sălătrucului și anume cu partea inferioară a formațiunii de Sălătruc, adică cu membrul inferior salmastru, cu marne, gresii și intercalări de cărbuni (Moisescu, 1981 c) [=orizontul 4 (productiv superior)].

Cele două unități litostratigrafice au o serie de elemente comune și anume :

a) în primul rînd, asociația de moluște din membrul inferior al formațiunii de Sălătruc conține aceleași forme de moluște ca și cele din formațiunea de Rusești ;

b) în al doilea rînd, existența unor nivale faunistice în ambele unități litostratigrafice și anume : nivale cu *Polymesoda* și *Typanotonos*, cu ostrei de talie mare de tipul speciilor *Crassostrea gryphoides aginensis*, *C. gryphoides crassissima*, *C. gingensis*, *C. fimbriata*, cu *Gari (Gobræus)*, cu *Theodoxus* și cu *Turritella*, ca și modul lor de apariție, ca bancuri lumașelice intercalate la anumite intervale ;

c) prezența unor depozite pelitice (șisturi argilo-marnoase, șisturi cărbunoase), în alternanță cu depozite grezoase, psamitice ;

d) prezența unor strate subțiri de cărbuni în ambele formațiuni ;

e) încadrarea asociațiilor de moluște din cele două unități litostratigrafice în aceeași zonă, *C. gryphoides aginensis*, caracteristică Aquitanianului de la stratotip, zonă ce corespunde în Paratethysul Central cu Egerianul terminal.

4. Depozitele ce alcătuiesc membrul superior al formațiunii de Sălătruc (Moisescu, 1981 c) (=partea din Aquitanian coreabilă cu Eggenburgianul) nu au corespondent în zona Baru-Rusești, acestea fiind probabil nedepuse sau înălțurate total prin eroziune.

5. Formațiunea de Valea Răchiții corespunde în bazinul văii Sălătrucului cu formațiunea pietrișurilor de Sălătruc. Dacă prima formațiune a fost datată ca langhiană cu ajutorul foraminiferelor, vîrstă formațiunii cu pietrișuri este presupusă a fi langhiană, după intercalăriile cineritice pe care le conține.

Mulțumesc colegului Gh. Popescu pentru depistarea unor puncte fosilifere.

BIBLIOGRAFIE

- Iliescu G., Iliescu M., Mărgărit G., Mărgărit E., Penes M., Borș M. (1972) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Marinescu I. (1963) Cîteva observații geologice asupra bazinelor Valea Jiului și Hațeg. *Revista Minelor*, XIV (1), p. 29–33, București.
- Moisescu V. (1980) Considerații asupra unităților litostratigrafice ale Terțiarului din bazinul Petroșani (I). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (geol.) Acad. R. S. România*, XXV, p. 109–117, București.
- (1981 a) Contributions à la connaissance de la faune de mollusques oligocènes du calcaire dulcaquicole de Merișor (Bassin de Hațeg). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/3, București.



- (1981 b) Quelques espèces de mollusques terrestres du Miocène de Hațeg. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/3, București.
- (1981 c) Considerații asupra unităților litostratigrafice ale Terțiarului din bazinul Petroșani (II). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (geol.)*, Acad. R. S. România, XXVI, București.
- (1984) Fauna de moluște a depozitelor aquitaniene din regiunea Baru-Rusești (Depresiunea Hațeg). *D. S. Inst. Geol., Geofiz.*, LXIX/3, București. Pavelescu M., Moisescu V., Popescu Gh. (1977) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- * * * (1972) An International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage. Universitetsforlaget, Oslo.

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES
DANS LA RÉGION DE BARU-RUSEȘTI
(DEPRESSION DE HAȚEG)

(Résumé)

L'ouvrage présente une étude lithostratigraphique détaillée des dépôts d'âge oligocène supérieur-miocène de la région de Baru-Rusești (dépression de Hațeg) et se propose de :

- a) Établir les successions lithologiques les plus complètes possible, nécessaires pour définir des termes lithostratigraphiques formels, d'après le code Hedberg ;
- b) Corréler les formations d'âge oligocène supérieur-miocène de la région investiguée avec les dépôts synchrones de la dépression de Petroșani.

Les formations de l'Oligocène supérieur-Miocène de la région de Baru-Rusești sont connues sous le nom de complexes ; à la suite des recherches que nous y avons effectuées, nous les avons considérées des formations et les avons définies selon les règles de nomenclature stratigraphique (1972). Il s'agit de la formation de Valea Mialului, de la formation de Rusești et de la formation de Valea Răchiți.

Formation de Valea Mialului. Le nom provient de Valea Mialului, affluent de gauche de Valea Crivadia, où la formation présente le développement le plus complet. D'ailleurs, c'est ici qu'on a établi le stratotype (pl. II, coll. lith. A) qui est formé d'une succession de 35 couches totalisant 400 m d'épaisseur. Ce stratotype est composite. La succession de Valea Mialului représente la partie moyenne et supérieure de la formation. Elle peut être complétée avec les coupes de Valea Clocotici, pour la limite inférieure et de la vallée de la Tisa pour celle supérieure.

La formation est transgressive, venant en contact avec divers termes stratigraphiques plus anciens. Dans la zone où elle prend contact avec la formation de Rusești, il y a de continuité de sédimentation. On a établi comme hypostratotypes les successions sur les vallées Valea Vacă et Valea Cheiții de Merișor, ainsi que celle de Valea Prisaca, entre Merișor et Crivadia. Les arguments pour établir l'âge ont été fournis par une association de Gastéropodes dulçaquicoles à signification biostratigraphique, trouvée dans les calcaires de Valea Cheiții. Cette association indique la présence du Chattien et montre que la sédimentation tertiaire du bassin de Valea Crivadia commence par la base de cet étage.



Formation de Rusești. Son nom dérive du nom de la localité de Rusești, où, sur Pirul Marginii, il y a une succession complète de cette unité lithostratigraphique. C'est ici également que le stratotype a été établi, dont l'épaisseur totale est de 200 m (pl. III, coll. A 1) ; c'est un stratotype unité, ayant également le rôle de stratotype de limite inférieure. La formation de Rusești est en rapports de continuité de sédimentation avec la formation de Valea Mialului et de discontinuité avec celle de Valea Răchiții. On a établi comme hypostratotypes les successions sur la vallée de la Tisa (pl. III, coll. lith. B 1 — B 2) et sur Valea Roșiei (pl. III, coll. lith. C) ainsi que celle du versant gauche de Valea Crivadia, au nord de Dealul Malului (pl. I). La formation de Rusești apparaît sous forme de bandes et lambeaux sur les deux flancs du synclinal. Elle est riche en Mollusques saumâtres, qui ont indiqué son âge aquitanien. Le critère essentiel pour attribuer cet âge l'ont représenté les intercalations lumachelliennes à *Ostrea* de grande taille, du type des espèces : *Crassostrea gryphoides aginensis*, *C. crassisima*, *C. gingensis*, *C. fimbriata* etc. La sous-espèce *C. gryphoides aginensis* est le taxon index de la zone au même nom, qui appartient à l'Aquitainien, comme partie terminale de l'Égérien.

Formation de Valea Răchiții. Le nom est donné d'après Valea Răchiții (pl. I), où se développe la succession la plus complète en ce genre de dépôts. Cette coupe représente également le stratotype de cette unité lithostratigraphique (pl. II, coll. lith. E-F) et est épaisse de 288 m sur le flanc nord et 232 m sur le flanc sud. Elle est constituée de 39 couches et ne représente qu'une séquence lithostratigraphique de la partie moyenne de cette succession, car par sa base ainsi que par sa partie supérieure, la formation est en rapports de discontinuité avec les unités lithostratigraphiques qui l'encadrent. Elle remplit le synclinal de la zone de Baru-Rusești et est une formation régressive, ayant des conglomérats dans l'axe du synclinal, à des éléments des formations de la bordure du bassin (pl. II, coll. lith. E-F, couches 25-35). On peut établir des hypostratotypes sur Valea Mialului (pl. II, coll. lith. B et D) et sur Valea Prisaca (pl. I). Elle est une formation d'eau douce, à une faune de Gastéropodes dulçaquicoles et terrestres. Quelques uns de ceux-ci présentent des affinités spéciales avec certaines espèces d'*Helicidae* du Miocène supérieur de France (Moisescu, 1981 b). C'est Gh. Popescu (en M. Pavelescu et al., 1977) qui a établi l'âge langhien en faisant appel à l'étude des Foraminifères benthoniques.

Dans l'ouvrage on fait également quelques observations tectoniques. Ainsi, la région de Baru-Rusești est située sur la direction de l'axe d'un synclinal suspendu, à dépôts chattiens-aquitaniens sur les flancs et langhiens à la partie centrale. Ce synclinal présente des failles longitudinales et est délimité par deux systèmes de failles marginales. L'ensemble de failles tout entier forme un graben, dont les compartiments sont inclinés de sud au nord. Cette situation est évidente à l'ouest des localités Crivadia-Marconi (fig. 2). Dans la zone de Merișor-Rusești la formation de Rusești, à couches minces de charbons, s'effile graduellement du sud au nord, jusqu'à la disparition (fig. 1), la formation de Valea Mialului, châtienne, étant en contact direct avec la formation de Valea Răchiții, langhienne. Dans le bassin de Valea Prisaca, les dépôts de la formation de Rusești ne se trouvent que dans des forages, avec les mêmes espèces de Mollusques, mais sans charbons ; il s'agit d'un faciès qui ressemble à celui du vallon du versant gauche de Valea Crivadia, entre Petros et Baru (pl. I). Donc, dans la formation de Rusești a existé une liaison plutôt entre le lambeau de la vallée



de la Tisa et celui du ruisseau de Margineea, qu'entre ceux-ci et le lambeau situé au nord de Dealul Mălălui, quoique les premiers soient séparés par un promontoire formé des schistes crystallins (pl. I). D'ailleurs, les divers niveaux fauniques permettent une corrélation seulement entre les deux zones du flanc sud du synclinal, comme on peut observer également dans la planche III. Cela veut dire que la sédimentation chattienne-aquitaniennes du flanc nord du synclinal est dans une certaine mesure différente de celle du flanc sud, mettant en évidence le rôle important joué par la faille longitudinale pendant l'évolution de la région.

Un chapitre important se réfère à la corrélation des dépôts d'âge oligocène supérieur-miocène de la dépression de Hațeg à ceux synchrones de la dépression de Petroșani. Prenant en considération la faune de Mollusques des trois formations de la zone de Baru-Rusești ainsi que la composition lithologique des dépôts, on peut faire la corrélation suivante avec les dépôts synchrones de la dépression de Petroșani :

1. La formation de Valea Mialului, à conglomérats et grès rougeâtres et à argiles sableuses bariolées, ayant des intercalations lenticulaires de calcaires cryptocrystallins, est corrélée avec la formation de Cimpău-Răscoala (Moisescu, 1980) [= horizon 1 (basal)] de la dépression de Petroșani. Les éléments communs aux deux formations sont les conglomérats rouges, les argiles bariolées, prédominanment rouges, brunes et briques et surtout les intercalations calcaires qui contiennent des Gastéropodes d'eau douce, à l'aide desquels on a établi l'âge des dépôts. Par conséquent, la sédimentation du Tertiaire débute, tant dans la région de Baru-Rusești que dans la dépression de Petroșani, au commencement du Chattien.

2. Comme entre la formation de Valea Mialului, d'âge chattien et celle de Rusești, d'âge aquitanien il y a des rapports de continuité de sédimentation, c'est à supposer que l'équivalent stratigraphique des formations de Dilja-Uricăni (Moisescu, 1981 c) [= horizon 2 (productif inférieur)] et de Lonea (Moisescu, 1981 c) [= horizon 3 (gréseux)] se trouve également dans la formation de Valea Mialului et de la dépression de Hațeg. Donc, tandis que dans la dépression de Petroșani se dépose une succession épaisse de dépôts prédominanment pélitiques, à couches de charbons à la partie inférieure (= horizon 2) et psammitique à celle supérieure (= horizon 3), dans la région de Baru-Rusești continuait la déposition des couches gréo-argileuses rouges-briques, conséquence de la persistance d'un climat plus aride.

3. La formation de Rusești n'est corrélée qu'avec des dépôts du bassin de Valea Sălătrucului, c'est-à-dire avec la partie inférieure de la formation de Sălătruc, donc avec le membre inférieur saumâtre, à marnes, grès et intercalations de charbons (Moisescu, 1981 c) [= horizon 4 (productif supérieur)].

Les deux unités lithostratigraphiques ont une série d'éléments communs, à savoir :

a) l'association de Mollusques du membre inférieur de la formation de Sălătruc contient les mêmes éléments que la formation de Rusești ;

b) l'existence de certaines lumachelles dans les deux unités lithostratigraphiques à certains intervalles, à savoir : des niveaux à *Polymesoda* et *Tympanotonos*, à *Ostrea* de grande taille du type des espèces *Crassostrea gryphoides aginensis*, *C. gingensis*, *C. crassissima*, *C. fimbriata*, des niveaux à *Gari*, à *Theodoxus* et *Turritella* etc. ;



- c) la présence des dépôts pélitiques, comme, par exemple, des schistes argilo-marneux et des schistes charbonneux, alternant à dépôts gréseux ;
- d) la présence des couches minces de charbons dans les deux formations ;
- e) l'attribution des associations de Mollusques des deux unités lithostratigraphiques à la même zone. *C. graphoides aginensis*, caractéristique pour l'Aquitaniens du stratotype, zone qui correspond dans la Paratethys centrale à l'Égérien terminal.

4. Les dépôts qui constituent le membre supérieur de la formation de Sălătruc (Moisescu, 1981 c) (la partie de l'Aquitaniens qui correspond à l' Eggenburgien) n'ont pas de correspondant dans la zone de Baru-Ruseşti (probablement il n'y avait pas de déposition ou les dépôts ont été complètement érodés).

5. La formation de Valea Răchiții correspond dans la dépression de Petroșani à la formation des graviers de Sălătruc. Si la première formation a été datée comme langhienne, grâce aux arguments offerts par les Foraminifères, on suppose que l'âge de la formation à graviers est également langhien, jugeant d'après les intercalations cinéritiques qu'elle contient.

Par l'étude décrite ci-dessus on a obtenu les résultats suivants :

- a) On a élaboré une nouvelle image stratigraphique de la région de Baru-Ruseşti, tout-à-fait différente de celle existente jusqu'à présent ;
- b) On a présenté les trois unités lithostratigraphiques formelles, définies conformément au code Hedberg, à savoir : la formation de Valea Mialului, la formation de Ruseşti et la formation de Valea Răchiții. On a établi pour chacune de ces formations un stratotype et plusieurs hypostratotypes ;
- c) On a mis en évidence une série de niveaux fauniques destinés à faciliter une corrélation entre les successions stratigraphiques porteuses de charbons de la zone ;
- d) On a rédigé un nouveau schéma de corrélation des dépôts d'âge oligocène supérieur-miocène de la région de Baru-Ruseşti aux dépôts synchrones de la dépression de Petroșani.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Baru-Ruseşti (dépression de Hațeg).
 1, dépôts colluviaux — glissements de terrain (a) ; alluvions actuelles et subactuelles (b) (Holocène) ; 2, dépôts de terrasse (Pléistocène) ; 3, formation de Valea Răchiții (Langhien) ; 4, formation de Ruseşti (Aquitaniens) ; 5, formation de Valea Mialului ; a, intercalations lenticulaires de calcaires dulcaquicoles (Chattien) ; 6, série de Sebeș-Lotru du flanc nord du synclinal (Précambrien supérieur) ; 7, série de Sebeș-Lotru du flanc sud du synclinal ; 8, limite des formations quaternaires ; 9, limite de discordance ; 10, limite lithologique ; 11, position des couches à polarité normale ; 12, position des couches à polarité normale mesurée directement sur la couche de charbon ; 13, faille ; 14, axe de synclinal ; 15, carrière ; 16, gisement fossilifère (à Gastéropodes et Lamellibranches) ; 17, direction des coupes géologiques.



Planche II

Colonnes lithostratigraphiques de détail dans les formations de Valea Mialului et de Valea Răchiții de la région de Baru-Rusești (dépression de Hațeg).

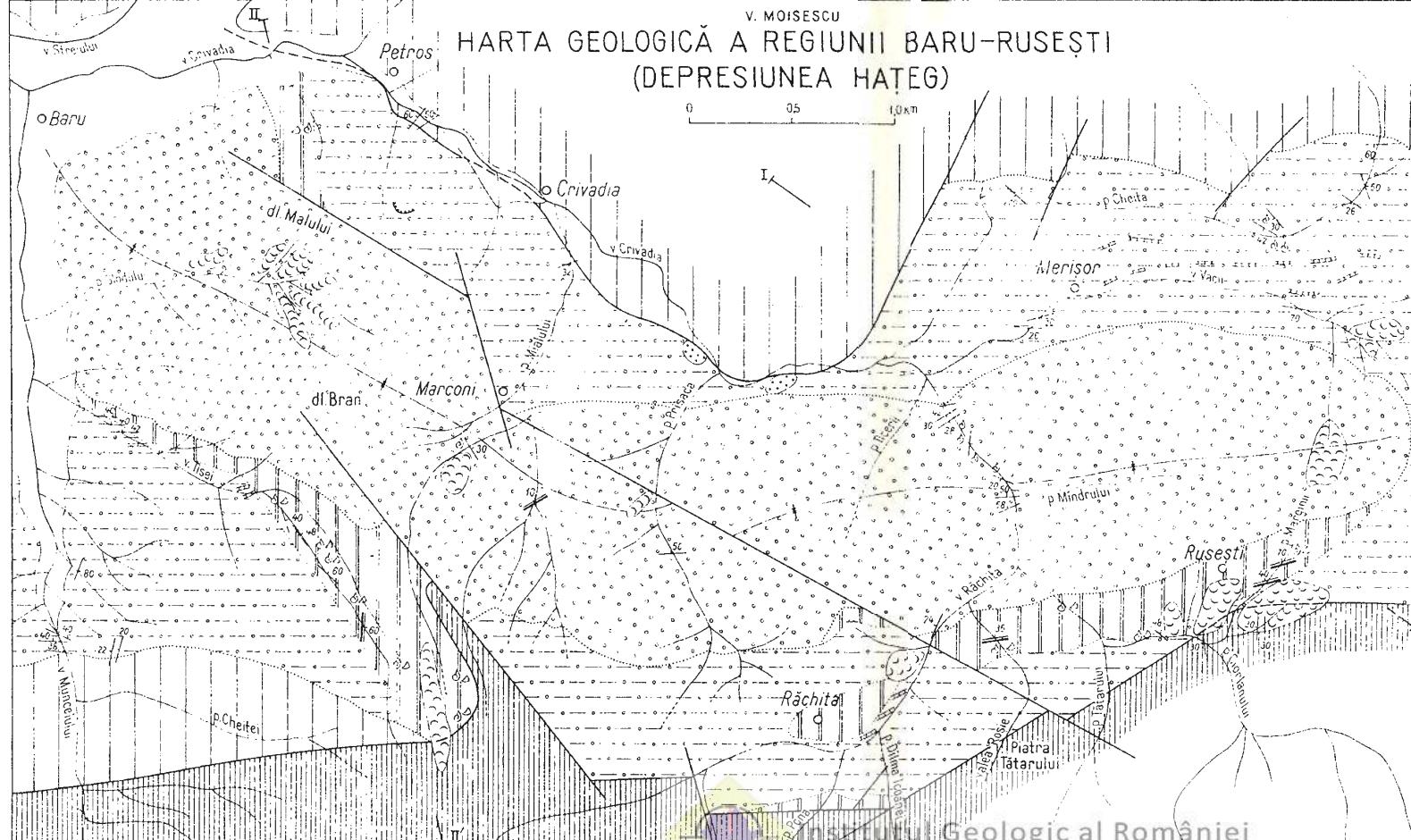
1, argiles sableuses ; 2, calcaires dulçaquicoles ; 3, grès faiblement marneux ; 4, grès bariolés à éléments calcaires ; 5, grès quartzeux massifs ; 6, conglomérats ; 7, grés à intercalations de conglomérats et microconglomérats ; 8, argiles gréseuses ; 9, marnes sableuses ; 10, grès à concrétions calcaires ; 11, graviers ; 12, sables ; 13, argiles ; 14, conglomérats à fragments de bois faiblement carbonisé ; 15, grès en alternance avec des conglomérats ; 16, sables à lentilles minces de charbons ; 17, marnes ; 18, grès à intercalations lenticulaires de charbons ; 19, charbon ; 20, grès à fragments de bois faiblement carbonisé ; 21, sables faiblement marneux ; 22, marno-argiles sableuses ; 23, lacune d'observation ; 24, colonne stratigraphique discontinue (avec l'épaisseur de l'intervalle non-enregistré) ; 25, faille ; 26, gisement fossilifère ; 27 c, charbon.

Planche III

Colonnes lithostratigraphiques de détail dans la formation de Rusești de la région de Baru-Rusești (dépression de Hațeg).

1, marnes ; 2, argiles ; 3, sables faiblement marneux ; 4, charbon ; 5, grès faiblement marneux ; 6, grès ; 7, schistes argilo-charbonneux ; 8, argiles sableuses ; 9, grès finement stratifiés ; 10, sables ; 11, calcisiltstones ; 12, marnes sableuses ; 13, sables à intercalations argileuses ; 14, marno-argiles ; 15, argiles gréseuses ; 16, lacune d'observation ; 17, colonne stratigraphique discontinue (avec l'épaisseur de l'intervalle non-enregistré) ; 18, gisement fossilifère (à Mollusques) ; 19 c, charbon.



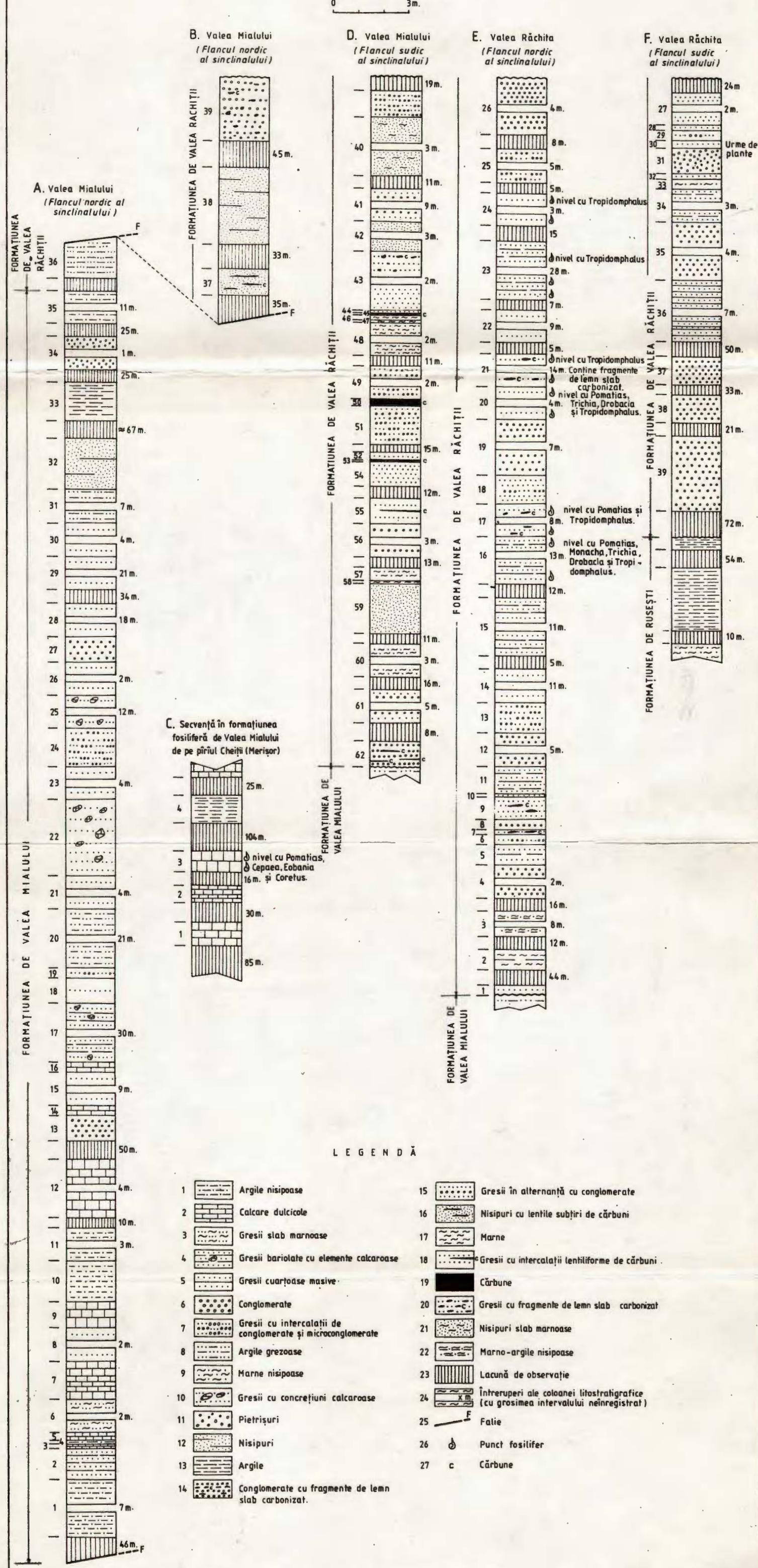


LEGENDA

- 1 a b Deposite coluviale, alunecări de teren (a); cluvuni actuale și subactuale (b) (Holocen)
- 2 Deposite de terasă (Pleistocen)
- 3 Formațiunea de Valea Răchită: elongată
- 4 Formațiunea de Rusești (Aquitanian)
- 5 a Formațiunea de Valea Malului: a. intercalări fenticulare de calcare dulicicole (Chattian)
- 6 Senz de Sebeș - Lotru din flancul nordic al sinclinalului (Precambrian superior)
- 7 Senz de Sebeș - Lotru din flancul sudic al sinclinalului
- 8 Limita formațiunilor cuaternare
- 9 Limita de discordanță
- 10 Limita litologică
- 11 - Pozitia stratelor cu polaritate normală
- 12 — Pozitia stratelor cu polaritate normală măsurată direct pe stratul de cărbune
- 13 Folie
- 14 — Ax de sinclinal
- 15 Cariere
- 16 Punct fosilifer (cu gasteropode și lamelibranchiate)
- 17 — Direcția secțiunilor geologice

COLOANE LITOSTRATIGRAFICE DE DETALIU ÎN FORMAȚIUNILE DE VALEA MIALULUI ȘI DE VALEA RÂGHITII DIN REGIUNEA BARU-RUSEȘTI

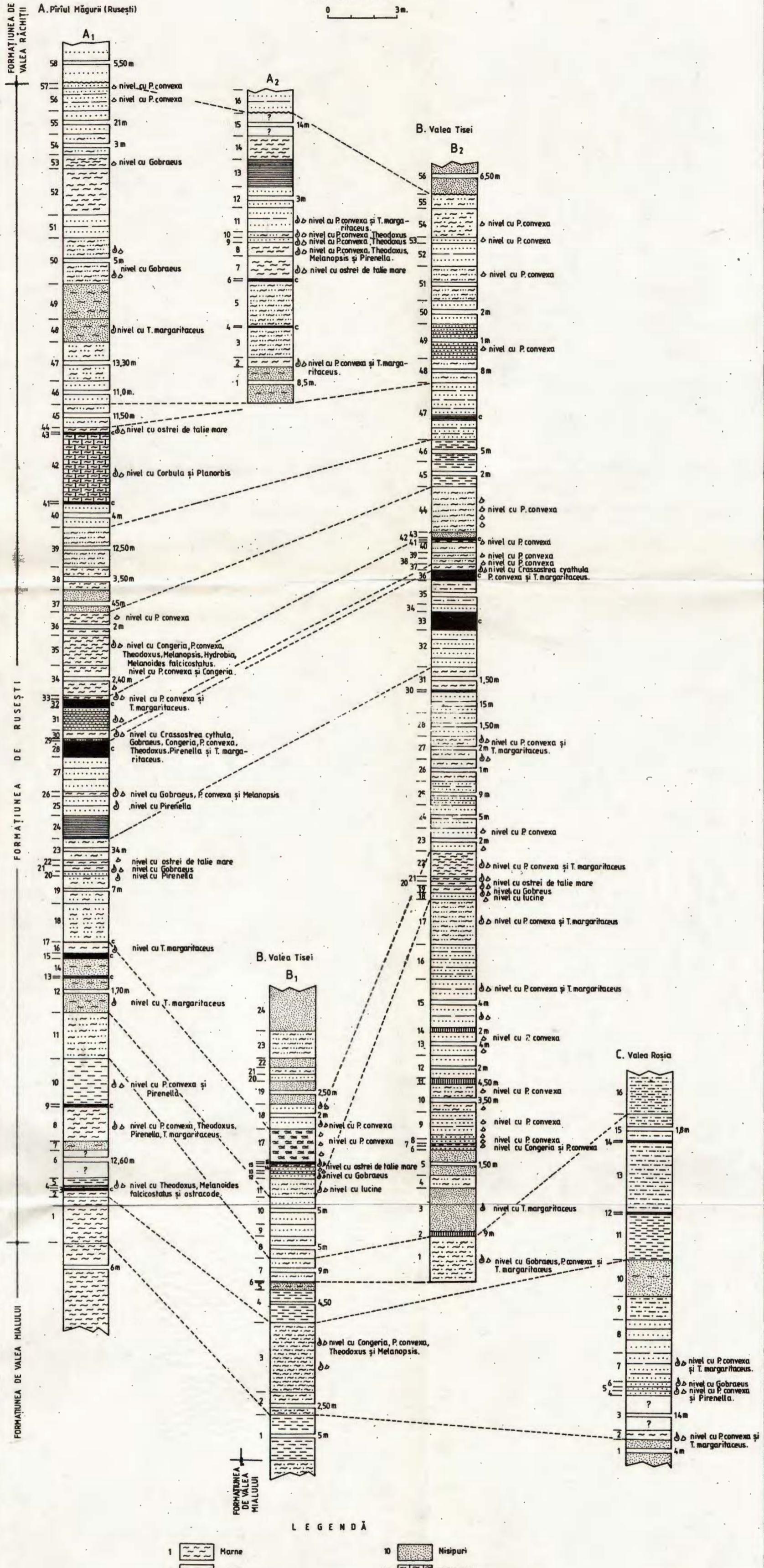
(DEPRESIUNEA HAȚEG)



COLOANE LITOSTRATIGRAFICE DE DETALIU ÎN FORMAȚIUNEA DE RUSEȘTI DIN REGIUNELE BARU - RUSEȘTI

(DEPRESIUNEA HĂTEG)

0 3m.



4. STRATIGRAFIE

STUDII SEDIMENTOLOGICE
ASUPRA CONGLOMERATLEOR DE PIETRICICA¹
DE
MARIANA MĂRUNTEANU²

Pietricica Conglomerates. Sedimentation, processes and conditions. Granulometric analysis. Sequence analysis. Transport directions. Oriented pebbles. Alluvial Paleocone. East Carpathians-East Subcarpathian Zone-Tazlău Subcarpathians. Miocene.

Abstract

Sedimentological Studies on the Pietricica Conglomerates. The present paper puts forth the results of a sedimentological study (granulation, sequence and orientation analyses) undergone on the Pietricica Miocene conglomerates, developed in the lower basin of the Tazlăul Mare River.

References are made on the way of transport and the deposition type, the conclusion being drawn that the examined conglomeratic material was deposited under the form of two alluvial paleocones.

Introducere

Această lucrare sintetizează rezultatele analizelor sedimentologice efectuate asupra conglomeratelor de Pietricica, rezultate ce ne-au permis descifrarea mecanismului fizic de transport și depunere, precum și stabilirea tipului domeniului de sedimentare.

Prezentul studiu se referă la partea sudică a zonei cu conglomerate de Pietricica, dezvoltată sub forma unui orizont continuu între pâraiele Belci și Tocilei (bazinul inferior al Tazlăului Mare), ocupând dealurile Bienei, Cireșului și Măgurei (pl. I).

Primele mențiuni asupra prezenței „conglomeratelor cu șisturi verzi” în „formațiunea saliferă” din regiunea studiată, aparțin lui Paul

¹ Depusă la 15 mai 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 10 ianuarie 1982, comunicată în ședință din 16 aprilie 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, 78344, București, 32.



și Tietze (1879). Problema originii materialului din conglomeratele asociate „saliferului miocenic subcarpatic“ este abordată de Mrazec și Teisseyre (1901), care considerau că elementele de șisturi verzi au o origine carpatică, idee preluată ulterior de Reinhard (1910). Züber (1903) infirmă ipoteza lui Mrazec și Teisseyre, susținând că șisturile verzi provin dintr-o veche catenă varistică, ce se prelungea din Moldova pînă în Dobrogea. La această idee s-au raliat mai tîrziu toți cercetătorii Carpaților Orientali și anume: Grozescu (1912, 1918), Popescu-Voiești, Grozescu și Preda (1916), Preda (1917), Olteanu (1953), Oncescu și Grigoraș (1957), Săndulescu (1962), Mirăuță (1965), Săndulescu et al. (1975) etc.

Conglomeratele de Pietricica, dezvoltate în subunitatea Pietricica (Săndulescu et al., 1975) se dispun discordant peste diferiți termeni ai Oligocenului (Săndulescu, 1962) sau peste formațiunea cu sare (date de foraj), fiind acoperite în continuitate de sedimentare de stratele de Tescani. Limita superioară a acestor conglomerate (pl. I) am trasat-o în mod arbitrar, odată cu dispariția conglomeratelor fine (conglomerate cu elemente predominante de dimensiuni cuprinse între 4 și 16 mm) din succesiunea de Pietricica. Avînd o grosime variabilă (cuprinsă între 300 și 800 m) conglomeratele de Pietricica sunt constituite din alternanțe ritmice sau ciclice de conglomerate, cu intercalații de argile roșii sau cenușii-verzui, intercalații al căror număr crește spre partea superioară a succesiunii pînă la înlocuirea totală a psefitelor.

În ansamblu, conglomeratele de Pietricica sunt polimictice formate, în ordinea participării, din elemente de șisturi verzi de tip dobrogian, gresii roșii, calcare albe fine cu resturi de rudiști, calcare negre fine calcare albe cu numuliți etc., prinse într-o matrice clastică cu aceeași constituție petrografică cu elementelor psefite.

Pe baza studiului petrografic comparativ, între elementele proveniente din conglomeratele de Pietricica cu rocile interceptate de forajele executate în Platforma Moldovenească și Dobrogea, Rosa (1965) ajunge la concluzia că aceste conglomerate s-au format pe seama unui relief ridicat, dezvoltat în est, reprezentat prin cordiliera șisturilor verzi, precum și pe seama formațiunilor constituente ale Platformei Moldovenești.

I. Metoda de lucru

Studiul sedimentologic efectuat asupra conglomeratelor de Pietricica cuprinde analiza granulometrică, analiza secvențială și analiza orientării galăților.

I.1. Analiza granulometrică. Avînd în vedere starea de consolidare a conglomeratelor de Pietricica, acestea pot fi analizate numai prin metoda granulometrică în secțiune. În cursul acestui procedeu se măsoară dimensiunile aparente ale granulelor care, datorită orientării întîmplătoare a planului de secționare, sunt mai mari decît dimensiunile reale. Au fost efectuate un număr de 656 analize granulometrice pe șase profile, corespunzătoare pîraielor Rece, Brătilei, Valea Rea, Cîrligatu, Turcului și Măgurii (pl. I).



I. Fiecare analiză a fost executată în afloriment pe secțiuni naturale, utilizându-se metoda măsurării lineare. Practic, pe o suprafață netedă de aflorare paralelă cu stratificația generală, a fost trasată o linie cu lungimea de un metru, de-a lungul căreia au fost măsurate diametrele aparente maxime (denumite pe parcursul lucrării diametre) ale tuturor elementelor. Măsurările, făcindu-se cu ochiul liber, nu au putut fi determinate dimensiunile mai mici de un milimetru. Granulele mai mici de 2 mm au fost înglobate în categoria generală de matrice. Utilizând scara granulometrică Wentworth (în Folk, 1966), am calculat participarea procentuală a granulelor unui conglomerat pentru fiecare clasă granulometrică după formula $P(\%) = \frac{NT}{Lc}$ unde N = suma tuturor diametrelor dintr-o clasă, T = procentul total de claste cu diametrul mai mare de 2 mm și Lc = suma tuturor diametrelor mai mari de 2 mm. Procentul total de matrice a fost calculat conform formulei $M(\%) = Lm \times 100$ unde Lm = numărul total de milimetri de matrice măsurăți pe lungimea de un metru.

Frecvența claselor granulometrice a fost reprezentată grafic prin curbe cumulative (pl. IV, V). Proiectarea datelor de frecvență s-a efectuat pe hirtie de probabilitate, scara dimensională fiind divizată în unități phi. Cu ajutorul acestor diagrame, am calculat doi parametri granulometrii, mediana și deviația standard grafică. Mediana (Folk, 1966) este diametrul corespunzător procentului de 50% pe curba cumulative. Ea indică faptul că jumătate din volumul de claste au diametre mai mari, iar cealaltă jumătate diametre mai mici în comparație cu valoarea ei. Deviația standard grafică a fost calculată după formula $D = \frac{\varnothing 84 - \varnothing 16}{2}$, unde $\varnothing 16$ și $\varnothing 84$ reprezintă diametrele calculate în unități phi ale percentilelor de 16 respectiv 84% (Krumbein, în Folk, 1966). Astfel determinată, deviația standard grafică reușește să dea indicații destul de bune asupra sortării, dar numai în cazul curbelor granulometrice în care cantitatea de matrice nu a fost reprezentată la rîndul ei pe clase granulometrice. Pentru caracterizarea sortării am folosit grupele de sortare ale lui Folk și Ward (1957) care arată o proporționalitate inversă între valorile deviației standard grafice și tipul sortării.

I.2. *Analiza secvențială.* În literatura de specialitate, noțiunile de secvență, ritm și ciclu diferă de la autor la autor. De aceea în interpretarea secvențială a coloanelor litostratigrafice studiate, vom folosi terminologia lui Lombard (1956). Astfel secvența este o înșiruire de litotipi diferențiați granulometric, între care nu există suprafete nete de separație. Ea poate fi pozitivă, cind începe cu un termen grossier și se termină cu unul fin, sau negativă, cind începe cu un termen fin și se termină cu unul grosier. Ritmul este o repetare succesivă a acelaiași tip de secvență. Pentru ușurința descrierilor vom folosi termenii de ritm normal și invers, cind acestea sunt formate din succesiuni de secvențe pozitive, respectiv negative. Ciclul reprezintă asocierea unei secvențe pozitive cu una negativă (ciclul normal), sau a unei secvențe



negative cu una pozitivă (ciclu invers), avind ca o caracteristică generală faptul că începe și se termină cu același termen litologic.

Scara virtuală (sensu Lombard, 1956) locală este legată de tipurile granulometrice de roci și este formată din : a) conglomerate foarte grosiere, b) conglomerate grăsime, c) conglomerate medii, d) conglomerate fine și e) gresii. Pelitele lipsesc din coloanele litostratigrafice reprezentate, deoarece grosimea lor fiind prea mică, nu au putut fi reprezentate la scara alesă.

I.3. Analiza orientării gălăților. Pentru determinarea direcțiilor și sensurilor de transport am măsurat poziția gălăților cu busola geologică, în mai multe stații pe cele 6 profile. Datele obținute în fiecare stație au fost proiectate pe rețeaua Wulf, rabătindu-le în funcție de înclinarea stratului, pentru a realiza situația de depunere inițială. Rezultatele furnizate de rețeaua Wulf au fost apoi proiectate pe rețeaua de arii egale a lui Schmidt, concentrându-se astfel arii de egală valoare a frecvenței polilor, care indică direcția și sensul curentului (pl. I).

Pentru fiecare profil au fost efectuate între 5 și 11 stații de măsurare, pornind din bază spre partea superioară a succesiunii de Pietricica. Deoarece aceste măsurători au arătat direcții de curent aproape paralele pe același profil, am reprezentat grafic numai direcțiile și sensurile de transport din partea superioară a succesiunii.

II. Prezentarea rezultatelor

Vom comenta în continuare rezultatele obținute în urma analizei granulometrice, secvențiale și ale orientării gălăților în conglomeratele de Pietricica.

II.1. Analiza granulometrică. Pornind de la predominarea unui anumit tip granulometric de conglomerat, am împărțit succesiunea de Pietricica în mai multe pachete, semnificând unități litostratigrafice, și anume : pachetul foarte grosier, grosier, mediu și fin. Ca o remarcă generală, se observă că pe aproape toate profilele studiate (I, II, III, IV, V și VI — pl. II și III), conglomeratele de Pietricica încep cu pachetul foarte grosier, se continuă cu cel grosier, apoi cu cel mediu și se încheie cu cel fin. Excepție de la această regulă face succesiunea de Pietricica dezvoltată pe pîrîul Cîrligatu (profil IV — pl. III), care începe cu pachetul mediu și se încheie cu cel fin. Grosimile pachetelor diferă de la un profil la altul (tab. 1).

Fiecare pachet este constituit din mai multe strate de conglomerate, de diferite tipuri granulometrice (tipul granulometric predominant dînd numele pachetului), pentru care s-au construit curbe cumulative granulometrice (pl. IV și V). Acestea reprezintă o imagine relativ trunchiată a distribuției. Datorită metodei analitice utilizate, curbele se referă la domeniul elementelor psefítice, incluzînd numai partea grosieră (granule cuprinse între 1 și 2 mm) a matricei psamitice. Din acest motiv, curbele sănt deschise în mod constant spre partea fină, rămînind neinclus un procent de 5-50% (în cele mai multe cazuri aproxi-



mativ 20%) din volumul depozitelor analizate. O altă limitare este datorată celei mai grosiere clase granulometrice, care include un procent de 5-30% din masa materialului clastic analizat. Limita dimensională maximă a elementelor conglomeratelor este cunoscută, fiind reprezentată prin diametrul celui mai mare galet observat în cadrul unui strat analizat, ea reprezentând punctul de plecare a curbei cumulative. Datorită faptului că pînă la 30% din volumul rocii este inclus într-o singură clasă granulometrică, necunoscîndu-se alura curbei în acest interval, am reprezentat prin puncte porțiunea de curbă corespunzătoare celei mai grosiere fractiuni granulometrice. Cu aceste limite, după forma și numărul segmentelor, se pot deosebi două tipuri de curbe granulometrice (pl. IV, V) : unele formate în general dintr-o parte incipientă dreaptă, dată de fractiunea elementelor cu dimensiuni mai mari de 128 mm și o parte curbă ; altele sunt constituite dintr-un număr mai mare de segmente (pînă la 4), ultimul segment fiind abia schițat.

În dorința de a investiga cît mai complet semnificația caracterelor textuale ale conglomeratelor de Pietricica, au fost întocmite mai multe diagrame binare de corelare a parametrilor granulometrii, ale căror proiecții împrăștiate în mod neregulat au indicat lipsa unor trăsături comune. Singurele indicații de corelare au fost obținute în cazul diagramei C/Md, introdusă în uzul curent de Passegă (1957), în care parametrul C reprezintă cea mai mare dimensiune a elementelor unui sediment clastic, iar Md mediana acestuia. Am întocmit această diagramă pentru toate profilele studiate, cît și pentru fiecare în parte (fig. 1). În general norul de puncte se încadrează într-un domeniu, a cărui parte inferioară este înclinață, oblică față de linia de referință $C=Md$, iar partea superioară paralelă cu această linie. Într-un singur caz (profilul 1), norul de puncte se înscrie într-un domeniu sinusoidal, constătîndu-se o ușoară curbură spre partea inferioară a curbei. Diagrama C/Md generală exprimă tendințele reflectate în diagramele partiiale, avînd dezvoltată o zonă centrală, oblică față de linia $C=Md$, și două zone extreme, slab exprimate ca număr de proiecții, paralele cu linia de referință.

Din observațiile de teren rezultă că toate tipurile de conglomerate dezvoltate în pachetele foarte grosiere, grosiere și jumătatea inferioară a celor medii se caracterizează prin contacte directe între elementele ce se susțin reciproc, pe cînd cele ce apar în pachetele medii terminale și în cele fine au elemente ce plutesc în matricea granulară. Acest lucru este posibil datorită creșterii însemnante a cantității de matrice în partea superioară a succesiunii de Pietricica.

Din alura curbelor de variație a procentului de matrice (pl. II, III) se desprind următoarele concluzii :

- creșterea procentului de matrice la toate tipurile granulometrice de conglomerate, din bază spre partea superioară a succesiunii de Pietricica ;
- mărirea domeniului de variabilitate a procentului de matrice spre partea superioară a conglomeratelor de Pietricica, de la limite apropiate în pachetele foarte grosiere și grosiere, în limite largi în pachetele medii și fine (tab. 2) ;



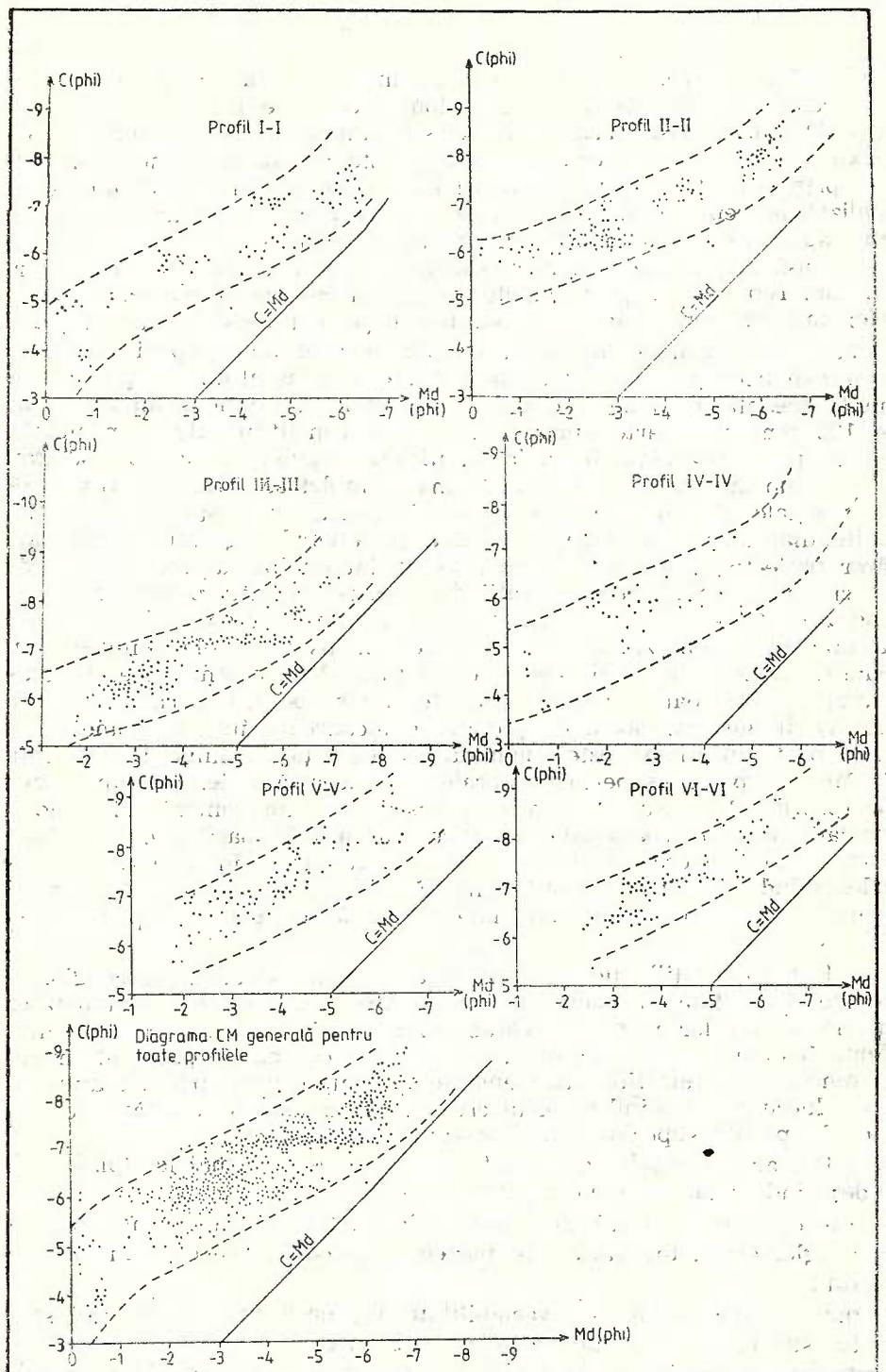


Fig. 1. — Variația medianei M în funcție de diametrul maxim C .
Variation de la ligne médiane M en fonction du diamètre maximum C .



— mărirea domeniului de variabilitate este mai accentuată pe profilele II și V și mai puțin pregnantă pe profilele III, VI, I, IV în ordinea menționată (tab. 2) ;

— la fiecare tip granulometric de conglomerate, procentele de matrice variază între limite mai largi pe profilele II și V decât pe celelalte profile (tab. 3) ;

Cresterea procentului de matrice este invers proporțională cu creșterea diametrului maxim, ale cărui diagrame de variație (pl. II, III) indică :

— scăderea diametrelor maxime la toate tipurile de conglomerate din bază spre partea superioară a succesiunii de Pietricica ;

— domeniile de variație a acestor diametre maxime descresc spre partea superioară a succesiunii de Pietricica, de la limite foarte largi în pachetele foarte grosiere și grosiere, la limite relativ apropriate în pachetele medii și fine (tab. 4) ;

— această descreștere este mai accentuată pe profilele II și V și mai puțin pregnantă pe III, VI, I și IV în ordinea menționată ;

— la fiecare tip granulometric de conglomerate, diametrele maxime ale clastelor variază în limite foarte largi pe profilele II și V (tab. 5).

În ceea ce privește mediana, ale cărei variații pe tipuri granulometrice de conglomerate și pe ansamblul succesiunii de Pietricica au fost reprezentate în planșele II și III, suferă următoarele schimbări pe profilele studiate :

— domeniul de variație a medianelor, calculate pe fiecare strat pe cele şase profile cercetate, crește din bază spre partea superioară a succesiunii de Pietricica, creștere mult accentuată pe profilele II și V și mai puțin pe profilele III, VI, I și IV ;

— de asemenea valorile medianei, la același tip granulometric de conglomerate, cresc din bază spre partea superioară a succesiunii de Pietricica, ceea ce denotă o mărire în această direcție a procentului claselor de dimensiuni medii și fine.

Sortarea conglomeratelor, dată de deviația standard grafică, arată o descreștere pe verticală în cadrul succesiunii de Pietricica, în sens ascendent, de la pachetele foarte grosiere și grosiere spre pachetele medii și fine. Peste acest fond de descreștere verticală se suprapune o evidentă variație laterală a sortării, sistematic bilateral descreșătoare, dinspre profilul II spre profilele I și III, sau dinspre profilul V spre profilele IV și VI. Deoarece despărțea majoritatea percentилelor de 84% nu se poate spune decât că sunt pozitive și crescătoare ca valoare în mod ascendent, în succesiunea de Pietricica (ele proiectându-se în domeniul matricei nedivizat pe clase granulometrice) cele mai multe valori ale deviației standard grafice calculate apar mai mici decât valoarelor lor reale.

II.2. Analiza secvențială. Analiza secvențială, efectuată pe cele şase profile studiate în succesiunea de Pietricica, indică o sedimentare ritmo-ciclică. Pentru a pune în evidență trăsăturile stratonomice comune diferitelor tipuri de pachete, dezvoltate în conglomeratele de Pietricica, vom prezenta pe scurt distribuția litotopilor, secvențelor, ritmurilor (R) și ciclurilor (C) pe fiecare profil studiat (pl. II, III).

Pe profilul I se pot observa următoarele :

- predominarea ca număr și grosime a ciclurilor inverse ($C_2, C_3, C_5, C_7, C_8, C_{11}, C_{13}$) și normale ($C_1, C_4, C_6, C_{10}, C_{12}$) față de ritmuri (R_1, R_2), în pachetele foarte grosiere, grosier, mediu și partea bazală a celui fin ;
- dezvoltarea aproape în exclusivitate (cu excepția ciclului normal C_{14}) a ritmurielor în pachetul fin ;
- asocierea litotopilor singulari și a secvențelor negative cu ciclurile în pachetele inferioare ;

Studiul secvențial al profilului II arată că :

- în pachetele foarte grosier și grosier au fost puse în evidență patru cicluri normale (C_1, C_4, C_5, C_7) și patru inverse (C_2, C_3, C_6, C_8), două ritmuri normale (R_1, R_2) și unul invers (R_3), precum și trei secvențe negative ;
- în pachetul mediu se dezvoltă cu precădere ritmurile normale (R_6, R_7, R_{10}, R_{13}) și inverse (R_5, R_8, R_9, R_{12}) față de cicluri (C_9 și C_{10}) ;
- în pachetul fin apar în exclusivitate ritmurile normale.

Pe profilul III se remarcă :

- distribuția ciclurilor inverse predominantă ($C_2, C_6, C_5, C_7, C_9, C_{10}, C_{15}, C_{17}$) și a ciclurilor normale ($C_1, C_3, C_4, C_8, C_{11}$) numai în pachetele foarte grosier, grosier și jumătatea inferioară a celui mediu ;
- ritmurile încep să apară din pachetul grosier, fiind de tipul normal (R_1, R_2, R_3) și invers (R_4, R_5), dar se dezvoltă cu precădere în jumătatea inferioară a pachetului mediu și în cel fin, fiind de tipul normal ($R_6 — R_{13}$) ;
- apariția unui număr mai mare de secvențe și litotopi singulari pe acest profil în comparație cu celealte, în pachetele foarte grosier și grosier.

O situație mai simplă se observă pe profilul IV unde :

- ciclurile, predominând ca număr și grosime cele inverse ($C_1, C_3, C_4, C_5, C_6, C_8$) asupra celor normale (C_2, C_7, C_9), sunt asociate cu litotopi singulari și ocupă în exclusivitate (cu excepția lui R_1) pachetul mediu și partea bazală a celui fin ;
- ritmurile ocupă în exclusivitate pachetul fin.

Pe profilul V se observă că :

- ciclurile inverse ($C_1, C_2, C_3, C_4, C_6, C_7, C_9$) și cele normale (C_5, C_8) apar numai în pachetul foarte grosier și jumătatea inferioară a celui grosier, fiind asociate cu secvențe negative și litotopi singulari ;
- ritmurile se dezvoltă în exclusivitate în continuarea succesiunii stratigrafice, predominând ca număr și grosime, cele normale asupra celor inverse (R_8, R_{10}).

O situație puțin diferită de cea anterioară o prezintă repartitia secvențială pe profilul IV și anume :

- ciclurile, predominând cele inverse, ocupă pachetele foarte grosier, grosier și jumătatea inferioară a celui mediu ;
- în pachetele mediu, superior și în cel fin se dezvoltă numai ritmuri normale ($R_1 — R_7$), asociate cu rari litotopi singulari.



Din cele relatate mai sus, rezultă următoarele trăsături secvențiale comune profilelor :

- pe profilele II și V ciclurile, cu predominarea celor inverse, se dezvoltă numai în pachetele foarte grosier și grosier și cu totul accidental în celealte ;
- pe profilele III și VI ciclurile ajung pînă în pachetele medii, iar pe profilele I și IV pînă în cele fine ;
- ritmurile, destul de rare cînd ciclurile predomină, sunt în general inverse, cele normale apărînd aproape în exclusivitate începînd cu pachetele medii (profilele II și V), sau părțile superioare ale acestora (profilele I și IV) și pînă în cele fine ;
- secvențele, în general, negative și litotopii singulari apar de preferință în asociere cu ciclurile.

Mentionăm că în descrierea rezultatelor analizei secvențiale ne-am referit la secvențe, ritmuri și cicluri litologice.

II.3. Analiza orientării galeților. Orice obiect, a cărui formă nu este perfect sferică, are o anumită orientare. Cînd un număr de elemente au o poziție asemănătoare, se spune că ele au o orientare preferențială, care poate furniza date cu privire la direcția și sensul agentului transportor (Pettijohn, 1957).

Măsurarea orientării galeților din conglomeratele de Pietricica a pus în evidență existența mai multor direcții de paleocurenți, care indică un transport general dinspre est spre vest (pl. I). Acești paleocurenți se înscriu în ansamblu în două sisteme, unul orientat NE-SV (direcțiile A, D pe profilele I respectiv IV) și altul SE-NV (direcțiile B, C, F pe profilele II, III și respectiv VI). Excepție fac în parte măsurătorile efectuate pe profilul V (direcția E), orientate E-V și cele de pe profilul VII (direcția F) orientate SSE-NNV.

Distribuția paleocurenților, încrise în cele două semicercuri reprezentate în planșa I, reiese din măsurătorile efectuate pe profilele I, II, III și IV, V, VI au forme de evantaie.

Între grosimile pachetelor (fig. 2) și direcțiile de curent determinate pe cele șase profile cercetate se observă o corelație constantă și anume, cu cît orientarea paleocurenților se depărtează de direcția est-vest spre nord sau spre sud, cu atât grosimile pachetelor foarte grosiere și grosiere scad, uneori pînă la dispariție (profilul IV), iar cele ale pachetelor medii și fine cresc.

III. Interpretarea rezultatelor

În acest capitol, pentru ușurință înțelegerei modului de transport și sedimentare al conglomeratelor de Pietricica, vom începe cu interpretarea rezultatelor analizei orientării direcțiilor de curent, continuînd apoi cu concluziile analizei secvențiale și granulometrice.

Din reprezentarea grafică a direcțiilor de transport (pl. I) se observă o dispunere a acestora sub formă de evantaie, fapt care ar sugera existența a două paleoconuri de dejecție (ABC și DEF), pe suprafață studiată. Primul con (ABC), situat în extremitatea sudică a conglomeratelor de Pietricica, ar fi indicat de direcțiile A, B, C (pl. II), reiese



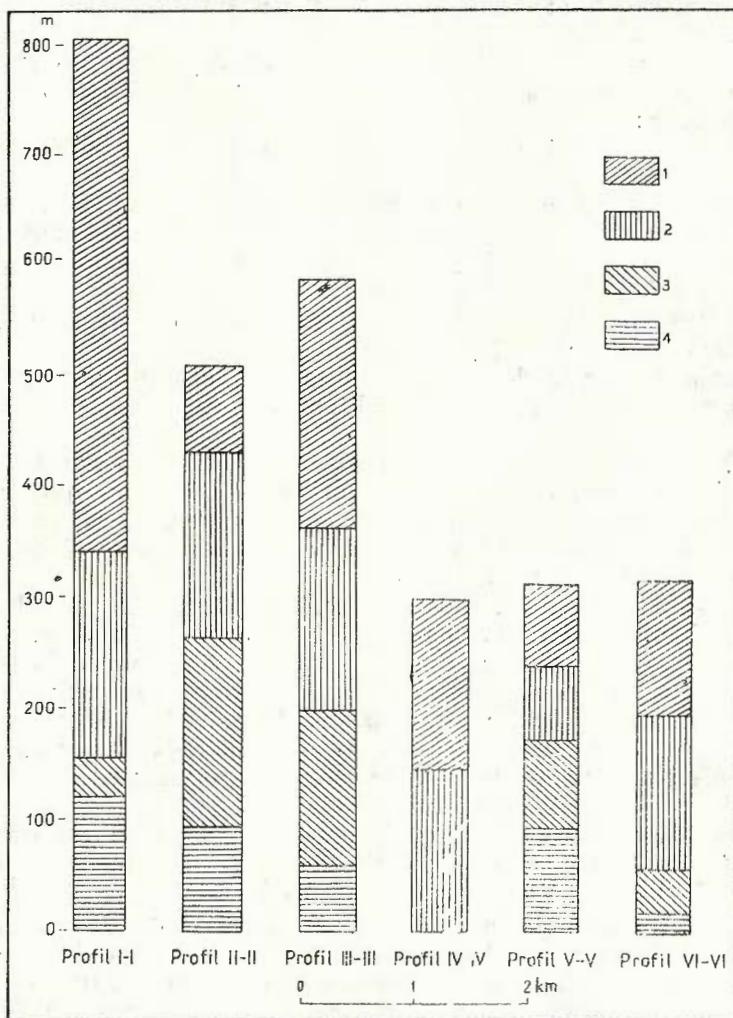


Fig. 2. — Variația faciesurilor granulometrice în conglomeratele de Pietricica.
1, pachetul fin ; 2, pachetul mediu ; 3, pachetul grosier ; 4, pachetul foarte grosier.

Variation des faciès granulométriques des conglomérats de Pietricica.
1, paquet fin ; 2, paquet moyen ; 3, paquet grossier ; 4, paquet très grossier.

din măsurătorile efectuate pe profilele I, II, III, iar al doilea (D, E, F), la nord de primul ar fi reliefat de direcțiile D, E, F obținute de măsurătorile executate pe profilele IV, V, VI.

Fiecare con, în sens longitudinal ar fi construit dintr-o zonă de apex (în apropierea căruia s-a depus materialul foarte grosier și grosier) și o regiune de poale (marcată de sedimente în general medii și fine). În sens transversal, conurile ar avea o zonă axială (apropiate de aceasta ar fi succesiunile de pe profilele II și V) și zone laterale (succesiunile

de pe profilele III, I — pentru conul ABC, sau VI, IV — pentru conul DEF).

Forma distribuțiilor direcțiilor de curent nu este suficientă pentru a caracteriza un domeniu de sedimentare, mai ales că de obicei, curenții care transportă pietrișuri manifestă dese și importante schimbări pe parcursul lor. De aceea, pentru susținerea ipotezei existenței posibile a celor două paleoconuri pe suprafața studiată, vom apela în continuare la datele analizei secvențiale și granulometrice, date care se pot încadra în trăsăturile diagnostice ale mediilor de con, existente în literatură de specialitate și enunțate de cercetători ca : Walker (în Harms et al., 1975), Bull (1972), Friedman și Sanders (1979) etc.

Astfel Walker menționează că sedimentele apropiate de apexul unui con se caracterizează în general printr-o „gradare inversă la normală“ (trecerea de la fin la grosier și iar la fin), iar cele dezvoltate spre poalele conului au aproape în exclusivitate o „gradare normală“ (trecerea de la grosier la fin).

Comparind termenii folosiți de Lombard (1956) cu cei întrebuintați de Walker pentru descrierile stratonomice, se observă o perfectă similitudine între ciclurile inverse și gradarea inversă la normală și între secvențele pozitive și ritmurile normale cu gradarea normală. Plecind de la această similitudine, trăsătura diagnostică menționată de Walker se desprinde și din studiul secvențial efectuat asupra conglomeratelor de Pietricica și anume, predominarea ciclurilor inverse în jumătatea inferioară (mai apropiată de apexul conului) și a secvențelor pozitive și ritmurilor normale în jumătatea superioară (apropiată de poalele conului) a succesiunii conglomeratice. Pentru completarea acestei trăsături, din cercetările noastre mai reiese :

- în apropierea apexurilor conurilor, ciclurile litologice inverse, predominante ca număr și grosime, sunt însoțite de cicluri normale, secvențe în general negative și litotopi singulari ;
- înspre poalele conurilor, secvențele pozitive și ritmurile normale se dezvoltă în exclusivitate.

Din studiul secvențial efectuat pe pachete, de diferite tipuri, se constată existența ciclurilor litologice, cu predominarea celor inverse, în pachetele foarte grosiere și grosiere în zonele apropiate de părțile axiale (profilele II și V — pl. II, III) ale presupuselor conuri, sau chiar în pachetele medii (profilele III și VI — pl. II, III) și fine (profilele I și IV — pl. II, III) în zonele din ce în ce mai îndepărtate de părțile axiale.

Cele mai multe conuri (Bull, 1972) se caracterizează prin descreșterea dimensiunilor particulelor dinspre apexul spre poalele acestora și de asemenea, dinspre părțile axiale spre părțile lor terminale. Descreșterea este direct proporțională cu puterea de transport și depunere a curenților de apă, mai activi în zonele de apex, sau în cele apropiate lor, precum și în zonele axiale sau în cele învecinate acestora. Conform acestor criterii diagnostice, pe profilele studiate se pot observa următoarele :

- dezvoltarea cu precădere în baza succesiunii conglomeratice (apropiate de apex) a elementelor foarte grosiere și grosiere, care descresc spre partea superioară (îndepărtată de apex) a acesteia (pl. II, III) ;



— cu că direcțiile de curent sunt mai îndepărtate de presupusa zonă axială a conurilor dimensiunile clastelor din același tip de pachet scad (pl. I, II, III);

— luând în considerare grosimile pachetelor de conglomerate, se remarcă faptul că pe profilele îndepărtate de presupusele zone axiale ale conurilor ABC și DEF, pachetele foarte grozii și grozii se subțiază, în contrast cu cele medii și fine care se îngroașă (fig. 2).

O altă trăsătură diagnostică a depozitelor de con (Bull, 1972) este creșterea procentului de matrice, direct proporțional cu descreșterea dimensiunilor clastelor (inclusiv a diametrului maxim), dinspre apex spre poale. Conform cu această trăsătură, din studiul variației procentului de matrice, diametrului maxim și medianei, efectuat asupra conglomeratelor de Pietricica, au reiesit următoarele concluzii (pl. II, III):

— creșterea diametrului maxim, invers proporțional cu creșterea procentului de matrice și medianei, dinspre partea superioară spre baza succesiunii conglomeratice;

— lărgirea domeniilor de variabilitate a procentelor de matrice și medianelor de la pachetele grozii la pachetele mai fine, deci în direcția îndepărțării de apex și micșorarea acestor domenii pentru diametrele maxime, în sensul menționat (tab. 2, 4);

— creșterea domeniilor de variabilitate a procentelor de matrice și medianelor și scăderea diametrelor maxime sunt mai accentuate pe profilele II și V (apropiate de zonele axiale ale presupuselor conuri ABC și DEF) decât pe profilele III, VI, I, IV (din ce în ce mai îndepărțate de zonele axiale).

Friedman și Sanders (1978), în urma cercetărilor depozitelor conurilor actuale și ale paleoconurilor, au ajuns la concluzia că sortarea acestora este slabă sau foarte slabă. Am completa că scăderea sortării sedimentelor este mai accentuată dinspre apex spre poale, sau dinspre zonele axiale spre cele laterale ale unui con. Această caracteristică a fost observată și în cazul conglomeratelor de Pietricica. Astfel, valurile deviației standard grafice sunt în general mai mici în pachetele foarte grozii și grozii și mai mari în pachetele medii și fine, ceea ce denotă o scădere a sortării materialului conglomeratic din bază spre partea superioară a succesiunii. Aceeași scădere a sortării are loc și dinspre profilele II spre I și III, sau dinspre profilul V spre IV și VI, deci dinspre zonele axiale spre cele laterale ale presupuselor conuri ABC și DEF.

Din cele arătate reiese că sedimentele din care s-au format conglomeratele de Pietricica au fost transportate probabil de două paleorîuri principale, care străbăteau catena șisturilor verzi și debușeau pe cîmpia litorală din fața acestei catene. În zona de vîrsare, curentul principal se despărțea într-o multitudine de curenti secundari, ce se dispuneau sub forma unor evantaie.

Caracteristicile curentilor, ce au transportat elementele conglomeratelor de Pietricica, reies din repartiția secvențelor ritmurilor și ciclurilor litologice. Astfel ciclurile (în general cele inverse, dezvoltate în apropiere de apex, sau de zona axială a unui con), ritmurile inverse și secvențele negative se datorează unor curenti de transport cu o putere mai mare, capabili să țină clastele mari și mici în mișcare continuă,



cele mici putindu-și croi drum printre cele mari, determinînd astfel o gradăție inversă. Puterea curențului scăzînd periodic duce la asocierea ciclurilor inverse cu cele normale, secvențe și litotopi singulari. O descreștere puternică a curențului face posibilă segregarea clastelor după mărime în agentul transportor, dînd gradăția normală, reprezentată de secvențe pozitive și ritmuri normale. În general secvențele pozitive și ritmurile normale, dezvoltate cu precădere spre poale, sau în zonele laterale ale presupuselor conuri ABC și DEF, indică depunerea materialului fin de către un curenț a cărui putere a fost mult diminuată de scăderea înclinării pantei, lungimii drumului parcurs din momentul desprinderii de canalul principal, cît și ramificării lui în timpul curgerii (în cazul depunerilor de canal).

Proprietățile stratonomice ale conglomeratelor de Pietricica sunt în general comune sedimentelor depuse de conuri aluviale și conuri submarine. Presupunem că succesiunea depozitelor studiate se caracterizează printr-un mediu de con aluvial deoarece :

- direcțiile de curenț nu-și modifică formă de evantai, pe parcursul avansării în coloana stratigrafică, deci inexistența curenților marini oblici sau perpendiculari pe direcția inițială de transport, care să fi acționat în timpul depunerii succesiunii de Pietricica ;
- din cauza ramificării cursurilor de apă în timp, stratificația tinde a fi lenticulară pe direcție ;
- din observațiile de teren asupra galejilor, a reiesit un fabric caracterizat în general prin poziția axelor *a* transversale pe direcția agentului transportor și a axelor *b* inclinate în sensul curențului, un astfel de fabric fiind observat în curgerile rîurilor actuale (Harms et al., 1975) ;
- în pelitele intercalate conglomeratelor nu s-a întîlnit microfaună corespunzătoare vîrstei probabile a conglomeratelor de Pietricica ;
- culoarea conglomeratelor de Pietricica este cenușie, sau roșcată datorită oxidării fierului, aşa cum apare în depozitele conurilor aluviale actuale.

Concluzii

Din studiile sedimentologice, efectuate asupra conglomeratelor de Pietricica (analize granulometrice, secvențiale și de orientare a galejilor) cît și din observațiile de teren (compoziție litostratigrafică și fabric), a reiesit că succesiunea de Pietricica se caracterizează printr-un mediu de con de dejecție, datorită :

- dispunerii sub formă de evantaie a direcțiilor de curenț ;
- predominării secvențelor negative și a ciclurilor litologice inverse, deci a gradării inverse, în părțile inferioare și dezvoltarea aproape în exclusivitate a secvențelor pozitive și a ritmurilor normale, deci a gradării normale, în părțile superioare ale succesiunii de Pietricica, trăsături caracteristice zonelor de apex și de poale ale conurilor ;
- scăderii granulometriei, a diametrului maxim și a sortării, concomitant cu creșterea procentului de matrice și a medianelor dinspre presupusele zone axiale (profilele II și V) spre zonele laterale ale conurilor ABC și DEF ;



— variației grosimilor pachetelor de conglomerate pe orizontală, manifestată prin scăderea pachetelor foarte grosiere și grosiere odată cu mărirea pachetelor medii și fine dinspre profilul II spre profilele I și III, sau dinspre profilul V spre profilele VI și IV, deci dinspre zonele axiale spre cele laterale ale unui con.¹⁰

Cu toate că aceste concluzii, conforme cu trăsăturile diagnostice pentru mediile de con menționate de Bull (1972), Walker (in Harms et al., 1975), Friedman și Sanders (1979), sunt în marea lor majoritate comune atât depozitelor de con aluvial cît și submarin, presupunem că succesiunea de Pietricica se caracterizează printr-un mediu de con aluvial, datorită inexistenței direcțiilor și sensurilor de transport ale unor curenti marini secundari care să modifice direcția și sensul general de transport; stratificației lenticulare; fabricului dat de orientarea galeților cu axele *a* transversale pe direcția agentului transportor și a axelor *b* inclinate în sensul curentului; culorii roșii; inexistenței microfaunei corespunzătoare vîrstei probabile a conglomeratelor de Pietricica.

Materialul conglomeratic a fost probabil transportat de 2 paleorîuri, ce străbăteau catena șisturilor verzi și care în zona de vârsare se ramificau într-o multitudine de canale secundare, depunind sedimentele sub forma a 2 paleoconuri.

Variațiile texturale și stratonomicice ale conglomeratelor de Pietricica se datorau măririi sau micșorării puterii agentului transportor, dependent de lungimea drumului parcurs, de schimbările înclinării pantei, cît și de ramificarea în timp și spațiu a cursurilor de apă.

TABELUL 1

Variația grosimilor diferitelor tipuri de pachete pe profilele I, II, III, IV, V, VI în succesiunea conglomeratelor de Pietricica

Tipuri de pachete	Variația grosimilor (m) pe profilele :					
	I	II	III	IV	V	VI
Fin	462,80	107,00	216,80	154,20	71,20	128,00
Mediu	188,60	166,80	162,00	148,00	67,20	140,00
Grosier	30,80	171,00	145,00	—	81,00	40,00
Foarte grosier	124,00	95,20	57,80	—	95,40	20,00

TABELUL 2

Domeniul de variație a procentului de matrice pe tipuri de pachete pe profilele I, II, III, IV, V, VI în succesiunea conglomeratelor de Pietricica

Tipuri de pachete	Domeniul de variație a procentului de matrice (%) pe profilele :					
	I	II	III	IV	V	VI
Fin	25—50	39—52	29—46	39—60	16—59	25—37
Mediu	8—25	22—46	28—39	21—45	11—40	18—32
Grosier	9—10	10—26	8—30	—	11—38	15—28
Foarte grosier	9—10	7—14	8—34	—	10—35	7—10



TABELUL 3

Domeniul de variație a procentului de matrice pe tipuri granulometrice de conglomerate pe profilele I, II, III, IV, V, VI în succesiunea de Pietricica

Tipuri de conglomorate	Limitile inferioare și superioare ale procentului de matrice, pe profilele:					
	I	II	III	IV	V	VI
Fin	38—56	32—52	30—45	35—60	25—52	25—37
Mediu	9—40	21—46	22—38	16—45	14—45	18—32
Grosier	10—17	7—30	11—35	11—12	11—25	15—28
Foarte grosier	8—10	7—22	8—18	10—11	11—20	17—19

TABELUL 4

Domeniul de variație a diametrelor maxime ale elementelor din conglomerate, pe tipuri de pachete, pe profilele I, II, III, IV, V, VI în succesiunea de Pietricica

Tipuri de pachete	Domeniul de variație a diametrelor maxime (mm) ale elementelor, pe profilele:					
	I	II	III	IV	V	VI
Fin	7—87	38—126	40—168	14—15	21—210	40—168
Mediu	38—222	60—169	70—138	43—267	26—133	70—137
Grosier	130—205	131—335	135—309	—	40—234	129—309
Foarte grosier	129—174	156—456	146—406	—	63—314	146—406

TABELUL 5

Domeniul de variație a diametrelor maxime ale elementelor diferitelor tipuri granulometrice de conglomerate pe profilele I, II, III, IV, V, VI în succesiunea de Pietricica

Tipuri de conglomorate	Domeniul de variație a diametrelor maxime ale elementelor, pe profilele:					
	I	II	III	IV	V	VI
Fin	7—70	38—112	35—104	14—80	21—62	40—133
Mediu	30—205	65—182	45—131	44—231	35—129	63—138
Grosier	100—229	124—268	105—144	192—194	100—250	129—306
Foarte grosier	129—190	171—456	178—481	200—267	140—316	228—406

BIBLIOGRAFIE

- Buli W. B. (1972) Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. Recog. of ancient sediment. environments. Soc. of Paleont. and Mineralog., Spec. Publ. 16, p. 63-83, Tulsa-Oklahoma.
- Folk R. L., Ward W. C. (1957) Brazos River bar: A study in the significance of grain-size parameters. Jour. of Sed. Petrology, 27, p. 300-315, Tulsa-Oklahoma.
- (1966) A review of grain size parameters. Sedimentology, 6, 2, p. 73-93, London.
- Friedman C. M., Sanders J. E. (1979) Principles of Sedimentology. New York, Toronto.



- Grozescu H. (1912) Regiunea saliferă subcarpatică din nordul județului Bacău. *D. S. Inst. Geol.*, III, p. 133-136, București.
- (1918) Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a județului Bacău. *An. Inst. Geol.*, VIII, p. 120-210, București.
- Harms J. C., Southard J. B., Spearing D. R., Walker R. G. (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequence. *Soc. of Paleont. and Mineralog.*, p. 133-158, Dallas.
- Lombard A. (1956) Géologie sédimentaire. *Am. Jour. Sci.*, 254, New Haven.
- Mirăuță O. (1965) Facies et tectonique de la molasse subcarpatique Miocene de la Moldavie centrale. *Carp.-Balk. Geol. Ass.*, 2, Sofia.
- Mrazec L., Teisseyre W. (1901) Über oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău. *Jhrb. d. k. k. Geol. RA*, LI, Wien.
- Olteanu Fl. (1953) Faciesurile și tectonica Miocenului Subcarpatic din regiunea Berzunți. *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, p. 76-93, București.
- Oncescu N., Grigoraș N. (1957) Zona din fața Carpaților în lumina forajelor de explorare româno-sovietice. *Rep. Natura*, IX/6, p. 12-20, București.
- Passega R. (1957) Texture as characteristic of clastic deposition. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 41, p. 1952-1984, Tulsa-Oklahoma.
- Paul C. M., Tietze E. (1879) Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jhrb. d. k. k. Reichsänsch.*, XXIV, p. 17-27, Wien.
- Pettijohn F. J. (1957) Sedimentary rocks. Ed. Harper and Brothers, New York.
- Popescu-Voitești I., Grozescu H., Preda D. M. (1916) Considerații asupra vîrstei formării salifere din România. *D. S. Inst. Geol.*, VII (1915-1916), p. 97-115, București.
- Preda D. M. (1917) Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, 1913, p. 575-659, București.
- Reinhard M. (1910) Referat asupra studiului lui I. Simionescu „Sur l'origine des conglomérats verts du Tertiaire carpatique“. *D. S. Inst. Geol.*, II, p. 22-23, București.
- Rosa Andorina (1965) Les conglomérats de Pietricica. *D. S. Inst. Geol.*, LI/1 (1963-1964), p. 167-183, București.
- Săndulescu M. (1962) Stratigrafia și tectonica molăsei miocene din regiunea Valea Mare-Berzunți-Onești. *D. S. Inst. Geol.*, XLVI (1958-1959), p. 273-292, Buc.
- Mirăuță E., Micu M., Mărunțeanu M., Rădan S., Jipa D., Panin N., Popescu A., Gheorghian M., Popescu Gh. (1975) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Zuber St. (1903) Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Ausserrande der karpatischen Flyschzone. *Jhrb. d. k. k. Geol. RA*, p. 20-28, Wien.
- Wentworth C. K. (1935) The terminology of the coarse sediments. *Report. Comm. Sediment.*, 1932-1934, Research Council.

ÉTUDES SÉDIMENTOLOGIQUES SUR LES CONGLOMÉRATS DE PIETRICICA

(Résumé)

Les études sédimentologiques (analyses granulométriques séquentielles et d'orientation des galets) effectuées sur les conglomérats de Pietricica miocènes (développés dans le bassin inférieur de la rivière de Tazlăul Mare) ainsi que



les observations sur le terrain ont démontré que la succession de Pietricica est caractérisée par un environnement de cône de déjection, mis en évidence par :

- la disposition en éventail des directions de courant (pl. I) ;
- la prédominance des séquences négatives et des cycles lithologiques inverses, donc de la gradation inverse aux parties inférieures, et au développement, presque en exclusivité, des séquences positives et des rythmes normaux, donc de la gradation normale, aux parties supérieures de la succession de Pietricica, qui sont des traits caractéristiques aux zones d'apex et de pied de certains cônes (pl. II, III) ;
- la diminution de la granulométrie, du diamètre maximum et du grain-classement, en même temps avec l'augmentation du pourcentage de matrice et des valeurs des médianes, à partir des zones axiales (coupes II et V — pl. II, III) vers les zones latérales (coupes I, III, IV, VI — pl. II, III) ou des cônes supposés ABC et DEF (pl. I).

— la variation horizontale des épaisseurs des paquets de conglomérats manifestée par la diminution des paquets très grossiers et grossiers, accompagnée par l'épaisseissement des paquets moyens et fins, à partir de la coupe II vers les coupes I et III, ou de la coupe V vers les coupes IV et VI, donc des zones axiales vers celles latérales des cônes supposés ABC et respectivement DEF (pl. I, fig. 2).

Bien que la plupart de ces conclusions, conformes aux traits diagnostiques pour les environnements de cônes mentionnés par Bull (1972), Marms et al. (1975) Friedman et Sanders (1979), soient communes aux dépôts de cône alluvial et sousmarin, nous supposons que la succession de Pietricica est caractérisée par un environnement de cône alluvial, car :

— les directions de courant ne modifient pas leur forme en éventail lorsqu'on avance dans les successions stratigraphiques, donc l'inexistence des courants marins obliques ou perpendiculaires à la direction initiale de transport, qui se soient manifestés pendant l'accumulation de la succession de Pietricica ;

— à cause de la ramification des cours d'eau en temps, la stratification des conglomérats de Pietricica présente un disposition lenticulaire directionnelle ;

— les observations des galets sur le terrain ont mis en évidence un fabric caractérisé en général par la position des axes *a* transversaux à la direction de l'agent transporteur et des axes *b* inclinés dans le sens du courant, un fabric de la sorte étant observé dans le cours des rivières actuelles (Harms et al., 1975) ;

— dans les pélites intercalées aux conglomérats on n'a pas trouvé de microfaune typiquement miocène, qui attesterait l'âge supposé des conglomérats de Pietricica ;

— la couleur des conglomérats de Pietricica est grise ou rouge à cause de l'oxydation du fer, comme dans les dépôts des cônes alluviaux actuels.

On suppose que le matériel conglomératique a été transporté par deux paléorivières qui passaient par la chaîne des schistes verts (aujourd'hui érodés) et qui dans leur zone d'embouchure se ramifiaient dans une multitude des canaux secondaires, déposant les sédiments sous la forme de deux paléocônes.

Les caractéristiques des courants qui ont transporté les éléments des conglomérats de Pietricica sont déduites de la répartition des séquences, rythmes et cycles lithologiques (sensu Lombard, 1956). Ainsi, les cycles inverses, les rythmes inverses et les séquences négatives sont dus à des courants à grande force de transport, capables de maintenir les clastes grands et petits dans un mouvement continu, les petits pouvant se frayer un chemin parmi les plus grands,



déterminant ainsi une gradation inverse. La force du courant diminuant périodiquement, les cycles inverses s'associent à des cycles normaux, séquences et lithotopes singuliers. La diminution de la force du courant transporteur conduit à la ségrégation des clastes selon leur dimension, en favorisant l'apparition d'une gradation normale dans les sédiments, ainsi que des séquences positives et des rythmes normaux. Dans le cas des dépôts de cône alluvial, la force des agents transporteurs (courants d'eau) est dépendante des modifications de la pente, de la longueur du chemin parcouru par les courants radiaires, du moment de leur séparation du canal principal, ainsi que de la ramification des courants radiaires pendant l'écoulement d'eau.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Distribution des directions de courant dans les conglomérats de Pietricica du bassin inférieur de Tazlăul Mare.

1, glissement ; 2, terrasses ; 3, dépôts sarmatiens ; 4, grès de Răchitașu ; 5, série grise à gypse ; 6, couches de Tescani ; 7, conglomérats de Pietricica ; 8, faille de chevauchement ; 9, faille ; 10, direction de courant.

Planche II

Colonnes lithostratigraphiques dans les conglomérats de Pietricica, sur les coupes I, II, III.

1, grès (e) ; 2, conglomérats fins (d) ; 3, conglomérats moyens (c) ; 4, conglomérats grossiers (b) ; 5, conglomérats très grossiers (a) ; 6, C — cycle ; 7, R — rythme ; 8, limite entre cycles et rythmes lithologiques ; 9, limite à passage graduel entre les termes d'un rythme ou cycle lithologique ; 10, limite entre les séquences d'un rythme lithologique. Variation du pourcentage de matrice, du diamètre maximum et de la ligne médiane pour : 11, a+b+c+d ; 12, a ; 13, b ; 14, c ; 15, d.

Planche III

Colonnes lithostratigraphiques dans les conglomérats de Pietricica, sur les coupes IV, V, VI.

Voir la légende de la planche II.

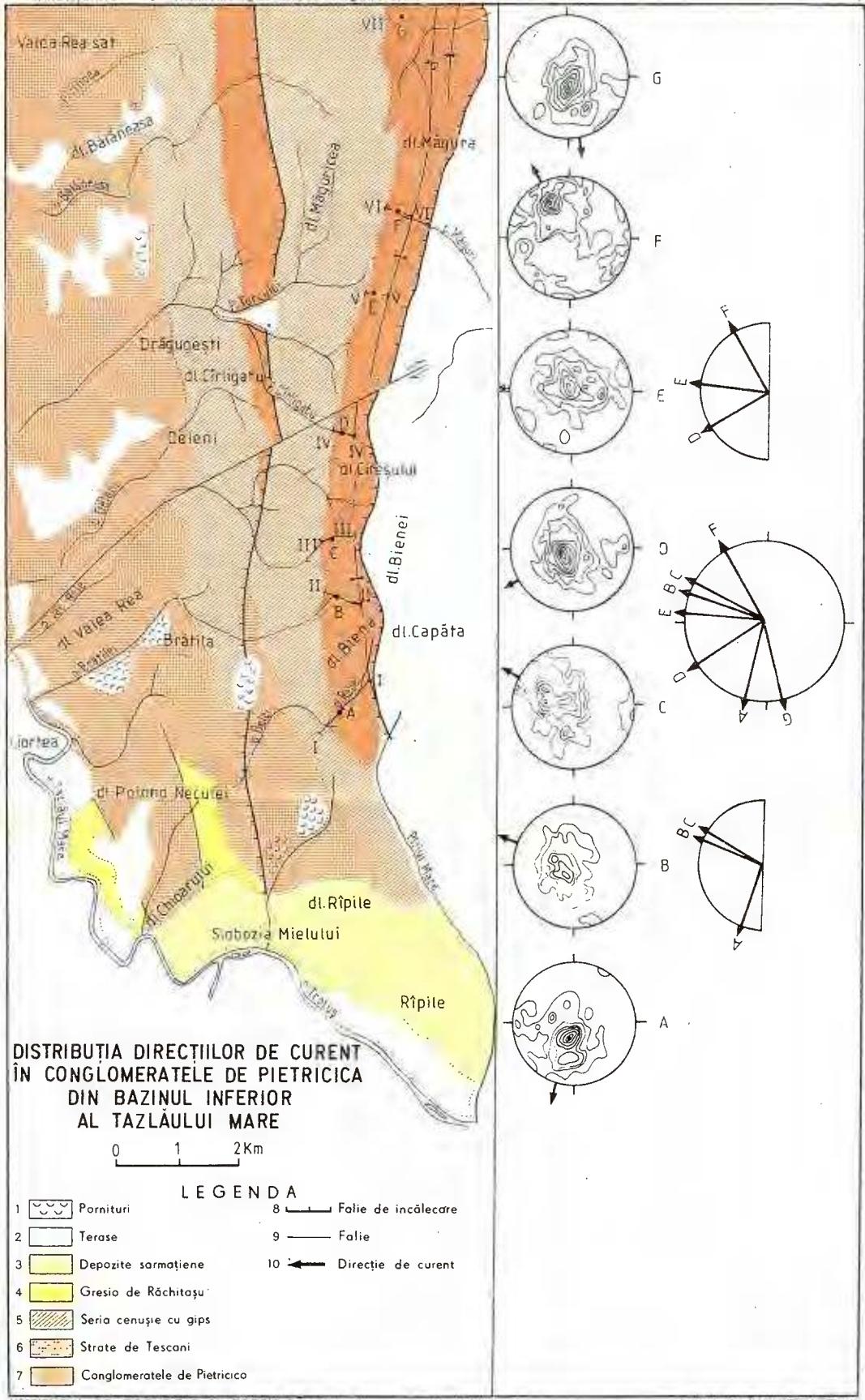
Planche IV

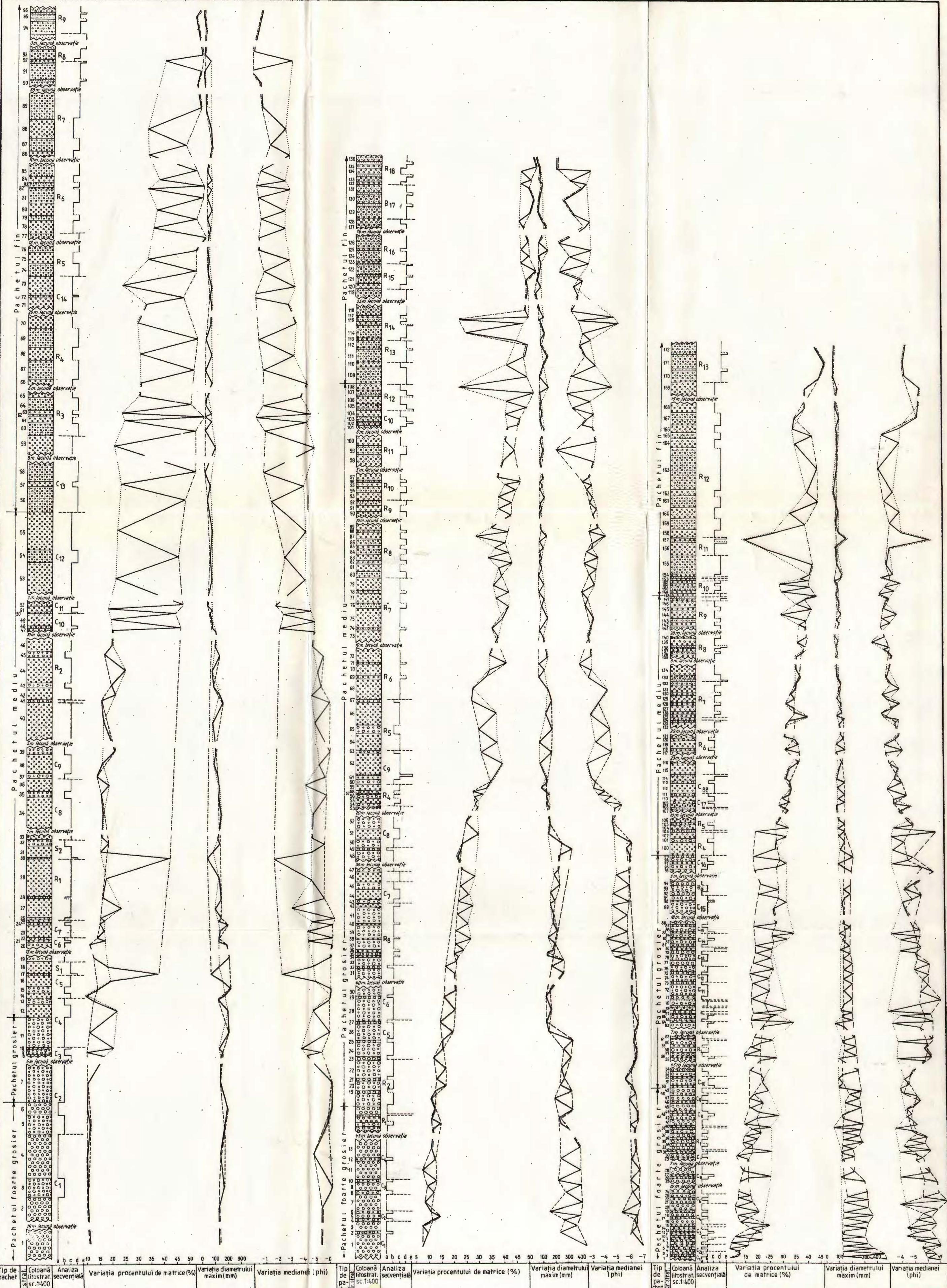
Courbes cumulatives granulométriques dans les conglomérats de Pietricica, sur les coupes I, II, III.

Planche V

Courbes cumulatives granulométriques dans les conglomérats de Pietricica, sur les coupes IV, V, VI.



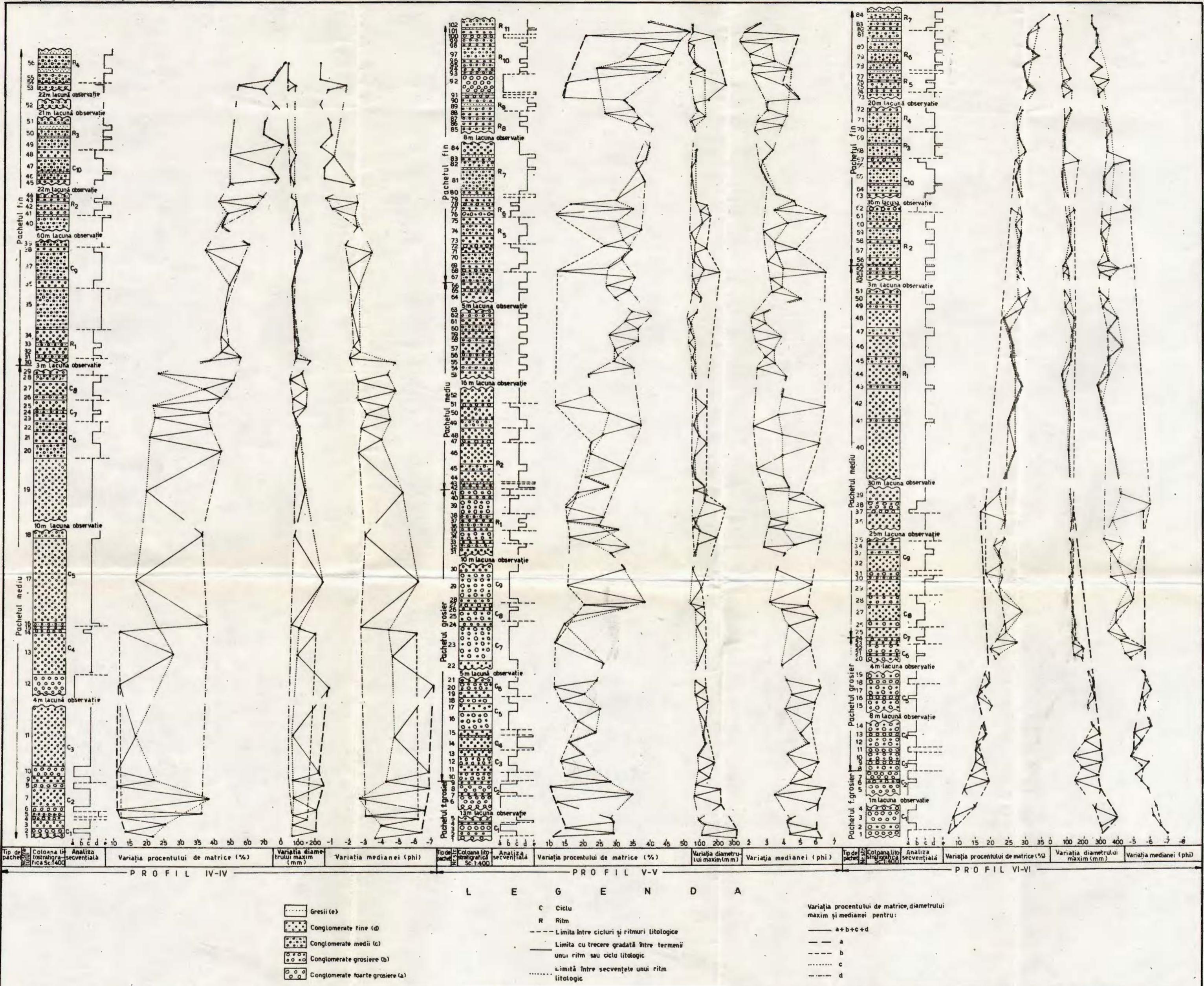




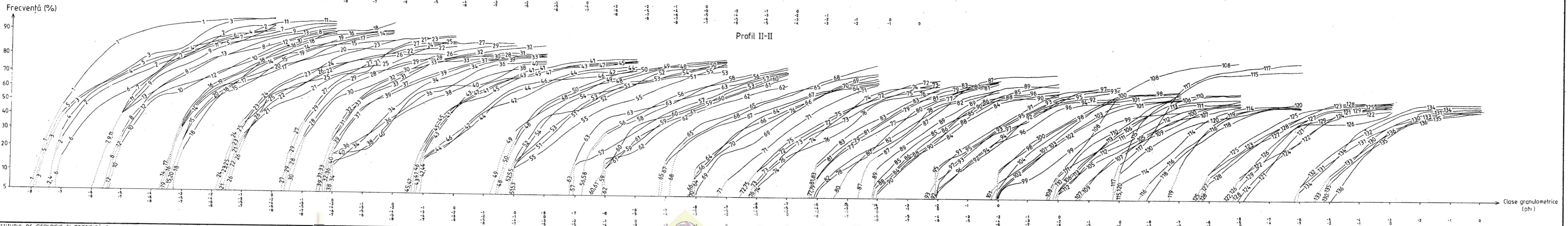
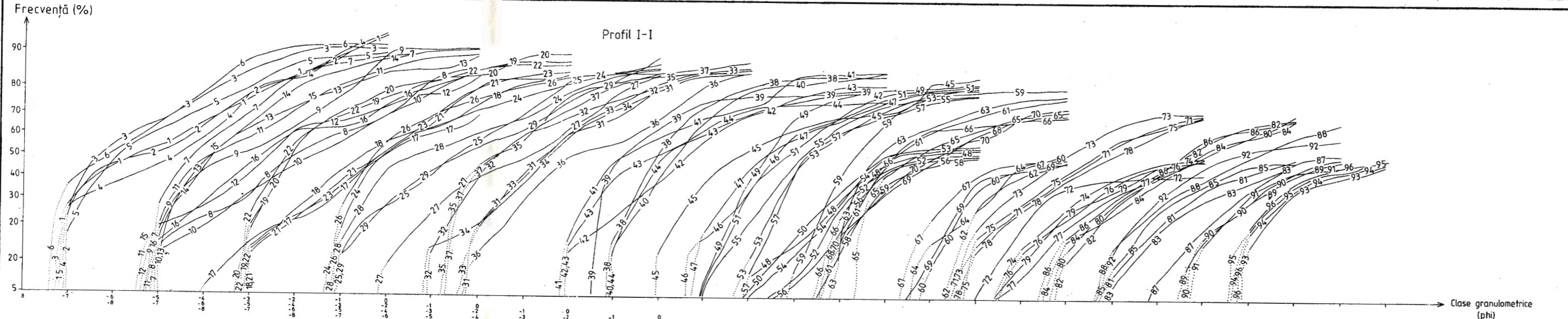
COLOANE LITOSTRATONOMICE ÎN CONGLOMERATELE DE PIETRICICA

M. MARUNTEANU. Studii sedimentologice asupra conglomeratelor de Pietricica

PI. III

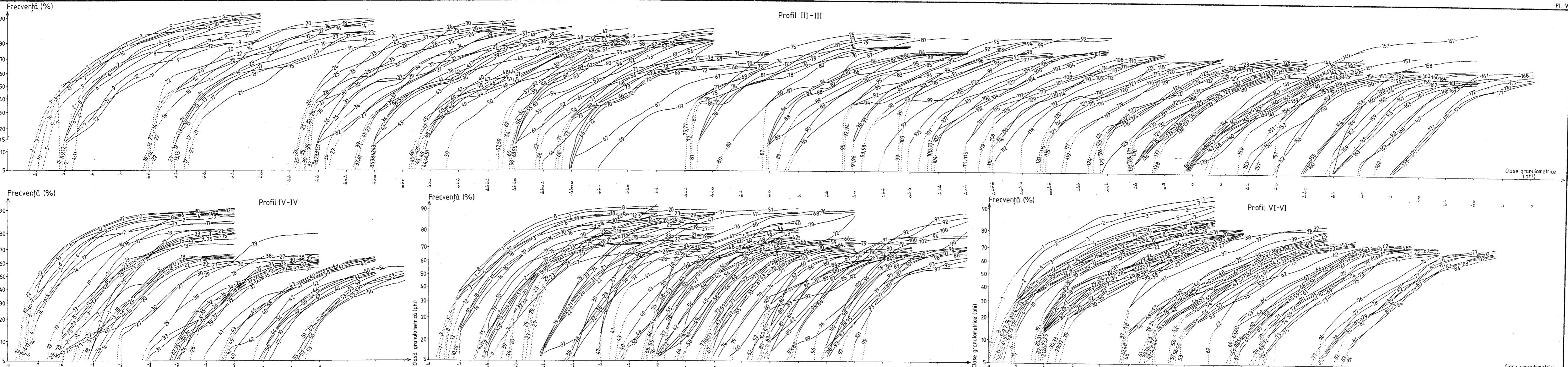


CURBE CUMULATIVE GRANULOMETRICE ÎN CONGLOMERATELE DE PIETRICICA, PE PROFILELE I, II



CURBE CUMULATIVE GRANULOMETRICE ÎN CONGLOMERATELE DE PIETRICICA, PE PROFILELE III, IV, V, VI

Pl. V



4. STRATIGRAFIE

LES CALCAIRES DE JASLO DES PARTIES CENTRALE ET NORD DES CARPATHES ORIENTALES ET LEUR VALEUR STRATIGRAPHIQUE¹

PAR

GRIGORE ALEXANDRESCU², TITUS BRUSTUR³

Jaslo Limestones. Oligocene-Lower Miocene. Lower dysodilic shales. Fusaru and Kliwa Sandstones. Tarcău Unit. Marker horizon. Stratigraphic control. East Carpathian-Outer Flysch Zone.

Abstract

Jaslo Limestones of the Central and Northern Parts of the East Carpathians and their Stratigraphic Value. In the Oligocene-Lower Miocene Series between the Suceava and Trotuș Valleys (Tarcău Unit and Marginal Folds Unit), two levels of Jaslo Limestones have been identified: one situated in the lower dysodilic shales and the other in the Fusaru Sandstone, in the Kliwa Sandstone respectively (synchronous and heteropic lithologic entities). The Jaslo Limestones represent, just like the cinerite levels, correlative horizons of sure stratigraphic value for the formations in which they are to be found.

Introduction. Dans la série d'âge oligocène-miocène inférieur entre les vallées de Suceava et Oituz on a identifié deux niveaux des calcaires de Jaslo : l'un situé dans les schistes dissodiliques inférieurs et l'autre dans le grès de Fusaru et respectivement le grès de Kliwa (entités lithologiques synchrones et hétéropiques). Les dépôts d'âge oligocène-miocène inférieur investigués appartiennent tant à l'unité de Tarcău qu'à l'unité des plis marginaux (fig. 1). Pour apprécier la position stratigraphique de calcaires de Jaslo des parties centrale et nord des Carpathes Orientales, nous considérons qu'il est nécessaire de faire une présentation sommaire de la stratigraphie de la série d'âge oligocène-miocène inférieur des deux unités structurales.

¹ Reçue le 17 février 1982, acceptée pour être communiquée et publiée le 30 mars 1982, présentée à la séance de 16 avril 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

³ Întreprinderea de Prospecționi Geologice și Geofizice. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



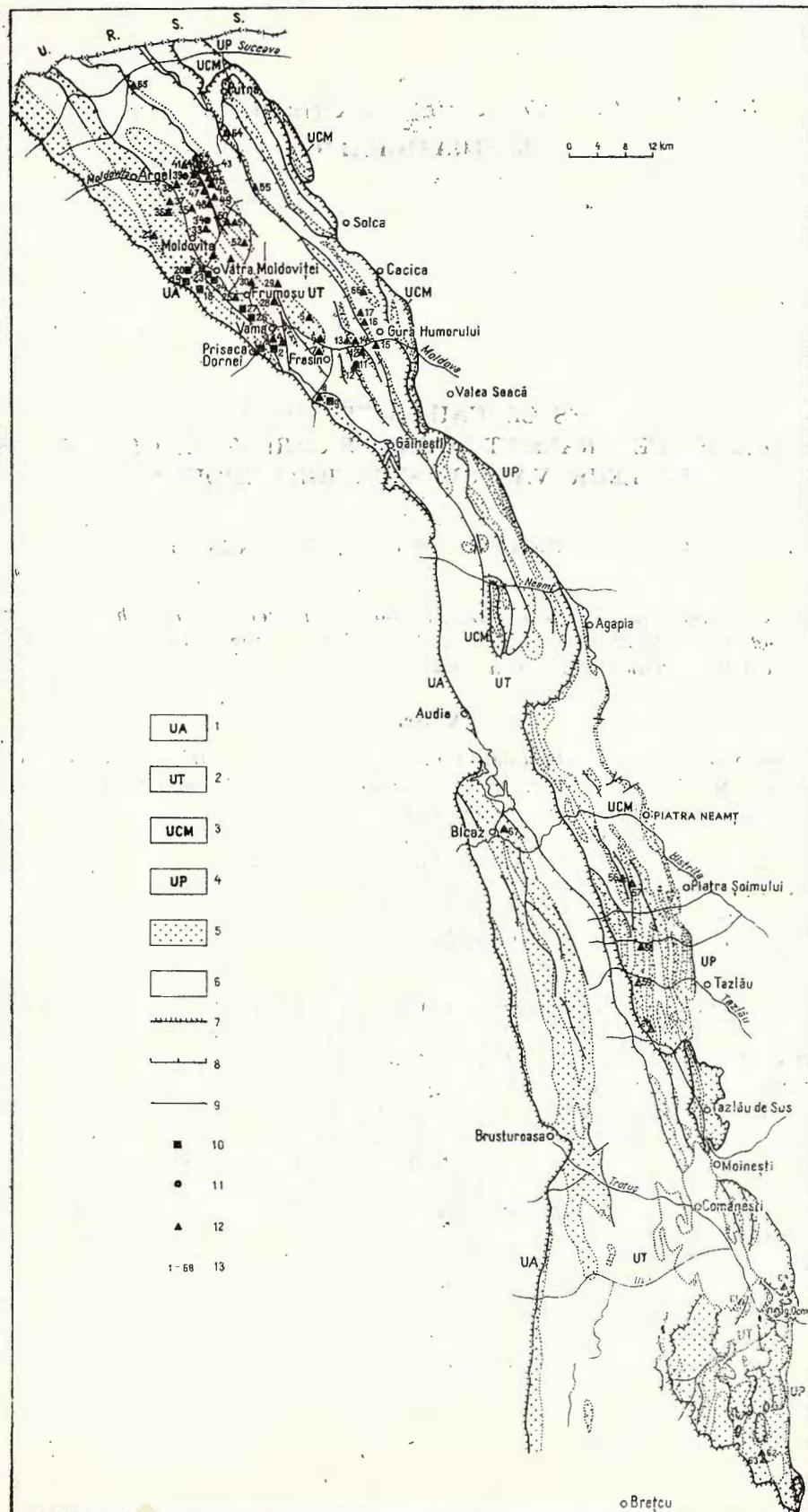


Fig. 1
Institutul Geologic al României

Données stratigraphiques sommaires. La série d'âge oligocène-miocène inférieur située entre les vallées de Suceava et Oituz, appartenant aux deux unités structurales majeures (unité de Tarcău et unité des plis marginaux) présente de nombreuses variations latérales de faciès. Ainsi, au nord de la vallée de Moldova, à l'ouest de l'anticlinal d'Argel-Vama et jusqu'à la partie frontale de l'unité d'Audia, le grès de Kliwa est progressivement substitué par le grès de Fusaru qui est prédominant dans la zone qu'appartient à la Dépression centrale carpathique. De même, tant sur le grès de Kliwa que sur celui de Fusaru des zones plus internes, reposent les couches de Vînețișu. Les changements de faciès mentionnés sont figurés schématiquement dans les colonnes stratigraphiques annexées (fig. 2). Dans les deux unités structurales la série d'âge oligocène-miocène inférieur est représentée par les entités lithostratigraphiques énumérées en bas.

Schistes „ardésiformes“ à grès de Fierăstrău (5—20 m). Ils ont été séparés dans la vallée d'Oituz et de Vrancea du Nord, par

Fig. 1. — Esquisse géologique du flysch paléogène entre les vallées de Suceava et de Trotuș (d'après la carte I.G.G. au 1:200 000, simplifiée) montrant les localisations des occurrences des calcaires de Jaslo.

- 1, unité d'Audia ; 2, unité de Tarcău ; 3, unité des plis marginaux ; 4, unité péricarpatische ; 5, dépôts d'âge oligocène-miocène inférieur ; 6, dépôts pré- et postoligocènes ; 7, ligne de charriage ; 8, faille inverse ; 9, faille ; 10, calcaires de Jaslo dans le grès de Fusaru ; 11, calcaires de Jaslo dans le grès de Kliwa ; 12, calcaires de Jaslo en dissodiles inférieurs ; 13, point d'affleurement des calcaires de Jaslo (1, Prisaca Dornei ; 2, 3, ruisseau de Secătura ; 4, ruisseau de Toplița ; 5, ruisseau de Tocila ; 6, Pîrîul Piscului ; 7, Pîrîul Sasului ; 8, Suha Bucovineană ; 9, ruisseau de Plotonița ; 10, 11, 12, ruisseau de Bucșoița ; 13, ruisseau de Pîrloage ; 14, Cotul Buhii ; 15, Piatra Pinului ; 16, ruisseau de Larga ; 17, ruisseau de Lunga ; 18, Pîrîul Trifului ; 19, ruisseau Ionul ; 20, ruisseau de Valcanu (Şpărturi) ; 21, ruisseau de Petac ; 22, vallée de Moldovița (aval du ruisseau de Valcanu) ; 23, Pîrîul Boului ; 24, Pîrîul lui Vasile ; 25, vallée de Moldovița (confluence avec le ruisseau de Frumosu) ; 26, ruisseau de Pușca ; 27, ruisseau de Deia ; 28, ruisseau de Fundoaia ; 29, ruisseau de Doabria ; 30, ruisseau de Frumosu ; 31, Pîrîul Stînei ; 32, ruisseau de Ciumărna ; 33, 34, Pîrîul Ascuns ; 35, ruisseau de Săcrieș ; 36, ruisseau de Tironec ; 37, ruisseau de Lunguleț ; 38, vallée de Moldovița (aval du ruisseau de Tunelul) ; 39, 40, 41, ruisseau de Tunelul ; 42, ruisseau de Lobiș ; 43, ruisseau de Doschina ; 44, ruisseau de Buhaiul ; 45, ruisseau de Cireșul ; 46, ruisseau de Hojdeni ; 47, ruisseau de Săcrieș ; 48, 49, ruisseau d'Ursuleasa ; 50, 51, ruisseau d'Övăsul ; 52, ruisseau de Ciumărna ; 53, ruisseau de Hașca ; 54, ruisseau d'Oglinda ; 55, ruisseau de Sucevița ; 56, ruisseau de Moara Dracului (affluent du ruisseau de Falcău) ; 57, ruisseau Calu ; 58, ruisseau de Duraș (affluent du ruisseau de Nechita) ; 59, Pîrîul Negru ; 60, ruisseau de Geamăna ; 61, Pîrîul Mărului (Bogata, information orale, géologue H. Nichiforescu) ; 62, ruisseau de Buciaș ; 63, ruisseau de Cașin (Sări-toare) ; 64, ruisseau de Putnișoara (Strujinoasa) ; 65, ruisseau de Glodu ; 66, ruisseau de Dulcea (Valea Humorului) ; 67, Bicaz (vallée de Bistrița) ; 68, ruisseau Vîlcica (Tg. Ocna).



Dumitrescu (1952 a, b, c). Dans le bassin de la vallée de Buzău, l'entité est également connue sous le nom des couches de Lingurești (Stoica, 1944). Sans être nommée de la sorte cette entité a été aussi mentionnée à la partie centrale de la Moldavie par Atanasiu (1943, p. 157, fig. 2; p. 160, fig. 3) et dans le bassin de la vallée de Suceava par Joja (1960). Sur le territoire entre les vallées de Suceava et d'Oituz cette entité se trouve dans les deux unités structurales (unité de Tarcău et unité des plis marginaux). Dans les endroits où les intercalations d'arénites de type Kliwa sont plus épaisses elles sont connues sous le nom de grès de Fierăstrău (Dumitrescu, 1952). C'est Micu (1981) qui a mis en évidence récemment le grès de Fierăstrău dans la vallée de Sucevița.

Marnes bitumineuses et ménilites inférieures (25-40 m). Les marno-calcaires bitumineux occupent un volume important dans cette entité lithologique. À la base de cette succession il y a généralement des couches de roches silicifiées (ménilites). Dans les zones plus internes de l'unité de Tarcău, leur épaisseur diminue, atteignant quelques mètres (ruisseaux de Petac-Moldovița, Dubului-Argel et Secătura-Vama).

Schistes dissodiliques inférieurs (15-200 m). Ils sont constitués d'une alternance rythmique où les schistes argileux du type des dissodiles sont prédominants ; y associées apparaissent des quartz-arénites de type Kliwa ou Fusaru et même des rudites, disposées en couches à épaisseurs réduites (2-15 cm). Localement, dans la zone de la Dépression centrale carpathique, celles-ci arrivent à se développer en proportions égales avec les schistes argileux et les schistes dissodilques. Constamment, les schistes dissodiliques inférieurs comportent des intercalations de calcaires de Jaslo, situés à environ 4-6 m au-dessus de la limite avec les marnes bitumineuses sous-jacentes. L'épaisseur des schistes dissodiliques inférieurs diminue de l'ouest à l'est (fig. 2).

Grès de Fusaru (100-600 m). La zone interne de l'unité de Tarcău (= Dépression centrale carpathique) se caractérise par le développement (dans l'intervalle correspondant à une partie de l'Oligocène) d'une pile arénitique connue sous le nom de grès de Fusaru qui, partiellement, correspond aux couches de Krosno du territoire soviétique et polonais. Le grès de Fusaru est constitué d'une alternance rythmique d'arénites en couches de 0,5-3 m et schistes argileux dissodiliformes. Localement (surtout au nord de la vallée de Moldova), dans le grès de Fusaru, il y a des concrétions calcaires (stratiformes, ellipsoïdales ou sphéroïdales). Dans les bassins des vallées de Moldova, Moldovița et Bistrița, dans le complexe du grès de Fusaru il y a des calcaires de Jaslo (fig. 2) situés à environ 250-300 m épaisseur stratigraphique, étant situés au même niveau que ceux du grès de Kliwa, représentant ainsi un bon répère stratigraphique.

Grès de Kliwa (80-350 m). Est constitué d'une alternance rythmique de quartz-arénites disposées en couches à épaisseurs entre



Vallées: Argel, Demâcușa, Valcanu,
Deia, Moldova, Suhă Bucovineană, Bistrița (Bicaz)

Vallées: Putna, Puñișoara, Moldova, Ciumărria, Moldova, Trotuș

Vallées: Dulcea, Humor, Moldova, Izvor

Vallées: Falcău, Calu, Iapa, Geamăna

Vallées: Nechitu, Brusturatu, Vilcica, Buciaș

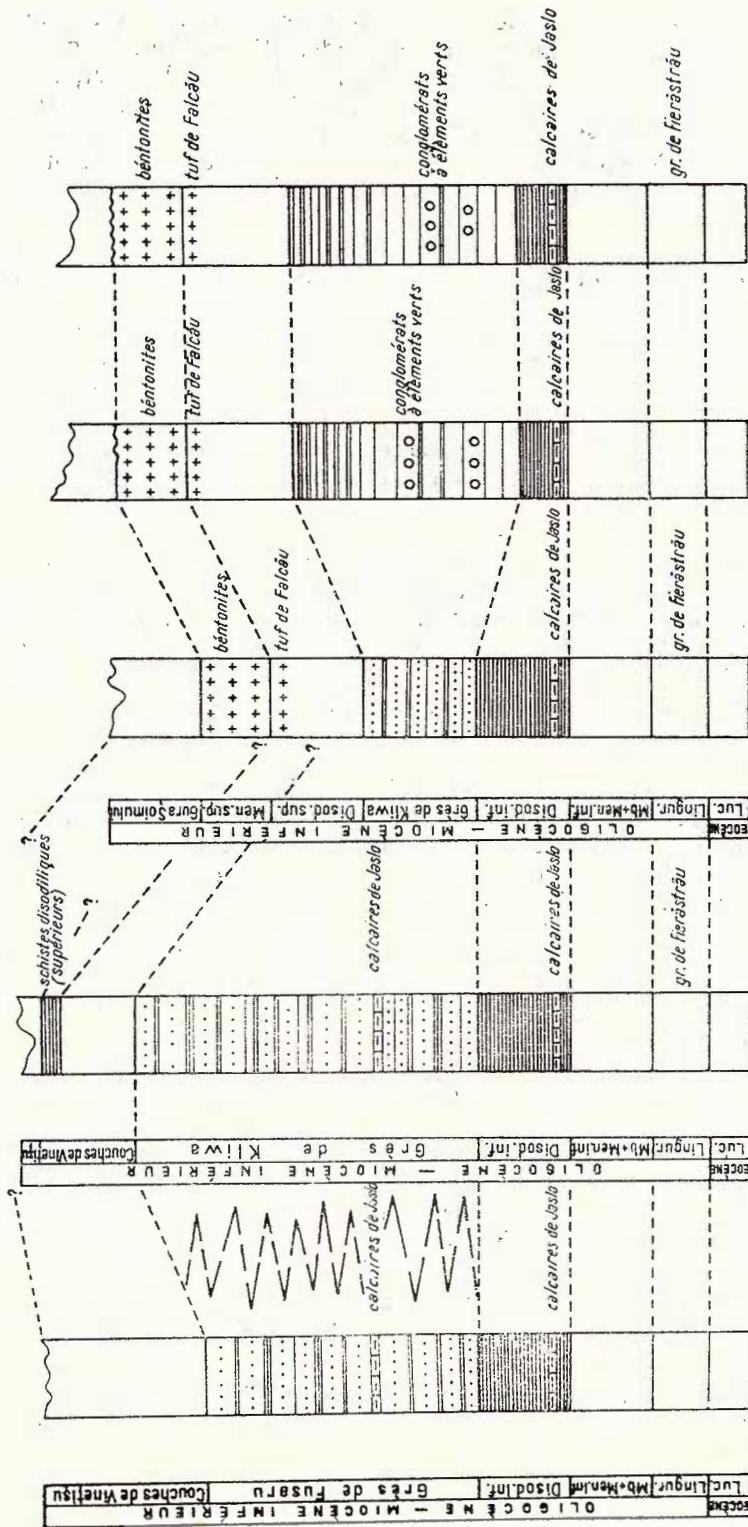


Fig. 2. — Colonnes stratigraphiques synthétiques de la série oligocène-miocène inférieure de l'unité de Tarcău (A), et de l'unité des plis marginaux (B).



0,3-5 m et schistes argileux dissodiliques disposés en couches de 0,1-2 m. Dans le grès de Kliwa on a identifié également des calcaires de Jaslo (ruisseaux de Bucșoița-Frasin, Ascuns-Moldovița, Tunelul-Rașca etc.). Nous allons revenir sur la position stratigraphique des calcaires de Jaslo. Il est probable que les calcaires de Jaslo qui se trouvent dans le grès de Kliwa représentent un niveau constant et continué qui n'a pas pu être suivi partout à cause du manque des affleurements clairs.

Couches de Vinețisu (100-400 m). Se développent surtout dans la région entre les vallées de Suceava et Moldova dans l'aire de la Dépression centrale carpathique, représentant le couronnement du grès de Fusaru ainsi que d'une partie du grès de Kliwa (zone médiane de l'unité de Tarcău). Nous faisons ce mention parce que dans les zones plus externes de l'unité de Tarcău (vallée de Suceava-vallée de Moldova), le grès de Kliwa supporte des schistes dissodiliques et ménilitiques supérieurs suivis stratigraphiquement par les couches de Gura Șoimului.

Schistes dissodiliques et ménilites supérieurs (150-200 m). Le grès de Kliwa est suivi par des paquets décimétriques, à aspect schisteux ou compact entre lesquels sont intercalées des argiles grises-verdâtres et arénites de type Kliwa. Au-dessous des ménilites supérieures il y a le tuf de Falcău, partiellement bétonnité, les ménilites supérieures comportant à leur tour des couches minces (1-20 cm) de bentonites (Alexandrescu et al., 1984).

Les couches de Gura Șoimului, la formation à sel et les couches de Hîrja. Représentent les plus nouveaux dépôts par lesquels se termine la succession stratigraphique du flysch externe des parties centrale et nord des Carpathes Orientales (unité de Tarcău et unité des plis marginaux).

Historique. Les calcaires de Jaslo ont été décrits par Uhlig (1883, 1888) à Sobniow, près de la localité de Jaslo sur la rivière de Wisłoka des Carpathes centrales de Pologne.

Ultérieurement, les calcaires de Jaslo ont été considérés comme horizon de corrélation à valeur locale (Tokarski, 1947 ; Swidzinski, 1948 ; Depowski, 1956 etc.). Jucha (1958), en étudiant les calcaires de Jaslo entre les rivières de Dunajec et San, a essayé une première corrélation à valeur régionale. Sur le territoire des Carpathes polonais, on a tenté à réaliser la corrélation des couches de Krosno de diverses unités tectoniques, prenant comme base d'une part les calcaires de Jaslo et d'autre part les diatomites à leur partie supérieure (Jucha et Kotlarczyk, 1959 ; 1961).

Selon la description des géologues polonais, les calcaires de Jaslo représentent une association de couches calcaires minces, grises-blanchâtres ou brunes-jaunâtres. Les couches, qui atteignent des épaisseurs de 5 m, sont constitués de lamines millimétriques, formant des intercalations tant dans „la série ménilitique“ que dans les couches de



Krosno. Les auteurs polonais distinguent trois types de calcaires de Jaslo : finement laminés, faiblement laminés et non-laminés. Quant à la distribution de ces roches on est arrivé à la conclusion qu'elles sont caractéristiques pour la Dépression centrale carpathique (entre les rivières de Dunajec et San), à l'unité sous-silésienne (environs de la localité de Ustrzyki Dolne) et à l'unité de Dukla (voir la carte de la distribution des diatomites et des schistes de Jaslo dressée par Jucha et Kotlarczyk, 1959 ; 1961). Selon Koszarski et Zytko (1959 ; 1961 ; in Bieda et al., 1963), on trouve des calcaires de Jaslo également dans l'unité de Skole. D'après Jucha (1958) et Jucha et Kotlarczyk (1959), sur le territoire des Carpathes Orientales de l'Union Soviétique les calcaires de Jaslo ont été décrits par Shakin (1958) sans qu'il les nomme de la sorte.

Sur le territoire des Carpathes Orientales de la Roumanie (partie nord) les calcaires de Jaslo ont été identifiés par prof. H. Swidzinski (Jucha et Kotlarczyk, 1959 ; p. 96). H. Swidzinski a examiné en 1935 (Băncilă, 1937) en détail quelques coupes du Paléogène de la vallée de Moldova, mais ses observations, comme l'avoue l'auteur lui-même, n'ont pas été publiées (Swidzinski, 1948).

Dans la littérature géologique roumaine on n'a pas donné à ce type de roche l'attention qu'il méritait. La présence des calcaires, qui se séparent en feuilles fines millimétriques et qui se répètent sur une distance de 3—4 m, a été mentionnée par Băncilă (1955, 1958) dans le Paléogène médian de la vallée de Bistrița, à Bicaz, sous le grès de Fusaru proprement dit dans l'horizon schisteux pseudo-dissodilique. Sur un tel calcaire qui se sépare en „plaques sonores“, on a trouvé des empreintes de poissons fossiles qui, selon le professeur M. Paucă ressemblent à ceux de l'Oligocène de Piatra Neamț et à ceux des schistes de Suslănești (Băncilă, 1955, p. 1216).

À l'occasion de quelques excursions d'étude effectuées dans notre pays, prof. St. Wdowiarz et dr. S. Gucik de l'Institut de Géologie de Cracovie, ont trouvé dans le bassin de la vallée de Bistrița et de la vallée de Moldova, des calcaires de Jaslo dans le grès de Fusaru à Bicaz, respectivement à Prisaca Dornei (Wdowiarz, 1959 ; Jucha, 1958, p. 685). Ultérieurement St. Wdowiarz et C. Stoica ont identifié des calcaires de Jaslo sur le ruisseau de Vilcica, à Tg. Ocna (Kotlarczyk, 1961, p. 96).

En 1959, l'un de nous (Gr. Alexandrescu) a accompagné, avec I. Motaș et P. Soigan, le prof. St. Wdowiarz sur le terrain, dans le bassin de la vallée de Moldova (Găinești, Stulpicani, Vama etc.). À cette occasion le prof. St. Wdowiarz nous a communiqué que le prof. H. Swidzinski avait trouvé des calcaires de Jaslo dans la vallée de Moldova, à Prisaca Dornei, dans les couches de Krosno. Ultérieurement, Alexandrescu identifie des calcaires de Jaslo dans les schistes dissodiliques inférieurs et dans le grès de Fusaru du synclinal de Plotonița, ainsi que dans quelques d'autres endroits situés sur la vallée de Moldova, mais il n'est pas arrivé à cette époque-là à une conclusion satisfaisante sur la distribution stratigraphique de ces roches.

Kotlarczyk (1961, p. 92-94, fig. 1 et 2) à l'occasion de certaines visites dans notre pays, accompagné sur le terrain par le prof. M. G. Fi-



lipescu et le prof. G. Murgeanu, a identifié des calcaires de Jaslo dans „la série ménilitique“ des Carpathes Orientales de la Moldavie et de la Munténie. D'après Kotlarczyk, dans la vallée de Sibiciu les calcaires de Jaslo appartiennent à trois niveaux (sous „la série à silexes“, au milieu et à la partie supérieure de „la série ménilitique“). Sur le ruisseau de Vînetișu, le même auteur a observé des calcaires de Jaslo à environ 600 m dans le grès de Fusaru. À Homoriciu et Vălenii de Munte il a identifié des calcaires ressemblant à ceux de Jaslo dans les schistes ménilitiques inférieurs. Selon Kotlarczyk, dans la vallée de Trotuș, à Tg. Ocna, les calcaires de Jaslo apparaissent à la partie inférieure des „schistes ménilitiques“, ainsi que dans les marnes bitumineuses. En même temps, il confirme que „les schistes à poissons“ de Bicaz sont des schistes de Jaslo (Kotlarczyk, 1961, p. 94-96, fig. 2).

On a identifié des calcaires de Jaslo également dans les zones plus internes de l'unité de Tarcău, à Ojdula, dans „l'horizon schisteux“ au-dessous du grès de Fusaru (Săndulescu et Săndulescu, 1964). Il n'est pas exclu que „le niveau peu épais de calcaire“ cité par Olteanu (1952, p. 129) dans les couches de Pucioasa inférieures au grès de Fusaru de „la nappe de Homoriciu“ représente, au fond, des calcaires de Jaslo. Dans l'éperon de Văleni (Pintenul de Văleni), dans les ménilites inférieures à marnes bitumineuses du faciès bitumineux à grès de Kliwa, Ștefănescu et al. (1964) mentionnent „des calcaires rubanés“ du type des schistes de Jaslo.

A l'occasion des recherches effectuées entre 1970-1981 afin de dresser des cartes géologiques à l'échelle 1 : 50 000, de l'étude des schistes dissodiliques en tant que roches à potentiel énergétique (Alexandrescu et al., 1978 ; Papu et al., 1979, 1980, 1981 ; Matei et al., 1978, 1979, 1980, 1981) ainsi que de certains travaux de prospections géologiques pour roches utiles (Brustur et Teodorescu, 1973 ; 1978) nous avons réussi à identifier des calcaires de Jaslo tant dans les dissodiles inférieures de l'unité de Tarcău et de l'unité des plis marginaux, que dans le grès de Kliwa, respectivement le grès de Fusaru (surtout entre les vallées de Suceava et de Moldova, dans l'unité de Tarcău; fig. 1, 2, 3). Dans la maquette de la feuille 1 : 50 000 Cimpulung Moldovenesc dressée par Alexandrescu et Săndulescu (1974) sont figurés des calcaires de Jaslo dans toutes les trois entités lithostratigraphiques (schistes dissodiliques inférieurs, grès de Fusaru et grès de Kliwa).

Caractères lithologiques. Tant dans les affleurements des schistes dissodiliques inférieurs que dans ceux du grès de Fusaru ou du grès de Kliwa, les calcaires de Jaslo présentent le même aspect, toutes les variétés mentionnées par les géologues polonais étant identifiées (finement laminées, faiblement laminées, non-laminées). D'habitude, celles finement laminées sont prédominantes et on les trouve dans les schistes dissodiliques inférieurs ainsi que dans le grès de Fusaru ou le grès de Kliwa, où sont associées à celles moins ou non-laminées. L'épaisseur des calcaires de Jaslo varie entre 2-45 cm, d'habitude apparaissant à épaisseurs d'environ 8-12 cm sur un intervalle qui varie entre 1,80-5,40 m (fig. 3) lorsqu'on les trouve dans les schistes dissodiliques inférieurs.



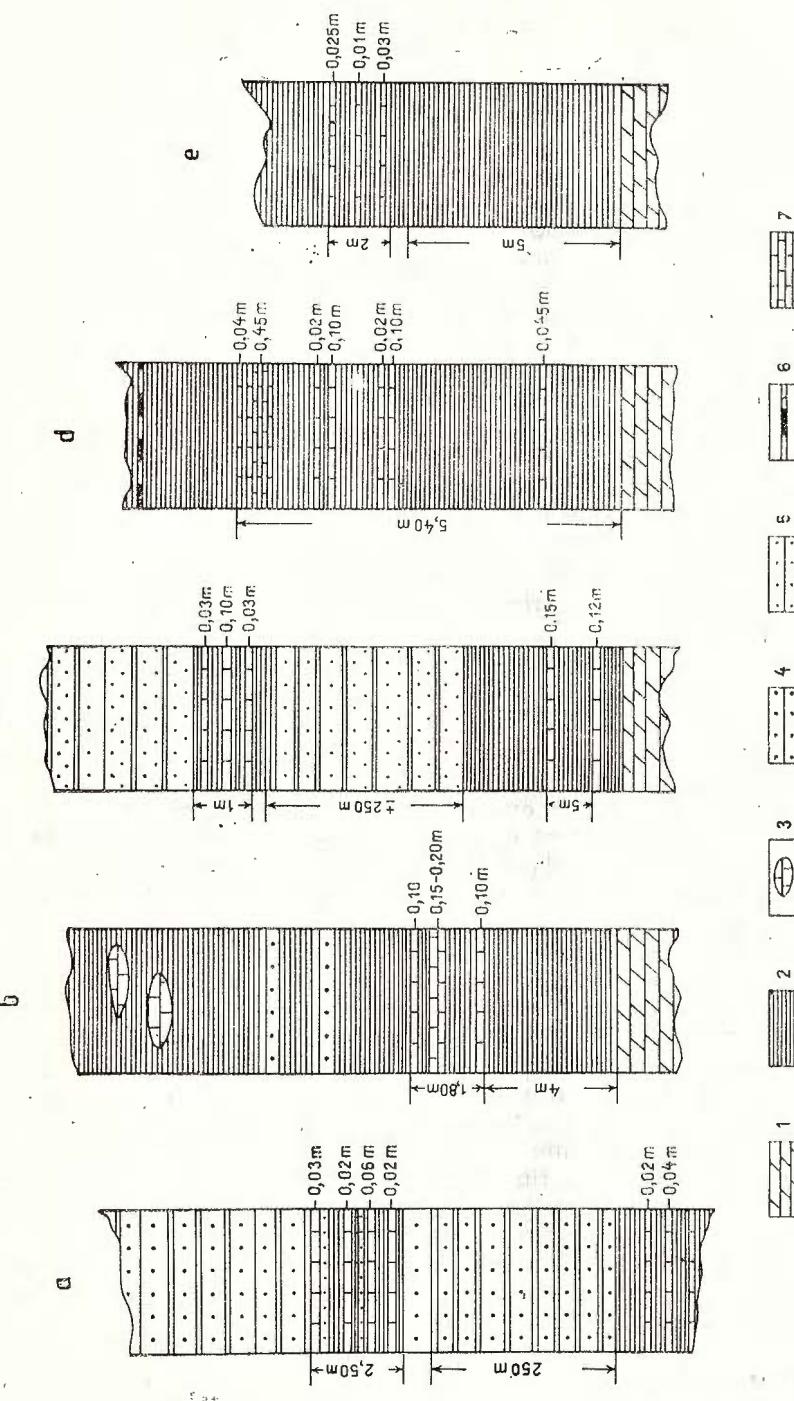


Fig. 3. — Colonne stratigraphique de détail des calcaires de Jaslo (a, ruisseau de Deja-Frumosu ; b, ruisseau de Ciuhimăna-Vatra Moldovitei ; c, ruisseau de Bucșoita-Frasin ; d, ruisseau de Lunga-Valea Humorului ; e, ruisseau de Moara Dracului-Falcau).

1, marnes bitumineuses ; 2, schistes dissolubles (pseudo-dissolubles) ; 3, concrétions calcaires ; 4, grès de Jaslo ; 5, grès de Kliwa ; 6, ménites ; 7, calcaires de Fusaru ;

Lorsqu'ils se trouvent dans le grès de Fusaru, ils apparaissent sur une épaisseur de 1-2 m dans les argiles grises ou brunes, et lorsqu'ils sont situés dans le grès de Kliwa on les trouve dans les argiles dissodiliques ou pseudodissodiliques.

La couleur des calcaires de Jaslo est d'habitude blanchâtre, jaunâtre ou couleur de rouille, cas où le pourcent d'oxydes de fer est plus élevé. La couleur de ces roches, surtout lorsqu'elles sont lèviguées, représente l'élément sûr pour l'identification, en espèce lorsque ce caractère est associé à l'aspect rubané-laminitique spécifique. Dans le souterrain (galeries, puits, forages etc.), les calcaires de Jaslo sont plus compacts et les lames plus estompées ce qui peut créer des confusions. Les variétés rubanées présentent environ 40-45 lames sous-millimétriques ou millimétriques sur une épaisseur d'un centimètre, des lames qui ne sont que des alternances rythmiques de micrites et matériel organique intimement mélangé à micrite, qui, d'habitude, présente des couleurs plus foncées par rapport à la micrite qui a des couleurs claires (pl. I, fig. 1, 2).

Des observations de terrain il ressort que l'épaisseur des calcaires de Jaslo tend à diminuer de l'intérieur (ouest) vers l'extérieur (est), à partir de l'unité de Tarcău vers l'unité des plis marginaux (fig. 2) surtout au sud de la vallée de Bistrița, respectivement les ruisseaux de Calu et Moara Dracului (fig. 1, points 57, 56).

Localement, les calcaires de Jaslo sont affectés par des processus de silicification, comme par exemple sur la vallée de Ciumărna (partie ouest de la localité de Vatra Moldoviței), le ruisseau de Secătura (affluent de la vallée de Moldova, à Vama), le ruisseau de Magherița près de Voronet-Gura Humorului, la vallée de Moldova (versant gauche, à Frasin), la vallée de Suha Bucovineană à Stulpicani, ainsi que dans beaucoup d'autres endroits. Dans les endroits énumérés les calcaires de Jaslo apparaissent comme de vraies silicolites (pl. I, fig. 3 ; pl. II) et c'est à cause de cela qu'il est difficile à les reconnaître et facile à les confondre avec les roches siliceuses du type des ménilites, s'ils ne présentaient pas ces lames caractéristiques. On a reconnu des zones où les processus de silification sont plus intenses également dans des travaux miniers (Putnișoara, vallée de Sucevița), des processus qui affectent dans la même mesure les schistes dissodiliques inférieurs (Papiu et al., 1979, 1980).

Sur les faces de stratification des calcaires de Jaslo du segment carpathique roumain, ainsi que de ceux de Pologne (Jermanska et Jučha, 1963) apparaissent des restes ou des squelettes entiers de poissons fossiles ou des plantes, comme c'est le cas de ceux de la vallée de Moldova (ruisseau de Bucșoița, fig. 1, point 11), vallée de Bistrița (Bicaz, fig. 1, point 67) ou de la vallée de Cașin (ruisseau de Buciaș, fig. 1, points 62, 63) qui conserve une exceptionnelle association paléoichtiologique (données inédites). Dans des lames minces, les calcaires de Jaslo présentent de nombreux exemplaires de globigérines et d'autres restes d'organismes (pl. III, fig. 1, 2).

Distribution. Les calcaires de Jaslo ont été étudiés plus en détail entre les vallées de Suceava et de Moldova, appartenant à l'unité de



Tarcău (fig. 1). Entre les vallées de Bistrița et d'Oituz, les calcaires de Jaslo sont cantonnées surtout dans les schistes dissodiliques inférieurs de l'unité de Tarcău ainsi que dans l'unité des plis marginaux. Dans la région entre la vallée de Suha Mică-Găinești et la vallée de Bistrița ne sont pas figurés d'occurrences de calcaires de Jaslo (fig. 1), car dans ce secteur nous n'avons pas effectué des études de ce genre. Mais il est possible que les recherches ultérieures mettent en évidence la présence de ces roches, étant donné qu'elles ont une distribution régionale remarquable.

Position et valeur stratigraphique. De ce que nous avons présenté il ressort que les calcaires de Jaslo des parties centrale et nord des Carpathes Orientales de Roumanie sont situés à deux niveaux : l'un inférieur, vers la base des schistes dissodiliques inférieurs, à environ 4-6 m au-dessus de la limite avec les marnes bitumineuses et l'autre situé à un niveau supérieur, respectivement dans le grès de Fusaru et le grès de Kliwa. Le niveau du grès de Fusaru et du grès de Kliwa a été rencontré entre les vallées de Suceava et de Moldova seulement dans l'unité de Tarcău, et le niveau des schistes dissodiliques inférieurs dans les deux unités structurales, entre les vallées de Suceava et d'Oituz.

Les calcaires de Jaslo ont une distribution géographique appréciable, à partir de l'est de la Slovaquie (unité de Magura, environs de la localité de Bardejov; Nemčok et al., 1961), en passant sur le territoire de la Pologne (unités de Magura, Dukla, silésienne et sous-silésienne, Skole), de l'Ukraine (U.R.S.S.) et ensuite sur le territoire des Carpathes Orientales de Roumanie, entre les vallées de Suceava et de Teleajen.

Grâce à leur distribution régionale remarquable ainsi que leur emplacement à deux niveaux stratigraphiques distincts, les calcaires de Jaslo représentent un bon repère stratigraphique, surtout dans les travaux miniers et de forages, lorsqu'il n'y a pas d'autres éléments corrélatifs ou s'il y en a, ils ne sont pas assez clairs.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexandrescu Gr., Săndulescu M. (1974) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50000, foaia Cîmpulung Moldovenesc. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Antonescu Em., Avram E., Ion J., Iosof V., Papiu C. V. (1978) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
 - Brustur T., Matei V., Antonescu Al. (1984) Asupra unor cinerite din părțile centrală și nordică ale Carpaților Orientali. D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXVIII/4, p. 69-90, București.
- Atanasiu I. (1943) Les faciès du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves. Ann. Inst. Géol. Roum., XXII, p. 149-170 ; 2 pl., București.



- Băncilă I. (1937) Sixième réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie à Câmpulung-Bucovine, 1935. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, p. 254-258, Bucureşti.
- (1955) Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, VII, 4, p. 1201-1233, Bucureşti.
 - (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. știinţifică, 368 p., Bucureşti.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Ksiazkiewicz M., Zytko K. (1963) Stratigraphie des Karpathes externes polonaises. *Recherche géol. dans les Karpathes*, X, Assoc. Géol. Karp.-Balk., VI-ème Congr., p. 1-151, Varsovie-Cracovie.
- Brustur T., Teodorescu M. (1973) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les prospections géologiques et géophysiques, Bucarest.
- Teodorescu M. (1978) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les prospections géologiques et géophysiques, Bucarest.
- Depowski S. (1956) Z badan geologicznych w Karpatach, Fald Zmiennicy-Turzego Pola. *Bull. Inst. Géol. Pologne*, 110, p. 37-45, Varsovie.
- Dumitrescu I. (1952 a) Cercetări geologice asupra flișului din valea Oituzului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, p. 61-70, Bucureşti.
- (1952 b) Cercetări geologice în Vrancea de Nord. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, p. 51-61, Bucureşti.
 - (1952 c) Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 195-267, Bucureşti.
- Jermanska A., Jucha S. (1963) Ichtofaune dans les schistes de Jaslo à Lubno près de Dynow (Karpathes). *Rocznik. Tow. Geol.*, XXXIII, p. 159-180, Krakow.
- Joja T. (1960) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii flișului extern în jurul comunei Brodina și fundul părții Putna. *Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geol.*, VI, p. 9-25, Bucureşti.
- Jucha S. (1958) Contributions on Jaslo Shaly Limestone in the Polish Carpathians. *Bull. Acad. Pol. des Sciences*, VI, 11, p. 681-687, Varsovie.
- Kotlarczyk J. (1959) Tentative determination of new correlation Horizons in Krosno beds (Polish Carpathians). *Acta Geol. Polonica*, IX, p. 63-111, Warszawa.
 - Kotlarczyk J. (1961) La série des couches à menilites et des couches de Krosno dans le flysch des Karpathes. *Polska Akad. Nauk., Prace Geologiczne*, 4, p. 93-115, Warszawa.
- Koszarski L., Zytko K. (1959) Remarks on development and stratigraphical position of the Jaslo shales in the menilitic and Krosno series of the Middle Carpathians. *Inst. Geol., Kwartalnik*, 3/4, p. 996-1013, Warszawa.
- Kotlarczyk J. (1961) Possibilités d'une corrélation plus exacte du paléogène des Karpathes Roumaines. *Bull. Acad. Pol. des Sciences*, IX, 2, p. 91-97, Varsovie.
- Matei V., Brüstur T., Antonescu Al., Manolescu C., Teodorescu M., Tiugan-Dimitriu M., Tiugan-Dimitriu D., Stoica M., Giurea I. (1978) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les prospections géologiques et géophysiques, Bucarest.



- Brustur T., Antonescu Al., Roșca Vl. (1979) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les prospections géologiques et géophysiques, Bucarest.
 - Brustur T., Antonescu Al., Roșca Vl. (1980) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les prospections géologiques et géophysiques, Bucarest.
 - Brustur T., Antonescu Al., Pană D. (1981) Rapport, les archives de l'Entreprise pour les prospections géologiques et géophysiques, Bucarest.
- Micu M. (1981) Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique du Flysch du bassin de la Sucevița. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/5, p. 51-64, 3 pl., București.
- Nemčok J., Durkovič T., Korab T. (1961) On the occurrences of Jaslo shales in the Magura Flysch (English summary). *Geologicke Prace*, 23, p. 134, Bratislava.
- Olteanu Fl. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cimpina. *D. S. Inst. Geol.*, XXXVI, p. 125-139, București.
- Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Micu M., Iosof V., Neacșu V., Popescu F., Bratosin I., Tiepac I. (1979) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Alexandrescu Gr., Iosof V., Micu M., Popescu F., Neacșu V., Tiepac I. (1980) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
 - Alexandrescu Gr., Iosof V., Popescu F., Neacșu V., Bratosin I., Tiepac I. (1981) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Săndulescu M., Săndulescu J. (1964) Cercetări geologice în regiunea Brețcu-Ojdula și Comandău. *D. S. Inst. Geol.*, L/2, p. 383-400, București.
- Shakin W. O. (1958) Gorizont smugastih vapniakiv i jigo znacenia dla zistavlenia olicenovih vikladiv Schidnich Karpat. *Dopodivni Akad. Nauk USSR*, 4, Kiev.
- Stoica C. (1944) Paleogenul din valea Sibiciului. *Rev. Muz. Min. Geol. Univ. Cluj*, VIII, p. 64-85, Cluj.
- Swidzinski H. (1948) Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. *Bull. Serv. Géol. de Pologne*, 37, 128 p., 2 pl., Warszawa.
- Ștefănescu M., Butnăreanu C., Zamfirescu M., Matei V., Avram E. (1964) Rapport, les archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, Bucarest.
- Tokarski A. (1947) „Frame“ tectonics of the Jaslo folds (English summary). *Pol. Akad. Um. Matem. Fiz.*, 7, p. 58-60, Krakow.
- Uhlig V. (1883) Beiträge zur Geologie der Westgalischen Karpathen. *Jahr. d.K.K. Geol. R.A.*, 33, p. 443-561, Wien.
- (1888) Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Westgalischen Karpathen. I, Die sandsteinzone..., *Jahr. d.K.K. Geol. R.A.*, 38, p. 83-264, Wien.
- Wdowiarz St. (1959) Jaslo shales in the Romanian Eastern Carpathians (English summary). *Kwart. Geol.*, 3, 3, p. 567-568, Krakow.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Calcaires de Jaslo à aspect rubané-laminitique. Ruisseau de Secătura-Vama ; $\times 0,5$.

Fig. 2. — Calcaires de Jaslo (échantillon poli). Ruisseau de Tocila-Molid.

Fig. 3. — Calcaires de Jaslo silicifiés. Ruisseau de Secătura-Vama.

Planche II

Calcaires de Jaslo silicifiés. Ruisseau de Ciumărna-Vatra Moldoviței.

Planche III

Fig. 1. — Calcaires de Jaslo à Globigerinæ et grains de quartz détritique. Ruisseau de Buciaș ; N || ; $\times 63$.

Fig. 2. — Calcaires de Jaslo à Globigerinæ, pyrite et os de poissons. Ruisseau de Buciaș ; N || ; $\times 63$.



4. STRATIGRAFIE

GEOLOGIA BAZINULUI COMĂNEȘTI¹

DE

MIHAI MICU², NICOLAE ȚICLEANU², ION ANDREESCU², DAN JIPA²,
ANTON POPESCU², SILVIU RĂDAN², STELA ANGHEL², MARIANA IVA²,
CONSTANTIN CĂUȘ³

Bessarabian-Meotian. Dofteana Formation. Șupanu Formation. Dărmănești Formation. Biochronology. Faunal assemblages. Floral assemblages. Tectonic Control. Argillaceous Minerals. Heavy Minerals. Coal-genesis. East Carpathians-Tertiary intermountainous Depression-Comănești.

Abstract

Comănești Basin Geology. The paper deals with problems concerning the litho- and biostratigraphy of the basin deposits, their tectonic and structural evolution, the deposits sedimentology, the mineralogy of the argillaceous fraction, the heavy minerals characteristic assemblages, as well as the genetic model of coal formation.

În lucrarea de față prezentăm principalele rezultate ale cercetărilor geologice, de teren și laborator, executate în cursul anului 1981 (Micu et al., 1981). Acestea au avut ca obiectiv atât realizarea unei noi hărți geologice a bazinului Comănești, cât și studii privind evoluția structurală și modul de formare a acumulărilor de cărbuni, care au constituit obiectul unor exploatari începînd cu a doua jumătate a secolului trecut.

Primele lucrări de explorare propriu-zisă, urmate de deschiderea unor exploatari sistematice, încep către sfîrșitul secolului trecut. În paralel cu aceste lucrări există și preocupări de ordin științific, legate în special de încercarea de rezolvare a problemei vîrstei depozitelor

¹ Depusă la 12 martie 1982, acceptată pentru comunicare și publicare la 25 martie 1982, comunicată în ședința din 9 aprilie 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

³ Exploatarea Minieră Comănești, județul Bacău.



bazinului, care au fost pe rînd considerate ca aparținînd Meotianului (Teissreyre, 1897 ; Preda, 1917 ; Protopopescu și Popescu-Voitești, 1923 ; Macovei, 1927), Pontianului (Athanasiu, 1907 ; Ciocârdel, 1943) sau Sarmatianului și Meotianului (Stoica, 1956).

Preocupările privind rezolvarea problemelor stratigrafiei și tectonicii bazinului Comănești cunosc un mare avint îndeosebi după 1950 cînd, în paralel cu cercetările geologice de detaliu, se efectuează aici un vast program de foraje, atît pentru cărbuni cît și pentru petrol. Din această etapă sînt de menționat cercetările lui Stoica (1953, 1954, 1956), Chiriac (1959) și în special ale lui Drăghici (1955, 1956). Acest din urmă autor realizează prima hartă geologică de detaliu și atribuie vîrstă bessarabian-meoțiană depozitelor de aici. Rezultatele lui Drăghici sînt utilizate ulterior în toate sintezele consacrate bazinului Comănești (Stroescu et al., 1970 ; Stroescu, Drăghici, 1979).

În afara acestor studii mai sînt de menționat cele datorate geologilor din industria petrolului cu referiri, fie la problemele specifice stratigrafiei și tectonicii bazinului (Moise, Bîrsan, 1974 ; Șandru et al., 1980), fie fundamentalui acestuia (Duțescu, Mitrea, 1980).

Stratigrafia

Depozitele bazinului Comănești sînt dispuse discordant pe diverse formațiuni cretacic-paleogene, aparținînd pînzei de Tarcău și unității cutelor marginale. Aceste formațiuni ale fundamentului bazinului și ale regiunilor limitrofe caracterizează diverse litofaciesuri ale Senonianului, Paleocen-Eocenului și Oligocenului sectorului central al flișului extern din Carpații Orientali. Întrucît nu fac obiectul prezentului studiu și au mai fost descrise într-o lucrare anterioară (Micu et al., 1981), menționăm doar că separarea și subdivizarea lor pe teren a avut în vedere schema stratigrafică de detaliu elaborată de Dumitrescu et al. (1971) pentru flișul extern al Carpaților Orientali.

În depozitele bazinului Comănești au fost recunoscute și separate formațiuni aparținînd Sarmatianului și Meotianului.

Formațiunea de Dofteana

Aria de dezvoltare tipică a acestei formațiuni ocupă partea de S a bazinului Comănești, profile caracteristice aflorînd pe valea Dofteana și afluenții acesteia (pîrul Tisa Mare, pîrul Păcuriței) precum și pe o serie de afluenți pe stînga ai Trotușului, la sud de Larga.

La alcătuirea formațiunii rolul predominant îl dețin conglomeratele, constituite din elemente diverse, remaniate din formațiunile fundamentului ; sînt frecvente elemente provenind din gresiile de Tarcău, grezocalcare și marnocalcare senoniene, menilite, gresii cuarțoase de tip Kliwa, galeți de cuarțite remaniati din episoadele conglomeratice ale faciesului gresiei de Tarcău etc. Conglomeratele au un ciment grezoargilos și prezintă grade variabile de cimentare. În ceea ce privește gradul de rulare se constată o gamă largă de tipuri, elementele fiind cuprinse între bine rotunjite și foarte puțin rotunjite, pînă la angu-



lare, cînd formațiunea capătă un caracter brecios-conglomeratic. Gradul de sortare este în general slab, remarcîndu-se uneori participarea unor elemente cu dimensiuni extrem de variabile, de la 1 cm pînă la 1,5 m cînd se poate constata pe pîriul Păcurița sau în valea Glodului.

La nord de Dofteana conglomeratele trec în gresii conglomeratice, apoi în gresii grosiere cu lentile de conglomerate, care se afundă sub depozitele formațiunii suprabiante în dreptul Plaiului Mindroaia; uneori se dezvoltă local și lentile de argile siltice.

Grosimea formațiunii este variabilă, de la cîțiva metri pînă la 200—300 m.

Caractere similare celor din aria tip se reîntîlnesc pe versanții dealului Pîncii, în nordul cuvetelor Asău (pîriul Glodului și pîriul Ciungilor) și Lăloaia-Galeon. În nordul cuvetei Lapoș (pîriul Socilor), precum și în cuveta Lăloaia-Galeon formațiunea îmbracă un caracter brecios-conglomeratic.

În partea nordică a bazinului, între pîriul Lucăcioaia și Comănești formațiunea aflorează sporadic, avind conglomerate friabile cu grosimi de cîțiva metri, care trec la nisipuri grosiere cu laminație oblică. O situație similară, cu excepția laminației oblice, se observă și pe rama estică a cuvetei, între Lunca și Plopul.

În cuveta Larga se dezvoltă cu precădere conglomeratele dar, apar și intercalații de silturi cu rare argile cărbunoase și strate subțiri de cărbune, fără importanță economică.

Formațiunea a fost interceptată și de o serie de foraje în sectorul Leorda-Văsiești-Moinești, unde are 100 m grosime și, cu grosimi de cîțiva metri, în unele foraje din cuvetele Lapoș-Asău și Sălătruc.

Din analiza distribuției areale a formațiunii se poate constata că aceasta prezintă o dezvoltare neuniformă, datorită diferenței energiei de relief presarmăjan, precum și a direcțiilor preferențiale de aport.

Un fapt deosebit, ce trebuie remarcat, îl constituie prezența în aria tip a formațiunii a unor elemente rulate de cărbune, ale căror dimensiuni pot ajunge la 10—15 cm. În stadiul actual al cercetărilor, proveniența acestor găleți rulați de cărbune este discutabilă. Alături de acești găleți, în conglomeratele și gresiile din aria tip a formațiunii, se mai întîlnesc și mici lentile centimetriche de cărbune rezultate din transportul resturilor vegetale mari (trunchiuri, rădăcini, crengi) și insedimentarea lor împreună cu materialul terigen.

Formațiunea de Șupanu

În cadrul bazinului Comănești, diferiți autori au denumit depozitele cu cărbuni fie „orizontul cu cărbuni“ (Drăghici, Stoica), fie „formațiunea productivă“ (Stroescu, 1970).

Deoarece succesiunea reprezentativă pentru aceste depozite poate fi observată cel mai bine în bazinul hidrografic al pîriului Șupanu, considerăm acest sector ca ară tip de dezvoltare a formațiunii.

Profilul tip poate fi urmărit pe pîriul Scăricica, unde formațiunea de Șupanu este constituită dintr-o alternanță de argile, argile siltice, silturi, gresii, nisipuri, argile cărbunoase și intercalații de cărbuni. Un caracter distinctiv al formațiunii constă în existența unor ritmuri con-



stante în succesiunea termenilor ce o alcătuiesc ; frecvențe ritmurile încep cu arenite și se încheie cu un strat de cărbune, dar pot exista și ritmuri încheiate printr-un strat de argile marnoase.

Argilele sunt, în general, bine stratificate, dispuse în strate de 0,1—2,5 m ; mai frecvente sunt argilele siltice, și numai în mică măsură apar argilele fimoase cărbunoase.

Gresiile sunt cuarțoase, cu bobul fin pînă la mediu granular și numai rareori grosiere, micacee, uneori cu filme de material vegetal incarbonizat. În general gresiile sunt dispuse în bancuri decimetrice, dar destul de des apar și bancuri de pînă la 2 m. Nisipurile pot ajunge pînă la grosimi de 4—10 m.

Intercalațiile de cărbuni, constituite în general din cărbuni bruni, lucioși, sunt frecvente în profilul tip (cca 31 de intercalații), din care 11 depășesc 0,1-0,2 m, restul fiind subcentimetrice. Stratele de cărbuni exploataabile din bazinul Comănești, cunoscute prin lucrări miniere, sunt cuprinse între 0,3-2 m grosime. În cuveta Asău se întâlnesc cele mai multe strate de cărbuni exploataabile, cunoscute sub denumirile (de jos în sus) : 1-Maria, 2-Kalk, 3-Irina, 4-Coroban, 5-Wagner, 6-Chiricel, 7-Chivoaia, 8-Agachi și stratul 10. Stratele de cărbuni din cuvetele Lapoș, Sălătruc și Lăloaia-Galeon, mai puține ca număr, au fost corelate cu cele din Asău de Stroescu (1970). De asemenea același autor a încercat o corelare cu stratele cunoscute la Leorda, Vermești și Văsiești din cuveta mare.

Prin lucrările de cartare, efectuate de noi, am pus în evidență o serie de noi aflorimente de cărbuni, dintre care unele cu grosimi interesante din punct de vedere economic pe rama vestică a cuvetei Leorda-Văsiești-Dărmănești, mai importante fiind cele de pe cursul superior al pîrîului Hangani și cele cuprinse între pîrîul Podeni și pîrîul Malului, precum și în periclinul sudic, pe pîrîul Doftenei. De asemenea strate de cărbuni cu grosimi exploataabile au fost întâlnite și în cuvetele Lăloaia-Galeon (pe versantul vestic al pîrîului Galeon) și Sălătruc (mai ales în flancul estic al acesteia).

În afara principalilor litotipi amintiți mai sus, cu o dezvoltare locală, pot să apară bancuri decimetrice de calcare fin grezoase (cuvetele Asău, Lapoș, Sălătruc) ; calcare grezoase lumașelice în acoperișul stratelor 2-Kalk și 3-Irina (cuveta Asău și Lăloaia-Galeon) ; cinerite fine, albe-gălbui cu o grosime de 0,1-0,3 m (cursul superior al pîrîului Tisa din cuveta Lapoș și în cuveta Sălătruc, pe pîrîul Malului) și în nisipuri fine cu detritus organogen provenit din triturarea cochiliilor de congerii (pîrîul Galeon).

Deși formațiunea prezintă un caracter unitar în tot bazinul, există mici diferențe de la un sector la altul, mai ales în ceea ce privește procentul de participare a diferitelor litotipi. Astfel, la profilul tip, fracția lutito-siltică reprezintă 63% (din care argilele 54%, argilele siltice 6% și argilele cărbunoase 3%) ; fracția arenitică 34%, alcătuită preponderent din gresii și mai puțin nisipuri, iar intercalațiile cărbunoase 3%. În restul bazinului au fost observate variații ale procentului de participare cuprinse între : 54—74% pentru fracția lutito-siltică ; 24—45% pentru fracția arenitică și 1—3% pentru intercalațiile cărbunoase.



În linii generale se remarcă o creștere a fracției arenitice, în apropierea marginilor bazinului și respectiv o scădere a acesteia spre axa cuvetelor.

Grosimea formațiunii de Șupanu este variabilă, pentru cuvetele marginale Asău și Lapoș mergind pînă la cca 250 m și depășind 300 m în centrul cuvetei Leorda-Văsiești-Dărmănești.

Conținutul paleontologic al depozitelor formațiunii de Șupanu este reprezentat printr-o bogată faună (Andreeșcu, 1984) sub raport cantitativ și calitativ și cuprinde: *Congeria neumayri* Andrus., *C. ex. gr. neumayri* Andrus., *C. carpatica* Mac., *C. diversa* Mac., *C. soceni* Jek., *C. elongata* Jeanr., *C. ex. gr. balatonica* Partsch, *C. moldavica* Andrus., *C. ex. gr. budmani* Brus., *C. carinocurvata* Papp, *C. cf. praebalatonica* Sauer, *C. ex. gr. ornitopsis* Brus., *Romanunio moldavicus* (Sabba), *Jazzkoa carpatica* Andreeșcu (n. sp.), *Unio* sp., *Monodonta noduliformis* (Sinz.), *Gibbula subprosiliens* (Sinz.), *Calliostoma intracarpatica* Andreeșcu (n. sp.), *C. suspensus* Andreeșcu (n. sp.), *Polinices cf. catena sarmatica* Papp, *Mohrensternia cf. inflata* Andr., *Melanopsis sturi* Fuchs, *M. cf. sinzowi* Brus., *M. cf. andrușovi* Brus., *M. subarcuatus* Andreeșcu (n. sp.), *Prososthenia cf. zitteli* Hörn., *P. schwartzi* Neum., *P. praecursor* Andreeșcu (n. sp.), *Theodoxus bassarabiensis* (Sinz.), *T. cf. soceni* Jek., *T. cf. bohotinensis* Sim. & B., *Viviparus moldavicus* Wenz, *V. novorossicum* Sinz., *V. subconcininus* Andreeșcu (n. sp.), *V. bessarabiensis* Andreeșcu (n. sp.), *Zagrabica bulbosa* Wolk., *Z. paludosa* Wolk., *Radix kobelti* (Brus.), *Radix* sp., *Lymnaea cf. minor* Thome, *Valvata naticina* Menke, *Valvata* sp., *Coretus* sp., *Helix* sp.

Din partea superioară a formațiunii de Șupanu la Vermești, în forajul 103, de la adîncimea de 70 m, Valentina Dragu (în Stroescu, 1970) determină următoarele specii de *Mactra*: *M. orbiculata tumida* Mac., *M. tapesoides* Sinz., *M. cf. bulgarica* var. *elongata* Mac. care, revizuite de noi, pot fi atribuite următoarelor specii: *Sarmatimactra caspia* (Eichw.), *S. cf. crassicolis* (Sinz.) și *S. cf. alata* (Mac.).

În afara de fauna de moluște, în formațiunea de Șupanu se cunoaște o floră fosilă (Barbu, 1934; Ciocârdel, 1943; Givulescu, 1968), la care adăugăm o serie de taxoni, astfel încît în prezent aceasta cuprinde: *Osmunda parschlungiana* (Ung.), *Glyptostrobus europaeus* (Brngt.) Heer, *Taxodium dubium* (Stbg.) Heer, *Salix varians* Goepp., *Alnus kefersteini* (Goepp.) Ung., *A. latior* Sap., *A. crebrinervis* Kovacs, *Betula oxydonta* Sap., *B. macrophylla* Heer, *B. prisca* Ett., *Carpinus grandis* Ung., *Quercus pseudocastanea* Goepp., *Fagus attenuata* Goepp., *Castanea atavia* Ung., *C. kubinyi* Kov., *Engelhardtia orsbergensis* (Wess. & Web.) Jähnich., Mai & Walther, *Braunia tiliaefolia* (Al. Br.) Giv., *Acer eozanum* Oishi & Huzioka, *A. tricuspidatum* Brönn, *Ulmus pyramidalis* Goepp., *Platanus platanifolia* (Ett.) Kn., *Liquidambar europaea* Al. Br., *Phragmites oenningensis* Al. Br., *Typha latissima* Al. Br., *Potamogeton* sp. O asociație de charophyte destul de bogată vine să completeze inventarul fosil cu: *Nitellopsis meriani meriani* (L. & N. Grambast) Gramb. & Soulié-Märsch, *N. meriani globula* (Mädler), *N. meriani octospirae* (Mädler), *N. etrusca* (Tongiorgi), *Stephanochara ungeri* Feist-Castel, *Tectochara spirocarinata* (Papp), *Lychnothamus dupliciticarinata* (Papp).



Referitor la relațiile dintre formațiunea de Dofteana și formațiunea de Șupanu precizăm că raporturile între acestea sunt, în general, de superpoziție. Se cunosc însă și cazuri în care formațiunea de Dofteana este foarte slab dezvoltată, ajungind la numai cîțiva metri grosime, sau altele în care formațiunea de Șupanu stă direct peste fundamentul bazinului. Aceste situații se datorează caracterului ingresiv al formațiunii de Șupanu, ele fiind frecvent întâlnite în cuvetele Lapos, Asău și Sălătruc.

O situație similară se observă și la Plopșu, pe rama estică a cuvetei Leorda-Văsiești-Dărmănești unde, peste marnele bituminoase oligocene, se dispune direct formațiunea de Șupanu, cu intercalări de cărbuni.

Așa cum am precizat anterior, grosimea formațiunii de Șupanu crește în general dinspre margini către centrul bazinului. O serie de foraje au arătat însă că această situație nu este valabilă și în cazul formațiunii de Dofteana, care prezintă o tendință de scădere a grosimii spre centrul bazinului sau, în orice caz, o tranziție clară de la faciesuri foarte grosiere la un facies din ce în ce mai fin spre zona axială. Din acest motiv în zona centrală a cuvetei mari separarea celor două formațiuni devine uneori dificilă, având în vedere și tendința evidentă de subțiere pînă la dispariție a intercalărilor de cărbuni.

Considerații biocronologice

Pînă în prezent ansamblurile faunistice, evidențiate în depozitele neogene ale bazinului Comănești, nu au constituit obiectul unor studii aprofundate. În consecință, de aici au decurs și ezitările diferiților autori în ceea ce privește încadrarea formațiunilor respective în diferențite etaje ale Neogenului.

Astfel Teisseyre (1897), pe baza listei sale de moluște fosile, a considerat depozitele neogene, din bazinul Comănești, de vîrstă pontian-inferioară. Nu este exclus că, la cea vreme, cînd notiunea de etaj Pontian nu avea un "înțeles" bine definit, Teisseyre să fi înțeles această unitate cronostratigrafică în sensul lui Barbot de Marny (1869), incluzind și echivalentele „stratelor inferioare cu congerii” din Paratetyșul central, care corespund Pannonianului inferior.

Protopopescu și Popescu-Voîtești (1923), Macovei și Preda (1937), Macarovici (1941) atribuie vîrsta meotiană tuturor formațiunilor neogene din bazinul Comănești, ultimul autor bazîndu-se, în special, pe resturile de mamifere fosile aparținînd speciilor *Hippurion gracile* și *Aceratherium incisivum*.

Vîrsta pontiană conferită de Ciocârdel (1943) nu poate fi acceptată, întrucât nici unul dintre taxonii citați de autor, care ar fi putut, eventual, indica Pontianul, nu au fost regăsiți ulterior.

Stoica (1956) ajunge la concluzia că întreaga stivă de depozite din bazinul Comănești, situată sub complexul de tufuri andezitice, trebuie încadrată la Sarmatian, pe baza corelației ei cu profilele descrise de Preda (1917) de la Slobozia Mielului și Rîpile, unde complexul tufaceu andezitic repauzează peste o serie care, la partea superioară, admite nivele lumașelice cu mactre kersoniene.



O listă de fosile, însotită și de ilustrații, este dată de Valentina Drăgu (în Stroescu, 1970), atât din „formațiunea productivă” propriu-zisă cît și dintr-o serie de argile cenușii-verzui supraiacente din forajul 101 Vermești. Autoarea consideră *Congeria neumayri* div. ssp. ca argument suficient pentru încaadrarea în Bessarabian a depozitelor ce le conțin, având în vedere, pe de o parte, posibila corelare a acestora cu partea inferioară a Pannonianului s. str. iar, pe de altă parte, prezența mactrelor kersoniene intercalate în argile din forajul amintit.

Din lista faunistică prezentată de noi reiese că, în depozitele antemeotiene din bazinul Comănești, se întâlnesc trei grupe de moluște fosile: o primă grupă, cum sunt gasteropodele din genurile *Gibbula*, *Calliostoma* și congeriile, indică un mediu salmastru-oligohalin; altele sunt indicatori ai unui mediu dulcicol (unionide, viviparidele, lymneidele, valvatele, unele melanopside și neritine, etc.), ultima grupă (helicidele) provenind din mediul terestru.

Prezența unor taxoni (*Calliostoma* div. sp., *Gibbula subprosiliens*, *Polinices* ex gr., *cateña sarmatica*, *Mohrensternia inflata* etc.) permite încaadrarea în Sarmatian a depozitelor ce ii conțin. Numeroase specii din bazinul Comănești se regăsesc în formațiunile bessarabian-superioare din Subcarpați (Ciocârdel, 1950; Andreeșu, Papaianopol, 1970; Andreeșu, 1974; Lubenescu et al., 1974), din Podișul Moldovenesc (Ștefănescu, 1894; Simionescu, 1903; Sevastos, 1922; Simionescu, Barbu, 1940; Atanasiu, 1945; Jeanrenaud, 1963 etc.), sau din Oltenia de NV (Marinescu, 1972). Astfel, cîteva specii de congerii, unele unionide precum și majoritatea speciilor de gasteropode se regăsesc în Podișul Moldovenesc, în intercalațiile considerate dulcicole din depozitele bessarabian-superioare. Mulți alți taxoni, dintre cei cîtați de noi, sunt menționați și în depozitele bessarabian-superioare și kersonian-inferioare din sudul U.R.S.S. (Sinzov, 1897; Macarovici, 1940; Eberzin, 1948; Volkova, 1955 etc.).

De asemenea, unele specii de congerii întîlnite în bazinul Comănești, au fost descrise în depozitele sarmatiene din Paratethysul central (Jekelius, 1944; Papp, 1954, 1974 etc.), ori din depozitele pannonian-inferioare (Brusina, 1884, 1897, 1902; Lörenthey, 1902; Jekelius, 1944; Papp, 1953; Marinescu, Istocescu, 1972; Lubenescu, 1981) din aceeași arie paleogeografică.

În concluzie, avind în vedere și prezența mactrelor kersoniene, în partea terminală a formațiunii de Șupanu, considerăm că aceasta este de vîrstă bessarabian-superioară-kersoniană (Vrancian, Andreeșu, 1972).

Resturile de mamifere fosile citate de Macarovici (1941) (*Hipparium primigenium*, dar nu și *H. gracile*), *Aceratherium incissivum*) ar putea indica vîrstă vallesiană a formațiunii respective ca și asociația de characee.

Formațiunea de Dărmașești

Depozitele acestei formațiuni apar tipic dezvoltate în cuveta Leorda-Văsiești-Dărmașești, în apropierea localității Dărmașești, pro-

file foarte bine deschise fiind cele de pe pîriul Malului, pîriul Lapoș, versantul drept al pîriului Uzu, pîriul Valea Rea și pîriul Mașcașu. În toate aceste profile formațiunea este constituită, în principal, dintr-o alternanță de gresii cineritice, predominante, cu argile siltice. Gresile cineritice sunt dispuse, în general, în bancuri metrice și prezintă frecvent stratificație încrucișată și o alterație specifică. Argilele siltice sunt cenușii-negricioase sau verzui-murdar, au aspect rugos și spărtură neregulată. În jumătatea superioară a succesiunii tip apar gresii cenușii-albicioase, cu mai puțin material cineritic, care au trovanți, aceștia din urmă apărând și la alte nivele ale formațiunii.

Deși din punct de vedere litologic formațiunea de Dărmănești prezintă un caracter unitar, în afara litotipilor ce o definesc, pe arii restrînse au mai fost întlniți și alți litotipi. Astfel în baza formațiunii, pe pîriul Busuioc apar intercalări de argile vișinii-roșcate care amintesc de stratele de Valea Ciomegii (Andreescu, 1973) din baza Meotianului zonei de curbură a Carpaților Orientali. Spre partea superioară a formațiunii, în sectorul tip, pe pîriul Malului se află un banc de conglomerate brecioase cu aspect rugos, alcătuit din elemente de gresii andezitice slab rulate avînd numeroase resturi de unionide, planorbide și helicide.

Relațiile formațiunii de Dărmănești cu formațiunea subiacentă sunt în general de continuitate (cuveta Leorda-Văsiești-Dărmănești). Există situații, în cuvetele din vestul bazinului, în care se observă o ușoară discontinuitate între cele două formațiuni, aceasta dovedind caracterul ingresiv al formațiunii de Dărmănești.

Aria de răspîndire a depozitelor formațiunii de Dărmănești ocupă partea centrală a cuvetei Leorda-Văsiești-Dărmănești, unde depozitele au peste 200 m grosime, spre nord extinzîndu-se pînă în dreptul localității Hangani și nu pînă la Lucăcești cum apare pe hărțile anterioare; spre sud ajung pînă în versantul stîng al pîriului Doftenița. De asemenea, formațiunea de Dărmănești ocupă partea centrală a cuvetei Asău, unde atinge grosimi de peste 100 m. Ea a mai fost pusă în evidență pentru prima dată de noi, ca mici petice, în cuveta Lapoș și, cu o dezvoltare mai mare, în cuveta Sălătruc.

Conținutul faunistic al formațiunii de Dărmănești cuprinde: *Anodontata maeotica* Bolgiu, *Romanunio moldavicus* (Sabba), ?*Plicatibaphia* sp., *Planorbis corneus* L., *Campylaea tutovana* Sev., *Helix cf. mrazecii* Sev. și *Cepaea cf. krejci* Wenz, care indică vîrstă meotiană a acesteia. În același sens pledează atît argilele vișinii-roșcate din baza formațiunii, corelabile cu stratele de Valea Ciomegii, cît și prezența materialului cineritic, ambele regăsindu-se în Meotianul inferior din zona de curbură a Carpaților Orientali.

Evoluția structurală și tectonica bazinului

Bazinul Comănești poate fi încadrat în categoria bazinelor post-tectonice intramontane, geneza lui fiind în mare măsură o funcție directă a evoluției fundamentului și a ariilor înconjurătoare. După cum este cunoscut, pînza de Tarcău și unitatea cutelor marginale, pe care



sunt dispuse discordant depozitele bazinului, sunt unități în pînză ale flișului extern, cutate intraburdigalian, săriate în cursul mișcărilor intrabadeniene și remobilizate în timpul faței intrasarmătene. Aceste ultime mișcări, survenite în cursul Bessarabianului, au determinat o afundare generală a regiunii, cu o schițare incipientă a compartimentelor care vor conduce în final la aspectul actual al bazinului, divizat într-o serie de cuvete cu orientare generală N-S, conformă cu cea a structurilor din fliș. După cum rezultă din datele de foraj, zona de afundare maximă a bazinului a constituit-o, pe tot timpul colmatării acestuia, un aliniament N-S situat între Lucăcești vest și Dofteana, aliniament plasat aproximativ la limita între faciesul de Tazlău-Piepturi Puica la est și faciesurile de Tarcău și Ciungel la vest.

Concomitent cu mișcările verticale intrabessarabiene au acționat și forțe care au produs o serie de decroșări, senestre sau dextre, de-a lungul căror au avut loc deplasări diferențiate ale părții frontale a pînzei de Tarcău și a unității cutelor marginale, cu deosebire în sectorul situat între Moinești și Tîrgu Ocna. Efectul conjugat al mișcărilor pe aceste direcții principale a condus, în final, la insinuarea unei zone depresionare, care începe să fie colmatată în timpul Bessarabianului superior. Concomitent cu sedimentarea, o serie întreagă de accidente tectonice, preexistente în cadrul fundamentului, schizează viitoarele cuvete, permitînd o subsidență și o sedimentare diferențiată în diferite zone ale bazinului. În favoarea acestei ipoteze pledează atât variația grosimii depozitelor, cât și caracterul ingresiv al formațiunii de Dărmănești și într-o oarecare măsură al formațiunii de Șupanu, cu deosebire în partea de vest a bazinului.

Considerăm că, inițial, bazinul a avut o extensiune mai mare decît cea actuală, lucru dovedit de existența unor petice de eroziune, izolate de bazinul propriu-zis, cum ar fi cel situat sub culmea Tașbuga, cel din bazinul Dofteana, sau cel de pe cursul superior al Tazlăului Sărat. Mișcări ulterioare de ridicare și eroziunea puternică au condus la compartimentarea în cuvete a bazinului inițial și, în cazurile menționate mai sus, la conservarea acestor petice de eroziune complet izolate de bazin și situate uneori, ca în cazul celui de pe Tazlăul Sărat, la distanțe destul de mari de actualul bazin. Pe unele aliniamente mișcările verticale sau subverticale au fost deosebit de intense, conducind în final chiar la usoare încălcări ale Paleogenului din fundament peste Sarmătian (falia Galeon-Tigla Mare), sau a Sarmătianului peste Meotian (falia Leorda-Valea Rea). Stilul tectonic al bazinului, cel de cutesufăr (Koffer-falten) faliate, este o consecință directă a acestor mișcări. O caracteristică a acestor cuti din bazinul Comănești o reprezintă redresarea mai accentuată a flancurilor vîstice ale cutelor și aspectul lor asimetric, cu axul deplasat spre est.

Spre deosebire de situația de la vest de Trotuș, unde faliile pot fi în marea majoritate urmărite și prin cartare, unde carotajele continue ale forajelor pentru cărbuni au permis un control riguros al faliilor care au fost reprezentate pe hartă, în sectorul dintre Moinești și Comănești, ca și în zona de luncă a Trotușului, la sud de Comănești, faliile au fost deduse în special din datele forajelor pentru petrol și în mai mică măsură din cartarea de suprafață. Săriturile destul de importante



ale compartimentelor de-a lungul planurilor de fali longitudinale sau transversale, surprinse mai ales la limita între Sarmătian și fundament, existența peticelor de eroziune izolate de bazinele actuale, disponerea în trepte a fundamentului cuvetelor, redresarea la verticală a flancurilor acestora, sint tot atîtea argumente ale unei tectonici post-depozitionale destul de complexe.

Moise și Bîrsan (1974) arată că deplasările de-a lungul falilor longitudinale și transversale din sectorul Leorda au condus la separarea unor unități hidrodinamice independente, în care extracția petrolului are loc diferențiat, în funcție de particularitățile structurale ale fiecărui compartiment.

În afara aliniamenteelor tectonice principale, atât din lucrările de cartare, cât și din studiul lucrărilor miniere sau al forajelor, au fost evidențiate o serie de accidente tectonice secundare de mai mică amplitudine, care n-au putut fi reprezentate la scară hărții, dar cu importanță deosebită în proiectarea și dirijarea lucrărilor de exploatare și explorare.

Observații sedimentologice

Analiza structurilor sedimentare ale depozitelor sarmatiene din bazinul Comănești arată că cel mai activ factor genetic primar a fost reprezentat prin curenți acvatici. Această concluzie se bazează pe existența structurilor de curenți, cu predominanță stratificației oblice. Raritatea granoclasării materialului transportat de curenți evidențiază rolul redus al transportului în suspensie. Prin urmare, rezultă că în bazinul Comănești curenții sarmatieni care au acționat sint, mai ales, curenți tractivi, de fund.

Existența structurilor de curent, în roci cu granulație foarte diferențiată, scoate în evidență marea varietate a energiei acestor agenți de transport. Gresiile foarte fine și siltitele au rezultat prin acțiunea unor curenți foarte slabii, cu o competență redusă lipsiți de capacitate erozivă. Cei mai slabii curenți au fost cei care au condus la acumularea lutitelor cu lamele siltice paralele.

Curenții care au transportat și depus material ruditic și arenitic grosier dispuneau de un potențial energetic ridicat. Elementele de dimensiuni mari, cu sortare foarte slabă, arată că punerea în loc aruditelor de tip Dofteana a fost guvernată de agenți mai puternici decât curenții obișnuiți. Considerăm că asemenea acumulări sint de natură torgențială, transportul de către curenți fiind ajutat de acțiunea gravitațională pe o pântă morfologică.

Alt agent de transport și sedimentare, ce pare să fi acționat în bazinul Comănești, este reprezentat prin transportul în masă. Acest mecanism sedimentar se caracterizează prin curgerea sedimentului, sau a amestecului sediment-fluid, sub acțiunea gravitației, în mediul subaerian sau subacvatic (Middleton, Hampton, 1973).

Cel mai clar exemplu de transport în masă este oferit de breciile care aflorează pe pîriul Glodului, cu matrice abundantă distribuită nerregular, sortare granulometrică slabă și elemente orientate haotic, cu



dimensiuni pînă la 2 m. În cadrul acestei brecii este resedimentat un fragment dintr-un strat de gresie de Tarcău lung de cca 2 m. și gros de 0,25 m. Punerea în loc a unui element cu aceste caractere morfologice nu se poate face decit prin transport în masă.

Gresiile fine, omogene, cu grosimi metrice, în masa cărora sunt distribuite neregulat fragmente argilo-siltice resedimentate, reprezintă un alt tip de material transportat în masă.

Prezența ripple-marks-urilor de oscilații arată că asupra sedimentelor sarmatiene s-a făcut resimțită și acțiunea valurilor. Acest agent genetic pare să fi avut un rol foarte redus în sedimentogeneză depozitelor sarmatiene.

Acumularea argilelor, a căror structură internă este omogenă (chiar în condiții foarte bune de observare), nu poate fi atribuită nici unui mecanism sedimentar menționat anterior. Este posibil că aceste lutite s-au acumulat prin depunerea de tip pelagic a floculelor argiloase.

Harta cu paleocurenți a depozitelor sarmatiene din bazinul Comănești a fost întocmită mai ales prin măsurarea orientării corpurilor cu stratificație oblică. Caracteristic acestei modalități, au fost obținute valori azimutale cu grade de confidență foarte diferite, indicate pe harta de paleocurenți.

Din examinarea hărții de paleocurenți a depozitelor sarmatiene (fig. 1) se constată existența unei dispersii accentuate a direcțiilor măsurate, pe suprafețe restrînse coexistind sensuri diferite și chiar contrarii. Deși variabilitatea azimutală se menține chiar și la o scară mai mare, prin integrarea calitativă a direcțiilor elementare (fig. 1) au fost obținute sisteme de paleocurenți care se caracterizează prin orientarea preferențială spre partea centrală a bazinului.

Tendința centripetă dominantă a paleocurenților pare să arate că depozitele sarmatiene au fost puse în loc într-un bazin închis. Conform indicațiilor faunistice acest bazin a avut caracter de lac cu apă dulce cu intermitente influențe salmastre. În aceste condiții este probabil că dispersarea azimutală a direcțiilor de curenti exprimă depunerea materialului detritic sub formă de conuri de dejecție lacustre (fig. 2).

Pînă în prezent se consideră că bazinul a fost subdivizat în mai multe cuvete chiar și în timpul sedimentării sarmatiene (Stroescu, 1970). Subdivizarea ar fi fost realizată de creste înalte, ridicate, ale fundalului paleogen. Harta de paleocurenți (fig. 1 și 2) arată că în cuprinsul bazinului sarmătian Comănești nu au existat praguri morfologice sinsedimentare capabile să influențeze în mod hotărîtor curgerea curenților. Direcțiile de curenti măsurate traversează actualele ridicări paleogene care separă cuvetele Lapoș, Asău și Leorda-Văsiești-Dărmănești (fig. 1).

Observații stratonomice

Din analiza stratonomică efectuată asupra unor aflorimente (Anghel în Micu et al., 1981) ne rezumăm la prezentarea cîtorva considerații generale.

Prezența rocilor detritice și coloidale, a variației ritmurilor litologice, a numărului și tipurilor de secvențe, a ciclurilor litologice, pre-



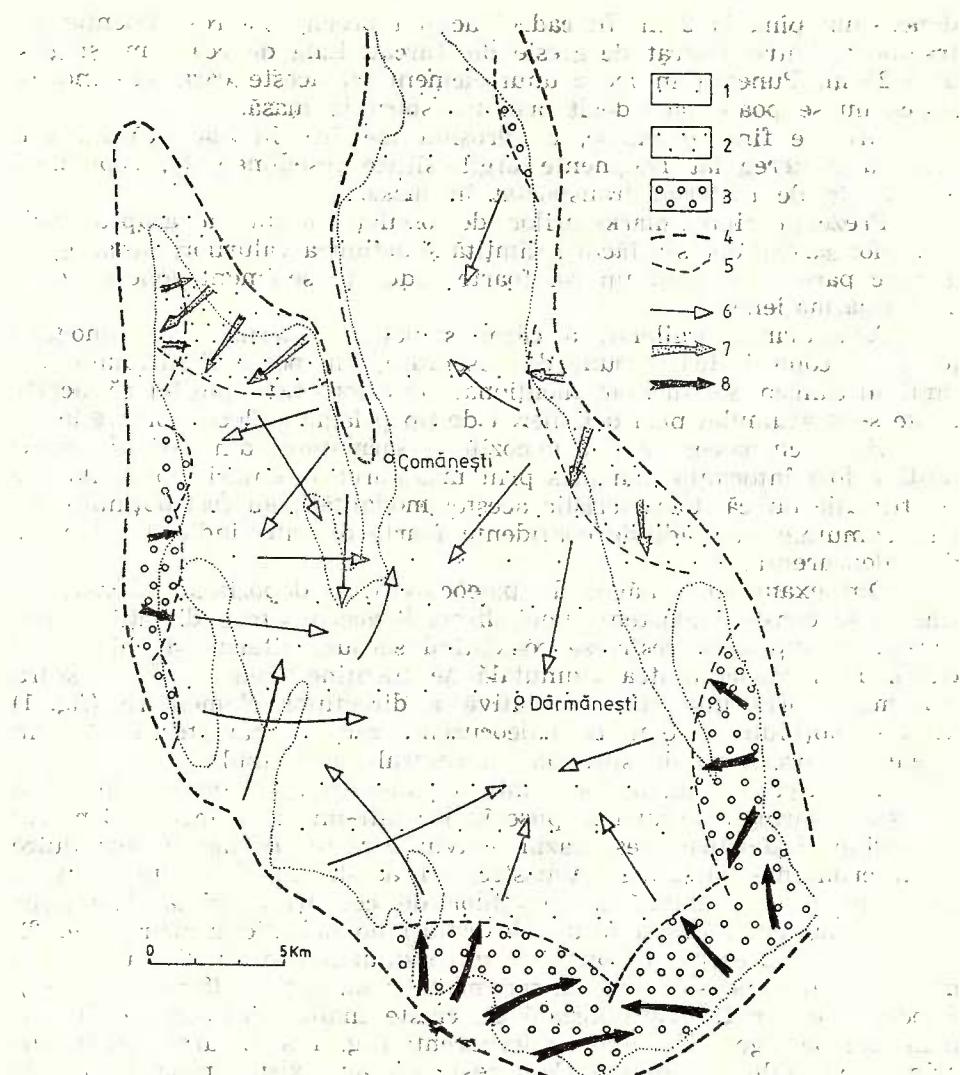


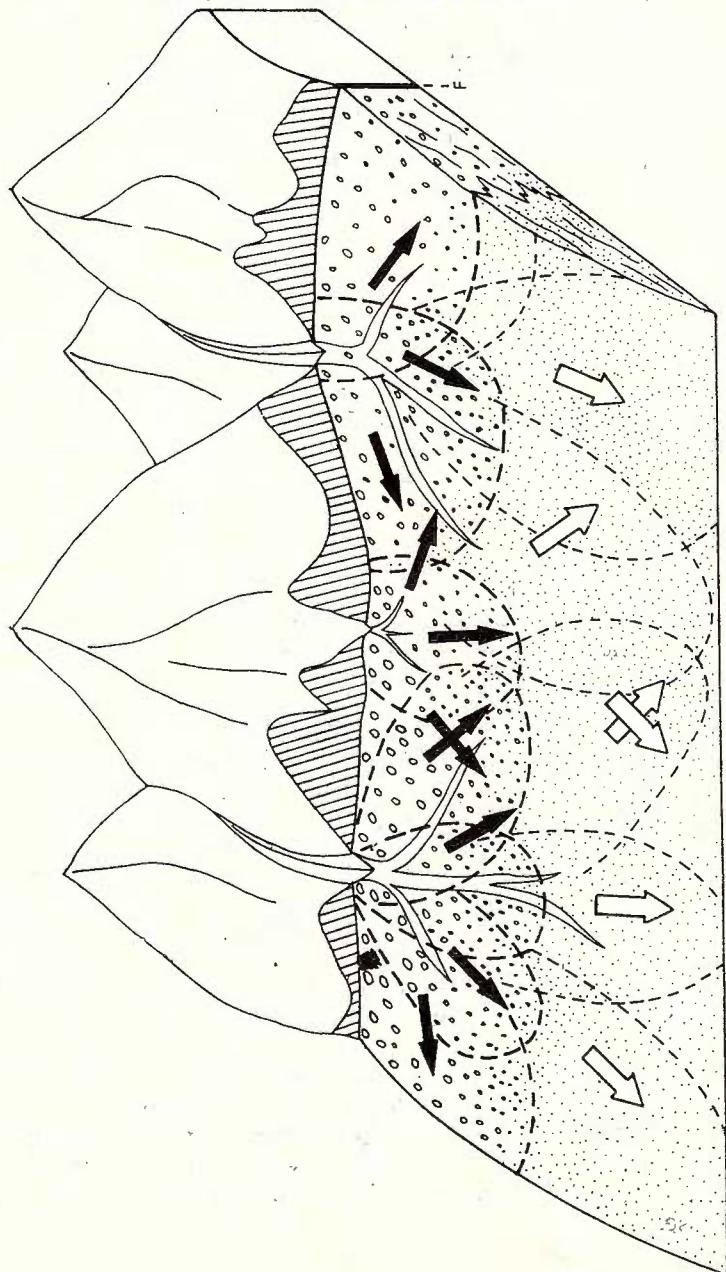
Fig. 1. — Încercare preliminară de reconstituire a condițiilor de transport și acumulare a sedimentelor sarmatiene din bazinul Comănești.

1, facies arenitic-lutitic ; 2, facies arenitic ; 3, facies ruditic ; 4, extindere inițială minimă a bazinului ; 5, limita actuală Sarmatian-Paleogen ; 6, direcții principale de aport de material fin (arenitic-siltic) ; 7, material arenitic ; 8, material ruditic.

Tentative préliminaire pour reconstituer les conditions de transport et accumulation des sédiments sarmatiens du bassin de Comănești.

1, faciès arénitique-lutitique ; 2, faciès arénitique ; 3, faciès ruditique ; 4, extension initiale minimum du bassin ; 5, limite actuelle Sarmatien-Paléogène ; 6, directions principales d'apport de matériel fin (arénitique-silteux) ; 7, matériel arénitique, 8, matériel ruditique.

Fig. 2. — Prezentarea pictorială a condițiilor de transport și acumulare a depozitelor grezo-conglomera-
tice sarmatiene din
bazinul Comănesti.
Présentation picturale
des conditions de trans-
port et accumulation
des dépôts grézo-con-
glomératiques sarma-
tiens du bassin de Co-
mănesti.



zență faunei și florei de un anume tip, pledează pentru caracterul lacustru al sedimentelor studiate. Ca o observație constantă, se remarcă strânsa interdependență dintre aspectul secvențial și cel stratonomic, discontinuitățile secvențiale corespunzând unor suprafețe de stratificare mai mult sau mai puțin marcate. Repartizarea spațială a litotipilor confirmă ipoteza existenței, în timpul Sarmățianului, a unui bazin închis, de adâncime mică, pe marginea căruia s-au depus litotipii detritici grosieri, pentru ca spre centru să apară secvențe compuse din litotipi fini sau foarte fini granulari.

Existența stratificației oblice, slabă reprezentare a granoclasării și amplele variații secvențiale constatate ne permit să afirmăm că agentul de sedimentare cel mai activ a fost reprezentat de curenți. Granulația foarte diferită a litotipilor, ce reiese și din seria virtuală locală stabilită, ca și diversitatea fenomenelor de eroziune constatate, confirmă marea varietate a energiei acestor curenți.

Mineralogia fracțiunii argiloase

Din punct de vedere mineralologic depozitele bazinului Comănești se caracterizează printr-o fracțiune argiloasă neomogenă, dependentă de compoziția și textura rocii mamă, de climatul, topografia și timpul cât roca mamă a fost supusă alterării. Aria sursă a avut un caracter heterogen, fiind reprezentată în primul rînd prin formațiunile flișului paleogen, care formau rama bazinului și, subordonat, prin sectoarele mai îndepărtate ale flișului cretacic și ale zonei cristalino-mezozoice.

Compoziția mineralologică a fracțiunii argiloase⁴ a depozitelor sarmatiene este dominată de illit (40-90%), urmat de clorit (3-30%), la care se adaugă cantități variabile de caolinit (0-28%) și montmorillonit (0-33%). Conținuturile cele mai ridicate de caolinit (15-28%) se întâlnesc în fracțiunea argiloasă a unor nisipuri. În ceea ce privește depozitele meotiene, analizele mineralogice indică o fracțiune argiloasă illito-montmorillonitică (43-69% illit, 27-50% montmorillonit) cu clorit subordonat (7-12%) și, în general, lipsită de caolinit.

Referitor la distribuția fracțiunii argiloase se remarcă dezvoltarea explozivă a montmorillonitului la nivelul Meotianului, fenomen legat de abundența materialului cineritic. Accidental, se întâlnesc și în Sarmățian conținuturi mai ridicate de montmorillonit, derivat tot în urma procesului de alterare a sticlei vulcanice și legat de prezența unor intercalări cineritice, mai slab, dezvoltate însă ca în Meotian. Pe un affluent stîng al văii Uzului, la Sălătruc, a fost întîlnit chiar un nivel de bentonit (100% montmorillonit în fracțiunea argiloasă), care este o dovadă clară a intervenției episodice a unor aporturi de material cineritic furnizat de eruptionsile din lanțul vulcanic și transportat probabil pe cale eoliană.

Demn de remarcat este și faptul că nu se observă diferențe mineralogice notabile întré argilele din culcuș, acoperiș sau intercalate în stratele de cărbune, ceea ce sugerează o origine a mineralelor argiloase controlată de procesele de remaniere. În același sens pledează și predominarea illitului și a cloritului, minerale tipice pentru alterații fizice intense.



Montmorillonitul provine atât prin remanieri din aria sursă (depozitele oligocene conțin uneori intercalații bentonitice), cît și prin procese de neoformare penecontemporană sedimentării, amorsate de devitrificarea sticlei vulcanice.

Caolinul nu arată o preferință specială pentru argilele din culcușul, acoperișul sau intercalațiile de steril ale stratelor de cărbune, ceea ce indică o aciditate moderată a mediului de formare a cărbunilor și un drenaj relativ redus al sticlei în soluție. Îmbogățirea în caolinul a formațiunii argiloase a unor nivale nisipoase este un proces de neogeneză ulterior colmatării și exondării bazinului, controlat de circulația apelor prin porii rocilor. Drenajul bun asigurat de rocile grezoase sau nisipoase a favorizat îndepărțarea silicei în exces, rezultate în urma alterării supergene a feldspațiilor sau, eventual, a mineralelor argiloase preexistente.

Studiul mineralelor grele

Examenul fracției grele din depozitele eocene, sarmatiene și meotiene din bazinul Comanești a condus la identificarea a 18 specii minerale, componenta majoră și reprezentativă fiind granatul incolor, recunoscut în cantități remarcabile în toate probele recoltate. Marea majoritate a granulelor se situează în domeniul granulometric 100-500 microni, cu maximum de participare în intervalul 200-350 microni. Cantitățile de fracție grea sunt minime la nivelul Eocenului (0,005-0,025%), medii în cadrul Sarmatianului (0,05-0,25%) și sensibil crescute (în unele cazuri pînă la 5-20%) în Meotian.

Eocenul (gresia de Tarcău) se caracterizează în principal prin conținuturi maxime în granat incolor, depășind 80%. Mineralele rezistente (rutil+turmalină+zircon) sunt bine reprezentate, însă în cantități ceva mai scăzute decît în cazul Sarmatianului. Grupa zoizit+clinozoizit+epidot este total nesemnificativă, la fel ca și staurolitul. Mineralele vulcanogene sunt practic absente.

Sarmatianul conține cantități mari de granat incolor, în medie între 65-75%. Mineralele rezistente constituie o prezență constantă și apreciabilă, turmalina brună apărînd în general subordonată. Mineralele din familia zoizit+clinozoizit+epidot se întâlnesc cu regularitate în probele sarmatiene, însă cu caracter accesoriu. Același lucru se poate spune și despre staurolit.

Meotianul are ca element caracteristic al fracției grele hornblenda verde de proveniență vulcanogenă, în conținuturi depășind uneori 70-90%. De regulă aceasta este însoțită de biotit (1-2%) uneori întîlnindu-se cantități minore de hipersten și, accidental, augit.

Dintre mineralele cristalofiliene menționăm în primul rînd granatul incolor, întotdeauna prezent, apoi zoizitul, clinozoizitul și epidotul, iar dintre mineralele rezistente staurolitul.

Proveniența materialului granular din depozitele eocene și sarmatiene se leagă în mod direct de denudarea formațiunilor din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, cu mențiunea că, la diverse nivale ale Sarmatianului, în materialul sedimentogen se insinuează cantități variabile de minerale vulcanogene, provenite atât din erodarea



unor formațiuni mai vechi, cît și corelate, probabil, cu erupțiile din Munții Apuseni.

Materialul granular al depozitelor meotiene are un caracter mixt, provenind atât din zona cristalino-mezozoică cît și din erupțiile lanțului vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita, în plină activitate explozivă la acea perioadă.

Modul de formare a cărbunilor

Un prim aspect al carbogenezei în formațiunea de Șupanu este legat de tipul și forma bazinului de sedimentare. Coroborarea rezultatelor cercetărilor structurale, sedimentologice, faunistice și floristice indică existența în timpul Bessarabianului superior-Bersonianului, în acest sector, a unui bazin intramontan, evident mai extins decât în prezent, acoperit în cea mai mare parte a existenței sale cu ape dulci, dar supus în unele momente și unor influențe salmastre. În ceea ce privește forma bazinului, analiza direcțiilor de paleocurenți a evidențiat absența actualelor „praguri” de Paleogen care îl compartimentează în cuvete, aspectul actual fiind rezultatul mișcărilor tectonice. Regiunea din jurul bazinului prezinta o energie de relief diferită de la un sector la altul, fapt ce rezultă din distribuția diferenților litotipici ai formațiunilor de Dofteana și Șupanu. De asemenea momentele salmastre presupun existența unor legături, ce e drept de scurtă durată și mică amploare, cu bazinul extracarpatic.

Adâncimea apelor din bazin s-a menținut, în linii generale, la cote de cîțiva metri, cu excepția sectorului central unde, datorită subsidenței mai accentuate aceasta era mai mare. Referitor la regimul subsidenței, analiza variației grosimii stratelor de cărbuni (Ticleanu, în Micu et al., 1981) a permis schițarea unor sectoare cu subsidență preferențială dispuse în linii generale în zonele axiale ale actualelor cuvete din vestul bazinului.

Analiza elementelor paleofloristice, din punct de vedere al indicațiilor paleoclimatice, arată existența unui climat de tip temperat-cald spre subtropical, cu umiditate ridicată, favorabil dezvoltării unei vegetații bogate.

În ceea ce privește vegetația din biotopul de mlaștină carbonogeneratoare, aceasta corespunde în mare măsură modelului prezentat de Teichmüller (1958) pentru zăcămintele de cărbuni mioceni din Valea Rinului, de Givulescu (1974) pentru cărbunii din Valea Jiului și de Ticleanu et al. (1982) referitor la cărbunii plioceni din Oltenia. Evident, față de aceste modele, cel puțin în stadiul actual de cunoaștere, bazinul Comănești prezintă o serie de particularități.

Frecvența mare a resturilor fosile de taxodiacee reprezintă un indiciu sigur că și în bazinul Comănești un rol important la formarea cărbunilor l-a avut mlaștina de pădure cu taxodiacee, fără însă a putea preciza care dintre acestea au fost dominante. În aceeași asociatie mai intrau *L. europaeus* și liana *B. tiliæfolia*.

Referindu-se la flora fosilă de la Comănești, Givulescu (1968) semnală, pentru prima dată în depozitele sarmatiene din România, asociatia cu *Buettneriophyllum* (syn. *Braunia*)-*Alnus*-*Glyptostrobus*. Desi-



gur, autorul se referea la asociația fosilă și numai în parte la o asociație vegetală carbogeneratoare, deoarece este posibil ca *Alnus*, alături de *A. tricuspidatum* și *B. macrophylla* să aparțină unei mlaștini de pădure cu foioase. Ponderea foioaselor din această asociație este deocamdată mai puțin evidentă, dar având în vedere predominanța în cărbunii din Comănești a maceralului cutinit față de rezinit, care după Răzeșu și Bițoianu (1970) provine în principal de la foioase, este posibil ca mlaștina cu pădure de foioase să fi avut o mare extindere.

A altă asociație o constituie mlaștina cu *Phragmites* și *Typha*, care, după frecvența resturilor fosile a celor doi taxoni caracteristici, trebuie să fi avut un rol destul de important.

În ceea ce privește existența mlaștinii cu *Sequoia* și a celei cu *Myricaceae* și *Cyrillaceae*, deocamdată nu avem dovezi directe. Indirect, prin prezența taxonului *O. parschlugiana* și, parțial, *L. europaea*, este de presupus că cel puțin mlaștina cu *Myricaceae* și *Cyrillaceae* să fi fost prezentă.

Alături de elementele din asociațiile de mlaștină mai apar și resturi fosile de talie mică (frunze, fructe, polen) ale taxonilor: *F. attenuata*, *P. platanoides*, *U. pyramidalis*, *C. grandis*, *C. atavia*, *Q. pseudocastanea* și alții care provin din pădurile mezofile din regiunea adiacentă bazinului și nu au rol în carbogenează.

În concluzie biomasa vegetală necesară formării cărbunilor era autohtonă, provenind din asociațiile vegetale de mlaștină, care se dezvoltau în funcție de adâncimea bazinului. Subsidența constituia principalul factor de control, permitînd acumularea biomasei atât timp cât rata subsidenței nu depășea acumularea. Cînd rata subsidenței se micșora în raport cu acumularea avea loc o distrugere subaeriană a biomasei vegetale (fapt foarte rar în evoluția bazinului Comănești), iar cînd, din contră, raportul se inversa avea loc acoperirea mlaștinii cu depozite terigene și începea procesul de incarbonizare.

După opinia noastră, un alt factor de control al dezvoltării vegetației de mlaștină îl constituia și salinitatea apelor, apele salmastre fiind prohibitive pentru dezvoltarea asociațiilor carbogeneratoare. Un argument în acest sens îl constituie prezența lumașelor cu congerii în acoperișul stratelor Irina și Kalk, precum și prezența, în unele ritmuri a argilelor marnoase din acoperișul stratelor de cărbune. Creșterea conținutului în CaCO_3 a argilelor din acoperiș poate fi pusă în legătură cu posibile recurențe salmastre.

Studiul complex al depozitelor neogene ale bazinului Comănești a condus la o serie de concluzii de ordin științific și economic.

— Au fost definite formațiunile de Dofteana, Șupanu și Dărmașnești, situate în intervalul stratigrafic Bessarabian-Meoțian, caracterizate de asociații faunistice și floristice reprezentative, care au permis o datare sigură, stabilindu-se că ambianța sedimentării și aspectul ac-



tual al bazinului constituie rezultatul unui proces complex, în care factorul tectonic a avut un rol predominant.

— A fost elaborat primul model genetic privind formarea cărbunilor din bazinul Comănești.

⁴ Analizele au fost executate prin difractometrie de faze X, pe fractiuni $\leq 2 \mu$ extrase din argile și nisipuri.

BIBLIOGRAFIE

- Andreescu I. (1972) Faciostratotipul Malvensianului din zona de curbură a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4, București.
- (1973) Precizări asupra limitelor etajului Meotian. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 19/2, București.
- (1974) Stratotypen des Sarmat s. str. aus der Vortiefe der Karpaten, in Polen und Rumänien: Faziostratotypus Andreiașu, Chronostr. und Neostrat., Miozän, IV, Bratislava.
- (1984) Paleogeographic significance of the Sarmatian Congerian faunas from Romania. Special volume, 75 years of the Paleontology Laboratory, Bucharest.
- Papaianopol I. (1970) Biostratigrafia depozitelor dintre văile Milcov și Rîmnicu-Sărat. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.-geofiz., geogr., ser. geol.*, XV/2, București.
- Atanasiu I. (1945) Le Sarmatiens du Plateau Moldave. *Anal. Acad. Rom., Mem. Sec. St.*, III, XX, 5, București.
- Athanasiu S. (1907) Esquisse géologique des régions pétrolières des Carpates du distri. Bacău. *Guide du II-ème Congrès Intern. du Pétrole*, IV, București.
- Barbot de Marny (1869) Gheologicheskii ocerk Hersonskoi St. Petersburg.
- Barbu I. Z. (1934). Contribuții la cunoașterea florei fosile din Podișul Moldovei. *Acad. Rom. Mem. Secț. St., Ser. a 3-a*, București.
- Brusina S. (1884) Die fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. *Beitr. Paläont. Oest Ung.*, III/4.
- (1897) Matériaux pour la faune malacologique néogène de la Dalmatie, de Croatie ...Agram.
- (1902) Iconographia Molluscorum fossilium in tellure tertiaria ...Agram.
- Chiriac I. (1959) Prospecții și explorări geologice pentru cărbuni în bazinul Comănești. *St. tehn. econ.*, A 5, București.
- Ciocârdel R. (1943) Neue Daten über das Alter des Beckens von Comănești (Bezirk Bacău Rumänien), *Monit. du Petrole Roum.*
- (1950) Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna. *An. Com. Geol.*, XXIII, București.
- Drăghici I. (1955) Raport, arhiva Ministerului Geologiei, București.
- (1956) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Dumitrescu I., Joja Th., Săndulescu M., Săndulescu Jana, Bratu E., Ștefănescu M., Micu M., Mărunteanu M. (1971) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Duțescu P., Mitrea Gh. (1980) Raport, arhiva I.P.G.G.H., București.
- Eberzin A. G. (1948) Despre faciesurile cu Congeria ale Sarmațianului din Basarabia. *Anal. Rom.-Soc.*, 2, București.



- Givulescu R. (1968) Date noi privind flora fosilă a bazinului Comănești. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 13, 1, București.
- (1974) Cîteva observații privind modul de formare a cărbunilor din Valea Jiului. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 19, București.
- Jeanrenaud P. (1963) Contributions à l'étude des couches à faune d'eau douce au Sarmatien de la Plate-forme Moldave. *An. St. Univ. Al. I. Cuza, Secț. II*, 9, Iași.
- Jekelius E. (1944) Sarmat und Pont von Soceni. *Mém. Inst. Geol.*, V, București.
- Lörenthay E. (1902) Die pannonische Fauna von Budapest. *Palaeontographica*, XLVIII, Stuttgart.
- Lubenescu V. (1981) Studiul biostratigrafic al Neogenului superior din sud-vestul Transilvaniei. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII, București.
- Marinescu Fl., Pavnotescu V. (1974) Comentarii asupra faunei cu congerii din Bessarabianul superior de la Valea Sării (Depresiunea Subcarpatică a Moldovei meridionale). *D. S. Inst. Geol.*, LX/4, București.
- Macarovici N. (1940) Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie Méridionale. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, XXVI, Iași.
- (1941) Sur certains Mammifères fossiles trouvés dans le Bassin de Comănești (dén. Bacău, Roumanie). *Ann. Sc. Univ. Iassy*, XXVII, sect. II/1, Iași.
- Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Guide Exc. A.G.C.*, II, București.
- Preda D. (1937) Sur la structure géologique et les richesses minières du Trotuș. *Bull. Asoc. Roum. Géol.*, III, București.
- Marinescu Fl. (1972) Două faune cu congerii din Miocenul terminal al Bazinului Dacic. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/3, București.
- Istocescu D. (1972) Asupra unei faune cu Congeria ornithopsis din Sarmatianul Golfului Borod (estul Bazinului Pannonic). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/3, București.
- Micu M., Ticleanu N., Andreescu I., Moisescu V., Jipa D., Popescu A., Anghel S., Stancu J., Vanghelie I., Vlad C., Bratosin I. (1981) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Middleton G. V., Hampton M. A. (1973) Sediment gravity flows; mechanics of flow and deposition. Short course no. 1, SEITM, Tulsa.
- Moise I., Bârsan I. (1974) Raport, arhiva schelei de extracție Comănești.
- Papp A. (1953) Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 44, Wien.
- (1954) Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 45, Wien.
 - (1974) Die Molluskenfauna der Sarmatischen Schichtengruppe. Chronostr. und Neostrat. Miozän, M3, Sarmatien, IV, Bratislava.
- Preda D. M. (1917) Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol.*, VII, 1, p. 427-574, București.
- Protopopescu Gh., Popescu-Voitești I. (1923) Cîteva observații asupra bazinului pliocenic de la Comănești, jud. Bacău. *D. S. Inst. Geol. Roum.*, VI, București.
- Răzeșu S., Bițoianu C. (1970) Studiul petrografic al cărbunilor bruni lucioși din bazinul Comănești (jud. Bacău). *St. tehn. econ.*, ser. A, 8, p. 121-141, București.



- Sevastos R. (1922) Limita Sarmatianului, Meotianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, București.
- Simionescu I. (1903) Contributions à la géologie de la Moldavie. *An. Sc. Univ. Iassy*, II, Iași.
- Barbu I. Z. (1940) La faune sarmatiennes de Roumanie. *Mém. Inst. Géol. Roum.*, III, București.
- Sinzov I. (1897) Opisanie nekotorih neoghenovih okamenelosteji, naidennih v Besarabii i v Hersonskoi gubernii. *Zap. Nov. Obšci Est.*, XXI, 1, Odesa.
- Soulié-Märsche J. (1978) Contributions à la Paléontologie du Miocène Moyen continental du Bassin du Tage. *Ciencias da Terra* (UNL), 4, p. 91-102, Lisboa.
- Stoica C. (1953) Raport, arhiva Ministerului Geologiei, București.
- (1954) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- (1956) Bazinul Comănești (Bacău). *Anal. Univ. C. I. Parhon*, București, seria st. nat., 9.
- Stroescu C. (1970) Raport, arhiva Întreprinderii de Foraj și Lucrări Geologice Speciale, București.
- Drăghici I. (1979) Raport, arhiva Întreprinderii de Foraj și Lucrări Geologice Speciale, București.
- Şandru N. (1980) Raport, arhiva schelei de extracție Comănești.
- Ștefănescu S. (1894) L'extension des couches sarmatiques en Valachie et en Moldavie (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXII.
- Teichmüller M. (1958) Rekonstruktionen verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohle. *Fortschr. Geol. Gheinld.*, 2, p. 599-612, Krefeld.
- Teisseyre N. (1897) Zur Geologie der Bacauer Karpaten, *Jahrb. D.K.K. Geol. R.A.*, XLVIII, Wien.
- Ticleanu N., Roman Ş., Givulescu R., Bitoianu C. (1980) Contributions à la connaissance de la paléoflore et la pétrographie des charbons du Secteur Rovinari (Distr. Gorj). Simpozion Palinol., Paleobot., p. 89-91, Cluj.
- Volkova N. S. (1955) Polevoi atlas harakternih kompleksov treticinikh otlojenii centralnogo Predkavkazia. Moskva.

LA GÉOLOGIE DU BASSIN DE COMĂNEȘTI

(Résumé)

L'ouvrage présente les résultats des études géologiques complexes dans le bassin carbonifère de Comănești.

Stratigraphie

La succession néogène du bassin de Comănești commence par la formation de Dofteana, prépondéramment conglomeratique ou gréso-conglomeratique, à développement typique, en espèce à la partie sud du bassin. Elle est surmontée par la formation de Șupanu, constituée d'une alternance d'argiles, silts, sables, argiles charbonneuses, charbons. L'épaisseur de cette formation varie entre 200-300 m,



vers les bords du bassin se remarquant en général une augmentation sensible du composant détritique.

Les relations de la formation du Șupanu avec les dépôts subjacentes sont généralement de superposition, mais on a constaté qu'ils ont parfois un caractère un peu ingressif, situation dans laquelle la formation repose directement sur le soubassement paléogène.

La formation de Dărmănești, à épaisseurs qui dépassent parfois 200 m. commence par des grès cinérithiques en bancs épais, intercalés à argiles et silts. Sa partie supérieure à prédominance sableuse-argileuse, contient, comparativement, moins de matériel cinérithique que la partie inférieure. À la différence de la formation de Șupanu, qui contient une faune et une flore fossile d'âge bessarabien supérieur-kersonien, le contenu paléontologique de la formation de Dărmănești, représenté surtout par des faunes dulcaquicoles n'est pas particulièrement édifiant pour apprécier l'âge. La séparation dans la base de cette formation des intercalations d'argiles rouges, comparables à celles connues dans le Méotien extracarpatisch, ainsi que l'apparition pour la première fois des grès cinérithiques au même niveau, nous ont déterminé à attribuer aux dépôts en discussion, l'âge méotien, sur des critères de corrélation régionale.

Tectonique et évolution structurale

Du point de vue structural le bassin de Comănești appartient à la catégorie des bassins post-tectoniques intramontagneux, sa genèse étant en grande mesure en fonction directe de l'évolution du soubassement et des aires environnantes. Les formations du bassin sont discordantes sur des unités en nappe du flysch externe, plissées, intra-burdigalien, charriées dans l'intradădenien et remobilisées pendant la phase intra-sarmatiennne. Les derniers mouvements, apparus pendant le Bessarabien ont déterminé un affaissement général de la région, menant à une séparation initiale à peine esquissée des compartiments, qui a eu comme résultat final l'aspect actuel du bassin, divisé en plusieurs cuvettes orientées conformément aux structures du flysch. L'existence d'un bassin initial unique est démontrée par les directions des paléocourants qui sont indépendantes des crêtes du Paléogène qui séparent les cuvettes à présent.

Les mouvements verticaux, longitudinaux et transversaux, dans une certaine mesure contemporains avec la sédimentation, ont été parfois accompagnés également des déplacements horizontaux du soubassement, ce qui explique le caractère différencié de la sédimentation dans certains secteurs du bassin, et, par conséquent, la distribution des faciès. Les mouvements verticaux ont continué aussi après l'exondation et on remarque parfois des faibles chevauchements du Paléogène sur le Sarmatién (faille de Galeon) ou de celui-ci sur le Méotien (faille de Leorda-Valea Rea).

Le style tectonique général du bassin, de type Koffer-Falten est une conséquence directe de ces divers mouvements.

Les observations sédimentologiques effectuées ont démontré que l'orientation préférentielle des systèmes de paléocourants a été centripète. À côté du transport par des courants un autre agent de sédimentation et transport moins fréquent cette fois-ci est représenté par la coulée gravitationnelle en masse des sédiments.

L'étude des minéraux argileux relève la présence en grandes quantités de la montmorillonite dans le Méotien, grâce à l'abondance du matériel cinérithique. La fraction argileuse des dépôts sarmatiens est dominée par l'illite et la chlorite.



Les analyses des minéraux lourds ont mis en évidence la prédominance du grenat incolore par rapport à la tourmaline brune et de l'association clinzoisite-zoisite-épidote dans les dépôts sarmatiens. Les minéraux vulcanogènes, présents en quantités réduites à ce niveau, proviennent soit de l'érosion des formations plus anciennes, soit des éruptions des Monts Apuseni. L'association de minéraux lourds du Méotien, nettement dominée par la hornblende verte, contient également une série de minéraux crystallophiliens. Le matériel vulcanogène des dépôts méotiens provient de la chaîne volcanique Călimani-Harghita, en pleine activité explosive à cette époque-là.

En ce qui concerne la genèse de charbons on considère que la biomasse végétale génératrice a un caractère autochtone. La subsidence continue a été le facteur principal qui a contrôlé la carbogenèse, auquel on ajoute les variations de la salinité des eaux du bassin, qui ont pu influencer positivement ou inhibé le développement de la végétation.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique du bassin de Comănești.

- 1, Cônes de déjection (a) glissements (b) diluvia (c) ; 2, dépôts fluvio-tilles. Méotien : 3, formation de Dărmănești. Sarmatien : 4 a, formation de Supanu ; b, formation de Dofteanu. Crétacé-Paléogène : 5, formations de la nappe de Tarcău et des unités des plis marginaux non-divisées ; 6, limite de discordance ; 7, limite géologique en général ; 8, limite lithologique ; 9, faille inverse ; 10, failles verticales et sous-verticales : a, compartiment élevé ; 2, compartiment abaissé ; 11, failles à décrochement ; 12, axe d'anticinal ; 13, axe de synclinal ; 14, directions des coupes géologiques ; 15, position des couches ; 16, position de couche à polarité inverse ; 17, affleurement de charbon ; 18, puits de mine ; 19, forages ; 20, halde ; 21, gisement fossifère.

Planche II

Carte des directions de paléocourants dans les dépôts sarmatiens du bassin de Comănești.

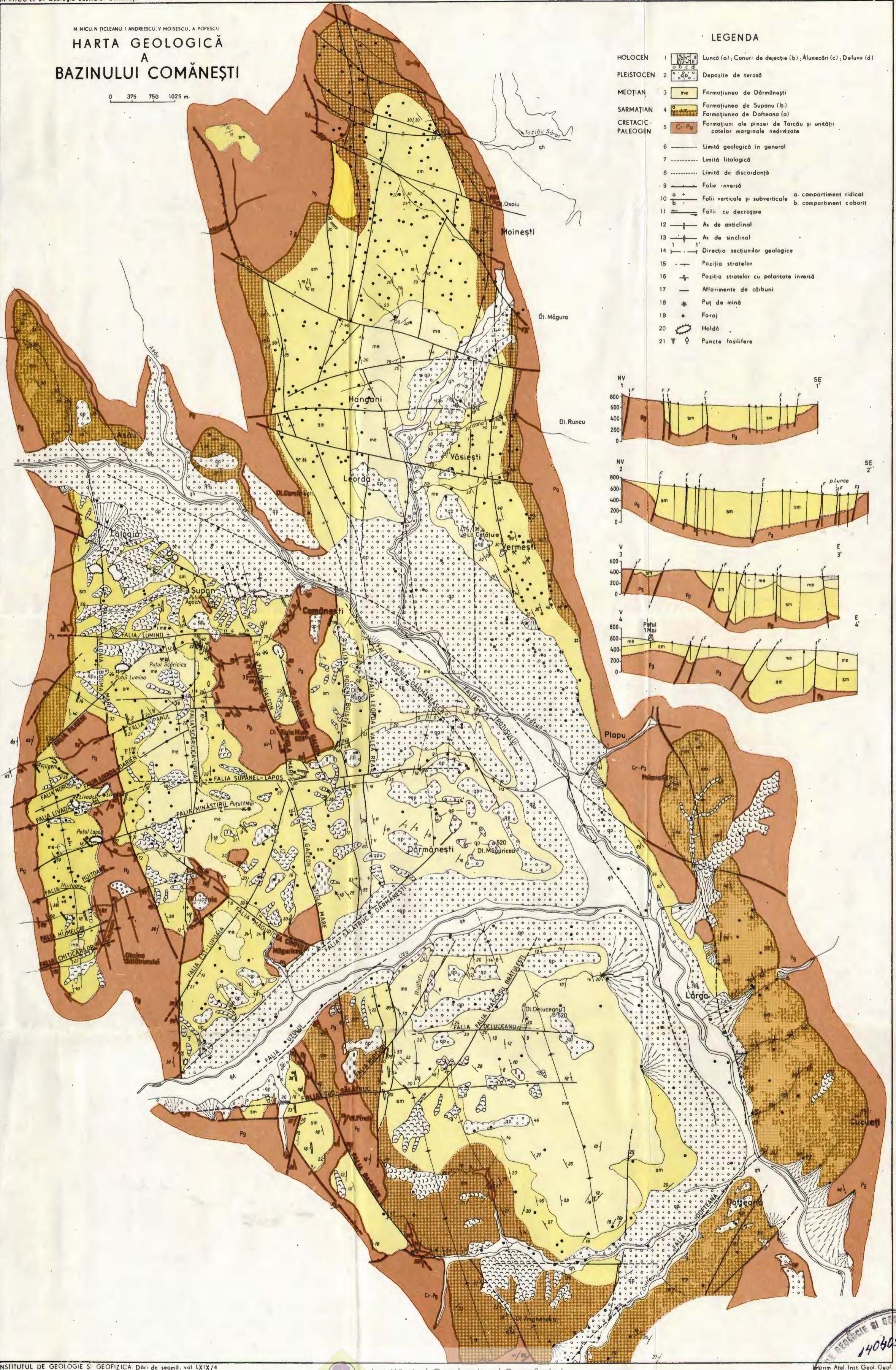
- 1, Méotien ; 2, Sarmatien ; 3, Paléogène. Sûreté des mesurages de paléocourants : 4, très faibles ; 5, faible ; 6, médiocre ; 7, bonne ; 8, très bonne ; 9, 10, plusieurs mesurages avec la même valeur de l'azimut.



M. MICU, N. ȚICLEANU, I. ANDREESCU, V. MOISESCU, A. POPESCU

HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI COMĂNEȘTI

0 375 750 1025 m.



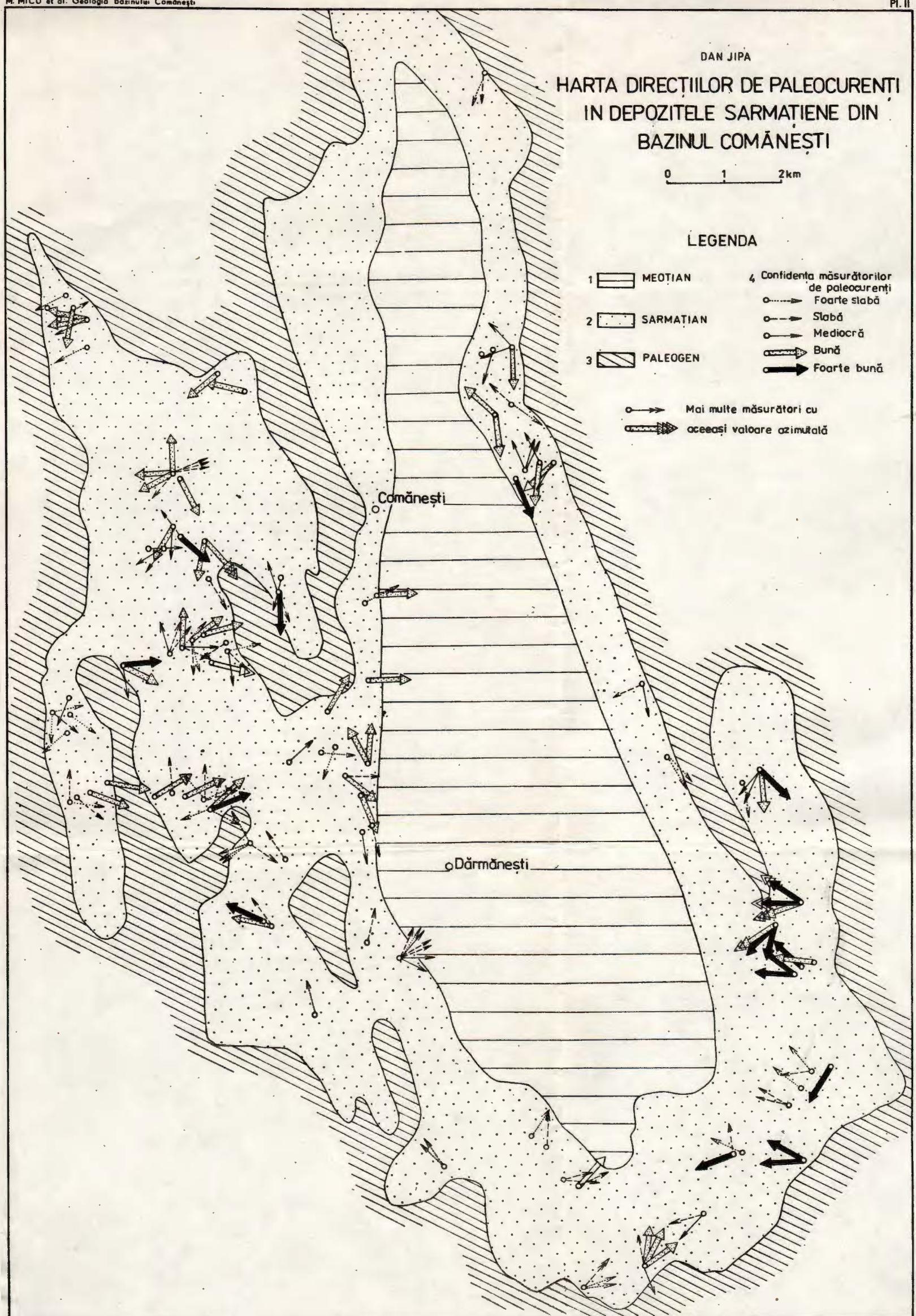
DAN JIPA

HARTA DIRECTIILOR DE PALEOCURENȚI IN DEPOZITELE SARMATIENE DIN BAZINUL COMĂNEȘTI

0 1 2 km

LEGENDA

- | | | |
|---|-----------|---|
| 1 | MEOTIAN | 4 Confidențialitatea măsurătorilor de paleocurenți |
| 2 | SARMATIAN | <ul style="list-style-type: none"> ○→ Foarte slabă ○→ Slabă ○→ Mediocră → Bună → Foarte bună |
| 3 | PALEOGEN | |
| | | ○→ Mai multe măsurători cu
aceeași valoare azimutală |



4. STRATIGRAFIE

BOOK REVIEWS

A. J. SALOP : *Geological Evolution of the Earth During the Precambrian*. 1983, Elsevier Publishing Company, 78 Figs., 459 p.

In his book, the Soviet specialist presents a comprehensive description of the Precambrian terrains identified on the Earth so far. The author proposes a new division of the Precambrian, the boundaries between the time intervals of the first order being given by the pan-global orogeneses that brought about irreversible modifications in the tectonic regime of the lithosphere. The orogeneses considered of first order were active during the following periods from the past: Saamian, 3 750-3 500 m.y.; Kenoran, 2 800-2 600 m.y.; Karelian, 2 000-1 900 m.y.; Grenvillian, 1 100-900 m.y.; Katangan, 680-650 m.l. These orogeneses constitute the limits of the following eras: Katarchean, Paleoprotozoic, Meroprotozoic, Neoprotozoic, Epiprotozoic.

Concerning the Eocambrian, which follows the Katangan orogenesis, Salop is of the opinion that this period should be probably attached to the Paleozoic, as it envisages a leap in the evolution of life.

The author proposes a lithostratotype for each era and attempts comparative lithostratigraphic columns for all the areas in which the respective formations are known. Although the temporal divisions are established based on the isotopic ages available at present, the author continually underlines the primary role played by the principles of historical geology in the understanding of the specific characters of each sequence of formations that can be assigned to a certain era. The fact that the author approaches the evidences of the time evolution of the geological and related biological processes throughout the Precambrian is one of the major qualities of the book.

Due to the vast material discussed by the author, well organized and clearly presented, this book is a most useful work tool for all those who are interested in the history of our planet. Naturally, it has also some drawbacks, among which we point out the treatment from a negative viewpoint of the global tectonics — a subject on which the author has no personal contributions, having a poor knowledge of it.

I. Balintoni

S. SELF, R. S. J. SPARKS (edit.) : *Tephra Studies*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, London, 481 p.

The Greek word "tephra" means "ashes", tephrology being thus the science about ashes and, in geology, the discipline using pyroclastics as a stratigraphic element. The studies on the pyroclastic levels were initiated in Iceland round 1930, but, in a thesis of a doctor's degree on this subject, published in 1944,



two variants of this term were used; "tephra", for the stratum itself and "tephro-chronology" for the correlations made on this basis. Since then the number of studies increased, extending to all the zones with active or Quaternary volcanoes, while within the INQUA congress a special section of tephro-chronology was created, tephrology being an important work tool in various fields, such as climatology, oceanography, glaciology, archaeology, geomorphology and, obviously, geology. This led to the necessity of confronting the data obtained by various specialists, which was achieved within a symposium organized in Iceland in the period 18-29 June by the Institute of Advanced Studies — NATO. The present volume comprises the papers presented at the Symposium.

It should be underlined from the beginning that tephrology deals with the ash strata from the Pleistocene and especially from the Holocene, found in soils, peat, cave deposits, lacustrine or marine deposits which are directly connected with major eruptions of the known volcanoes. This correlation explains why tephrochronology deals only rarely with pyroclastics from older formations, such as the Dej tuff of Romania, which is of Badenian age and whose source cannot be established.

The book comprises 33 papers presented in 7 chapters, each including 3-8 articles. In a first paper S. Thorarinsson, the creator of tephrology, deals with the history of this discipline, explains its terminology, the term "tephra" respectively — which is equivalent to pyroclastic, but in a more general acceptance it was chosen due to its euphony, being similar to magma and lava. In a first group of articles the methods of dating tephras are presented; the fission traces, the K-Ar degree, hydration through the determination of the water quantities in the glass vesicles, alteration of heavy minerals, correlation with palynology and magnetostratigraphy. The second chapter is devoted to the methods of correlation of the tephra layers, based especially on geochemical, mineralogical, chemical and radiometric data.

A larger chapter comprises regional studies carried out in Iceland, the U.S.A., Japan, Central America, Italy and Denmark. In addition to these, there are also the studies on the correlation with some individual volcanoes from New Zealand and Iceland. Another problem is connected with the study of the tephras of the oceanic sediments, studied in the Mediterranean, the Antilles Arch, the Caribbean Sea, the Atlantic Ocean. These studies are based to a great extent on the cores extracted within the DSDP Project and they allow, owing to the great extension and continuity of the strata, stratigraphic, chronological and paleoclimatological specifications (wind direction). Another chapter is devoted to the use of tephras in the archaeological studies, e.g. the precise stratigraphy was established by means of the tephra deposits in the Franchthi Cave in the Peloponnese. Another utilization of tephras is the one in paleoecology through the possibilities of correlating the strata with Holocene subfossils.

Finally, a last and largest chapter includes studies on the applications of tephrology to the researches on geological catastrophes: determination of the violence of volcanic eruptions, flows and surges, correlation with glaciations, determination of areas expected to be affected by the ash depositions depending on the position of the volcano during eruption.

The book ends with an interesting chapter on the terminology and classification of tephras, which are considered as part of the general volcanic processes.



The book reveals an interesting, generally little known field of investigation which is of prospect for the chronology of the Quaternary and Holocene, but especially for the detailed study of the processes connected with volcanic eruptions and their impact on the Earth's crust, the biological cover and man.

M. Bleahu

J. SÜNDERMANN, W. LENZ (edit.): *North Sea Dynamics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 693 p.

The book, edited by J. Sündermann and W. Lenz and published by the Springer publishing house is a collection of scientific papers which were communicated at the International Symposium on the North Sea held in Hamburg in 1981. The subjects treated are from various fields, such as physical and chemical oceanography, biology and ecology.

The variety of the papers included in the book expresses the intention of the organizers of the symposium, who aimed at an exchange of ideas among scientists from various fields, concerned with the study of the North Sea. As noticed in the book, at present, the progress of the researches in the North Sea can be stimulated especially by interdisciplinary studies with international participation.

The first paper in the book presents the history of the researches carried out in the North Sea from the end of the 19th century to the present. The other 44 papers are grouped in four chapters which deal with the study of currents, waves, transport processes and ecosystems. Geology is a matter of little concern in this book. Nevertheless the book offers new quantitative data on most important subjects for dynamic geology, contributing to the better understanding of the transport processes of clastic particles. It is an example of the benefits of various branches of science, obtained by an exchange of ideas among researchers working in various scientific fields.

D. Jipa

RUSHDI SAID: *The Geological Evolution of the River Nile*. Springer-Verlag, New York, 1981, 151 p.

The book written by Rushdi Said is a synthesis of the geological studies concerning the Egyptian Nile and the deposits generated by this river. In addition to the field data, there are also geophysical data and drilling data. The information provided by the archaeological material discovered in the recent deposits of the Nile was also taken into consideration. The author correlated his data with those furnished by the marine geological investigations carried out in the Mediterranean and the Red Seas.

Rushdi Said presented his material in three chapters and three appendices. The first chapter deals with the present Nile basin, containing also the data from the relevant literature on the geological evolution of this river.

The second chapter is devoted to the geology of the River Nile with reference to the Egyptian territory. The gathered data allowed the author to distinguish five evolution phases of the River Nile: the Eonile, the Paleonile, the Protonile, the Prenile and the Neonile. The Eonile appeared as a river of Messinian age.



The Paleonile developed during the Pliocene, while the remaining three phases during the Pleistocene.

The third chapter includes data on the geological evolution of the Nile and its system of deposits. The history of the Egyptian Nile River is presented in correlation with the geological evolution of Northeast Africa, the Eastern Mediterranean and the Red Sea. The author comes to the conclusion that the first evolution phase of the River Nile (Eonile) was caused especially by the decrease of the base level through the Messinian draining of the Mediterranean. Thus a huge canyon formed to the depth of 2500 m, which the author compares with the present Colorado Canyon.

The studies of Rushdi Said presented in this book show that after the formation of the Upper Miocene canyon the Egyptian Nile system underwent radical changes. Towards the end of each phase the river diminished or even stagnated. One can state that since the end of the Miocene five rivers succeeded one another, having almost the same course.

The evolution theory of R. Said is supported by the seismic data presented in the last appendix, provided by F. R. Benz and J. B. Hughes.

The distribution of the subdivisions in the deposits generated by the River Nile during the various geological periods is illustrated in the four attached maps. Also, 66 figures, sketches, photos and tables accompany the data discussed.

Appendix 1 illustrates the geological boundaries and indicates the thickness of the lithostratigraphic units. The second appendix represents the list and characterization of the lithostratigraphic domains used in this paper.

The book also contains a chapter of references and an index of terms.

The book of R. Said on the "Geological Evolution of the River Nile" published by the Springer-Verlag appears as a highly scientific work. The dense text and the logical argumentation reveal a prolific activity of collecting and interpreting the geological data on a most important and, at the same time, fascinating subject.

D. Jipa

G. EINSELE, A. SEILACHER : *Cyclic and Event Stratification*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982, 117 Figs., 2 Pl., 536 p.

In "Cyclic and Event Stratification" (Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982), G. Einsele and A. Seilacher group together a series of articles referring to relatively unknown aspects of the genesis of certain sedimentary accumulations. The papers were held at a symposium organized at Tübingen on April 25-27, 1980, dealing with the manner in which the features of strata reflect the cyclic variations of our telluric system as well as the variations engendered by certain accidental events affecting the sedimentation environments.

The book (536 pages, 117 Figures and 2 Plates) is divided in three chapters. The first part (10 papers) treats of the calcareous-marly rhythms and the facies-climatic variations. The rhythmic deposits are called "periodites". After presenting their general features, some particular cases of "periodites" are discussed, observed in carbonate deposits of various ages.

The second part, the most comprehensive one (22 papers) deals with the deposits formed as a consequence of irregular sedimentary events, whose bedding is called "event stratification". The authors refer only to accidental events with local character, classed in three categories: storms, turbidity currents and floods.



The products of these agents are called tempestites, turbidites (an well established term) and inundites.

The subject of the third part, represented by 11 scientific contributions is cyclic and event stratification in black shales.

"Cyclic and Event Stratification", edited by Springer Verlag, opens new prospects to the study of sedimentogenesis. Certain aspects approached in this book have been dealt with in geological literature for a long time. The best known of these features (for instance the sedimentation caused by turbidity currents) are not insisted on. Some other features (like cyclic sedimentation) although represent subjects approached for a long time are not well known yet and consequently focuss much of the attention of the authors. The last group of problems (for instance the deposits formed as a consequence of storms and floods) are recent subjects to the approach of which this book brings a major contribution.

Taking into account the numerous new data it contains, "Cyclic and Event Stratification" is a welcome book that arises the interest of many geologists of various specialities who study the dynamic aspects of sedimentary rocks genesis.

D. Jipa

MICHAIL A. ZHARKOV: *History of Paleozoic Salt Accumulations* (Editor A. L. Yanshin), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1981, 308 p., 35 Figs., 9 tables

"History of Paleozoic Salt Accumulations" is the first vast paper dealing with the evolution of halogenesis in the Paleozoic on a world scale. The author has previously drawn out a monograph entitled "Paleozoic Salt Formations of the World", which was published in Russian in 1974, comprising a general and systematic synthesis of the available data on the salt deposits, potassium salts and sulphates of Paleozoic age as well as a description of all the evaporitic basins known in the world. The present work is thus based mainly on the data included in the above-mentioned monograph.

The first chapter presents the distribution pattern of the Paleozoic evaporitic basins and sequences. It is noticed that most of the described basins (85 out of 97) lie in the present northern hemisphere, the sulphate sequences prevailing over the salt ones (56 sulphate basins and 29 salt ones in the northern hemisphere, 7 and respectively 5 in the southern hemisphere). The evaporitic sedimentation seems to have been controlled not only by the climatic zonality during the various Paleozoic epochs, but also by the tectonic history of continents and their relative position towards the paleoequator.

Chapter II deals with the stratigraphic position of the salt and sulphate sequences in various regions, their correlation at the distance and the identification of the evaporite sedimentation stages during the Paleozoic. It was pointed out that the sulphate accumulation has been continual and synchronous on various continents, while the halite accumulation took place periodically. The potassium salts have a distinct episodic character, being connected with some salt basins of certain ages. Nevertheless there are three more or less definite stages in the Paleozoic evaporite sedimentation: Lower Cambrian, Middle Cambrian-Lower Devonian and Middle Devonian-Permian, the first and the last ones being the most important.



Chapter III deals with the determination of the volume and distribution area of the sulphate, halite and potassium sedimentation within the basins and "on continents" during some Paleozoic periods, epochs and ages. The epochs of intense evaporite accumulation are the Lower Cambrian and Middle Devonian-Permian for sulphates, Lower Cambrian and the second half of the Permian (Kungurian-Tatarian) for halite, and the second half of the Permian (from the Kungurian to the end of the Paleozoic) for the potassium salts. However, the most intense salt (1/3 of the total mass of Paleozoic salts) and potassium salt deposition took place in the Kungurian (Lower Permian), the second most important evaporitic period in this respect being the Lower Devonian.

Chapter IV achieves a reconstitution of the paleogeography of continents in view of establishing the stages of evaporite accumulation and the paleoclimatic zones of the halogen sedimentation in the Paleozoic. The distribution of the evaporite basins differed from the present pattern. In the Cambrian the halogen deposits accumulated in isolated major areas, of arid climate, while in the Devonian and Permian there existed a unique domain of evaporite sedimentation.

The "Epilogue" briefly deals with the two major problems of the evolution of the evaporite sedimentation: evolution of the sedimentation geological environment (paleogeographic, paleoclimatic and paleotectonic modifications in the sulphate, halite and potassium sedimentation environments, variation of the extent of halogen sedimentation in time etc.) and modifications in the mineralogical composition of the evaporite deposits.

By the vast domain approached and the way in which it is treated, "History of Paleozoic Salt Accumulations" is of remarkable practical and theoretical interest for the specialists in the geological and mining fields. The importance of the evaporite deposits for agriculture, chemical industry etc. account for the practical importance of this work. Its original contribution as well as the numerous references from a literature hardly accessible to most research workers constitute the theoretical interest of the book. The text is well illustrated by figures and synthetic tables, offering on the whole a modern, concise and well organized presentation of the vast literature existing on the Paleozoic evaporites, representing a valuable contribution not only to the evaporite literature, but also to geosciences in general.

S. Rădan



Institutul Geologic al României

Redactor responsabil : M. LUPU
Tehnoredactor : P. CUCIUREANU
Traducător : A. BRATU
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : februarie 1985. Bun de tipar : mai 1985.
Tiraj : 700 ex. Hârtie scris IA. Format 70×100/56 g. Coli de
tipar 13½. Comanda 60. Pentru biblioteci indicele de clasifi-
care : 55(058).



Intreprinderea poligrafică „Informația“
Str. Brezoianu nr. 23—25
București — România



Institutul Geologic al României

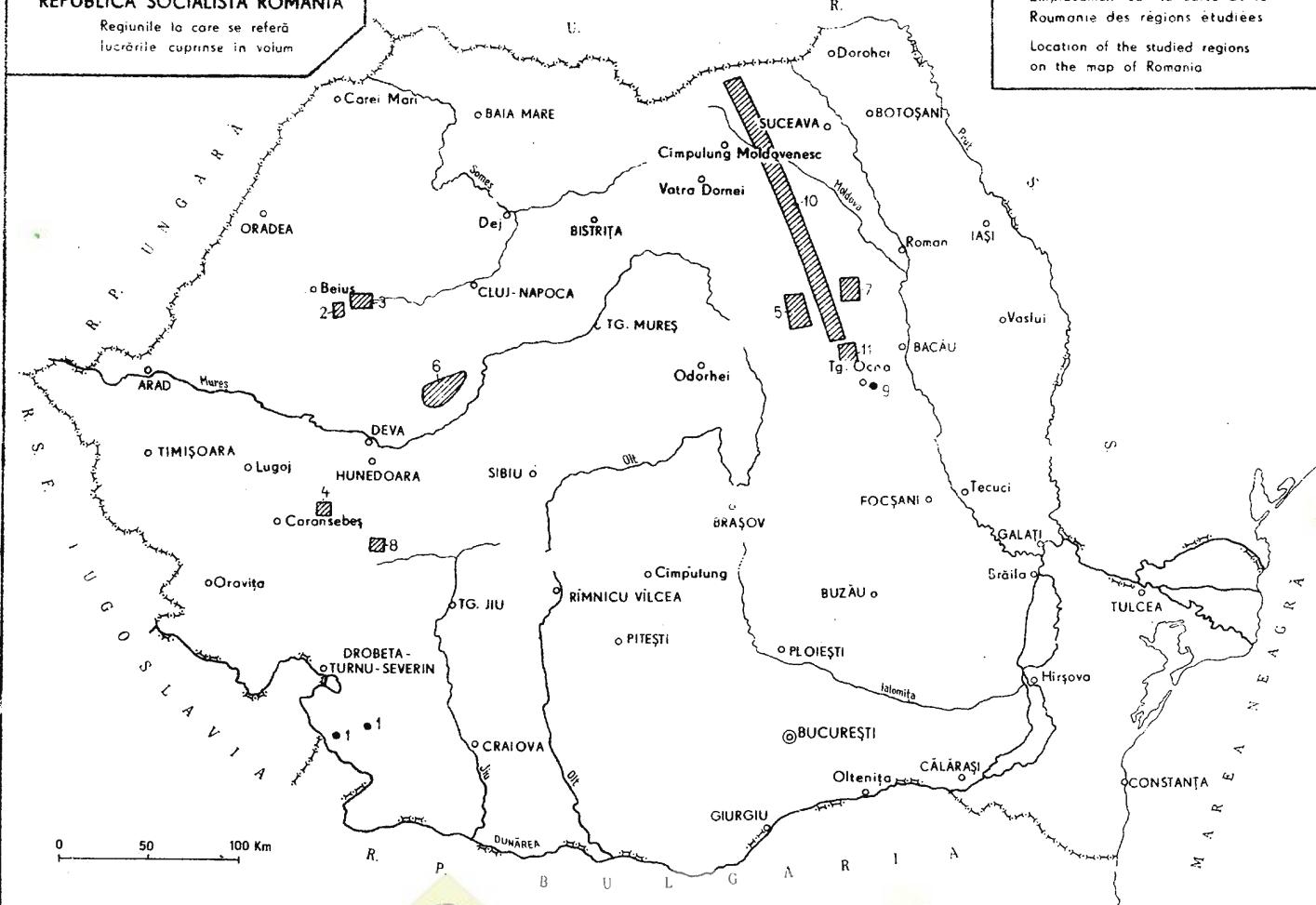


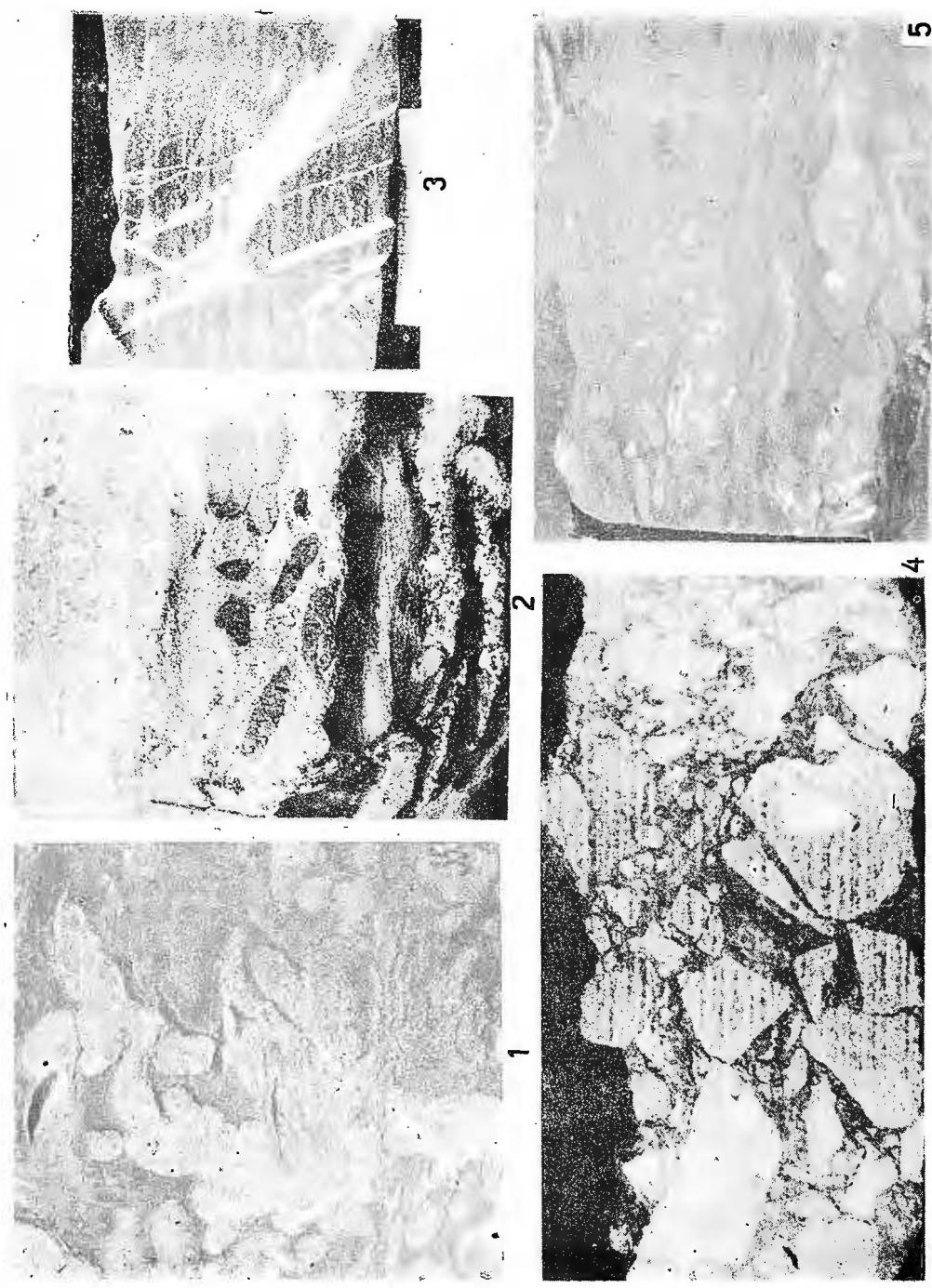
Institutul Geologic al României

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

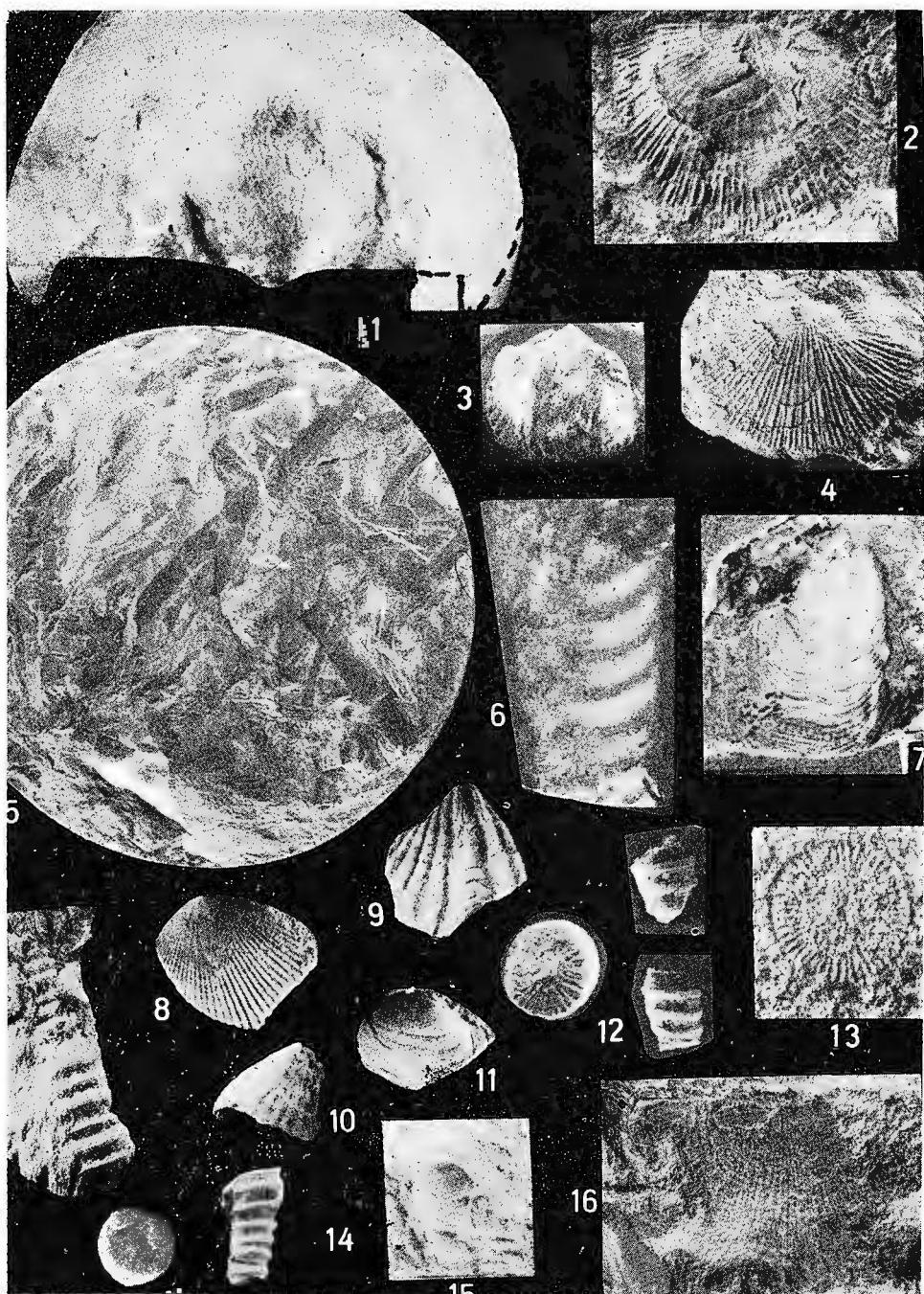




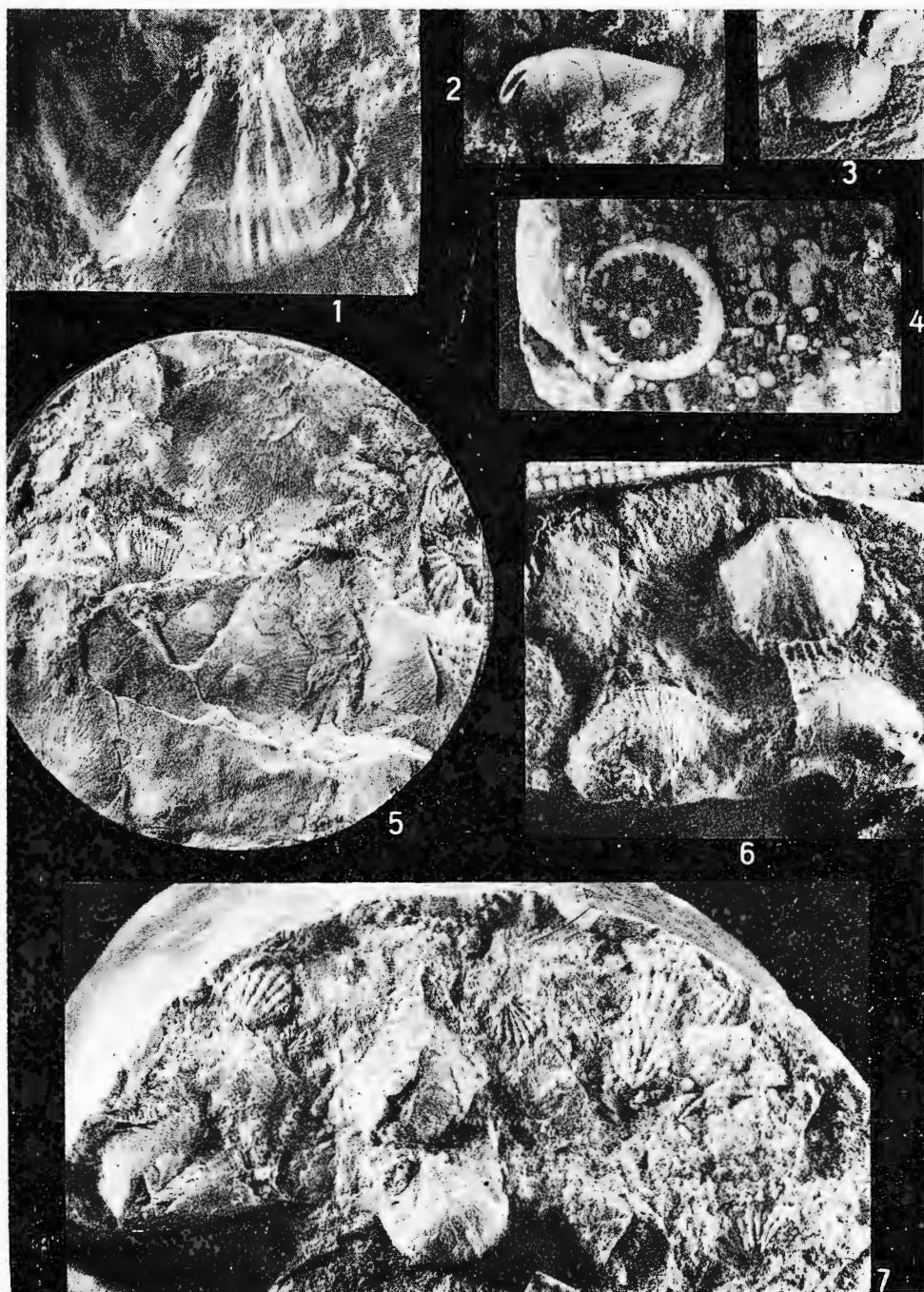
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LXXIX/4.



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.

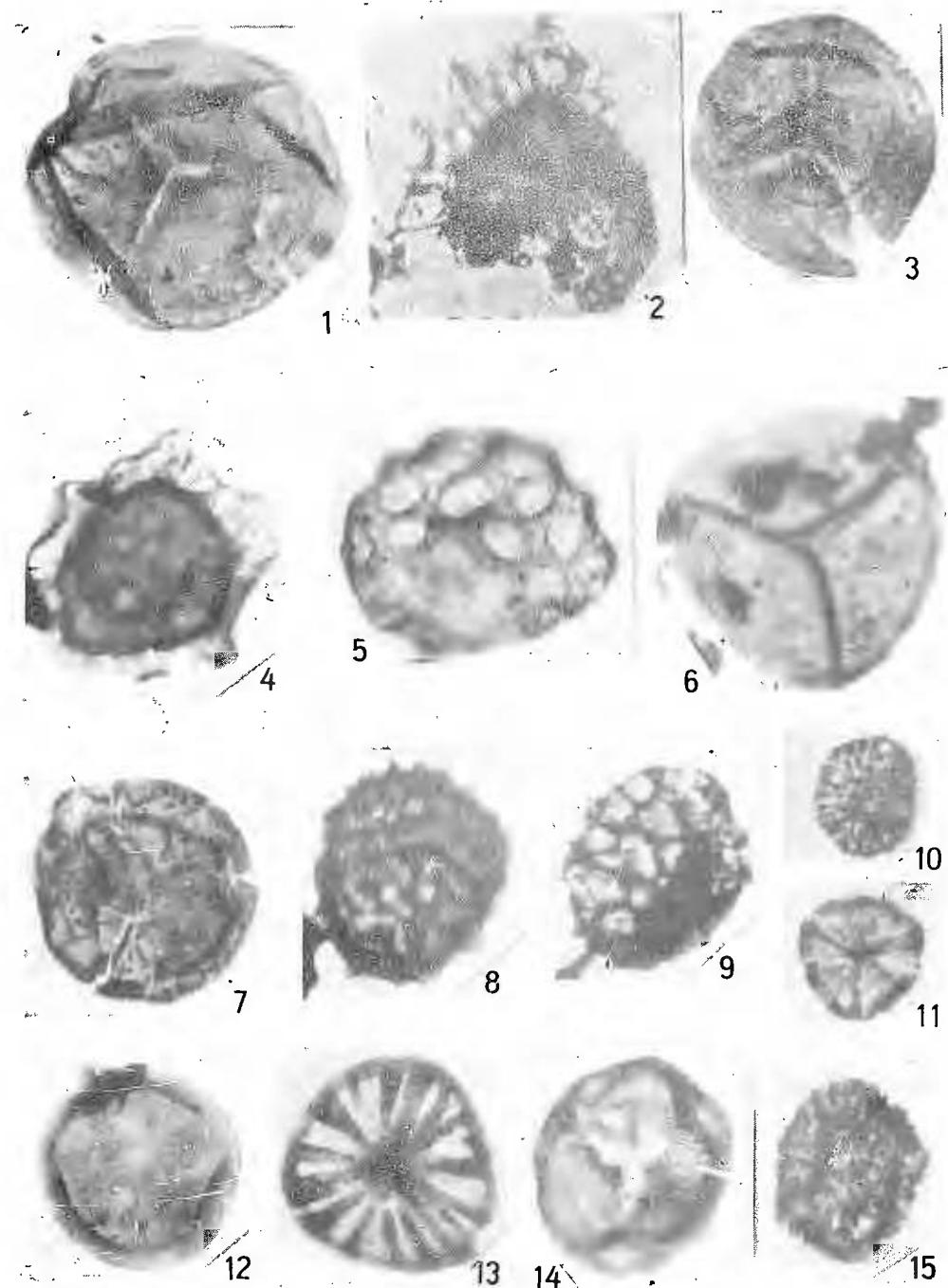


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.

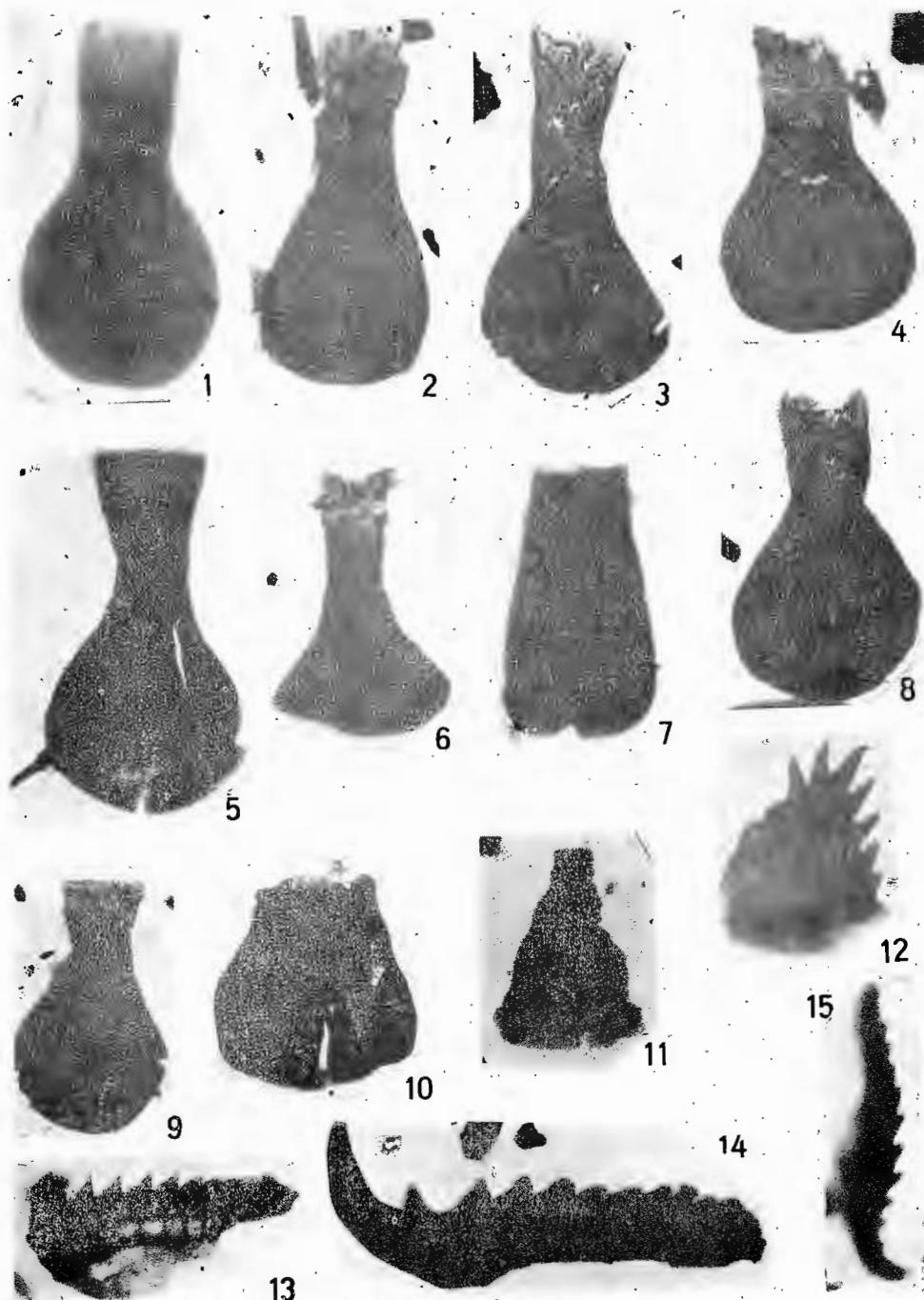


Institutul Geologic al României

140405



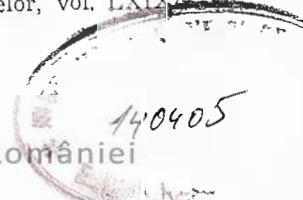
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.

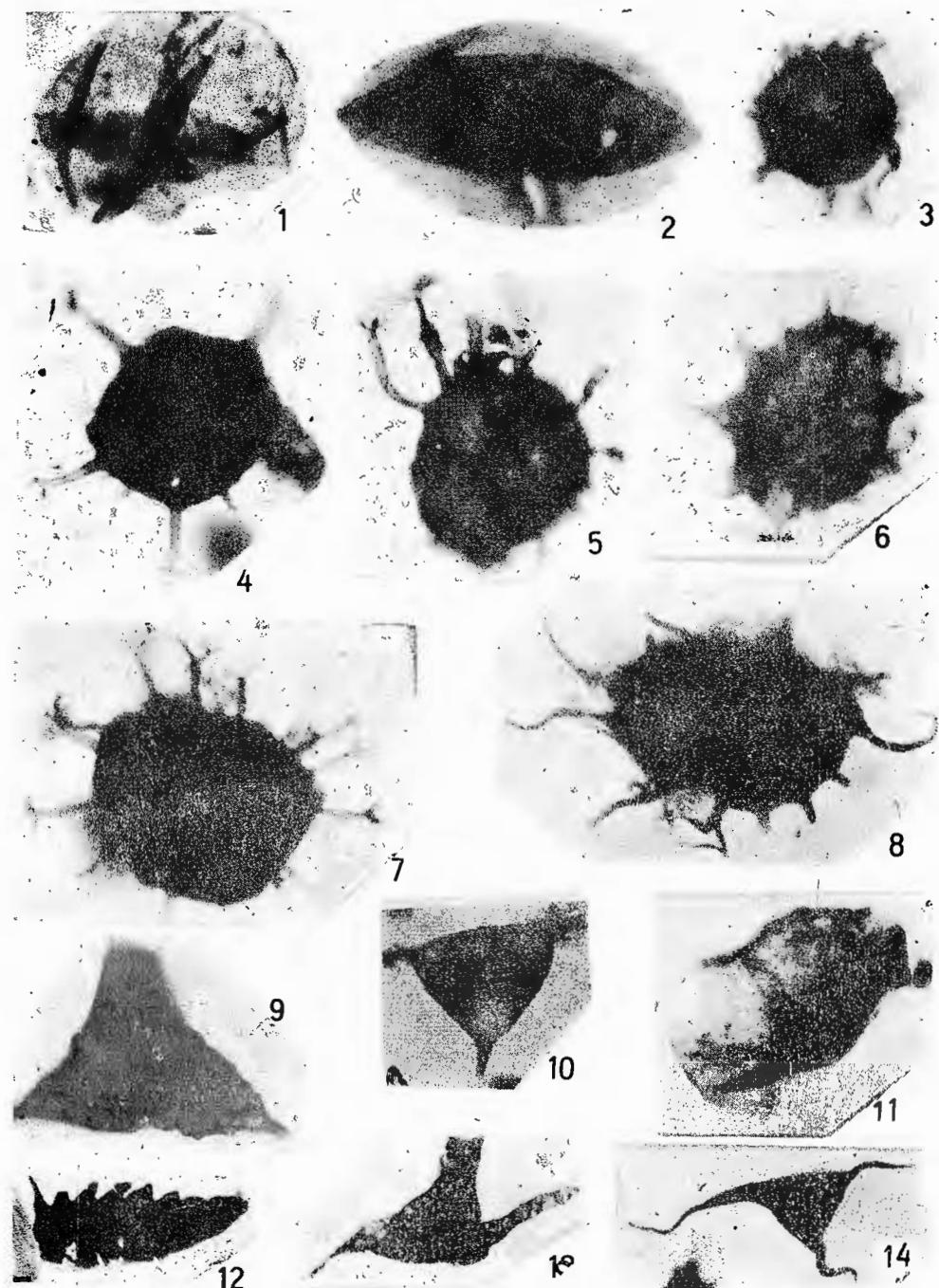


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4

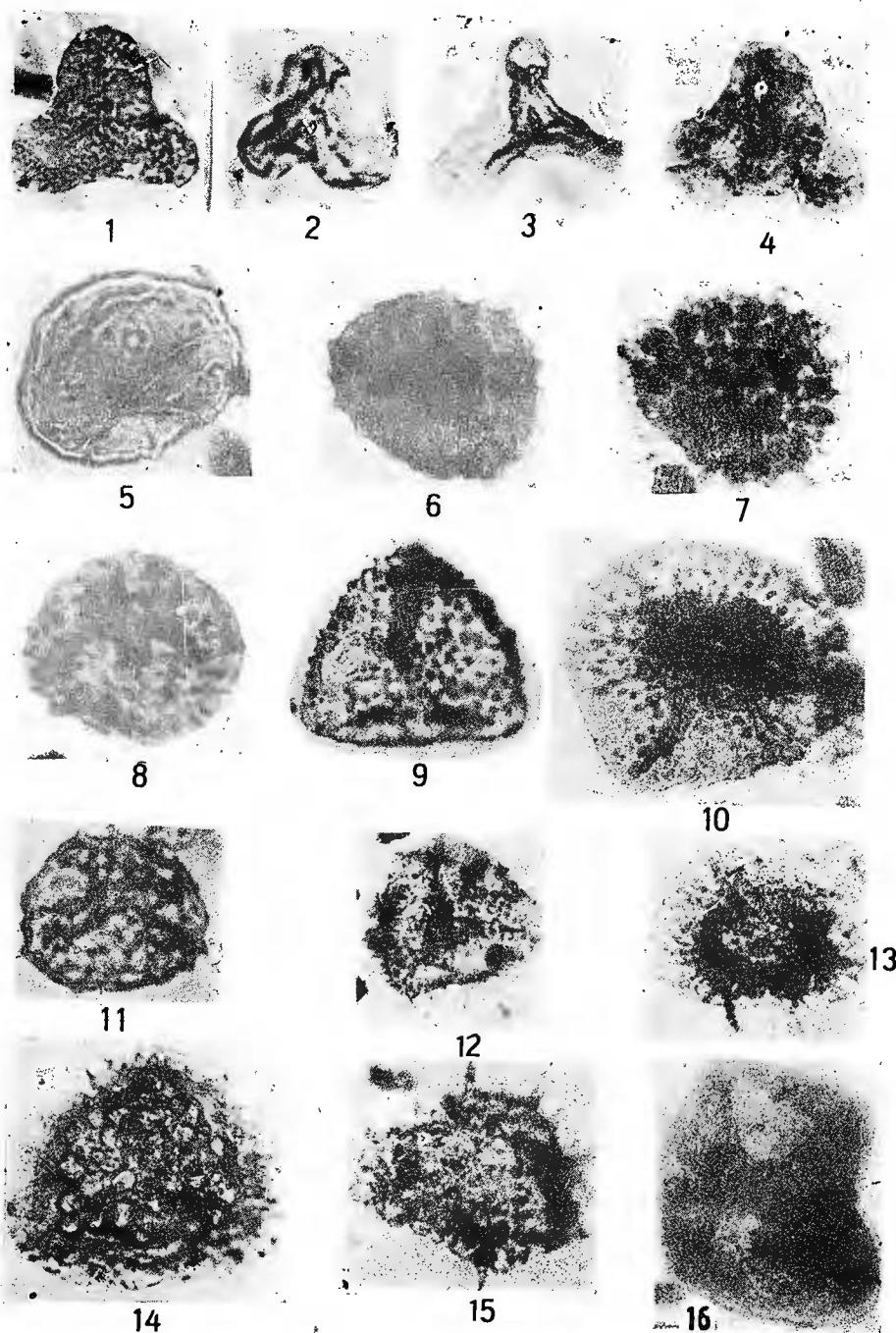


Institutul Geologic al României





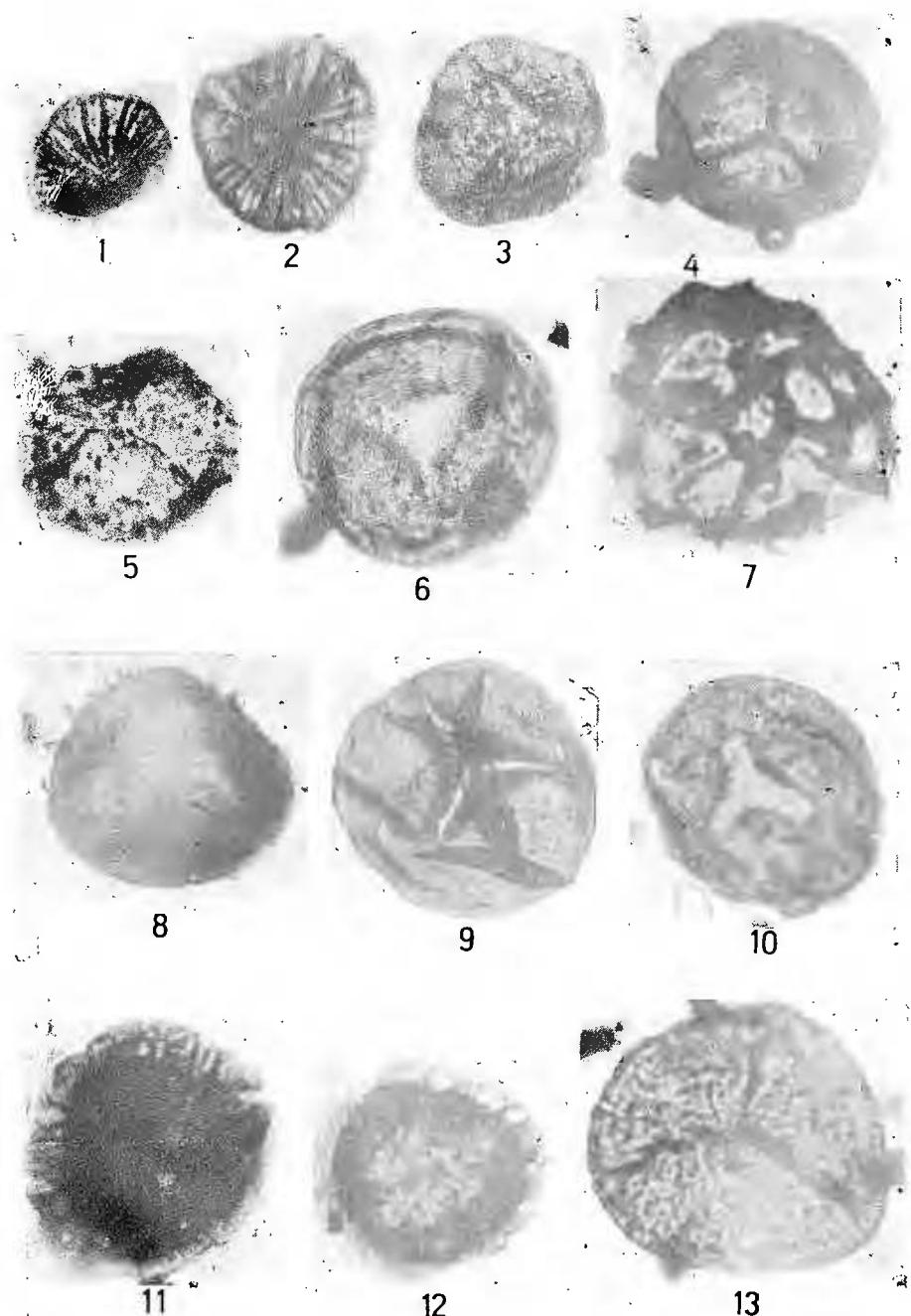
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



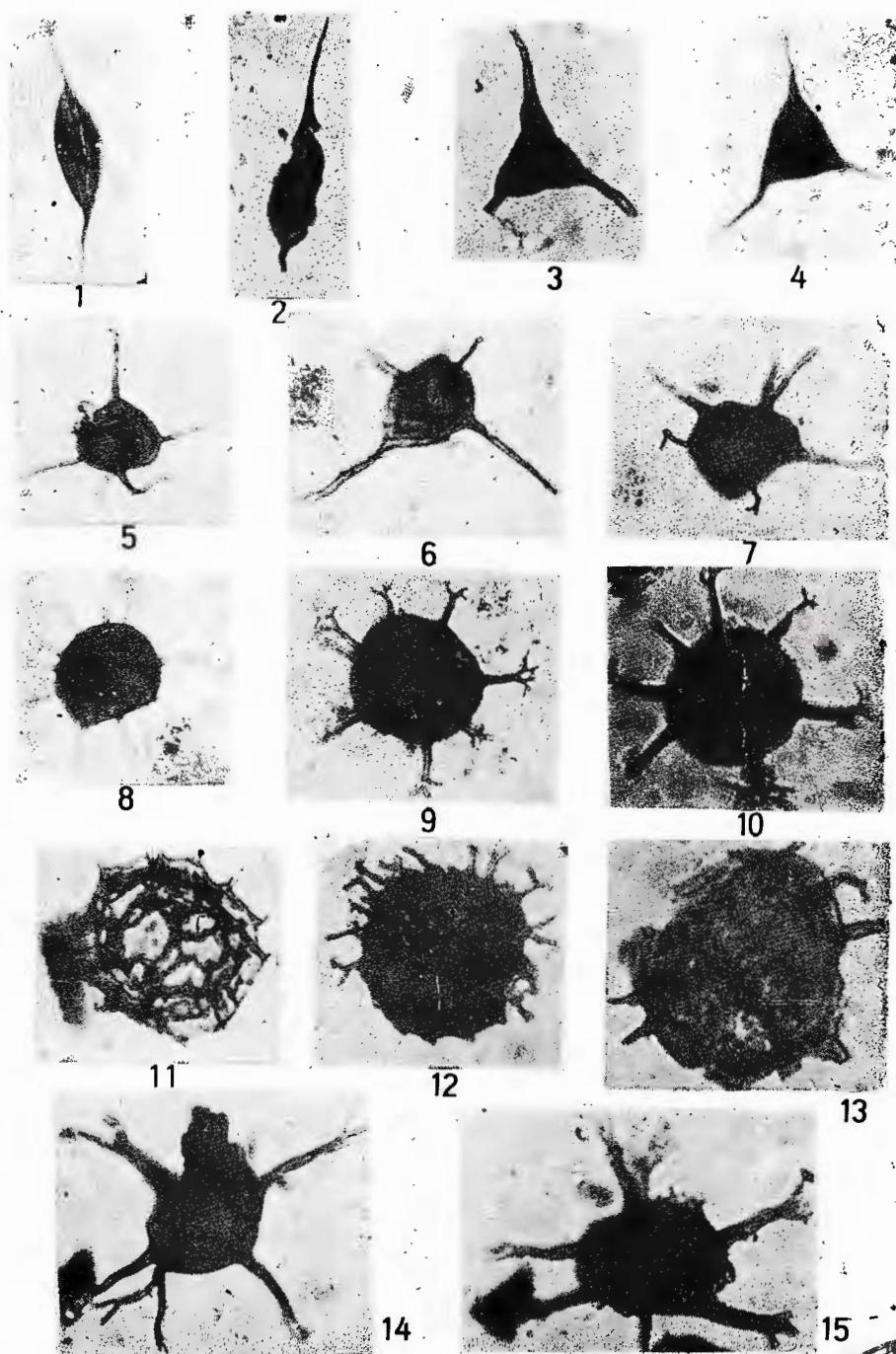
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



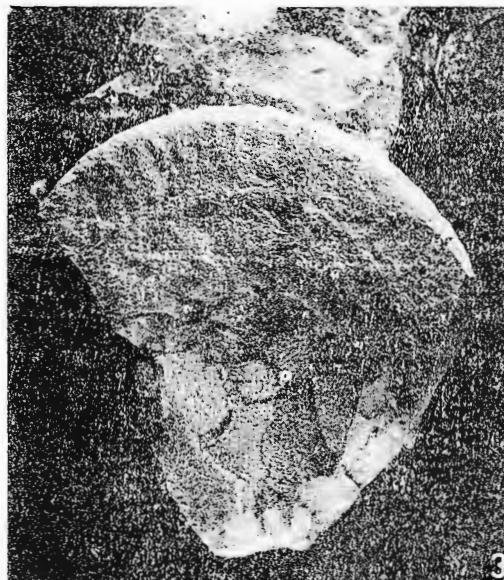
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României



1



3 a

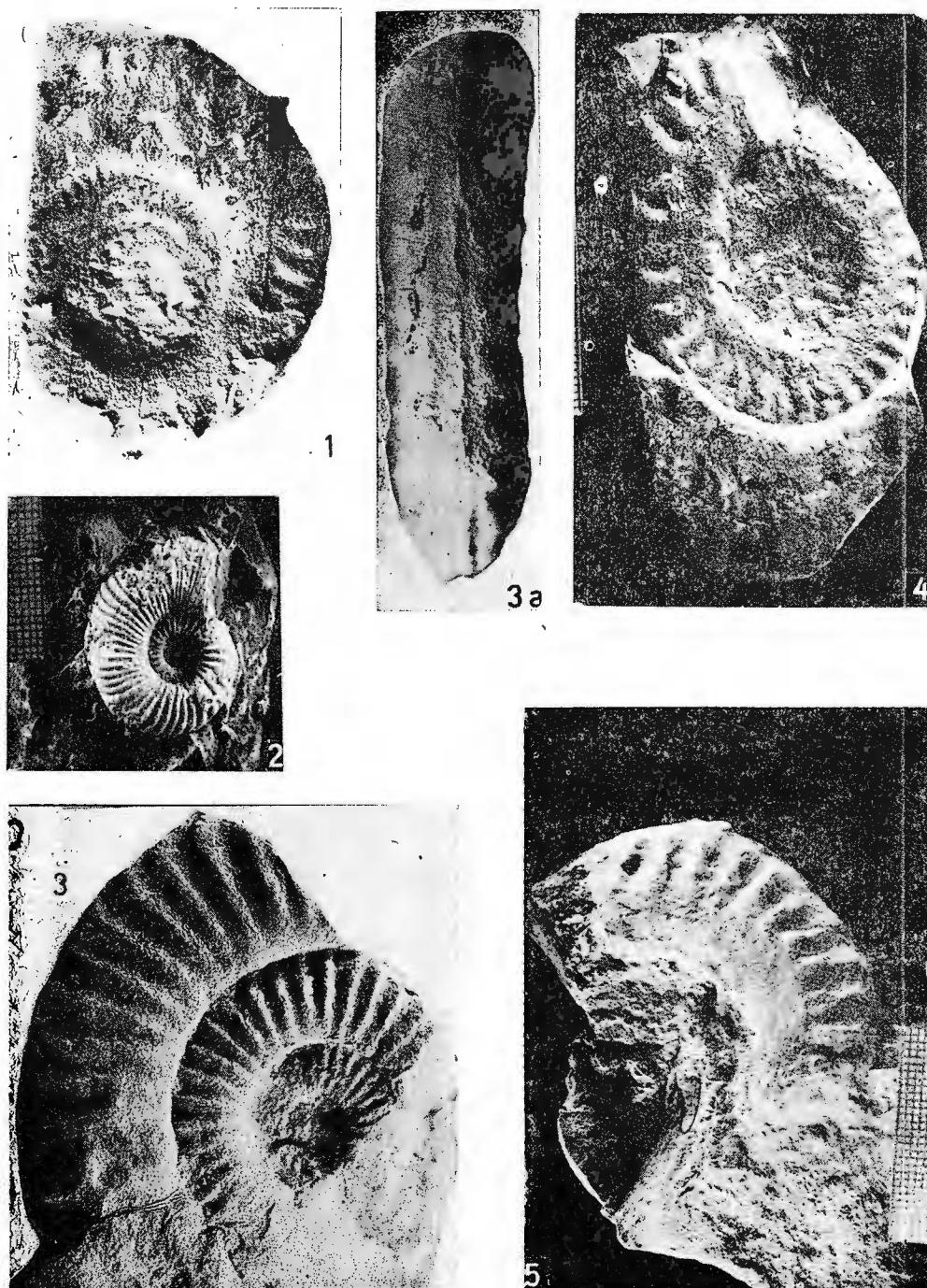


2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.

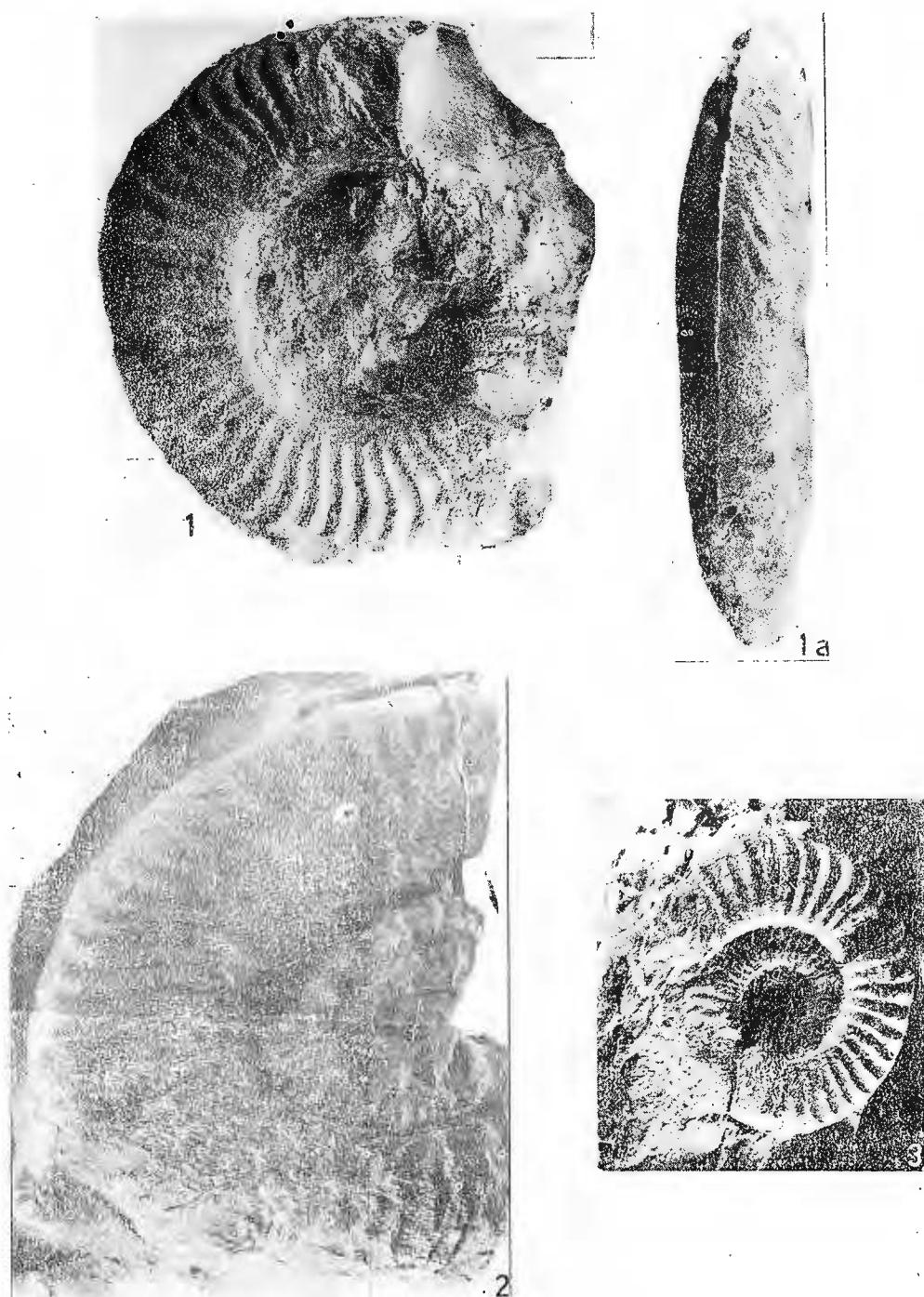


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.

140405



Institutul Geologic al României



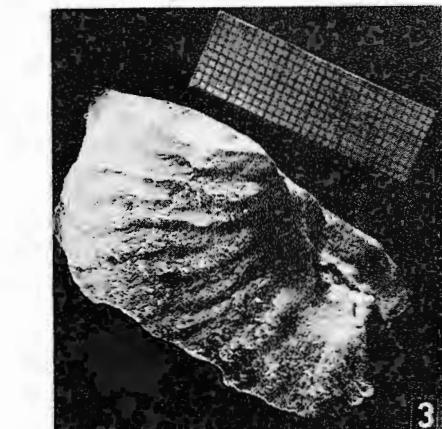
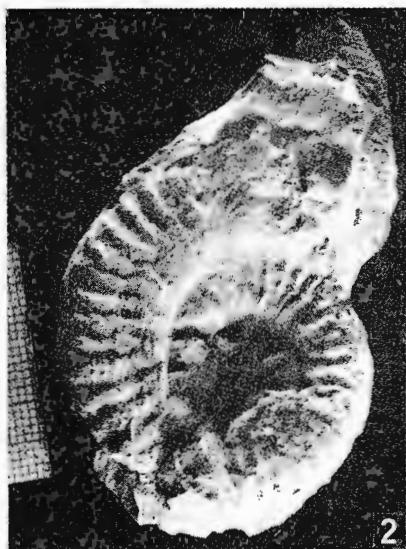
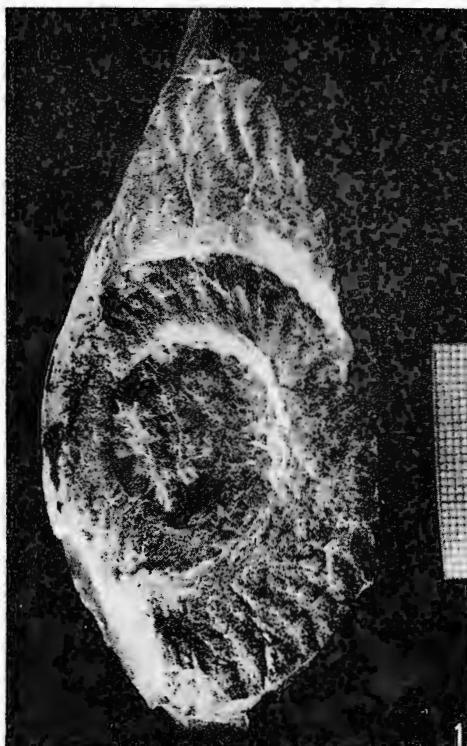
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



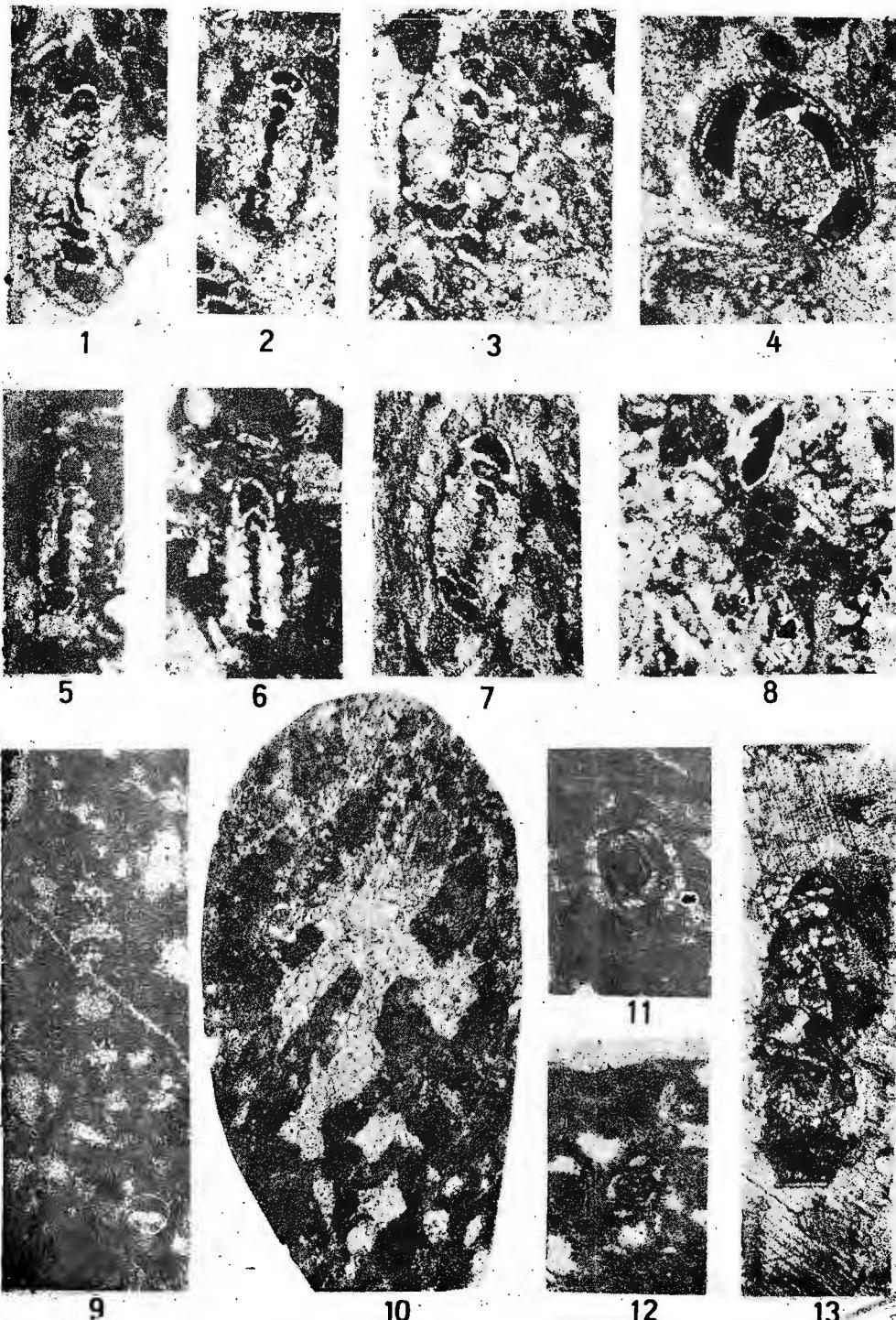
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



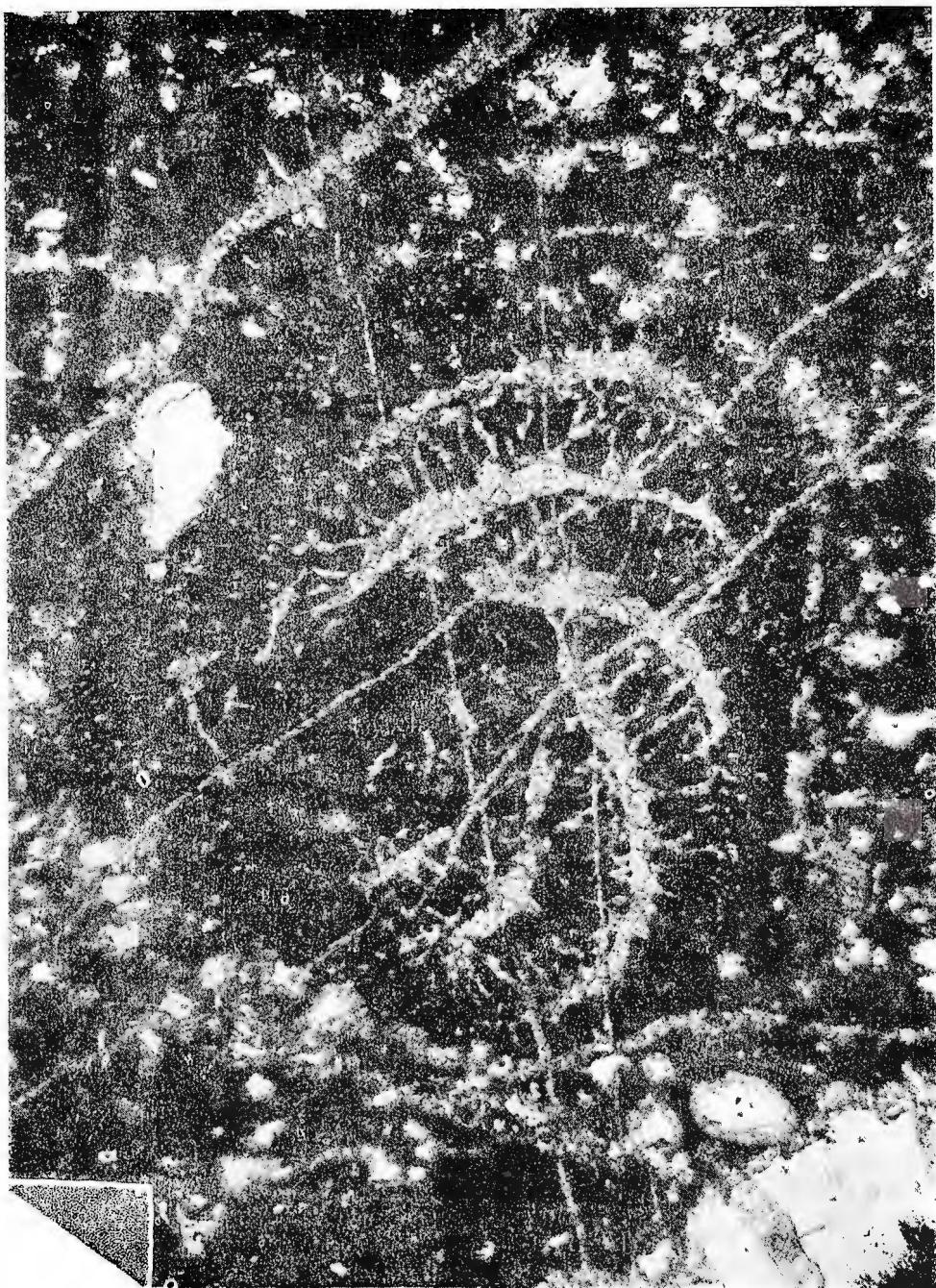
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4,



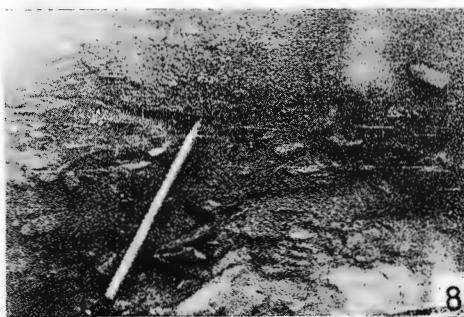
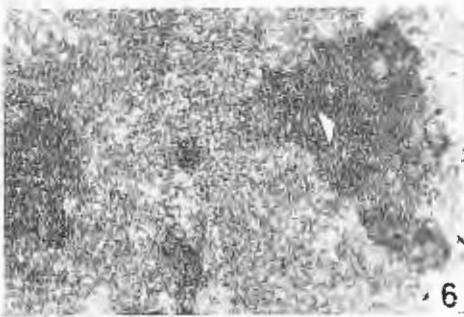
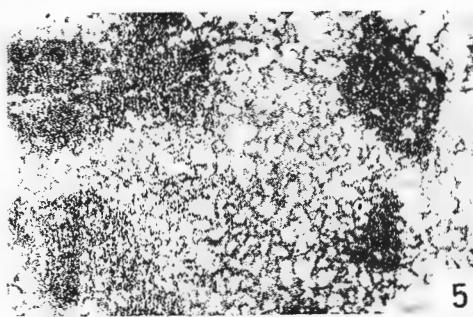
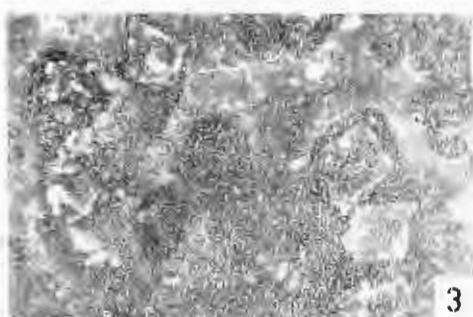
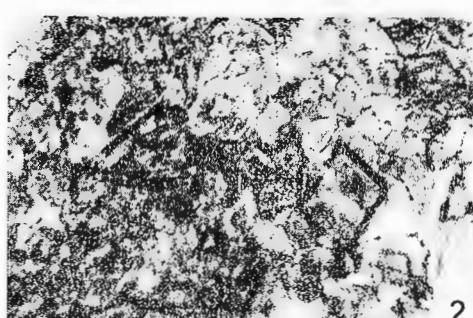
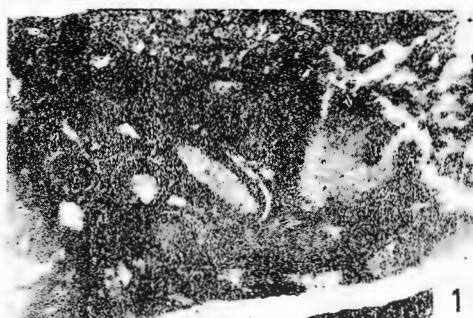
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României

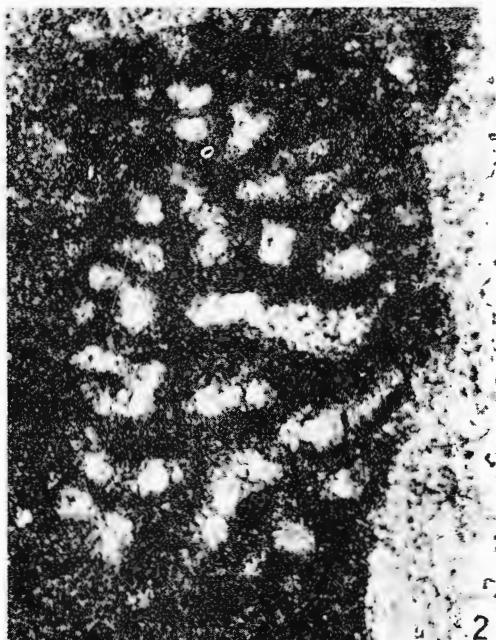
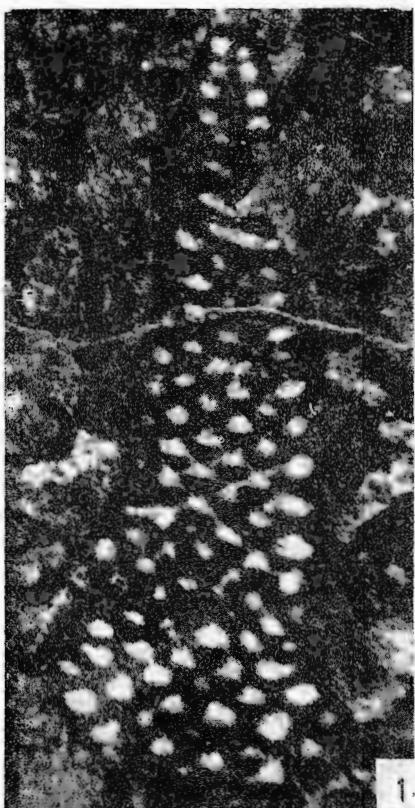


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României

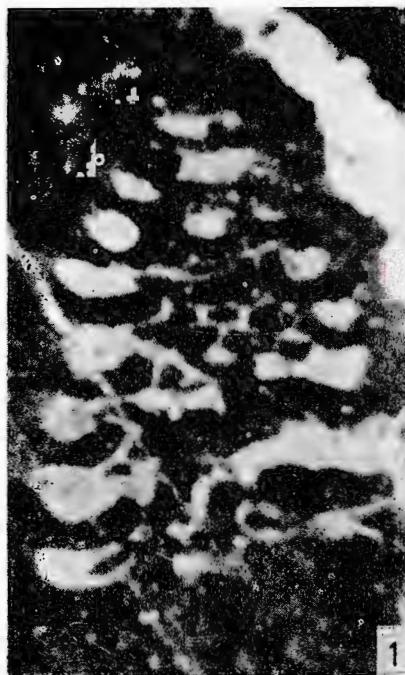




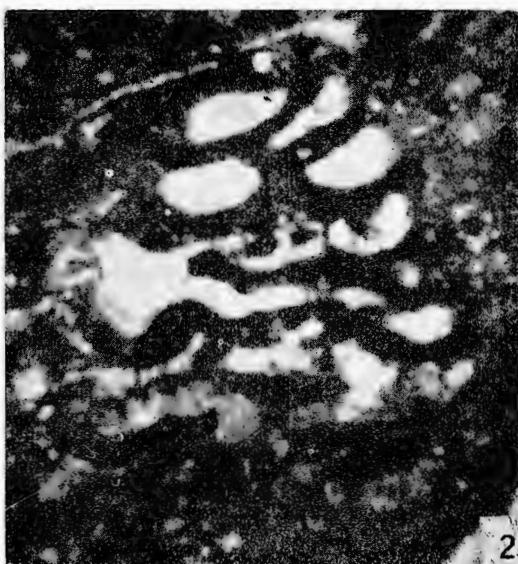
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



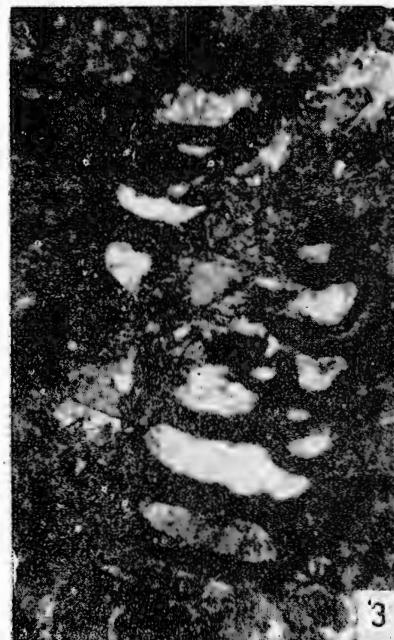
Institutul Geologic al României



1



2

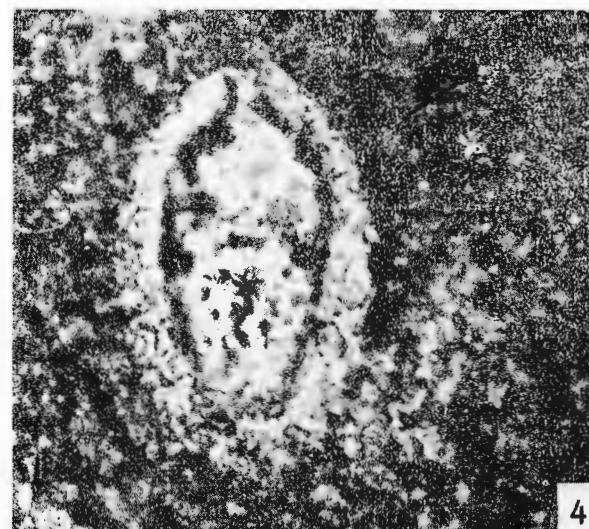
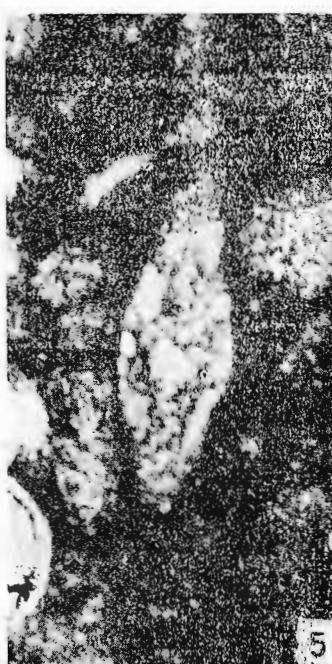
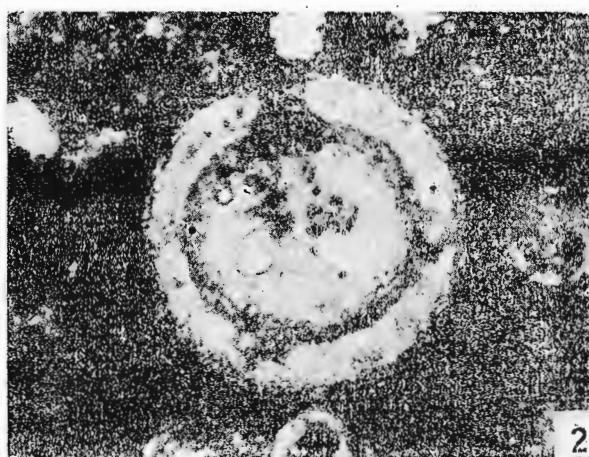
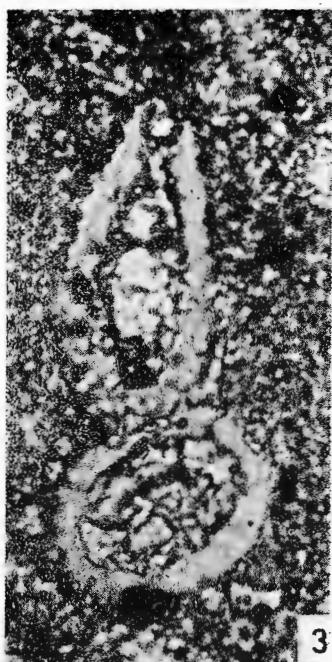
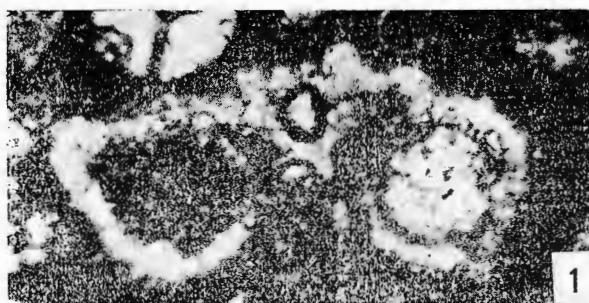


3

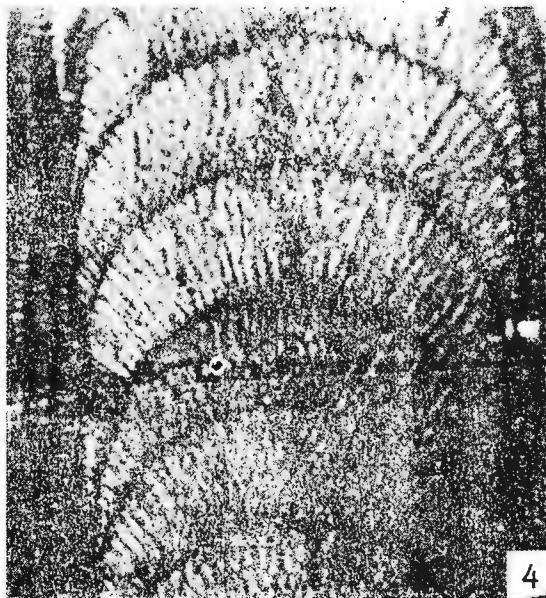
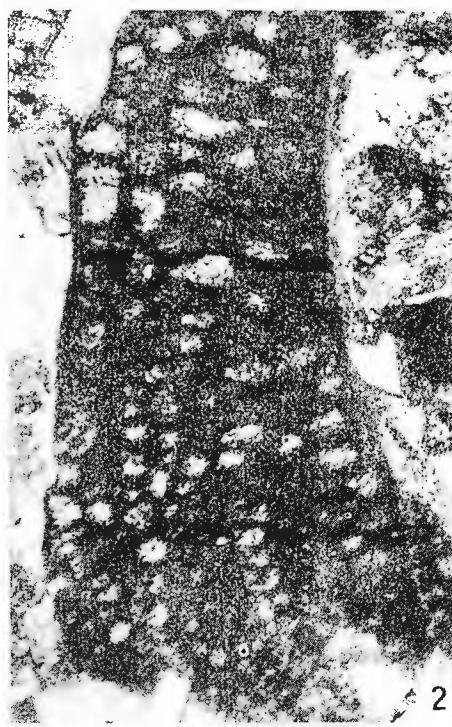


4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale şedințelor, vol. LXIX/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



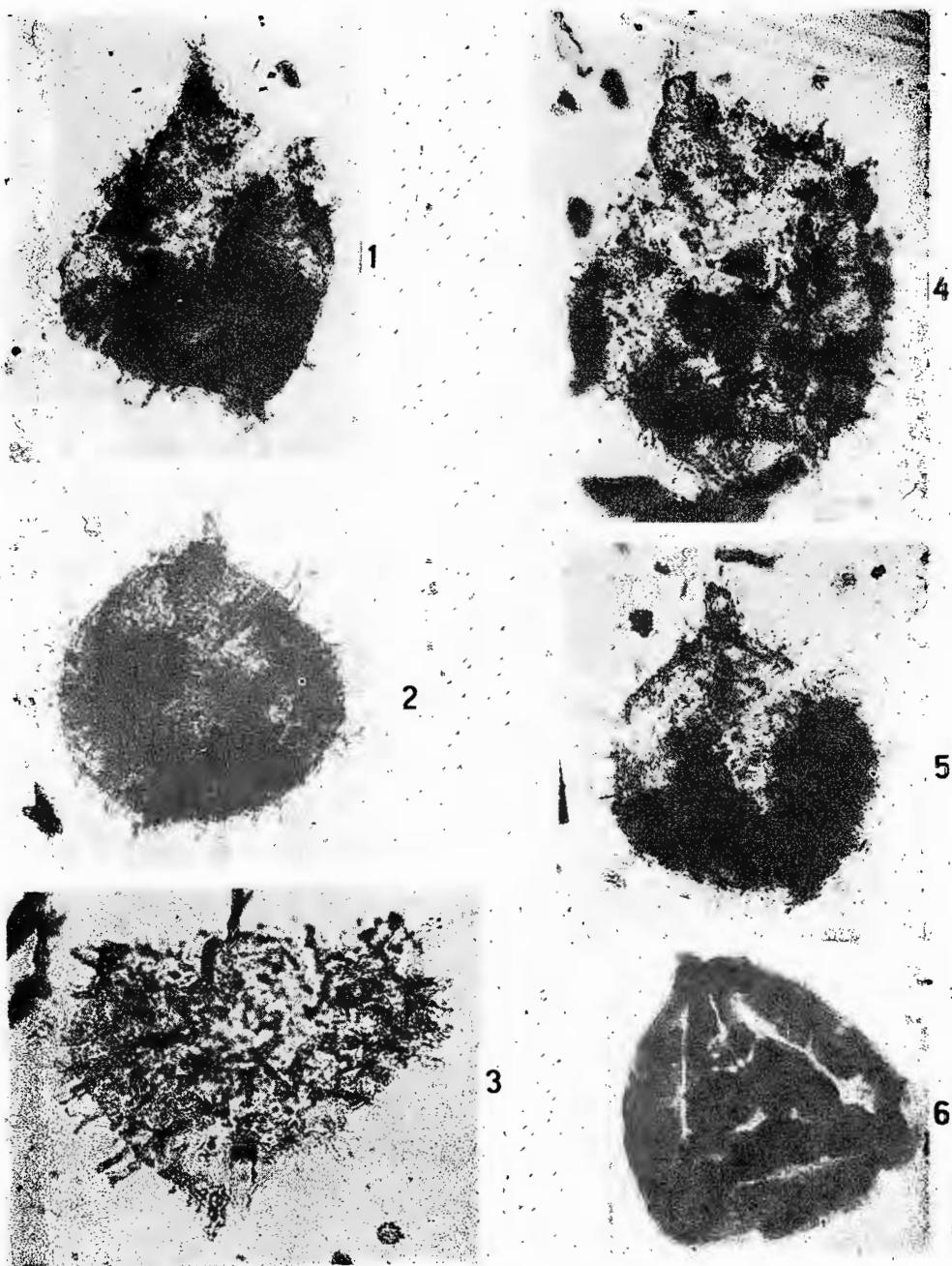
Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



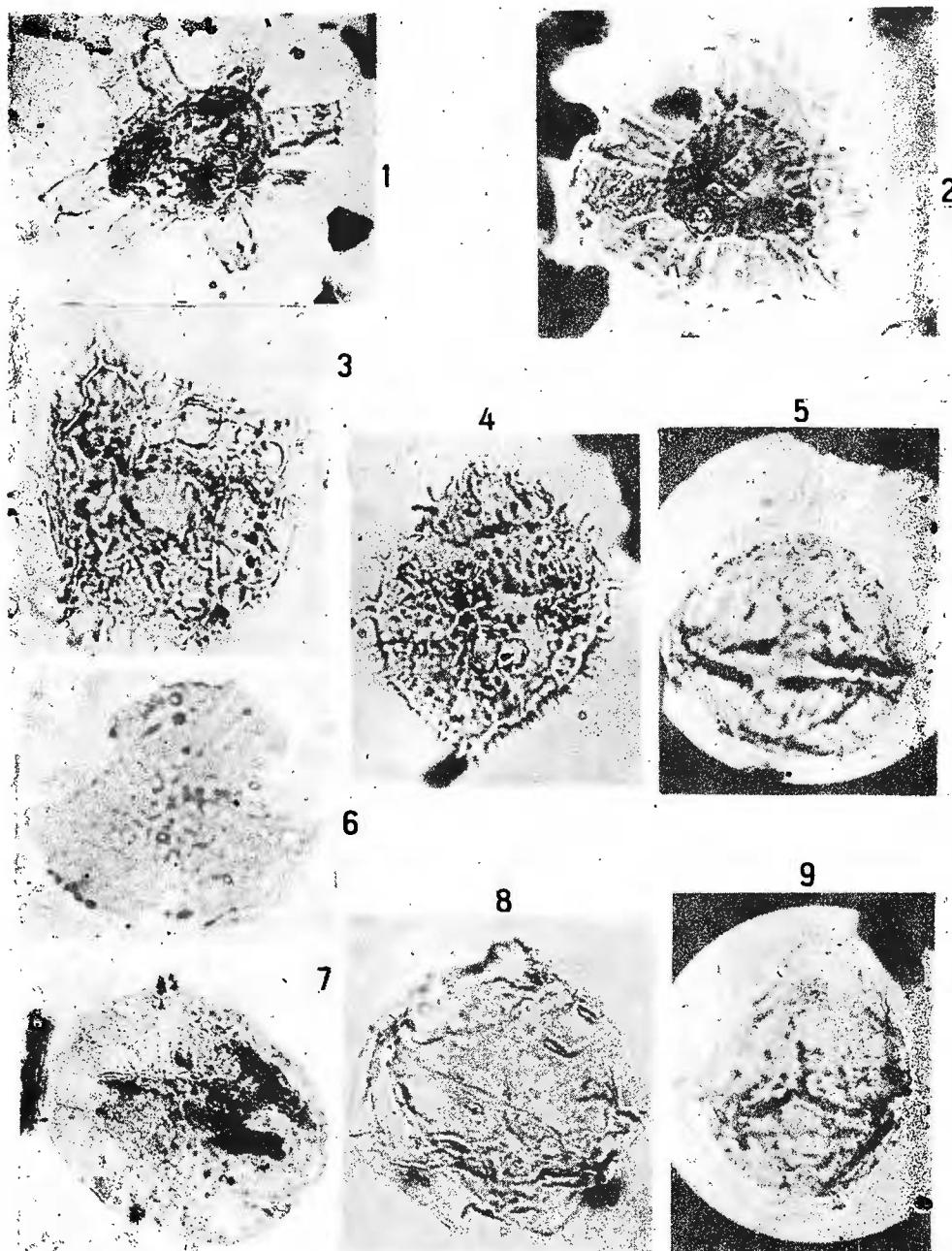
Institutul Geologic al României



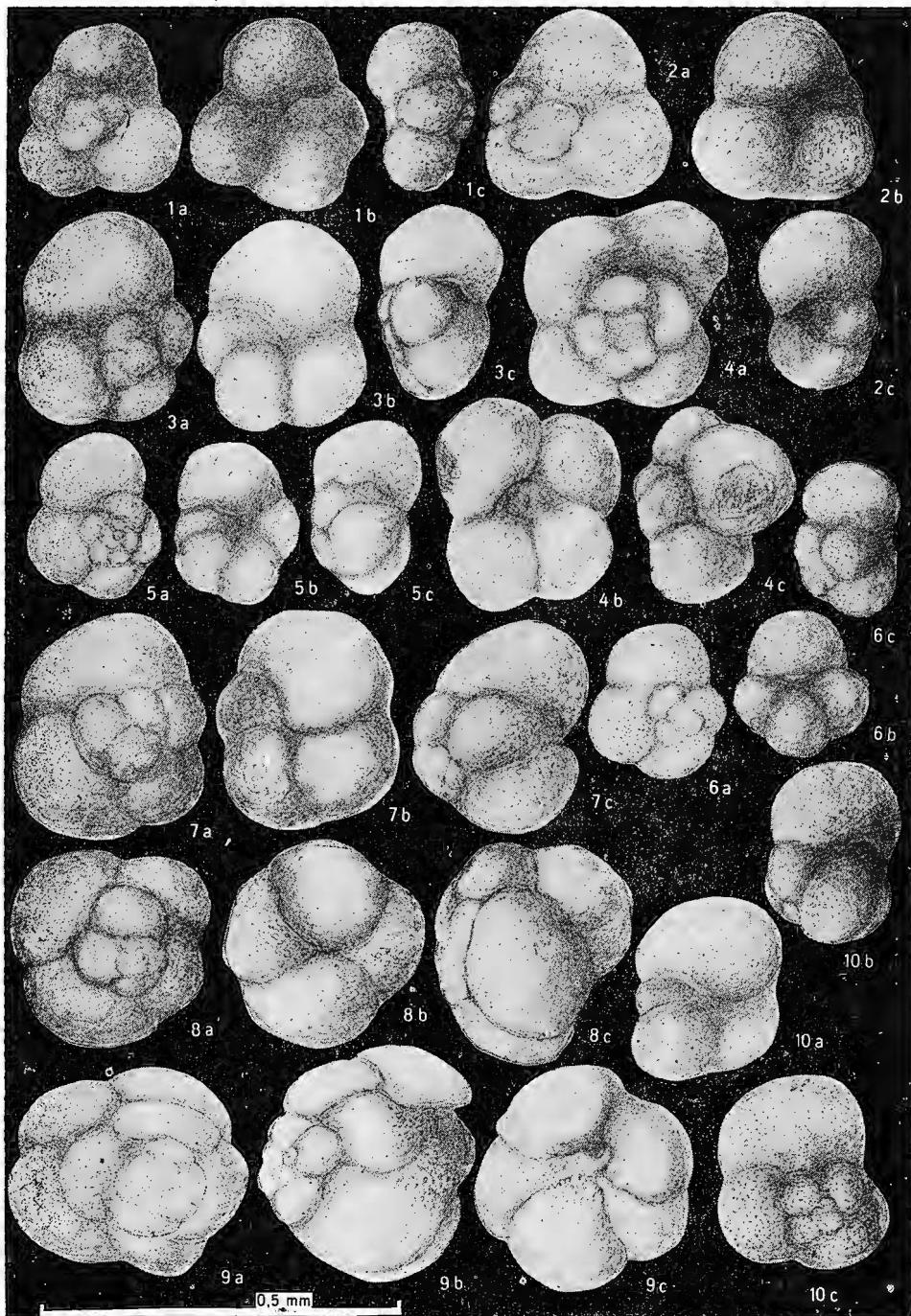
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României



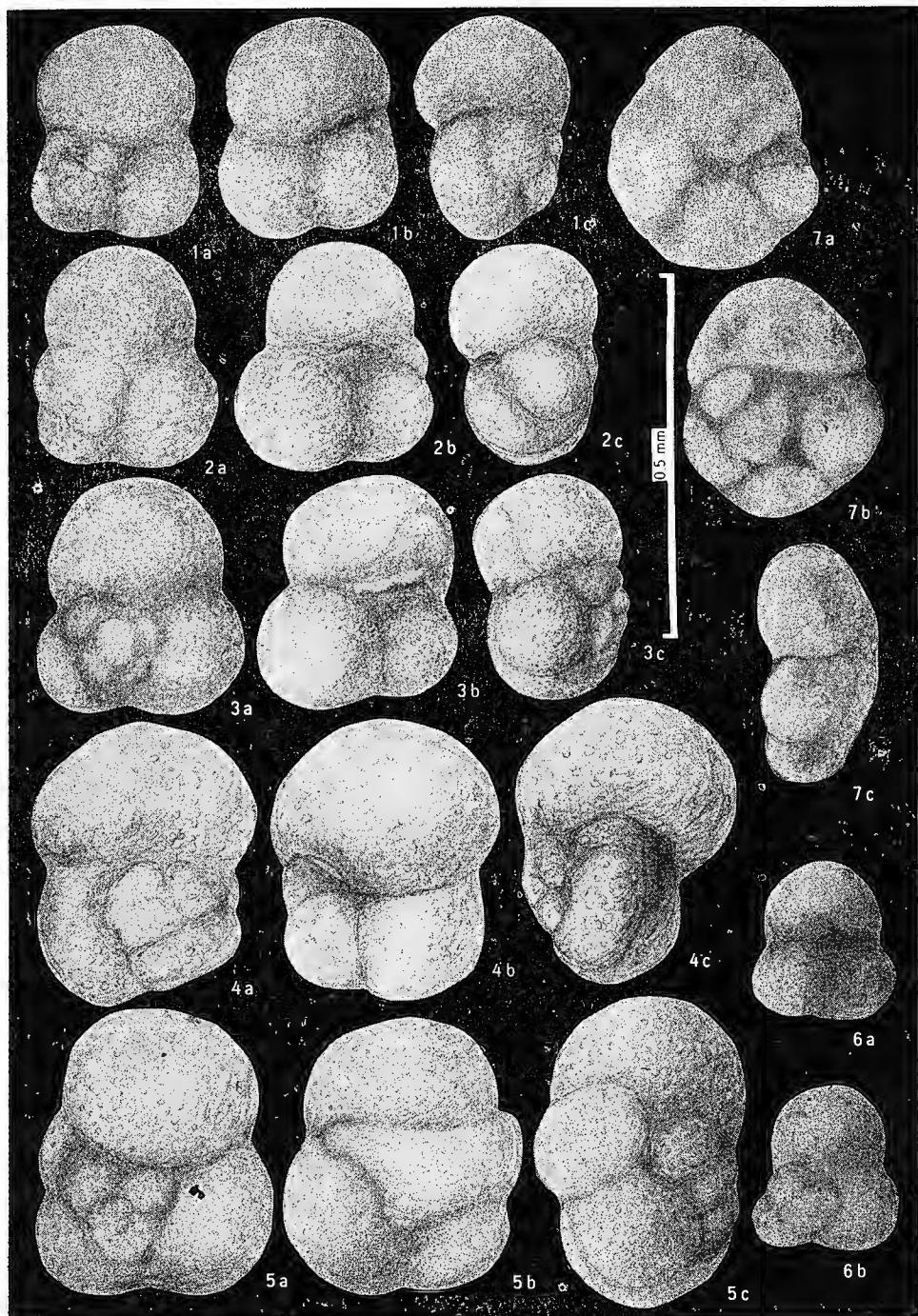
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



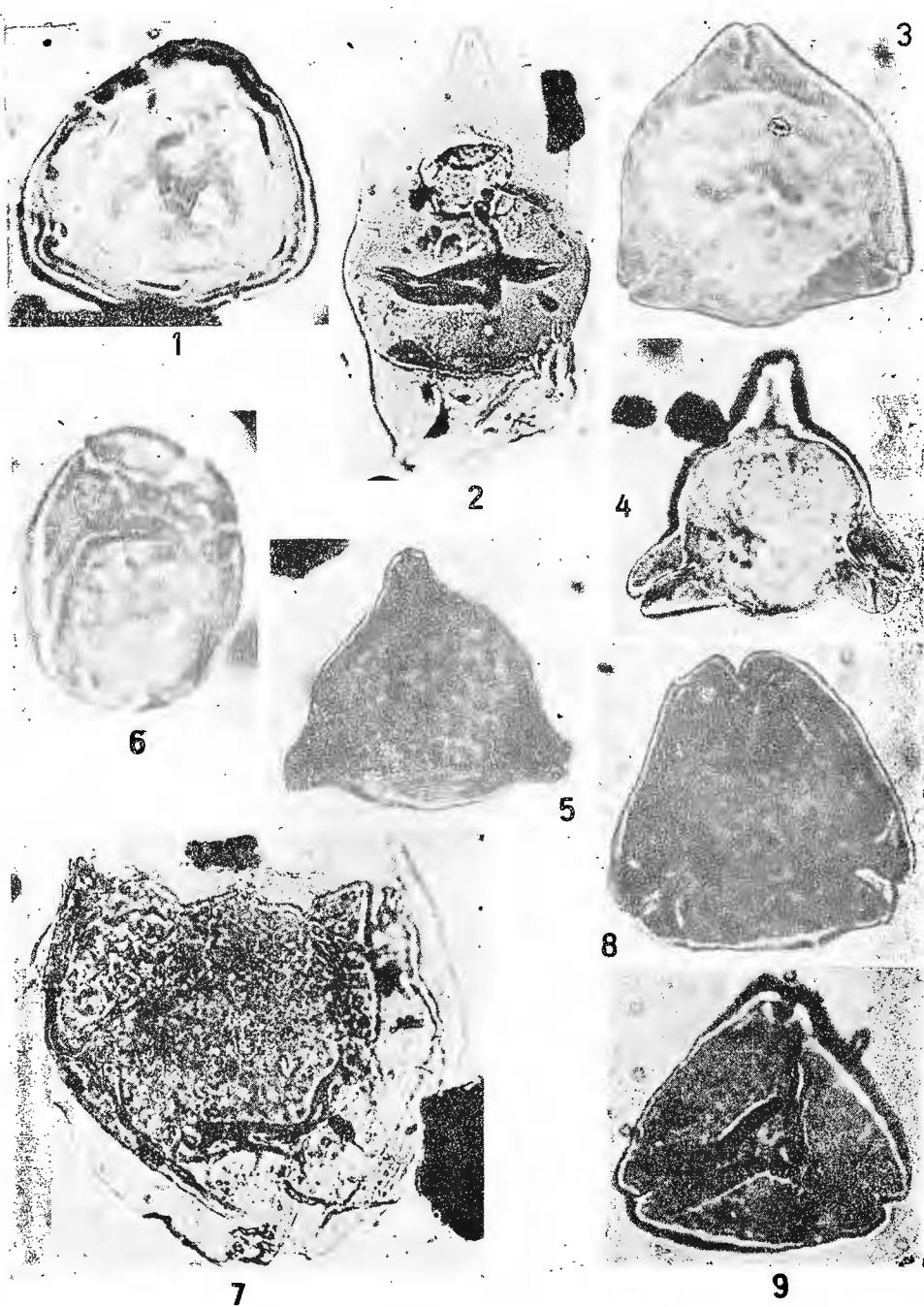
Institutul Geologic al României



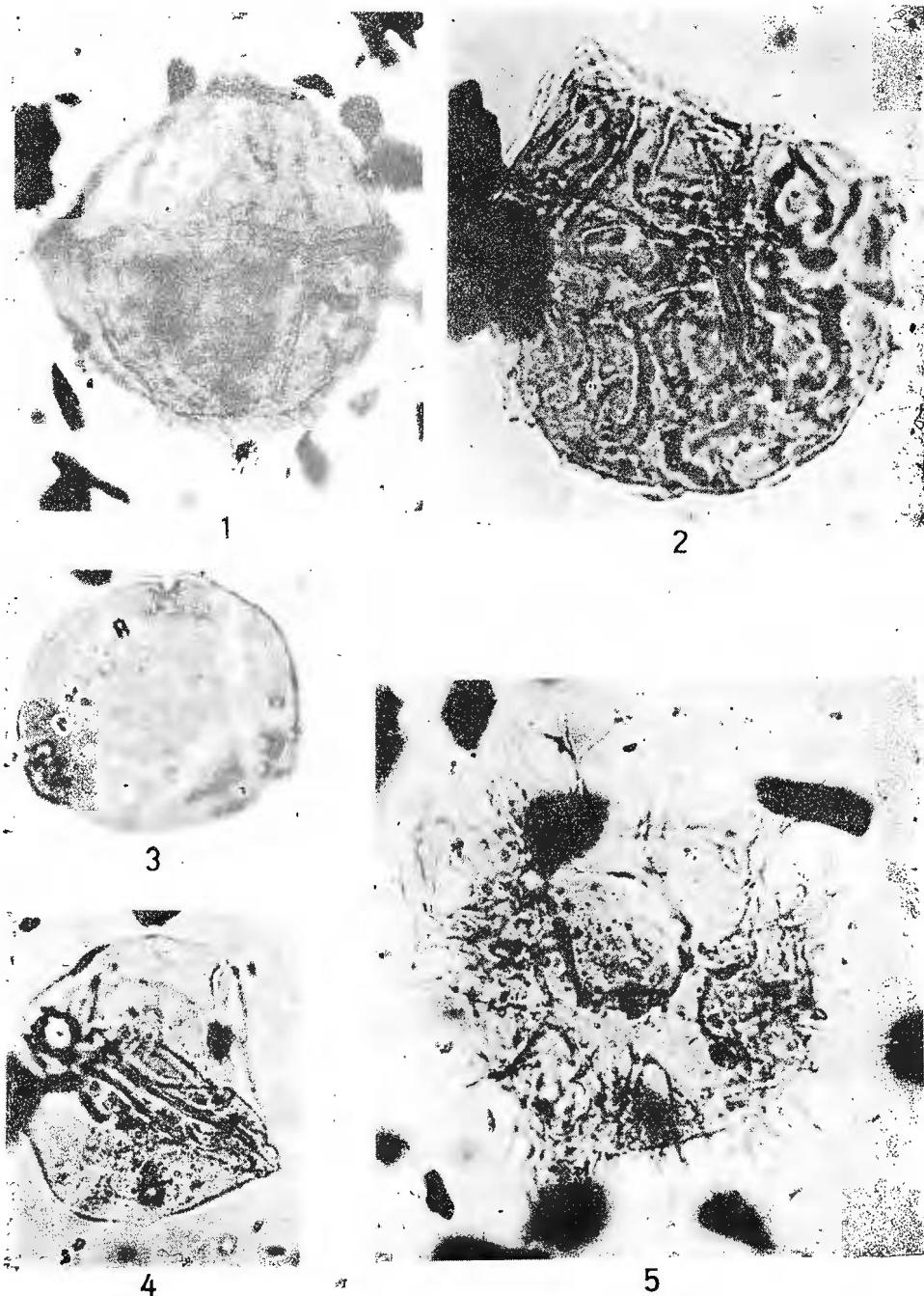
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



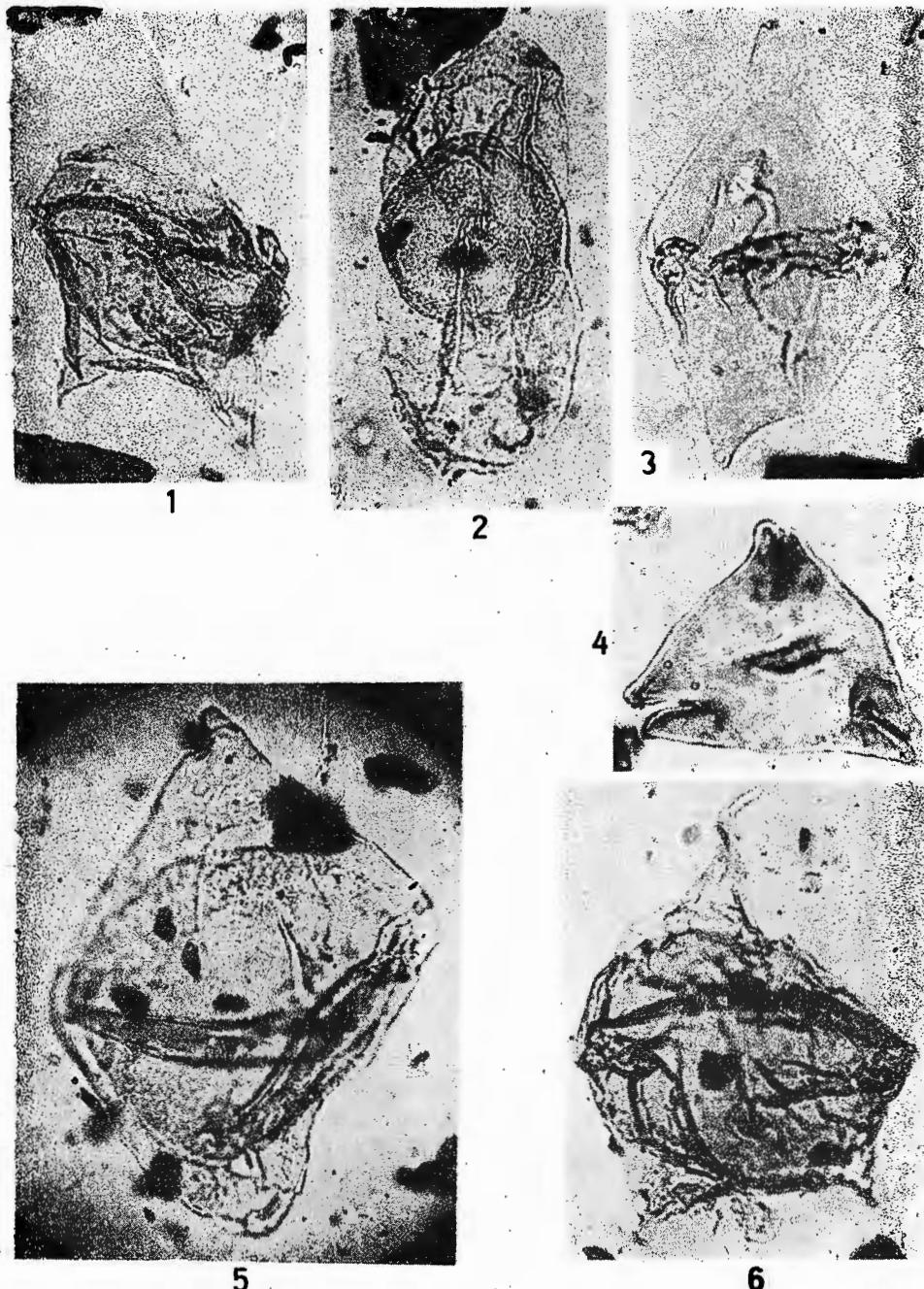
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



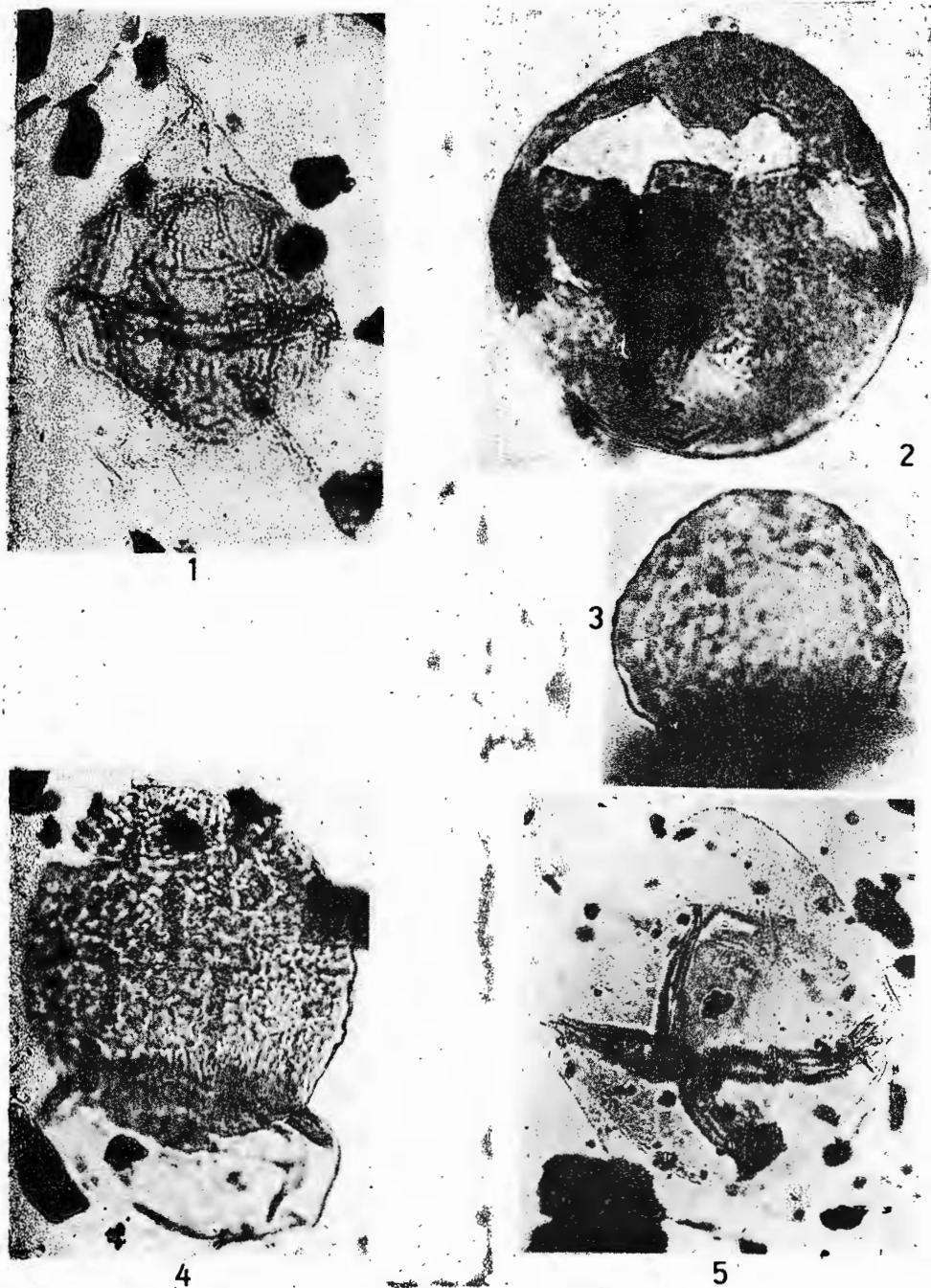
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.

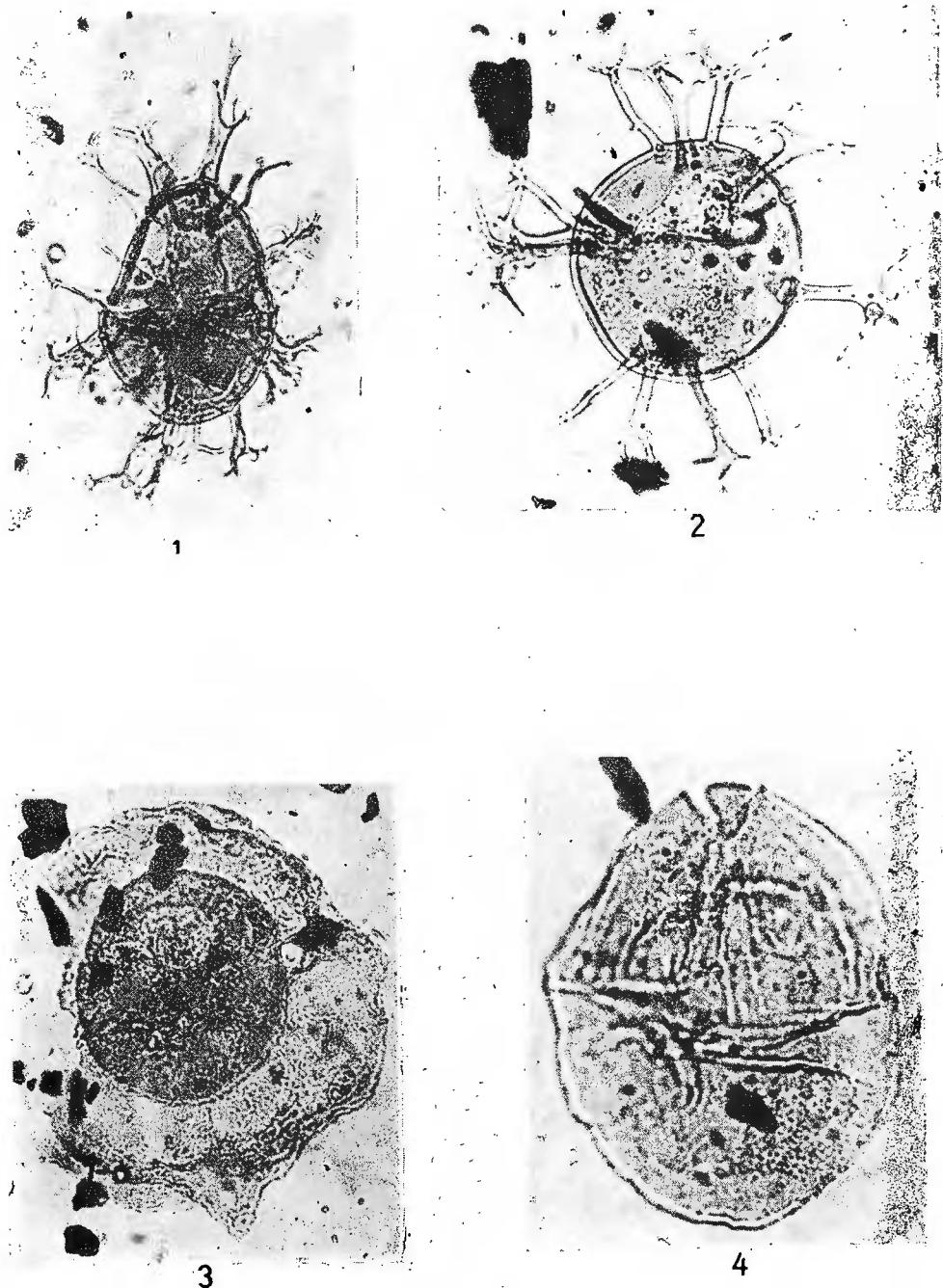


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4

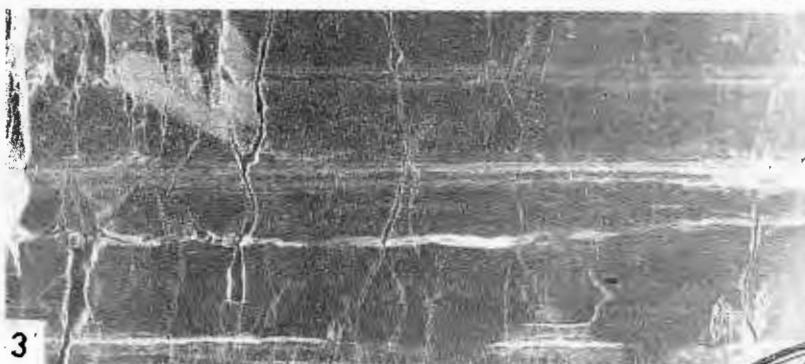
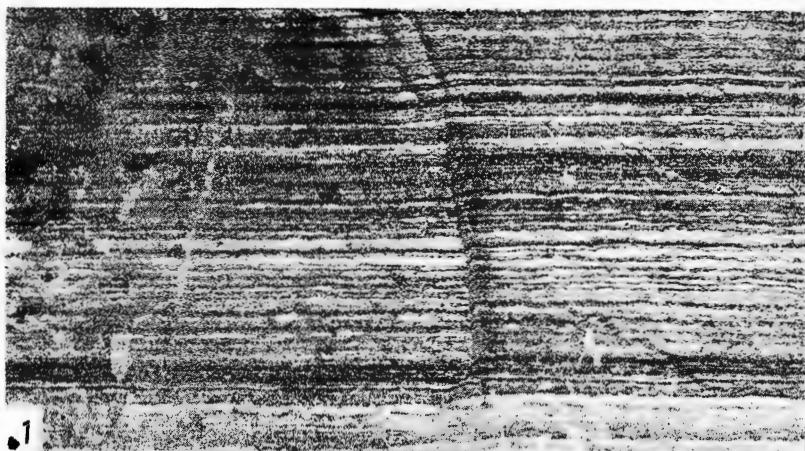


Institutul Geologic al României





Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



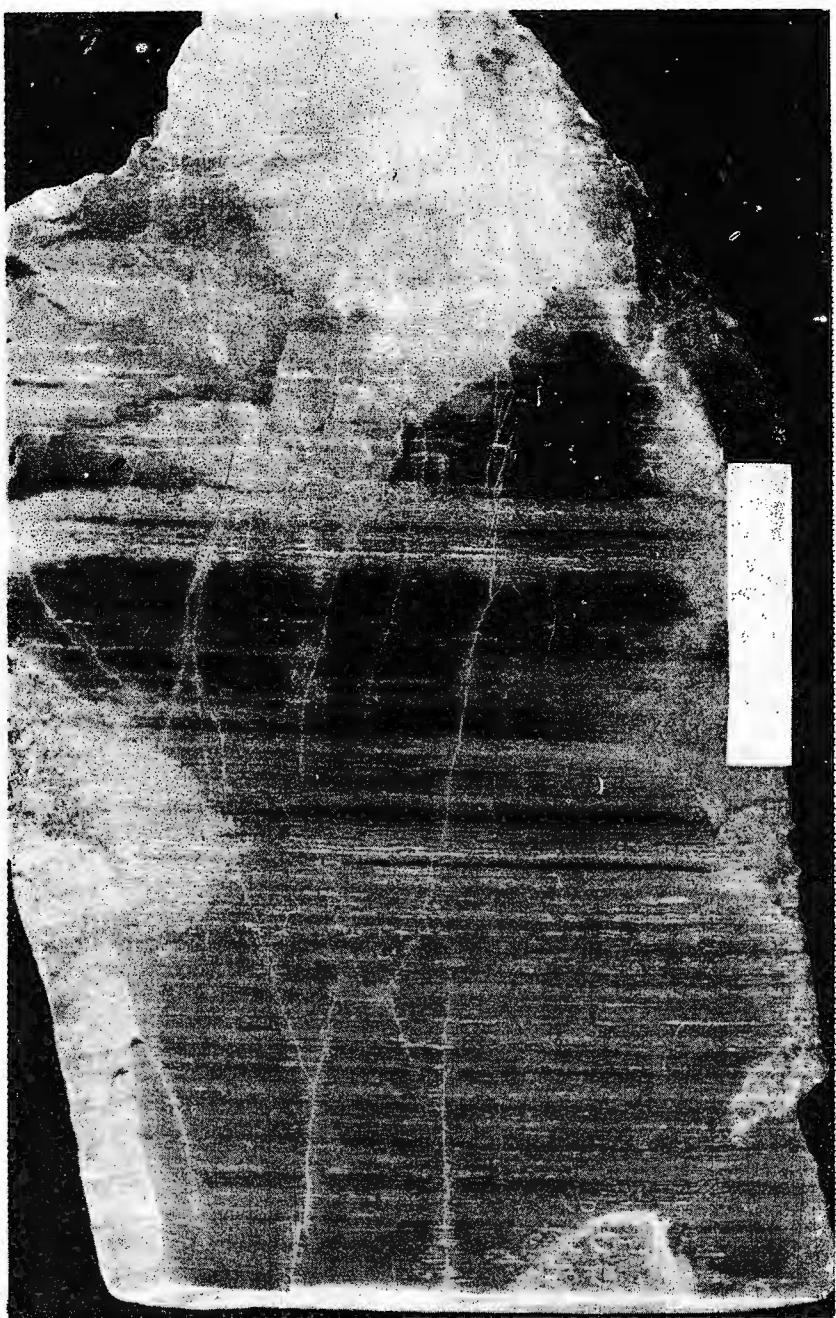
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României

GR. ALEXANDRESCU, T. BRUSTUR. Calcaires de Jaslo
des Carpathes Orientales.

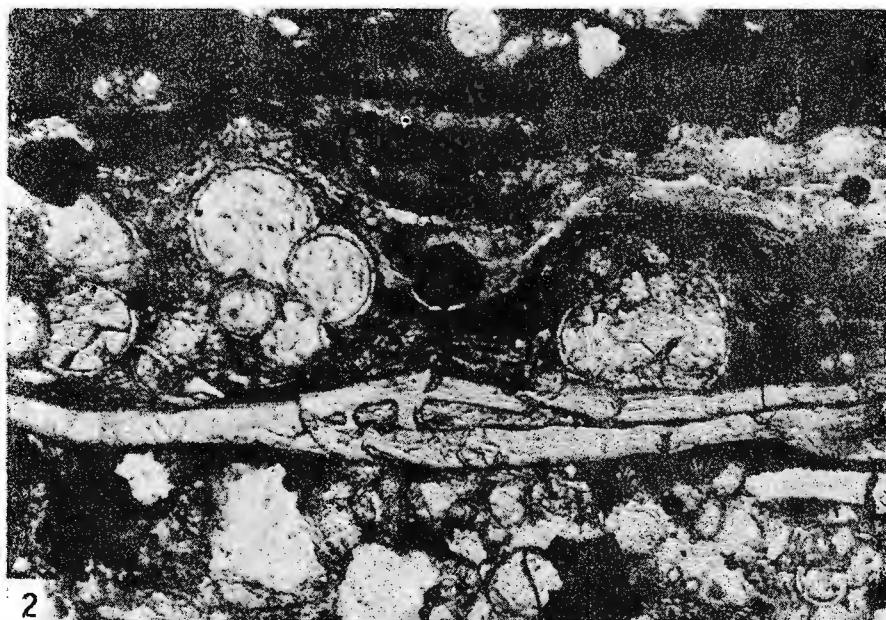
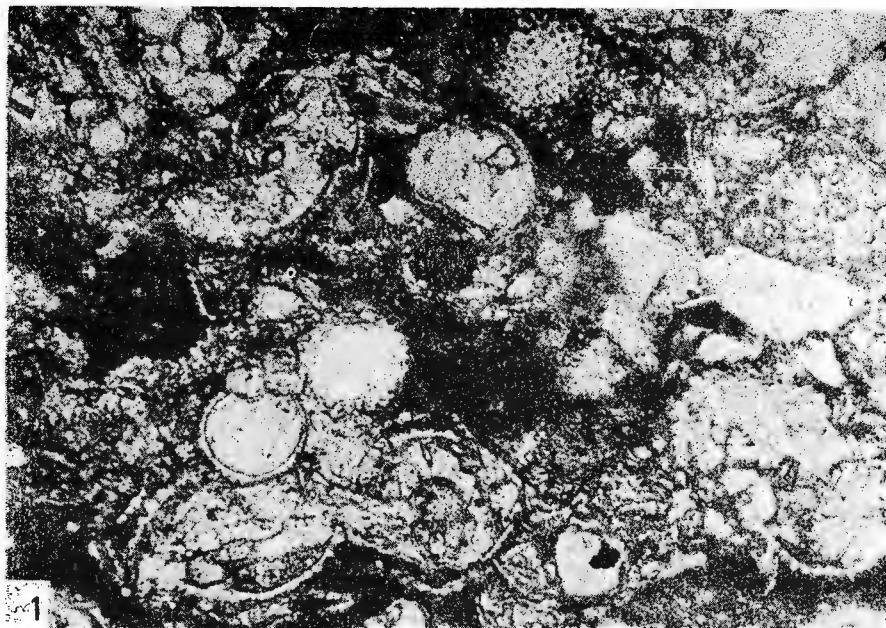
Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



Institutul Geologic al României



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIX/4.



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-LIII/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)



MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXIX
1982

4. STRATIGRAPHIE



Institutul Geologic al României