

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B. I. G.

174583

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. LXVII
1979 - 1980

4. STRATIGRAFIE



BUCUREȘTI
1982



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E

Ș E D I N Ț E L O R

VOL. LXVII

(1979 — 1980)

4. STRATIGRAFIE



BUCUREȘTI

1982



Institutul Geologic al României

CONTENU

	<u>Page</u>
MÉSOZOÏQUE	
1. Antonescu E., Alexandrescu Gr., Mien M. Dinoflagellates in the Lower Part of the Black Shales Formation (East Carpathians)	5
2. Bucur I. I., Strutinski C. La présence du microfaciès à <i>Pithonella ovalis</i> (Kaufmann) dans le Crétacé supérieur du bassin de Rusca Montană (Carpathes Méridionales)	25
3. Dragastan O., Diaconu M., Popa Elena, Damian R. Biostratigraphy of the Triassic Formations in the East of the Pădurea Craiului Mountains	29
4. Mirăuță Elena. Biostratigraphy of the Triassic Deposits in the Somova-Sarica Hill Zone (North Dobrogea) with Special Regard on the Eruption Age	63
5. Săndulescu M., Neagu T., Antonescu E. Contributions à la connaissance des klippes de type pienin de Poiana Botizei, (Maramureș)	79
6. Szasz L. Les subdivisions et la corrélation du Cénomanién de Roumanie à partir de la faune d'Ammonites.	97
MÉSOZOÏQUE-NÉOZOÏQUE	
7. Stancu Josefina, Baltres A., Cioflica Gianina, Gheța N., Moisescu V., Papaianopol I., Popescu D. Popescu, Gh. Contributions à l'étude pétrographique et paléontologique de la dépression de Hațeg, fondées sur des forages	135
NÉOZOÏQUE	
8. Corduneanu I. Quelques données sur les conglomérats de Săcel (district Gorj)	139
9. Huică I., Lubenescu Victoria. Observations biostratigraphiques dans les dépôts sarmato-méotiens du plateau central moldave	146
10. Papaianopol I. Sur les couches à <i>Dosinia</i> de la zone des plis diapirs externes de Munténie (secteur situé entre les vallées Cricovul Sărat et Nișcovul)	173
11. Ștefănescu M. The Algal Nature of Certain Calcareous Rocks Intercalated in the Doftana Molasse	181



CUPRINS

	<u>Pag.</u>
MEZOZOIC	
1. Antonescu E., Alexandrescu Gr., Micu M. Dinoflagellates in the Lower Part of the Black Shales Formation (East Carpathians)	5
2. Bucur I. I., Strutinski C. Prezența microfaciesului cu <i>Pithonella ovalis</i> (Kaufmann) în Cretacicul superior din bazinul Rusca Montană (Carpații Meridionali)	21
3. Dragastan O., Diaconu M., Popa Elena, Damian R. Biostratigraphy of the Triassic Formations in the East of the Pădurea Craiului Mountains	29
4. Mirăuță Elena. Biostratigraphy of the Triassic Deposits in the Somova-Sarica Hill Zone (North Dobrogea) with Special Regard on the Eruption Age	63
5. Săndulescu M., Neagu T., Antonescu E. Contributions à la connaissance des Klippes de type pienin de Poiana Botizei (Maramureș)	79
6. Szasz L. Les subdivisions et la corrélation du Cénomanién de Roumanie à partir de la faune d'Ammonites	97
MEZOZOIC-NEOZOIC	
7. Stancu Josefina, Baltres A., Cioflica Gianina, Gheța N., Moisescu V., Păpăianopol I., Popescu D., Popescu Gh. Contribuții la studiul petrografic și paleontologic al depresiunii Hațeg pe baza unor foraje	115
NEOZOIC	
8. Corduncanu I. Cîteva date privind conglomeratele de Săcel (județul Gorj)	137
9. Huică I., Lubenescu Victoria. Observații biostratigrafice în depozitele sarmato-meoțiene din podișul central moldovenesc	141
10. Păpăianopol I. Asupra stratelor cu <i>Dosinia</i> din zona cutelor diapire externe din Muntenia (sectorul dintre valea Cricovul Sărat și valea Nișcovului)	147
11. Ștefănescu M. The Algal Nature of Certain Calcareous Rocks Intercalated in the Doftana Molasse	181





4. STRATIGRAFIE

DINOFLAGELLATES IN THE LOWER PART OF THE BLACK SHALES FORMATION (EAST CARPATHIANS)¹

BY

EMANUEL ANTONESCU², GRIGORE ALEXANDRESCU², MIHAI MICU²

Dinoflagelata. Barremian. Black shales. Palynological assemblage. Audia Nappe. Biostratigraphic distribution. East Carpathians. External flysch zone. Obcina Feredeului. Bistrița Mountains.

Sommaire

Dinoflagellés à la partie inférieure de la formation des Schistes Noirs des Carpathes Orientales. Une association de Dinoflagellés avec *Druggidium deflandrei*, *Meiburogonyaulax stoveri* et *Pseudoceratium pelliferum* a été mise en évidence dans les dépôts du complexe à roches sidéritiques de la nappe d'Audia (ruisseau Corlățeni). Dans l'unité des plis marginaux (vallée Horăicioara), dans l'horizon schisteux calcaire, on a identifié une association de Dinoflagellés avec *Prolixosphaeridium parvispinum* et *Āptea polymorpha*. Les Dinoflagellés confirment l'existence du Barrémien et du Barrémien supérieur-Aptien (inférieur?) dans la partie inférieure de la formation des Schistes Noirs des Carpathes Orientales.

I. Introduction

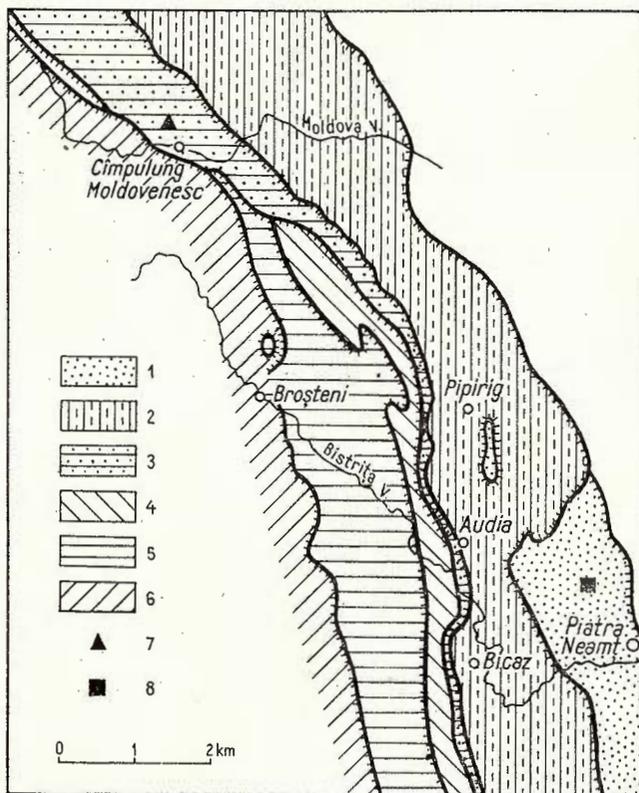
This preliminary paper presents Dinoflagellate assemblages identified at the lower part of the Black Shales Formation on two profiles in the northern and central part of Moldavia (Fig.). Structurally, the investigated deposits belong to the Audia Nappe and the Marginal Folds Unit, too. As known, the age of the Black Shales was very much discussed in the past; now it is unanimously accepted that the deposits belonging to this facies are generally of Lower Cretaceous age. As these deposits have

¹ Received May 14 1980, accepted for publication May 14 1980, presented at the Meeting of May 20 1980.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



been minutely described in several monographs (Cerne a, 1952; Filipescu et al., 1952; Ilie, 1957; Băncilă, 1955, 1958; Dumitrescu et al., 1971; Săndulescu et al., 1974), we consider it useful to present a palaeontologic list of the faunas of ammonites, bivalves, etc. disco-



Samples location in the East Carpathian flysch (according to the map of the Institute of Geology and Geophysics, scale 1 : 1000000).

1, Marginal Folds Unit; 2, Tarcău Nappe; 3, Black Shales Nappe (=Audia); 4, Curvicortical Flysch Nappe; 5, Ceahlău Nappe; 6, Crystalline-Mesozoic Zone; 7, sampled profile in the Audia Nappe (Corlățeni Brook); 8, sampled profile in the Marginal Folds Unit (Horăicioara Valley).

vered in the Black Shales of the Audia Nappe and the Marginal Folds Unit (Tab.). Mention should be made of the fact that as regards the lithologic content of the whole area there had been several opinions which tended to include in the Black Shales the overlying horizon of red and green clays, too, which however have been definitely considered an independent



TABLE

*Palaeontologic list (ammonites, bivalves, etc.) of the Black Shales
Formation in the Audia Nappe and the Marginal Folds Unit (Bistrița Half-Window)*

Audia Nappe		Marginal Folds Unit (Bistrița Half-Window)	
Black Shales (= Audia Beds)	Upper horizon with glauconitic sandstones	Albian-Lower- most Valconian	Upper horizon with limestones and lydites
Middle horizon with lydites	Aptian-Middle Albian	Sarata Beds	Middle horizon with lydites
Lower horizon with sideritic rocks	Upper Hauterivian- Barremian	Calcareous-schistous lower horizon	Calcareous-schistous lower horizon
<p><i>Inoceramus</i> sp. — Marinescu (1962) <i>Neohibolites minimus</i> (List.) — Filipescu et al. (1952); Marinescu (1962) <i>Neohibolites minor</i> Stolley — Filipescu et al. (1952)</p>		<p><i>Inoceramus</i> sp. — Micu (new data)</p>	
<p><i>Neohibolites</i> aff. <i>strombecki</i> G. Müll. emend. Stolley } Filipescu et al. (1952) <i>Neohibolites strombecki</i> Müll. } <i>Neohibolites aptiensis</i> var. <i>strombeckiformis</i> Stoll. } <i>Inoceramus</i> sp. ex gr. <i>neocomiensis</i> d'Orb. — Alexandrescu (1971); Alexandrescu and Jana Ion (1982) <i>Hamiltes</i> sp. — Alexandrescu (1971); Alexandrescu and Jana Ion (1982) <i>Acanthophites</i> sp. comparable with <i>tenuitostata</i> Sinz. — Alexandrescu and Jana Ion (1982) <i>Acanthophites</i> cf. <i>laticostatus</i> Sinz. — Nicolaescu et al. (1966) <i>Ancylloceras</i> cf. <i>matheronianum</i> d'Orb. — Aghiorghesci et al. (1965) <i>Cheloniteras</i> (<i>Procheloniteras</i>) sp. — Băncilă and Aghiorghesci (1964) <i>Cheloniteras seminodosus</i> (Sinz.) — Ionesi (1971) <i>Anapholites mantelli</i> Spath. — Marinescu (1962)</p>		<p><i>Leymeriella</i> sp. — Micu (new data) <i>Downilliceras</i> sp. <i>Hypacanthophites</i> aff. <i>milletianus</i> d'Orb. } <i>Cleoniteras</i> sp. } Joja et al. (1970) <i>Leymeriella</i> sp. <i>Leymeriella regularis</i> (Bruguière) <i>Leymeriella renaucelensis</i> Jacob <i>Leymeriella tardefurcata</i> d'Orb <i>Acanthophites</i> sp. ex gr. <i>bergeroni- bigourei</i> (Turculeț, Patruțiuș in Mirăuță and Elena Mirăuță, 1964).</p>	
<p><i>Cardium</i> sp., <i>Metacerrithium</i> sp., <i>Rhynchonella</i> sp. <i>Inoceramus</i> sp. ex gr. <i>neocomiensis</i> d'Orb. } Alexandrescu and <i>Costăcius</i> sp. ex gr. <i>recticostatus</i> (d'Orb.) } Jana Ion <i>Silesites</i> cf. <i>vulpes</i> (C. o. q.) } (1982) <i>Costăcius recticostatus</i> (d'Orb.) — Filipescu and Grigorescu (1966) <i>Pseudohurmannia angulicostata</i> (d'Orb.) — Filipescu et al. (1952); Filipescu and Grigorescu (1966) <i>Neocomites neocomiensis</i> d'Orb. } <i>Breistrofferella</i> (<i>Leopoldia</i>) <i>castellanensis</i> d'Orb. } Herbich (1878)</p>			



lithostratigraphic entity (Dumitrescu, 1952; Băncilă, 1955, 1958; Filipescu 1955, 1957; Marinescu, 1962) having different names from one tectonic unit to another or in different regions.

In the Audia Nappe, the Black Shales have been divided into three lithologic horizons, which include (from bottom to top): the lower horizon with sideritic rocks (Upper Hauterivian-Barremian), the middle horizon with lydites (Aptian-Middle Albian), and the upper horizon with silicified glauconitic sandstones (Albian-Lowermost Vraconian). The samples taken for the present paper come exclusively from the lower horizon with sideritic rocks in the Moldova Valley basin.

In the Bistrița Half-Window, the lithologic content of the Black Shales occurring in the Horaița-Doamna anticline differs from that of the equivalent deposits in the Audia and Tarcău nappes; for this reason Băncilă (1955) called them the Sărata Beds. Initially divided into two horizons (schistous horizon and clayey-siliceous horizon), the above-mentioned deposits also include, according to Băncilă (1958), an equivalent of the variegated shales developed here in a grey facies, different from the typical one, occurring in the more inner tectonic units. Another lithostratigraphic subdivision of the Lower Cretaceous in the Bistrița Half-Window belongs to Mirăuță and Mirăuță (1964) who separated a calcareous-schistous lower horizon, a horizon with siliceous rocks (lydites), and a horizon of cherty limestones. At the same time the above-mentioned authors pointed out a horizon of variegated shales assigned to the Upper Cretaceous, overlying the Sărata Beds (however, they used the name of Black Shales for it).

Referring to the age of the Black Shales facies in the East Carpathians, mention should be made of the fact that recently attention has been given to the enrichment of the palaeontologic list of the Black Shales by the study of new groups of organisms or vegetal remains (spores, pollen, dinoflagellates), well represented in this facies as regards both the number of the individuals and of the species. Balteș (1965) pointed out elements of marine and continental microflora in the Black Shales in the Bicăz district. Antonescu et al. (1978) investigated systematically the passage from the glauconitic sandstones horizon to the variegated shales formation, identifying, in the last metres at the upper part of the glauconitic sandstones in the Audia and Tarcău nappes, the Lower Vraconian (Blancheti zone) on the basis of an assemblage of dinoflagellates with *Ovoidinium verrucosum verrucosum* (Cookson & Eisenack) Davey & Verdier (1975) and *Pseudoceratium dettmannae* Cookson & Hughes (1964) and of the zone of agglutinated microforaminifera with *Pectorecurvoides alternans* Noth and *Haplophragmoides gigas minor* Nauss.

Thus the age of the terminal part of the Black Shales Formation is proved to be Lowermost Vraconian on the basis of the palaeontologic data.

At the present time researches are being carried out in order to establish, on the basis of the palynological data, the age of the lower part of the Black Shales Formation. The present paper presents preliminary



data on the content in Dinoflagellates (Plates III-X) in the deposits of the horizon with sideritic rocks of the Audia Unit-Corlățeni Brook and in those of the schistous horizon of the Sărata Beds in the Marginal Folds Unit-Horăicioara Valley, with a view to accumulating data on the age of the lower part of the Black Shales Formation.

II. Dinoflagellates in the Horizon with Sideritic Rocks of the Audia Unit (Corlățeni Brook)

The Black Shales Formation, between the Suceava and the Moldova valleys, is more developed participating in the formation of the Audia Nappe (about 15–16 km wide).

The general tectonic style of this unit is characterized especially by the presence of the fault folds (scales).

The Corlățeni Brook, left affluent of the Moldova Valley (north of the town of Cimpulung Moldovenesc), has a profile relatively well exposed in the Black Shales Formation, in which the three lithostratigraphic horizons above mentioned have been easily recognized.

The lower horizon with sideritic rocks (Upper Hauterivian-Barremian) is made up of a rhythmical alternation of pelitic and arenitic rocks, as well as of sideritic marly-limestones or pelosiderites. The pelitic rocks occur as beds with thicknesses of 0.10–2 m, even more, and generally have a black or grey-black colour depending on the amount of organic matter. They alternate with centimetric or decimetric sandstones (10–70 cm) mainly constituted of grains of quartz and feldspars, as well as variable amounts of lithic fragments (greenshist elements of Dobrogean type, epi- and mesometamorphites, magmatites with a porphyric structure of the leucoandesite type, etc.), intraclasts (Grigorescu, Alexandrescu, 1975) and micas in smaller amounts. The marly limestones are 0.10–0.50 cm thick and are characteristic of this complex.

According to the palaeontological data, both in the Moldova Valley and in the Covasna region (Filipescu et al., 1952; Filipescu, Grigorescu, 1966; Alexandrescu, Ion, 1982), it would belong to the Upper Hauterivian-Barremian interval. In the Moldova Valley basin, the following species of ammonites and bivalves been have found in this horizon up to now: *Silesites* cf. *vulpes* (Coq.), *Costidiscus* sp. ex gr. *recticostatus* d'Orb., and *Inoceramus* sp. ex gr. *I. neocomiensis* d'Orb. The first two species indicate that the Barremian is included in the lower horizon with sideritic rocks in the Moldova Valley. Palynological samples come from the lower horizon of sideritic rocks of the Piriul Morii-Corlățeni fault fold (scale), downstream the confluence of the Corlățeni Brook with its right affluent, on a distance of about 200 m as much as the natural exposures permitted. Taking into account the more intense degree of tectonization of this region, it is hard or almost impossible to specify if we are close to the base of the horizon. It may be ascertained that we are towards its median part, passing to the upper part.



Three levels with dinoflagellates have been identified up to now (Pl. IX).

The microflora is very rich in spore pollen and vegetal tissue, the dinoflagellates being generally subordinate.

In the lower part of the succession, the level 4753/148 A (Pl. I), the dinoflagellate assemblage consists of:

cf. *Adnatosphaeridium* sp.

Baltisphaeridium sp.

Cribroperidinium orthoceras (Eisenack) Davey, 1969

Ctenidodinium sp.

Cyclonephelium distinctum (Deflandre & Cookson) Evitt & Stover, 1978

Dingodinium albertii Sarjeant, 1966

Druggidium deflandrei (Millioud) Habib, 1973

Dinoflagellate type C

Gonyaulacysta cf. *cretacea* (Neale & Sarjeant) Sarjeant, 1969

Gonyaulacysta sp. B ex Antonescu & Avram, 1980

Meiourogonyaulax stoveri Millioud, 1969

cf. *Millioudodinium episomum* (Sarjeant in Davey et al., 1966) Stover & Evitt, 1978

cf. *Muderongia* sp.

Oligosphaeridium complex (White) Davey & Williams in Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966

Pseudoceratium pelliferum Gocht, 1957

Subtilisphaera cf. *perlucida* (Alberti) Jain & Millepied, 1973

Tapinosphaeridium cf. *granulatum* Ioannides, Stavrinos & Downie, 1976

cf. *Tanyosphaeridium* sp.

Further upwards in the stratigraphic sequence, in the level 4753/149 A, the dinoflagellate assemblage includes:

Cribroperidinium orthoceras

Cymatiosphaera pachythea Eisenack, 1957

Druggidium deflandrei

Oligosphaeridium complex

Spiniferites spp.

The last level investigated, 4759/150 A, is constituted of:

Baltisphaeridium sp.

cf. *Cleistosphaeridium huguonioti huguonioti* (Valensi) Davey, 1970

Cribroperidinium orthoceras

Ctenidodinium sp.

Cyclonephelium distinctum

Druggidium deflandrei

Oligosphaeridium complex



Pareodinia ceratophora Deflandre, 1947

Spiniferites spp.

cf. *Tanyosphaeridium* sp.

Certain species of the level 4753/148 A reach their optimum quantitative development (acme zone) in the Barremian, such as *Dingodinium albertii* and *Meiourogonyaulax stoveri*. *Pseudoceratium pelliferum* and *Druggidium deflandrei* generally do not pass the Upper Barremian (Davey, Verdier, 1974; Habib, 1975); in the Svinița zone the above-mentioned species are found from the Hauterivian up to the Lower Aptian (Antonescu, Avram, 1980). The presence of the genus *Ctenidodinium* could be an argument in favour of the Hauterivian. Harker and Sarjeant (1975) consider that this genus does not occur above the Hauterivian; however, further we shall see that on the Horăcioara Valley, in the Marginal Folds Unit, *Ctenidodinium* appears in the assemblage with *Prolixosphaeridium parvispinum* and *Aptea polymorpha*, belonging to the Upper Barremian-(Lower?) Aptian. Therefore it is possible that the palynological assemblage of level 4753/148 A might belong to the Hauterivian-Barremian (probably to the Barremian), according to the species: *Druggidium deflandrei*, *Meiourogonyaulax stoveri*, *Dingodinium albertii*, *Subtilisphaera* cf. *perlucida*, *Oligosphaeridium complex*, *Pseudoceratium pelliferum*. It is to be mentioned that although *Druggidium deflandrei* and *Oligosphaeridium complex* are index fossils of a palynological biozone pertaining to the Hauterivian in the Svinița zone (Antonescu, Avram, 1980); the presence of the species *Meiourogonyaulax stoveri* and *Dingodinium albertii*, extremely rare at Svinița in the Hauterivian and abundant in the Lower Barremian, makes us to assign this assemblage to the Barremian.

The other younger levels studied, containing *Druggidium deflandrei* and *Oligosphaeridium complex*, probably belong to the Barremian, as well.

The presence of the species *Druggidium deflandrei*, *Meiourogonyaulax stoveri*, *Pseudoceratium pelliferum*, *Dingodinium albertii* makes it possible the correlation of the dinoflagellate assemblage in the lower part of the Black Shales Formation on the Corlățeni Brook — deposits of the sideritic rocks horizon — with the Barremian of the Svinița Formation, Svinița region-Banat (Antonescu, Avram, 1980).

III. Dinoflagellates in the Calcareous-Schistous Lower Horizon of the Sărata Beds — the Marginal Folds Unit, Horăcioara Valley

In the Bistrița Half-Window samples have been taken from the calcareous-schistous lower horizon on the Horăcioara Valley (Pl. II). Here, the horizon comes into tectonic contact upstream with the Lepșa Beds belonging to the western limbs of the Horăița-Doamna anticline and downstream it passes, in reversed succession and in continuity of sedimentation, to the horizon with lydites of the Sărata Beds.

Lithologically, this lower horizon of the Sărata Beds, with a thickness of about 90-100 m, consists of a typical flysch alternation made up



of black shales, grey-blackish marls, sandstones and sandy limestones, as well as sideritic lens-shaped marly limestones with characteristic rusty crusts.

The calcareous sandstones, which form the lower part of the rhythms, are often microconglomeratic in the base. The graded bedding is obvious; towards the upper part of the sandstones there is a gradual passage to weakly micaceous, fine-grained sandstones. At the lower part, one can often observe bioglyphs and mecanoglyphs. The microconglomeratic varieties of sandstones contain mainly poorly sorted elements of green-schists as well as remains of echinoderms, crinoids, bryozoa and calcareous algae, occurring as a coarse detritus included in a calcite cement. Beside quartz, which constitutes the main mass of the sandstones, one can also observe lithic fragments, particularly of greenschist of the Dobrogean type and quartzites, and remains of intensely diagenized organisms, glauconite, etc.

The palynological assemblages in the calcareous-schistous horizon on the Horăicioara Valley are dominated by spores, pollen and vegetal remains, the dinoflagellates being less numerous. In the lower part of the succession (Pl. X), level 6323/444 A contains:

cf. *Apteodinium* sp.

Chlamidophorella? sp.

Cribroperidinium orthoceras

Cyclonephelium distinctum

Dingodinium albertii

Florentinia cf. *mantelii* (Davey & Williams in Davey et al., 1966) Davey & Verdier, 1973

Fromea amphora Cookson & Eisenack, 1958

Gonyaulacysta cf. *cretacea*

Meiourogonyaulax sp. 1

Meiourogonyaulax sp. 2

Odontochitina operculata (O. Wetzel) Deflandre & Cookson, 1955

Oligosphaeridium complex

Protoellipsoidinium sp.

Sentusidinium sp. B ex Antonescu & Avram, 1980

cf. *Silicisphaera* sp.

Subtilisphaera cf. *perlucida*

In the stratigraphic succession in the level 6323/504 A, this assemblage also includes:

Aptea polymorpha Eisenack, 1958

Baltisphaeridium sp.

Cometodinium? sp.

Cribroperidinium orthoceras

Cyclonephelium distinctum

Odontochitina operculata



Prolixosphaeridium parvispinum (Deflandrè) Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966 (= *Prolixosphaeridium deirense* Davey, Downie, Sarjeant & Williams 1966)

Spiniferites spp.

Towards the median part of the succession, in the level 6326/509 A, there occur :

Baltisphaeridium sp.

Cribroperidinium orthoceras

Cyclonophelium distinctum

Oligosphaeridium complex

Prolixosphaeridium parvispinum

Spiniferites spp.

Level 6327/505 A, close to the limit with the deposits of the horizon with lydites, contains :

Aptea polymorpha

Ctenidodinium sp.

Cyclonophelium distinctum

Oligosphaeridium complex

Pareodinia ceratophora

Sentusidinium sp. B ex Antonescu & Avram, 1980

Lagenorhynchis delicatus (Duxbury) Duxbury, 1979

Spiniferites spp.

The stratigraphic distribution of the dinoflagellates in the level 6323/444 A points out that most of the genera and species appear from the Lower Cretaceous, e. g. *Oligosphaeridium complex* — Valanginian (Milliou, 1969), while others even from the Jurassic, e. g. *Dingodinium albertii*, *Pareodinia* and *Ctenidodinium*. Other species found at this level are more interesting for the age determination of this level, such as *Florentinia mantelli* considered by Davey & Verdier (1976) as occurring in the Barremian. Antonescu and Avram (1980) have found this species in the Svinița Formation (Svinița zone-Banat), its first appearance being in the Upper Barremian. Considering also the presence of the species *Odontochitina operculata*, which in the Svinița area appears in the Barremian, the level 6323/444 A belongs to the non-differentiated Barremian.

In the level 6325/504 A there occur two species interesting for its age determination. The first is *Prolixosphaeridium parvispinum*, a species which, although mentioned by certain authors in the Jurassic, in the Lower Cretaceous is frequently found in the „Middle Barremian” (Davey, 1974; Davey, Verdier, 1974) or the Upper Barremian (the Svinița zone, the terminal part of the biozone with *Leptoceras* and *Holcodiscus*; Antonescu, Avram, 1980) and is found in different regions in Europe to the Vraconian (Verdier, 1975). The second species is *Aptea polymorpha*, considered to mark the beginning of the Aptian, in Europe being recorded only from the Aptian (Davey, Verdier, 1974; Verdier, 1975); in other regions of the world it is also found.



in the Albian (Australia, North America; Singh, 1971). Recently, *Aptea polymorpha* has been reported from the Barremian in the East Atlantic Ocean — DSDP 370 — near the African shore line — the Morocco Plateau (Williams, 1978). Therefore the microflora of this level cannot be older than the Upper Barremian with the possibility of passage in the Aptian, too.

The dinoflagellate assemblage in the other two levels (6326/509 A and 6327/505 A — Plate X) does not differ qualitatively from that in the level 6325/504 A, the species *Prolixosphaeridium parvispinum* and *Aptea polymorpha* occurring, as well.

Taking into account the data presented it is possible that the deposits of the calcareous-schistous lower horizon on the Horăicioara Valley might belong to the Upper Barremian and (Lower?) Aptian, without any specification in favour of the Upper Barremian or the Aptian. The association of the species *Prolixosphaeridium parvispinum* and *Aptea polymorpha* with *Odontochitina operculata*, *Fromea amphora*, *Dingodinium albertii*, *Cyclonephelium distinctum*, *Subtilisphaera* cf. *perlucida* constitutes an argument in this sense.

On the basis of the content in dinoflagellates and particularly on the basis of the species *Prolixosphaeridium parvispinum* and *Aptea polymorpha*, the palynological assemblage of the calcareous-schistous lower horizon on the Horăicioara Valley may be correlated with the palynological assemblage of (1) Upper Barremian-Lower Aptian of the Svinița Formation (Antonescu, Avram, 1980), (2) Aptian (Bedoulian) of Gargas and La Bédoule — France (Davey, Verdier, 1974), (3) Upper Barremian of Angles (Millioud, 1969), (4) "Middle Barremian" and Upper Barremian in the Speeton clays (Davey, 1974), (5) Barremian in the East Atlantic — the Morocco Plateau (Williams, 1978).

IV. Conclusions

The following conclusions may be inferred from this paper:

1) The preliminary study of the content in dinoflagellates of the lower part of the Black Shales Formation in the Audia Nappe and of the Sărata Beds in the Marginal Folds Unit, that is the deposits of the lower horizon with sideritic rocks and of the calcareous-schistous lower horizon, emphasized an assemblage of dinoflagellates belonging to the Barremian, the Upper Barremian -(Lower?) Aptian, respectively. This is the first assemblage of dinoflagellates of this age identified in Black Shales in the East Carpathians.

2) An assemblage with *Druggidium deflandrei*, *Meiourogonyaulax stoveri*, *Dingodinium albertii*, *Oligosphaeridium complex* and *Pseudocera-tium pelliferum* was reported from the horizon with sideritic rocks on the Corlățeni Brook. This microflora might indicate the Hauterivian-Barremian, but the association of the species *Druggidium deflandrei*, *Meiourogonyaulax stoveri* and *Dingodinium albertii* is an argument in favour of



the Barremian. The dinoflagellate assemblage on the Corlăţeni Brook may be correlated with the Barremian from the stratotype (Angles; Millioud, 1969) and the Barremian with ammonites from the Sviniţa Formation, the Sviniţa zone-Banat (Antonescu, Avram, 1980).

3) On the Horăicioara Valley, in the lower part of the Sărata Beds, the calcareous-schistous lower horizon of the Marginal Folds Unit respectively, the dinoflagellate assemblage is characterized by the species *Prolixosphaeridium parvispinum* and *Aptea polymorpha*. The stratigraphic interval to which this assemblage corresponds is the Upper Barremian-(Lower?) Aptian, without making any specification in favour of one of these stages. The correlation of the assemblage on the Horăicioara Valley may be equated with the content in dinoflagellates from: (1) the Upper Barremian and the Lower Aptian of the Sviniţa Formation, the Sviniţa zone-Banat (Antonescu, Avram, 1980), (2) the Aptian (Bedoulian?) of the stratotypes at Gargas and La Bédoule (Davey, Verdier, 1974), (3) the Upper Barremian at Angles (Millioud, 1969), (4) the „Middle Barremian” and the Upper Barremian of the Speeton clays (England; Davey, 1974), (5) the Barremian in the East Atlantic — the Morocco Plateau (Williams, 1978).

4) Therefore, the dinoflagellates confirm the existence of the Barremian in the lower part of the Black Shales Formation in the East Carpathians and allowed us to observe slight differences concerning the age from one unit to another. Thus, the Barremian (non-differentiated) was pointed out in the horizon with sideritic rocks of the Audia Nappe (the Corlăţeni Brook), and the non-differentiated Upper Barremian-(Lower?) Aptian interval in the calcareous-schistous lower horizon of the Marginal Folds Unit (Horăicioara Valley).

REFERENCES

- Aghiorghesei V., Cristodulo D., Micşa L., Marinescu J. (1965) Cîteva observaţii geologice asupra flişului de Audia-Cernahora din Bucovina. *D. S. Com. Geol* LI/1, p. 185–200, Bucureşti.
- Alexandrescu Gr. (1971) Studiul flişului cretaic intern şi extern dintre valea Bistricioarei şi valea Moldovei (Carpaţii Orientali). Rez. teză de doctorat, 43 p., Univ. Bucureşti (unpublished), Bucureşti.
- Ion Jana (1982) Date paleontologice noi asupra Şisturilor negre din pinza de Audia (Carpaţii Orientali). *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXVII/3, p. 19–32, Bucureşti.
- Antonescu E., Ion Jana, Alexandrescu Gr. (1978) Nouvelles données biostratigraphiques (palynologiques et micropaléontologiques) concernant les schistes noirs et les argiles bariolées des Carpathes Orientales. *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXIV/4, p. 43–71, Bucureşti.



- Avram E. (1980) Corrélation des Dinoflagellés avec les zones d'Ammonites et de Calpionelles du Crétacé inférieur de Svinița—Banat. *Ann. Inst. géol., géoph.*, LVI, p. 97—132, 14 pl., București.
- Balteș N. (1965) Observații asupra microflorei cretaceice inferioare din zona râului Bicaz. *Petrol și Gaze*, 16, p. 3—17, București.
- Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a flișului. *Bul. Acad. R.S.R.*, VII, p. 1201—1223, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, 368 p., București.
- Aghiorghesei V. (1964) Observații asupra flișului dintre valea Suha Mare-valea Moldovei. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 213—236, București.
- Cernea G. (1952) Zona internă a Flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 37—94, București.
- Davey R. J., Downie C., Sarjeant W.A.S., Williams G. L. (1966) Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts. *Bull. British Museum (nat. Hist.) (Geol.)*, suppl. 3, p. 157—175, 26 pl., London.
- Downie C., Sarjeant W.S.A., Williams G. L. (1969) Generic reallocations. In Appendix to „Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts”. *Bull. British Museum (nat. Hist.) (Geol.)*, suppl. 3, appendix, p. 15—17, London.
- (1974) Dinoflagellate cysts from the Barremian of the Specton Clay, England. In: Symposium on stratigraphical palynology, Birbal Sahni Inst. *Palaeobotany. Spec. Publ.*, 3, p. 41—75, 6 fig., 9 pl., Lucknow.
- Verdier J. P. (1974) Dinoflagellate cysts from the Aptian type section at Gargas and La Bédoule, France. *Paleontology*, 17, 3, p. 623—653, 3 pl., London.
- Verdier J. P. (1976) A review of certain non-tabulate cretaceous hystrichosphaerids dinocysts. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 22, p. 307—335, 8 fig., 4 pl., Amsterdam.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 195—270, București.
- Joja T., Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Săndulescu Jana, Brațu Elena, Micu M., Mărunțeanu Mariana (1971) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Filipescu G. M. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Buc. și Politehniciei, seria Șt. Nat.*, 6—7, p. 291—260, București.
- (1957) Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din flișul extern dintre văile Teleajen și Uzu. *Bul. St. Acad. R. P. R.*, II, 1, p. 37—43, București.
- Drăghindă I., Mutihac V. (1952) Contribuții la orizontarea și stabilirea vârstei șisturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților Orientali. *Comunic. Acad. R.P.R.*, II, p. 1—10, București.
- Grigorescu D. (1966) Contribuții la cunoașterea faunei cretaceice din flișul Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geol.)*, 11, 2, p. 417—432, București.
- Grigorescu D., Alexandrescu Gr. (1977) Microfaciesurile cu bioclaste din complexul sideritic al șisturilor negre (Unitatea Audia—Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol., Ed. Acad.*, 22, p. 139—163, București.
- Habib D. (1975) Neocomian dinoflagellate zonation in the western North Atlantic. *Micro-paleontology*, 21, 4, p. 373—392, 3 pl. New York.



- Harker S. D., Sarjeant W.A.S. (1975) The stratigraphic distribution of organic walled dinoflagellate cysts in the Cretaceous and Tertiary. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 20., p. 217–315, 68 tab., 2 pl., Amsterdam.
- Herbich Fr. (1878) Das Széklerland. *Mitt. Jahrbuch d. k. Ung. geol. Inst.* V, 2, 217 p., Budapest.
- Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău—Cimpulungul Moldovei-Pirul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, p. 108–112, București.
- Ioneși L. (1971) Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei. Ed. Acad. R.S.R., 250 p., București.
- Joja T., Manoliu R., Tașu M. (1970) Sur la présence d'une faune d'ammonites dans les schistes noirs de l'anticlinal Horaița-Doamna dans le ruisseau Sărata — P. Neamț. *Rev. roum. géol., géophys., géogr. (Géol.)*, 14, 2, p. 160–169, București.
- Marinescu I. (1962) Structura geologică a Flișului dintre valea Bisca Mare și izvoarele Putnei. *D. S. Com. Geol.*, XLVI, p. 109–128, București.
- Millioud M. E. (1969) Dinoflagellate and Acritarchs from some western European Lower Cretaceous type localities. In Bronniman P. & Renz H. H. (eds.): *Internat. Conf. Planktonic Microfossils*, 4 st., Genève, 1967, *Proceedings E. J. Brill*, 2, p. 420–434, 3 pls., 3 tabl., Leiden.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdiului și valea Horaiței. *D. S. Inst. Geol.* L/1, p. 131–149, București.
- Nicolaescu V., Gaiță C., Patrulius D. (1966) Notă asupra a doi ammoniți din flișul eocretacic al Carpaților Orientali (valea Cașinului). *D. S. Inst. Geol.* LII/1, p. 386–389, București.
- Singh C. (1971) Lower Cretaceous microfloras of the Peace River area, northwestern Alberta. *Res. Council Alberta, Bull.* 28, 2, p. 301–542, Alberta.
- Săndulescu M., Alexandrescu Gr., Ion J. Ana, Ștefănescu M. (1974) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Verdier J. P. (1975) Les kystes de dinoflagellés de la section de Wissant et leur distribution stratigraphique au Crétacé moyen. *Revue de Micropaléontologie*, 17, 4, p. 191–197, 5 fig., Paris.
- Williams G. L. (1978) Palynological Biostratigraphy, Deep Sea Drilling Project, Sites 367 and 370. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, XLI, p. 783–815, 6 fig., Washington.

EXPLANATION OF PLATES

Plate III

- Fig. 1. — cf. *Millioudodinium episomum* (Sarjeant in Davey et al., 1969) Stover & Eviitt, 1978. Slide 148A/32; 13.5/107.3; 65 μ , f. 689. Corlățeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 2. — *Meiourogonyauxax stoveri* Millioud, 1969. Slide 148A/5; 9.1/118.3; 103 μ , f. 683. Corlățeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 3. — *Cribroperidinium orthoceras* (Eisenack) Davey, 1969. Slide 444A/6; 5.1/96.5; 130 μ , f. 663. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.



- Fig. 4. — *Gonyaulacysta cf. cretacea* (Neale & Sarjeant) Sarjeant, 1969 in Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1969. Slide 444 A/5; 5/112.9; 48 μ , f. 663. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.

Plate IV

- Fig. 1. — *Gonyaulacysta* sp. B ex Antonescu & Avram, 1980. Slide 148 A/5; 10.2/108.2; 90 μ , f. 682. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 2. — *Meiourogonyaulax* sp. 2. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit. Slide 444 A/4; 6/104.3; 93 μ , f. 663.
- Fig. 3. — *Meiourogonyaulax* sp. 1. Slide 444 A/22; 1/96; 55 μ , f. 662. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 4. — *Pareodinia ceratophora* Deflandre, 1947. Slide 444 A/6; 13/89.8; 75 μ , f. 663. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.

Plate V

- Figs. 1,3 — *Ctenidodinium* sp. Fig. 1, Slide 505 A/12; 16.5/95.5; 98 μ , f. 673. Fig. 3, slide 505A/13; 21/102; 115 μ , f. 672. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 2. — *Lagenorhytis delicatula* (Duxbury) Duxbury, 1979. Slide 505A/14; 15.9/111.6; 85 μ , f. 673. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 4. — *Meiourogonyaulax* sp. 1. Slide 444A/26; 16/121.6; 80 μ , f. 662. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 5. — cf. *Apteodinium* sp. Slide 444A/1; 17.2/111.6; 70 μ , f. 664. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.

Plate VI

- Fig. 1. — *Aptea polymorpha* Eisenack, 1958. Slide 505A/1; 13.2/113.5; 105 μ , f. 673. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 2. — *Sentusidinium* sp. B ex Antonescu & Avram, 1980. Slide 444A/8; 9.5/120; 88 μ , f. 665.
- Fig. 3. — *Cyclonephetium distinctum* (Deflandre & Cookson) Evtit & Stover, 1978. Slide 148A/31; 22/115; 60 μ , f. 683.
- Fig. 4. — *Fromea amphora* Cookson & Eisenack, 1958. Slide 444A/3; 10/117; 80 μ , f. 664. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.

Plate VII

- Fig. 1. — *Aptea polymorpha* Eisenack, 1958. Slide 505A/2; 14.5/104.5; 103 μ , f. 672. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 2. — *Oligosphaeridium* sp. Slide 444A/20; 3.5/121.2; 103 μ , f. 665. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 3. — *Protoellipsoidinium* sp. Slide 444A/6; 16.3/98.9; 65 μ , f. 663. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 4. — *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams in Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966. Slide 444A/3; 15.3/121.2; 95 μ , f. 664. Horăcioara Valley, Marginal Folds Unit.



Plate VIII

- Figs. 1, 4. — *Druggidium deflandrei* (Millioud) Habib, 1973. Fig. 1, slide 148A/34; 15.3/116; 35 μ , f. 682. Fig. 4, slide 148A/32; 23.5/112.6; 35 μ , f. 682. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 2. — *Tapeinosphaeridium* cf. *granulatum* Ioannides, Stavrinos & Downie, 1976. Slide 148 A/5; 5.2/100.1; 115 μ , f. 683. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 3. — *Tanyosphaeridium* sp. Slide 148A/32; 19.8/94.2; 55 μ ; f. 682. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 5. — cf. *Chlamidophorella* sp. Slide 444A/2; 10/123.5; 48 μ , f. 664. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 6. — *Prolixosphaeridium parvispinum* (Deflandre) Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966. Slide 504A/5; 15/121.1; 55 μ , f. 685. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.

Plate IX

- Fig. 1. — *Dingodinium albertii* Sarjeant, 1966. Slide 444A/3; 16.2/118.2; 55 μ , f. 662. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 2. — *Pseudoeratum pelliferum* Gocht, 1957. Slide 148A/31; 23/113.5; 88 μ , f. 682. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 3. — *Odontochitina operculata* (O. Wetzel) Deflandre & Cookson, 1955. Slide 444A/5; 5/112.9; 200 μ , f. 655. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 4. — *Druggidium deflandrei* (Millioud) Habib, 1973. Slide 148A/6; 13.9/112.2; 35 μ , f. 683. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 5. — *Subtilisphaera* cf. *perlucida* (Alberti) Jain & Millepied, 1973. Slide 444A/6; 16.5/99.9; 70 μ , f. 663. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 6. — *Florentinia* cf. *mantelli* (Davey & Williams in Davey et al., 1966) Davey & Verdier, 1973. Slide 444A/6; 22/98.5; 100 μ , f. 663. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.

Plate X

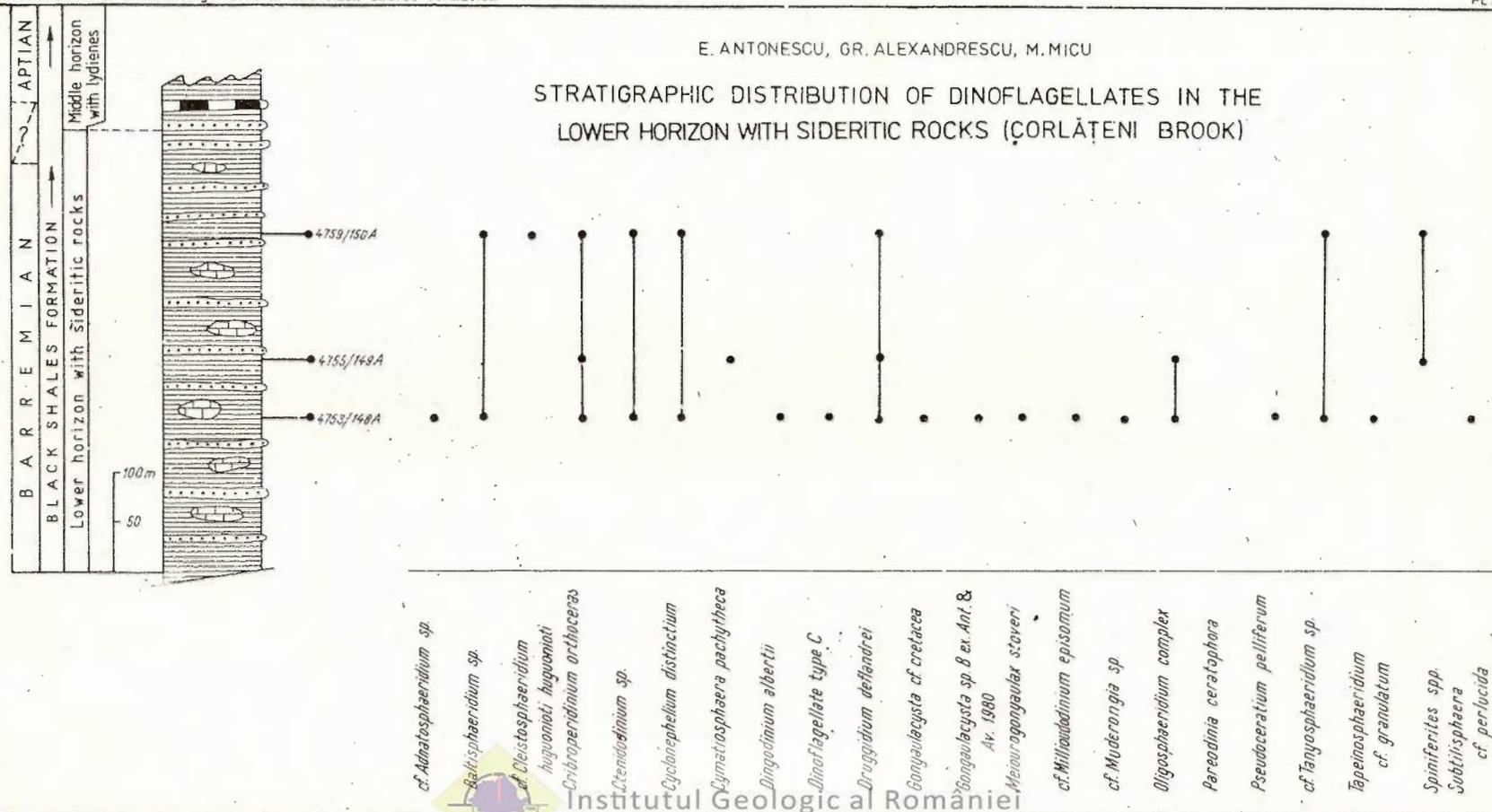
- Fig. 1. — cf. *Silicisphaera* sp. Slide 444A/22; 2.9/106.2; 73 μ , f. 662. Horăicioara Valley, Marginal Folds Unit.
- Fig. 2. — cf. *Muderongia* sp. Slide 148A/31; 10/108.1; 158 μ , f. 682. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Figs. 3, 4 — Dinoflagellate type C. Slide 148A/34; 2/102.8; 25 μ , f. 681. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.
- Fig. 5. — cf. *Adnatosphaeridium* sp. Slide 148A/32; 21.5/115.1; 115 μ , f. 682. Corlăţeni Valley, Audia Nappe.



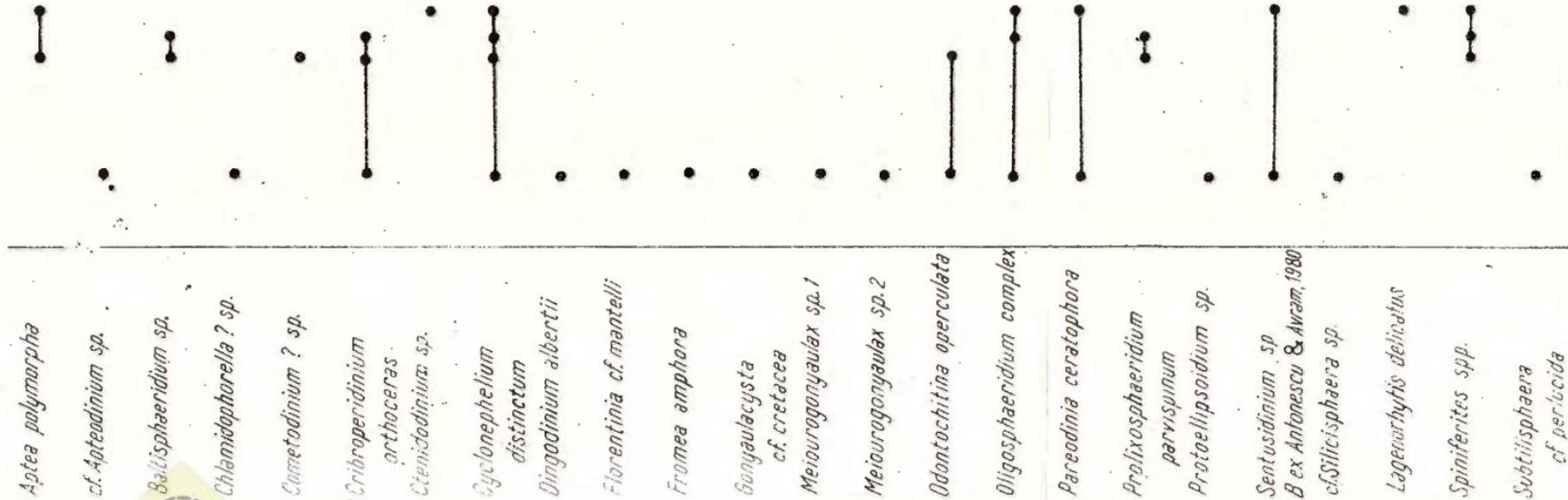
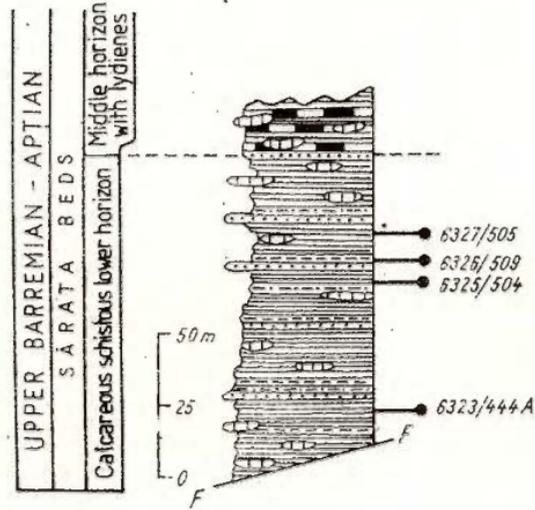


E. ANTONESCU, GR. ALEXANDRESCU, M. MICU

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF DINOFLAGELLATES IN THE LOWER HORIZON WITH SIDERITIC ROCKS (ÇORLĂTENI BROOK)

*cf. Admatosphaeridium* sp.*Baldisphaeridium* sp.*cf. Cleistosphaeridium**hugonoti hugonoti**Cribroperidinium orthoceras**Ctenidinium* sp.*Cyclonephellium distinctum**Cymatosphaera pachytheca**Dingodinium albertii**Dinoflagellate type C**Druggidium delandrei**Gonyaulacysta cf. cretacea**Gonyaulacysta* sp. B ex. Ant. & Av. 1980*Melouragonyaulax stoveri**cf. Milionidinium episomum**cf. Moderongia* sp.*Oligosphaeridium complex**Paracodium ceratophora**Pseudoceratium pelliferum**cf. Tanyosphaeridium* sp.*Tapinosphaeridium**cf. granulatum**Spiniferites* sp.*Subtilisphaera**cf. perlucida*

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF DINOFLAGELLATES IN THE
CALCAREOUS SCHISTOUS LOWER HORIZON (HORĂICIOARA VALLEY)



4. STRATIGRAFIE

PREZENȚA MICROFACIESULUI CU *PITHONELLA OVALIS* (KAUFMANN) ÎN CRETACICUL SUPERIOR DIN BAZINUL RUSCA MONTANĂ (CARPAȚII MERIDIONALI)¹

DE

IOAN I. BUCUR², CAROL STRUTINSKI²

Upper Cretaceous, Incertae Sedis, Microfacies, Biometry, Morphological characteristics, Pithonella ovalis, South Carpathians, Sedimentary Getic Domain, Rusca Montană Basin.

Abstract

The Presence of the *Pithonella ovalis* (Kaufmann) Microfacies in the Upper Cretaceous of the Rusca Montană Basin (South Carpathians). The microfacies with *Pithonella ovalis* is pointed out in the Upper Cretaceous marly-limestones in the Rusca Montană basin within a stratigraphic interval in which this planktonic microorganism has been identified in several zones on the Romanian territory: Middle-Upper Turonian-?Coniacian.

Introducere

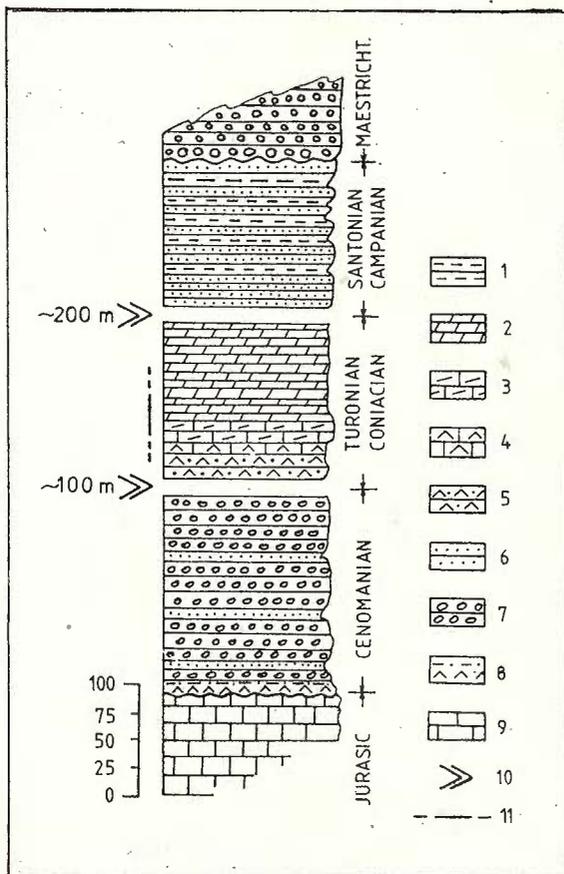
Cercetările întreprinse în cursul anului 1979 pentru efectuarea unor revizuri cartografice în bazinul Rusca Montană au avut ca rezultat, printre altele, identificarea în cadrul formațiunilor Cretacicului superior din acest bazin a microfaciesului cu *Pithonella ovalis* (K a u f m a n n). În figura de mai jos este redat un profil prin Cretacicul superior de pe valea Rusca (în zona localității Rusca Montană) unde stratele cu *Pithonella* sînt cel mai bine deschise și unde acest microorganism planctonic apare în „explozie”.

¹ Predată la 11 februarie 1980, acceptată pentru publicare la 3 martie 1980, comunicată în ședința din 7 martie 1980.

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



Poziția stratigrafică a straturilor cu *P. ovalis* de pe valea Rusca este destul de neclară din cauza celor două mari lacune de observație în cadrul cărora se situează, se pare, limita subunităților stratigrafice separate de Dinca et al. (1963). Microfaciesul cu *P. ovalis* apare în marnocalcarele fin grezoase, cenușii sau cenușiu-vioacee, în plăci, situate deasupra unui



Formațiunile Cretacicului superior de pe valea Rusca.

1, argile; 2, marnocalcare fin grezoase, în plăci; 3, marnocalcare cu bioclaste; 4, calcare grezoase cu material tufitic; 5, gresii tufitice; 6, gresii; 7, conglomerate polymictice; 8, conglomerate breicioase și gresii argiloase-noduloase; 9, calcare; 10, lacună de observație; 11, intervalul în care apare *Pithonella ovalis*.

Les formations du Crétacé supérieur de la vallée de Rusca. 1, argiles; 2, marno-calcaires finement gréseux, en plaques; 3, marno-calcaires à bioclastes; 4, calcaires gréseux à matériel tuffitique; 5, grès tuffitiques; 6, grès; 7, conglomérats polymictiques; 8, conglomérats brécheux et grès argilo-noduleux; 9, calcaires; 10, lacune d'observation; 11, intervalle à *Pithonella ovalis*.

nivel tufitic (gresii tufitice și calcare grezoase cu material tufitic) a cărei prezență în bazinul Rusca Montană a fost semnalată recent (Struținski, Bucur, 1982). Exemplare foarte rare de *Pithonella* apar deja în matricea gresurilor tufitice. Ele devin mai numeroase în marnocalcarele cu bioclaste de deasupra care conțin, pe lângă fragmente de briozoare și piese scheletice de echinoderme, forme de *Globotruncana* gr. *lapparenti* (Brotzen)-*linneiana* (d'Orb.) precum și numeroase fragmente de alge coralinacee [*Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz)]. În partea inferioară a marnocalcarelor fin grezoase în plăci, *P. ovalis* apare în „explozie”, având aici un adevărat rol litogenetic.



Microfaciesul cu *P. ovalis* a fost semnalat pe teritoriul țării noastre în numeroase puncte din Carpații Orientali, zona de vorland (podişul moldovenesc și platforma moesică) și în Dobrogea (M i c u, 1973; A l e x a n d r e s c u et al., 1978). Intervalul stratigrafic în care s-a considerat că apare *P. ovalis* în toate aceste zone corespunde Turonian superior-Coniacianului. Este de remarcant importanța pe care o dau A l e x a n d r e s c u și B r u s t u r (1975) apariției în „explozie” a acestui microorganism planctonic în cadrul intervalului amintit precum și rolului său litogenetic.

În bazinul Rusca Montană (zona Căvăran-Maciova) formațiunile situate sub nivelul tufitic din baza microfaciesului cu *Pithonella* conțin o microfaună de vîrstă turonian inferior-medie: ? *Rotalipora* gr. *turonica* B r o t z e n, ? *R.* gr. *cushmani* (M o r o w), *Praeglobotruncana* gr. *stephani* G a n d o l f i, *H. helvetica* (B o l l i), *Hedbergella* sp., *Anomalina* sp., *Pseudotextulariella* sp. În profilul de pe valea Rusca (fig.) microfaciesul cu *Pithonella* apare imediat deasupra nivelului tufitic și se situează geometric sub formațiunea de fliș santonian-campaniană (D i n c ă, 1977). Prin urmare putem considera intervalul de apariție al microfaciesului cu *Pithonella* de vîrstă turonian superior-? coniaciană, în concordanță cu datele de literatură referitoare la teritoriul țării noastre (A l e x a n d r e s c u et al., 1978).

Semnalăm de asemenea prezența microfaciesului cu *P. ovalis* într-o zonă limitrofă bazinului Rusca Montană, în apropiere de localitatea Ohaba Mitnic (dealul Măgura) în marnocalcare grezoase (pl. I, fig. 1—2). Menționăm că nu am întilnit date de literatură care să ateste prezența Cretacului superior în această zonă, iar pe harta la scara 1:200 000, foaia 25 (Deva), este indicat un Carbonifer superior (conglomerate și gresii) care corespunde probabil formațiunilor cretacic superioare întilnite de noi.

Cîteva considerații morfologice și biometrice

Majoritatea exemplarelor de *Pithonella ovalis* (K a u f m a n n) întilnite în marnocalcarele Cretacului superior din bazinul Rusca Montană se încadrează morfologic în tipul „normal” (B o n e t și T r e j o, 1958), prezentînd în secțiuni longitudinal-axiale o formă ovală (elipsoidală). În conformitate cu observațiile lui B o n e t (1956) se pot diferenția două subtipuri: unul elipsoidal propriu-zis (pl. II, fig. 3—5; pl. III, fig. 1, 2, 4 și 5) și unul elipsoidal alungit (pl. II, fig. 6; pl. III, fig. 3), în funcție de raportul lungime/diametru ecuatorial. Observarea atentă a formei la numeroase exemplare a dus la concluzia că unii indivizi nu se încadrează în forma elipsoidului de revoluție cu două sau trei axe (B o n e t, 1956; B o n e t și T r e j o, 1958), ci prezintă mai mult sau mai puțin o formă de „amforă”, cu diametrul maxim în treimea superioară (pl. III, fig. 1).

Structura peretelui este destul de greu de observat în secțiunile subțiri analizate. De regulă, structura fibroasă este estompată de fenomenele ulterioare de diageneză. Peretele este mai bine păstrat la exemplarele întil-



nite în eșantioanele din zona Ohaba Mîtnic (dealul Măgura) (pl. III, fig. 1—3). Exemplarele din zona Rusca sînt în cea mai mare parte umplute cu calcit sparitic. În secțiuni axiale, limita de demarcație a cristalelor sparitice dispuse dinspre pereți înspre zona centrală apare ca un „șliț” neregulat (pl. II, fig. 6).

În general peretele este mărginit la exterior de o pătură micritică subțire (pl. II, fig. 3—6; pl. III, fig. 2—4). Peste aceasta se observă frecvent un strat subțire și neregulat de ciment sparitic (pl. II, fig. 3—6). Limita internă a peretelui este mai greu de sesizat cu excepția exemplarelor la care umplutura este de natură micritică (pl. III, fig. 4) sau la care peretele este delimitat intern de o pătură micritică (pl. III, fig. 1—3).

Observațiile detaliate făcute de B a n n e r (1972) au dus la concluzia că peretele testului de *P. ovalis* este alcătuit din pături concentrice de calcit dispuse succesiv dinspre interior spre exterior. La unele dintre exemplarele din zona Rusca am putut observa în porțiunea externă a testului două-trei pături concentrice care au suferit însă un proces de micritizare diagenetică.

Grosimea maximă a peretelui se înregistrează în zona ecuatorială sau în treimea superioară. În porțiunea aborală peretele prezintă o subțiere evidentă.

Apertura dolioliformă (B i g n o t și L e z a u d, 1964) s-a păstrat ca atare la puține exemplare (pl. III, fig. 1—2). Adesea zona aperturală a fost erodată, fenomen care s-a manifestat uneori și la polul aboral (pl. III, fig. 4). Apertura poate fi observată doar în secțiuni longitudinal-axiale. La unele exemplare este mai net delimitată de perete (pl. III, fig. 2). La cele mai multe însă conturul aperturii este estompat prin depunerile ulterioare de calcit sparitic (pl. II, fig. 3—5). S-a constatat de regulă un raport de similitudine între grosimea maximă a peretelui și diametrul deschiderii orale.

Cu nicoli încrucișați toți indivizii de *P. ovalis* prezintă cele patru brațe caracteristice ale crucii de extincție cu poziție excentrică (pl. III, fig. 5).

Măsurătorile efectuate pe 20 indivizi astfel aleși încît să cuprindă variațiile maxime și minime de mărime au dat următoarele rezultate: lungimea testului = 0,047-0,091 mm; frecvent 0,060-0,070 mm; diametrul ecuatorial = 0,023-0,061 mm; frecvent 0,030-0,035 mm; grosimea peretelui = 0,0060-0,0080 mm; diametrul aperturii = 0,0064-0,0080 mm; lungime/diametru ecuatorial = 1,340-2,419.

Dimensiunile înregistrate la indivizii din bazinul Rusca Montană sînt apropiate de cele date de B i g n o t și L e z a u d (1964) și de dimensiunile medii date de B o n e t (1956) și B o n e t și T r e j o (1958), încadrîndu-se foarte bine în limitele de variație admise de B o n e t (1956).

Raportul lungime/diametru ecuatorial prezintă importanță din punct de vedere al separării celor două subtipuri morfologice amintite. Propunem valoarea 2,00 ca limită între subtipul „normal” (sub această valoare) și subtipul alungit (peste această valoare).



Cu *P. ovalis* sînt asociate numeroase microorganisme calcitice cu secțiune circulară. O parte dintre acestea, comparabile și ca dimensiuni, reprezintă probabil secțiuni ecuatoriale prin testuri de *Pithonella*. O altă parte poate fi atribuită la *Calcisphaerulla innominata* B o n e t (pl. II, fig. 2). În sfîrșit, unele dintre ele reprezintă specii ale genului *Stomiosphaera* (pl. III, fig. 6). În afară de calcisfere s-au putut observa foraminifere de tipul *Globotruncana* gr. *tricarinata* (Q u e r e a u), *G.* gr. *linneiana* (d' O r b.), *Hedbergella* sp. precum și *Heterohelix* sp. (pl. I, fig. 4).

Concluzii

Identificarea microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în Cretacicul superior din bazinul Rusca Montană prezintă importanță din două puncte de vedere :

1. Prin aceasta se extinde aria geografică (cunoscută) de răspîndire a acestui microfacies pe teritoriul țării noastre.

2. Intervalul stratigrafic în care apare acest microfacies (Turonian mediu-superior — ? Coniacian) corespunde cu intervalul în care a fost întilnită *P. ovalis* în alte zone din țara noastră. Astfel se aduce un nou argument în sprijinul ipotezei avansată de A l e x a n d r e s c u et al. (1978) că pe teritoriul țării noastre microfaciesul cu *Pithonella* reprezintă un reper stratigrafic pentru intervalul Turonian-Coniacian.

BIBLIOGRAFIE

- A l e x a n d r e s c u G r., M i c u M., S z a s z L. (1974) *Pithonella ovalis* microfacies from Eastern Carpathians. *Rev. roum. géol., géophys., géogr. (Géol.)*, 18, p. 95—104, 11 fig. 8 pl., București.
- B r u s t u r T. (1975) Prezența microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în depozitele de la Glodu (zona Transcarpatică). *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., Geol.*, 20, 2, p. 229—234, 1 fig., 2 pl., București.
- M i r ă u ță E l e n a, S z a s z L. (1978) Date noi asupra răspîndirii microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în Carpații Orientali și Dobrogea. *D. S. Inst. geol. geofiz., LXIV/4 (1976—1977)*, p. 27—41, 5 fig., 5 pl., București.
- B a n n e r F. T. (1972) *Pithonella ovalis* from the Early Cenomanian of England. *Micropaleontology*, 18/3, p. 278—284, 1 fig., 2 pl., New York.
- B i g n o t G., L e z a u d L. (1964) Contribution à l'étude des *Pithonella* de la craie parisienne. *Rev. Micropal.*, 7/2, p. 138—152, 5 fig., 3 tbl., 3 pl., Paris.
- B o n e t F. (1956) Zonification microfaunistica de las calizas Cretacicas del Este de Mexico. *Bol. Asoc. Mexicana. Geol. Petrol.*, VIII/7—8, p. 389—488, 4 fig., 3 tab., 31 pl., Mexico.
- T r e j o M. (1964) Nuevos datos sobre la Familia Calcisphaerulidae (Protozoa). *Anal. Esc. Nac. Cienc. Biol.*, IX (1—4), p. 43—48, 2 pl., Mexico.
- D i n c ă A. I. (1977) Geologia bazinului Rusca Montană. Partea de vest. *An. Inst. geol. geofiz.*, LII, p. 99—173, 7 fig., 15 pl., București.



- Georgescu D., Georgescu Lenuța (1963) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Micu M. (1973) Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann) în Cretacicul superior din semifereastra Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LIX/3 (1972), p. 99–104, 1 fig., 2 pl., București.
- Strutinski C., Bucur I. (1982) Prezența unui nivel de tufite bazine în Turonianul din bazinul Rusca Montană (Carpații Meridionali). *Anal. Univ. Buc.*, București.

ÎNTREBĂRI

D. Paraschiv: Din lucrarea prezentată se degajă ideea că între Turonian și Senonian există continuitate de sedimentare. Ținându-se seama de datele din literatura de specialitate (Alexandrescu, Ion, Szasz, Comșa, Costea), doresc unele precizări suplimentare în legătură cu această problemă.

Răspuns: Referitor la problema existenței sau nu a unei continuități de sedimentare între Turonian și Senonian am afirmat prezența într-un sector mai vestic (zona Căvăran-Maciova) a Turonianului inferior-mediu sub nivelul tufitic, deasupra căruia apare microfaciesul cu *Pithonella*, și situarea acestuia din urmă, geometric, sub formațiunea în facies de fliș de vîrstă santonian-campaniană (Dincă, 1977). Se subînțelege deci că microfaciesul cu *Pithonella* nu se poate înscrie decît în intervalul Turonian-Coniacian. Avînd însă în vedere lacunele de observație de care am amintit și în special aceea de deasupra stratelor cu *Pithonella*, putem afirma că acestea nu reprezintă decît o parte a acestui interval stratigrafic, fără să ne putem pronunța deocamdată care anume, și nici dacă succesiunea turonian-senoniană este completă sau nu. Dacă ținem cont și de faptul că în bazinul Hațeg au fost semnalate citeva intreruperi în sedimentare la nivelul Turonian-Coniacianului nu putem exclude posibilitatea ca și în bazinul Rusca Montană să existe discontinuitate la anumite nivele. Succesiunea de detaliu a formațiunilor cretacice-superioare din bazinul Rusca Montană este încă în studiu și sperăm că aceste probleme vor fi lămurite pe parcurs.

LA PRÉSENCE DU MICROFACIÈS À PITHONELLA OVALIS (KAUFMANN) DANS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE RUSCA MONTANĂ (CARPATHES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Le microfaciès-à *Pithonella ovalis* a été identifié dans les lames minces exécutées sur les marno-calcaires du Crétacé supérieur (Turonien moyen-supérieur — ? Coniacien) du bassin de Rusca Montană. Dans la figure est présentée une coupe à travers ces formations sur la vallée de Rusca, où les couches à *Pithonella* sont le mieux ouvertes et où ce microorganisme planctonique apparaît en „explosion”. Les marno-calcaires à *Pithonella ovalis* sont placés immédiatement au-dessus d'un niveau tuffitique, dont la présence dans le bassin a été récemment signalée. La microfaune des marno-calcaires situés sous ce niveau et le fait que les couches à *Pithonella* sont suivies d'une formation de flysch santono-campanienne indique pour l'intervalle d'apparition



du microfaciès à *Pithonella* un âge turonien supérieur-? coniacien, en concordance avec les données de la littérature concernant le territoire de notre pays (Alexandrescu et al., 1978).

Signalons aussi la présence du microfaciès à *Pithonella ovalis* dans une zone limitrophe au bassin de Rusca Montană, près de la localité Ohaba Mitnic (colline Măgura), dans des marnocalcaires gréseux (pl. I, fig. 1-2). Dans cette zone, on n'a pas signalé jusqu'à présent des formations du Crétacé supérieur.

La présence du microfaciès à *P. ovalis* dans le Crétacé supérieur du bassin de Rusca Montană est importante de deux points de vue :

1. De cette manière, s'élargit l'aire géographique (connue) de répartition de ce microfaciès sur le territoire de notre pays.

2. L'intervalle stratigraphique dans lequel apparait ce microfaciès (Turonien moyen-supérieur-? Coniacien) correspond à l'intervalle dans lequel on a rencontré *P. ovalis* dans d'autres zones de notre pays. Ainsi, on dispose d'un nouvel argument à étayer l'hypothèse que sur le territoire de notre pays le microfaciès à *Pithonella* représente un repère stratigraphique pour l'intervalle Turonien-Coniacien (Alexandrescu et al., 1978).

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Planșa I

Fig. 1-4. — Microfacièsul cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Fig. 1-2, Ohaba Mitnic (dealul Măgura), $\times 110$; fig. 3, valea Rusca, $\times 110$; fig. 4, valea Rusca; în asociație : *Calcisphaerulla innominata* Bonet și *Heterohelix* sp., $\times 290$.

Microfaciès à *Pithonella ovalis* (Kaufmann).

Fig. 1-2, Ohaba Mitnic (colline Măgura), $\times 110$; fig. 3, vallée de Rusca, $\times 110$; fig. 4, vallée de Rusca; en association : *Calcisphaerulla innominata* Bonet et *Heterohelix* sp., $\times 290$.

Planșa II

Fig. 1-6. — *Pithonella ovalis* (Kaufmann).

Fig. 1, valea Rusca, $\times 290$; fig. 2, valea Rusca; în asociație : *Calcisphaerulla innominata* Bonet, $\times 290$; fig. 3-6, valea Rusca, $\times 530$.

Pithonella ovalis (Kaufmann).

Fig. 1, vallée de Rusca, $\times 290$; fig. 2, vallée de Rusca; en association : *Calcisphaerulla innominata* Bonet, $\times 290$; fig. 3-6, vallée de Rusca, $\times 530$.

Planșa III

Fig. 1-5. — *Pithonella ovalis* (Kaufmann).

Fig. 1, Ohaba Mitnic (dealul Măgura), $\times 520$; fig. 2-3, Ohaba Mitnic (dealul Măgura), $\times 660$; fig. 4, valea Rusca, $\times 660$; fig. 5, valea Rusca, nicoli +, $\times 660$.

Pithonella ovalis (Kaufmann).

Fig. 1, Ohaba Mitnic (colline Măgura), $\times 520$; fig. 2-3, Ohaba Mitnic (colline Măgura), $\times 660$; fig. 4, vallé de Rusca, $\times 600$; fig. 5, vallée de Rusca, nicols +, $\times 660$.

Fig. 6. — *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann), valea Rusca, $\times 660$.

Stomiosphaera sphaerica (Kaufmann), vallée de Rusca, $\times 660$.





4. STRATIGRAFIE

BIOSTRATIGRAPHY OF THE TRIASSIC FORMATIONS IN THE EAST OF THE PĂDUREA CRAIULUI MOUNTAINS¹

BY

OVIDIU DRAGASTAN², MIRCEA DIACONU³, ELENA POPA⁴, RĂZVAN DAMIAN²

Triassic. Biostratigraphy. Calcareous algae. Dasycladaceae. Microfaunal assemblages. Zonal assemblages. Dolomites. Vermiculated limestones. Heterochronous formations. Apuseni Mountains. Bihor Unit. Pădurea Craiului Mountains.

Sommaire

La biostratigraphie des formations triasiques de l'est de Pădurea Craiului. Du point de vue biostratigraphique, la série des dépôts triasiques situés à l'est de Pădurea Craiului revient aux étages Scythien, Anisien, Ladinien et Carnien. Sur le cristallin de la série de Someș se disposent : la formation détritique constituée de trois termes, conglomérats, grès quartzitiques et roches argileuses schisteuses (Scythien) ; la formation des dolomies inférieures (Spathien) ; la formation des calcaires noirs vermiculés, dans lesquels on a séparé : la zone à *Meandrospira pusilla* et *Glomospira sinensis*, la zone à *Meandrospira dinarica* et la zone à *Glomospirella deformata*, au sein de laquelle apparaissent aussi des associations d'algues dasycladacées (*Physoporella-Oligoporella* ; *Macroporella alpina-Diplopora hexaster* ; *Teutloporella hirsuta*). L'âge des calcaires noirs vermiculés est Spathien terminal-Illyrien (éventuellement la zone à *Avisianus*) en vertu des zones mentionnées. Les dolomies supérieures représentent une formation hétérochrone d'âge anisien supérieur-ladinien et carnien. La présence des dasycladacées ladinienues dans les dolomies supérieures démontre qu'au moins une partie de cette formation est équivalente des calcaires de Wetterstein. Les calcaires de Wetterstein renferment les suivantes zones d'association : *Diplopora annulatissima-D. philosophi* ; *Diplopora annulata-D. nodosa* ; *T. herculea*, et à la partie terminale *Clypeina besici* et *Poikiloporella duplicata*. Ces zones d'association attestent pour les calcaires de Wetterstein l'âge anisien supérieur-carnien. Finalement, on essaie également la reconstitution des domaines de sédimentation au cours du Trias pour une partie de la plate-forme carbonatée de Bihor.

¹ Received April 26 1979, accepted for publication December 7 1979, presented at the Meeting of February 29 1980.

² Universitatea București. B-dul. N. Bălcescu nr. 1, 70111 București.

³ Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

⁴ Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



1. INTRODUCTION

This paper deals with the correlation of the Triassic formations in the eastern area of the Pădurea Craiului Mts.

Several sections in this region as well as the bore-holes in the Sterpinoasa Hill drilled in 1977 supplied new data on the Triassic biostratigraphy.

2. FORMER RESEARCHES

Data on the Triassic biostratigraphy in the Pădurea Craiului Mts are known before the year 1900.

As regards the age of the diverse terms of the Triassic covering the Bihor-Pădurea Craiului autochthon, established on the basis of the palaeontological and lithostratigraphical data, there are several opinions to which we shall refer further.

The detrital formation at the base of the Triassic succession was assigned to the Werrenian (Kräutner, 1939), Seisian (Patrulius, Bleahu, 1967), Seisian and Lower Campilian (Patrulius et al., 1971; Popa, Dragastan, 1973), terminal Spathian-Lower Anisian (Antonescu et al., 1976).

The lower dolomites, considered a member of the "Lower Triassic Series" (Hoffman in Szontagh, 1901) were assigned to the Anisian (Kräutner, 1939). Subsequently, they have been confined, together with the lower part of the Gutenstein limestones, to the Campilian (Patrulius, Bleahu, 1967) and later to the Upper Campilian (Patrulius et al., 1971; Patrulius, in Ianovici et al., 1976) or to the Lower Anisian (Patrulius, in Antonescu et al., 1976).

The Gutenstein-type vermiculated limestones, within which Hoffman pointed out (at Bucea) the species *Gervilleia modiolaeformis* Giebel and *Myophoria costata* Zenk. before 1900, were confined to the Ladinian by Kräutner (1939) and then, together with the lower dolomites, to the Upper Campilian-Anisian (Patrulius, Bleahu, 1967; Istocescu et al., 1968). Later, they have been assigned to the Upper Campilian-Lower Illyrian (Popa, Dragastan, 1973; Popa, 1981) on the basis of algal and foraminiferal assemblages.

In 1971, as a result of the study of a material recorded from the Lorău vermiculated limestones, appeared the first list drawn up by Patrulius and Popa containing the following assemblage: *Meandrospira dinarica*, *Glomospira* sp., *Physoporella* cf. *pauciforata*, *Physoporella dissita*, *Oligoporella* sp.

The upper dolomites, assigned to the Upper Triassic (Hoffman, in Szontagh, 1901) and then to the Carnian (Kräutner, 1939), were subsequently confined to the Ladinian (Patrulius, Bleahu, 1967) and then to the Upper Anisian (Diaconu, Dragastan, 1969; Patrulius et al., 1971; Popa, Dragastan, 1973; Ianovici et al., 1976; Popa, 1981).



In the report of Patrulius et al. (1978), in the chapter on „the chronostratigraphic correlation” (page 99), it is mentioned that the Spathian-Anisian boundary lies within the Werfen formation, not over it, within the Crișul Repede formation, with the specification that the gritty-conglomeratic member of the Werfen formation belongs to the Spathian, the rest of the sequence, the upper dolomites inclusively, belongs to the Upper Anisian (it is assumed that at least a part of the upper dolomites corresponds to the Binodosus Zone, *sensu stricto*, and to the Trinodosus Zone, eventually and to the upper part of the Balatonicus Zone, too).

The Wetterstein-type, reefal, massive limestones, within which Szontagh (1905) mentioned the presence of *Gyroporella*, were assigned to the Norian (Kräutner, 1939). Later, by correlation with similar limestones, developed in the Padiș-Scărișoara plateau, which include *Daonella tridentina* Kittl., *D. pichleri* Gumbel, *D. cf. tirolensis* Mojs. (Bleahu, Dimitrescu, 1957) — species typical of the Ladinian — the reefal limestones were assigned to the Ladinian, at the same time being considered the last term of the Triassic in the area of the Bihor autochthon (Patrulius, Bleahu, 1967).

The Ladinian age of the Wetterstein-type limestones was later confirmed by an algal assemblage (Patrulius, Bleahu, 1967; Istocescu et al., 1968; Diaconu, Dragastan, 1969, 1970; Popa, Dragastan, 1973) and by the species *Encrinurus cassianus* Laube (Diaconu, 1970). One should observe that both Diaconu & Dragastan (1969, 1970) and Popa & Dragastan (1973) confined the lower part of the Wetterstein-type limestones in the east of the Pădurea Craiului Mts to the terminal Anisian on the basis of an assemblage of dasycladacean algae (diplopores and physoporelles).

There are also references to the presence of the Carnian at the upper part of the Wetterstein-type limestones in the Bihor-Pădurea Craiului autochthon [specimens of *Gyroporella cf. ampleforata* (Gumbel) mentioned by Diaconu and Dragastan (1969) at the confluence of the Crișul Repede Valley with the Mirșidul Valley].

In the report Patrulius et al. (1978), the authors assume the existence of the Carnian at the terminal part of the Wetterstein-type limestones.

3. BIOSTRATIGRAPHY OF THE TRIASSIC DEPOSITS

The sequence of the Triassic deposits has been observed on the following sections: Șoimul Valley-Bucea (1), Iadul Valley, at Bulz (2), Iadul Valley at the confluence with the Crișul Repede Valley (3), the bore-holes in the Sterpinoasa Hill (4), Lorău area (5), Brățuța Valley (6), Rujet Hill (7) and Glimeia Hill (8).

The following stages have been distinguished: Scythian, Anisian, Ladinian and Carnian (Fig. 1).



Upper dolomites	WETTERSTEIN LIMESTONES	CARNIAN	Lower	Clypeina besici Poikiloporella duplicata	Involutina eomesozoica Trocholina biconvexa
		LADINIAN		Teutloporella herculea	Diploporella annulata
				Diploporella nodosa	
				Trochammina almtalensis / Diploporella annulata	
Upper (ILLYRIAN)			Diplostromina astrofimbriata / Diploporella annulatissima	?	
			Endothyranella wirzi		
Vermiculated black limestones	ANISIAN	Middle (PELSONIAN)	Glomospirella deformata	Meandrosipiranela samueli / Teutloporella hirsuta, tabulata	Glomospira densa
				Macroporella alpina and Diploporella hexaster Physoporella - Oligoporella	
		Lower		Meandrosipira dinarica	
	SCYTHIAN	Upper		Glomospira sinensis and Meandrosipira pusilla	

Fig. 1. — Biostratigraphic synthesis of the Triassic in the Pădurea Craiului Mountains (Bihor Autochthon).



Scythian

The Scythian stage consists of a sequence of detrital rocks, which may be distributed to four members: conglomerates, sandstones, argillaceous schists and carbonate deposits, represented by dolomites (lower dolomites) and vermiculated black limestones (*Meandrospira pusilla* and *Glomospira sinensis* Zone).

The first member overlies transgressively and unconformably the crystalline rocks (the Someş Series) and is represented by conglomeratic breccias (fanglomerates) and quartzitic conglomerates with sandstone intercalations. Developed on reduced thicknesses this member occurs on the Şoimul and Brăteuţa valleys.

The second member is constituted of grey-yellowish or violaceous, quartzitic sandstones. The thickness of this member reaches 80-100 m on the Şoimul Valley, 200 m on the Iadul Valley at Bulz, and almost 150 m in the Brăteuţa Valley.

The third member is represented by red, argillaceous schists with subordinated intercalations of micaceous argillaceous sandstones (60-100 m thick) (Şoimul Valley, Iadul Valley at Bulz, and Brăteuţa Valley).

Within the intercalations of grey, argillaceous schists of the third member, Antonescu (Antonescu et al., 1976) pointed out a spore-pollen assemblage characteristic of the *Triadispora crassa* Zone, confined by the authors of this paper to the Upper Spathian?-Lower Anisian age. Subsequently, Antonescu (1978) assigned the *Triadispora* Zone to the Lower Anisian. According to these authors the Lower Anisian includes the terminal part of the quartzitic sandstones, the last member (argillo-siltic) of the detrital formation, as well as the lower dolomites.

On the basis of the data presented further on we consider the first member (conglomeratic) of Lower Scythian age.

The lower dolomites are found on sections in the Şoimul Valley with a thickness of about 40 m. In the Iadul Valley, at Bulz, and in the Brăteuţa Valley, dolomites appear in alternation with vermiculated black limestones.

Dolomites, of a grey or pink colour, are bedded and in places are intercalated with black limestones with pseudomorphs after gypsum crystals or crystal clusters (Baltres, in Patrulius et al., 1978).

Quartzitic sandstones with intercalations of argillaceous schists and argillo-siltic schists at the upper part of the detrital formation, as well as the lower dolomites are assigned, in the present paper, to the Upper Scythian (Spathian).

The vermiculated black limestones, in Gutenstein facies, have thicknesses varying from 200 m (Şoimul and Iadul valleys, at the confluence with the Crişul Repede Valley) to 350-400 m (Iadul Valley at Bulz and



Brăteuța Valley). Within this calcareous member, the following assemblage zones have been distinguished on the basis of the microfacies :

- *Meandrospira pusilla* and *Glomospira sinensis* Zone;
- *Meandrospira dinarica* Zone;
- *Glomospirella deformata* Zone.

Meandrospira pusilla and *Glomospira sinensis* Zone was assigned to the Upper Scythian (terminal Spathian) and the other two to the Anisian (Aegean-Bithynian, Pelsonian and Illyrian) (including also the Balatonicus, Trinodosus and eventually Avisianus zones).

Meandrospira pusilla and *Glomospira sinensis* Zone

This zone has been identified in the Șoimul Valley at Bucea, and the Iadul Valley, at Bulz.

In this profile the microfacies sequence is, as follows: micrites, stromatolites, micrites with „*Gervilleia*” *modiolaeformis*, dolomicrites with birdseyes, graded bedded pseudolaminitic micrites with detrital supply, and dolomicrites.

The assemblage is constituted of *Aeolisaccus dunningtoni*, *A. tintinniformis*, *Dentalina* sp., *Glomospira sinensis*, *Frondicularia woodwardi*, *Tolypammia gregaria* and *Meandrospira pusilla*.

In the Iadul Valley, at the confluence with the Crișul Repede Valley, only *Glomospira sinensis* has been found.

The microfacial sequence in this profile is, as follows: dolomicrites, micrites with remains of lamellibranchs and micrites with convolute microstructures, micrites with globular gastropods, pelsparites, stromatolites, pelsparites, etc.

The assemblage is represented by *Glomospira sinensis*, *Tolypammia gregaria* and *Aeolisaccus tintinniformis*.

In the Iadul Valley, at Bulz, the microfacies are represented by intramicrites, micrites, stromatolites, micrites, micrites with birdseyes, micrites with detrital supply and dolomicrites. The assemblage, quite poor, consists of *Tolypammia gregaria*, *Aeolisaccus tintinniformis*, *Glomospira sinensis* and *Meandrospira pusilla*.

In the Brăteuța Valley one can observe two stromatolites levels. The assemblage is constituted of *Tolypammia gregaria*, *Aeolisaccus dunningtoni* and *Glomospira sinensis* (Fig. 1).

In the Glimeia Hill, the following microfacies are to be observed (in order of their succession): stromatolites, micrites, algal mats, micrites with detrital supply, micrites, pelsparites, stromatolites, dolomicrites, pelsparites, micrites with debris of pelecypods (lumachelle) and pelsparites.

The assemblage is represented by *Glomospira sinensis* and *Aeolisaccus dunningtoni*.

Although there are microfacial variations from one sector to another, one can observe, at the lower part of the vermiculated black limestones,



the constant presence of a stromatolitic level, followed by micrites with fragments of algal stromatolite. This level can be followed from the west, the Glimeia Hill, up to the east, the Șoimul Valley.

Another stromatolitic level appears only in the western part, in the Brățuța Valley and the Glimeia Hill.

Meandrospira pusilla and *Glomospira sinensis* Zone is of Upper Scythian (terminal Spathian) age.

Anisian

The Anisian stage is represented by the black vermiculated limestones which comprise the *Meandrospira dinarica* Zone and *Glomospirella deformata* Zone, as well as a part of the upper dolomites, overlying the limestones.

Meandrospira dinarica Zone

Meandrospira dinarica Zone appears in all the areas studied.

In the east, in the Șoimul Valley (at Bucea) the microfacial sequence is: pelsparites, micrites, dolomicrites, micrites with birdseyes, dolomicrites with convolute microstructures, micrites with detrital supply and *Costatoria costata*, pelsparites with columnals of crinoids, micrites, pelsparites, micrites and dolomites with birdseyes and convolute microstructures.

The assemblage is represented by *Meandrospira dinarica*, *Aeolisaccus tintinniformis*, *Glomospira sinensis* (very rarely), *Tolypammia gregaria* and *Glomospirella triphonensis*. *Glomospira densa* is found at the upper part of the zone, in the Șoimul Valley, at its middle part in the Brățuța Valley.

Within this zone, one can frequently observe *Tolypammia gregaria*, a foraminiferon with an extremely various morphology due to the settlement substratum, which gives rise to small "patch-reefs".

In the Iadul Valley, at the confluence with the Crișul Repede Valley, the microfacial sequence is similar, except the basal part which presents a micritic level with small, globular gastropods.

The assemblage is represented by *Aeolisaccus tintinniformis*, *Meandrospira dinarica* and *Tolypammia gregaria*, the last one occurring sporadically in this area.

A special development of the *Meandrospira dinarica* Zone is observed in the Iadul Valley, at Bulz. The microfacies developed on a wide lithostratigraphic interval; their succession is, as follows: pelsparites, micrites with detrital supply and lamellibranchs with a thin shell, pelsparites, dolomicrites, pelsparites with crinoids, binary sequences of pelsparites-micrites then dolomicrites with birdseyes, pelsparites, micrites and pelsparites in the upper part of the zone. Two levels of micrites with globular gastropods and convolute microstructures appear towards the upper part of the zone.



The assemblage is formed by *Aeolisaccus tintinniformis*, *Meandrospira dinarica*, *Glomospirella triphonensis*, *G. sp.*, *Tolypammmina gregaria*, which reaches the maximum frequency in this zone, and *Glomospira deformata* found very seldom at the terminal part of the zone.

From the Brăteuța Valley to the west a condensation of the microfacial terms is observed. Here there is a succession of binary sequences of pelsparite-micrites. It is to be mentioned the appearance of a level of pelecypods and of the third level with stromatolites, only in this area. Dolomicrites with birdseyes and pelsparites with crinoid columnals also occur towards the upper part of the zone.

The assemblage consists of *Meandrospira dinarica*, *Glomospira densa*, *Aeolisaccus tintinniformis* and *Tolypammmina gregaria*.

Similar characteristic features are observed in the Glêmeia Hill, as well.

Meandrospira dinarica Zone is of Lower Anisian (Aegean-Bithynian) age. This age corresponds to the one assigned by the foraminiferal assemblages found in the stratotype zone in the Chios Island and Bithynia region, correlated with the ammonoidea assemblages by Nicora & Premoli Silva (1976) and Zaninetti & Dager (1978).

We specify that *Costatoria costata* species, found in the Upper Scythian-Lower Anisian interval, occurs at the lower part of the zone.

Glomospirella deformata Zone

Glomospirella deformata Zone occurs at the upper part of the vermiculated black limestones. Although clear enough outlined by the foraminiferal assemblages, it is better determined, as regards its location and age, by the assemblages of dasycladacean algae occurring in this zone (Pl. I).

In the Șoimul Valley, the microfacies are represented by the following sequence: intramicrites, pelsparites, micrites with convolute microstructures, dolomicrites with birdseyes and micrites with columnals of *Dadocrinus*.

Glomospirella deformata Zone, the whole zone or only its upper part, has the facies with dasycladacean algae as an equivalent.

Thus, in the Iadul Valley, at the confluence with the Crișul Repede River, dasycladacean algae are found beside foraminifera (*Glomospirella deformata*, *Tolypammmina gregaria* and *Aeolisaccus tintinniformis*).

The succession of dasycladacean microflora allowed the separation of the assemblage zones: *Physoporella* (*P. pauciforata*, *P. varicans*); *Macroporella* (*M. alpina*) and *Teutloporella* (*T. hirsuta*).

In the Iadul Valley, at Bulz, the zone with *Glomospirella deformata* consists of binary sequences of pelsparite-micrite in alternation with dolomicrites. *Glomospirella deformata* occurred in the micritic and pelsparitic levels.

Within the upper member of the vermiculated black limestones, the Lorău Hill is an interesting sector. Here, the binary sequences of pels-



parite-micrite succeed almost uniformly. The zone with *Glomospirella deformata* consists of assemblages of dasycladacean algae: *Physoporella-Oligoporella* (*P. pauciforata*, *O. pilosa*, *O. prisca*); *Diplopora hexaster* and *Macroporella alpina* (also including the species *Physoporella minutula*, *P. sulcata*, *P. varicans*) and *Teutloporella* with species: *T. tabulata*, *T. hirsuta*, *Physoporella pauciforata*, *P. minutula* and *P. sulcata*.

In the Brăteuța Valley this interval is represented both by foraminifera and by dasycladacea.

The pelsparite-micrite binary sequences have a level of micrites and lamellibranchs in the base and dolomicrites with debris of lamellibranchs in the median part. The *Glomospirella deformata* Zone, at the upper part, also includes the assemblage with *Meandrospiranella samueli* and the facies with dasycladacean algae, represented by *Physoporella* (*P. pauciforata*, *P. minutula*, and rarely *Teutloporella tabulata*) and *Teutloporella* (*T. tabulata*, *T. hirsuta*, *Physoporella minutula*, *P. sulcata*).

As within the assemblage with *Teutloporella* one can also observe *Meandrospiranella samueli*, we consider that, in this area, the two assemblages (foraminifera-algae) are equivalents. In places *Endothyranella wirzi*, *Trochammina almtalensis* and *Meandrospiranella samueli* occur in association with *Glomospirella grandis*. Mention should be made of the fact that in this area the microfloristic succession with *Diplopora hexaster* and *Macroporella alpina* is lacking. It could be explained either by the morphology of the algal lagoon (which probably becomes very narrow in this area) or by the existence of an erosional phase.

Considering all the micropalaeontologic assemblages found at the upper part of the vermiculated black limestones, *Glomospirella deformata* Zone and the dasycladacean algae (Assemblage Zones) are of Pelsonian-Illyrian age (Balatonicus and Trinodosus zones and eventually Avisianus Zone, too; sensu Tozer, 1978).

The presence of *Dadocrinus gracilis* at the upper part of the interval of the *Glomospirella deformata* Zone, in a 2 m thick packet of clayey carbonate shales (in the right side of the Crișul Repede, downstream Bucea), is in favour of the above-mentioned age.

We specify that in the study area, the vermiculated black limestones include dolomite intercalations, their number varying from one sector to another. Thus, in the Șoimul Valley, at Bucea, there are 7 levels; at the confluence with the Crișul Repede, at Bulz and in the Brăteuța Valley — 3 levels, and in the Glimeja Hill — 2 levels. These levels are dolomitic and include foraminifera, remains of lamellibranchs and crinoids.

The presence of the dolomicritic levels indicate restrictive, episodic conditions occurring on the Anisian carbonatic platform at different time intervals [term used by Ianovici et al. (1976) in "Geology of the Apuseni Mountains"].

In conclusion, the vermiculated black limestones, in Gutenstein facies, may be assigned (on the basis of the mentioned associations) to the Upper Scythian (terminal Spathian)-Illyrian interval (eventually the Avisianus Zone, as well).



The upper dolomites represent grey-whittish or blackish, massive, in places bedded, deposits with a thickness ranging between 80-400 m. They are intensely fissured and in places karstic voids filled with residual red clay can be observed. Films of iron oxides occur on microfissures.

The petrographic characteristics of dolomites indicate a uniform mineralogical composition; dolomite predominates, followed subordinately by calcite. Insoluble, residual minerals, individualized as a result of the recrystallization process or accidentally, as inclusions, are also observed sporadically. The microcrystalline or mesocrystalline, mosaic structures predominate.

In dolomicrites (predominantly algae and foraminifera) organic remains can be frequently observed.

In the latest works (Diaconu, Dragastan, 1969; Patru-lius et al., 1971; Popa, Dragastan, 1973; Ianovici et al., 1976) the upper dolomites have been assigned to the Upper Anisian.

The bore-holes drilled by IGPSMS in the Sterpinoasa Hill (Diaconu, Damian, 1978) supplied new biostratigraphic data which indicate that, in this area, some of the upper dolomites belong to the Ladinian-Cordevolian interval (Pl. I).

The drillings reached 200 m in the upper dolomites without intercepting the limit with the subjacent vermiculated black limestones.

The interval passed by drillings would correspond to a real thickness of about 180 m and would represent the upper part of the dolomite pile.

The drilling data point out that the sequence is, as follows: between 1-19 m — dolomicrites with relics of intramicrites and shells of planktonic pelecypods (filaments), micrites with cone-shaped gastropods and dolosparites; between 20-39 m — dolosparites with algal laminites and *Tubiphytes obscurus*; between 40-59 m — dolosparites with relics of laminites, pelsparites with *Diplopora annulata* and *Aciculella bacillum*; between 60-79 m — dolomicrites with relict intercalations of micrites with birdseyes and relict pelsparites with *Diplopora annulata*, *Aciculella bacillum*, *Teutloporella herculea* and *Cayeuxia lemaitrae*; between 80-90 m — dolosparites followed by a level of algal laminites, pelsparites with *Teutloporella* and *Tubiphytes obscurus*, pelsparites with *Diplopora annulata* and *Trochammina* sp.; between 90-119 m — dolosparites; between 120-139 m — dolomicrites and pelsparites with *Diplopora annulata*, *Macroporella beneckeii* and *Physoporella minutula*; between 140-168 m — dolomicrites with intercalations of dolosparites and *Endothyranella wirzi*, *Aeolisaccus tintinniformis*; between 169 and 200 m — dolosparites with a level of algal laminites at 169 m deep.

From the above-mentioned succession of deposits passed by drillings, it is concluded that:

— The foraminiferal assemblage within the interval 140-160 m, constituted of *Endothyranella wirzi*, *Aeolisaccus tintinniformis*, points to the Upper Anisian age (probably the Reitzi Zone, sensu Tozer, 1978);



— The Anisian-Ladinian boundary is situated at about 140 m deep; the deposits occurring in the interval 1-139 m belong to the Ladinian. The Ladinian assemblage is represented by dasycladacean algae and foraminifera. Among the algae, *Diplopora annulata* is widespread at the lower part of the interval. Beside it one can also observe *Physoporella minutula*, *P. sulcata* and *Macroporella beneckeii*.

Diplopora nodosa occurs at the median part of the dolomitic pile and *Teutloporella herculea* and *Aciculella bacillum* at the upper part.

The assemblage with *Endothyranella wirzi* belongs to the Upper Anisian.

Analysing the data provided by the drillings in the Sterpinoasa Hill, which prove that a part of the dolomitic sequence belongs to the Ladinian, and considering the other sectors of the Pădurea Craiului Mts (Brătcuța Valley, Glimeia Hill), where the upper dolomites belong entirely to the Anisian (being overlain by Wetterstein-type limestones whose base, in these profiles, belongs to the Upper Anisian), it may be ascertained that the upper dolomites are heterochronous. More than that, the Ladinian associations found in dolomites in the Sterpinoasa Hill can be compared with those occurring in the Wetterstein-type limestones; therefore, at least a part of the dolomites represent an equivalent to the Wetterstein limestones.

In the eastern area (including the Remeți graben), it is also admitted the presence of the Ladinian at the upper part of the dolomites.

Ladinian

The Ladinian includes a part of the upper dolomites in the eastern part of the Pădurea Craiului Mts (Sterpinoasa Hill, Lorău-Ponoare and Remeți graben) and the Wetterstein-type limestones.

The new data mentioned above prove that a part of the upper dolomite sequence in the Sterpinoasa Hill belongs to the Ladinian on a thickness of about 140 m and might possibly reach the Lower Carnian, being comparable with the Wetterstein dolomites from the West Carpathians (M a h e l, 1979).

The Wetterstein-type limestones develop in the Pădurea Craiului Mts, west of the Lorău-Ponoare alignment. Their thickness is small enough (as compared with other Alpine-Carpathian regions where it reaches hundreds of metres) reaching 100 m in the Brătcuța Valley, 120 m in the Glimeia Hill and 50-60 m in the Rujet Hill.

In the Brătcuța Valley, the microfacies sequence consists of a binary sequence at the lower part, pelsparite-micrite and then pelsparites. The dasycladacean algae and the foraminifera recorded from the Wetterstein limestones allow the separation of several assemblage zones, as follows:

- *Diplopora annulatissima* and *Endothyranella wirzi*;
- *Diplopora nodosa* and *Diplopora annulata*;
- *Teutloporella herculea*.



Diplopora annulatissima and *Endothyranella wirzi* assemblage Zone

The assemblage with *Diplopora annulatissima* and *Endothyranella wirzi* also includes the species *Diplopora annulata*, *D. philosophi*, *Teutloporella triassina*, *Physoporella minutula*, *Cayeuxia mediteraneeae* and *Diplo-tremina astrofimbriata* of Upper Illyrian (terminal) age.

Diplopora nodosa and *D. annulata* assemblage Zone

The assemblage with *Diplopora nodosa* and *Diplopora annulata* consists of micrites, pelsparites, a level of stromatolites and then only pelsparites. This assemblage is represented by *Diplopora annulata* (maximum development), *Diplopora nodosa*, *T. ladinica*, *Physoporella minutula*, *Macroporella beneckeii*, *Duostomina alta*, *Diplo-tremina astrofimbriata* and *Endothyranella wirzi* (rarely). This assemblage characterizes the Lower Ladinian.

Teutloporella herculea assemblage Zone

The assemblage with *Teutloporella herculea* is represented by pelsparites and contains, beside *Teutloporella herculea*, *Diplopora annulata* (rarely), *Physoporella minutula*, *Oligoporella chia*, *Cayeuxia lemaitrae* and *Solenopora simionescui*. It indicates the Upper Ladinian.

In the Rujet Hill the microfacies are different and appear, as follows: micrites with birdseyes, pelsparites, intramicrites, pelsparites, micrites with birdseyes, pelsparites with small-sized, cone-shaped, rarely globular gastropods. In this area the assemblages are similar to those in the Brătuța Valley.

The assemblage with *Diplopora annulatissima* and *Endothyranella wirzi* also includes, besides the species *Diplopora annulata*, *Physoporella minutula*, *P. sulcata*, *P. undulata* and *Diplopora philosophi*, as well as the foraminifera *Diplo-tremina astrofimbriata*. This assemblage is of Upper Illyrian (terminal) age.

The assemblage with *Diplopora nodosa* and *Diplopora annulata* consists of *Griphoporella guembeli*, *Aciculella bacillum*, *Physoporella minutula*, *P. sulcata*, *Cayeuxia lemaitrae* and *C. mediterranea*.

The assemblage with *Teutloporella herculea* is individualized only on the basis of the „index” species.

The last two assemblages mentioned above are of Ladinian age.

In the Glimeia Hill the microfacies are represented by binary sequences of pelsparites and micrites. At the lower part of the limestones patch-reefs can be observed.

The succession of the assemblages is similar to those in the sectors already presented.

The assemblage with *Diplopora annulatissima* and *Endothyranella wirzi* is dominated by *Physoporella* (*P. minutula*, *P. undulata*), *Diplopora* (*D. philosophi*, *D. annulata*) and *Teutloporella triassina*. The foraminifera are represented by *Diplo-tremina astrofimbriata*.



The assemblage with *Diploporella nodosa* and *Diploporella annulata* is dominated by *Diploporella annulata* (maximum frequency), *D. nodosa*, *Teutloporella* (*T. ladinica*), *Aciculella bacillum*, *Macroporella beneckeii* (rarely) and *Cayeuxia mediterranea*. At the lower part of the assemblage there occur calcareous sponges and problematic organisms (*Dictyocoelia manon*, *Ladinella porata*, *Tubiphytes obscurus*).

The assemblage with *Teutloporella herculea* consists of *Macroporella beneckeii*, *Aciculella bacillum*, *Oligoporella chia*, *Cayeuxia mediterranea*, *C. lemaitrae* and *Solenopora simionescui*.

Carnian

At the terminal part of the Wetterstein limestones, in the Mirșid Valley, it was found the assemblage with *Poikiloporella duplicata*⁵; beside it *Macroporella beneckeii*, *Oligoporella chia* and the foraminifera *Trocholina biconvexa* and *Glomospirella friedli* also occur. The last two species appear in the Glimeia Hill, too.

The above-mentioned assemblage corresponds to the Lower Carnian (Cordevolian).

The same age is indicated by the assemblage consisting of *Clypeina besici*, fragments of *Gyroporella vesiculifera*, *Cayeuxia alpina*, *Involutina comesozoica*, *Involutina* cf. *gaschei praegaschei* as well as algal nodules of *Tubiphytes obscurus*. This assemblage has been identified at the upper part of the Wetterstein-type limestones in the Morilor Valley, nearby the locality of Peștiș.

The species *Clypeina besici* was described by Pantic (1965, 1972, 1973, 1974) from the Carnian of the Outer Dinarids, where it occurred in association with *Poikiloporella duplicata*, *Physoporella heraki*, *Trocholina multispira*, *T. biconvexa*, *Glomospirella* sp., *Involutina* sp.

The species *C. besici* was also found in the shallow calcareous-detrital Carnian, developed in the north and east of the Yugoslavian territory, in association with *Poikiloporella duplicata*, *Gyroporella vesiculifera*, Cyanophyceae, Solenoporaceae, benthonic foraminifera (*Trocholina multispira*, *Involutina comesozoica*, etc.).

Ott (1972 a, b) mentioned the presence of *Poikiloporella duplicata* and *Clypeina* cf. *besici* at the upper part of the Wetterstein limestones in the East Alps.

In the east of the Pădurea Craiului Mts, the Wetterstein limestones are overlain unconformably and transgressively by the EoJurassic gritty-quartzous series.

4. STRATIGRAPHIC INDEX-SPECIES AND THEIR SIGNIFICANCE

In the study area the lithological units are quite well characterized, both by isolated species and by microfossil assemblages.

Certain species of foraminifera and dasycladacean algae can be easily identified and have a limited vertical extension. The mentioned species can be used as stratigraphic index-species of correlation between different sectors.



Foraminifera — Index-species

Among the index-species of stratigraphic importance it is to be mentioned :

— *Meandrospira pusilla*, a good indicator for the Lower Triassic (Upper Scythian). Described by Ho in the Middle Triassic (?) in South China, this species was found again in very many localities in the Mesogean, European and Asian domains. In Europe, it was reported from the eastern part of the Alpine arc, of the Carpathians, the Dinarids, the Balkans, the Helenids, and in the Asian part in Taurus, Iran and North Pakistan.

The available data indicate that the stratigraphic interval of the named species is limited to the Upper Scythian (Spathian) — base of the Lower Anisian (Aegean) according to Zaninetti, Dager (1978). In the European areal, *Meandrospira pusilla* is associated with *Meandrospira dinarica* and develops in the above-mentioned interval.

In the Șoimul Valley, at Bucea, *Meandrospira pusilla* occurs in association with *Glomospira sinensis*, pointing to the Upper Scythian (Spathian).

— *Glomospira sinensis* is widely developed in the Mesogean, European and Asian domains (the Dinarids, the Carpathians, Silezia, Turkey, the Caucasus), occurring in the Upper Scythian-Lower Anisian.

Lately, this species has been reported by Michalik, Jendrejakova, Borza (1979) from the Upper Triassic of the Tatra formation; its sizes smaller than the normal one make us to doubt of this determination.

— The species *Meandrospira dinarica*, described in previous papers only in the Pelsonian-Illyrian in the Alps, the Dinarids, and the Carpathians, has recently been reported from the Aegean of the Kocaeli Peninsula (Turkey) and from the Aegean-Bithynian of the Chios Island (Zaninetti, Dager, 1978; Nicora, Premoli Silva, 1976).

It imposes the reconsideration of the stratigraphic interval as well as the possibility of the existence of a migration in time of the benthonic foraminifera in the Anisian platforms, from the eastern provinces of the Tethys, to the western regions or to the north (Zaninetti, Dager, 1978).

— *Glomospirella deformata* indicates the Anisian. It was described by Salaj from the West Carpathians; then it was reported from the Carpatho-Balkan area and the Median Prealps. The named species was also found in the Lower Muschelkalk (in Silezia), considered an equivalent to the Lower Anisian and the Pelsonian, as well as in the Steinalm limestones in the Alps (Zaninetti, 1969).

The constant appearance of *Glomospirella deformata* at the upper part of the vermiculated black limestones, in association with dasyclada-



cean algae (*Physoporella* sp., *Diplopora hexaster*, *Macroporella alpina*), make us to consider the Pelsonian-Illyrian the spreading interval of this species.

— *Endothyranella wirzi* occurs only in the Middle and Upper Anisian. It is specific to the Mesogean domain and is frequently reported from the Alps, the Dinarids, the Carpathians and the Balkans. It has also been reported from the Lower Anisian in Turkey, where it occurs in association with *Meandrospira dinarica*, *Trochammina almtalensis* and *Glomospira densa*, as well as from the Middle and Upper Anisian in the Median Prealps, in association with *Meandrospira dinarica*, *Glomospira deformata* and *Glomospirella triphonensis* (B a u d et al., 1971, 1974; Z a n i n e t t i, 1977).

The stratigraphic interval of this species is not well established as, according to some researchers, it is also found in the Ladinian.

In the Brăteuța Valley, *Endothyranella wirzi* appears in association with *Diplopora annulatissima* and *Diplopora annulata*, being situated in the base of the Wetterstein limestones, at the terminal part of the Anisian, and in the Ladinian, in association with *Diplopora annulata*.

Endothyranella wirzi is also found in the bore-holes in the Sterpinoasa Hill, in the upper dolomites in association with *Aeolisaccus tinniformis*.

— *Glomospirella friedli* occurs in the Anisian-Carnian-Norian interval. It has been reported from the Anisian of the West Carpathians, the Balkans, the Upper Ladinian of Turkey, from the Carnian of the Carpathians and the Dinarids, as well as from the Norian of the Alps (the Dolin massif).

In the Glimeia Hill, *Glomospirella friedli* occurs in association with *Trocholina biconvexa*, indicating the Carnian.

Foraminifera — Assemblage Species

The assemblage species are quite few. The characteristic feature of this species is given by the distribution intervals larger than those of the index-species.

— *Glomospira densa*, frequently reported from the Middle and Upper Anisian, covers the whole Anisian interval. It is sporadically mentioned in the Carnian and the Norian. Its spreading area is Mesogean, predominantly European and less Asian.

— *Frondicularia woodwardi* is a problematic enough species, both from the systematic and stratigraphic point of view. It was described by H o w c h i n in the Lower Carboniferous and later mentioned in the whole Triassic.



In the Şoimul Valley, at Bucea, *Frondicularia woodwardi* occurs in association with *Meandrospira pusilla* and *M. dinarica* in the Upper Scythian-Lower Anisian.

— *Glomospirella triphonensis* is found in the Upper Scythian-Anisian interval and has a Mesogean distribution area. It has been reported from the Şoimul Valley (at Bucea) and the Iadul Valley (at Bulz) only within the *Meandrospira dinarica* Zone.

— *Aeolisaccus tintinniformis* or *Earlandia* (Borza 1975; Zaninetti, Dager, 1976) has a very wide spreading interval, from the Scythian to the Norian, inclusively. Its areal is both Mesogean European (France, Silezia, the Rigid Median Prealps, the Dolomitic Alps, the Dinarids, the Carpathians, the Balkans) and Asian (Turkey, Iran, Central Burma).

This species occurs frequently in the vermiculated black limestones, in the Spathian-Anisian.

— *Tolypammmina gregaria* has been described by Wendt from the Halstatt limestones of the Austrian Carnian as an attached foraminifera with an agglutinated test and microgranular, recrystallized walls. This species has also been reported from Muschelkalk of Basse Provence (France) and the Judicarian Alps (Italy) which, on the basis of the foraminiferal assemblage, is the equivalent of the Anisian (Brönnimann, Zaninetti, 1972). *Tolypammmina gregaria* also appears in the Campilian-Anisian in the Carpatho-Balkan region (Pantic, 1974). Its spreading area is mostly European, with a small penetration in the Asian zone (Taurus, Turkey).

In the Pădurea Craiului Mts *Tolypammmina gregaria* is frequently found in the terminal Scythian (Spathian) and the Anisian. It occurs more frequently in the Lower Anisian (*Meandrospira dinarica* Zone), in the Şoimul Valley (Bucea), the Iadul Valley (Bulz), in the Upper Scythian-Lower Anisian (the Brăteuța Valley), as well as in the Pelsonian-Lower Illyrian (the Iadul Valley, at the confluence with the Crişul Repede).

— *Diploremmina astrofimbriata* occurs in the Anisian-Carnian. It is known only from the European areal, in the Middle and Upper Anisian (the Median Prealps, the Dinarids), as well as in the Upper Ladinian-Lower Carnian (St. Cassian Beds, the Dolomitic Alps).

In the Brăteuța Valley, the named species appears in association with *Diplopora annulata* in the Wetterstein limestones and in association with *Diplopora annulatissima* in the Rujet and Glimeia Hills. In the Pădurea Craiului Mts the interval of this species is Upper Anisian-Ladinian.

— *Trocholina biconvexa* is to be found in the Upper Ladinian-Carnian, only in the Mesogean areal. In the Pădurea Craiului Mts, at the upper part of the Wetterstein limestones, in association with *Poikiloporella duplicata*, this species is of Carnian age.



Dasycladaceae

The dasycladacean algae may be considered as stratigraphic indicators for certain intervals of the Middle and Upper Triassic their distribution being determined to a great extent by facies.

One can distinguish assemblage zones constituted of genera including characteristic species.

In the Pădurea Craiului Mts there are two sectors in which stratigraphic considerations may be made on the succession of the dasycladacean assemblage zones:

— the Iadul Valley sector, at the confluence with the Crișul Repede, Lorău and Brăteuța Valley for the Anisian;

— the Brăteuța Valley — the Rujet Hill — the Glimeia Hill and the Sterpinoasa Hill bore-holes sector, for the upper dolomite succession and the Wetterstein limestones.

The succession of the dasycladacean algae can be followed at the upper part of the vermiculated black limestones. Considering the bio-chronological scale carried out by Ott (1972 a, b) for the Middle and Upper Triassic in the Alps area one can observe a correspondence between the scale established by the mentioned author and the microfloral succession in the Pădurea Craiului Mts.

The dasycladacean algae are spread in the Pelsonian-Illyrian interval (Balatonicus-Trinodosus zones and eventually Avisianus Zone).

Within the above-mentioned interval the dasycladacean assemblage zone succession is, as follows:

— In the base, the assemblage with *Physoporella* (Iadul Valley, at the confluence with the Crișul Repede, the Brăteuța Valley), or in association with *Physoporella-Oligoporella* (Lorău).

The assemblage with *Physoporella* consists of *Physoporella pauciforata* (predominantly), *P. varicans* and *P. minutula* and only sporadically *Teutloporella tabulata*. Physoporellas have two-branched (*Physoporella varicans*, *P. minutula*) and one-branched verticils (*Physoporella pauciforata*), the latter frequently found.

— The assemblage with *Physoporella-Oligoporella* is represented by one-branched (*Physoporella pauciforata*) and two-branched (*Physoporella minutula*) verticil species as well as the Oligoporellas of the two-branched „pilosa”-type and of the one-branched „prisca”-type. Within the named assemblage *Physoporella pauciforata* and *Oligoporella pilosa* predominate.

— The assemblage with *Diplopora hexaster* and *Macroporella alpina* (Iadul Valley, at the confluence with the Crișul Repede; Lorău). In the Brăteuța Valley this assemblage is lacking. Mention should be made of the fact that the two above-mentioned species do not co-exist in all sectors.



— *Macroporella alpina* only, is found in the Iadul Valley, at the confluence with the Crișul Repede. In the Lorău Hill it occurs beside *Diplopora hexaster* and *Physoporella* (*Physoporella minutula*, *P. varicans*, *P. sulcata*). Oligoporellas and *Physoporella pauciforata* are lacking.

— At the upper part one can observe the assemblage with *Teutloporella* an assemblage with stratigraphic interference with the assemblage already mentioned. This fact is rendered evident by the association of the species *Teutloporella hirsuta* with *Macroporella alpina* (Iadul Valley, confluence with the Crișul Repede), and of the species *Teutloporella hirsuta*, *T. tabulata* with *Diplopora hexaster* and *Macroporella alpina* (Lorău). *Teutloporella tabulata* occurs only in the Brăteuța Valley.

The position of the dasycladacean facies at the terminal part of the vermiculated black limestones makes it difficult to determine the stratigraphic intervals of the mentioned species as this evolution is interrupted by the upper dolomites. In this case the succession of the dasycladacean algae cannot be followed entirely due to the upper dolomitic member.

According to Ott's scheme, the succession of the dasycladacean assemblages belongs to the Pelsonian-Illyrian. The mentioned assemblages can be correlated totally or partly with the interval of the *Glomospirella deformata* Zone.

The Wetterstein limestones have the following succession of the assemblage zones :

— The assemblage with *Diplopora annulatissima*, occurring in the Brăteuța Valley, Rujet Hill, Glimeia Hill. *D. annulatissima* is found in association with *D. philosophi* and *D. annulata* (Glimeia and Rujet hills) or only with *D. annulata* (Brăteuța Valley). Besides Diploporas, in the Rujet Hill there also occur *Physoporella sulcata*, *P. undulata* (one-branched verticil species) and *P. minutula* (two-branched verticil). In the Glimeia Hill the assemblage is similar, except *P. sulcata* which is lacking.

The age of the above-mentioned assemblage, which besides *Diplopora annulatissima* and *D. philosophi* also includes one- and two-branched verticil Physoporellas, is Upper Anisian (terminal).

Diaconu and Dragastan (1969, 1970) assigned this age for the Wetterstein limestones on the basis of a dasycladacean assemblage in which the species has not the stratigraphic interval clearly defined. The ideas mentioned in 1969 correspond to the more recent data (Ott, 1972 b; Zankl, 1969) according to which in the type region the Wetterstein limestones are to be found up to the Avisianus Zone at the lower part and the Lower Carnian (Cordevolian) at the upper part.

The presence of the small-sized, one- and two-branched per verticil Physoporellas associated with *Diplopora annulatissima* and *D. annulata* was pointed out for the first time by Diaconu and Dragastan (1969) in the Glimeia area. Later, Zorn (1971) showed that *Diplopora annulata* occurs in association with *Physoporella minutula* even under the Avisianus Zone. *Diplopora annulata* was found in association with *Physo-*



porrella pauciforata, *P. prealpina*, *Teutloporella triassina* in the Upper Anisian-Lower Ladinian. In the bore-holes in the Sterpinoasa Hill, *D. annulata* appears beside *Macroporella beneckeii* and *Physoporella minutula*, the assemblage being confined to the Ladinian.

The Ladinian-Lower Carnian interval includes :

— The assemblage with *Diploporella annulata* and *D. nodosa*, which occurs in all the sectors studied. Within this assemblage *Diploporella annulata* reaches the maximum frequency ; it is found in association with *D. nodosa*, *Physoporella minutula* and *Macroporella beneckeii* (Brăteuța Valley). In the Rujet Hill, *D. annulata* and *D. nodosa* predominate ; they are found in association with *Griphoporella guembeli* and *Aciculella bacillum*. *Physoporella minutula* is lacking. A similar assemblage is found in the Glimeia Hill ; it also includes *Teutloporella ladinica*, *Aciculella bacillum* and *Macroporella beneckeii*.

— The assemblage with *Teutloporella herculea* occupies an upper segment in the Wetterstein limestones. In the Rujet Hill it occurs solitarily. In the Brăteuța Valley the named species is found in association with *Diploporella annulata*, *Physoporella minutula* and *Oligoporella chia*, and in the Glimeia Hill only with *Aciculella bacillum* and *Macroporella beneckeii*.

— The assemblage with *Poikiloporella duplicata* is to be found at the terminal part of the Wetterstein limestones, at the confluence of the Crișul Repede Valley with the Mirșidul Valley. Beside the above-mentioned species one can also observe *Oligoporella chia*, cyanophyceae and foraminifera (*Glomospirella friedli* and *Trocholina biconvexa*).

— The assemblage with *Clypeina besici* was identified in the Morilor Valley (Peștiș).

From the presentation of the dasycladacean assemblages several conclusions may be drawn :

a) The *Physoporellas* occur first in this succession, alone or in association with *Oligoporella*. When alone, they are represented by types with one-and two-branched verticils. *Physoporella pauciforata* is one of the prevailing species. When together with *Oligoporellas*, the *Physoporellas* are one-branched (*Physoporella pauciforata*) and the *Oligoporellas* are one-and two-branched verticils (*Oligoporella pilosa* and *O. prisca*).

In the Pădurea Craiului, the assemblage with *Physoporella* or *Physoporella-Oligoporella* is of Pelsonian age. The species *Physoporella minutula* has a wide stratigraphic interval (Pelsonian-Illyrian and Ladinian).

Species *Physoporella minutula* (two-branched), *P. sulcata* and *P. undulata* (one-branched) occur beside *Diploporella annulatissima* and *D. philosophi* in the Upper Illyrian.

As compared to Ott's scheme, the *Physoporellas* with one- and two-branched verticils have a wide stratigraphic interval, reaching the Ladinian.

b) *Macroporella alpina* can be associated with *Diploporella hexaster* and *Physoporella minutula*, *P. sulcata* and *P. varicans*, but it does not exceed the Lower Illyrian.



c) The Teutloporelas (*Teutloporella hirsuta* and *T. tabulata*) are large-sized species, in places associated with *Macroporella alpina*, which does not exceed, at least in the Pădurea Craiului Mts, the Lower Illyrian.

d) *Diplopora annulatissima* can be associated only with *D. philosophi* or *D. annulata*, in the base of the Wetterstein limestones, indicating the Upper Illyrian. In places it is found in association with the one-branched and two-branched Physoporelas.

e) *Diplopora annulata* is frequently found in the Ladinian; it does not exceed this stage. In the Ladinian one can observe two maximums of frequency of this species. *Diplopora annulata* occurs quite frequently in association with *Diplopora nodosa*, *T. ladinica*, *Macroporella beneckeii*, *Aciculella bacillum* and the group *Physoporella sulcata-minutula*.

f) *Diplopora nodosa* is a typical Ladinian species located at the median part of the Wetterstein limestones.

g) *Teutloporella herculea* is associated with *Diplopora annulata*. In the Pădurea Craiului Mts its evolution interval is situated in the middle and upper part of the Wetterstein limestones, in places reaching the Lower Carnian. *T. herculea* also occurs in association with *Physoporella minutula* and *Oligoporella chia*, which seems to belong to the genus *Physoporella*, being very close to the species *P. sulcata* found in the Ladinian.

h) *Poikiloporella duplicata*, a species very rarely found in the Pădurea Craiului area, occurs in the Lower Carnian.

i) *Clypeina besici*, occurring in association with *Gyroporella vesiculifera* and *Involutinas* at the upper part of the Wetterstein limestones, points to the Lower Carnian, too.

The data presented here indicate that the Wetterstein limestones are of Upper Illyrian-Lower Carnian age.

It is worth mentioning the presence, within the Wetterstein limestones, of the species *Diplopora tubispora*, associated with *Diplopora nodosa* and *Tubiphytes obscurus* in the Glimeia Hill. The species considered by Diaconu and Dragastan (1969) as *Diplopora* cf. *phanerospora* is in fact *Heteroporella zankli* occurring in association with *Cayeuria mediterranea*. These two species had been first described by Ott (1967) from the Dachstein limestones of Norian-Rhaetian age, as well as from the Norian of the West Carpathians (Bystričky, 1968).

Macrofauna

The macrofauna, poorly represented in the Pădurea Craiului area, comes from the vermiculated black limestones and the Wetterstein limestones.

In the vermiculated black limestones one can observe *Gervileia modioliaeformis*, a species known from the Upper Scythian (the Dinarids, the West Carpathians) as well as from the Campil schists.

— *Costatoria costata* is reported from the Campil schists (the Alps, the Dinarids, the West Carpathians); it is also found in the Lower Anisian



of the Austrian Alps and in Perșani, in association with *Beneckeia tenuis* (Grădinaru, in Dragastan, Grădinaru, 1977).

— *Dadocrinus gracilis* is found mostly in the Anisian. The species reported from the Lower Anisian of the Median and East Alps has been subsequently found at different intervals in the Anisian (Tollmann, Tollmann, 1967).

The reefal fauna of the Wetterstein limestones also includes the calcareous sponge *Dictyocoelia manon* occurring in the Wetterstein limestones in the Alps and the St. Cassian Beds in the South Alps, in the Ladinian-Carnian.

Incertae Sedis

Ladinella porata, occurring in association with *Diplostromina astrofimbriata* in the Wetterstein limestones, belongs to the Lower Ladinian. First reported from Dobratsch limestones (Ladinian), the Dachstein Nappe, it was later found in the Carnian, too.

5. CONSIDERATIONS ON THE SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

The configuration of the sedimentary basin as well as the position of the deposits, mostly carbonate, within the palaeogeographic background of the Triassic sea, point out several elements characteristic of the Bihor carbonate platform facies (Patrulius, in Ianovici et al., 1976).

The sedimentation of the Triassic deposits took place on a tidal-flat platform, extended on tens of kilometers, with thicknesses up to 1000 m. Mention should be made of the fact that the detrital formation was formed in a wide area in the Pădurea Craiului Mts, from Bucea up to Oradea, during the Scythian. The marine transgression started in the Upper Scythian (terminal Spathian) and continued in the Anisian-Ladinian-Carnian with a carbonated sedimentation, in a subsident basin with a various morphology. The supra- and intertidal-subtidal domains of the basin were outlined, the latter widely developed as areal. The intertidal domain had lagoons and patch-reefs. Calcareous sponge reefs were formed in the subtidal (basinal) domain.

The areal spreading of the sedimentary facies led to the recognition of the following domains: continental, supratidal, intertidal and subtidal (inner basinal) (Pl. II).

— *The continental domain* was widely developed and corresponded to the Proterozoic crystalline schists of the Someș Series and to the detrital formation belonging to the Lower Scythian.

The morphology of the continental domain occurred as a flat plain, with unevenness weak depression to which, besides the fluvial sedimentation (Baltres, in Patrulius et al., 1978) typical of the named domain, the eolian sedimentation probably contributed, as well.



The coarse-grained detrital sediments, poorly graded pebbles and detritus, occurring in the base of the series, indicate a fluviatile origin. Such accumulations, with reduced thicknesses, are to be found in the Șoimul and Brățeuța valleys. The quartzitic sandstones, in alternation with clayey siltites, point to a mixed material, with wide granulometric variations, of the fluviatile sands and sandy mud type. Sandstones have crossed structures as a result of the fluviatile transport action (Șoimul and Brățeuța valleys). As it is a region with a warm climate, therefore with an intense evaporation and active atmospheric circulation, it is possible that eolian sediments might have been formed on the basis of the sandy and clayey particles carried by fluviatile currents. However, the eolian sedimentation was recognized in the Lower Triassic series in the Alps as well as in the Buntsandstein facies.

The muddy-sandy material, carried by water courses had been quickly deposited, forming the clayey siltites of a red and grey-greenish colour, the latter rich in spore-pollen (Antonescu, in Antonescu et al., 1976).

The detrital formation deposited in the Scythian points to semi-arid, continental warm climate conditions.

— The supratidal domain corresponds to the deposition of the lower dolomites and of the lower part of the vermiculated black limestones. A mostly emerged domain, it was intermittently flooded by water as waves or storms near the coast.

The deposition of the lower dolomites on the tidal platform, with an almost flat bottom spread with small depressions, was due to the water flows on the "coastal plain", by the filling of the depression with brackish water. The stagnation of water in such depression favoured the salt concentration due to the intense evaporation process determining the subsequent formation of the dolomite. The presence of the birdseyes structures in dolomites is a further argument of their deposition in the supratidal domain of the platform, therefore being intermittently subjected to the subaerial exposure.

In the depression areas nearby the shore line including Mg salts due to the capilar concentrations, these salts were deposited at surface as dolomitic crusts.

The lower dolomites have not bioturbation structures; the salt concentration prevents the development of the organisms.

The lower dolomites acting as "ridge" within the platform were moulded, at the exterior, by a stromatolite level. These stromatolites are formed of slightly waved, flat laminas.

The sea influence is already felt in the whole supratidal platform areal, where to the west the "course" of certain channels was outlined, along which the erosion of the poorly consolidated sediments, deposited as dolomitic and oosparitic intraclasts took place.

The birdseyes structures in the lower dolomites as well as those found at the lower part of the vermiculated black limestones point to su-



pratilid conditions for the mentioned formations (Shinn et al., 1965). On the other hand, the deposition of the pelecypods-bearing micrites, the foraminifera-bearing micrites and pelsparites (*Glomospira sinensis*, *Meandrospira pusilla*) indicate quiet environments in certain shallow areas nearby the shoreline.

Unlike it, in the western part of the platform there were possibilities to keep water a long time. Here, besides foraminifera and pelecypods-bearing micrites, pelsparites with *Tolypammia* are also found, indicating agitated episodic periods. *Tolypammia* occurs under various morphology due to the life attached to the substratum and the association with blue-green algae. The assemblage of foraminifera-blue-green algae gave rise, by vertical growth, to reef-like miniatural structures. The substratum is represented, in this case, either by a hardened bottom or a small erosional surface where the foraminifera form layer-crusts. These miniatural „reefs” have, at irregular intervals, fine-limonitic crusts. The presence of these reefs in dolomites and in pelsparites (only in the western part of the area — Brăteuța Valley, Glimeia Hill) is connected with the morphology of the platform bottom, which has slight unevenness, with enough areas (ridges, small isles) temporarily exposed subaerially and depression areas invaded by water as waves or storms.

The settlement and growing of the stromatolites with flat morphology indicate the existence of ridges raised on the bottom of the basin. The stromatolitic structures occur in association with *Aeolisaccus*, a genus with wide possibilities of adaptation to different salinity.

— The black vermiculated limestones and a part of the upper dolomites correspond to the intertidal domain. The uplift shelf which constituted the margin of the supratidal domain was moulded by oolitic, sandy deposits with crinoidal detritus.

In the eastern part, a more obvious tidal channel functioned. Erosional channels have been pointed out by Baltres (in Patrulius et al., 1978). The tidal currents frequently transported to the interior intraclasts with a diameter of 5 mm to 1 cm (pelloids, dolomicrites, pelsparites with fragments of pelecypods, crinoids).

The presence of the convolute microstructures on the traject of the channels indicates the erosional action. The sediments, usually muddy and muddy-sandy, occupy different areas within the mentioned domain; micrites and pelsparites occupy areas almost equal.

In the above-mentioned areas there were conditions favourable for the development of the foraminifera (*Meandrospira dinarica*, *Glomospira densa*, *Glomospirella triphonensis*), the globular, small gastropods and the thin-shelled pelecypods. The tidal channel in the Brăteuța Valley transported intraclasts, micrites, fragments of crinoids and oncoides from the external part of the platform. Mention should be made of the presence of *Tolypammia* in pelsparites and dolomicrites, which formed structures similar to the reefs in the eastern part, settled on raised and flat bottoms. The marine influences become more and more stressed. The bottom of the



platform sank gradually and the sediments of the vermiculated black limestones were deposited and several shallow lagoons with different positions in the platform area were functionally.

In this area, in pelsparites one can frequently observe foraminifera (*Glomospirella deformata*) and in micrites cone-shaped or globular small gastropods.

Pelsparites with columnals of *Dadoocrinus* are also quite frequently found and represented sediments formed in the transitional zone between intertidal and subtidal domains.

The lagoons were located on the present alignment, among the Iadul Valley, Lorău, Brăteuța Valley and Glimeia Hill. The wide development of these lagoons corresponds to the Lorău-Brăteuța areal. In the mentioned lagoons, shallow and still waters there occurs a microflora consisting of dasycladacean and blue-green algae (*Tubiphytes* and *Cayeuxia*).

The distribution of the dasycladaceae in these lagoons allowed the separation of zonate successions occupied by certain generic assemblages. The named zonate succession of dasycladaceae can be followed both from N to S and from W to E.

Thus, from N to S the dasycladacean assemblages have a little asymmetrical zonate disposition. On the southern slope and in the central zone of the lagoon, without reaching the northern slope of the lagoon, one can observe algal assemblages with *Physoporella-Oligoporella* corresponding to its early phase of development in lagoon. *Diploporella hexaster* and *Macroporella alpina*, as well as nodules of *Tubiphytes* and *Cayeuxia*

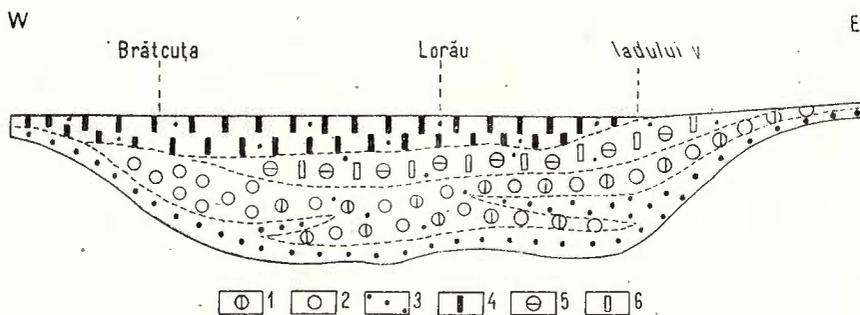


Fig. 2. — Distribution of Dasycladacean assemblages in the Anisian lagoon. 1, *Oligoporella*; 2, *Physoporella*; 3, *Tubiphytes*; 4, *Teutloporella* (*tabulata*, *hirsuta*); 5, *Diploporella hexaster*; 6, *Macroporella alpina*.

developed in the intermediary phase of the lagoon. In the central part and on the northern slope of the lagoon there occur assemblages of *Teutloporella*, *Tubiphytes* and *Cayeuxia*, corresponding to the final phase.

From W to E, it is observed an ununiform development of the lagoons as concerns the size and the spreading of the dasycladacean algae corresponding to the three evolution phases of the lagoon (Fig. 2).



Mention should be made of the fact that these lagoons with clear waters and slowly sedimentation are shallow and this characteristic allowed the development of the dasycladacean algae.

The upper dolomites were formed in intertidal to subtidal conditions.

Initially, dolomites were formed on the basis of the organogenous calcareous muds with dasycladacean algae, foraminifera, pelecypods, and gastropods. The presence of *Endothyranella wirzi*, *Aeolisaccus tintiniformis* in these dolomites indicates, for the dolomitic facies, initially aerated conditions with normal salinity water. The species *Endothyranella wirzi* is specific to the outer intertidal domain of the platform nearby the reefs.

The upper dolomites also included subtidal stromatolitic levels with flat laminas.

The presence of crinoids in dolomites, sometimes well-preserved, other times as relics, indicates a subsequent dolomitisation process of the organogenous calcareous muds or muddy sands in the subtidal conditions.

In the Ladinian, the upper dolomites and the Wetterstein limestones occurred in a large lagoon.

The upper dolomites in the eastern part of the areal (Sterpinoasa) include pelsparite intercalations with dasycladacean algae and stromatolites levels. In this sector the stromatolites formed three levels.

The presence of the species *Diplopora annulata* is an argument in favour of the existence of the initially aerated environments, with clear waters and normal salinity.

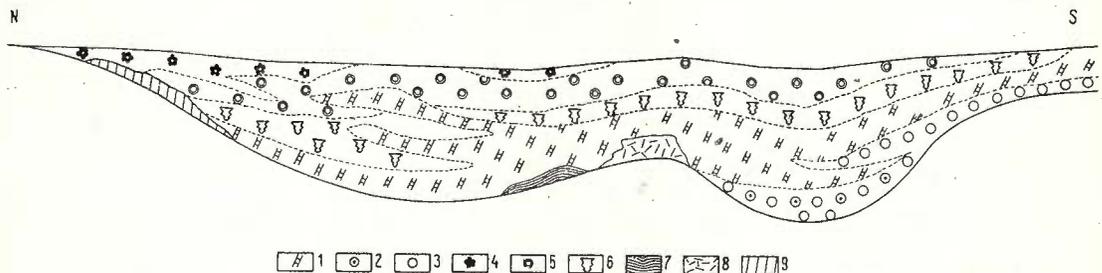


Fig. 3. — Distribution of Dasycladacean assemblages in the Ladinian-Carnian lagoon.
1, *Diplopora annulata*; 2, *Diplopora philosophi*; 3, *Diplopora annulatissima*; 4, *Poikiloporella duplicata*; 5, *Teutloporella herculea*; 6, *Diplopora nodosa*; 7, stromatolite; 8, patch-reef; 9, algal ridge.

In the Glimeia-Brăteuța sector, the distribution of the dasycladacean assemblages in the lagoon is discontinuous by lateral passings and interfingers between various assemblages from S to N (Fig. 3).

The assemblages with *Diplopora annulatissima* and *D. philosophi* or *D. annulata* and *D. philosophi* as well as those with *Diplopora annulata* occupied the southern slope and the central part of the lagoon, corresponding to its early evolution phase. In the intermediary phase of the lagoon



the assemblages with *Diplopora nodosa* and *T. herculea* occupied the whole areal of the lagoon. The assemblages with *Poikiloporella duplicata* and *Clypeina besici* (Fig. 3) developed sporadically in the final phase of the lagoon.

The patch-reefs structures were situated on the inner slope of the lagoon. The reefs were built by sphinctozoa (*Colospongia* and *Dictyocoe-lia*), by *Ladinella porata* and particularly by nodules of *Tubiphytes obs-curus*.

As compared to the Alpine cyclic sedimentation presented by Ott (1972 a) for the lagoon of the Wetterstein limestones there are several differences as regards the distribution of the algal assemblages and especially of the *Teutloporella herculea* assemblages, which occupied, in the Pădurea Craiului Mts, an upper segment in the stratigraphic suc-cession, as compared to the disposition of the same species in the Alpine lagoon.

By the microfacies and assemblage zones, the Triassic sequences of the Pădurea Craiului Mts presented several resemblances with the North Calcareous Alps (Ott, 1968, 1972) and the West Carpathians (Misi-k, 1970, 1977).

⁵ (= *Gyroporella* cf. *ampleforata* in M. Diaconu and O. Dragastan, 1969).

REFERENCES

- Antonescu E., Patrușiuș D., Popescu Ileana (1976) Corrélation palynologique préliminaire de quelques formations de Roumanie attribuées au Trias inférieur. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/3, p. 3–30, București.
- (1978) Trois nouveaux types de spores dans le Trias et le Crétacé de Roumanie. *Rev. Micropal.*, 21, 1, p. 3–12, Paris.
- Assereto R., Monod O. (1974) Les formations triasiques du Taurus occidental à Seydisehir (Turquie méridionale). Stratigraphie et interprétation sédimentologique. *Riv. Ital. Paleont. e Stratigr.*, XIV, p. 159–191, Milano.
- Baud A., Zaninetti L., Brönnimann P. (1971) Les Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes Médiannes Rigides (Préalpes romandes, Suisse, et Préalpes du Chablais, France). *Arch. Sc. Genève*, 24, 1, p. 73–95, Genève.
- Brönnimann P., Zaninetti L. (1974) Sur la présence de *Meandrospira pusilla* (Ho) (Foraminifère) dans le Trias inférieur de Kuh-e-Ali-Bashi, Julza, NW Iran. *Palä-not. Z.*, 48, 3/4, p. 205–213, Stuttgart.
- Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni (cu privire specială asupra Cristalinelor și Mezozoicului). *An. Rom.-Sov., Geol., Geogr., seria II*, 2, p. 29–42, București.
- (1976) Structure géologique des Apuseni septentrionaux. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., ser. Géologie*, 20, 1, p. 27–39, București.
- Borza K. (1975) Mikroproblematika aus des Oberen Trias der Westkarpaten. *Geol. Zbornik. Geol. Carpath.*, 26, 2, p. 199–236, Bratislava.



- Brönnimann P., Zaninetti L. (1972) Foraminifers from the basal Upper Muschelkalk. *Riv. Ital. Paleont.*, 78, 1, p. 31–64, Milano.
- Cadet J. P., Zaninetti L. (1973) Sur quelques Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) de Bosnie-Herzégovine méridionale, Yougoslavie. *Riv. Ital. Paleont.*, 79, 4, p. 461–478, Milano.
- Zaninetti L., Moshtaghian A., Huber H. (1973) Foraminifera from the Sorkh Shale formation of the Tabas area, east. central Iran. *Riv. Ital. Paleont.*, 79, 1, p. 1–32, Milano.
- Bystričky J. (1964) Slovensky Kras. Acad., p. 204, Bratislava.
- (1966) La stratigraphie et les Dasycladacées du Trias moyen de la série du Drienok. *Geol. Zbornik, SAV*, 12/2, p. 241–257, Bratislava.
- (1967) Die obertriadischen Dasycladaceen der Westkarpaten. *Geol. Zbornik, SAV*, 18/2, p. 285–309, Bratislava.
- (1968) Die Obertriadischen Dasycladaceen der Westkarpathen. *Geol. Zbornik*, 18 (2), p. 285–309, Bratislava.
- (1975) Genus *Aciculella* Pia 1930 (Kalkalgen) in der Trias der Westkarpaten. *Geol. Zbornik, Geol. Carpath.*, 26, 1, p. 1–20, Bratislava.
- Chilingar G., Bissell H. J., Fairbridge R. H. (1967) Carbonate rocks. *Elsevier*, 432 p., Amsterdam.
- Diaconu M. (1969) Asupra unor crinoide din Ladinianul Munților Pădurea Craiului. *D. S. Inst. Geol.*, LV/3, p. 5–8, București.
- Ionescu St. (1969) Contribuții la cunoașterea Triasicului și Jurasicului inferior din Valea Neagră de Criș. *D. S. Inst. Geol.*, LIV (1966–1967), 4, p. 123–128, București.
- Dragastan O. (1969) Triassic calcareous algae from the Apuseni Mountains (Romania). *Rev. Paleobot. Palynol.*, 8, p. 63–101, Amsterdam.
- Dragastan O. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/3, p. 43–50, București.
- Damian R. (1978) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Dragastan O. Grădinaru E. (1975) Asupra unor alge, foraminifere, sfinctozoare și microproblematică din Triasicul din Carpații Orientali și Dobrogea de Nord. *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., ser. Geologie*, 20, 2, p. 247–254, București.
- Grădinaru E. (1977) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Dragastan O. (1980) Alge calcaroase din Mezozoicul și Terțiarul României. Ed. Acad. R.S.R., 169 p., București.
- Flügel E. (1972) Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalke. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, Bd. 21, p. 957–988, Innsbruck.
- (1972) Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. Methoden und Probleme. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, Bd. 21, p. 9–64, Innsbruck.



- (1975) Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranean Obertrias. *Verh. Geol. B. A., Heft 2-3*, p. 297-346, Wien.
- (1978) Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer Verlag, 454 p., Berlin.
- Gazdzicki A., Trammer J., Zawadzka Krystyna (1975) Foraminifera from the Muschelkalk of southern Poland. *Acta geol. Polonica*, 25, 2, p. 285-298, Warszawa.
- Herak M. (1975) Some comments on stratigraphic classification and terminology. *Geol. Vjesnik, Sv. 28*, p. 55-63, Zagreb.
- Ianovici V., Borcoş M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dumitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., 631 p., Bucureşti.
- Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia (1968) Contribuţii la studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice de pe marginea sudică a munţilor Rez (Munţii Apuseni). *D. S. Inst. Geol. LIII/3* (1965-1966), p. 153-158, Bucureşti.
- Jablonsky E. (1973) Mikoproblematika aus der Trias der Westkarpaten. *Geol. Zborn., Geol. Carpath.*, XXIV, 2, p. 414-423, Bratislava.
- Kollarova-Andrusova V., Bystričky I. (1974) Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. *Symposium Die Stratigraphie der alpin-mediterranean Trias.*, 2, p. 125-136, Wien.
- Kräutner Th. (1939) Die Geologischen Verhältnisse des östlichen Theiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Roum. Geol.*, IV, p. 73-90, Bucureşti.
- Mahel M. (1979) Choč and Strazov nappes, new division and structure. *Geol. Zborn., Geol. Carpath.*, 30, 1, p. 19-43, Bratislava.
- Mello J. (1975) Pelagic and reef sediment relations of the Middle Triassic in the Silica Nappe and transitional strata nature (The Slovak Karst, West Carpathians). *Geol. Zborn., Geol. Carpath.*, 26, 2, p. 237-252, Bratislava.
- Michalík J., Jendrejáková O., Borzák K. (1979) Some New Foraminifera species of the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geol. Zborn., Geol. Carpath.*, 30, 1, p. 61-91, Bratislava.
- Misik M. (1970) Facial interpretation of the Middle Triassic of the West Carpathians Core Mountains. *Acta Geol. Acad. Scient., Hung.*, 14, p. 437-444, Budapest.
- Moeck R., Sykova M. (1977) Trias der Klippen Zone. *Geol. Zbornik., SAV, Geol. Carpath.*, 28, 1, Bratislava.
- Nicora A., Premoli Silva I. (1976) Benthonic Foraminifera from Early-Middle Triassic pelitic sequences from Chios (Greece) and Bithinia (Turkey) and correlation with Conodont and Ammonoid assemblages: Preliminary note-maritime Sediments; spec. *Publ. 1*, p. 487-499 (part. B); *Paleoecology and Biostratigraphy*, Halifax.
- Ott E. (1963) Untersuchungen an alpinen Dasycladaceen aus den Nördlichen Kalkalpen. *Inaug. Dissertation*, p. 4-43, Tübingen.
- (1967) Dasycladaceen (Kalkalgen) aus den nordalpinen Obertrias. *Mitt. Bayer. Staatssamul. Paläont. hist. Geol.*, 7, p. 205-226, München.
- (1968) Zur Nomenklatur obertriadischer Kalkalgen, besonders der Gattungen Heteroporella Praturon und Poikiloporella Pia (Dasycladaceae). *Mitt. Bayer. Staatssamul. Paläont. hist. Geol.*, 8, p. 253-262, München.
- (1972 a) Zur Kalkalgen. Stratigraphie der Alpenen Trias. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, p. 455-464, Innsbruck.
- (1972 b) Die Kalkalgen - Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichnung an die Ammoniten-Chronologie. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 141/1, p. 81-115, Stuttgart.



- Pantic S. (1975) *Clypeina besici* sp. nov. des sediments triassiques des Dinarides externes. *Bull. Geol.*, IV, p. 133–141, Titograd.
- (1972) First discovery of Triassic microfossils in the region of Mucanj, Ovcar, Kablar and Jelica (Western Serbia). *Bull. Mus. Hist. Nat., Ser. A*, 27, p. 223–241, Belgrade.
- Rámpnoux J. P. (1972) Concerning the Triassic in the Jugoslavian Inner Dinarids. *Mill. Ges. Geol. Bergbaustud.*, Bd. 21, p. 311–326, Innsbruck.
- (1973/1974) Contributions to the stratigraphy of the Triassic of the Prokletije Mountains. *Vesnik., Ser. A*, XXXI/XXXII, p. 135–167, Beograd.
- (1974) *Tolypammina gregaria* Wendt. from Triassic sediments of East Serbia (Inner Carpatho-Balkan Belt). *Bull. Mus. Hist. Nat. Ser. A*, 29, p. 81–85, Beograd.
- Patrulus D. (1967) Le Trias des Carpatés Orientales de Roumanie. *Geol. Zbornik.*, XVIII, 2, p. 233–244, Bratislava.
- Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. Sbornik.*, XVIII, 2, p. 245–255, Bratislava.
- (1970) Inventar sumar al algelor Dasycladacee triasice din Carpații românești. *D. S. Inst. Geol.* LV/4, p. 187–196, București.
- Bleahu M., Popescu Ileana, Bordea S. (1971) The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian Bend. *Guidebook to excursion of the IInd Int. Triassic Colloque Carpatho-Balkan Assoc.*, p. 5–86, Bucharest.
- (1976) Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux: corrélation chronostratigraphique et faciale. *Rev. roum. géol. géophys., géogr., ser. Géologie*, 20, 1, p. 49–57, București.
- Bleahu M., Baltres A., Bordea S., Dumitrică P., Gheorghian Doina, Jordan Magdalena, Popa Elena, Popescu Ileana, Tomescu Camelia (1978) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Popa Elena, Dragastan O. (1973) Alge și foraminifere triasice (Anisian-Ladinian) din estul Pădurii Craiului (Munții Apuseni). *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., ser. Geologie*, 18, 2, p. 425–442, București.
- (1981) Studiul geologic al depozitelor mezozoice din partea de est a Pădurii Craiului (Munții Apuseni). *An. Inst. geol. geofiz.* LVIII, București.
- Shinn E. A., Ginsburg R. H., Lloyd R. M. (1965) Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. *Bull. Econom. Paleont. and Mineralog. Spec., Publ.*, 13, p. 112–123, Tulsa.
- Stampfli G., Zaninetti L., Brönnimann P., Deshusses-C. J., Vuille-Stampfli B. (1976) Trias de l'Elburz oriental, Iran. Stratigraphie, sedimentologie, micropaléontologie. *Riv. Ital. Paleont.*, 82, 3, p. 467–500, Milano.
- Szontagh T. (1901) Der kivalierdö (Pădurea Craiului) im Biharer Komitat. *Jahresb. K. ung. geol. Anst. f. 1908*, p. 245–256, Budapest.
- (1905) Die Geologischen Verhältnisse von Rev (Vadu Crișului) und Bihar-Kalota (Călățeța) und die Kolonie von Vidathal (Lunca Sprie). *Jahresb. K. ung. geol. Anst. f. 1903*, p. 63–70, Budapesta.
- Tollman K. E., Tollman A. (1967) Crinoiden aus dem Zentralalpinen Anis (Leithagebirge). Thörlerzug und Radstädter Tauern. *Wissen. Arbeit. aus dem Burgenland.*, 36, p. 5–33, Eisenstadt.



- Tozer E. T. (1978) North America — Arctic — Tethys Triassic correlations. A review based on Ammonoid biochronology, *Meeting on IGCP Projects 4. Triassic of the Tethys Realm* p. 19, Budapest.
- Zaninetti L., Brönnimann P., Baud A. (1972) Essai de zonation d'après les Foraminifères dans l'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse, et Préalpes du Chablais, France). *Ecl. geol. Helv.*, 65/2, p. 343—353, Bâle.
- (1977) Le micropaléontologie dans le Trias de France; domaines alpin et provençal. Foraminifères, conodontes, coprolites de Crustacés: inventaire et possibilités de corrélation *Bull. B.R.G.M., Sect. IV, 3*, p. 257—264, Paris.
 - Dager Z. (1976) Sur quelques Foraminifères du Trias inférieur du Taurus oriental, Turquie. *C. R. SPHM, Genève. MS. 10, 2—3*, p. 133—137, Genève.
 - Dager Z. (1978) Biostratigraphie intégrée et paléoécologie du Trias de la péninsule de Kocaeli (Turquie). *Ecl. geol. Helv.*, 71/1, p. 85—104, Bâle.
- Zankl H. (1969) Der hohe Göll, Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. *Abh. Senckenberg., Naturforsch. Ges.*, 519, p. 1—123, Frankfurt am Main.
- Zorn H. (1971) Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomites der Tessiner Kalkalpen. *Schweiz. Paläont. Abh.*, 91, p. 90, Basel

EXPLANATION OF PLATES

Plate III

- Fig. 1. — *Meandrospira pusilla* (Ho) and fragments of crinoids. Iadul Valley-Bulz.
- Figs. 2—5. — *Glomospira sinensis* Ho and *Tolypammina gregaria* Wendt. Figs. 2—3, Şoinul Valley-Bucea, Fig. 4, Brăţcuţa Valley, Fig. 5, Iadul Valley-Bulz.
- Fig. 6. — *Tolypammina gregaria* Wendt. Brăţcuţa Valley. Vermiculated black limestones, *Meandrospira pusilla* and *Glomospira sinensis* zones. × 60.

Plate IV

- Figs. 1—2. — *Meandrospira dinarica* Kochansky — Devidé & Pantic. Fig. 1, Iadul Valley-Bulz, Fig. 2, Brăţcuţa Valley.
- Fig. 3. — *Glomospira densa* (Pantic). Şoinul Valley-Bucea.
- Figs. 4—5. — *Glomospirella triphonensis* Baud, Zaninetti & Brönnimann. Fig. 4, Şoinul Valley-Bucea, Fig. 5 Iadul Valley-Bulz.
- Fig. 6. — *Glomospira sinensis* Ho, *Tolypammina gregaria* Wendt and stromatolites (in the lower part of the photos). Brăţcuţa Valley. Vermiculated black limestones, *Meandrospira dinarica* Zone, × 60.

Plate V

- Figs. 1—2. — *Glomospirella triphonensis* Baud, Zaninetti & Brönnimann. Şoinul Valley-Bucea.
- Figs. 3—5. — *Tolypammina gregaria* Wendt. Figs. 3—4, Brăţcuţa Valley, Fig. 5, Şoinul Valley-Bulz. Vermiculated black limestones, *Meandrospira dinarica* Zone. × 60.



Plate VI

Figs. 1–5. — *Glomospirella deformata* (Sala j). Şoimul Valley-Bucea. Vermiculated black limestones, *Glomospira deformata* Zone. × 60.

Plate VII

- Fig. 1. — Algal laminites, *Tolypammina gregaria* Wendt and filaments. Brătuţa Valley.
 Fig. 2. — *Glomospirella deformata* (Sala j). Iadul Valley-Bulz.
 Fig. 3. — *Meandrosipiranella samueli* (Sala j). Brătuţa Valley.
 Fig. 4. — Breccia with micritic cement and probably dolomitized algal debris. Şoimul Valley-Bucea.
 Fig. 5. — *Endothyranella wirzi* (Koe hn-Zaninetti). Brătuţa Valley. Vermiculated black limestones, *Glomospira deformata* Zone. × 60.

Plate VIII

- Fig. 1. — *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Teutloporella* sp. and *Trochammina almtalensis* Koe hn — Zaninetti.
 Fig. 2. — *Tubiphytes obscurus* Maslov and *Physoporella* sp.
 Fig. 3. — *Physoporella sulcata* Bystricky.
 Fig. 4. — *Endothyranella wirzi* and *Tubiphytes obscurus* Maslov. Vermiculated black limestones, *Glomospira deformata* Zone. Brătuţa Valley. × 60.

Plate IX

- Fig. 1. — *Tubiphytes obscurus* Maslov. Şoimul Valley-Bucea.
 Fig. 2. — *Gaudryina* cf. *triassica* Trifonova. Brătuţa Valley.
 Fig. 3. — *Endothyranella wirzi* (Koe hn-Zaninetti), Brătuţa Valley. Figs. 1–3. Vermiculated black limestones, *Glomospira deformata* Zone. × 60.
 Figs. 4,7,8. — *Diplopora annulata* (Schafhäutl), bore-hole 1/4. Sterpinoasa — 126 m, assemblage with *D. annulata*, upper dolomites.
 Fig. 5. — *Physoporella minutula* (Gümbel), bore-hole 1/4. Sterpinoasa — 128 m, assemblage with *D. annulata*, upper dolomites. × 30.
 Fig. 6. — *Diploporina astrofimbriata* Kristan-Tollmann. Brătuţa Valley, *Glomospira deformata* Zone.

Plate X

- Fig. 1. — *Diplopora nodosa* (Schafhäutl)-(Tn), bore-hole 2/3. Sterpinoasa, — 81 m.
 Fig. 2. — *T. herculea* (Stoppa ni), bore-hole 1/4. Sterpinoasa, — 70 m.
 Fig. 3. — Micrites with laminoid fenestral structures, bore-hole 1/4. Sterpinoasa, — 63 m.
 Fig. 4. — Micrites with dolomitized algae, probably *Teutloporella*, bore-hole 1/4. Sterpinoasa, — 46 m. Upper dolomites, × 30.

Plate XI

- Figs. 1–2. — *Teutloporella herculea* (Stoppa ni) and *Diplopora annulata* (Schafhäutl), bore-hole 1/4. Sterpinoasa, — 44.50 m.



Fig. 3. — *Diplopora annulata* (S c h a f h ä u t l), bore-hole 1/4. Sterpinoasa, — 44.50 m.

Fig. 4. — *D. annulata* (S c h a f h ä u t l), dolomitized thalus, bore-hole 1/4. Sterpinoasa, — 46 m.
Upper dolomites, × 30.

Plate XII

Fig. 1. — *Diplopora annulatissima* P i a, assemblage with *D. annulatissima*. Rujet Hill.

Figs. 2–3. — *D. annulata* (S c h a f h ä u t l) and *Physoporella sulcata* B y s t r i c k y, assemblage with *D. annulata*. Rujet Hill.

Fig. 4. — *Oligoporella chia* H e r a k, assemblage with *Diplopora nodosa*. Rujet Hill. Wetterstein-type limestones. × 30.

Plate XIII

Fig. 1. — *Diplopora philosophi* (P i a), assemblage with *D. annulatissima*. Brăteuța Valley.

Fig. 2. — *Diplopora annulata* (S c h a f h ä u t l), assemblage with *D. annulata*. Brăteuța Valley.

Fig. 3. — *Endothyranella wirzi* (K o e h n-Z a n i n e t t i), assemblage with *D. annulata*, Brăteuța Valley.

Fig. 4. — *Diplopora astrofimbriata* K r i s t a n-T o l l m a n n, assemblage with *D. annulata*. Brăteuța Valley. Wetterstein-type limestones. × 30.

Plate XIV

Figs. 1–2. — *Diplopora philosophi* (P i a) and *D. annulata* (S c h a f h ä u t l), assemblage with *D. annulatissima*. Glimeia Hill.

Fig. 3. — *Physoporella minutula* (G ü m b e l), assemblage with *D. annulatissima*. Glimeia Hill.

Fig. 4. — *Tubiphytes obscurus* M a s l o v, assemblage with *D. annulata*. Glimeia Hill.

Fig. 5. — *Endothyranella wirzi* (K o e h n-Z a n i n e t t i) and *Tubiphytes obscurus* M a s l o v, assemblage with *D. annulata*. Glimeia Hill. Wetterstein-type limestones. × 30.

Plate XV

Fig. 1. — *Ladinella porata* O t t (L) and *Tubiphytes obscurus* M a s l o v, assemblage with *Diplopora nodosa*. Glimeia Hill.

Fig. 2. — *Diplopora nodosa* (S c h a f h ä u t l), assemblage with *D. nodosa*. Glimeia Hill.

Fig. 3. — *Trochammina altinensis* K o e h n-Z a n i n e t t i, assemblage with *D. annulata*. Glimeia Hill.

Fig. 4. — *Endothyranella wirzi* (K o e h n-Z a n i n e t t i), assemblage with *D. annulata*. Glimeia Hill. Wetterstein-type limestones. × 30.

Plate XVI

Fig. 1. — *Macroporella beneckeii* (S a l o m o n), assemblage with *D. annulata*. Glimeia Hill.

Fig. 2. — *Teutloporella* n. sp., assemblage with *D. annulata*. Glimeia Hill.

Fig. 3. — *Cageuxia lemaitrae* D r a g a s t a n, assemblage with *Teutloporella herculea*. Glimeia Hill.

Fig. 4. — *Aciculella bacillum* P i a, assemblage with *T. herculea*. Glimeia Hill.

Figs. 1–2 × 60.

Wetterstein-type limestones. × 30.



Plate XVII

- Fig. 1. — *Diploporella tubispora* Ott, assemblage with *Diploporella nodosa*. Glimeia Hill.
Fig. 2. — *Heteroporella zankli* Ott, assemblage with *D. nodosa*. Glimeia Hill. $\times 60$.
Fig. 3. — *Poikiloporella duplicata* (Pia), assemblage with *P. duplicata*. Glimeia Hill.
Fig. 4. — *Trocholina biconvexa* Oberhauser, assemblage with *P. duplicata*. Glimeia Hill.
Wetterstein-type limestones. Figs. 1,3-4 $\times 30$.

Plate XVIII

- Figs. 1-3. — *Clypeina besici* Pantie.
1, longitudinal section; 2-3, cross sections. Morilor Valley, Peștiș.
Fig. 4. — *Tubiphytes obscurus* Maslov (T). Wetterstein-type limestones, Morilor Valley.
Peștiș. $\times 50$.

Plate XIX

- Fig. 1. — *Tubiphytes obscurus* Maslov.
Fig. 2. — *Gyroporella vesiculifera* Gumbel. Morilor Valley, Peștiș.
Figs. 3-4. — Pelsparites with *Involutinas* (?). Wetterstein-type limestones, Morilor Valley,
Peștiș. $\times 50$.

.Plate XX

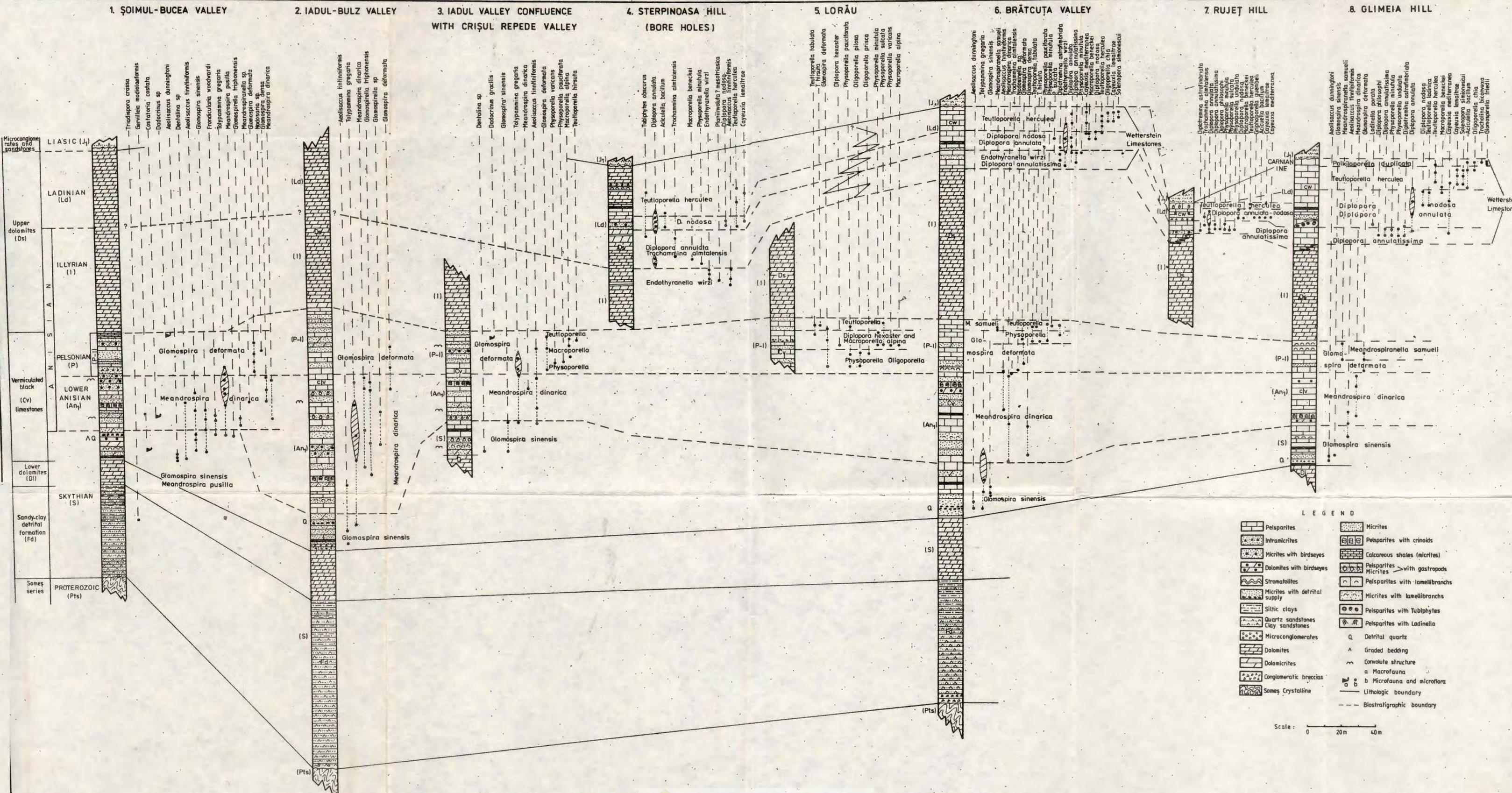
- Fig. 1. — *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann.
Figs. 2-3. — *Involutina comesozoica* (Oberhauser).
Fig. 4. — Pelsparites with *Involutinas*. Wetterstein-type limestones, Morilor Valley. $\times 50$.



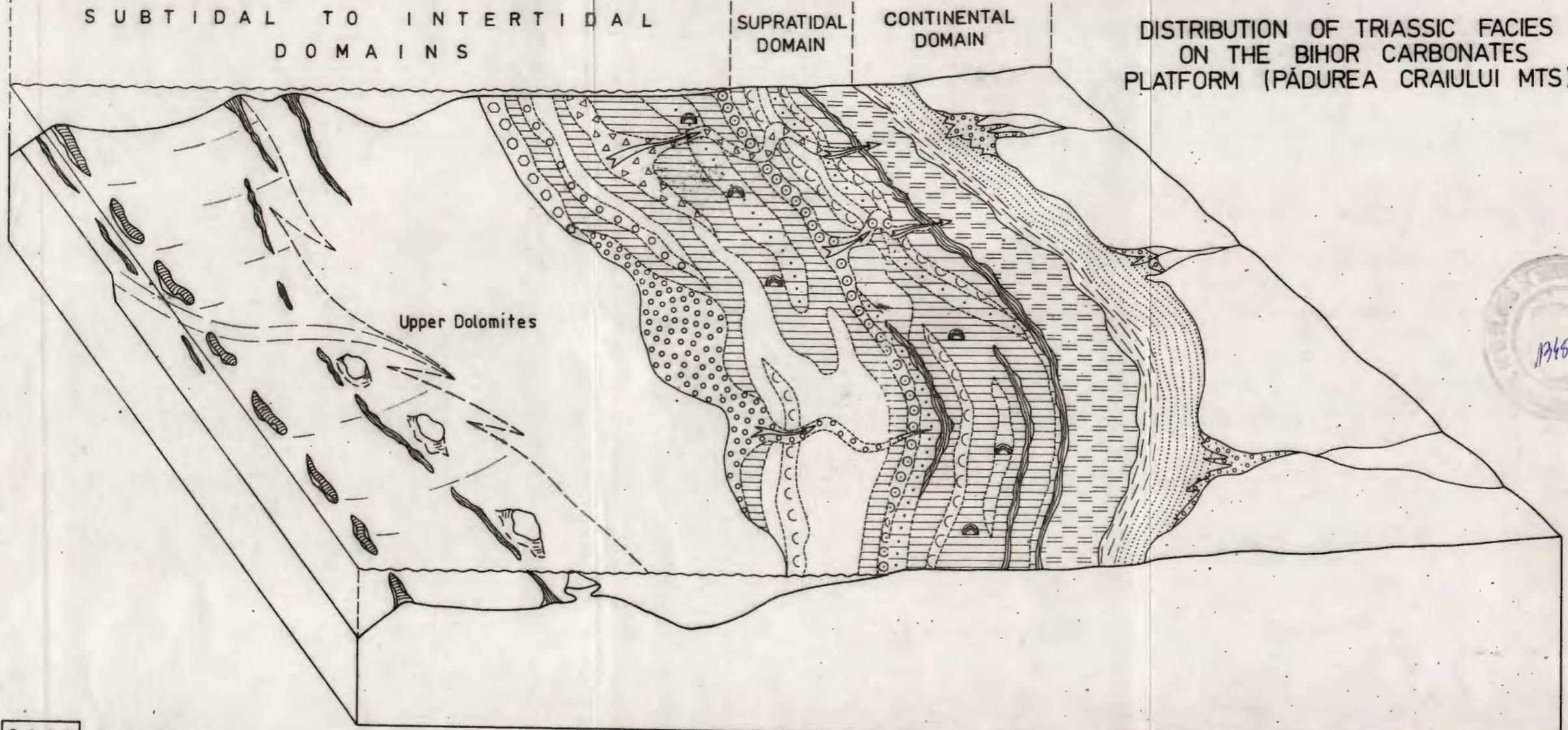


LITHO-BIOSTRATIGRAPHICAL COLUMNS AND ASSEMBLAGES ZONES OF TRIASSIC DEPOSITS FROM PĂDUREA CRAIULUI MTS. (BIHOR AUTOCHTON)

O. Drăgășan et al. Triassic Formations in the Pădurea Craiului Mountains



DISTRIBUTION OF TRIASSIC FACIES ON THE BIHOR CARBONATES PLATFORM (PĂDUREA CRAIULUI MTS)



- | | | | | | | | | | | | | | |
|--|------------|--|-----------------------|--|------------------------------|--|-----------------------------|--|---------------------------|--|------------------------------|--|------------------------|
| | Oosparites | | Pelsparites | | Silty clays | | Micrites with gastropods | | Stromatolites | | Algal ridge (Solenoporaceae) | | Reefs with Tolypammina |
| | Micrites | | Quartzitic sandstones | | Pelsparites with crinoids | | Dolomicrites with birdseyes | | Dolomicrites | | Patch-reefs | | Intramicrorites |
| | Dolomites | | Conglomerates | | Micrites with lamellibranchs | | Dolomicrites | | Lagoon with Dasycladaceae | | Erosional channel | | |

4. STRATIGRAFIE



Project 4: The Triassic of the Tethys Realm

BIOSTRATIGRAPHY OF THE TRIASSIC DEPOSITS IN THE SOMOVA-SARICA HILL ZONE (NORTH DOBROGEA) WITH SPECIAL REGARD ON THE ERUPTION AGE ¹

BY

ELENA MIRĂUȚĂ ²

Triassic. Biostratigraphy. Conodonts. Microfaunal assemblage. Eruption age. Basalts. Pillow-lava. Spilitization. Quartz porphyres. Dobrogea. North Dobrogea. Tulcea Zone.

Sommaire

Biostratigraphie des dépôts triasiques de la région Somova-colline Sarica (Dobrogea du Nord) et discussions sur l'âge des éruptions. Dans les dépôts triasiques de la zone comprise entre la colline de Sarica et la localité de Somova on a séparé plusieurs complexes lithologiques dont l'âge a été établi grâce aux associations de Conodontes. On y a mis en évidence le Trias inférieur, l'Anisien inférieur et supérieur, le Ladinien inférieur et supérieur, le Carnien moyen et supérieur. Les éruptions synchrones de basaltes sous faciès de pillow-lava, caractérisées par des phénomènes de spilitisation sont situées à la partie supérieure du Trias inférieur (Spathien), tandis que les filons de roches acides du type des porphyres quartzifères traversent les dépôts attribués à l'Anisien inférieur et moyen. On suppose que l'activité éruptive s'est déroulée en plusieurs phases achevées avant l'Anisien supérieur. On a établi en même temps que l'unité de Niculițel-colline Sarica chevauche l'unité de Parcheș-Somova, où les dépôts triasiques esquissent un anticlinorium qui plonge vers le nord-ouest.

This paper presents the results of the field and laboratory researches carried out in 1969, 1970 and 1979 on the occasion of the drawing up of the model of the Somova Sheet (Geological Map 1:50,000).

The study on conodonts played the main part in dating the Triassic deposits and implicitly in establishing their structure, as well as in the

¹ Received May 15 1980, accepted for publication May 16 1980, presented at the Meeting of May 23 1980.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



determination of the eruptions replacement interval in the studied area, eruptions connected with the Somova-Mineri complex mineralization.

The researches carried out up to now developed mainly during two periods. The first period (1867—1940) included mostly reconnaissance works which led to the identification of several lithological entities comparable with those of the Alpine Triassic. Thus, P e t e r s (1867) established in the study zone the presence of the Gutenstein Beds (alternating series of thinly stratified black shales and brown marly shales) as well as of grey and red, thickly stratified limestones, which he considered an equivalent to the Muschelkalk. The melaphyre masses could be assigned to these two formations. On the basis of the petrographic characteristics of the melaphyres and felsite porphyry, the author infers their identity with those from the South Alps, where the Werfen Beds included felsite porphyry. P a s c u (1908) indicated, at Somova, the existence of black shales with calcite veins, crossed or included in porphyrites which change them into red marls. M u r g o c i (1914) considered that porphyrites and diabase-porphyrates (melaphyres) are post-Ladinian (Jurassic) in age as they cross and metamorphose the limestones assigned to the Ladinian. Further eastwards, at Tulcea Veche, the diabase-porphyrite veins, accompanied by tuffs, are associated with the Schreyeralmkalk. M u r g o c i pointed out the existence of the Parcheș-Movila Săpată anticline, which may be followed to the southeast, and of another anticline which passes through the Parcheș Hill-Somova Zone and continues eastwards, to Caeracele-Dunavăț.

On the basis of the first fossil remains identified at Somova — *Daonella badiotica*, *D. tyrolensis*, *D. lommeli*, *Halobia styriaca*, *Posidonia wengensis* — S i m i o n e s c u (1925, 1927) established the existence of an argillaceous facies with daonella, as an equivalent to the "Wengen Beds", of Mesotriassic age. As regards the diabases, S i m i o n e s c u connected their presence with the old Cimmerian foldings at the end of the Triassic.

S a v u l (1931) concluded on the relationships between the sedimentary and eruptive rocks and on their age. Thus, he established the concordance and alternation of diabases and limestones, in places metamorphosed, and pointed out the existence of breccias with blocks of limestones included in diabases, as well as of breccias with diabase elements in calcareous cement and of concordant intercalations of pyroclastic material in which levels of breccias with calcareous cement or banks of Triassic limestones can be observed. On the basis of the above-mentioned facts, the author considered that the Niculițel diabases are of the same age as the limestones.

The first stage of researches in Dobrogea ends with A t a n a s i u's paper (1940). The mentioned author presents critically the results of the researches in a synthetic table which points out 1) the continuous transition from the Lower to the Middle Triassic; 2) the existence of two facies at the level of the *Trchyceras aon* zone; 3) the assigning of the Niculițel



diabase and porphyrite volcanic eruptions to the Carnian; 4) the total facies change at the same level where it is observed the gradual passage from a mostly calcareous facies to a flysch-like schistous-gritty facies similar to the Lunz Beds, called by the author the „Nalbant Beds”. Referring to the facies variations, A t a n a s i u emphasized that they might appear superposed or alternated in a series of scales shifted to NE. The flysch deposits would represent, according to A t a n a s i u, syntectonic sediments indicating the old Cimmerian foldings which started in the Upper Triassic.

In 1958 begins a new stage in the geologic activity in the North Dobrogean Triassic zone. It is materialized in two synthesis papers which record the results of M u t i h a c's researches. We refer first to the Guide to Excursions (Dobrogea) presented at the 15th Congress of the Carpatho-Balkan Association (1961). The above-mentioned author considers that the submarine diabase eruptions are intercalated in the Cataloi-type marly-limestones (assigned to the Upper Carnian and to the lower part of the Norian) which gradually pass upwards to flysch-like detrital deposits, considered of Norian age.

In 1964, M u t i h a c distinguished, within the Carnian-Lower Norian interval, the entity of the chert-bearing limestones in which diabase flows and, on a small thickness at the upper part, the *Halobia* Beds are interposed. The detrital formation resting conformably is "mostly confined to the Upper Norian". The above-mentioned author does not recognize the existence of several facies within the Triassic deposits in the Tulcea Zone. In tectonic respect, he distinguished in the study region the Uzum Bair-Saun central anticline, the Telița syncline and the Sarica-Cilic anticline overthrusting the western flank of the Telița syncline.

P a t r u l i u s (in P a t r u l i u s et al., 1971), starting from published or unpublished data belonging to M i r ă u ț ă and E l e n a M i r ă u ț ă, as well as from the palaeontological materials delivered from the study by the named authors or already illustrated, distinguished, within the Ladinian-Carnian interval, four facies zones, which succeed from E to W: Hagighiol, Cataloi-Somova, Izvoarele-Niculițel and Consul. The above-mentioned interval would include porphyries and basalts, the latter being more recent than the former.

The first micropalaeontological data on the studied region belong to E l e n a M i r ă u ț ă (1974), who pointed out, south of Somova, a conodont assemblage with *Spathognathodus gondolelloides* B e n d e r. On the basis of this species, E l e n a M i r ă u ț ă (1974) assigned the detrital nodular limestones with green or reddish pelites (overlying the acid and basic, massive eruptions) to the basal Anisian. The characteristic features of the microfaunal assemblage indicate the same affinities with the eastern Triassic (Asian and circum-Pacific) as the macrofauna, thus confirming S i m i o n e s c u's opinion (1910) and allowing the assigning of Dobrogea to the Asian faunal province during the Upper Werfenian and Lower and Middle Anisian.



Finally, S a v u et al. (1980) rendered evident the spilitization phenomena of the basic eruptive rocks. Thus, he separated several petrographic types and supposed that they "developed in an intercontinental oceanic zone" characterized by the presence of an arc of islands as well as by the existence of a subduction process.

Biostratigraphy of the Triassic Deposits

As already mentioned, within the Triassic deposits outcropping in the studied region several formations have been distinguished, whose dating has been achieved on the basis of the conodont assemblages.

The platy limestone formation (Spathian) (45-80 m) consists of grey-bluish limestones as decimetric beds, separated in centimetric plates with joints and intercalations of grey-yellowish-greenish siltites occurring as subcentimetric laminae alternating with decimetric beds of fine-laminitic, light grey dolomites with limonitized pyrite. Rare intercalations of spathic, granular, grey limestones, as decimetric beds, are also observed. Some fine dolomites and dolomitized micrites contain quartz and feldspar grains.

The mentioned formation is well exposed close to the end of the Ormanul cu Pari Valley, where it overlies the porphyrites from the Movila Săpată Hill and is overlain by massive basalts with pillow-lavas from the Varnița and Pietros hills, where they are traversed by porphyrites. Small ammonites have been recorded from the limestones outcropping near by the end of the Minei Valley (the right side) and of the Cortelu Valley.

The limestones yielded conodont assemblages specific to the upper part of the Lower Triassic (Spathian or, according to K o z u r, Olene-kian). They include the characteristic species *Neospathodus triangularis* (B e n d e r), beside *N. homeri* (B e n d e r), *Neoplectospathodus muelleri* K o z u r et M o s t l e r, *Neohindeodella triassica* (M ü l l e r), *N. nevadensis* (M ü l l e r), *Enantiognathus latus* K o z u r et M o s t l e r (sample 645).

A similar assemblage, including also *Neospathodus excelsus* W a n g et W a n g, *Hibbardella magnidentata* (T a t g e) and *Enantiognathus bitortus* (B e n d e r), has been identified in reddish limestones, more or less dolomitized, with crinoids, bivalves, brachiopods, ammonites, with greenish and reddish pelites and poor mineralization of Fe oligiste. They are associated with fine, grey-blackish, silicified limestones with numerous calcite veins overlying the basalts occurring on the right side of the Viilor Valley (E Sarica) (sample 4060).

The platy limestone formation is characterized by an intense folding.

Immediately above basalts there are either porphyrites (Cortelu Hill) or a *calcareous-dolomitic formation* (Spathian-basal Anisian) (maximum 300 m) constituted of limestones, dolomitized limestones and white, rose, reddish, grey dolomites, massive or as centimetric plates, bariolates



in alternation with dolomitized limestones as beds with nodular surfaces, moulded by red and grey pelites. The same rocks also occur as intercalations (Varnița Hill) and lenses included in basalts (Cortelu Hill).

The above-mentioned formation outcrops in the Varnița Hill, Pietriș Hill, Cortelu Hill and is well developed in the Vărăria Hill, where it is penetrated by concordant porphyritic dikes.

The limestones outcropping in the Pietriș Hill yielded a conodont assemblage consisting of the species *Neospathodus* cf. *triangularis* (Bender), *Neohindeodella aequiramosa* Kozur et Mostler, *N. dropla* Budurov, *N. triassica riegei* (Mosher), *Kamuellerella* (*Kamuellerella*) *subsymmetrica* Gedik (sample 621). As this assemblage includes a species characteristic of the Spathian and species known up to now only in the Anisian, the calcareous-dolomitic formation in the Somova zone has been assigned to the Spathian-basal Anisian (Lower-Middle Triassic).

The same age is indicated by the conodont assemblage with *Neospathodus* cf. *triangularis* (Bender) and numerous specimens of *N. homeri* (Bender). Beside conodonts numerous ostracods can be observed, too. This assemblage comes from grey-brown, fine-crystalline limestones as plates of 2-3 cm with spots and yellow-orange dolomitic joints, in alternation with grey, argillaceous shales, in which discontinuous lens-shaped limestone beds are to be found. In the limestones of the formation outcropping in the Varnița Hill (sample 4064), a level with small calcitized ammonites has been identified. Similar limestones developed in the Pietriș Hill yielded conodont assemblages including specimens of *Neospathodus homeri* (Bender), *Neohindeodella nevadensis* (Müller) and *Enantiognathus latus* Kozur et Mostler. The species identified are situated in the same interval—Lower Triassic-Middle Triassic—although the lack of the species *Neospathodus triangularis* would make it possible to assign them to the basal Anisian. Mention should be made of the presence of numerous garnets in the residuum of the carbonatic rocks (samples 4088, 623).

Finally, in a sequence of grey, rarely reddish limestones, locally calciruditic, with intercalations of calcareous shales and grey-greenish or reddish marls characterized by the mostly nodular-schistous aspect of the beds, a sequence outcropping in the N end of the Cortelu Hill (height 109), the conodont species *Gondolella timorensis* (Nogami) (= *Spathognathodus gondolelloides* Bender), *Gladigondolella* sp. and *Gondolella* sp. have been identified. The first species has been attributed by various authors to the uppermost Spathian, or to the basal Anisian. Elena Mirăuță (1974) took into account the second alternative and endorsed it according to the recent researches carried out by Nicora (1977) in Chios (Greece), Bithynia (Turkey) and Nevada (USA).

The above-mentioned data emphasize that the calcareous-dolomitic formation, in which a part of the porphyries and basalts in the Somova zone develop, is of Spathian-Lower Anisian (Aegean) age, with the speci-



fication that the emplacement of basalts in pillow-lava facies took place in the Somova-Sarica Hill zone during the Spathian (Lower Triassic). The researches carried out by N. Gherasi (oral information) indicate that this type of basalts present more or less intense spilitization phenomena. It is not excluded that other types of basalts identified by Savu et al. (1980) in the Niculițel zone should be more recent. The synchronism of the massive, basic eruptions has not been more discussed. It results clearly from the presence of the breccias with tuffitic, basaltic or calcareous cement, of the pyroclastic material, of the limestone lenses included in eruptive rocks, of the simultaneous folding of the eruptive and sedimentary deposits, characteristics already emphasized.

Although in the mentioned zone the age of the basalt emplacement is Lower Triassic (Spathian), south of the locality of Mihai Bravu their replacement is Anisian in age. Thus, in a hill south of the Eaila Hill, the reddish limestones, partly recrystallized, occurring as enclaves in basalts, also spilitized (N. Gherasi, oral information) yielded an assemblage with *Gondolella regale* (Moshier). It indicates the Lower Anisian, therefore an age more recent than that of the basalts from the north. It should be admitted a heterochronism of the basaltic eruptions, which are older in the northern zone where the eruption centre seems to be located and more recent in the southern occurrences.

The calcareous-dolomitic formation is overlain conformably by a *Cherty Calcareous-dolomitic formation* (Lower Anisian-Middle Anisian) (maximum 500 m). At the lower part, it consists of an alternation of grey to blackish, fine limestones, with rare cherts and veins of calcite and spathic, blackish limestones as plates of 3-5 cm with brachiopods and small crinoids (Varnița Hill). Levels of calcirudites with elements of grey limestones included in a spathic, blackish, calcareous matrix occur in places. In the cherty, fine limestones (sample 4063) an assemblage with *Gondolella regale* and *G. timorensis* (Nogami) was identified which, according to Nicora (1977), is situated at the median part of the Lower Anisian (Upper Aegean).

A more recent age (Lower Bithynian) is indicated by a conodont assemblage containing *Neospathodus cf. homeri* (Bender), *N. germanicus* Kozur, *Gondolella regale* (Moshier), *G. bulgarica* (Budurov et Stefanov), *Gladigondolella malayensis* Nogami, *Gl. carinata* Bender, *Enantiognathus zieglerei* (Diebel) (Coazima Hill, sample 4180). This microfauna has been yielded by grey-bluish limestones, in places spathic, occurring as centimetric beds, with fine laminations and with intercalations of greenish-grey calcareous shales, which contain lenses of nodular-like, grey limestones with white cherts, nuclei of black chalcedony or bands of integrate silica.

In the Coazima and Vărăria hills the described rocks are pierced by oblique or concordant porphyry veins.

The mentioned formation is well developed in the Saon-Movila Săpată anticlinorium, where it has frequent intercalations or presents



lateral passages between the dolomitized limestones and light-coloured dolomites with white, black or reddish cherts. They have subordinated intercalations of green or reddish, satined argillaceous shales. Locally (the hill west of Parcheş), the named formation also contains levels with "breccias" constituted of fragments of limestones and grey dolomitized limestones included in a fluidal calcareous cement.

The rocks are represented by micrites with calcitized radiolaria and ostracods, biopelmicrites with numerous fragments of echinoderms and with *Meandrospira dinarica* Koch.-Dev. in sparitic cement, as well as dolomites. Limestones generally occur in various stages of dolomitizations, relict limestone enclaves being observed in a completely dolomitized mass.

The limestones sampled from the Stinca Mare and Cuca hills, the hills west and south-east of Parcheş and from the village of Parcheş, as well as from the Eschigiu Hill supplied conodont assemblages pointing to the upper part of the Lower Anisian, with the species *Gondolella regale* (Mosher) (rarely), *G. bulgarica* (Budurov et Stefanov) (frequent), *Gladigondolella malayensis* Nogami, *Kamuellerella* (*Kamuellerella*) *seymeni* Gedik, K. (*K.*) *subsymmetrica* Gedik, *Ketinella mexicana* Gedik, *Anastrophognathus sagittalis* Bender, more rarely *Neohindeodella aequiramosa* Kozur et Mostler, beside ostracods, fish teeth and scales, crinoids, spicules of limonitized sponges. In a sample from the Stinca Mare Hill (sample 4014) it was identified a specimen of conodont similar to that described by Kozur et Mostler (1976) under the name of *Merrillina oertlii*, as a new species of the Upper Artinskian (Permian) in the Ural region. It also has affinities with *Xaniognathus* sp. reported by Malkowski et Szaniawski (1976) from the Permian of Spitsberg. A similar situation has a conodont specimen similar to the genus *Furnishius* pointed out by Clark (1959) in the *Meekoceras* beds (Lower Triassic) in Nevada and by Solien (1979) in the Smithian of Utah.

Mention should be made of the fact that the dolomitization phenomenon affected the conodonts, deforming them.

Although up to now there are no palaeontologic elements indicating the presence of the Middle Anisian in the studied region we consider that its age reaches the base of the Upper Anisian, therefore it covers the interval comprising the upper part of the Lower Anisian and the whole Middle Anisian. Our statement is based on the identification of the Middle Anisian in the limestones of the formation described, which crops out in various places of the Triassic zone (Derin Dere, Tulcea Mts, south Marca Hill, Carierei Hill, etc.) as well as on the fact that the overlying lithologic entity belongs to the Upper Anisian.

The cherty bituminous limestones formation (Upper Anisian+Ladinian) (maximum 250 m) overlies conformably the earlier formation (Eschigiu Hill, SW of Parcheş and a hillock west of the village of Parcheş). It consists of blackish-bluish, fine-grained limestones with siliceous small nodules in relief and fine-grained limonite levels, as well as ammonites,



and spathic, granular, blackish limestones with brachiopods and zones with numerous filaments of juvenile bivalves. On the altered surface one can locally observe a calciruditic aspect due to the presence of fragments of fine and/or spathic limestones included in a micritic matrix. Micrites with frequent echinoderm elements, with grains of quartz and authigenic feldspars, can be observed under the microscope.

The limestones in the base of the formation, yielded Upper Anisian conodont species, such as: *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov), *G. excelsa* (Mosher), *G. acuta* Kozur, *G. longa* (Budurov et Stefanov), *Gladigondolella tethydis* (Diebel), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel). The micropalaeontological assemblage also contains foraminifera, ostracods, gastropods (samples 779,4207).

Further upwards, in the lithologic succession one can observe intercalations of calcareous shales and marls which prevail at the upper part of the formation. Conodonts typical of the Lower Ladinian — *Gondolella longa* (Budurov et Stefanov) and *G. transita* Kozur et Mostler (sample 3428) — have been identified in the blackish-bluish limestones with black cherts, stratiform or with irregular shape, with intercalations of encrinitic grey limestones (crinoidal biosparites).

The Upper Ladinian has also been identified on the basis of the conodonts in the grey limestones intercalated in a mostly schistous succession outcropping in the village of Parcheș. The conodont assemblage includes characteristic species, such as *Gondolella foliata* (Budurov), *Metapolygnathus* cf. *mostleri* Kozur and *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov pointing to the upper part of the Upper Ladinian (terminal Longobardian), as well as numerous crinoids, foraminifera, fish scales and basalt fragments (sample 4003).

In a valley starting, to the north, from the Ogurului Hill and on the western side of the Comorii Hill there are two outcrops with thick packets of yellowish marls alternating with grey marls, with a very strong schistosity, and lenses of grey, marly limestones. They contain numerous bivalves, and a few ammonites and brachiopods. The limestones are characterized by large nests of limonitized pyrite.

A conodont assemblage similar to the above-mentioned one has been reported from the light grey, spathic, nodular limestones, exposed in the Zebil quarry (N Babadag) and in the grey-spotted brick red micritic limestones with numerous ammonites and bivalves, which crop out in the Pietros Hill, Delușorul and Dealul Lung, west of the locality of Agighiol. Thus, it is palaeontologically ascertained the existence, in the Triassic zone of Dobrogea, of three different facies at the level of the Upper Ladinian: the mostly schistous facies with bivalves, the Wetterstein limestone facies, rendered evident by Baltres in the Popina Island, and the Hallstatt facies of Agighiol, occurring from under the overthrusting of the Lower and Middle Anisian deposits (Mirăuță, 1978).



The calcareous-detrital formation (Carnian) (100-500 m) overlies conformably the formation of the cherty bituminous limestones. Within the named formation it is separated the lower part with spathic, grey limestones (whitish on surface), with limonite nodules and numerous halo-biids belonging to the *H. fluxa* group. The rock is represented by a lumachelle of fine bivalves, ostracods and foraminifera. These rocks crop out on the southern side of the Ogurului Hill and at the base of the Comorile Hill cliff.

At the median part of the sequence it is observed an entity of fine, bituminous limestones, white-coloured on the weathered surface, interbedded with satined, fine, grey clays and grey, granular limestones with limonitic concentrations. In this succession it is distinguished a mark level of calcirudites with large, rolled fragments of fine, black limestones included in a matrix of spathic, grey limestone, pointing to an intraformational reworking. The black limestones contain conodont assemblages which indicate the Middle Carnian (Julian) age on the basis of the species *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *G. tadpole* (Hayashi), *Neospathodus* sp. A Mosher, *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Prioniodina muelleri* (Tatge) (samples 736,4033).

At the upper part of the succession thick packets of grey, fine, marly shales, with levels of blackish limestones as plates or beds up to 10 cm thick, predominate. The limestones are compact, fine, grey-coloured, with yellowish cherts in relief, also granular, limonitic, with lumachelle of juvenile bivalves and ammonites. Under the microscope one can observe pelmicrites with rare quartz grains and detrital limestones with quartz and plagioclase feldspars, respectively. An assemblage of Upper Carnian conodonts (Middle Tuvolian, according to Kozur, oral information) with *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov and *Metapolygnathus communisti* Hayashi has been identified in the above-mentioned limestones. Deposits with similar lithology and with a conodont assemblage formed of *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov and *G. tadpole* (Hayashi) are to be found on the Viilor Valley, east of the Sarica Hill (samples 3426 Parcheş and 4054 Viilor Valley, respectively).

The outcrops in the Somova cliff (fishing ground) with deposits similar to the above-mentioned ones (in which bivalves and ammonites have been identified) including an intercalation of quartz-feldspathic, calcareous sandstones, with which the gradual passing to the overlying formation is made, are assigned to the Upper Carnian, too, on the basis of the conodonts. Under the microscope, recrystallized oolites, basalt fragments, grains of feldspars and calcitized plagioclase feldspars can be observed in limestones.

The Triassic formation ends with the upper detrital formation, called by Mirăuță (1966) "Alba Beds". It is constituted of micaceous, grey, quartz-feldspathic, calcareous sandstones, characterized by an intense alteration which gave them a brown colour, and of light grey-whitish,



quartz-feldspathic sandstones with intercalations of siltites and satined, grey-greenish and reddish clays with fucoids, also occurring as enclaves in sandstones. In this succession it is observed a level of conglomerates or microconglomerates with pebbles of grey-blackish limestones, micaceous quartzites, black jaspers, quartz, basalts, included in a gritty-calcareous, quartz-feldspathic, grey-yellowish matrix. The conglomerates are interbedded with grey-greenish, foliated clays and siltstones. The above-mentioned level occurs east of Isaccea and at Telița. The formation described either overlies transgressively the former terms or is overlain conformably by the calcareous-detrital formation when, at its upper part, there occur more and more frequently levels of sandstones, more or less calcareous. The formation has a typical flysch-like character due to the rhythmicity of the sedimentation, the presence of turbidites and mechanoglyphs, and the lithologic constitution. The upper detrital formation displays these characteristics on a large area in the west of the Tulcea zone (Telița-Cilic), on the Groapa Cailor-(E Isaccea)-W Telița alignment, between the Lipca Hill and west of the Stînca Mare Hill, in the axis of a syncline, as well as in the axis of the Carierei Hill synclinorium.

The age of the formation described is indicated by the conodont assemblages and by macrofauna, identified in the outcrops outside the studied area.

Thus, the limestones intercalated in the base of the formation yielded, in the Maleciu Hill (west of the Teilor Valley) and in the Carierei Hill (south of Tulcea), conodont assemblages with *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov and *Metapolygnathus angustus* Kozur, pointing to the Tuvalian (Upper Carnian). *Halobia styriaca* (Mojš.), species occurring in the Carnian-Norian interval, has been identified in the fine, black limestones with filaments found in the base of the Upper detrital formation in the Carierei Hill.

Tectonics

The main structure of the studied zone is represented by the Saon-Movila Săpată anticlinorium, with a NW-SE trending, which contains, in its axis, the Movila Săpată porphyries. This axis plunges to Saon, where it is covered periclinally by more recent deposits and protrudes to SE.

The anticlinorium presents small anticlinal and synclinal structures, e.g. the Parcheș and Ogurului Hill anticlines with Lower and Middle Anisian deposits in its axis and the Stînca Mare Hill syncline with Upper Anisian-Ladinian deposits in its axis.

Carnian deposits and the upper detrital formation of the Alba Beds are to be found on the flanks of the anticlinorium. The north-eastern flank is more straightened than the south-western one.

In the SW corner of the zone there is the Telița reversed syncline, with the deposits of the upper detrital formation in the axis. It is shifted to NE and this character is followed to SE. On the NE flank of the syncline two small structures are outlined south of the Sarica Hill. The SW



flank is overthrust by Lower?-Middle Triassic deposits penetrated by basic rocks developed massively towards Niculițel. This tectonic contact can be followed from Isaccea, where the grey-greenish or reddish limestones with reddish cherts, Lower Anisian (after conodonts) and pierced by porphyries, overlie rocks of the upper detrital formation. The overthrust continues south of Sarica, probably south of the locality Bălcescu up to N of Babadag. The scaleshaped structure shifted to NE is typical of the western part of the Triassic zone and it was rendered evident by Mirăuță and Mirăuță (1964), who specified that the overthrust plane dips 50–70° to SW.

Metallogenesis is connected with the porphyries which cross the limestones assigned to the Lower Triassic-Middle Triassic. It can be followed from the Cortelu Hill up to the Cișla Hill. Considering the fact that the structure plunges to NW, the deposits connected with metallogenesis should occur at depth in the same direction.

Conclusions

The following conclusions can be inferred from this paper: 1) The delimitation of several formations and their age specification: a) the Spathian (Lower Triassic) platy limestone formation; b) the calcareous-dolomitic formation assigned to the Lower Triassic-Middle Triassic interval (Spathian-basal Aegean); c) the cherty calcareous-dolomitic formation of Lower Anisian-Middle Anisian age; d) the Upper Anisian-Ladinian bituminous limestone formation within which the Upper Anisian, Lower Ladinian and Upper Ladinian have been locally indicated on the basis of the conodonts; e) the detrital-calcareous formation assigned to the Carnian in which the presence of the Middle and Upper Carnian has been emphasized; f) upper detrital formation (=Alba Beds, Mirăuță, 1966) considered terminal Carnian, possibly Norian.

2) The age of the synchronous basalt eruptions is Lower Triassic (Spathian). These basic rocks occurring frequently as pillow-lava had been more or less spilitized. The other types of basic rocks probably have a vein-like character and a more recent age. As mentioned before, the limestones included in the spilitized basalts N of Babadag indicated a Lower Anisian age; the existence of a migration of the volcanic activity from N to S can be presumed. Reworked basalt fragments have been identified in the Ladinian, Carnian deposits and in the Alba Beds.

3) The acid rocks of the massive quartz porphyry type occur under and within the Lower Triassic deposits as well as in those confined to the Lower Triassic-Middle Triassic interval. The nature of their relationships with the sedimentary deposits is not known yet, but the porphyry veins cross the cherty dolomitic-calcareous formation assigned by us to the upper part of the Middle Anisian. Eruption indications do not occur from the level of the Upper Anisian upwards.



We may presume that there existed several phases of basic and acid eruptions, which succeeded during a relatively short time interval (Spathian-Middle Anisian inclusively) which probably differ in petrographic respect, depending on age, from the rocks which cross them and to their way of occurrence.

The basalts should be regarded as initial magmatites of the Cimmerian cycle (Mirăuță, 1966), whereas the Alba Beds represent a formation connected with the conditions of sedimentation of this orogeny.

A volcano-sedimentary formation consisting of mostly detrital sediments and eruptions of diabase, porphyrites, melaphyres associated with tuffs, tuffites and breccias has been reported by Marković (1967) from the Internal Dinarids (characterized by Lower Triassic basic volcanism) and in the External Dinarids (with Middle Triassic porphyry volcanism). Ramovš (1974) pointed out three sedimentary types in W Serbia, during the Lower Triassic. One of these types is characterized by the presence of the eruptive rocks associated with graywacke, clays, radiolarites and marly limestones.

From this point of view, the inner sedimentary zone with eugeosyncline character of the Triassic "sillon" (Mirăuță, 1974) is correlated with the Dinarid zone, not with the Alpine domain, where the eruptions occur from the level of the *Avisianus* zone (terminal Illyrian) (Mietto et Petroni, 1979).

REFERENCES

- A t a n a s i u I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, 89 p., Iași.
- B e n d e r H. (1970) Zur Gliederung der Mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias. *Ann. Géol. Pays Helléniques*, p. 465–540, 5 pl., Athènes.
- B u d u r o v K. (1975) Paragondolella foliata sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ost-Balkans. *Review of the Bulgarian Geological Society*, XXXVI, 1, p. 79–80, Sofia.
- S t e f a n o v S. (1965) Gattung Gondolella aus der Trias Bulgariens. *Travaux sur la Géologie de Bulgarie*, VII, série paléont., p. 115–127, Sofia.
- S t e f a n o v S. (1972) Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 21, p. 829–846, Innsbruck.
- S t e f a n o v S. (1973) Etliche neue Plattform-Conodonten aus der Mitteltrias Bulgariens. *Comptes rendus de l'Acad. bulg. Sci.* 26, 6, p. 803–806, Sofia.
- S t e f a n o v S. (1975) Neue Daten über die Conodontenchronologie der Balkaniden Mittleren Trias. *Comptes rendus de l'Acad. bulg. Sci.* 28, 6, p. 791–794, Sofia.
- C l a r k D. L. (1959) Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah. *Journ. Pal.*, 33, 2, p. 305–312, 2 pl., 1 fig., Tulsa.
- G e d i k I. (1975) Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei). *Palaeontographica Abl. A*, 150, p. 99–160, Stuttgart.
- I a n o v i c i V., G i u ș c ă D., M u t i h a c V., M i r ă u ț ă O., C h i r i a c M. (1961) Ghidul excursiilor D. Dobrogea. *Asoc. Geol. Carp. Balc.*, 84 p., București.



- Kozur H. (1972) Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. *Geol. Pal. Mitt. Innsbruck*, 2/11, p. 1–37, Innsbruck.
- Mock R. (1972) Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Pal. Mitt. Innsbruck*, 2 (4), p. 1–20, Innsbruck.
- Mostler H. (1970) Neue Conodonten aus der Trias. *Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck*, 59, p. 462–464, Innsbruck.
- Mostler H. (1972) Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten“ der Mittel- und Obertrias. *Abhandlungen der geologischen Bundesanst.* 28/1, p. 1–36, 15 pl., Wien.
- Mostler H. (1976) Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6/3, p. 1–33, Innsbruck.
- Marković B. (1967) Ein Beitrag zum Aufbau der Trias Jugoslawiens (Einige paläogeographischen Beobachtungen). *Geol. Sbornik*, XVIII/2, p. 203–217, Bratislava.
- Malkowski K., Szaniawski H. (1976) Permian conodonts from Spitsbergen and their stratigraphic significance; preliminary note. *Norsk Polarinstitut Arbok* 1975, p. 79–87, Oslo.
- Mirăuță Elena (1974) Über die Conodontenfaunen des oberen Werfens und des tieferen Anis der nördlichen Dobrudscha/Rumänien. *Geol. et Pal.*, 8, p. 149–158, Marburg.
- (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Cretacicul superior și fundamentul Bazinului Babadag (Dobrogea). *An. Com. Geol. XXXIII*, p. 343–374, București.
- (1966) Contribuții la cunoașterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr.*, ser. *Geologie*, II/2, București.
- (1974) Aspects de l'évolution géosynclinale de la Dobrogea du Nord. *VI e Congr. de l'ass. géol. Carp.-Balk.*, II, 1 (1963), p. 457–466, Warszawa.
- Mietto P., Petroni Marina (1979) I conodonti a piattaforma del limite Anisico-Ladinico nella sezione di San Ulderico nel Tretto. *Memorie di scienze geologiche*, XXXII, 11 p., 2 pl., Padova.
- Mock R. (1979) *Gondolella carpathica* n. sp., eine wichtige tuvalische Conodontenart. *Geol. Pal. Mitt. Innsbruck*, 9/4, p. 171–174, Innsbruck.
- Mosher L. C. (1968) Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their correlation. *Journ. Pal.* 42/4, p. 895–946, Tulsa.
- (1970) New Conodont Species as Triassic Guide Fossils. *Journ. Pal.* 44/4, p. 737–742, Tulsa.
- Murgoci G. (1914) Etudes géologiques dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire cimmérienne. *An. Inst. Geol. Roum.* V/2, p. 495–620, București.
- Mutihac V. (1964) Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol. XXXIV/1*, p. 215–253, București.
- Nicora Alda (1977) Lower Anisian Platform-Conodonts from the Tethys and Nevada: taxonomic and stratigraphic revision. *Palaeontographica*, Abt. A, 157, p. 88–107, Stuttgart.
- Pascu R. (1904) Studii geologice și miniere în jud. Tulcea (Dobrogea). *Bul. Minist. Agric., Industr., Comerț și Domeniilor, Serv. Minelor*, 50 p., București.
- Patrulius D., Bleahu M., Popescu Ileana, Bordea S. (1971) Guidebook to excursions of the IInd Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association. The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian Bend. *Geol. Inst. Guidebooks to excursions*, 8, 86 p., București.



- Peters K. (1867) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschriften der mathem.-naturw. Cl. XXVII/2*, 207 p. Wien.
- Ramovs A. (1974) Die Trias in Jugoslawien. In: Zapf, H.: Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. *Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 2, p. 161–165, Wien.
- Savul M. (1931) Erupțiunile de diabaze din nordul Dobrogei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII (1929–1931), București.
- (1935) Porphyres quartzifères de la région Meidanchioi-Consul. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XX (1931–1932), București.
- Savu H., Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica (1980) Studiul structural, petrologic, geochimic și genetic al ofiolitelor din zona Niculițel (Dobrogea de Nord). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/1, București.
- Simionescu I. (1925) Păturile cu Daonella în Dobrogea. *Acad. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi*, IX/XLIII, 9 p., București.
- (1927) Aperçu géologique sur la Dobrogea. *Assoc. p. l'avanç. géol. Carpat.*, II^e réun., p. 353–382, Bucarest.
- Solien M. A. (1979) Conodont biostratigraphy of the Lower Triassic Thaynes Formation, Utah. *Journ. Pal.*, 53, 2, p. 276–306, Tulsa.
- Wang Cheng-yuan, Wang Zhi-hao (1976) Triassic Conodonts from the Mount Jolmo Lungma Region. *Tibetan Scientific Expeditional Term. Academia Sinica*, p. 387–416, Peking.

QUESTIONS

D. Paraschiy: 1. Which is the thickness of each of the six lithostratigraphic units distinguished in the studied region?

2. I ask you to specify the number and the stratigraphic position of the magmatic sequences in the studied region.

3. In the determination of the lithostratigraphic units did you take into account the regional setting (of the structural-stratigraphic units) too or only the studied region? To what extent did you consider the recommendations of the "Hedberg Code" in the separation of the six lithostratigraphic units.

Answer: 1. The six lithostratigraphic units have the sizes, as follows: (1) 60 m on an average; (2) it may reach maximum 300 m; (3) the chert-bearing calcareous-dolomitic formation, maximum 500 m; (4) the chert-bearing bituminous limestones reach 250 m; (5) the thickness of the calcareous-detrital formation ranges between 100-500 m; (6) the formation of the Alba Beds reaches 500 m. It is difficult to estimate the thickness as the beds are very incompetent and form small and numerous structures.

2. In the Somova Zone and the Sarica Hill one can observe Lower Triassic (Spathian) massive basalts in pillow-lava facies, synchronous with the sedimentary formations. Massive porphyries occur both in the platy limestones and within the calcareous-detrital formation. Their relationships with the sedimentary rocks are not known. The porphyry veins penetrate



the deposits of the cherty calcareous-dolomitic formation. From the Upper Anisian level indications of magmatic activity are missing in this zone.

3. In the determination of the lithostratigraphic units we considered the regional setting and the lithologic type or the combination of predominant lithologic types, sensu Hedberg Code, 1970.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

- Fig. 1 a, b. — *Neospathodus triangularis* (Bender). Sample 645/76. Ormanul cu Pari Valley. Platy limestones formation. Lower Triassic (Spathian): a) lateral view; b) aboral view.
- Fig. 2 a, b. — *Neospathodus homeri* (Bender). Idem.
- Fig. 3. — *Neospathodus homeri* (Bender). Sample 4088/79. Pietros-Somova Hill. Calcareous-dolomitic formation. Lower Triassic/Middle Triassic.
- Fig. 4 a, b. — *Neospathodus* cf. *triangularis* (Bender). Sample 642/76. Pietrișul lui Cucuc Hill (Pietros Hill). Lower Triassic/Middle Triassic.
- Fig. 5 a, b. — *Neospathodus* cf. *triangularis* (Bender). Sample 4064/79. Varnița Hill. Lower Triassic/Middle Triassic.
- Fig. 6. — *Kamuellerella* (*Kamuellerella*) *seymenti* Gedik. Sample 4015/79. Stinca Mare Hill. Cherty-dolomitic formation. Lower Anisian-Middle Anisian.
- Fig. 7. — *Kamuellerella* (*Kamuellerella*) *subsuetica* Gedik. Idem.
- Fig. 8. — *Neospathodus excelsus* Wang & Wang. Sample 4060/79. East Sarica Hill. Platy limestones formation. Lower Triassic.
- Fig. 9. — *Enantiognathus bitortus* (Bender). Sample 4060/79. East Sarica Hill. Idem.
- Fig. 10. — *Enantiognathus latus* Kozur & Mostler. Sample 4088/79. Pietros-Somova Hill. Lower Triassic/Middle Triassic.
- Fig. 11 a, b, c. — Nov. gen., n. sp. Sample 4015/79. Lower Anisian-Middle Anisian: a) oral view; b) lateral view; c) aboral view.
- Fig. 12 a, b. — ? *Xantiognathus* sp. Idem.
- Fig. 13. — *Neospathodus germanicus* Kozur. Sample 4180/79. Coazima Hill. Cherty-dolomitic formation. Lower Anisian-Middle Anisian.
- Figs. 14–16. — *Gondolella regale* (Mosher). Samples 4180/79. Coazima Hill and 4015/79 Stinca Mare Hill. Idem.
- Figs. 17, 18. — *Gondolella bulgarica* (Budurov & Stefanov). Samples 4015/79 Stinca Mare Hill and 4180/79 Coazima Hill. Lower Anisian-Middle Anisian.
- Fig. 19. — *Gladigondolella malayensis* Nogami. Sample 4180/79. Coazima Hill. Idem.
- Fig. 20, 21 a, b. — *Gladigondolella carinata* Bender. Sample 4015/79. Stinca Mare Hill. Idem. a) lateral view; b) aboral view.
- All sizes $\times 50$.

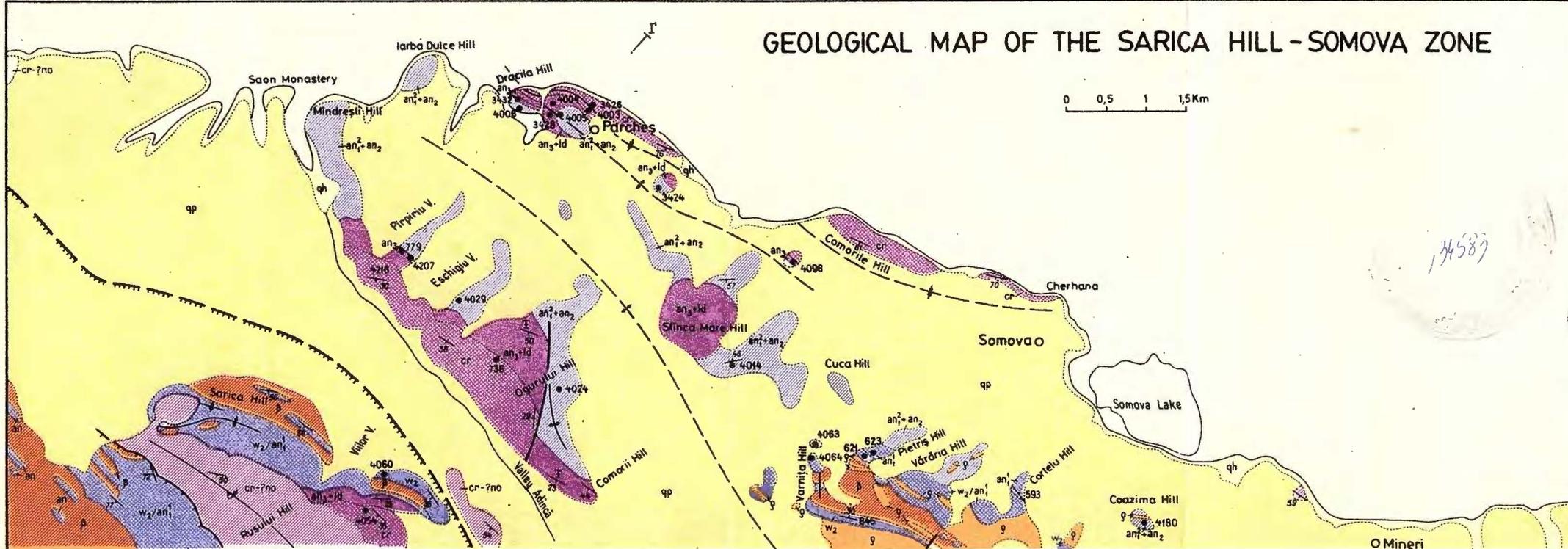


Plate III

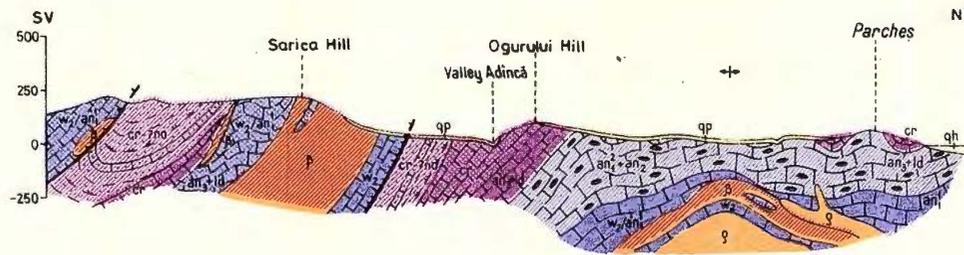
- Fig. 1. — „*Spathognathodus*” *gondolelloides* B e n d e r. Sample 539/70 Somova. Lower Anisian.
- Fig. 2. — *Gondolella timorensis* (N o g a m i). Sample 3707/77. Isaccea Quarry. Lower Anisian.
- Figs. 3, 4. — *Gondolella excelsa* (M o s h e r). Samples 4004/79 Parcheș and 779/70 Eschigiu Hill. Cherty bituminous limestones formation. Upper Anisian.
- Figs. 5, 6. — *Gondolella cornuta* (B u d u r o v & S t e f a n o v). Samples 3432/76 Parcheș and 4004/79 Parcheș. Idem.
- Fig. 7. — *Gondolella acuta* K o z u r. Sample 4004/79. Parcheș. Idem.
- Fig. 8. — *Gondolella longa* (B u d u r o v & S t e f a n o v). Sample 779/70 Eschigiu Hill. Idem.
- Fig. 9. — *Metapolygnathus* cf. *mostleri* K o z u r. Sample 4003/79. Parcheș. Upper Ladinian.
- Fig. 10. — *Gondolella foliata* (B u d u r o v). Sample 4003/79. Parcheș. Idem.
- Figs. 11, 14–16. — *Gondolella polygnathiformis* B u d u r o v & S t e f a n o v. Sample 736/78. Ogurului Hill. Calcareous-detrital formation. Middle Carnian.
- Figs. 12, 13. — *Gondolella tadpole* (H a y a s h i). Sample 736/78. Idem.
- Fig. 17. — *Metapolygnathus communisti* H a y a s h i. Sample 3426/76. Parcheș. Calcareous-detrital formation. Upper Carnian. All sizes $\times 50$, except Fig. 1 : $\times 200$ executed at Stereo-scan.



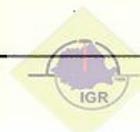
GEOLOGICAL MAP OF THE SARICA HILL - SOMOVA ZONE



LEGENDA



HOLOCENE	qh	Early and late modern alluvial deposits	Geological limit (in general)
PLEISTOCENE	qp	Loess	Unconformity
?NORIC	cr-7no	Alba Beds formation: calcareous or quartz-feldspathic sandstones in rhythmical alternation with siltites and clay shales; polymictic conglomerate levels	=====	Nappe
CARNIC	cr	Calcareous-detrital formation: bituminous limestones with rare cherts, spathic limestones with fauna; siltite packets and grey pelites with fauna at the upper part; calcirudite levels (cr)	——— ———	Reversed fault
LADINIC + UPPER ANISIC	an ₃ id, an ₃	Chert-bearing bituminous limestone formation at the upper part, intercalations of siltites and clay shales with fauna; at the lower part, frequent intercalations of spathic limestones with fauna (an ₃)	——— ———	Fault
MIDDLE ANISIC + LOWER ANISIC (BITHYNIAN)	an ² +an ₂	Chert and pelite bearing calcareous-dolomitic formation: intercalations of spathic limestones with fauna, cherts and rare breccia levels	——— ———	Axis of anticline
LOWER ANISIC / UPPER WERFENIAN (SPATHIAN)	w ₂ /an ₁ , an ₁	Calcareous-dolomitic formation with limestones, dolomitized limestones and light-coloured, massive or platy dolomites with nodular surface, with pelite intercalations (w ₂ /an ₁); a, grey limestones, pelite-bearing calcirudites (an ₁); b, limestones, dolomitized limestones, dolomites (an)	——— ———	Axis of syncline: a vertical; b reversed
UPPER WERFENIAN (SPATHIAN)	w ₂	Grey limestones as plates with nodular surface, with fauna-bearing grey pelites; intercalations of dolomites with laminations	——— ———	Bed position
MAGMATIC ROCKS			● 736	Sample location
LOWER TRIASSIC	β	Basalts	⊠	Fossils
MIDDLE TRIASSIC	ρ	Quartz porphyries	I — I	Situation of the geological sections



4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES KLIPPES DE TYPE PIENIN DE POIANA BOTIZEI (MARAMUREȘ)¹

PAR

MIRCEA SÂNDULESCU², THEODOR NEAGU³, EMANUEL ANTONESCU²

Jurassic. Neocomian. Pieniny Klippen. Botiza Nappe. Lithostratigraphy. Aptychus Beds. Microfaunal assemblages. Palynological assemblages. Basic tuffs. Jaspers. East Carpathians. Transcarpathian flysch. Lăpuș Mountains and Depression.

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Poiana Botizei Pieniny-Type Klippen (Maramureș). The pieniny-type klippen of Poiana Botizei are involved in the frontal scales of the Botiza Nappe. The Jurassic-Neocomian lithostratigraphic succession is the following: basic tuffs, jasper beds, detrital limestones, "Aptychus beds", pelitomorphic limestones and breccious nodular limestones. The Tissalo Beds follow with a break; they are Lower Aptian (or even uppermost Barremian)-Cenomanian in age, containing microfauna and palynological assemblages especially in the Aptian levels. The marly formation of „couches rouges” type starts in the Middle Cenomanian and reach up to the Upper Senonian. The Turonian levels are missing or strongly condensed. The Mesozoic formation was involved in tectonic imbrications anterior to the Eocene flysch sedimentation.

C'est Anton (1943) qui, signalant les klippes de Poiana Botizei, en donne une première description microscopique et souligne leur âge Tithonique, basé sur des restes fossiles. Il est le premier à les comparer avec la série pienine des Carpathes occidentales.

Dimitrescu et Bleahu (1952) mettent en évidence, parmi les roches constituant les klippes, des calcaires à débris de roches basiques: ils apportent aussi de nouvelles contributions paléontologiques en faveur de l'âge Tithonique.

¹ Reçue le 23 Mai 1980, acceptée le 24 Mai 1980, présentée à la séance du 27 Mai 1980.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

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



Dumitrescu (1957) est celui qui précise le cadre structural de la région, y distinguant deux nappes : la nappe de Botiza et la nappe de Wildflysch. Il considère que les klippes de type pienin, à son avis d'âge Tithonique, se trouvent dans la nappe de Botiza. Les données cartographiques de Dumitrescu sont matérialisées aussi dans la feuille Tîrgu Lăpuş (Dumitrescu, Marinescu, 1965) et sur la carte à l'échelle 1:200.000 de la Roumanie (feuilles Baia Mare et Vişeu).

Patrulius et al. (1960) sont les premiers à supposer que les klippes de Poiana Botizei renferment, à côté du Tithonique, le Néocomien aussi. Bombiţă (1971) décrit assez en détail les roches constitutives des klippes, revoit la faune d'*Aptychus* et fait des précisions micropaléontologiques sur les marnes rouges de leur „couverture”. Il remarque que les premières formations avec lesquelles débute cette couverture appartiennent à un „horizon marno-argileux sombre”, traversé par le forage de Valea Burcutului (Baia Mare), qu'il compare aux couches de Tissalo de la zone de klippes pienines de l'Ukraine subcarpathique. Il ne signale pourtant pas ces couches dans la région de Poiana Botizei. Bombiţă accorde aux dépôts des klippes l'âge Tithonique; il semble accepter, indirectement mais pas explicitement la présence du Berriasien.

Antonescu et al. (1975) ont remarqué, partiellement, les complications tectoniques présentées par la klippe du ruisseau Vărăştia (à Poiana Botizei). Ces auteurs ont séparé également les formations péliques sombres de la série de Tissalo (sans leur donner ce nom), qu'ils attribuent au Cénomanién. Dicea et al. (1980) ont repris ces données dans un cadre général concernant le Maramureş.

Dans quelques notes de synthèse ou dans des travaux de détail l'un d'entre nous (Săndulescu, 1975, 1980; Săndulescu et al., 1975, 1976) a fait des précisions sur la lithostratigraphie, la tectonique et le cadre général des klippes de Poiana Botizei; ces considérations seront présentées en détail dans cette note.

Cadre géologique général

Les klippes de type pienin qui affleurent dans la région de Poiana Botizei sont cantonnées dans les écailles frontales de la nappe de Botiza. Par rapport au corps principal de la nappe, ces écailles frontales ont des successions lithostratigraphiques différentes (Săndulescu, 1980). En effet, dans cette nappe on peut distinguer de : marnes rouges (turonof (?) -sénoniennes), argiles bariolées (paléocènes), le flysch de Tocila (type „couches à hiéroglyphes”), le grès de Secu (flysch gréseux lutétien) et le flysch de Valea Vinului (type „couches à hiéroglyphes” du Lutétien supérieur-Priabonien) (Săndulescu in Ştefănescu et al., 1979), tandis que dans les écailles frontales le grès de Secu manque, les argiles bariolées montent par endroits jusqu'au Lutétien et le grès de Secătura est supposé être d'âge Oligocène (Antonescu et al., 1975). De ce point de vue, on peut considérer les écailles frontales comme formant une unité indépendante (l'unité des klippes pienines proprement-dite), chevauchée par la nappe de Botiza (*s. str.*).



Raccordant les écailles frontales à la zone des klippes pienines qui affleurent au nord de la vallée de la Tisa (en Ukraine subcarpathique), la nappe de Botiza (*s. str.*) se trouve forcément dans une position plus interne (Săndulescu, 1980) du point de vue paléogéographique, et structural aussi. Leur position actuelle, au sud de la faille de Bogdan Vodă (Săndulescu, 1976), serait donc une position „ultra” par rapport à la nappe de Dragovo-Petrova (qui correspond à la nappe de Măgura — Săndulescu, 1975). La corrélation des deux unités (Botiza et Dragovo-Petrova) (Bombiță, 1971; Dicea et al., 1980) se heurte, pour ces raisons-là, à de grandes difficultés.

Les quatre écailles frontales montrent, elles aussi, des constitutions différentes. On constate d'abord que les klippes de type pienin se trouvent groupées le long d'une seule écaille, au front de celle-ci. C'est l'écaille de Poiana Botizei nord, qui n'est pourtant pas la plus externe. De l'intérieur vers l'extérieur la succession des écailles frontales est la suivante : écaille de Măgura Tocilor, écaille de Poiana Botizei nord, écaille de Poiana Botizei sud et écaille marginale. Les particularités de chaque écaille sont les suivantes :

— l'écaille de Măgura Tocilor comporte une succession lithostratigraphique qui débute avec les marnes rouges sénoniennes, suivies par des argiles bariolées paléocène-éocènes, un flysch type „couches à hiéroglyphes” éocène (par endroits paléocène ? aussi) et le grès de Secătura (oligocène ?) ;

— l'écaille de Poiana Botizei nord est caractérisée par la présence des klippes de type pienin, dont nous allons examiner plus loin en détail la constitution ; le seul problème serait si la klippe du sommet La Piatră appartenait à cette écaille ou bien à l'écaille de Măgura Tocilor ;

— l'écaille de Poiana Botizei sud, dont la succession lithostratigraphique est la suivante : marnes rouges sénoniennes, flysch bariolé paléocène, flysch éocène (type „couches à hiéroglyphes”) ;

— écaille marginale constituée d'un flysch éocène.

Le long de l'écaille de Poiana Botizei nord les klippes de type pienin affleurent en plusieurs endroits, montrant des dimensions différentes. Au nord du village de Poiana Botizei, dans le versant gauche du ruisseau Poiana, deux klippes d'une dizaine de mètres carrés affleurent les klippes de Piatra Bulbucului. A Poiana Botizei sur la lisière nord du village, le ruisseau Vărăștia coupe la „klippe principale” dans laquelle on peut faire les observations les plus complètes sur la stratigraphie et la structure. Dans le ruisseau Fagului, une très petite klippe (de quelques mètres) affleure sous les marnes rouges. Au sud de ce ruisseau au-dessus du village de Poiana Botizei affleure une autre klippe. Enfin, au sommet nommé La Piatră, vers Strimbu Băiului, est connue une autre klippe assez importante ; elle est coincée au front de l'écaille de Măgura Tocilor, mais peut représenter encore les restes de l'écaille de Poiana Botizei nord. Nos principales considérations portent sur la „klippe principale”. Suivant le cas, nous allons faire également des remarques comparatives sur les autres klippes.



Stratigraphie des formations jurassiques et néocomiennes

Afin de mieux comprendre les problèmes de la stratigraphie des formations jurassiques et néocomiennes, il est nécessaire de présenter tout d'abord la structure de détail de la „klippe principale” (pl. I).

La „klippe principale” est constituée de trois écailles : inférieure, moyenne et supérieure. Les deux premières écailles montrent des successions presque identiques ; celle supérieure présente des différences surtout pour les niveaux tithonique et néocomien.

Tufs basiques. Les plus anciennes formations affleurant dans les klippes de Poiana Botizei sont constituées de tufs basiques (écaille inférieure de la „klippe principale”). Épaisses de 2 m, elles renferment à leur base un niveau de brèche à éléments de basaltes subvariolithiques et de hyalobasaltes amygdaloïdes (certains de type palagonitique)⁴. Cette brèche peut être partiellement de nature sédimentaire, vu qu'il y a des débris roulés. L'âge de ces tufs est accordé indirectement : ils précèdent les couches à jaspes pour lesquelles on admet l'âge callovien-oxfordien. Les tufs seront donc au moins caloviens et/ou plus anciens.

Couches à jaspes. Aux tufs basiques suivent des jaspes rouges, verts et noirâtres, dont l'épaisseur dans l'écaille inférieure de la „klippe principale” est de 4 m. Avec des épaisseurs semblables les jaspes se trouvent aussi dans les deux autres écailles de la „klippe principale” et aussi dans la klippe La Piatră. Il s'agit pour la plupart de radiolarites typiques, mais aussi de silicolites finement détritiques, dépourvues ou très pauvres en Radiolaires. L'âge des couches à jaspes est accepté, pour des raisons de corrélation générale, comme callovien-oxfordien.

Mis à part ce niveau de base, les jaspes se retrouvent également comme des intercalations dans des niveaux plus hauts jusque dans les „couches à *Aptychus*”.

Calcaires détritiques. Développés dans l'écaille inférieure de la „klippe principale” avec une épaisseur de 11 m, ces calcaires détritiques se trouvent aussi dans la plupart des klippes de type pienin de la région. Ils sont constitués de débris de calcaires (surtout), d'oolithes et de débris de roches éruptives. Ces derniers ont été déjà remarqués par Dimitrescu et Bleahu (1952). Il s'agit surtout de roches basiques, rappelant les basaltes subvariolithiques⁴, mais aussi de roches plus acides qui pourraient être éventuellement des trachytes. Des débris de Foraminifères (parmi lesquels nous avons pu déterminer *Nautiloculina oolitica* M o h.) sont également présents, ainsi que des grains de glauconie.

L'âge des calcaires détritiques est difficile à préciser. Ils surmontent en général les jaspes, mais il y a des endroits (klippe La Piatră, écailles moyenne et supérieure de la „klippe principale”) où des jaspes sont intercalés ou même surmontent ces calcaires. On peut les considérer donc d'âge oxfordien et même (?) kimméridgien (inférieur).



La présence des débris de roches basiques et des tufs serait-elle un argument pour considérer les séries des klippes pienines provenant d'une zone à croûte simique?! Nous (Săndulescu, 1975) l'acceptons volontiers.

„Couches à *Aptychus*”. Une formation très caractéristique pour les klippes de la région de Poiana Botizei, remarquée par tous les auteurs qui y ont travaillé, est représentée par les „couches à *Aptychus*”. Elles sont constituées surtout de calcaires (micrites) fins, lités, de couleur rouge, verte ou violacée. Des intercalations de jaspes ou simplement de rognons siliceux y sont également connus.

Généralement ce sont des micrites ou pelmicrites souvent siliceuses à Radiolaires, débris d'*Aptychus* et quelques fragments de *Saccocoma*. Nous avons été frappés par la pauvreté en Tintinides (il y en a de rares *Calpionella alpina* et des *Crassicolaria*). Nui

La faune d'*Aptychus* des klippes de Poiana Botizei, que les différents auteurs (Anton, 1943; Dimitrescu, Bleahu, 1952; Bombiță, 1971) ont décrite, provient de ces couches. On considère qu'elle est en majeure partie tithonique, avec d'éventuels passages au Berriasien (Patrilius et al., 1960; Bombiță, 1971). La présence des *Saccocomas* nous porte pourtant à considérer qu'elles débutent au Kimméridgien (supérieur?). Bien que s'étageant du Kimméridgien jusqu'au Berriasien, la majeure partie des couches à *Aptychus* semble être tithonique. ? Nui

Calcaires blancs pélitomorphes. Le sommet des couches à *Aptychus* de l'échelle inférieure de la „klippe principale”, de la klippe de Dealu Bisericii et aussi de la klippe La Piatră, est surmonté par des calcaires blancs très fins qui renferment des Tintinides. Leur épaisseur ne dépasse guère quelques mètres. Bombiță (1971) y a trouvé *Calpionella alpina*, *C. cf. elliptica*, *Crassicolaria intermedia* et *Cr. massutiniana*, *Tintinopsella carpathica* et *T. longa*. Nous y avons déterminé aussi des *Calpionellites*, ce qui nous autorisait à placer les calcaires blancs pélitomorphes dans le Néocomien. ?

Calcaires brècheux noduleux. Au-dessus des calcaires blancs pélitomorphes (échelle inférieure de la „klippe principale”) ou au-dessus des couches à *Aptychus* (échelle médiane de la „klippe principale”) affleure un niveau de 2—4 m d'épaisseur constitué d'un calcaire brècheux d'aspect noduleux. Ses éléments sont constitués de calcaires rouges et blanc-verdâtres cimentés par du matériel calcaire rouge. Ils sont riches en *Saccocomas* et Radiolaires.

Les rapports avec les formations qu'il surmonte semblent indiquer le dépôt inconforme de ce calcaire brècheux. La source des éléments calcaires qu'on y trouve reste problématique; leur microfaciès, bien qu'apparenté, ressemble peu à celui des couches à *Aptychus* des échelles qui l'abritent. Pour des raisons de corrélation nous rangeons ces calcaires brècheux noduleux dans le Néocomien.



Brèche à éléments anguleux. Dans le lit du ruisseau Poiana (dans l'écaille supérieure de la „klippe principale”) affleure, au-dessus des couches à jaspes, une brèche riche en débris angulaires de calcaires rouges et de radiolarites. Remarquée aussi par Dumitrescu (1957) et Bombița (1971), elle a été considérée d'âge Crétacé supérieur, étant située à la base des marnes de type Puchov.

En réalité, cette brèche est plus ancienne; elle est surmontée par des calcaires siliceux rouges violacés (70 cm d'épaisseur), qui nous ont fourni une microfaune à : *Dorothia hechti* Dien. & Massy, *Ammodiscus tenuissimus* (Gumb.), *Lenticulina muensteri* (Roem), *Gutullina nuorensis* Dien. & Mass., qui indique la présence du Néocomien, notamment du Valanginien supérieur-Hauterivien. Il s'ensuit donc que la brèche serait elle-aussi néocomienne; en la corrélant avec le calcaire brêcheux noduleux (voir ci-dessus), nous avons précisé l'âge des deux.

Couches de Tissalo

C'est Bombița (1971) qui a décrit dans le forage de Valea Burcutului (à Baia Mare) une série pélitique sombre, qu'il comparait avec les couches de Tissalo de la zone des klippes piénines de l'Ukraine subcarpathique. Cet auteur ne signale pourtant pas dans la région de Poiana Botizei des formations similaires. Antonescu et al. (1975) et Sândulescu (1975) sont ceux qui ont mentionné ces roches à Poiana Botizei, en les attribuant au Cénomanién ou, respectivement, à l'Albien-Cénomanién.

Les couches de Tissalo affleurent dans la région de Poiana Botizei dans : le ruisseau Vărăștia, le ruisseau Scrodoasa (affluent sur la droite du ruisseau Poiana au nord du village) et au sommet La Piătră. Elles y sont représentées par des marnes et argiles sombres cassantes ou feuilletées, tachetées. A la partie sommitale des minces intercalations d'argiles rouges violacées sont également connues (Vărăștia, Scrodoasa). L'épaisseur des couches de Tissalo est de 25—45 m.

Les informations micropaléontologiques et microfloristiques les plus complètes ont été obtenues du ruisseau Vărăștia, dans l'écaille médiane de la „klippe principale”. Depuis les niveaux les plus bas jusqu'à deux mètres au-dessous de la limite supérieure des couches de Tissalo l'association de microforaminifères est caractérisée par :

- Lituotuba incerta* Franke
- Hyperammia gaultina* Dam.
- Hippocrepina depressa* Vasicek
- Rheophaea minuta* Tapp.
- Glomospira gordialis* (Jon & Park)
- Pelosina complanata* Frank.
- Haplophragmoides concavus* Chap.
- Trochammia vocontiana* Moul.
- Gaudriyna neocomica* Chalil.
- Gaudriyna sherlocki* Bet.
- Gaudriyna* cf. *filiformis* Berth.



Verneuillinoides subfiliformis Barth.
Dorothia neocomica Chalil.
Lenticulina subgaultina D arth.
Lenticulina subalata R s s.
Lenticulina muensteri (R o e m.)
Lenticulina cf. *collignoni* Espit. & Sigal
Dentalina distincta Re u s s
Dentalina linearis (R o e m.)
Dentalina oligostegia R s s.
Vaginulinopsis planiuscula (R s s.)
Vaginulinopsis incurvata (R s s.)
Marginulinopsis schloembachi (R s s.)
Pseudonodosaria mutabilis (R e u s s)
Lagena laevis (M o n t a g.)
Astacolus gratus (R e u s s)
Gyroidinoides gracillima D a m.
Gavelinella barremiana Bett.
Discorbis vassoewiczi (D j a f.)

À 4 m au-dessus de la base des couches de Tissalo apparait pour la première fois dans cette association *Hedbergella sigali* M o u l l. et *Hedbergella aptica* (A g a l a r o v a).

On remarque également que les deux derniers mètres renferment — sur le ruisseau Vărăștia — une microfaune dont le contenu présente une dominance de Foraminifères agglutinés: *Rhizammina* sp., *Hippocrepina depressa* V a s i c e k, *Hormosina ovulum* Grzyb., *H. ovulum crassa* G e r o c h, *Hyperammina gaultina* D a m., *Rheophax minutus* T a p p., *Lituotuba incerta* F r a n k e, *Pelosina complanata* F r a n k e, *Glomospira gordialis* (J o n & P a r k.), *Gaudriynia sherlocki* B e t t., *G. predividens* N e a g u, *Ammobaculites* cf. *parvispira* D a m., *Recurvoides astrachanica* (T a j.), *Haplophragmoides* aff. *nonioninoides* (R s s.), *Trochammina vocontiana* M o u l l., *Gaudriniya filiformis* B e r t h. A côté de ceux-ci on trouve, avec une moindre fréquence: *Gavelinella barremiana* B e t t., *Globorotalites* cf. *bartensteini intermedius* B e t t.

A l'exception des deux derniers mètres, l'association microfaunique peut être placée dans l'intervalle Barrémien supérieur-Aptien inférieur. Tenant compte du fait que *Hedbergella sigali* et *H. apta* n'apparaissent qu'à 4 m au-dessus de la base des couches de Tissalo, on pourrait admettre qu'au-dessus de ce niveau est représenté le Barrémien supérieur et au-dessus de celui-ci l'Aptien inférieur. Nous considérons possible également l'hypothèse que ces couches ne débutent qu'à l'Aptien inférieur, tenant compte aussi des arguments palynologiques.

L'association à Foraminifères agglutinés serait, à la rigueur, d'âge Aptien supérieur, vu qu'elle marque un changement dans les conditions paléocéologiques. Ce changement est d'ailleurs anticipé par le palynofaciès, puisqu'au-dessus du niveau à *Hedbergella* les échantillons deviennent stériles, dans des conditions lithofaciales identiques.



Sur 30 cm à la limite supérieure des couches de Tissalo, dans une zone écrasée, aux argiles sombres et argiles rouges, nous avons trouvé une microfaune à :

- Dorothia conica* (R s s .)
- Dorothia pupa* (R s s .)
- Dorothia oxycona* (R s s .)
- Tritaxia gaultina carainata* (N e a g u)
- Tritaxia amorpha* (C u s h.)
- Osangularia cretacea* C a r B o n.
- Rotalipora appeninica* (R e i c h.)

qui prouve l'âge Cénomanién inférieur de ce niveau. En nous rapportant à la séquence supérieure des couches de Tissalo du ruisseau Scrodoasa où la partie sommitale de celles-ci contient des intercalations d'argiles rouges, nous considérons que les pélites écrasées de la vallée de Vărăștia appartiennent également à ces couches. Elles sont surmontées par la formation marneuse de type „couches rouges”, qui débute dans la vallée de Vărăștia dans le Cénomanién moyen (voir plus loin). Le problème de l'Albien reste ouvert. Nous n'avons pas encore de preuves paléontologiques directes. En nous rapportant aux données connues pour les Carpathes soviétiques, il serait aussi présent dans les couches de Tissalo de la région, mais laminé peut-être par des processus tectoniques (soulignés par les pélites écrasées mentionnées). Les remarques de B o m b i ț ă (1971) sur les pélites sombres rencontrées par le forage de Valea Burcutului viennent aussi à l'appui de cette hypothèse (si ces pélites sont vraiment des couches de Tissalo ? !)

Tenant compte que l'extrême base des couches de Tissalo ne dépasse pas le Barrémién supérieur, et même pas l'Aptien inférieur (voir ci-dessus) et que leur substratum direct serait néocomien (les calcaires brêcheux noduleux), il est possible — et même très probable — que celles-ci aient un caractère discordant.

L'association palynologique identifiée dans les couches de Tissalo de l'échelle moyenne est rencontrée sur une épaisseur de 10 mètres, depuis la base de la succession. La microflore comprend surtout de dinoflagellés, les spores étant subordonnés (des espèces de Gleicheniidites) et les pollens rares. Le contenu en dinoflagellés est le suivant :

- cf. *Aptea polymorpha* E i s e n a c k 1958
- Apteodinium granulatum* E i s e n a c k 1958
- Broomea* ? sp.
- Cleistosphaeridium* ? sp.
- Cribroperidinium orthoceras* (E i s e n a c k) D a v e y 1969
- Cyclonephelium distinctum* (D e f l a n d r e & C o o k s o n)
- S t o v e r & E v i t t 1978
- Dinoflagellé type D
- Dinoflagellé type E
- Florentinia* cf. *mantelli* (D a v e y & W i l l i a m s, dans D a v e y et al.) D a v e y & V e r d i e r, 1973



- Fromea amphora* Cookson & Eisenack 1958
Gonyaulacysta sp.
Gonyaulacysta sp. B ex Antonescu & Avram 1980
Gonyaulacysta cf. *cretacea* (Neale & Sarjeant)
 Sarjeant 1969
 cf. *Leberidocysta chlamidata* (Cookson & Eisenack)
 Stover & Evitt 1978
Meiourogonyaulax psoros Davey & Verdier 1974
Meiourogonyaulax stoveri Millioud 1969
Odontochitina operculata (O. Wetzel) Deflandre &
 Cookson 1955
Oligosphaeridium sp.
Oligosphaeridium complex (White) Davey &
 Williams, dans Davey et al., 1966
Oligosphaeridium cf. *diastema* Singh 1971
Oligosphaeridium dictyophorum (Cookson &
 Eisenack) Davey & Williams, dans Davey
 et al., 1966
Prolixosphaeridium parvispinum (Deflandre) Davey,
 Downie; Sarjeant & Williams 1966 (= *Proli-*
xosphaeridium deirense Davey, Downie, Sarjeant
 & Williams, 1966)
Sentusidinium? sp.
Sentusidinium sp. B ex Antonescu & Avram 1980
Spiniferites spp.
 cf. *Subtilisphaera* sp.
Tanyosphaeridium sp.
Tapeinosphaeridium cf. *granulatum* Ioannides,
 Stavrinou & Downie 1976

En regardant la répartition stratigraphique des espèces de dinoflagellés de l'association palynologique des couches de Tissalo, on peut faire aussi, de ce côté-là, quelques considérations sur l'âge de cette formation.

Prolixosphaeridium parvispinum est une espèce considérée par Davey (1974) comme marquant le début du „Barrémien moyen” dans les argiles de Speeton d'Angleterre et la partie terminale du Barrémien inférieur au stratotype (Millioud, 1969; Davey & Verdier 1974). Antonescu & Avram (1980) identifient cette espèce dès la base du Barrémien supérieur de la région de Svinița — la partie terminale de la biozone à *Leptoceras* et *Holcodiscus*. Cette espèce persiste dans de différentes régions d'Europe jusqu'au Vraconien (Verdier, 1975).

Florentinia mantelli est citée par Davey & Verdier (1976) comme débutant au Barrémien, et dans la région de Svinița, Antonescu & Avram (1980) identifient cette espèce à partir du Barrémien supérieur.



Aptea polymorpha est une espèce considérée comme marquant le début de l'Aptien et caractéristique pour cet étage, sans dépasser ses limites (D a v e y & V e r d i e r, 1974; V e r d i e r, 1975). Pourtant, S i n g h (1971) cite la présence de cette espèce dans l'Albien (Australie, Amérique du Nord) et W i l l i a m s (1978) identifie un exemplaire d'*Aptea polymorpha* dans le Barrémien de l'Atlantique oriental — DSDP — 370 — près des côtes d'Afrique, plateau marocain.

Meiourogonyaulax stoveri débute probablement au Jurassique supérieur et ne dépasse pas, d'après V e r d i e r (1975), le Gargasien.

Meiourogonyaulax psoros, espèce décrite dans l'Aptien inférieur au stratotype (La Bédoule; D a v e y & V e r d i e r, 1974) est intéressante par sa présence; nous ne connaissons pas de données plus récentes concernant sa distribution stratigraphique.

Il faut souligner aussi la présence de *Leberidocysta chlamidata*, espèce dont le début est — selon V e r d i e r (1975) — à partir de l'Albien supérieur. Dans l'association de dinoflagellés du niveau 169A/V8 apparaissent quelques exemplaires attribués à cette espèce; nous ne pensons pas, même si nos exemplaires appartenaient à cette espèce, que le niveau respectif revienne à l'Albien; il est plus probable que cette espèce fasse son apparition plus bas dans l'échelle stratigraphique.

Tenant compte de ces données, les dinoflagellés des couches de Tisalo indiquent l'intervalle Barrémien supérieur-Aptien inférieur, marqué par la présence de *Prolixosphaeridium parvispinum* qui débute au Barrémien supérieur (A n t o n e s c u, A v r a m, 1980) et de *Meiourogonyaulax stoveri*, espèce qui ne dépasse pas le Gargasien (V e r d i e r, 1975). L'association de ces espèces avec *Aptea polymorpha* (si nos exemplaires appartiennent réellement à cette espèce) et la présence de nombreux exemplaires de *Meiourogonyaulax stoveri* serait un indice que les couches de Tisalo (l'intervalle à dinoflagellés) comprennent seulement l'Aptien inférieur. Le problème de l'existence du Gargasien également dans l'intervalle où l'on a trouvé les dinoflagellés est difficile à résoudre, compte tenu des données disponibles jusqu'à présent, parce que son début est marqué (V e r d i e r, 1975) par l'apparition des espèces comme *Exochosphaeridium arnace* D a v e y & V e r d i e r, 1973; *Florentinia laciniata* D a v e y & V e r d i e r, 1973; *Ovoidinium scabrosum* (C o o k s o n & H u g h e s) D a v e y, 1970, qui manquent dans notre association. Quelques exemplaires observés pourraient appartenir à *Exochosphaeridium arnace*, mais nos déterminations ne sont pas sûres jusqu'à présent.

La corrélation de l'association des dinoflagellés des couches de Tisalo peut se faire tout d'abord avec les dinoflagellés du Bédoulien du stratotype (D a v e y, V e r d i e r, 1974), la présence de l'espèce *Meiourogonyaulax psoros* étant un argument dans ce sens. L'association possède des traits communs aussi avec le contenu en dinoflagellés du : 1) Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur de la région de Svinița, Banat (A n t o n e s c u, A v r a m, 1980); 2) Barrémien supérieur-Aptien inférieur (non différencié) de l'horizon schisteux calcaire de la vallée de Horăi-



cioara, Unité des plis marginaux, Carpathes Orientales (Antonescu et al., 1981); 3) Barrémien supérieur des couches de Speeton — Angleterre (Davey, 1974).

Soulignons encore une fois que les données palynologiques qui concernent, dans cette note, les couches de Tissalo, proviennent du tiers inférieur (jusqu'au niveau où apparaissent les *Hedbergella*), au-dessus de laquelle le contenu microfloristique manque.

Nous voulons donc conclure que, dans la région de Poiana Botizei, les couches de Tissalo débutent à l'Aptien inférieur (et même au Barrémien terminal) et montent jusqu'au Cénomaniens inférieur, et qu'une grande partie en est d'âge Aptien; les roches de l'Albien seraient partiellement écrasées, sinon fortement condensées.

Formation marneuse de type „couches rouges”

Les dépôts de type „couches rouges” ont été remarqués par tous les auteurs ayant étudié la région. Ils ont été depuis longtemps (Anton, 1943) comparés avec les couches de Puchov de la zone des klippes pienines et attribuées au Sénonien (à l'exception de Bombiță, 1971, qui suppose aussi la présence du Turonien). Nos observations sur l'âge de cette formation ont été faites surtout dans les vallées de Vărăștia et Poiana, là, où elle vient en contact direct avec la „klippe principale”.

Dans le ruisseau de Vărăștia les pélites écrasées du sommet des couches de Tissalo sont surmontées par des marnes de type „couches rouges”, qui ont délivré une microfaune à: *Spiroplectaminnina roemeri* Laliker, *Dorothia pupa* (Reuss), *D. conica* (Reuss), *D. oxycona* (Reuss), *Tritaxia gaultina carinata* (Neagu), *T. amorphia* (Cush.), *Pleurostomella obtusa* Berth., *Nodosarella aliebusi* (Storm.), *Gyroidinoides mauretanicus* (Carbonier), *Gavelinella schloembachi* (Reuss), *Osangularia cretacea* Carbonier, *Heterolepa polyraphes* (Reuss), *Orostella aumalensis* (Sigal), *Rotalipora cushmani minor* Mornod, *R. cushmani expansa* (Carbonier), *R. cushmani cushmani* (Morrow), *R. brotzeni* Sigal, *R. globotruncanoides* (Sigal), *Praeglobotruncana stephani* Klaus, qui est d'âge Cénomaniens moyen.

Dans la vallée de Poiana, à la base des „couches rouges” qui surmontent les calcaires rouges violacés à microfaune néocomienne, appartenant à l'échelle supérieure de la „klippe principale”, nous avons trouvé également une microfaune du Cénomaniens moyen à: *Rotalipora brotzeni* Sigal, *R. cushmani* (Mornod), *R. cf. appeninica* (Reichen.), *Gavelinella schloembachi* (Reuss), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Praeglobotruncana stephani* (Gandol).

A quelques mètres au-dessus du niveau ci-mentionné, une microfaune sénonienne inférieure, à savoir:

- Ammodiscus cretaceus* (Reuss)
- Glomospira charoides* (Jon & Park.)
- Dorothia oxycona* (Reuss)
- Gaudryina carinata* Franke



Thalmannammina recurvoidiformis Neagu & Tocorjescu
Globotruncana concavata Brotzen
Globotruncana coronata Bolli
Globotruncana sigali Reich
Marginotruncata pseudolineana Pessagno
Hedbergella cf. *flandrini* Donze & Porth.

a été trouvée. Son âge est indiqué par la présence de *Globotruncana coronata*, *Globotruncana sigali*, *Marginotruncata pseudolineana*, cantonnées seulement dans le Santonien, et *Globotruncana concavata* du Coniacien-Santonien. A cette association s'ajoutent des Foraminifères remaniés du Cénomaniens (aussi bien planctoniques que benthiques).

A 2 mètres au-dessus la microfaune avec :

Glomospira gordialis (Jon & Park.)
Dorothia oxycona (Reuss)
Hormosina ovulum (Grzyb.)
Spiroplectammina semicomplanata (Carsey)
Fissurina orbygniana bicornis Neagu
Pyramidina szaynokae (Grzyb.)

est d'âge Sénonien supérieur, aussi bien que celle qui la surmonte (à 50 cm), qui contient :

Psamosphaera fusca (Sars.)
Ammodiscus cretaceous (Reuss)
Glomospira gordialis (Jon & Park.)
Trochamminoides irregularis White
Trochamminoides vermetiformis (Grzyb.)
Plectina sp.
Arenobulimina truncata (Reuss)
Recurvoides gerochi Hanžlikova
Recurvoides glomeratus (Grzyb.)

Les „couches rouges” sont surmontées — sur cette coupe et dans cette écaille (Poiana Botizei nord) — directement par le flysch éocène de la base duquel nous avons déterminé une association à *Cyclammina amplexans* et *Sphaerammina subgaleata* du Lutétien.

Les considérations que nous venons de faire sur la formation marneuse de type „couches rouges” qui affleure dans l'écaille Poiana Botizei nord montre qu'elle débute au Cénomaniens (moyen) et qu'une lacune au Turonien n'est pas impossible. Nous rapportant aux autres écailles, nous remarquons que cette formation a délivré une microfaune surtout sénonienne, à l'exception de celle de Poiana Botizei sud (Bombiță, 1971). Tenant compte des remaniements constatés par nous à la base du Sénonien, on peut se demander si les *Globotruncanides* turoniennes déterminées par cet auteur n'étaient pas aussi en gisement secondaire (surtout qu'elles sont accompagnées de Foraminifères cénomaniens). La lacune d'observation qui sépare le niveau à microfaune éosénonienne de celle cénomaniens sur la coupe que nous avons analysée permet aussi à supposer un Turonien extrêmement condensé, où des résédimentations succes-



sives ont pu avoir lieu. De toute façon, le problème du Turonien reste encore à resoudre.

Dans l'écaille Poiana Botizei nord — qui renferme les klippes de type pienin — le seul endroit où des dépôts à lithofaciès paléocène affleurent est au sommet des „couches rouges” de la vallée de Vărăștia. De là provient fort probablement la microfaune à *Globorotalia membranacea* et *G. conitrunicata* mentionnée par Antonescu et al. (1975) (que nous n'avons pas retrouvée). Le Paléocène est pourtant connu dans l'écaille Poiana Botizei sud et l'écaille Măgura Tocilor, aussi bien que dans le corps principal de la nappe de Botiza.

Discordances et tectogèneses

Le problème des discordances dans les séries sédimentaires qui prennent part à la constitution de la zone des klippes pienines a été longuement analysé (Andrusov, Birkenmaier, Sikora, etc.) en Slovaquie et en Pologne. La zone restreinte d'affleurement de ces séries dans la région de Poiana Botizei rend difficile l'analyse. Quand même, on peut souligner certains faits dans ce contexte :

- une discontinuité qui existe au Barrémien est présente au-dessous des couches de Tissalo ;
- une lacune qui s'étend du Néocomien jusqu'au Cénomanién existe dans l'écaille supérieure de la „klippe principale” (là les couches de Tissalo ne sont pas connues) ;
- une lacune ou une très forte condensation peut être supposée dans les „couches rouges” au niveau du Turonien.

D'autre part, une tectonisation de certaines klippes („klippe principale”, klippe La Piatră) qui n'entraîne pas les flysch éocènes, est certaine. C'est surtout le cas de la „klippe principale” qui contient trois écailles constituées seulement de formations mésozoïques (qui montent jusqu'au Sénonien supérieur). L'exception du Paléocène de Vărăștia (pas encore confirmé) ne change pas beaucoup le problème, le flysch éocène n'étant pas concerné dans cette tectonisation.

Certainement, la phase qui a créé la nappe de Botiza est bien plus jeune. Il s'agit de la tectogénese intra-Eomiocène, qui est contemporaine de la deuxième phase pienine des Carpathes occidentales. Au cours de cette tectogénese les écailles frontales, qui correspondent à la zone des klippes pienines (surtout celle de Poiana Botizei nord), ont été entraînées au front de la nappe de Botiza *s. str.* (le corps principal de la nappe). Les klippes ainsi entraînées ont gardé les traces des déformations (plus ou moins importantes) plus anciennes. Certains accidents tectoniques ont pu être même repris.

Les différences dans la succession lithostratigraphique des écailles frontales et du corps principal de la nappe soulignent que ces éléments ne proviennent pas d'une même partie de la zone de sédimentation du grand sillon paléogène situé entre les Dacides orientales et celles occidentales (les deux figées en blocs plus ou moins rigides par les tectogèneses créta-



cées) (Sândulescu, 1980), mais de zones parallèles juxtaposées dans le sens transversal. Même les différences de constitution de écailles frontales montrent que leurs histoires sédimentogènes et tectogènes ont été plus ou moins différentes. Tous ces faits concordent pour soutenir que le raccourcissement de socle déterminé par la genèse des unités mentionnées a été fort important (rappelons dans ce contexte que la nappe de Botiza, y compris ces écailles frontales, ce sont des nappes de couverture).

Conclusions

Les recherches poursuivies sur les klippes de type pienin nous ont permis d'abord de compléter et de détailler la succession lithostratigraphique des séries sédimentaires constituant ces klippes et aussi leur couverture. Ce sont surtout les contributions sur la présence de l'Aptien (et du Barrémien supérieur?) dans les couches de Tissalo et du Cénomani en dans la formation marneuse de type „couches rouges” qu'il faut particulièrement souligner.

L'analyse stratigraphique et les travaux cartographiques nous ont permis de préciser l'existence de plusieurs discordances, dont certaines correspondent à des tectonisations du Crétacé ou du fini-Crétacé.

Les corrélations régionales que nous venons de faire précisent la possibilité de comparer les écailles frontales de la nappe de Botiza avec la zone des klippes pienines proprement dite. Le corps principal de la nappe (ou la nappe de Botiza *s. str.*) aurait une position plus interne par rapport à celle-ci et les deux une position „ultra” par rapport à la nappe de Dragovo-Petrova (qui est le correspondant de la nappe de Măgura dans les Carpathes Orientales).

⁴ L'étude pétrologique a été réalisée par Doina Russo-Sândulescu.

BIBLIOGRAPHIE

- Anton S. (1945) Sur la présence des klippes dans le nord de la Transylvanie. *Acad. Roum. Bull. Sect. Sc. XXXV*, 10, p. 630—640, Bucarest.
- Antonescu E., Avram E. (1980) Corrélation des Dinoflagellés avec les Ammonites et de Calpionelles du Crétacé inférieur de Svinița — Banat. *Ann. Inst. Géol. Géoph.*, LVI, p. 97—132, 24 pl., Bucarest.
- Alexandrescu Gr., Micu M. (1982) Dinoflagellates in the Lower Part of the Black Shales Formations in the East Carpathians. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXVII/4, p. 5—19, București.
- Antonescu Fl., Mitrea G., Năstase N. (1975) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii zonei Poiana Botizei-Fiad (Maramureș). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI, p. 5—35, București.
- Bombiță G. (1971) Studii geologice în munții Lăpușului. *Ann. Inst. Géol.* XXXIX, p. 7—108, București.



- Davey R. J., Downie C., Sarjeant W.A.S., Williams G. L. (1966) Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts. *Bull. British Museum (nat. Hist.) Geol. suppl.* 3, p. 157-175, 26 pl., London.
- Downie C., Sarjeant W.A.S., Williams G. L. (1969) Generic reallocations. In Appendix to „Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts”. *Bull. British Museum (nat. Hist.) Geol. suppl.* 3, appen. p. 1-24, London.
- (1974) Dinoflagellate cysts from the Barremian of the Speeton Clay, England. In: Symposium on stratigraphical palynology, Birbal Sahni Inst. *Palaeobotany Spec. Publ.*, 3, 6 fig. 41-75, 9 pl., Lucknow.
- Verdier J.-P. (1974) Dinoflagellate cysts from the Aptian type section at Gargas and La Bedoule, France. *Paleontology*, 17, 3, p. 623-653, 3 pl., London.
- Verdier J. P. (1976) A review of certain non-tabulate cretaceous hystriosphacrids dinocysts. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 22, p. 307-335, 8 fig., 4 pl., Amsterdam.
- Dicea O., Duțescu P., Antonescu F., Mitrea Gh., Botez R., Donos I., Lungu V., Moroșanu I. (1980) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei zonei transcarpatice din Maramureș. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXV/4, p. 21-85, București.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1952) Cercetări geologice în regiunea Băiuți (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, p. 48-54, București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontărilor Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului (nordul depresiei Transilvaniei). *Lucr. Inst. Pétrol și Gaze*, III, p. 19-44, București.
- Marinescu F. (1965) Harta geologică a României, scara 1:1000.000, foaia Tg. Lăpuș. *Inst. Geol. București*.
- Millioud M. E. (1969) Dinoflagellate and Acritarchs from some western European Lower Cretaceous type localities. In Bronniman P. & Renz H. H. (eds.): *Internat. Conf. Plank. Microfossils*, 4 st. Genève, 1967, *Proceedings, E. J. Brill*, 2, p. 420-434, 3 pls., 3 tabl., Leiden.
- Patrușiu D., Moțaș I., Bleahu M. (1960) Gheologiceskoe stroenie ruminskoe Maramurașa. *Karp. Balk. Assoc. IV, Kongr.*, III, p. 74-89, Kiev.
- Săndulescu M. (1975) Essai des synthèses structurales des Carpathes. *BSGF* (7), XVII, 3, p. 299-358 Paris.
- Lang B., Ghețu N. (1975) Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, Bucarest.
- Lang B., Ghețu N. (1976) Rapport, l'archives de l'Institut de géologie et géophysique, Bucarest.
- (1976) Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, Bucarest.
- (1980) Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales roumaines et des Carpathes ucrainiens. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/5, p. 163-180, București.
- Verdier J. P. (1975) Les kystes de dinoflagellés de la section de Wissant et leur distribution stratigraphique au Crétacé moyen. *Revue de Micropal.*, 17, 4, p. 191-197, 5 fig., Paris.
- Williams G. L. (1978) Palynological Biostratigraphy, Deep Sea Project Sites 367 and 370. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, XLI, p. 783-815, 6 fig., Washington.



QUESTIONS

Fl. Antonescu: 1. Quels sont les éléments paléontologiques qui indiquent l'âge des couches à jaspes de la partie basale de la succession des klippes pienines?

2. Les auteurs connaissent-ils l'ouvrage concernant la stratigraphie des dépôts constituant les klippes de Poiana Botizci, de Gh. Mitrea et I. Costea (1976)?

Réponse: L'âge Callovo-Oxfordien des couches à jaspes nous l'avons accordé pour des critères géométriques et par corrélation régionale depuis 1974 (Sândulescu, 1975). L'association palynologique citée par Fl. Antonescu et al. (1975) et Gh. Mitrea et I. Costea (1976) ne peut pas être considérée caractéristique, puisque la distribution stratigraphique des genres et espèces indiqués est plus large que l'intervalle Callovien-Oxfordien. Par exemple, *Clasopollis clasoides* et *Osmundacidites wellmani* débutent au Trias supérieur ou à la base du Jurassique, *Callialasporites cf. dampierii* au Toarcien. La présence des dinoflagellés non déterminés peut suggérer que l'association ne soit pas plus ancienne que le Jurassique moyen, mais sous la forme dont elle est citée elle peut monter jusqu'au Crétacé inférieur. Ce n'est pas, sans doute, le cas des couches à jaspes, qui restent callovo-oxfordiennes; l'association palynologique reste pourtant non-caractéristique.

Gh. Bombiță: Conformément aux conclusions de cette note, j'aimerais avoir quelques précisions afin de mieux connaître les opinions des auteurs sur la structure générale et la distribution des faciès dans la région. En définissant les catégories sédimentaires approximativement de la même manière que dans la zone du Flysch externe des Carpathes orientales:

1. Quelles sont les différences litho-stratigraphiques entre les formations synchrones des écaillés frontales crétacéo-paléogènes d'une part et celles du corps principal de la nappe de Botiza, de l'autre part? et aussi entre les formations de la nappe de Botiza et celle de Petrova?

2. Quelles sont les ressemblances lithologiques entre la nappe de Petrova et celle de Măgura?

3. Quelle serait, suivant votre opinion, la section traversée par un forage situé dans le mont Secu?

4. Quelle est la signification de la dénomination de klippes „de type pienin”?

Réponses: 1. Les écaillés frontales montrent des successions lithostratigraphiques différentes par rapport au corps principal de la nappe de Botiza, comme nous l'avons d'ailleurs remarqué dans la note. L'une des plus importantes c'est l'absence du grès de Secu (Lutétien) dans les écaillés frontales, où l'Eocène est constitué exclusivement du flysch de type „couches à hiéroglyphes”. Par contre, dans les écaillés frontales est développé le grès de Secătura, supposé d'âge Oligocène, qui n'a pas d'équivalents dans le corps principal de la nappe. Il est aussi à remarquer la distribution des argiles bariolées, qui dans les écaillés frontales montent par endroits jusqu'au Lutétien, tandis que dans la nappe *s. str.* ne dépassent pas le Paléocène.

La succession lithostratigraphique de la nappe de Botiza (*s. str.*) est différente également de celle de Petrova. Le grès de Strimtura (de la nappe de Petrova) n'est pas connu dans la nappe de Botiza, où, plus ou moins à ce niveau, est développé le flysch de Valea Vinului (flysch type „couches à hiéroglyphes”, Lutétien terminal-Priabonien). L'Eocène inférieur montre également des successions lithostratigraphiques différentes, les grès tendres et le flysch à intercalations bariolées de la nappe de Petrova n'étant pas connus dans la nappe de Botiza.

2. C'est surtout le grès de Strimtura qui a des affinités avec le grès de Măgura. Cette ressemblance a été confirmée par les collègues polonais Sikora, Zytko et Kotlarczyk lors d'une excursion commune au Maramureș. Ils ont comparé le grès de Strimtura avec l'Oravska Magura, qui a une position interne dans l'ensemble de la nappe de Magura. Ça vient



confirmer aussi la corrélation de la nappe de Dragovo-Petrova avec les unités internes de la nappe de Magura (Săndulescu, 1972, 1975). Dans ce contexte nous considérons logique que la nappe de Botiza s. str. (qui a une position interne par rapport aux klippes pienines de Poiana Botizei) ne puisse pas être corrélée avec la nappe de Dragovo-Petrova (qui est externe par rapport aux klippes pienines).

3. Sur la verticale du mont Secu la nappe de Botiza devrait être superposée tectoniquement à la nappe de Wildflysch. Il n'est pas impossible que des restes des „écailles frontales” s'y trouvent aussi coincés entre les deux nappes. L'unité de Lăpuș serait inférieure à la nappe de Wildflysch.

4. La dénomination de „klippes de type pienin” est utilisée dans le sens défini par D. Andrusov et E. Scheibner.

DISCUSSIONS

G. h. Mitrăa : En dehors des affleurements figurés sur la carte présentée, il y a d'autres points où les roches appartenant aux klippes pienines affleurent, tels que sur les ruisseaux Leorda, Cocului et Podului.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Dinoflagellés de couches de Tissalo.
Vallée de Vărăștia.

- Fig. 1. — *Cyclonephelium distinctum* (Deflandre & Cookson) Evitt & Stover, 1978. Lam. 176A/10; 5,8/113,2; 70 μ , f. 661.
- Fig. 2. — cf. *Leberidocysta chlamidata* (Cookson & Eisenack) Stover & Evitt, 1978. Lam. 169A/3; 23,2/97,2; 65 μ , f. 661.
- Fig. 3. — cf. *Aptea polymorpha* Eisenack, 1958. Lam. 34A/1; 12/119,5; 118 μ , f. 686.
- Fig. 4. — *Gonyaulacysta* cf. *cretacea* (Neale & Sarjeant) Sarjeant, 1969. Lam. 165A/3; 2/112,2; 55 μ , f. 661.

Planche III

Dinoflagellés des couches de Tissalo.
Vallée de Vărăștia.

- Fig. 1, 3. — *Oligosphaeridium dichyophorum* (Cookson & Eisenack) Davey & Williams, dans Davey et al., 1966. Lam. 173A/3; 15,9/95; 125 μ , f. 661.
- Fig. 2. — *Gonyaulacysta* sp. E. Lam. 162A/5; 7,8/106,5; 78 μ , f. 661.
- Fig. 4. — Dinoflagellé type D. Lam. 169A/3; 21,2/114,3; 60 μ , f. 661.



Planche IV

Dinoflagellés des couches de Tissalo.
Vallée de Vărăștia.

- Fig. 1. — *Meiourogonyaulax psoros* Davey & Verdier, 1974. Lame 36A/5; 17/111, 9; 58 μ , f. 668.
 Fig. 2. — *Meiourogonyaulax psoros* Davey & Verdier, 1974. Lame 36A/5; 17,2/112; 58 μ , f. 668.
 Fig. 3. — *Cleistosphaeridium?* sp. Lame 36A/8; 20/116,5; 73 μ , f. 668.
 Fig. 4. — *Broomea?* sp. Lame 36A/6; 10,9/116,2; 80 μ , f. 668.
 Fig. 5. — *Tapinosphaeridium* cf. *granulatum* Ioannides & Stavrinou & Downie 1976. Lame 36A/8; 12,9/91, 7; 65 μ , f. 668.

Planche V

Dinoflagellés des couches de Tissalo.
Vallée de Vărăștia.

- Fig. 1. — *Oligosphaeridium* cf. *diastema* Singh, 1971. Lame 36A/4; 20/96,2; 95 μ , f. 668.
 Fig. 2. — *Sentusidinium?* sp. Lame 36A/6; 9,2/90; 45 μ , f. 668.
 Fig. 3. — Dinoflagellé type E. Lame 36A/6; 12,9/91; 48 μ , f. 668.
 Fig. 4. — *Prolixosphaeridium parvispinum* (Deflandre) Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966. Lame 36A/15; 18/19,2; 63 μ , f. 666.
 Fig. 5. — *Gonyaulacysta* sp. B ex Antonescu & Avram, 1980. Lame 36A/2L 6,1/99; 93 μ , f. 668.

Planche VI

Dinoflagellés des couches de Tissalo.
Vallée de Vărăștia.

- Fig. 1. — *Apteodinium granulatum* Eisenack, 1958. Lame 36A/5; 7/101,5; 68 μ , f. 668.
 Fig. 2. — *Meiourogonyaulax psoros* Davey & Verdier, 1974. Lame 36A/3; 17/112,6; 63 μ , f. 668.
 Fig. 3. — *Fromea amphora* (Cookson & Eisenack) Sarjeant, 1969. Lame 36A/3; 3,2/103,3; 93 μ , f. 668.
 Fig. 4. — *Meiourogonyaulax stoveri* Milliod, 1969. Lame 36A/5; 20,2/91,6; 63 μ , f. 668.

Planche VII

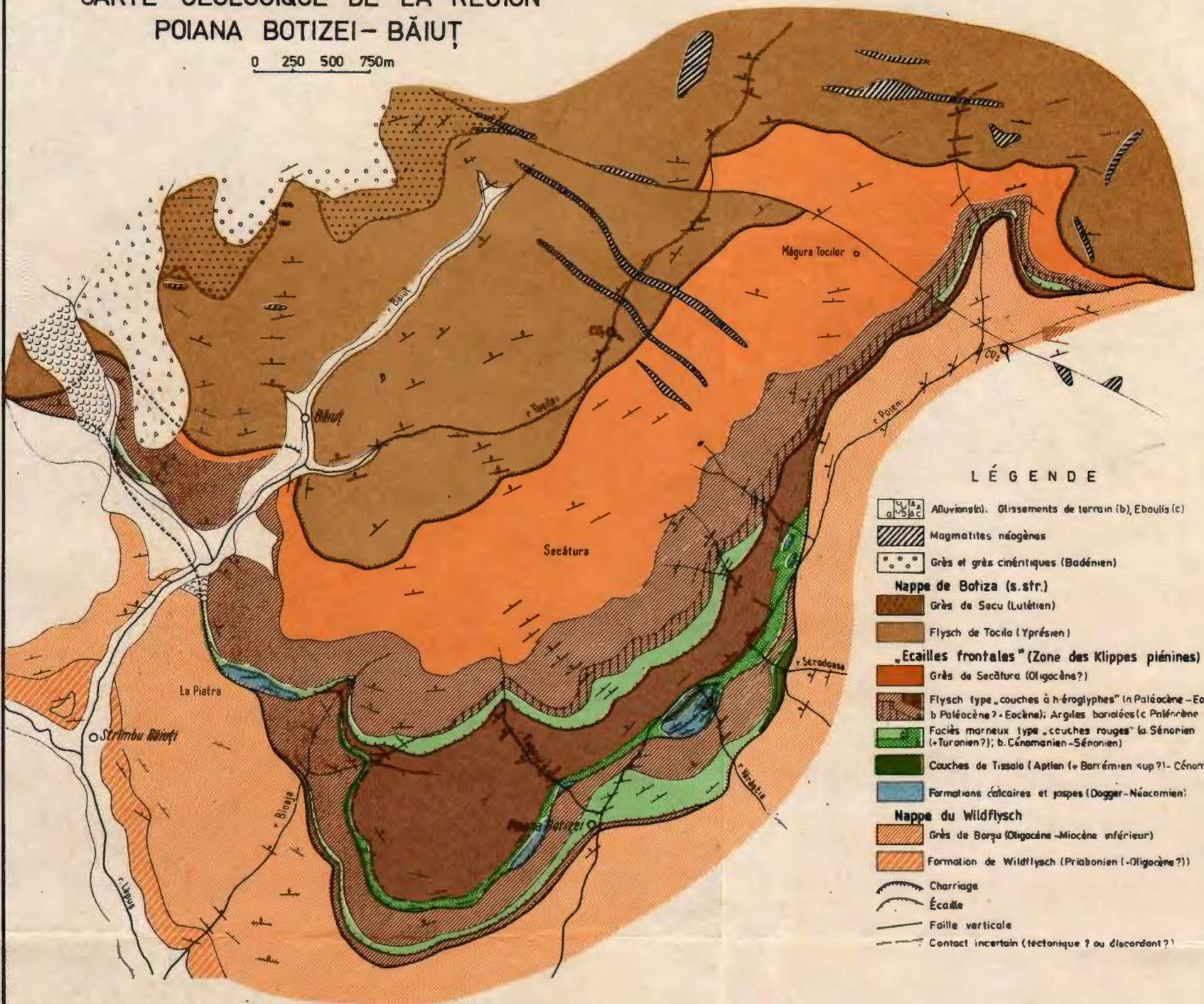
Dinoflagellés des couches de Tissalo.
Vallée de Vărăștia.

- Fig. 1. — *Prolixosphaeridium parvispinum* (Deflandre) Davey, Downie, Sarjeant & Williams, 1966. Lame 38A/3; 13/113; 70 μ , f. 666.
 Fig. 2. — *Florentinia* cf. *mantelli* (Davey & Williams dans Davey et al.) Davey & Verdier, 1973. Lame 169A/1; 110,5; 80 μ , f. 661.
 Fig. 3. — *Sentusidinium* sp. B ex Antonescu & Avram, 1980. Lame 176A/7; 7/92,8; 83 μ , f. 661.
 Fig. 4. — *Oligosphaeridium* sp. Lame 169A/2; 13/107,5; 176 μ , f. 661.



M. SÂNDULESCU CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION POIANA BOTIZEI - BĂIUȚ

0 250 500 750m

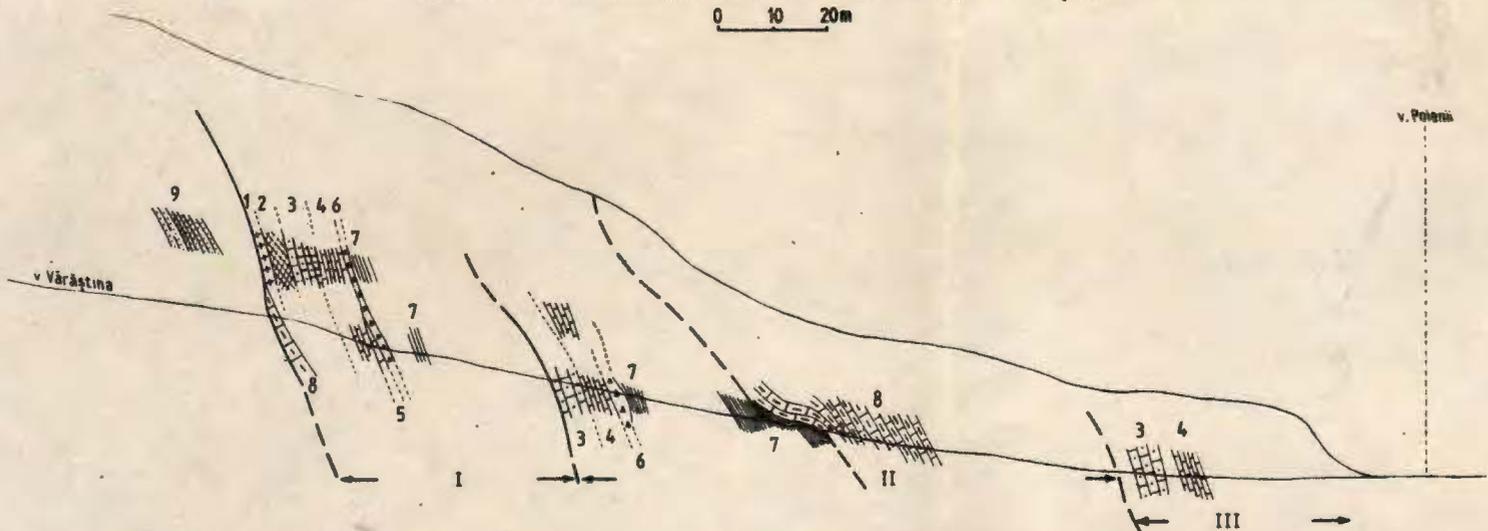


LÉGENDE

- Alluvions (a), Glissements de terrain (b), Eboulis (c)
- Magmatites néogènes
- Grès et grès cinéatiques (Badénien)
- Nappe de Botiza (s. str.)**
 - Grès de Secu (Lutétien)
 - Flysch de Tociolo (Yprésien)
- „Ecailles frontales” (Zone des Klippes piénines)**
 - Grès de Secătura (Oligocène?)
 - Flysch type „couches à hiéroglyphes” (a Paléocène - Eocène; b Paléocène? - Eocène); Argiles bariolées (c Paléocrène - Eocène)
 - Faciès marneux type „couches rouges” (a. Sénonien - Turanien?); b. Cénomaniens - Sénoniens
 - Couches de Tislaio (Aptien (= Barrémien sup?) - Cénomaniens)
 - Formations calcaires et jaspées (Dogger - Néocomien)
- Nappe du Wildflysch**
 - Grès de Borcu (Oligocène - Miocène inférieur)
 - Formation de Wildflysch (Priabonien (-Oligocène?))
- Charriage
- Écaille
- Faille verticale
- Contact incertain (tectonique? ou discordant?)

COUPE GÉOLOGIQUE SUR LA VALLÉE DE VĂRĂȘTINA

0 10 20m



- 1 - Cîmriș basiques (ca); 2 - Jaspes (cl-ox); 3 - Calcaires détritiques (ox-km?); 4 - Couches à Aptychus* (km-be); 5 - Calcaire biancone (be);
- 6 - Brèches calcaires (no); 7 - Couches de Tislaio (ap-cm); 8 - Formation marneuse rouge (cm-sn); 9 - Flysch éocène.

4. STRATIGRAFIE



Project 58 : Mid-Cretaceous Events

LES SUBDIVISIONS ET LA CORRÉLATION DU CÉNOMANIEN DE ROUMANIE À PARTIR DE LA FAUNE D'AMMONITES ¹

PAR

LADISLAU SZÁSZ ²

Ammonites, Cenomanian, Biostratigraphic subdivisions, Biostratigraphic zoning, Biostratigraphic correlation.

Abstract

The Subdivisions and the Correlation of the Cenomanian in Romania on the Basis of the Ammonite Fauna. The Cenomanian deposits contain an ammonite assemblage which allows the identification of biozones valid both for the Romanian territory and for Western Europe. These biozones can be perfectly correlated with those established in the type region of the Cenomanian as well as in other classical regions in Europe having the same faunal content; however, the zone index species is different. In this paper a unitary zoning based on the evolution of the representatives of the Family Acanthoceratidae is presented. The zone index species are characterized by a well-established range, a wide geological distribution as well as by the fact that they can be easily identified. On the basis of the fauna evolution the Cenomanian has been divided into three substages, each substage with a specific ammonite assemblage, which facilitates the intercontinental correlations.

Introduction

Durant les dernières années il a existé une préoccupation pour les problèmes de biochronologie et de corrélation dans le cadre du Crétacé supérieur. Ainsi, les programmes internationaux, à savoir le projet „Mid-Cretaceous Events” dans le cadre de l'IGCP (International Geological Correlation Programme), ont comme fin principale d'établir un schéma de zonation de l'intervalle Albien-Coniacien à validité internationale, à même de servir à la datation la plus exacte des divers événements ayant

¹ Reçue le 20 Mai 1980, acceptée le 22 Mai 1980, présentée à la séance du 28 Mai 1980.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



eu lieu dans cet intervalle. L'existence de ce projet a provoqué, bien entendu, la réactivation des recherches sur les limites, les subdivisions et le contenu paléontologique des étages du Crétacé moyen et supérieur surtout dans les régions des stratotypes, mais également dans d'autres régions avec des données intéressantes pour des zonations ou corrélations interrégionales, avec des résultats tout à fait intéressants.

Cette vaste action n'est pas restée sans écho parmi les spécialistes roumains, mais leurs essais se sont réduits à établir des biozones à partir des Foraminifères planctoniques (Jana Ion, 1975, 1976, 1978). La corrélation de ces biozones avec les zones standard en base d'Ammonites est un problème délicat, vu la pauvreté en macrofaune des coupes ayant servi à établir les premières. D'autre part, dans les secteurs aux Ammonites caractéristiques pour les diverses subdivisions du Crétacé supérieur on n'a pas pu effectuer jusqu'à présent d'études micropaléontologiques.

Les recherches effectuées pendant les dernières années ont révélé que dans les dépôts cénomaniens de Roumanie il y avait une faune assez riche en Ammonites, à même de constituer un point de départ pour délimiter des sous-étages et des biozones corrélables avec celles connues dans d'autres régions du monde, ce qui nous a porté à étudier tout d'abord cet étage, bien qu'il y a quelques impédiments, tel que l'absence d'une séquence complète aux Ammonites dans la même région ou l'insuffisante connaissance des autres régions. On nourrit quand même l'espoir que cette étude constituera une base réelle pour la corrélation des échelles biochronologiques établies à partir d'autres groupes d'organismes (Foraminifères, Nannoplancton, palynomorphes, etc.) avec les zones d'Ammonites et pour des corrélations interrégionales.

Le stade actuel de connaissance sur les limites et les subdivisions du Cénomaniien

D'après les usages en vigueur, un étage — en tant qu'unité chronologique — est défini par sa limite inférieure et sa durée jusqu'à la limite inférieure de l'étage suivant. En d'autres mots, le Cénomaniien commence avec l'apparition des genres *Mantelliceras*, *Schloenbachia*, *Sharpeiceras*, *Hypoturrilites* etc. (au moins dans l'acception européenne) et dure jusqu'à l'apparition des premiers éléments fauniques marquant le début du Turonien. Suivant l'acception actuelle, la dernière association de l'Albien est celle de la zone à *Stoliczkaia dispar*, les espèces les plus caractéristiques étant: *Stoliczkaia dispar* (d'Orb.), *S. dorsetensis* Spath, *S. notha* (Seeley), *Mortonicerias* (*Durnovarites*) *perinflatum* (Spath), *M. (D.) postinflatum* (Spath), *M. (D.) rostratum* (Sow.), *Anisoceras perarmatum* Pictet et Campiche, *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orb.) etc. Cette conception est à la base de la délimitation du Cénomaniien vis-à-vis de l'Albien dans la majeure partie des ouvrages traitant ce sujet en Europe (Thomel, 1965, 1972, 1973; Kennedy, 1969, 1971; Kennedy et Hancock, 1970, 1971, 1977; Juignet, 1977; Juignet, Kennedy, 1976; Juignet et al., 1978; Renz, Jung, 1978).



Bien qu'à la première vue les choses semblent claires, il faut remarquer quand même que la plupart des auteurs cités constatent qu'autant dans la région du stratotype (Sarthe), ainsi que dans la majeure partie du Bassin anglo-parisien, l'Espagne, le Jura suisse, le Nord et l'Est de l'Europe et dans d'autres régions le Cénomaniens est transgressif, en remplaçant souvent la faune de la zone à *Stoliczkaia dispar*. Même lorsqu'on suppose une continuité de sédimentation entre l'Albien et le Cénomaniens (Sud-Est de la France), il y a des intervalles non fossilifères à la limite des deux étages (D o n z e, T h o m e l, 1972). Dans ces conditions-là, on peut supposer qu'entre la zone à *Stoliczkaia dispar* et la première zone d'Ammonites cénomaniens d'Europe il peut exister une ou plusieurs zones encore, inconnues. Ainsi, Y o u n g (1979, p. 16, tab. 2) suggère, pour le Texas qu'entre la zone à *Drakeoceras drakei* (équivalue avec la zone à *S. dispar* d'Europe) et la zone à *Budaiceras hyatti* [avec les premières espèces de *Mantelliceras* communes avec l'Europe, par exemple *M. saxbii* (S h a r p e) et *M. cantianum* (S p a t h)] il y a trois zones successives (à *Plesioturritites brazoensis*, à *Graysonites adkinsi* et à *Graysonites lozoi*), considérées plus anciennes que la première zone du Cénomaniens d'Europe, mais équivalentes avec la zone à *Hypoturritites schneegansi* d'Afrique du Nord. Même si l'on admet l'opinion de M a n c i n i (1979) qui inclut la zone à *Plesioturritites brazoensis* dans l'Albien, reste ouvert le problème de la corrélation de la faune à *Graysonites* du Cénomaniens basal texan avec les faunes d'Europe et d'autres régions. Jusqu'à présent, le genre *Graysonites* est connu avec certitude au Texas (Y o u n g, 1958), Californie (M a t s u m o t o, 1959), Japon (M a t s u m o t o, I n o m a, 1975) et probablement au Brésil (R e y m e n t et al., 1976). La présence de ce genre en Europe (W i e d m a n n, 1964) n'est pas absolument sûre. Faute d'éléments précis de corrélation avec l'une ou l'autre des associations classiques d'Europe, on ne peut pas exclure la possibilité que la faune à *Graysonites* soit plus ancienne que la première association d'Ammonites connue dans le Cénomaniens supérieur (K e n n e d y, H a n c o c k, 1977, p. 131). Mais, en tenant compte du fait que plusieurs genres de l'Albien terminal, par exemple *Mariella*, *Hyphoplites*, *Stoliczkaia* (par le sous-genre *Lamnayella*) *Ostlingoceras* et d'autres ont des représentants dans le Cénomaniens inférieur classique, suggérant une évolution ininterrompue de la faune, on peut conclure que le hiatus existant entre l'Albien et le Cénomaniens en Europe est de courte durée et que l'absence de la faune à *Graysonites* peut être expliquée aussi par incompatibilité écologique.

En ce qui concerne les subdivisions du Cénomaniens, la majeure partie des auteurs acceptent sa division en trois sous-étages, équivalant grosso modo les trois zones reconnues par H a n c o c k (1959) à Sarthe, notamment la zone à *Mantelliceras mantelli* (= Cénomaniens inférieur), la zone à *Acanthoceras rhotomagense* (= Cénomaniens moyen) et la zone à *Calycoceras naviculare* (= Cénomaniens supérieur).

La division tripartite du Cénomaniens reflète fidèlement l'évolution de la faune d'Ammonites, surtout de la famille Acanthoceratidae. Ainsi, le genre *Mantelliceras* se développe exclusivement au Cénomaniens infé-



rieur; la mention des quelques représentants du genre cités pour l'Albien supérieur (Thomel, 1968) ou dans les niveaux supérieurs du Cénomaniens n'est pas argumentée de façon convaincante. A ce genre s'ajoutent *Sharpeiceras*, *Hypoturritites*, *Hyphoplites*, genres qui ne dépassent guère la limite supérieure du sous-étage.

Le Cénomaniens moyen est caractérisé par la prolifération et la diversification exubérante du genre *Acanthoceras*, associé aux premiers représentants moins évolués du genre *Calycoceras*, qui semble descendre du genre *Mantelliceras*. D'autres genres fréquemment rencontrés dans le Cénomaniens moyen sont: *Euomphaloceras*, *Protacanthoceras*, *Turritites*, *Sciponoceras* etc.

La différence tranchante entre les associations du Cénomaniens inférieur et moyen suggère — à l'avis de quelques auteurs (Kennedy, Hancock, 1977) — un hiatus intracénomaniens général à ce niveau.

Dans le Cénomaniens supérieur, sur le fond de l'appauvrissement général de la faune en nombre d'exemplaire, on observe une diversification considérable des genres appartenant à la famille Acanthoceratidae par l'apparition des genres *Eucalycoceras*, *Pseudocalycoceras*, *Thomelites*, *Tarrantoceras*; à la partie supérieure du sous-étage apparaissent les genres *Metoicoceras*, *Kanabiceras* etc. Parmi les espèces du genre *Acanthoceras*, seulement *A. hippocastanum* (Sow.) est rencontrée certainement dans le Cénomaniens supérieur. Avec une fréquence locale citons les espèces *Sciponoceras gracile* et *Actinocamax plenus*, utilisées souvent à des corrélations inter-régionales.

Naturellement, des préoccupations pour une division plus détaillée du Cénomaniens au niveau des zones ou même des sous-zones ont existé et existent. On utilise une gamme diverse de genres et espèces, surtout des Ammonites mais également des Inocérames, Echinides, Bélemnites etc.

Abstraction faite des zonations plus anciennes ou de celles se référant à d'autres continents, pour l'Ouest de l'Europe on connaît deux schémas de zonation. Le premier a été établi pour le Bassin anglo-parisien, qui inclut aussi la région stratotype du Cénomaniens et c'est le fruit des travaux de Kennedy (1969, 1971), Kennedy et Hancock (1977), Juignet et Kennedy (1976). Le deuxième a été élaboré par Thomel (1965, 1972, 1973), étant appliqué pour le Sud de la France (chaînes subalpines). Outre les divergences sur la limite Cénomaniens/Turonien, entre les deux schémas il y a des différences notables en ce qui concerne le choix des espèces index. D'autres fois, on attribue à la même espèce index une position différente par rapport à la limite inférieure du Cénomaniens (le cas de *Mantelliceras saxbii*). L'avantage de la zonation de Thomel consiste dans le fait qu'elle fait appel à des espèces appartenant à une seule famille (Acanthoceratidae), critère indispensable à une zonation unitaire.

L'analyse des associations caractéristiques données pour chaque zone nous porte à constater qu'il y a assez d'éléments communs qui permettent l'unification des deux schémas de zonation, avec la possibilité



de choisir pour chaque zone — même au sein de la famille *Acanthocera-tidae* — des fossiles index aisément identifiables, avec une position stratigraphique bien établie et une large distribution géographique. De cette façon, on peut éliminer les désavantages des deux schémas, par exemple l'emploi des espèces appartenant à de diverses familles comme fossiles index (le cas de la zonation dans le Bassin anglo-parisien) ou l'utilisation en tant qu'indicateurs de zone des espèces nouvelles, dont le „range” n'est pas exactement connu (*Calycoceras robustum*, *Acanthoceras praecursor*), ou d'autres avec une position systématique confuse [*Lotzeites crassum*, qui selon Juignet et Kennedy, 1976, est synonyme de *Acanthoceras hypocaustanum* (Sow.) — dans la zonation de Thomel]. Amedro et al. (1978 a) ont proposé un essai dans ce sens-là pour la région de Boulonnais (France), que nous acceptons, avec quelques amendements nécessaires. La zonation proposée et la corrélation avec les zones de l'Ouest de l'Europe sont présentées dans le tableau 1.

Du tableau cité il résulte que la plupart des espèces proposées comme index de zone ont été employées comme telles dans de différentes tentatives de zonation du Cénomanién. *Mantelliceras mantelli* (J. Sowerby) et *Acanthoceras rhotomagense* (Brongniart) sont les plus anciennes fossiles index pour le Cénomanién, et même si elles ont été employées dans un sens plus ou moins large, elles accomplissent les critères imposés pour des indicateurs de chronozone (fide Guex, 1979), ayant une large répartition géographique, une position stratigraphique bien établie et parce que faciles à identifier. D'ailleurs, ces deux espèces sont considérées même dans des ouvrages récents (Kennedy, Cobban, 1976, p. 71, tab. 5) comme ouvrateurs de chronozone pour le Cénomanién inférieur, à savoir le Cénomanién moyen.

À notre avis, la zone à *Mantelliceras mantelli* c'est la première zone du Cénomanién européen, l'espèce index apparaissant dès la base de l'étage en association avec d'autres espèces de *Mantelliceras* à spire renflée [*M. cantianum* Spath, *M. tuberculatum* (Mantell), fide Kennedy, 1971; Juignet, Kennedy, 1976] et avec une grande fréquence jusqu'au tiers supérieur du Cénomanién inférieur. Nous considérons que cette zone est équivalente des zones à *Hypoturritites carcitanensis* et à *Mantelliceras saxbii* du Bassin anglo-parisien.

L'évolution de la faune, illustrée par l'apparition et la prédominance des espèces de *Mantelliceras* à l'aspect de *Calycoceras* (mais sans tubercules siphonaux dans le stade précoce) dans la partie supérieure du sous-étage, justifie la création d'une zone indépendante pour l'association respective. Cette zone a été dénommée d'abord „zone à *Mantelliceras* gr. *dixonii*” (Kennedy, 1971; Juignet, Kennedy, 1976), plus tard étant proposée comme index de zone *Mantelliceras orbignyi* (Collignon), espèce plus facile à déterminer et à interpréter (Juignet, 1977; Juignet et al., 1978). Dans l'acceptation de ses auteurs, cette zone est caractérisée par des espèces de *Mantelliceras* du groupe *dixonii*, *orbignyi*, *souaillonense*, associées encore avec *Mantelliceras mantelli* (Sow.), mais aussi avec les premiers représentants typiques du genre *Turritites*.



TABLEAU 1

Schéma de zonation du Cénozoïque d'Europe

Étages	Sous-étages	Zonation adoptée dans cette étude	Région de Boulonnais (Amedro et al., 1978 a, 1978 b)	Angleterre, Normandie (Juignet et Kennedy, 1976; Juignet et al., 1978)	SE France (catènes subalpines) (Thomel, 1972)
Turonien	Inférieur	Mammites nodosoides (Mytiloides gr. labiatus)	Mammites nodosoides	Mammites nodosoides (Watinoceras coloradoense)	Fagesia superstes
	Supérieur	Meloicoceras gestintanum Eucalycoceras pentagonum	Meloicoceras gestintanum Calycoceras naviculare	Sciponoceras gracile Eucalycoceras pentagonum	Calycoceras naviculare (= Actinocamax plenus) Calycoceras (Lolzeites) crassum Calycoceras robustum
Cénozoïque	Moyen	Acanthoceras jukesbrownei Acanthoceras rhomagensense	Acanthoceras jukesbrownei Acanthoceras rhomagensense	Acanthoceras jukesbrownei Turritiles acutus Turritiles costatus	Acanthoceras rhomagensense Acanthoceras praecursor
	Inférieur	Mantelliceras orbigny Mantelliceras mantelli	Mantelliceras disoni Mantelliceras saxbii Mantelliceras mantelli	Mantelliceras orbigny Mantelliceras saxbii Hypoturritiles carellanensis	Mantelliceras mantelli Mantelliceras saxbii
Albien	Supérieur	Stoliczkaia dispar	Moroniceras inflatum	Stoliczkaia dispar	Stoliczkaia dispar



En accord avec Amédro et al. (1978 a), c'est la zone avec *Acanthoceras rhotomagense*, équivalente des zones à *Turritites costatus* et *Turritites acutus* du Bassin anglo-parisien, qui est la première zone du Cénomaniens moyen. Le choix de l'espèce *A. rhotomagense* (Brongniard) à la place des deux dernières est justifié par l'existence de quelques différences minimales entre l'association à *T. costatus* et celle à *T. acutus*, d'après ce que remarquent même les auteurs des zones respectives (Juignet et al., 1978). Outre cela, *T. costatus* Lamarck est une espèce à longue vie (de la zone à *Mantelliceras orbigny* au moins jusque dans la zone à *Eucalycoceras pentagonum*), par conséquent si elle n'est pas associée à une espèce plus caractéristique d'*Acanthoceras*, on ne peut pas la considérer indicateur de zone. La séparation d'une zone avec „*Acanthoceras praecursor*” dans la partie basale du Cénomaniens moyen (Thomel, 1972, 1973) n'est pas justifiée, vu que *A. rhotomagense* est bien représentée par de diverses sous-espèces même dès la limite inférieure du sous-étage de la région du stratotype (Kennedy, Hancock, 1970; Kennedy, 1971; Juignet, Kennedy, 1976; Juignet et al., 1978).

Dans la partie supérieure du Cénomaniens moyen sont prédominantes les espèces d'*Acanthoceras*, qui ont des caractères particuliers (alternance côtes longues côtes courtes qui persiste jusqu'au stade mature), espèces incluses dans un sous-genre à part: *Alternacanthoceras* (Marcinowski, 1979). Pour cette association, plus jeune que celle avec *A. rhotomagense*, on a proposé comme indicateur de zone *Acanthoceras jukesbrownei* Spath (Kennedy, 1969, 1971 etc).

La majeure partie des controverses ont porté sur la zonation du Cénomaniens supérieur, la cause principale en étant la fluctuation des conceptions sur la limite Cénomaniens/Turonien, mais aussi le fait que la partie supérieure du Cénomaniens est assez pauvre en Ammonites dans toute l'Europe, tandis que sur d'autres continents elle est caractérisée par des genres inconnus ou faiblement représentés en Europe (*Dunveganceras*, *Tarrantoceras*).

L'espèce index de la zone la plus utilisée pour le Cénomaniens supérieur a été *Calycoceras naviculare* (Mantell). Cette espèce, surtout après avoir été clairement définie par plusieurs auteurs (Cobban, 1971; Kennedy, 1971; Juignet, Kennedy, 1976), aurait été un bon indicateur pour tout le Cénomaniens supérieur, mais des utilisations contradictoires et son attribution hésitante, tantôt au Cénomaniens supérieur, tantôt au Turonien inférieur, l'ont discréditée comme fossile index. Elle reste quand même un bon élément de corrélation intercontinentale, étant connue en Europe, Afrique, Amérique du Nord, Asie (Japon, Inde) etc.

Dans les conditions mentionnées, pour la partie inférieure du Cénomaniens supérieur du Bassin anglo-parisien on a proposé la zone à *Eucalycoceras pentagonum* (Juignet, Kennedy, 1976). L'espèce en question a été considérée même plutôt index pour le Cénomaniens supérieur (sensu Thomel, 1965, 1972) de Roumanie (Pop, Szász, 1973, p. 183 et tab. 2). La zone à *Eucalycoceras pentagonum* est aisément identifiée



autant par la présence de l'espèce index rencontrée en Angleterre, le Sud de la France, la péninsule Ibérique, l'Afrique du Nord, à Madagascar, Inde, Japon, Roumanie etc., ainsi que par l'existence — au même niveau — d'autres espèces d'*Eucalycoceras* et du genre *Pseudocalycoceras*. A juger d'après le fait qu'après la zone à *Eucalycoceras pentagonum* d'Europe, ainsi qu'après les zones à *Dunveganoceras* d'Amérique du Nord suit l'association à *Sciponoceras gracile*, on peut affirmer que les faunes à *Dunveganoceras* sont synchrones avec la zone à *Eucalycoceras pentagonum*.

On a proposé comme dernière zone du Cénomanién supérieur d'Europe et d'Amérique du Nord la zone à *Sciponoceras gracile* (Cobban, Scott, 1972; Kennedy, Cobban, 1976; Juignet, Kennedy, 1976, etc). Outre l'espèce index, cette zone est caractérisée par de diverses espèces de *Metoicoceras*, *Kanabicerias septemseriatum* (Cragin), *Actinocamax plenus* (Blainville). Dans cette zone apparaissent aussi de diverses espèces de *Calycoceras* et *Pseudocalycoceras*. Recemment, pour le même intervalle de temps, on a proposé la zone à *Metoicoceras gestlinianum* (Amédéo et al., 1978 b) en raison du fait que, en Europe, l'espèce *Sciponoceras gracile* (Shumard) ne se trouve pas justement à la base de la zone dont elle donne le nom. Puis, *Metoicoceras gestlinianum* (d'Orb.) fait partie de la famille Acanthoceratidae, en conservant ainsi l'unité de l'échelle biochronologique du Cénomanién. Dans cette étude nous avons accepté cette dernière variante, sans avoir des problèmes de corrélation, vu que la plupart des „espèces” de *Metoicoceras* d'Amérique du Nord et d'Europe sont synonymes de *Metoicoceras gestlinianum* (d'Orb.) (cf. Juignet, Kennedy, 1976). D'autres éléments communs utilisables dans des corrélations sur de grandes distances sont: *Calycoceras naviculare* (Mantell), *Worthoceras vermiculum* (Shumard) et surtout *Kanabicerias septemseriatum* (Cragin) qui, outre l'Amérique du Nord et l'Europe, est rencontrée au Niger aussi (Offodile, Reymont, 1977) et au Japon (Matsumoto et al., 1969).

L'attribution de la zone à *Metoicoceras gestlinianum* au Cénomanién met fin à une longue controverse sur la limite Cénomanién-Turonien dans la région des stratotypes et dans d'autres régions. D'après l'interprétation actuelle, cette limite est tracée à la base de l'association à *Mammites nodosoides* (Schlothheim) et *Inoceramus (Mytiloides) ex gr. labiatus* (Schlothheim), qui est la première association du Turonien. Juignet et al. (1974) ont démontré que pour inclure la zone à *Metoicoceras gestlinianum* au Cénomanién plaident autant les arguments historiques (dans la définition des étages Turonien et Cénomanién, d'Orbigny a considéré que *M. gestlinianum* et *A. plenus* appartenaient à ce dernier étage), ainsi que les arguments paléontologiques (liaisons beaucoup plus étroites avec la faune du Cénomanién). La limite ainsi établie a une large corrélabilité par la distribution presque universelle des espèces index qui marquent la base du Turonien, en offrant la meilleure solution pour définir en Roumanie la limite Cénomanién/Turonien. On considère que dans certaines régions *M. nodosoides* (Schloth) n'apparaît pas dès la base du Turonien, cas où la première zone de cet étage serait celle



à *Watinoceras coloradoense* (Cobban, Scott, 1972; Kennedy, Hancock, 1977). Les dernières recherches démontrent que ce n'est pas règle générale (Amédéo et al., 1978 b). Faute d'autres éléments, l'apparition des genres *Fagesia* et *Jeanrogericeras* est un bon indicateur pour marquer la base du Turonien.

Limites et subdivisions du Cénomanién en Roumanie

Jusqu'assez récemment, les connaissances sur la faune d'Ammonites du Cénomanién de Roumanie étaient plutôt sommaires, les quelques apparitions mentionnées n'étaient non plus ni décrites, ni figurées. Dans la plupart des cas, on a assimilé, sans une analyse critique, les zones connues dans l'Ouest de l'Europe et on a essayé d'en encadrer les différentes associations d'Ammonites, sans vérifier si la succession des espèces index était réelle ou si une certaine association ne s'encadrerait pas éventuellement dans une autre zone (Chiriac, 1960, 1961). Un autre empêchement est l'absence des coupes avec le Cénomanién à la fois complètement développé et riche en Ammonites.

Ainsi, on dispose de coupes représentatives pour le Cénomanién inférieur pour la Dobrogea du Sud et, en moindre mesure, pour Chergheş (Sud de Deva), où le Cénomanién moyen et supérieur est soit dépourvu d'Ammonites caractéristiques, soit absent. Le Cénomanién moyen à Ammonites caractéristiques apparaît au Sud du bassin de Babadag, mais sans avoir des relations claires avec le Cénomanién inférieur et supérieur. Dans le bassin de Haţeg (près de la localité d'Ohaba Ponor) il y a des Ammonites caractéristiques au moins pour une partie du Cénomanién moyen, ainsi que pour le Cénomanién supérieur; en échange, les dépôts qui pourraient revenir au Cénomanién inférieur n'ont pas d'Ammonites. Dans d'autres régions, les faunes sont même plus pauvres (en quelques cas) ou insuffisamment connues, mais importantes quand même pour la datation plus correcte des dépôts qui les renferment.

L'examen de la faune des coupes prélevées dans les secteurs mentionnés offre une image assez complète sur le Cénomanién de Roumanie, particulièrement en ce qui concerne le contenu en Ammonites, les limites, les subdivisions et la possibilité de corrélation avec d'autres régions.

Les critères utilisés pour tracer la limite inférieure du Cénomanién sont ceux employés aussi dans l'Ouest de l'Europe. En ce qui concerne la Dobrogea du Sud, les relations Albien supérieur (zone à *Stoliczkaia dispar*) /Cénomanién inférieur (zone à *Mantelliceras mantelli*) sont celles connues dans la majeure partie du Bassin anglo-parisien, c'est-à-dire le Cénomanién se dispose en transgression et en discordance sur l'Albien supérieur, en remaniant une bonne partie de la faune de la zone à *Stoliczkaia dispar* et d'autres zones, plus anciennes, de l'Albien.

Dans les régions carpathiques, on suppose qu'entre l'Albien supérieur (Vraconien) et le Cénomanién il y a continuité de sédimentation, au-dessus de l'association de la zone à *S. dispar* (qui abrite les espèces



Ostlingoceras puzosianum, *Anisoceras perarmatum* etc.) suivent des dépôts à faune du Cénomanién inférieur (*Mantelliceras* cf. *mantelli*, *Mantelliceras* spp.) (Murgeanu, Patrulius, 1957; Patrulius, 1969 etc). L'association d'Ammonites est assez pauvre, surtout dans le Cénomanién inférieur, mais pour la continuité de sédimentation Albien/Cénomanién plaident également les arguments lithologiques. Le fait que dans l'association cénomaniénne de Dobrogea du Sud apparaissent des espèces qui dans le Bassin anglo-parisien marquent la base du Cénomanién (*Mantelliceras mantelli*, *Hypoturrites carcitanensis*) démontre que la lacune existant dans ce secteur entre l'Albien et le Cénomanién est de courte durée. Toujours en faveur de cette interprétation plaide le bon état de conservation de la plupart des fossiles remaniées de la zone à *Stoliczkaia dispar*, probablement des dépôts encore non consolidés, éventuellement submergés.

L'évolution de la faune d'Ammonites, particulièrement des Acanthoceratidae, permet aussi dans le cas du Cénomanién de Roumanie la séparation de trois sous-étages, parfaitement corrélables avec ceux des régions classiques d'Europe et d'autres continents, selon ce que nous avons suggéré à une autre occasion (Pop, Szasz, 1973).

Cénomanién inférieur : les plus riches associations d'Ammonites caractéristiques de ce sous-étage sont connues en Dobrogea du Sud, surtout dans la vallée de Peștera (colline Amzalia) et à Șipote, d'où nous avons déterminé :

Hypoturrites tuberculatus (Bosc)
Hypoturrites gravesianus d'Orbigny
Hypoturrites carcitanensis (Matheron)
Hyphoplites curvatus (Mantell)
Mantelliceras mantelli (J. Sowerby)
Mantelliceras cantianum Spath
Mantelliceras couloni (d'Orbigny)
Mantelliceras saxbii (Sharpe)
Mantelliceras picteti (Hyatt)
Mantelliceras spp.
Stoliczkaia (*Lamnayella*) *sanctaecharina* Wright et Kennedy

Dans la littérature géologique concernant la même région sont signalées aussi: *Mariella cenomanensis* (Schlüter), *M. essenensis* (Geinitz), *Hypoturrites mantelli* (Sharpe), *Hyphoplites crassofalcatatus* (Semenow), *Mantelliceras tuberculatum* (Mantell), *Anisoceras plicatile* (Sow.), *Idiohamites ellipticus radiatus* Spath, *I. alternatus vectensis* Spath, etc. (Chiriac, 1961, 1979³).

L'association représente, dans son ensemble, le Cénomanién inférieur tout entier, notamment la zone à *Mantelliceras mantelli* et la zone à *Mantelliceras orbignyi* (d'après la zonation adoptée dans cette étude), même si pour la deuxième zone on n'a pas encore trouvé de fossiles caractéristiques. Pour une telle interprétation plaide l'existence, en Dobrogea



du Sud, des espèces *Turrilites costatus*, *T. acutus* et *Sciponoceras baculoide* (Chiriac, 1979, op. cit.), espèces qui — même si elles ne prouvent pas avec certitude l'existence du Cénomanién moyen dans cette région — démontrent quand même que le Cénomanién inférieur est complet, du fait que le genre *Turrilites* s. str. apparaît pour la première fois dans la zone à *Mantelliceras orbigny* (Juignet, Kennedy, 1976).

Une autre association appartenant au Cénomanién inférieur est connue à Chergheş (Sud Deva), renfermant les espèces :

- Mantelliceras saxbi* (Sharpe)
- Mantelliceras costatum* (Mantell)
- Mariella dorsetensis* (Spath)
- Desmoceras (Pseudouhligella) devae* Lupu
- Austiniceras transsylvanicum* (Simionescu)
- Puzosia* spp.

Quant à l'appartenance de cette association au Cénomanién inférieur, il n'y a aucun doute, selon ce que Simionescu (1944) a établi, et pour l'existence des dépôts plus récents dans le faciès de Chergheş il n'existe aucune preuve. Malheureusement, dans ce secteur on ne connaît pas encore d'Ammonites plus anciens que le Cénomanién, de sorte que le problème de la limite Albién/Cénomanién ne puisse pas y être abordé. Des exemplaires isolés d'Ammonites appartenant au Cénomanién inférieur sont connus aussi dans d'autres régions, mais ils n'offrent pas de critères sûrs pour identifier certaines zones.

Cénomanién moyen : l'association la plus complète et la plus caractéristique pour le Cénomanién moyen a été récemment décrite (Szász, 1979 a) dans la partie sud du bassin de Babadag, comprenant les suivantes espèces :

- Acanthoceras rhotomagense susexiense* (Mantell)
- Acanthoceras rhotomagense confusum* (Guéranger)
- (sensu Kennedy, Hancock, 1970)
- Calycoceras newboldi* (Kossmat)
- Calycoceras spinosum* (Kossmat)
- Calycoceras gentoni paucinodatum* (Crick)
- Calycoceras* cf. *vergonsense* Collignon
- Protacanthoceras* aff. *judaicum* (Taubenhäus)
- Forbesiceras bicarinatum* Szász
- Puzosia* sp.

Dans cette association on remarque la grande fréquence des exemplaires appartenant à l'espèce *Calycoceras newboldi* (Kossmat), la présence des espèces d'*Acanthoceras* du groupe *jukesbrownei* et *whitei*, ce qui montre que la plupart de l'association appartient à la zone à *Acanthoceras jukesbrownei*. Pour cette interprétation plaide aussi la position stratigraphique de l'association, située justement au-dessous des dépôts à *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Browne). Il n'est pas exclu que la partie inférieure des marnes à Ammonites d'Ohaba Ponor appartienne à la zone à *Acanthoceras rhotomagense*, espèce citée d'ailleurs par tous les



chercheurs de la région, mais les exemplaires attribués à cette espèce soit qu'ils appartiennent au genre *Calycoceras* (M a m u l e a, 1953), soit qu'il ne sont pas assez bien conservés pour faciliter une détermination certaine (P o p e t S z á s z, 1973, pl. VII, fig. 1).

La composition et la position stratigraphique de l'association d'Ammonites des marnes d'Ohaba Ponor excluent la possibilité de l'existence du Cénomanién inférieur dans les dépôts respectifs, et les exemplaires attribués par certains auteurs au genre *Mantelliceras* appartiennent probablement au genre *Calycoceras*.

Dans d'autres régions, où il y a des dépôts appartenant au Cénomanién moyen, les récoltes d'Ammonites sont sporadiques ou réclament des révisions et n'offrent pas une base pour des zonations.

Cénomanién supérieur : l'association la plus riche et la plus typique d'Ammonites appartenant au Cénomanién supérieur est connue toujours à Ohaba Ponor et les régions avoisinées, renfermant les espèces :

Eucalycoceras pentagonum (J u k e s-B r o w n e)

Eucalycoceras gothicum (K o s s m a t)

Eucalycoceras sp.

Calycoceras boulei C o l l i g n o n

Calycoceras aff. *lotzei* W i e d m a n n

Calycoceras newboldi (K o s s m a t)

Pseudocalycoceras thomeli S z á s z

Forbesiceras bicarinatum S z á s z.

Cette association est caractéristique pour la zone à *Eucalycoceras pentagonum*. Les dépôts d'âge similaire ont une large répartition en diverses régions de Roumanie, mais ils sont beaucoup plus pauvres en faune. Ainsi, la présence du Cénomanién supérieur est argumentée à Cîsnădioara, d'où provient un exemplaire d'*Eucalycoceras rowei* S p a t h étiqueté *Mantelliceras mantelli* dans la collection de l'Institut Géologique (no. 3926, coll. M. I l i e). Dans le bassin de Glodu, M u t i h a c (1959) a mentionné un exemplaire d'*Acanthoceras rhotomagense* (IGG-no. 871, coll. S. A t h a n a s i u), qui est en réalité un *Eucalycoceras* cf. *spathi* C o l l i g n o n indiquant le Cénomanién supérieur. Dans le bassin de Rusca Montană il y a aussi des dépôts appartenant au Cénomanién supérieur, tel que l'atteste un exemplaire de *Calycoceras cenomanense* (d' A r c h i a c) (*Calycoceras naviculare* in D i n c ă, 1977, pl. XII).

La présence de la zone à *Metoicoceras gestlinianum* n'est pas encore attestée paléontologiquement en Roumanie, mais il est presque sûr qu'une partie des dépôts à *Exogyra columba* connus dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales, dans le bassin de Hațeg, le bassin de Rusca Montană etc. appartiennent à cette zone, à juger d'après le fait que dans les Carpathes Orientales ces dépôts (dans lesquels on a trouvé également un exemplaire de *Pseudocalycoceras* sp.) supportent en continuité de sédimentation des dépôts à *Inoceramus* ex gr. *labiatus* (S z á s z, 1979 b), qui renferment aussi des genres d'Ammonites caractéristiques du Turonien inférieur (*Fagesia*, *Jeanrogericeras*).



TABLEAU 2

Association d'Ammonites des zones du Cénomanién de Roumanie

Étages	Sous-étages	Zone à	Association caractéristique	Observations
Turon	Inférieur	<i>Mammiles nodosoides</i>	<i>Fagesia</i> sp., <i>Jeanrogericeras</i> sp. <i>Mytiloides</i> ex gr. <i>labiatus</i>	Carpathes Orientales (Maramureş)
		<i>Meloicoceras gestinianum</i>	?	Sans faune caractéristique
Cénomanién	Supérieur	<i>Eucalycoceras pentagonum</i>	<i>Eucalycoceras pentagonum</i> (Jukes-Br.) <i>Eucalycoceras rowei</i> (Spath) <i>Eucalycoceras golthicum</i> (Kossmat) <i>Eucalycoceras</i> cf. <i>spathi</i> Coll. <i>Pseudocalyoceras thomeli</i> Szász	Ohaba-Ponor, Cislădioara, Glodu, etc.
		<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>	<i>Acanthoceras whitei</i> Matsumoto <i>Acanthoceras</i> aff. <i>jukesbrowni</i> Spath <i>Calycoceras newboldi</i> (Kossmat) <i>Calycoceras gentoni paucinodatum</i> (Crick)	Ohaba-Ponor
	Moyen	<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	<i>Acanthoceras rhotomagense sussexiense</i> (Mantell) <i>Acanthoceras rhotomagense confusum</i> (Guéranger) <i>Calycoceras spinosum</i> (Kossmat) <i>Turrilites costatus</i> Lamarck <i>Sciponoceras baculoide</i> (Mantell)	Bassin de Babadag (éventuellement-Dobrogea du Sud)
		<i>Mantelliceras orbigny</i>	?	Espèces caractéristiques pas encore trouvées
	Inférieur	<i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>Mantelliceras mantelli</i> (Sow.) <i>Mantelliceras cantianum</i> Spath <i>Mantelliceras costatum</i> (Mant.) <i>Mantelliceras picteti</i> Hyatt <i>Mantelliceras couloni</i> (d'Orb.) <i>Stoliczkaia (Lamnyella) sanctae-catherinae</i> Wright & Kennedy <i>Hypoturrilites carcitansensis</i> (Math.) <i>Hypoturrilites gravesianus</i> (d'Orb.)	Dobrogea du Sud Cherghes
		<i>Stoliczkaia dispar</i>	<i>Stoliczkaia</i> spp. <i>Mortoniceras perinflatum</i> Spath <i>Ostlingoceras puzosianum</i> (d'Orb.)	Bassin Dimbovicioara Dobrogea du Sud (remanié)
Albien	Supérieur	<i>Stoliczkaia dispar</i>	<i>Stoliczkaia</i> spp. <i>Mortoniceras perinflatum</i> Spath <i>Ostlingoceras puzosianum</i> (d'Orb.)	Bassin Dimbovicioara Dobrogea du Sud (remanié)



En ce qui concerne la limite Cénomanién-Turonien en Roumanie, il faut montrer qu'autant le Cénomanién terminal ainsi que le Turonien basal sont pauvres en Ammonites; dans ces conditions, le principal critère pour tracer la limite respective est l'apparition des espèces d'Inocérames du groupe *I. labiatus*, qui marquent assez exactement la base du Turonien et, en plus, sont assez fréquentes dans les différentes régions de Roumanie.

Afin d'avoir une image plus claire sur la zonéo-stratigraphie du Cénomanién de Roumanie, nous donnons dans le tableau suivant les associations des zones reconnues avec certitude (tab. 2).

On constate que chaque zone reconnue contient des éléments caractéristiques répandus dans presque toutes les régions du globe, et leur corrélation ne se heurte à aucune difficulté. La plupart des espèces ne sont pas liées à une certaine bioprovince. On remarque toutefois la faible représentation de quelques genres bien fréquents dans le Bassin anglo-parisien, tel que *Schloenbachia*, qui par les milliers d'exemplaires récoltés constituent l'élément le plus caractéristique pas seulement ici, mais également dans le Nord et l'Est de l'Europe; en échange, en Roumanie on a trouvé seulement quelques exemplaires. Ce fait semble démontrer que le territoire de la Roumanie était, pendant le Cénomanién, plutôt sous l'influence de la province méditerranéenne, mais sans avoir les éléments caractéristiques de cette province (*Neolobites*), ce qui nous porte à croire qu'il s'agit d'une zone de passage entre les deux bioprovinces.

³ M. Chiriac. La faune albiénne de Dobrogea du Sud (Ammonoides). Résumé de la thèse de doctorat. 1979. Bucarest.

BIBLIOGRAPHIE

- Amedro F., Damotte R., Manivit H., Robaszinski F., Sornay J. (1978) Echelles biostratigraphiques dans le Cénomanién du Boulonnais (macro-micro-nannofossiles). *Géol. Méditerranéenne*, V. 1, p. 5—18, Paris.
- Bidar A., Damotte R., Manivit H., Robaszinski F., Sornay J. (1978) Echelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de Calais, F.). *Bull. Inf. Bass. Paris* (1978), 15, 2, p. 3—20, Paris.
- Chiriac M. (1960) Reprezentantii ai familiei Turrilitidae Meek, 1876 in Cretacicul Dobrogei de Sud. *Stud. cerc. geol.*, 5 (3), p. 449—474, 4 pl., Bucuresti.
- (1961) Dobrogea du Sud-in Ghidul excursiilor, V. *Congr. Asoc. Carp.-Balc.-D (Dobrogea)*, Bucuresti.
- Cobban W. A. (1971) New and little-known ammonites from the Upper Cretaceous (Cenomanian and Turonian) of the Western Interior of the United States. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 699, 24 p., 18 pl., Washington.
- Scott G. R. (1972) Stratigraphy and Ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone near Pueblo, Colorado. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 645, V+108 p., 39 pl., Washington.



- Dincă A. (1977) Geologia bazinului Rusca Montană. Partea de vest. *An. Inst. geol., geofiz.*, LII, p. 99—173, 14 pl., București.
- Donze P., Thomel G. (1972) Le Cénomaniien de La Foux (Alpes de Haute-Provence). Biostratigraphie et faunes nouvelles d'Ostracodes. *Ecl. geol. Helv.*, 65/2, p. 369—389, 3 pl., Basel.
- Gueux J. (1979) Terminologie et méthodes de la biostratigraphie moderne : Commentaires critiques et propositions. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 355, 74/3 et *Bull. Lab. Géol., Min., Géoph. et Musée Univ. Lausanne*, 234, p. 169—216.
- Ion J. Ana (1975) Le Crétacé supérieur de Rîșnov. Guide des excurs. XIV *Colloq. Europ. Micropal.*, p. 99—107, București.
- (1976) Zones de foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXII/4, p. 93—120, București.
- (1978) Zones à foraminifères planctoniques et nouvelles espèces de *Rotalipora* dans le Crétacé moyen de Tara Birsei (Carpates Orientales). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/3, p. 85—107, București.
- Juignet P. (1977) Ammonite Faunas from the Cenomanian around Le Mans (Sarthe, France). *Pal. Soc. Japan, Spec. Pap.* 21, p. 143—150.
- Kennedy W. J. (1976) Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniien du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. *Bull. Soc. Géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 63(2), 193 p., 34 pl., Le Havre.
- Kennedy W. J., Wright C. W. (1973) La limite Cénomaniien-Turonien dans la région du Mans (Sarthe); Stratigraphie et Paléontologie. *Ann. Pal.*, 59 (2), (*Invertébrés*), p. 207—250, 3 pl., Paris.
- Kennedy W. J., Lebert A. (1978) Le Cénomaniien du Maine : formations sédimentaires et faunes d'Ammonites du stratotype. *Géol. Méditerranéenne*, V, 1, p. 81—100.
- Kennedy W. J. (1969) The correlation of the Lower Chalk of South-East England. *Proc. Geol. Ass.*, 80(4), p. 459—560, pl. 15—22, London.
- (1971) Cenomanian ammonites from Southern England. *Spec. Paper Palaeont.*, 8, 130 p., 64 pl., London.
- Hancock J. M. (1970) Ammonites of the genus *Acanthoceras* from the Cenomanian of Rouen, France. *Palaeontology*, 13, (3), p. 462—490, pl. 88—97, London.
- Hancock J. M. (1971) *Mantelliceras saxbii*, and the horizon of the *Martimpreyi* Zone in the Cenomanian of England. *Palaeontology*, 14, (3), p. 437—454, pl. 79—82, London.
- Hancock J. M. (1977) Towards a correlation of the Cenomanian sequences of Japan with those of North-West Europe. *Pal. Soc. Japan, Spec. Paper* 21, p. 127—141.
- Cobban W. A. (1976) Aspects of Ammonite biology, biogeography and biostratigraphy. *Spec. Paper Palaeont.*, 17, 94 p., 11 pl., London.
- Lupu Denisă (1965) *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *devae*, o nouă specie de amonit cenomanian de la Chergeș. *D. S. Inst. Geol.* LI/2, p. 19—22, 2 pl., București.
- Măcovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, 16, p. 63—280, București.
- Mamulea A. (1953) Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (bazinul Hațegului). *An. Com. Geol.*, 25, p. 211—274, București.
- Mancini E. A. (1979) Late Albian and Early Cenomanian Grayson ammonite biostratigraphy in north-central Texas. *Journal of Paleont.*, 53, (4), p. 1013—1022, Tulsa.



- Marcinowski R. (1979) *Alternacanthoceras* subgen nov. (Ammonoidea) and some remarks on other Cenomanian representatives of the genus *Acanthoceras* Neumayr, 1875. *Acta Geol. Polonica*, 29, (1), p. 59–65, 1 pl., Warszawa.
- Matsumoto T. (1959) Upper Cretaceous Ammonites of California. Part II. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D (Geology), Spec. I*, p. 1–172, 41 pl., Fukuoka.
- (1975) Additional Acanthoceratids from Hokkaido (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XXVIII). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D (Geology)*, 22, (2), p. 99–163, pl. 11–23, Fukuoka.
- Inoma A. (1975) Mid-Cretaceous Ammonites from the Shumarinai-Soeushinai Area, Hokkaido. Part I. (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XXIX). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D (Geology)*, 23, (2), p. 263–293, pl. 38–42, Fukuoka.
- Muramoto T., Takahashi T. (1969) Selected Acanthoceratids from Hokkaido (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien-XIX). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D (Geology)*, 19, (2), p. 251–296, pl. 25–38, Fukuoka.
- Murgéanu G., Patrulius D. (1957) Le Crétacé supérieur en bordure de la Leaota et l'âge des conglomérats de Bucegi. *Rev. Géol., Géogr.*, 1, p. 109–124, București.
- Mutihač V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *Stud. cerc. geol.*, 4, (2), p. 255–272, 4 pl., București.
- Offodile M. E., Reyment R. A. (1978) Stratigraphy of the Keana-Awe area of the middle Benue region of Nigeria. *Bull. Geol. Inst., Univ. Uppsala (n.s., 7/1977)*, p. 37–66, 41 fig., Uppsala.
- Patrulius D. (1969) Geologia mäsivului Bucegi și a culoarului Dimbovicioarei. Ed. Acad. R.S.R., 321 p., plș., București.
- Pop G., Szász L. (1973) Le Cénomanien de la région de Hațeg (Carpathes Méridionales). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., sér. Géologie*, 17, 2, p. 177–196, pl. 1–16, Bucarest.
- Porthault B., Thomel G., Villoutreys O. de (1966) Etude biostratigraphique du Cénomanien du bassin supérieur de l'Estéron (Alpes-Maritimes). Le problème de la limite Cénomanien-Turonien dans le sud-est de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 8, p. 423–439, pl. 8–11, Paris.
- Renz O., Jung P. (1978) Aptian to Maastrichtian in the Swiss Jura Mountains. *Ecl. geol. Helv.*, 71/1, p. 1–18, Basel.
- Reyment R. A., Bengtson P., Tait E. A. (1976) Cretaceous transgression in Nigeria and Sergipe-Alagoas (Brazil). *An. Acad. bras. Cienc.*, (1976), 48 (Suplemento), p. 253–264.
- Simionescu I. (1944) Cițiva amoniți din Cretacicul superior. *An. Acad. Române, Mem. sect. St., ser. III*, 19, Mem. II, 15 p., 2 pl., București.
- Szász L. (1982 a) Sur la présence d'Ammonites cénomaniennes dans le bassin de Babadag (Dobrogea de Nord). *D. S. Inst. Géol. Géofiz.*, LXVI/3, București.
- (1982 b) *Inoceramus labiatus* (Schlotheim) à l'est de Maramureș (Carpathes Orientales). *D. S. Inst. géol. géofiz.*, LXVI/3, București.
- Thomel G. (1965) Zonéostratigraphie et paléobiogéographie du Cénomanien du sud-est de la France. *C. R. 90. Congr. Soc. Sav., Nice, sect. sc.*, p. 127–154.
- (1968) A propos de l'apparition précoce du genre *Mantelliceras* dans le sud-est de la France. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 102, Paris.
- (1972) Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales. *Mém. Soc. Géol. France*, 116, 204 p., 88 pl., Paris.



- (1973) A propos de la zone à *Actinocamax plenus* : Principe et application de la méthodologie biostratigraphique. *Ann. Mus. d'hist. nat. Nice, suppl. h.s. 1*, p. 1—28, Nice.
- W i e d m a n n J. (1964) Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ces Céphalopodes. *Estudios geológicos*, XX, p. 107—148, Madrid.
- Y o u n g K. (1958) Graysonites, a Cretaceous ammonite in Texas. *Journal of Paleont.*, 32 (1), p. 171—182, pl. 27—29, Tulsa.
- (1979) Lower Cenomanian and Late Albian (Cretaceous) Ammonites, especially *Lylliceratidae*, of Texas and Mexico. *Texas Memorial Mus., Bull.* 26, 99 p., 9 pl., Austin.

QUESTIONS

G r. P o p : Le matériel paléontologique disponible permet-il d'établir les zones d'Ammonites sur des critères phylogénétiques, particulièrement à partir de la première apparition des espèces ?

Réponse : La zonation du Cénomaniens fondée sur l'évolution des représentants de la famille *Acanthoceratidae* correspond pleinement à l'évolution phylogénétique de la famille et les zones sont définies justement en vertu de la première apparition des espèces index de zone.

DISCUSSIONS

J a n a I o n : Compte tenu de la nature de mes préoccupations de recherche, je me sens obligée de souligner que la présente étude de notre collègue S z á s z représente un événement, un événement important autant pour nous, parce que c'est la première zonation du Cénomaniens à partir d'Ammonites sur l'entier territoire roumain, sinon même pour tout le domaine carpatique, mais un événement aussi en dehors des frontières du pays, comme un nouveau schéma des zones d'Ammonites pour cet étage, schéma qui met en discussion les zones classiques du Bassin anglo-parisien et les zones du domaine méditerranéen. C'est une contribution roumaine, un point de vue nouveau, compétitif, qui aura du poids dans les discussions du groupe de travail du Crétacé moyen dans le cadre du Programme International de corrélation géologique (dont l'activité prendra fin en 1982). La zonation réalisée par L. S z á s z est d'une grande importance pratique pour l'ortho- et la parachronologie du Cénomaniens de Roumanie. Pour les biostratigraphes roumains, qui envisagent la zonation à partir d'autres groupes d'organismes, ceci sera l'échelle de référence immédiate, directe, pour l'étalonnage géochronologique, corrélée à son tour avec d'autres échelles d'Ammonites.

Pour moi, qui, dans la zonation micropaléontologique (sur la base des Foraminifères) du Crétacé supérieur de Roumanie et notamment du Cénomaniens, j'ai fait un travail de pionnier, l'élaboration plus précoce de cette zonation à partir d'Ammonites m'aurait été d'une grande utilité.

Je tiens également à souligner que la légende d'une carte géologique est déterminée par l'échelle orthochronologique employée, la qualité des corrélations stratigraphiques de la carte est déterminée directement par la manière dans laquelle sont utilisées l'ortho et la parachronologie, par la connaissance et la compréhension des points de vue des différents biostratigraphes et leur accord. L'échelle proposée par L. S z á s z, ses conclusions sur la limite supérieure du Cénomaniens ou ses subdivisions doivent fixer aussi l'attention de ceux responsables de la légende des cartes élaborées par l'institut.





4. STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROGRAFIC ȘI PALEONTOLOGIC AL DEPRESIUNII HAȚEG PE BAZA UNOR FORAJE¹

DE

JOSEFINA STANCU², ALBERT BALTRES², GIANINA CIOFLICA²,
NICOLAE GHEȚA², VICTOR MOISESCU², IOAN PAPAIANOPOL²,
DUMITRU POPESCU³, GHEORGHE POPESCU²

Cretaceous, Paleogene, Miocene. Study drillings, Palynological analysis, Micropaleontological assemblages, Macropaleontological assemblages, Lithostratigraphic correlation, Petrographic study, Stratonomy, Mollusca, Foraminifera, South Carpathians, Sedimentary, Getic Domain, Hațeg Basin.

Abstract

Contributions to the Petrographic and Palaeontologic Study of the Hațeg Depression on the Basis of Drilling Works. The results of the petrographic and palaeontologic researches obtained on the basis of the study of four drillings situated on different formations in the Hațeg Depression are presented. There have been described deposits belonging to the Upper Cretaceous (at Totești and Șerel), Upper Oligocene (at Șerel and Crivadia), Aquitanian (at Crivadia), Langhian and Sarmatian (at Sălaș and Șerel), each stratigraphic age being proved by palynological, micro- and macropaleontological assemblages.

În vederea cunoașterii litologiei și structurii depozitelor din depresiunea Hațeg, în ultimul timp au fost executate câteva foraje cu carotaj continuu plasate în zona localităților Totești, Sălașu, Șerel și Crivadia (fig. 1). Probele au fost analizate din punct de vedere paleontologic, sedimentologic și petrografic.

Forajul 01, amplasat la SV de localitatea Hațeg, în împrejurimile Toteștilor, după traversarea depozitelor aluvionare a intrat direct în fun-

¹ Predată la 1 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 24 aprilie 1980, comunicată în ședința din 25 aprilie 1980.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

³ I.P.E.G. „Hunedoara”. Str. Minerului nr. 2, 2700 Deva.



damentul bazinului și anume în depozitele Cretacicului superior (Senonian) de pe flancul nordic al anticlinalului Berezovia-Hațeg. Aceasta demonstrează încă o dată faptul că, în ciuda aspectului geografic al depresiunii, aliniamentul Totești-Hațeg constituia marginea nordică a bazinului Hațeg care îl separa, în timpul Terțiarului, de bazinul inferior al Streiului. Evo-

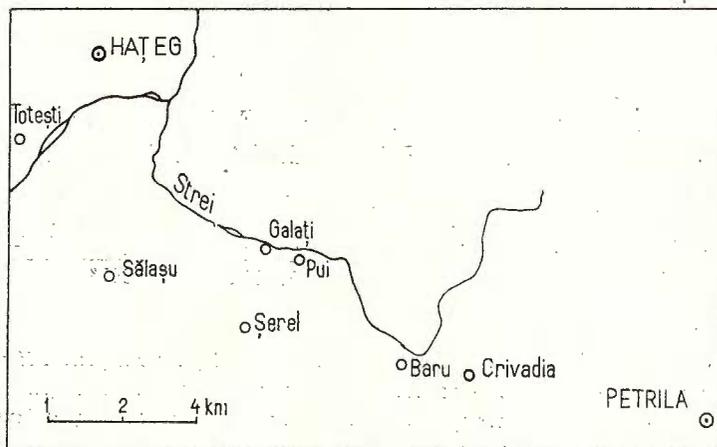


Fig. 1. — Perimetru de amplasare al forajelor din depresiunea Hațeg.

Périmètre d'emplacement des forages dans la dépression de Hațeg.

luția independentă a celor două bazine a durat cel puțin pînă la nivelul Sarmatianului. Forajul 01, pe întreaga coloană, de circa 1400 m a străbătut numai depozite aparținînd Cretacicului superior (Senonian).

Cel de al doilea foraj, 02, plasat în jurul localității Sălașu de Sus se află deja în plin bazin terțiar, aici fiind străbătute depozitele badeniene și sarmațiene. Talpa sondei, la peste 1100 m a rămas în depozite badeniene.

Forajul 03, plasat în împrejurimile satului Șerel, la sud-est de forajul 02, a străbătut depozitele cretacică, oligocen-superioare, badeniene și sarmațiene. Talpa sondei, la 1200 m, s-a oprit în depozitele cretacic-superioare.

În fine forajul 04 a fost săpat lângă Crivadia, în sectorul Barbu-Bănița. El este singurul care a atins seria rocilor cristalofiliene, după care a străbătut depozitele Oligocenului superior și ale Miocenului inferior (Aquitanian).

Studiul celor patru foraje a demonstrat încă o dată structura neunitară a depresiunii Hațeg (fig. 2). Astfel, în cadrul acesteia se poate separa un sector nord-vestic alcătuit preponderent din depozite miocene similare celor din aria panonică și un sector sud-estic în care predomină depozitele oligocene și miocene similare celor din bazinul Petroșani. Între cele două



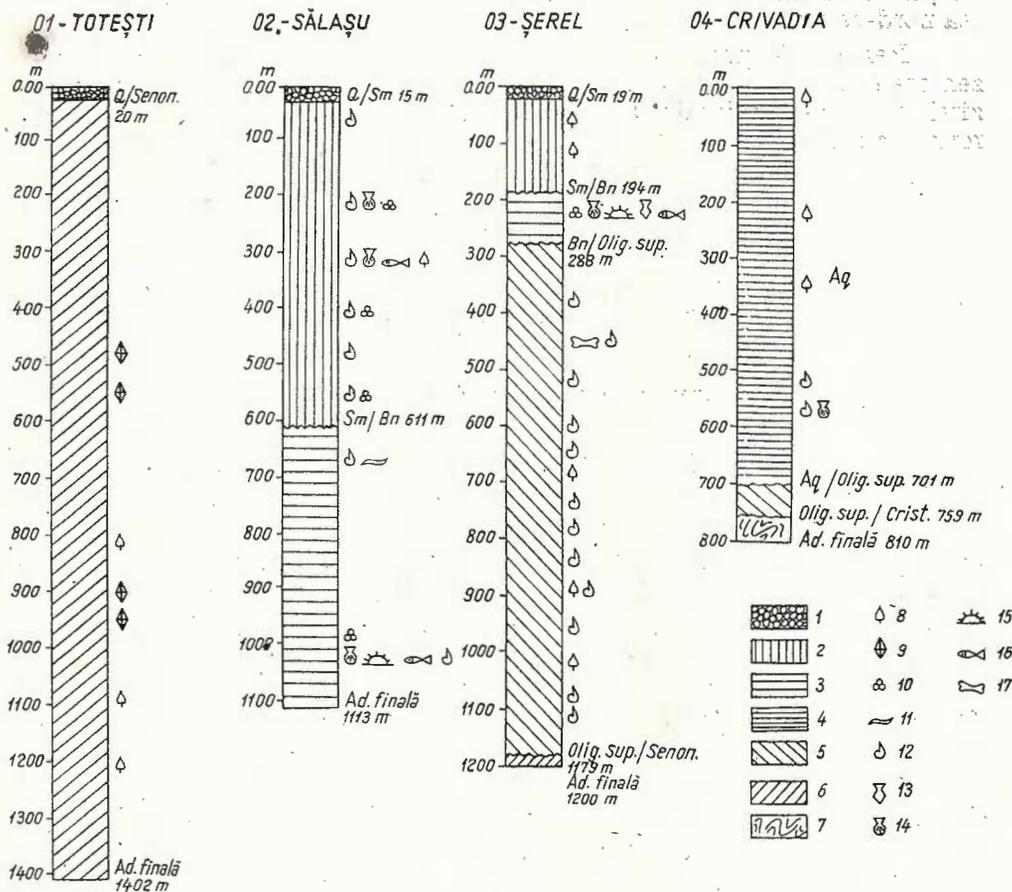


Fig. 2. — Coloane cu limite stratigrafice în forajele 01-04 din depresiunea Hațeg.

1, Cuaternar; 2, Sarmatian (Volhynian); 3, Badenian (Langhian); 4, Aquitaniar; 5, Oligocen superior; 6, Senonian; 7, Cristalin; 8, resturi foliale; 9, asociații sporo-polen; 10, resturi micro; 11, viermi tubicoli; 12, gasteropode; 13, pteropode; 14, bivalve; 15, echinoderme; 16, pești (otolite); 17, resturi de mamifere.

Colonnes avec les limites stratigraphiques dans les forages de la dépression de Hațeg.

1, Quaternaire; 2, Sarmatien (Volhynien); 3, Badénien (Langhien); 4, Aquitaniar; 5, Oligocène supérieur; 6, Sémonien; 7, Cristallin; 8, débris foliaires; 9, associations sporo-pollennique; 10, restes micro; 11, vers tubicoles; 12, Gastéropodes; 13, Ptéropodes; 14, Bivalves; 15, Echinodermes; 16, Poissons (otolithes); 17, restes de Mammifères.



sectoare, separate de o serie de falii cu orientare SE-NV, pare să fi existat o zonă ridicată care le separa net. Cele două sectoare au reprezentat în Terțiar două unități de sedimentare diferite: sectorul Hațeg pentru partea nord-vestică a bazinului și sectorul Barbu-Bănița în sud-estul acestuia.

Rezultatele preliminare obținute din studiul forajelor au fost prezentate succesiv în două rapoarte (Stancu et al., 1975, 1976), iar depozitele miocene din forajul 02 de la Sălașu au constituit obiectul unei comunicări separate⁴.

Forajul 01

Limite stratigrafice: Cuaternar (Holocen)/Cretacic superior (Senonian) la 20,00 m; Senonian-adâncimea finală 1402,00 m.

Cretacicul superior (Senonianul)

Studiul petrografic conjugat cu cel stratonomic a stabilit că sedimentele terigene ale Cretacicului sînt acumulări continentale.

Sedimentele traversate de forajul 01 au un evident caracter ritmic, care rezultă din repetarea unor secvențe gradate cu grosimi de mai mulți metri. În mai multe cazuri s-a constatat că contactul între două secvențe este marcat de o cicatrice de eroziune de amplitudine redusă (în intervalul 20-339 m au fost numărate 11 asemenea diasteme).

O secvență completă cuprinde următorii termeni începînd din bază: (a) conglomerate; (b) gresii grosiere albe; (c) gresii fine, argiloase, cu o colorație negricioasă.

(a) Conglomeratele, lipsite de stratificație, au 2-3 m grosime și sînt constituite fie exclusiv din claste centimetrice de roci magmatice și metamorfice (granite, șisturi amfibolice, roci tufogene verzi cu porfiroblaste de plagioclazi, cuarțite și filite), fie exclusiv din claste de calcare roșii, neorganogene.

(b) Gresiiile grosiere, groase de 1-4 m, au o colorație albicioasă, conțin multă mică și sînt friabile datorită faptului că cimentul calcitic este distribuit discontinuu.

(c) Gresiiile fine argiloase au grosimi de 0,5-0,8 m și se disting prin colorația negricioasă ori brună ca și frecvența oglinzilor de fricțiune. Alinierea foițelor de muscovit conferă gresiilor o vagă stratificație. Cînd sînt sărace în argilă gresiile se desagregă cu ușurință în apă; pe măsură ce participarea argilei crește roca devine din ce în ce mai compactă. Compoziția mineralogică a gresiilor argiloase determinată prin difracția razelor X, este relativ simplă: cuarț, feldspați, sericit ori muscovit și caolinit. Culoarea închisă a rocii se datorește cantității mari de materie organică



dispersată. Gresile conțin numai fragmente nedeterminabile de plante și un rest de tulpină. Toate analizele micropaleontologice au indicat probe sterile.

O secvență completă cuprinde toți cei trei termeni și poate fi delimitată de două discontinuități de eroziune. Ea depășește în mod obișnuit grosimea de 3,5 m, iar între termenii care o compun este o tranziție netă. Eroziunea poate elimina dintr-o secvență termenul final (*c*). Rezultă în acest mod secvențe incomplete în care termenul (*b*) al unei secvențe vine în contact cu termenul (*a*) al celei următoare. Frecvența mare a secvențelor incomplete (50%) se corelează cu o repetare periodică a reactivării eroziunii produse de un agent cu caracter pulsatoriu. Ritmicitatea caracterului sedimentării (ce rezultă din secvențele gradate), periodicitatea și frecvența eroziunilor, prezența — deși rară — a materialului vegetal, lipsa oricăror indicii paleontologice, credem că constituie argumente în favoarea interpretării sedimentelor terigene cretacice traversate de forajul de la Totești ca fiind acumulări continentale, posibil de tipul fanlomeratelor.

În toată coloana litologică a acestui foraj, așa cum am mai menționat anterior, nu am întâlnit decît resturi organice nedeterminabile din care menționăm: 3 fragmente milimetrice de gasteropode terestre, numeroase resturi foliare interceptate la intervalele 413-415 m, 816,50-818,40 m, 1130,50-1131,40 m, precum și un rest de tulpină întâlnit la adîncimea de 1280,50 m, rămas neidentificat în urma analizei euticulare (N. Țicleanu, comunicare verbală).

În schimb conținutul palinologic (studiat de E. Antonescu) a variat cantitativ în diverse probe. La adîncimea cuprinsă între 571-574 m a fost pusă în evidență cea mai elocventă asociație: *Cyathridites minor* Couper, *Leiotriletes maxoides* Krutzsch, *Dictyophyllidites equieximus* Dettmann, *Carnisporites granulatus* Schulz, *Plicifera delicata* (Boltkhoveritina), *Polycingulatisporites reduncus* (Boltkhoveritina), *Triporelites asper* Srivastava, *Plicapollis sarta* Pflug, *Callidasporites* sp., *Suemeghipollis triangularis* Góczán, *Oculopollis orbicularis* Góczán, *O. semimaximus* Krutzsch, *Deflandrea* sp., *Concentricystes* sp. etc.

Asociația respectivă indică Senonianul. Microflora cuprinde mai întii spori cu o extindere stratigrafică mai largă cum sînt: *Cyathidites minor* (Jurasic-Cretacic-? Terțiar inferior), *Carnisporites granulatus* (Triasic-Cretacic), în asociație cu specii prezente și în Cretacicul superior din Munții Metaliferi (Antonescu, 1973), precum *Callialasporites* (Liasic mediu-Senonian), *Dictyophyllidites equieximus* (Jurasic-Cretacic), *Polycingulatisporites reduncus* (Jurasic inferior-Cretacic).

O a doua categorie o constituie specii și elemente de fitoplancton ce încep din Cretacicul superior ca *Leiotriletes maxoides*, sau care au fost întîlnite cu precădere în Cretacicul superior: *Triporelites asper*, *Deflandrea* sp. Caracteristica asociației este dată de speciile de polen de tip *Nor-mapolles* (ce caracterizează Senonianul în mai multe regiuni ale lumii), *Plicapollis sarta*, *Oculopollis orbicularis*, *O. semimaximus* și *Semioculopollis*.



Genul *Oculopollis* apare din Santonian în mai multe părți ale Europei, iar în Munții Metaliferi speciile *Oculopollis orbicularis* și *O. semimaximus* sînt cunoscute ca începînd din stratele de Bozeș și Remeți (la nivelul Santonian-Campanian inferior), fiind foarte numeroase; în depozitele faciesului proximal-detritic de la Vințul de Jos de vîrstă Campanian-Maestrichtian inferior, apariția acestei specii fiind deja mai rară. Genul *Semio-culopollis* este în general cantonat în partea superioară a Senonianului.

Asociația palinologică a depozitelor de la adîncimea 571-574 m în forajul Totești indică deci Senonianul, probabil Santonian superior.

Cuaternarul

Se atribuie Holocenului depozitele interceptate pe intervalul 0,00-20,00 m. Ele sînt constituite din bolovănișuri cu elemente rulate cu diametre ce variază între 10-50 cm de gnaise, cuarțite și micașturi alterate (intervalele 0,00-6,00 m și 7,40-12,55 m).

Se mai găsesc nisipuri argiloase cu rare elemente de pietrișuri diseminat, precum și pietrișuri cu rare filme de nisipuri grosiere ce constituie nivelele 6,00-7,40 m și 12,50-19,75 m, baza depozitelor aluvionare de luncă.

Forajul 02

Limite stratigrafice: Cuaternar (Holocen)/Sarmațian 15 m; Sarmațian inferior (Volhinian)/Badenian inferior (Langhian) 611,00 m; Badenian inferior-adîncimea finală 1113 m.

Deosebit interes l-a prezentat bogatul material paleontologic întîlnit în depozitele miocene ale acestui foraj, care a constituit obiectul unei comunicări separate (S t a n c u et al., 1978). În lucrarea de față nu vom prezenta decît succint caracterele esențiale desprinse din studiul depozitelor miocene.

Badenianul inferior (Langhianul)

Sedimentele badeniene interceptate în intervalul 1113-611 m se prezintă cu o litologie variată, fiind posibilă separarea unor entități cu limite tranșante între ele.

Entitatea bazală este reprezentată de un complex pelitic constituit din argile cenușii în care apar intercalații grezoase de grosime redusă, peste care se dispun pelite cafenii ce conțin un abundent detritus vegetal. Fără nici un fel de tranziție, peste complexul pelitic se dispun conglomerate, apoi rare nivele breicioase și bancuri grezoase. Totul suportă un episod biolititic plasat la intervalul 996-990,70 m, nivel fosilifer pe baza căruia a fost atestată vîrsta depozitelor.

Deasupra biolititelor și pînă la limita cu depozitele sarmațiene (611 m) s-au inventariat 8 nivele cineritice într-o suită de pelite cenușii, sisturi argiloase carbunoase, nisipuri, nisipuri grezoase, nivele microconglomeratice și cu totul accidental conglomerate.



Se consideră că intervalul 905-611 m, unde sînt cantonate majoritatea nivelelor cineritice, reprezintă depozite continental-lacustre, sedimente cu care se incheie în acest punct sedimentarea Badenianului inferior.

Ansamblul faunistic al Badenianului debutează prin taxoni marini, concentrați în episodul biolititic, în partea bazală a intervalului (1000-900 m). După acest interval și pînă în baza Volhinianului inferior (611 m) se înregistrează schimbări radicale în spectrul paleontologic. Taxonii marini nu se mai regăsesc, locul lor fiind preluat de o faună dulcicolă prost conservată de gasteropode (fragmente de protoconce netede, arinături bucale sau zone ombilicale ornamentate radial) și numeroase resturi de viermi tubicoli ce amintesc de polichetele dulcicole actuale atribuite genului *Hypania*. Atît existența gasteropodelor cît și a viermilor tubicoli cantonați în întreg intervalul 905-611 m pledează în favoarea unui regim continental-lacustru și mai conduce la concluzia că imediat după depunerea biolititului legătura cu marea a fost întreruptă. Acest interval îl atribuim tot Badenianului inferior, cercetările recente punînd în evidență inexistența Badenianului superior în întreaga arie a depresiunii Hațegului. După lacuna stratigrafică ce corespunde celui mai tînăr termen al Badenianului (Kossovianul), Sarmațianul debutează clasic prin apariția formei index *Anomalinoidea dividens*, însoțită de un remarcabil ansamblu de moluște caracteristice biozonei bazale a Volhinianului.

Complexul paleontologic al nivelului biolititic include numeroase grupe de nevertebrate, pești precum și reprezentanți ai florei — alge rhodoficee (*Lithothamnium*, *Jania*) sau dassicladacee (*Acicularia*).

Dintre foraminifere menționăm prezența formelor: *Amphistegina lessoni* d'Orb., *Borelis haueri* (d'Orb.), *B. melo* (Fichtel et Moll), *B. rotella* (d'Orb.), *Cribrononion notabilis* (Pish.), *Cycloforina contorta* (d'Orb.), *Dendritina elegans* (d'Orb.), *Lachlanella undosa* (Karrer), *Miliola fabularoides* (Karrer), *Triloculina austriaca* d'Orb., *T. gibba* d'Orb.

Briozoare: *Hornera verrucosa* Reuss, *Idmonea* sp.

Viermi: *Ditrupea cornea* L.

Thecidei: *Cistella subcordata* Boettger.

Moluște: plăci numeroase de *Cryptoplax weilandi* Šulc., *Corbula gibba* (Oliv.), *Chlamys* aff. *macrotis* (Sowerby), *Ch.* aff. *seniensis* (Lam.), *Nucula nucleus* (L.), *Lucina* sp., *Ostrea* sp., *Venus* sp., *Architectonica* sp., *Bittium opina* Partsch, *Caecum trachea* L., *Oxystele orientalis* Cossman, *Rissoa (Alvania)* sp., *Rissoa (Zebinella)* sp., *Scala* sp., *Scaphander* sp., *Vermetus intortus* (Lam.).

Crabi: clești de *Portunus*.

Echinoderme: sclerite de ophiuride, *Echinometra* sp., radiole și plăci ce aparțin altor genuri.

Pești determinați pe baza otolitelor: *Myctophum debile* (Koken), *Sparus doderleini* Bassoli et Schubert, *Gobius pretiosus* Proch., *G. vicinalis* Koken.



În concluzie, fauna badeniană din forajul Sălașu se dezvoltă într-un facies recifal, fauna respectivă fiind atribuită subzonei superioare a biozonei *Candorbulina universa-Globorotalia bykovae*. Această parte superioară a Badenianului inferior este regăsită în depozitele de suprafață ce apar pe valea Pucioasa, la 5 km de sonda Sălașu, între localitățile Ciopea și Ohaba de sub Piatră, unde se dispune transgresiv peste formațiunile mezozoice.

Sarmațianul

Sarmațianul inferior (Volhinianul) a fost interceptat între cotele 611-15 m; el se dispune peste Langhian după lacuna de sedimentare a Kossovianului.

Întreaga suită litologică a Sarmațianului pe o grosime de 596 m se conturează monoton, fiind în general pelitică. Apar și intercalații silitice, gresii, nisipuri, nisipuri argiloase, mai frecvente în jumătatea superioară a profilului, unde sînt în alternanță cu secvențele pelitice. Intercalații de lignit, cu o grosime de 0,02 m apar rar, în jurul cotelor 437 m, 250-180 m, și 66 m, în pelite ce prezintă o stratificație fin șistoasă.

Referitor la fauna sarmațiană putem evidenția de la bun început bogăția și variația prin care se caracterizează asociațiile de la diferite nivele.

Debutul Volhinianului este marcat de apariția taxonului index pentru entitatea bazală a Sarmațianului — *Anomalinoidea dividens* (L u c z.). Prezentăm în continuare lista taxonilor sarmațieni care reunesc specii de foraminifere, brizoare, viermi, bivalve, gasteropode, crabi, pești precum și asociațiile sporo-polinice și de alge.

Foraminifere: *Anomalinoidea dividens* (L u c z.), *A. lobatulus* (W. et J.), *Elphidium aculeatum* (d' O r b.), *E. podolicum* S e r o v a, *E. listeri* (d' O r b.), *E. macellum* (L.), *E. reginum* (d' O r b.), *E. sarmaticus* D i d k. et G u d i n a, *E. josefinum* (d' O r b.), *Articulina problema* B o g d., *A. tamanica* B o g d., *Discorbis concinna* (B r a d y), *D. valvulata* d' O r b., *Hauerina complanata* S e r o v a, *H. tamarae* D j a n., *Miliolinella banatiana* (L u c z.), *Flintina truncata* (K a r r e r), *Protelphidium subgranosum* (E g g e r), *Spirolina austriaca* d' O r b., *S. pseudosteliger* D i d k., *Borelis mello* (F. et M.).

Brizoare: *Crisella cornuntia* B o b i e s, *Schizoporella* sp.

Viermi: *Spirorbis serpuliformis* E i c h w a l d, *S. scalaris* E i c h w a l d, *Hydroides* sp.

Bivalve: *Modiolus incrassatus* (d' O r b.), *Abra reflexa* (E i c h w.), *Tapes dissitus* (E i c h w.), *T. tricuspis* (E i c h w.), *T. vitalianus* (d' O r b.), *Ervilia dissita* (E i c h w.), *E. trigonula* S o k o l o v, *Mactra eichwaldi* L a s k a r e v, *Musculus sarmaticus* G a t u j e v, *Psamobia labordei sarmatica* P a p p, *Cerastoderma gleicherbergense* (P a p p), *C. politioanei* (J e k.), *C. politioanei suessiformis* (J e k.), *C. gracilicostatum* (J e k.), *C. soceni* (J e k.), *C. latisulcum* (M ü n s t.), *C. lithopodolicum* (D u b o i s), *C. vindobonense* (P a r t s c h-L a s k a r e v).



Gasteropode: *Acmaea soceni* Jek., *Acteocina lajonkaireana* (Bast.), *Clithon pictus pictus* (Ferussac), *Gibbula depressa* Jek., *Hydrobia elongata* (Eichw.), *H. soceni* Jek., *H. stagnalis* (Bast.), *Moesia soceni* Jek., *Mohrensternia angulata* (Eichw.), *M. banatica* Jek., *M. hydrobidoides* Hilber, *M. inflata* (M. Hörnes), *M. multicostata* Senes, *M. moesiensis* Jek., *M. pseudoinflata* Hilb., *M. pseudoangulata* Hilber, *M. sarmatica* Friedberg, *M. styriaca* Hilber, *Ocinebrina sublavata* Bast., *Pirenella picta* Defr., *P. picta mitralis* Eichw., *P. disjuncta* Sow., *Pseudamnicola producta* Jek., *Theodoxus banaticus* Jek., *Valvatina moesiensis* Jek., *V. simplex* Fuchs.

Crabi: polux și index indet.

Pești: *Gobius triangularis* Weiler, *G. intimus* Proch., *G. vicinalis* Koken, *G. praetiosus* Proch., *G. francofurtanus* Koken, *Clupea pulchra* Smig., *Myctophum* sp., *Callionymus primus* Weiler, *Gadus? minusculoides* Schubert, *Otholitus (Gadidarum) insectus* Weiler.

Alge: *Chalmasia morelleti* Pokorny.

Asociația sporo-polinică:

Arbori:

— Conifere: *Pityosporites*, *Piceapollenites*, *Keteleeriaepollenites*, *Podocarpidites*, *Tsugaepollenites*, *Taxodiaceapollenites*.

— Esențe cu frunze căzătoare: *Alnipollenites*, *Quercopollenites*, *Tricolporopollenites cingulum*, *Engelhardtoidites*, *Ulmipollenites*, *Intratrisporopollenites*, *Caryapollenites*, *Salixipollenites*.

Ierburi: *Chenopodipollenites*, *Ericipites*, *Papaver-fructificații*.

Spori: *Polypodiaceoisporites*.

Asociațiile de foraminifere pot fi grupate în trei zone cu caractere proprii, care de jos în sus sînt:

— între 611-600 m, zona cu *Anomalinoidea dividens* care marchează baza Volhinianului;

— între 600-200 m, zona cu *Elphidium* (*E. macellum*, *E. listeri*, *E. sarmaticum*, *E. reginum*, *E. aculeatum*), *Articulina* (*A. tamanica*, *A. problema*) și *Varidentella*, caracteristică părții mediane a Volhinianului (zona cu *Varidentella ovata*),

— între 200-60 m zona cu *Protelphidium subgranosum*, separată în partea superioară a Volhinianului.

Fauna de moluște (bivalve și gasteropode) prezintă câteva particularități atît în ceea ce privește predominanța unor genuri, cît și în ceea ce privește distribuția stratigrafică a acestora. Din punct de vedere numeric se constată neta predominare a gasteropodelor asupra bivalvelor. Dintre gasteropode cele mai reprezentative elemente, atît prin frecvență cît și prin semnificație biostratigrafică sînt *Mohrensternia*, *Acteocina*, *Pseudamnicola*, *Clithon* și *Pirenella*.

Genul *Mohrensternia* are primele apariții la adîncimea de 576 m și este destul de frecvent în intervalul dintre 576 și 380 m. De la adîncimea de 380 m dispar o serie de specii ca *Mohrensternia inflata*, *M. sarmatica*, *M. styriaca*, singurele forme care se perpetuează pînă către partea superioară a succesiunii Volhinianului fiind *Mohrensternia moesiensis* Jek. și



M. pseudoinflata Hilber. Formele acestui gen sînt extrem de abundente în două nivele cantonate la adîncimile de 535 și 380 m.

Genul *Acteocina* caracterizează partea inferioară a succesiunii Volhinianului, nefiind întâlnit mai sus de adîncimea de 269 m. La anumite intervale (526 m și 269 m) se constată nu numai prezența genului *Acteocina* într-un mare număr de exemplare ci și existența unor stadii ontogenetice succesive.

Prin diversele sale specii genul *Hydrobia* are prezențe constante în întregul Volhinian, neputînd fi constatată o preferință a acestuia pentru anumite intervale stratigrafice.

Genul *Clithon* a fost identificat numai de la adîncimea de 348 m în sus, dar are frecvențe maxime în intervalul cuprins între 262 și 61 m. Împreună cu genul *Pirenella*, genul *Clithon* formează două nivele caracteristice, cantonate la adîncimile de 262 m și 62 m.

Genul *Pirenella* are apariții cu totul izolate mai jos de adîncimea de 380 m, dar este prezent printr-un număr mare de indivizi în intervalul cuprins între 262 m și 62 m.

Genul *Pseudamnicola*, reprezentat în general printr-un număr redus de indivizi caracterizează mai ales intervalul dintre 476 m și 380 m.

Alte genuri de gasteropode identificate în asociația macrofaunistică din acest foraj (*Acmaea*, *Gibbula*, *Ocenebrina*) sînt mult mai rare, nereprezentînd elemente care prin frecvența lor să fie semnificative pentru anumite intervale din suita stratigrafică.

Dintre bivalve genul *Cerastoderma* este prezent în întreaga succesiune a Volhinianului. La anumite intervale cum sînt cele de la 508 m, 202 m și 106 m se constată existența genului menționat într-un număr ridicat de exemplare. Dintre speciile de *Cerastoderma* o frecvență mai ridicată o au *Cerastoderma gleichbergense*, *C. gracilicostatum*, *C. vindobonense*, *C. lithopodolicum* și *C. latisulcum*.

Genul *Abra* caracterizează în principal partea inferioară a Volhinianului, nefiind întâlnit mai sus de adîncimea de 268 m.

Genul *Ervilia* este prezent în întreg intervalul dintre 611 m și 61 m, deci în întreaga succesiune a Volhinianului. Remarcăm totuși că genul *Ervilia* are frecvențe mult sporite mai jos de adîncimea de 200 m, existînd anumite nivele cum sînt cele de la 269 m, și 436 m unde erviliile sînt extrem de numeroase.

Genurile *Tapes* și *Mactra* caracterizează mai ales intervalul dintre 476 m și 61 m, fiind de obicei reprezentate printr-un număr redus de exemplare.

Analizînd în întregime fauna de moluște se conturează posibilitatea separării a trei asociații majore cu caractere proprii și anume:

— între 611 și 596 m o asociație săracă cu *Abra*, *Ervilia musculus* și *Cerastoderma*, în cadrul căreia atît numărul speciilor cît și cel al indivizilor este redus;

— între 596 și 269 m complexul macrofaunistic este caracterizat de prezența activă, într-un mare număr de exemplare, a genurilor *Mohrensternia*, *Acteocina*, *Abra*, *Ervilia*, *Cerastoderma* și *Musculus*. O serie de ge-



nuri ca *Abra*, *Acteocina* și numeroase specii de *Mohrensternia* nu apar mai sus de adâncimea de 269 m. Alte elemente ca *Clithon* și *Pirenella*, deși prezente, nu au frecvența pe care o vor avea în depozitele suprajacente;

— între 269 și 57 m asociația de moluște este dominată de speciile genurilor *Pirenella*, *Clithon*, *Hydrobia*, *Ervilia* și *Cerastoderma*. Genurile *Abra* și *Acteocina* nu mai apar, iar genul *Mohrensternia* este prezent doar prin două specii (*M. moesiensis* și *M. pseudoinflata*).

Fauna de pești întilnită în depozitele sarmațiene din forajul Sălașu este reprezentată prin resturi de teleosteeni, fie prin fragmente de schelete indeterminabile, otolite sau, mai rar, dinți (atribuiți gobiidelor). Ocurența remarcabilă este înscrisă de otolite. Spre deosebire de ansamblul ichtiologic întilnit în Badenian, cel sarmațian este îmbogățit în taxoni, care aduc un nou spectru de o nouă și variată compoziție.

Printre exemplarele identificate se desprinde un grup care își marchează sporadic prezența în Badenianul superior pentru ca apoi să populeze apele sarmațiene cu o frecvență sporită așa cum este cazul speciilor *Gobius triangularis* și *Clupea pulchra*.

Un alt grup îl formează speciile eurihaline mio-pliocene tipice care s-au întilnit fie în sedimentele marine, fie în cele salmastre sau de ape îndulcite. Dintre acestea fac parte gobiidele *Gobius pretiosus*, *G. vicinatis* și *G. francofurtanus*.

Conținutul sporopolinic al probelor prelevate din Sarmațian este destul de bine conservat. Nu se observă deosebiri esențiale în ceea ce privește conținutul palinologic în probele analizate de la diverse adâncimi cum sînt cele de la 5-33 m, 475-473 m, 269 m, 199-197 m. Din tot ansamblul palinologic cercetat se constată dominanța elementului arboreal, în care coniferele reprezentate prin genuri variate dețin majoritatea numerică în asociația inventariată. Se remarcă de asemenea existența unei păduri cu caracter subtropical, alcătuită din esențe cu frunze căzătoare (*Engelhardtoidites*, *Tricolporopollenites cingulum* și *Carya*). Cu totul secundar sînt prezente și Polypodiaceele, mai frecvente la adâncimea de 269 m.

Întregul conținut paleontologic identificat în depozitele sarmațiene din forajul Sălașu indică vîrsta volhiniană a acestora. Asociațiile de foraminifere și cele de moluște permit separarea a trei complexe faunistice distincte care se cantonează aproape la aceleași intervale stratigrafice.

Cu toate că în cadrul asociației de moluște există unele elemente ca *Pirenella picta*, *P. picta mitralis*, *Clithon pictus*, *Musculus sarmaticus*, *Ervilia dissita* care pot fi întilnite și în depozitele Sarmațianului mediu (Bessarabian), ele nu sînt asociate în partea superioară a succesiunii din forajul cercetat cu nici un element paleontologic specific Bessarabianului.

Asociația micropaleontologică a Volhinianului din forajul Sălașu, este similară cu cea din întreaga arie a Paratethysului. Și la Sălașu, ca și în aria carpatică și în întregul Paratethys, Sarmațianul inferior (Volhinianul) include asociații micropaleontologice salmastre, foarte bogate în indivizi, dar sărace în număr de specii.

Dacă ne referim la fauna de pești și dacă avem în vedere atît largă lor răspîndire pe orizontală cît și frecvența lor pot fi considerate ca forme



caracteristice pentru Volhinian, taxonii *Gadus? minusculoides* și *Otholitus (Gadidorum) insectus*. Cele două forme menționate se caracterizează și printr-o răspândire mică pe verticală (Brozobohaty, Stancu, 1974).

Asociația ichtiologică studiată oferă de asemenea posibilitatea unei corelări cu depozitele sincrone din Subcarpații Olteniei și Munteniei, precum și cu cele din Platforma Moldovenească. Singura excepție este cea a taxonului *Gobius francofurtanus* care reprezintă o influență pannonică, localizat deci în zona vestică a țării noastre (Soceni, Beiuș, Ticvanul Mare etc.) (Stancu, 1970). În aria subcarpatică taxonul menționat este semnalat începând cu Meoțianul, de unde se perpetuează apoi în toate subetajele Pontianului.

Prin caracterele ansamblului faunistic Volhinianul din forajul 02 este perfect paralelizabil cu depozitele volhiniene din profilul clasic de la Soceni (Jekelius, 1944), precum și cu cele cunoscute în bazinele neogene de pe rama vestică și nordică a Munților Apuseni, adică cu cele din bazinele Zarand, Beiuș, Borod și Șimleu. De asemenea Sarmațianul inferior din forajul 02 poate fi paralelizat cu Volhinianul din bazinul Vienei și din Cehoslovacia.

Paralelizarea cu depozitele volhiniene din punctele și zonele menționate este facilitată nu numai de existența a numeroase elemente comune de microfaună și de macrofaună ci și de întregul aspect al faunei care prezintă evidente afinități cu faunele volhiniene din Paratethysul central.

Printr-o serie de specii comune (de foraminifere, bivalve, gasteropode, pești) Sarmațianul inferior din forajul 02 poate fi corelat cu Volhinianul din întreaga arie carpatică și chiar cu cel din Platforma Moldovenească, evident ținând cont de aspectele particulare pe care asociațiile volhiniene le pot îmbrăca de la o arie de sedimentare la alta și mai ales de frecvența pe care anumite genuri sau specii o au în cadrul asociațiilor respective.

Cuaternarul (Holocenul)

Se atribuie Holocenului intervalul 15,00-0,00 m constituit din bolovănișuri cu elemente rulate, cu diametrul cuprins între 5 și 15 cm, în general roci de origine sedimentară (calcare mezozoice) și secundar roci cristalo-filiene.

În baza profilului litologic al Cuaternarului sînt dispuse nivele de pietrișuri cu lamine pelito-siltitice și chiar nisipuri argiloase.

Forajul 03

Limite stratigrafice : Cuaternar (Holocen)/Sarmațian inferior 19,00m ; Sarmațian inferior/Badenian inferior 194,00 m ; Badenian inferior/Oligocen superior 288,40 m ; Oligocen superior/Cretacic superior 1179 m ; Cretacic superior-adîncimea finală 1200 m.



Cretacicul superior (Senonianul)

Se atribuie Cretacicului superior, depozitele interceptate în scurtul interval cuprins între 1200 m și 1179 m. Prin aspectul lor litologic depozitele respective amintesc de cele întâlnite la partea superioară a forajului 01 (Totești). Deasupra depozitelor senoniene se dispune suita pelitică a Oligocenului superior.

Oligocenul superior

Caracterizate printr-o monotonă suită pelitică, depozitele situate în intervalul 1179 m-288 m au fost atribuite Oligocenului superior-Chattianului. În întregul interval stratigrafic au fost întâlnite fragmente de cochilii și numeroase opercule aparținând unor gasteropode de apă dulce. Deși fragile și cu un grad înaintat de degradare se consideră că aparțin genului *Coretus*, putînd fi identificată specia *Coretus cornu* (B r o n g n.). La adîncimea de 457-460 m a fost întâlnit un segment de coastă de mamifer, care nu păstrează suficiente caractere pentru a i se putea stabili genul.

Sedimentele atribuite Oligocenului superior prezintă în depresiune grosimi ce variază între 200 și 600 m, situîndu-se sub cea mai coborîtă apariție a orizontului purtător de cărbuni. Ele ar putea fi corelate cu orizontul roșu din depresiunea Petroșani, unde de asemenea se plasează sub formațiunea productivă.

Badenianul inferior (Langhianul)

Succesiunea litologică a intervalului 288-194 m, dispusă transgresiv peste Oligocenul superior, grație unui complex și ilustrativ conținut paleontologic a fost atribuită Langhianului.

Depozitele badeniene, transgresive peste Oligocen, debutează cu o brechie (280,00-278,15 m) constituită din elemente subangulare de roci cristaline, cu diametre reduse (4-5 cm). În restul profilului s-au mai întâlnit rare intercalații de microconglomerate, cu episoade sporadice de nisipuri muscovitice, în intervalul cuprins între 270,88-265,00 m fiind constatată prezența unui nivel tufitic alb-cenușiu.

În afara brechiilor bazale restul rocilor amintite constituie nivele intraformaționale în suita predominant pelitică ce caracterizează depozitele atribuite acestui interval stratigrafic.

Studiile micropaleontologice efectuate au pus în evidență existența unei microfaune bogată și variată de foraminifere. Nu se înregistrează elemente esențiale în ceea ce privește evoluția speciilor, deosebirile existente între asociațiile micropaleontologice provenind de la diverse nivele constituind rezultatul controlului facial și al modului de însedimentare.

Ocurența foraminiferelor din acest nivel stratigrafic indică două secvențe biostratigrafice. Corelabile cu cele din bazinul Vienei (zona inferioară



și superioară cu Lagenide), în forajul de la Șerel, ele au fost separate ca subzone în cadrul zonei cu *Candorbulina universa* [*Globorotalia bykovae* :

— subzona inferioară ce se caracterizează printr-o abundență de forme planctonice, nota dominantă fiind dată de *Candorbulina universa*, *Karreriella victoriensis*, *Lenticulina cultrata*, *L. calcar*, *Gyroidina soldani* etc.

— subzona superioară se caracterizează printr-o diversificare a asociației de foraminifere bentonice și scăderea considerabilă a speciilor planctonice. Dintre formele bentonice menționăm : *Teatularia deltoidea*, *Nodosaria pyrula*, *Bulimina buchiana*, *B. pyrula* etc.

Cercetarea probelor de nannoplancton prelevate de la adâncimile de 284 m, 279 m, 274 m și 219 m a pus în evidență următoarea asociație : *Helicosphaera carteri* (W a l i c h) K m p t., *Reticulofenestra pseudo-umbilicata* (G a r t e r), *Sphenolithus heteromorphus* D e f l a n d r e. Ultimul taxon apare în „explozie” chiar din partea inferioară a Langhianului, el nefiind semnalat decât în depozitele Badenianului inferior. În România această asociație a mai fost semnalată în depozitele sincrone din depresiunea getică și din Transilvania.

S-a mai remarcat că în proba recoltată de la partea terminală a profilului (adâncimea 219 m) se mai adaugă o serie de specii ca *Sphenolithus pseudoradians* B r a m. et W i l c o x și *Helicosphaera recta* H a g. (M a r t i n i), forme care se situează în subzona micropaleontologică următoare.

Nannoplanctonul indică partea inferioară a zonei NN5, echivalentă cu zona N9 de foraminifere planctonice, adică cu zona *Candorbulina universa*/*Globorotalia bykovae*, caracteristică Langhianului din aria mediteraneană (D u m i t r i c ă et al., 1975).

În forajul de la Șerel, debutul macrofaunei langhiene este marcat de câteva cochilii atribuite formei *Neopycnodonte cochlear*, întâlnite la adâncimea de 288,50 m.

Începînd însă cu intervalul cuprins între 275-272,50 m, s-a remarcat, odată cu schimbarea litologiei, o îmbogățire gradată a conținutului faunei stenohaline cu grupe noi, reprezentate de alge, briozoare, viermi, moluște, echinoderme, ostracode și pești. Toate genurile adaptate facieiului neritic infralitoral sînt „*in situ*”, fapt atestat de suitele ontogenetice stabilite la numeroși taxoni ca *Amussium*, *Corbula*, scafopode, sau la unele gasteropode planctonice (*Vaginella*).

În schimb s-a remarcat absența specimenelor mature de *Neopycnodonte*, ce apar în nivelul arenitic din abundență, la acest nivel ele avînd o frecvență redusă, numai în stadii de prodisoconce și foarte rar ca exemplare tinere.

Se relevă dominanța gasteropodelor față de celelalte grupe, ele evidențiindu-se în întreg intervalul stratigrafic atribuit Langhianului deasupra cotei de 275,00 m, prin formele planctonice atribuite genului *Vaginella*, alături de următorii taxoni : *Amussium*, *Corbula*, *Phalium* și *Brissoopsis*.

Mai este de notat apariția pteropodului *Spiratella andrussowi* și a reprezentanților genului *Gobius* către partea terminală a coloanei strati-



grafice a Langhianului (la adâncimea de 197 m), taxoni dominanți în Badenianul superior (Kossovian):

Referitor la ansamblul ichtiologic s-a remarcat că prioritare ca frecvență sînt genurile *Myctophum* și *Bregmoceras*.

În continuare prezentăm intervalul asociației macropaleontologice langhiene din forajul Șerel, în biozona Candorbulina universa/Globorotalia bykovae.

Alge dassicladacee: *Acicularia* sp.

Briozoare: *Cupuladria canariensis* Busk.

Viermi: *Ditrupa cornea* Linné.

Bivalve: *Nucula* (*Sacella*) *fragilis* Chemnitz, *Nucula* (*Nucula*) *nucleus* (Linné), *Limopsis minuta* Philippi, *Cardium papillosum* Poli, *Corbula gibba* (Olivii), *C. revoluta* Brocchi, *Solecurtus antiquatus vindobonensis* Mez., *Glycymeris* (*Glycymeris*) *pilosus* Desh., *Lucina* sp., *Amussium* (*Amussium*) *crisatum badenensis* (Font.), *Lima* (*Lima*) *inflata* Chemn., *Yoldia longa* Bell, *Chlamys* sp., *Teredo* sp. ind., *Neopycnodonte cochlear* (Brocchi).

Gasteropode: *Diodora graeca* (Linné), *Oxistele orientalis* Cossm. et Pey., *Turbonilla spiculum* Eichw., *Hydrobia punctum* Eichw., *Odostomia perrona* Boettg., *O. elisabetae* Boettg., *O. conoidea* (Brocc.), *Skenea kostejana* Boettg., *Omologira* (*A.*) *rota* Forbes et Hanley, *Natica catena helicina* (Brocc.), *Eulimella* (*E.*) *conulus* Eichw., *Bittium spina* (Partsch), *Newotoniella bicarinata* Sacco, *Turritella* (*A.*) *turris badenensis* Sacco, *T. (T.) spirata* Brocchi, *Aporhais pespelicani alata* Eichw., *Caecum glabrum* Montagu, *Caecum trachea* Mont., *Murex* (*T.*) *spinicosta* Bronn., *Chrisallida pygmaea* Grat., *C. minuta* Grat., *Nassa* (*H.*) *restitutiana hoernesii* (Mayer), *Ringicula* (*R.*) *auriculata buccinea* Brocchi, *Phalium* (*Semicassis*) *saburon miolevigatum* Sacco, *Rozania* (*R.*) *callifera* Boettger, *Surcula* (*S.*) *intermedia* (Bronn.), *Pleurotoma* sp., *Sveltia* (*C.*) *lirata* Brocchi, *Scaphander lignarius*, Risso sp., *Ancilla* (*A.*) *obsoleta* Brocchi, *Oliva flammulata* Lam., *Retusa truncatula* Brug., *Acteon* (*A.*) *semistriatus* Ferrusac, *Ancilla glandiformis* Linné, *Spiratella* aff. *andrussowi* (Kittl), *Vaginella austriaca* Kittl.

Scafopode: *Dentalium* (*A.*) *nevemcostatum mutabilis* Doder, *Pulseum* (*E.*) *tetragona* Brocchi.

Echinoderme: *Brissopsis ottnangensis* Hoernes.

Ophiuride: sclerite.

Pești (otolite): *Gobius* sp., *G. triangularis* Weiler, *Myctophum pulchrum* (Proch.), *M. debile* (Koken), *M. aff. mediterraneum* (Koken), *Ot. (Monocentridarum) alatus* Weiler, *Bregmoceras catulus* (Schubert), *Argentina cyclomorpha* Weiler, *Sparus doderleini* Bassoli et Schulz, ? *Orthopristis voslanensis* (Schubert), *Argentina fragilis* (Proch.).



Sarmațianul inferior (Volhinianul)

Peste depozitele marine ale Langhianului, după lacuna de sedimentare a Badenianului superior, se dispune Sarmațianul inferior (intervalul 194-19 m). El este constituit preponderent din pelite cenușii sau negricioase, atunci când au un aport mare de detritus vegetal, apoi siltite și rare episoade microconglomeratice. Întreaga suită litologică de 175 m a Sarmațianului inferior este nefosiliferă, exceptând prezența unor rare urme foliare indeterminabile.

Vârsta depozitelor a fost stabilită pe baza aflorimentelor de la suprafață, întâlnite pe valea Lazu, în amonte de locația sondei, nu departe de limita sedimentarului cu formațiunile cristalofiliene.

Analiza paleontologică a probelor colectate din profilele la zi, ce considerăm a fi în continuitate de sedimentare cu coloana litologică a forajului, a indicat vârsta volhiniană a acestora, pe baza următorului ansamblu de moluște: *Cerastoderma latisulcum* (M ü n s t e r), *C. vindobonense* (P a r t s c h-L a s k a r e v), *Ervilia dissita* (E i c h w.), *Mohrensternia inflata* (M. H ö r n e s), *M. sarmatica* F r i e d b e r g, *M. styriaca* H i l b e r, *M. angulata* (E i c h w.), *Acteocina lajonkaireana* (B a s t.), *A. lajonkaireana sinzowi* (K o l e s n i c o v), *Hydrobia stagnalis* (B a s t.), *Moesia soceni* J e k., *Pirenella picta mitralis* E i c h w.

Cuaternarul

Sonda Șerel a fost amplasată pe versantul văii Lazu, în formațiunile de terasă, constituite din pietrișuri cu elemente de 5-20 cm, uneori subrustrate, de gnaise, micașisturi și rare nivele de nisipuri grosiere, pe care le atribuim Pleistocenului.

Forajul 04

Forajul 04 a fost amplasat în sectorul Baru-Bănița, la sud de localitățile Merișor și Crivadia.

Limite stratigrafice: Miocen inferior (Aquitanian)/Oligocen superior 710,50 m; Oligocen superior/cristalin 759 m; cristalin-adîncimea finală 810 m.

Formațiunile cristalofiliene

Forajul 04 este singurul care atinge seria rocilor cristalofiliene. Suita acestor roci retromorfozate este constituită din șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase și șisturi grafitoase, aparținînd domeniului getic. Șisturile cristaline sînt interceptate pe un interval de 51 m.

Șisturile sericitoase prezintă o șistozitate marcantă și sînt ușor cataclazate și slab alterate. Ele conțin lentile mici de cuarț, concordante cu șistozitatea rocii, precum și zone milimetrice îmbogățite în clorit, de culoare galben-verzuie.



Șisturile sericito-cloritoase prezintă o șistozitate avansată, sînt puternic cutate și cataclazate, conținînd frecvente diaclaze umplute cu cuarț sau lentile de cuarț de dimensiuni milimetrice sau submilimetrice. Roca, de culoare cenușie-verzuie, prezintă numeroase oglinzi de fricțiune și un grad mediu de alterare.

Șisturile grafitoase se prezintă puternic cutate, cu o șistozitate apreciabilă, cu frecvente lentile milimetrice sau centimetrice de cuarț de culoare alb-lăptoasă, concordante cu șistozitatea rocii.

Oligocenul superior (Chattianul)

Peste formațiunile cristalofiliene, în intervalul 750-710,50 m se depune o suită de depozite sedimentare predominant roșietice (gresii, pelite compacte roșii, pe alocuri roșu-cărămizii sau brune, cu pete cenușii), cu intercalații lenticulare de calcare brecioase albicioase-gălbui, lipsite în general de faună, atribuite Oligocenului superior.

Pelitele roșii, la prima vedere se pot confunda foarte ușor cu rocile bauxitifere; analizele termice diferențiale executate pe probele de carote prelevate din intervalul 733,50-735 m și 740-744 m au arătat un procent ridicat de illit, foarte puține geluri feruginoase și o proporție redusă de calcit și dolomit (1-4%). Acești constituenți mineralogici indică prezența unei argile illitice marnoase.

Echivalăm acest interval cu succesiunea depozitelor de la suprafață, ce a fost descrisă de către I l i e s c u et al. (1972) sub denumirea de „complexul grezos-conglomeratic roșu și argilo-nisipos roșu-cărămiziu cu pete cenușii-verzui și intercalații lenticulare de calcare de apă dulce”. Din calcarele albe criptocristaline de pe valea Cheiții (cuveta Merișor) autorii au întilnit cîteva specii de *Helix*, *Planorbis*, *Ferussina* și *Cyclotus*, pe baza cărora atribuie acestui complex vîrsta Chattian.

Un studiu privind conținutul faunistic al calcarelor de apă dulce de la Merișor (regiunea Baru-Bănița) a fost întocmit de către M o i s e s c u (1982), care a identificat următorii taxoni: *Pomatias antiquum* (B r o n g n i a r t), *Ferussina tricarinata* (B r a u n), *Trachysma* sp., *Coretus cornu cornu* (B r o n g n i a r t), *C. cornu solidus* (T h o m a e), *C. crassus* (D e S e r r e s), *Eobanja zilchi* M o i s e s c u și *Cepaea rugulosa* Z i e t e n, pe baza cărora stabilește aceeași vîrstă, chattiană, a complexului de mai sus, ca și echivalența sa stratigrafică cu orizontul roșu din bazinul Petroșani. În regiunea Cîmpu lui Neag din extremitatea vestică a acestei depresiuni, în complexul roșu, apar intercalații lenticulare de calcare de apă dulce cu aceeași constituție petrografică ca și a calcarelor din regiunea Merișor, dar lipsite de faună.

Miocenul inferior (Aquitanianul)

Sucesiunea litologică interceptată de forajul de la Crivadia în intervalul 710,50-0,00 m este atribuită Aquitanianului (în sens de Egerian terminal).



Suita de depozite ale acestui interval stratigrafic este constituită din cicloteame de conglomerate, microconglomerate, gresii calcaroase, argile marnoase, argile șistoase cărbunoase și foarte rar nivele centimetrice de cărbune brun. Nota dominantă a întregii serii este dată și aici tot de pelite, care sînt în general cenușii-negricioase (atunci cînd conțin detritus vegetal) și cenușii sau roșcate, uneori compacte, cu oglinzi de fricțiune. Uneori ele prezintă un aport crescut de psamite, altele sînt șistoase și conțin lamine fine de cărbune brun, cu grosimi între 0,10 și 0,20 m (la adîncimea de 584 m). Pe un scurt interval de 0,70 m, la adîncimea de 634 m a fost întîlnit și un nivel cu procent ridicat de material piroclastic, mai exact o argilă tufacee albicioasă. De asemenea la diverse intervale (509,90 m, 483,95 m, 265 m, 228 m, 126,60 m, 132 m, 80 m, 67 m, 41,90 m, 32 m, 29 m, 20,60 m, 12,50 m) pelitele conțin resturi foliare indeterminabile.

Psamitele sînt de culoare cenușie, cenușiu-albicioase, cu mult muscovit, uneori cu elemente rulate de cuarț alb, rareori consolidate.

Gresiile prezintă un liant calcaros; au o culoare cenușie sau negricioasă cînd aportul organic este masiv. Uneori prezintă diseminări de elemente de cuarț (la adîncimile de 512 m, 443 m, 260,60 m).

Psefitele apar dezvoltate către partea bazală a succesiunii litologice la adîncimile 544,85 m, 540,60 m, 518,10 m, 512 m, 464,40 m, fiind constituite din elemente polimictice centimetrice și decimetrice cu un înalt grad de rulare.

La adîncimea de 703-701 m au fost interceptate cîteva blocuri de calcare și dolomite pseudo-oolitice albe-cenușii, care în urma studiului microscopic s-au dovedit a fi de vîrstă Neocomian superior-Barremian. După acest „accident carbonatatic” se continuă depozitele pelitice ale Miocenului inferior pînă la nivelul limitei cu Oligocenul.

În forajul de la Crivadia fauna a fost întîlnită sub formă de lumășele în intervalele 584-583 m și 578-576,50 m. Aceasta cuprinde o asociație de viermi, brizoare, moluște și pești (otolite).

Dintre viermi cităm: *Serpula corrugata* Eichw., *Mercierella* sp. și *Pomotacerus* sp., apoi o singură specie de brizoar încrustant, prost conservat, atașată pe un fragment calcaros de *Mercierella*.

Moluștele sînt reprezentate de: *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa* (Bron g.), *Congerina basterotti* Desh. in Lam., *Nuculana westendorpi gracilis* Desh., *Hydrobia obtusa* Sand b., *Stenothyra pupa* (Nyst.), *Theodoxus (Vittocliton) pictus* Féru ssa c.

Asociația ichtiologică săracă, este întocmită pe baza otolitelor. Ea cuprinde formele: *Gobius* aff. *vicinalis* Koken, *Gobius* sp., și *Dentex (Cheimerius) nobilis* Koken.

Depozitele interceptate în intervalul 710,50-0,00 m se pot corela cu aflorimentele la zi din zona Crivadia-Baru, unde Fliescu et al. (1972) le descriu sub denumirea de „complexul argilo-nisipos cenușiu-verzui cu cărbuni” și din care semnalează prezența unei asociații de moluște ce indică vîrsta aquitaniană a depozitelor, paralelizîndu-le totodată cu partea superioară a intervalului productiv din depresiunea Petroșani.



Atribuirea acestei serii molasice Aquitanianului (Egerian terminal) este făcută pe baza faunelor de moluște.

Astfel, complexul molasic cu cărbuni din zona Baru-Crivadia-Rușești se poate paraleliza cu orizontul 4 (Productiv superior) din valea Sălătrucului (depresiunea Petroșani).

⁴ Josefina Stancu, Elisabeta Hanganu, I. Papaianopol, Gh. Popescu, Gianina Cioflica. Studiul Miocenului din forajul de la Sălașu de Sus (bazinul Hațeg). Com. șed. sesiunii științifice a Facultății de Geologie-Geografie. 1978. București.

BIBLIOGRAFIE

- Antonescu E. (1973) Asociații palinologice caracteristice unor formațiuni cretacice din Munții Metaliferi. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/3, p. 115–166, 27 pl., București.
- Brozobohaty R., Stancu Josefina (1974) Der Fischfauna des Sarmatien s. str. in „Chronostratigraphie und Neostratolyper”, *Sarmatien* (M5), p. 495–515, 3 pl., Bratislava.
- Dumitrică P., Ghețan N., Popescu Gh. (1975) Date noi cu privire la biostratigrafia și corelarea Miocenului mediu din aria carpatică. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LX/4, p. 65–84, București.
- Iliescu C., Iliescu Maria, Mărgărit Gh., Mărgărit Maria, Mărgărit Eugenia, Peneș Marioara, Borș Melania (1972) Raport, arhiva întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Jekelius E. (1944) Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, 167 p., 65 pl., București.
- Moiescu V. (1982) Contribution à la connaissance de la faune de mollusques oligocènes du calcaire d'eau douce de Merișor (Bassin de Hațeg). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/3, p. 99–107, București.
- Stancu Josefina (1970) Otolitele sarmațiene de la Soceni (Banat-România). *D. S. Inst. Geol.*, LVI/3, p. 5–24, 11 pl., București.
- Cioflica Gianina, Papaianopol I., Popescu Gh. (1975) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Cioflica Gianina, Papaianopol I., Popescu Gh. (1976) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.

INTREBĂRI

F. Antonescu: 1. Care sînt elementele paleontologice pentru atribuirea virstei Oli-gocen superior (Chattian), depozitelor considerate de această virstă în forajul Șerel?

2. În același foraj prezența speciei *Spiratella andrussovi*, în depozitele badeniene nu permite ridicarea virstei acestora în Badenianul superior?



3. În forajul Crivadia, în coloana prezentată sînt figurate raporturi de discordanță între depozitele aquitaniene și cele oligocene superioare. Este vorba de o lipsă de sedimentare, și dacă este, ce dovezi aveți pentru aceasta?

Răspuns : 1. Resturile de gasteropode precum și fragmentele de oase de mamifere întîlnite în forajul Șerel, în intervalul atribuit Chattianului, nu constituie argumente suficiente. Vîrsta a fost stabilită prin similitudinea litofacială cu alte zone.

2. Prezența speciei *Spiratella andrussowi* în partea terminală a depozitelor langhiene (interval 196—197 m), nu poate justifica schimbarea vîrstei. Acest taxon poate coexista cu celelalte pteropode (*Vaginella*, *Clio* și *Creseis*), dar niciodată invers. În întreg intervalul atribuit Langhianului în forajul Șerel a fost remarcată specia *Vaginella austriaca*, considerată ca formă dominantă și totodată taxon index pentru prima entitate a Badenianului.

3. Suita molică a Aquitanianului din forajul Crivadia este bine datată paleontologic. Ea se dispune peste o serie continentală, detritică de culoare roșcată constituită din cicloteine de conglomerate, microconglomerate, gresii calcaroase, argile marnoase, etc., pe care am atribuit-o Oligocenului superior.

Nu se poate aprécia cît lipsește din partea terminală a Oligocenului și cît din baza Aquitanianului — discordanța este marcantă.

M. L u p u : Să faceți precizări cu privire la litologia formațiunilor senoniene străbătute de forajul de la Totești. Mă refer la eventuala prezență a unor nivele de roci cărbunoase sau piroclastice?

Răspuns : Depozitele senoniene interceptate de forajul Totești sînt acumulări continentale, posibil de tipul fanlomeratelor. Nu au fost întîlnite roci piroclastice, iar nivelele argiloase cenușii negricioase nu conțin cărbuni ci numai un abundent detritus vegetal.

G h. M i t r e a : Ce fel de carotaj mecanic s-a făcut? Sonda a fost carotată continuu? Sînt înscrise pe diagrafa electrică cu destulă claritate pachetele (formațiunile) descrise?

Răspuns : Toate forajele studiate, amplasate în depresiunea Hațeg, au fost carotate continuu. Diagramele electrice au furnizat date evidente privind depozitele interceptate.

DISCUȚII

E. A n t o n e s c u : Este posibil ca asociația palinologică senoniană din forajul Totești să fie remaniată, deoarece este alcătuită din puține exemplare; în lipsă de alte date, această asociație poate fi considerată doar ca o indicație în vederea vîrstei senoniene a depozitelor forajului Totești și nu ca o precizare a vîrstei acestor depozite.

D. G r i g o r e s c u : Cercetările asupra depozitelor cu dinozauri din zona Sînpetru-Ciula Mare-Vălioara (partea sudică a depresiunii Hațeg) ne-au oferit recent ocazia de a întîlni în aluviunile văii inundabile a rîului Sibișel două testuri de numuliți prinse într-un material brecios calcaros foarte subțire. Numuliții aparțin speciei *Nummulites perforatus* (forma B) (determinată de Nișă Tătărim). Faptul poate prezenta importanță pentru paleogeografia depresiunii Hațeg, cunoscut fiind că în depozitele eocene în facies calcaros-numulitic nu sînt cunoscute în cadrul acestei depresiuni (Eocenul aici fiind reprezentat printr-un litofacies conglomeratic grezos, dezvoltat în partea de vest a bazinului); sînt sugerate astfel legături cu depresiunea Transilvaniei în timpul Eocenului, unde microfaunele cu *N. perforatus* sînt caracteristice Eocenului mediu.



M. L u p u : Consider că vîrsta depozitelor atribuite Senonianului în forajul de la Totești rămîne o problemă deschisă. În orice caz nu cred că ele pot fi atribuite Senonianului în ansamblu, întrucît este știut că în depresiunea Hațeg formațiunile senoniene pre-maestrichtiene sînt dezvoltate în facies marin.

Mi se pare interesantă tectonica rupturală neogenă pusă în evidență de grosimile diferite ale formațiunilor presarmațiene.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET PALÉONTOLOGIQUE DE LA DÉPRESSION DE HAȚEG, FONDÉES SUR DES FORAGES

(Résumé)

L'analyse des échantillons prélevés de quatre forages exécutés dans la Dépression de Hațeg a mis en évidence une succession de dépôts attribuée au Crétacé supérieur, Paléogène et Miocène. Les données obtenues par l'étude de carottes, corroborées avec celles fournies par les échantillons prélevés des affleurements, ont apporté une série de nouvelles données, destinées à faciliter la corrélation de tous les dépôts de cette région.

Le soubassement cristallin n'a été atteint que dans le secteur Baru-Bănița par le forage 04-Crivadia, à une profondeur de 759 m. Il est constitué de roches cristallines rétroformées (schistes sériciteux, séricito-chloriteux ou graphiteux appartenant au domaine gélique).

Les dépôts du Crétacé supérieur (senoniens), attestés par analyse palynologique, ont été rencontrés dans les forages 01-Totești et 03-Șerel, à la profondeur de 1200—1179 m. L'étude pétrographique conjuguée avec celle stratigraphique ont montré que les sédiments terrigènes du Crétacé supérieur sont des accumulations continentales, probablement du type des fanagglomérés.

Les dépôts paléogènes, représentés seulement par l'Oligocène supérieur, ont été rencontrés dans les forages 03-Șerel sur une épaisseur de 891 m et 04-Crivadia sur un court épisode de 58 m d'épaisseur.

Dans le Néogène, bien représenté par un riche contenu fossilifère, on a distingué une série de dépôts attribués à l'Aquitainien, au Badénien et au Sarmatien. Les âges respectifs ont été établis à partir des associations micro- et macropaléontologiques y rencontrées.

L'Aquitainien, développé seulement dans la „zone de Baru-Bănița”, a été intercepté par le forage 04-Crivadia sur une épaisseur de 701 m. L'association de Mollusques de la suite molassique d'ici nous portent à l'attribuer à la „biozone *Crassostrea gryphoïdes aginensis*”.

Le Badénien est représenté seulement par son entité basale, le Langhien, intercepté tant par le forage 02-Sălașu sur une épaisseur de 502 m, ainsi que par le forage 03-Șerel, où les dépôts ont une épaisseur de 94 m. Ce qui est caractéristique pour le forage Sălaș c'est la présence d'un niveau biolithitique contenant une association faunique adaptée à ce faciès comme : *Amphistegina lessoni* d'Orb., Algues, Briozoaires, Coraux, Mollusques, Poissons etc., association d'après laquelle on peut attribuer les dépôts respectifs à la partie supérieure de la biozone à *Candorbulina universa*/*Globorotalia bykovae*. Il est important de préciser qu'après cet épisode marin s'installe un régime continental-lacustre avec extension jusqu'à la base du Volhynien, renfermant huit niveaux cinéritiques et une faune d'eau douce (Gastéropodes et Polichètes)



Les dépôts langhien traversés par le forage de Șerel sont à dominance péltique, avec faune adaptée au milieu spécifique respectif (*Brissopssis*, *Amussium*, *Phalium* et formes pélagiques — *Vaginella*). Du point de vue micropaléontologique, tout l'intervalle attribué au Badénien inférieur de Șerel se place dans la zone à *Candorbulina universa*/*Globorotalia bykova*, avec ses deux sous-zones.

Le Sarmatien, représenté par le seul Volhynien, se dispose en discordance sur le Langhien. Il apparaît dans le forage 02-Sălașu, étant développé dans une suite péltique. Celui-ci est riche en fossile à Sălașu, où l'on a établi les trois zones micropaléontologiques : zone à *Anomalinoïdes dividens* (611—600 m), zone à *Elphidium*/*Varidentella ovata* (600—200 m) et zone à *Protelphidium subgranulosum* (200—600 m)—zone dans laquelle la macrofaune présente quelques particularités.

L'étude effectuée sur les dépôts rencontrés par les forages ci-mentionnés montre une discordance entre presque tous les termes stratigraphiques établis sur des bases paléontologiques. Ainsi, le soubassement cristallin est surmonté transgressivement par l'Oligocène supérieur, à savoir le Chattien, et celui-ci, à son tour, par l'Aquitaniien, qui supporte toujours en transgression le Langhien, la sédimentation s'achevant par le Sarmatien inférieur, notamment le Volhynien.

L'étude des dépôts des forages mentionnées a confirmé quelques données d'ordre structural déjà mentionnées par les recherches au jour (maximum d'affaissement de la Dépression de Hațeg). Ce fait est illustre par le forage 01-Totești, où est contouré le synclinal Berezovia-Hațeg. Une situation pareille est démontrée par l'épaisseur de milliers de mètres de dépôts miocènes interceptés par le forage Sălașu de Sus, en liaison avec l'affaissement maximum du synclinal Sarmisegetuza-Valea Lupului de cette zone.

Les dépôts interceptés par les quatre forages mentionnés mettent clairement en évidence la structure non unitaire du Bassin de Hațeg. Ainsi, l'on peut distinguer un secteur nord-ouest dénommé le secteur Hațeg, où l'on a rencontré des dépôts oligocènes, langhien et sarmatiens de type pannonien, et un secteur sud-est (secteur Baru-Bănița), constitué de dépôts de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, similaires à ceux du Bassin de Petroșani.



4. STRATIGRAFIE

CÎTEVA DATE PRIVIND CONGLOMERATELE DE SĂCEL (JUDEȚUL GORJ) ¹

DE

IONEL CORDUNEANU ²

Săcel Conglomerates. Eocene. Petrofacies. South Carpathians. Southern Subcarpathian zone. Old hillocks.

Abstract

Some Data on the Săcel Conglomerates (Gorj District). The study of the Săcel Conglomerates in the Săcel-Ciocadia anticline pointed out that they are overturned. This overturn took place in a post-Eocene phase.

Vîrsta și poziția tectonică a conglomeratelor de Săcel au fost mult discutate în literatura geologică românească, fără să se ajungă la o concluzie unanim acceptată.

Amintim că Ștefănescu (1894) consideră conglomeratele de Săcel de vîrstă eocenă, iar Sabba Ștefănescu (1894) le atribuie Sarmățianului.

Munteanu - Murgoci este primul autor (1907) care aduce argumente de ordin paleontologic în sprijinul vîrstei eocene, citind în acest sens forme caracteristice de numuliți; totodată consideră conglomeratele de Săcel un echivalent al conglomeratelor de Călimănești-Moineasa de Sus-Olănești.

Popescu Voitești (1935) atribuie acestor conglomerate vîrsta aquitanian-burdigaliană, prin analogie cu conglomeratele de Slătioara punînd pe seama diapirismului poziția lor tectonică.

Filipescu (1942) este de părere că numuliții citați de Murgoci sînt remaniați, conglomeratele de Săcel fiind în acest caz echivalentul conglomeratelor de Slătioara.

¹ Predată la 8 martie 1980, acceptată pentru publicare la 13 mai 1980, comunicată în ședința din 25 aprilie 1980.

² Institutul Proiect București. Str. Academiei nr. 3, 70017 București.



Cercetările efectuate pentru teza de doctorat în zona localității Săcel, ne-au permis să ne raliem la ideea emisă de unii geologi, care susțin că aceste conglomerate sînt de vîrstă eocenă.

Conglomeratele de Săcel află în axul anticlinalului Ciocadia-Săcel-Tg. Jiu, în albia și versanții riului Blahnița pe o suprafață de aproximativ 1 km p.

Conglomeratele de Săcel sînt poligene, fiind constituite din elemente de cuarțite, filite, gnaise, gresii, șisturi argiloase negre, granite (\varnothing 1-3 cm) prinse într-o matrice argilooasă grezoasă roșie. În general apar sub formă de bancuri de 1-3 m cu intercalații decimetrice sau chiar metrice de gresii și gresii microconglomeratice.

Cercetările noastre ne-au condus la concluzia că stratele se prezintă în poziție răsturnată: astfel, ritmurile de sedimentare prezintă o dispoziție inversă a elementelor componente, adică elementele cele mai fine se găsesc în bază, urmate de elemente medii, care trec spre partea superioară la elemente grosiere, după care succesiunea se repetă în bancurile următoare. Nu a fost posibilă identificarea urmelor de curenți, datorită faptului că procesul de sedimentare a fost mult accelerat, în timpul unei perioade de ridicare mai accentuată a uscatului.

Această nouă interpretare privind poziția conglomeratelor de Săcel va fi prezentată mai amănunțit într-o lucrare ulterioară și va conduce la unele schimbări în interpretarea tectonicii depresiunii getice.

În încheiere se mai pot preciza următoarele:

— Conglomeratele de Săcel prezintă un petrofacies asemănător conglomeratelor de Brezoi-Călimănești-Olănești (G r. Ș t e f ă n e s c u, 1894; M u n t e a n u - M u r g o c i, 1907).

— Datorită mișcărilor tectonice intense, conglomeratele de Săcel au avut un comportament diapiric, puternic influențat de forțele tangențiale, care au dus la răsturnarea și faliera anticlinalului Săcel-Ciocadia, într-o fază imediat post-eocenă.

BIBLIOGRAFIE

- Filipescu M. G. (1942) Recherches géologiques sur la NW de l'Oltenie. *Bull. Soc. Roum. Géol.*, V, p. 105-119, București.
- Murgoci G. (1907) Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București.
- Popescu Voitești I. (1935) Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a Județului Gorj. *An. Lic. T. Vladimirescu-Tg. Jiu*, 1925-1935, Tg. Jiu.
- Ștefănescu Gr. (1884) Relațiune sumară de lucrările biroului geologic în anul 1883. *An. bir. geol.*, 1, p. 46-66, București.
- (1894) L'age géologique des conglomérats tertiaires de la Muntenia. *Bul. Soc. Géol. Fr. série 3*, XXII, p. 502-505, Paris.



Ștefănescu S. (1894) L'age géologique des Conglomérats tertiaires de la Muntenia. *Bul. Soc. Géol. Fr. série 3*, XXII, p. 230—333, Paris.

Tudor Miră (1955) Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț. Ed. Acad. R.P.R. București.

DISCUȚII

G h. B o m b i ț ă : Ideea aflării diapire a conglomeratelor de la Săcel mi se pare că aparține lui H. G r o z e s c u.

Foraminiferele mari colectate din aceste conglomerate de G r. P o p e s c u și examinate de G h. B o m b i ț ă reprezintă orbitoizi maestrichtieni.

Conglomeratele de Săcel ar putea fi eocene (de Călimănești), dar și oligocene (de Cheia), sau miocene (de Mățău-Brebu).

Relațiile dintre aceste conglomerate și Neogenul transgresiv pot fi stratigrafice (relief îngropat), nu neapărat tectonice.

În molase, îndeosebi, granoclasarea inversă nu poate fi un argument pentru poziția răsturnată a stratelor.

QUELQUES DONNÉES SUR LES CONGLOMÉRATS DE SĂCEL (DISTRICT GORJ)

(Résumé)

Les conglomérats de Săcel représentent un pétrofaciès pareil à celui des conglomérats de Brezoi-Călimănești-Olănești.

Par suite de mouvements tectoniques intenses, les conglomérats de Săcel ont eu un comportement diapirique, fortement influencé par les forces tangentielles ayant mené au renversement et au morcellement en failles de l'anticlinorium de Săcel-Ciocadia, dans une phase immédiatement post-éocène.





4. STRATIGRAFIE

OBSERVAȚII BIOSTRATIGRAFICE ÎN DEPOZITELE SARMATO-MEOȚIENE DIN PODIȘUL CENTRAL MOLDOVENESC¹

DE

ILIE HUICĂ², VICTORIA LUBENESCU²

Sarmatian. Kersonian. Meotian. Bessarabian. Mollusca. Biostratigraphy. Faunal assemblage. Paleontological zonation. New fossiliferous sites. Moldavian Plateau. Zone between Siret and Bahlui.

Abstract

Biostratigraphic Considerations on the Sarmatian-Meotian Deposits of the Moldavian Central Plateau. Some biostratigraphic observations on Sarmatian-Meotian deposits of the Moldavian Central Plateau are presented. A representative assemblage of mollusca from the Upper Bessarabian and the Meotian is mentioned. The Bessarabian deposits contain Pannonic-type congerias as well, which demonstrates some possible connection between Pannonian and Daçian basins. The Meotian contains fluvial and continental fauna.

Cercetările de detaliu efectuate în anul 1979 asupra depozitelor sarmațiene și meoțiene din podișul central moldovenesc, ne-au permis acumularea unui bogat material fosilifer din zăcăminte necunoscute pînă în prezent.

Cele mai vechi mențiuni privind geologia Sarmatianului și Meoțianului din podișul central moldovenesc, au rămas de la Sevastos (1920) și de la David (1920) care fac și cîteva referiri la regiunea situată la sud de Vaslui.

Macarovici (1955) consemnează prezența Sarmatianului la nord-est de Huși și pe Prut, unde menționează „un orizont de trecere” (strate de Mingir) între Bessarabian și Kersonian; de asemenea Macarovici descrie o serie de profile din Kersonianul și Meoțianul dintre văile Bîrlad și Prut (Macarovici, 1962, 1974).

¹ Predată la 16 mai 1980, acceptată pentru publicare la 17 mai 1980, comunicată în ședința din 23 mai 1980.

² Intreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



G u g i u m a n (1959) prezintă o descriere geologică și geomorfologică a depresiunii Huși.

Cercetătorul care are numeroase contribuții privind stratigrafia și fauna podișului central moldovenesc este J e a n r e n a u d (1961, 1963, 1965, 1971), care a publicat și primele hărți geologice de detaliu. Autorul menționează în cuprinsul Kersonianului două faciesuri: faciesul deltaic, reprezentat printr-un complex nisipos-argilos cu stratificație încrucișată, gros de 70-80 m și faciesul marin-salmastru, dezvoltat la sud de paralela orașelor Huși și Vaslui, reprezentat prin marne argiloase în bază, care suportă un lumașel calcaros-grezos, cu o grosime de câțiva cm, alcătuit din mactre de talie mică: *Macra caspia sinzowi*, *M. supernaviculata*, *M. intermedia*, *M. orbiculata* etc., urmat de nisipuri și argile cu *Macra bulgarica*.

La punctele fosilifere descrise de M a c a r o v i c i și J e a n r e n a u d, adăugăm câteva noi, a căror faună completează conținutul biostratigrafic al Sarmațianului și Meoțianului, contribuind astfel la zonarea paleontologică amănunțită a depozitelor respective.

Se cunoaște că depozitele sarmațiene și meoțiene sînt alcătuite din alternanțe de roci nisipoase și roci argiloase, care dau naștere la numeroase alunecări de teren, larg dezvoltate.

Zăcămintele fosilifere, care de altfel sînt destul de rare, sînt antrenate în pornituri, încît după câțiva ani, nu mai pot fi identificate. În acest sens se impune o descriere amănunțită a poziției topografice a punctelor respective, cu fixarea certă pe hartă a acesteia. Noile puncte fosilifere sînt următoarele:

1. Bessarabian

Pe valea Vălenilor, afluent drept al Vaslușului, la limita nord-estică a localității Văleni în nisipuri albicioase, gălbui, micafero, cu concrețiuni grezoase, lenticulare, se găsesc următoarele specii de moluște:

Macra fabreana d' O r b.

Macra cf. *M. vasluensis* S i m i o n e s c u et B a r b u

Cardium fittoni d' O r b.

Cardium plicato-fittoni S i n z.

Tapes' crenelatus D a v i d

Donax dentinger E i c h w.

Solen subfragilis M. H ö r n.

Modiolus naviculus (D u b o i s)

Congeria neumayri A n d r u s.

Dorsanum corbicanum (d' O r b.)

Dorsanum duplicatum (S o w.)

Cerithium sp.

Barbotella intermedia R a d. et P a v l.

Hydrobia frauenfeldi H o e r n.

Hydrobia ventroza M o n t.

Gibbula sp.

Valvata sp.



2. Kersonian

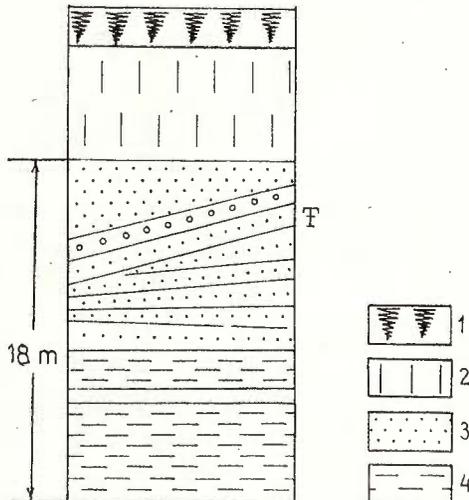
Pe un afluent stîng al văii Crasna, situat la nord-est de localitatea Crasna, se urmărește succesiunea (fig. 1): 8 m marne vineții, compacte, cu o intercalație de nisip marnos, gălbui, de 1 m grosime; 10 m nisipuri

Fig. 1. — Succesiunea litostratigrafică a depozitelor kersoniene de la nord-est de Crasna.

1, sol vegetal; 2, loess gălbui; 3, nisipuri gălbui-roșcate cu stratificație încrucișată, fosilifere; 4, marne vineții cu intercalații de nisipuri gălbui.

Succession lithostratigraphique des dépôts kersoniens du nord-est de Crasna.

1, sol végétal; 2, loess jaunâtre; 3, sables jaune rougeâtre à stratification entrecroisée, fossilifères; 4, marnes violacées avec intercalations de sables jaunâtres.



gălbui, roșcate, cu stratificație încrucișată, care prezintă către partea terminală o intercalație de pietrișuri poligene, rulate, grosă de 0,25 m. Din masa acestor nisipuri au fost determinate:

- Maetra caspia* Eichw.
- Maetra bulgarica* Toulal
- Maetra intermedia* Macar.
- Maetra crassicolis* Sinz.
- Unio (Nemrodia) moldavicus* Stef.
- Unio* sp.
- Congerina* sp.
- Pirenella* sp.
- Dorsanum* sp.

Pe versantul stîng al văii Secuia de la est de localitatea Secuia, se observă nisip grosier, gălbui-roșcat, cu elemente de pietrișuri rulate, poligene, din care menționăm:

- Maetra bulgarica* Toulal
- Pirenella disjunctoides* (Sinz.)
- Cardium fittoni* d'Orb. (remaniat)
- Dorsanum* sp. (remaniat)
- Unio* (fragmente)
- Congerii carenate (fragmente)
- Hydrobia* sp.

Din nisipurile gălbui, fine, micafer, situate la aproximativ 30 m sub baza orizontului de Nușasca Ruseni, în versantul stîng al văii Barboșilor, semnalăm următoarele forme:

Mastra bulgarica T o u l a

Mastra caspia E i c h w.

Mastra supernaviculata M a c a r.

Unio partschi S i n z.

Unio sp.

3. Meoșian

Din nisipurile cu elemente prețioase (fig. 2) de la Rîpa Roșiești, situată la sud-est de localitatea Roșiești, au fost determinate:

Unio (Nemrodia) moldavicum S t e f.

Unio partschi S i n z.

Hiparion gracile K a u p. (fragmente de femur)

Gazella sp. (fragmente de coaste)

Din nisipurile gălbui de pe dreapta văii Tîrzii, care conțin minerale grele, alcătuint baza orizontului de Nușasca Ruseni, au fost recoltate:

Campylaea (Dinarica) tutovana (S e v a s t o s)

Helix mrazeci S e v a s t o s

Planorbarius sp.

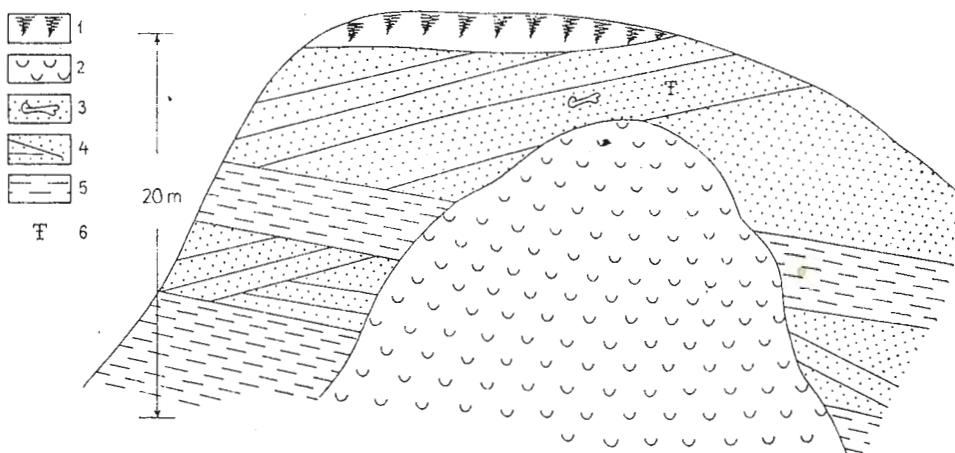


Fig. 2. — Schiță de afloriment la Rîpa Roșiești.

1, sol vegetal; 2, alunecări; 3, breccii și nisipuri gălbui-roșcate cu fragmente de mamifere și moluște; 4, nisipuri cu stratificație încrucișată; 5, argile; 6, F = punct fosilifer.

Esquisse d'affleurement à Rîpa Roșiești.

1, sol végétal; 2, glissements; 3, brèches et sables jaune rougâtre à fragments de mammifères et mollusques; 4, sables à stratification entrecroisée; 5, argiles; 6, F = point fossilifère.



Din compararea faunei determinate de noi cu faune semnalate de diferiți autori în platforma moldovenească și în depresiunea getică, se desprind următoarele concluzii:

Bessarabianul superior este bine reprezentat prin asociația de moluște (mactre, cardiacee, tapeși, *Dorsanum*, ceriți). Se remarcă și prezența unor taxoni ce presupun condiții de salinitate ceva mai redusă: congerii, *Barbotella*. După cum menționează Jeanrenaud (1963, 1971) părere la care ne raliem și noi, în timpul Bessarabianului superior, schimbările regimului climatic au determinat în anumite intervale o îndulcire accentuată a apelor și un aport sporit al apelor curgătoare, care au dus la o scădere generală a salinității, pe zone întinse. Este cunoscută apariția unor strate cu congerii în Bessarabia: Basarabia, curbura Carpaților Orientali (Cioacărdel, 1950; Lubenescu et al., 1974), Oltenia (Marinescu, 1969).

Prezența unor congerii de tip panonic în depozitele bessarabiene, ar pleda în favoarea unor comunicări între bazinele panonic, dacic și euxinic, precum și pentru începutul Malvensianului (acesta cuprinzând de asemenea și Chersonianul și Meoțianul).

Kersonianul se prezintă sub un facies marin-salmastru, conținând mactre caracteristice acestui subetaj: *Maetra bulgarica*, *M. caspia*, *M. intermedia* etc. În cuprinsul Kersonianului remarcăm de asemenea și perioade de îndulcire a apelor, fapt care explică frecvența deosebită a unioidelor. Fragmentele rulate de congerii, pirenele, etc., le considerăm remaniate din Bessarabian.

Meoțianul, puternic îndulcit, conține o faună lacustră, fluviatilă și terestră de unioidelor, helicide, *Campylaea*, *Planorbarius* etc., asemănătoare cu fauna identificată de Roșka (1973) din depozitele meoțiene din R. S. Moldovenească.

Continuitatea de sedimentare dintre Kersonian și Meoțian, precum și prezența pe profile apropiate și a Odessianului (Ghenea, 1968), presupune existența în întregime a Meoțianului în podișul central moldovenească.

BIBLIOGRAFIE

- David M. (1920) Cercetări geologice în Podișul Moldovenească. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, 9, p. 69—208, 2 pl., hartă, profile, București.
- Eberzin G. A., Moțaș I., Macaroviici N., Marinescu Fl. (1966) Afinități panonice și euxinice ale Neogenului superior din bazinul dacic. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. Geol.* 11/2, p. 463—481, 2 tab., 5 fig., București.
- Ghenea C. (1968) Studiul depozitelor pliocene dintre valea Prutului și valea Birladului. *Com. Stat. Geol., St. tehn. econ.*, J, 6, 137 p., 4 tab., 16 fig., 15 pl., București.
- Gugiuman I. (1969) Depresiunea Huși. Ed. științ., p. 1—217, București.
- Jeanrenaud P. (1961) Contribuții la geologia Podișului Central Moldovenească. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”*. VII, 2, p. 417—432, 4 fig., 1 pl., Iași.



- (1963) Contribuții la studiul stratelor de apă dulce din Sarmațianul Platformei Moldovenești. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”*, IX, p. 39–58, 2 tab., 1 fig., 3 pl., Iași.
- (1965) Cercetări geologice între valea Crasna și Prut. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”*, II, XI, Iași.
- (1971) Harta geologică a Moldovei Centrale dintre Siret și Prut. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”*, b, *Geol.*, XVII, p. 65–78, 4 pl., Iași.
- Ma c a r o v i c i N. (1955) Cercetări geologice în Sarmațianul Podișului Moldovenesc. *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 221–250, 1 pl., București.
- (1962) Contribuții la cunoașterea geologiei Moldovei Meridionale. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”*, VI/4, p. 231–294, 4 pl., Iași.
- (1974) Le développement des dépôts sarmatiens en Moldavie (Roumanie). *Chronostrat., Neostrat. Miozân M5, Sarmatien*, p. 114–118, Bratislava.
- Ma r i n e s c u F. (1969) Precizări stratigrafice privind Sarmațianul și Meoțianul din nordul Olteniei. *D. S. Inst. Geol.* LIV/3 (1966–1967), p. 153–161, 1 fig., 1 pl., București.
- L u b e n e s c u V i c t o r i a, M a r i n e s c u F., P a v n o t e s c u V i o r i c a (1974) Comențarii asupra faunei de congerii din Bessarabianul superior de la Valea Sării (Depresiunea subcarpatică a Moldovei meridionale). *D. S. Inst. Geol.* LX/4 (1973), p. 131–138, 3 pl., București.
- R o ș k a V. H. (1973) Moliuski meotisa severo-zapadnovo Pricernomoria. *Akad. Nauk. CCCM*, p. 1–284, pl. 40, fig. 563. Chișinău.
- S e v a s t o s R. (1920) Limita Sarmațianului, Meoțianului și Ponțianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol.* IX, p. 1–26, tab. 2, București.

OBSERVATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES DÉPÔTS SARMATO-MÉOTIENS DU PLATEAU CENTRAL MOLDAVE

(Résumé)

Dans cette note on présente quelques considérations biostratigraphiques sur certains dépôts sarmato-méotiens du Plateau central moldave. Les recherches sur le terrain ont permis l'accumulation d'un riche matériel fossilifère, des gisements fossilifères inconnus. On a étudié le Bessarabien supérieur, bien représenté par l'association de Mollusques (*Macra*, *Cardium*, *Tapes*, *Cerithium* etc.) et des espèces de *Congerina* et *Barbotella*. La présence des congéries de type pannonien dans ces dépôts plaident à la faveur de certaines communications entre les bassins pannonique, dacique et euxinique, ainsi que pour le début du Malvensien (celui-ci renferme aussi le Chersonien et le Méotien). Le Kersonien se présente sous faciès marin-saumâtre et le Méotien fort dulçaquicole abrite une faune lacustre, fluviatile et terrestre d'Unionides, Hélicides, *Campylaea*, *Planorbarius* etc.

Les recherches sur le terrain démontrent la continuité de sédimentation entre le Kersonien et le Méotien.



4. STRATIGRAFIE

ASUPRA STRATELOR CU DOSINIA DIN ZOŢA CUTELO DIAPIRE EXTERNE DIN MUNTENIA (SECTORUL DINTRE VALEA CRICOVUL SĂRAT ŞI VALEA NIŞCOVULUI)¹

DE

IOAN PAPAIANOPOL ²

Meotian. Oltenian. Moldavian. Dosinia Beds. Ostracod-bearing marls. Biostratigraphic limit. Salinity influence. Chronostratigraphy. Stratigraphic nomenclature. Dacic Basin. East Carpathians. Eastern Subcarpathian zone. Zone between Prahova and Buzău.

Abstract

On the *Dosinia* Beds in the Zone of the External Diapir Folds of Muntenia (the area between the Cricovul Sărat and the Nişcov valleys). In the area between the Cricovul Sărat and the Nişcov valleys the *Dosinia* Beds represent a well-outlined succession at the upper part of the Lower Meotian (Oltenian). The fauna of the *Dosinia* Beds is mostly constituted of *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella* and *Rissoa* — euryhaline elements that tolerate changes, sometimes very stressed, of the salinity. The succession of the faunas within the *Dosinia* Beds indicates the existence of a fluctuating salinity, moments of increase and decrease of the salinity being observed on the same profile. Problems of subdivision and nomenclature of the Meotian in the Dacic Basin are presented in the last part of the paper.

Larga dezvoltare de care se bucură depozitele meoţiene între valea Cricovul Sărat şi valea Nişcovului, a făcut ca de mult timp ele să atragă atenţia cercetătorilor. De fapt regiunea la care ne referim este prima din România în care a fost pusă în evidenţă existenţa unor depozite corelabile cu cele care au fost ulterior definite drept meoţiene în Bazinul Euxinic.

Depozitele meoţiene dintre valea Cricovul Sărat şi valea Nişcovului sînt interesante atît prin posibilitatea ce o oferă de a urmări pe acelaşi

¹ Predată la 15 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 10 mai 1980, comunicată în şedinţa din 20 mai 1980.

² Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.



profil succesiuni complete ale Meoțianului, cît și prin existența unor profile de limită, atît dintre Chersonianul și Meoțianul inferior, cît și dintre Meoțianul superior și Pontianul inferior.

Cele expuse mai sus explică atît faptul că unele dintre primele descrieri detaliate ale profilelor Meoțianului din Bazinul Dacic provin din această arie, cît și faptul că datele oferite de acest sector au permis definirea mai exactă a limitelor și volumului subdiviziunilor Meoțianului din Bazinul Dacic.

Ne propunem să prezentăm în cele ce urmează cele mai reprezentative profile în care poate fi urmărită succesiunea stratelor cu *Dosinia* (litofacies și conținut paleontologic) din regiunea investigată, adică a aceluși episod cu o salinitate mai ridicată care se găsește constant la partea superioară a Meoțianului inferior (Olteniah) din Muntenia.

Scurt istorie

Considerăm oportună o succintă trecere în revistă a opiniilor privind Meoțianul (în principal a celor referitoare la Meoțianul din sectorul cercetat), cu scopul de a evidenția nu numai evoluția ideilor privind Meoțianul, ci și diferitele păreri referitoare la orizontarea și subdivizarea acestuia.

În 1885, Cobălcescu a recunoscut identitatea dintre stratele cu *Dosinia* care apar în culmea Istrița și cele din peninsula Kerçi.

Cîțiva ani mai tîrziu, Andrusov (1890) definește etajul Meoțian pe baza analizei conținutului paleontologic și a poziției stratigrafice a calcarului de Kerçi. Autorul ajunge la concluzia că atît din punct de vedere stratigrafic, cît și paleontologic, calcarul de Kerçi are o poziție intermediară între Sarmațian și Pontian, fiind atît de bine individualizat față de depozitele sub-și suprajacente încît poate fi considerat ca reprezentînd un etaj independent, de aceeași însemnătate cu etajele Sarmațian și Pontian.

Ulterior, Andrusov (1894) reconfirmă paralelizarea corectă făcută de Cobălcescu între calcarul cu *Dosinia* din culmea Istrița și calcarul de Kerçi, remarcînd în plus faptul că în România apar și depozite (cu *Hydrobia*, *Congeria novorossica*), care pot fi echivalate cu partea superioară a calcarului de Kerçi.

Revenind cu noi precizări asupra etajului Meoțian, Andrusov (1906) descrie numeroase profile ale acestuia din regiunea situată în nordul Mării Negre. Referitor la subdivizarea în trei a Meoțianului, autorul subliniază că din punct de vedere faunistic cele două diviziuni superioare sînt mult mai strîns legate între ele, decît diviziunea mediană față de cea inferioară. Un capitol separat din lucrare este consacrat depozitelor meoțiene din România, Andrusov reamintind faptul că aici sînt prezente nu numai echivalentele stratelor cu *Dosinia* din Kerçi ci și echivalentele orizonturilor superioare din Kerçi (stratele cu congerii mici).

Dintre cercetătorii români, Athanasiu (1906) este primul care recunoaște posibilitatea ca depozitele meoțiene să poată fi divizate în



două: stratele meotice inferioare cu *Dosinia*, *Unio*, *Modiola* și stratele meotice superioare cu congerii mici și unionide.

O opinie contrară este emisă de *Teisseyre* (1908), care susține că în cadrul etajului Meoțian din Muntenia nu se poate face o divizare în zone stratigrafice deosebite, acest etaj cuprinzând o singură zonă stratigrafică, constituită dintr-o alternanță de faciesuri deosebite.

Acestui punct de vedere i se raliază și *Ionescu-Argetoai* (1916), care menționează că în Oltenia nu este posibilă o subdivizare a Meoțianului, deoarece diferitele faciesuri nu au o poziție definită în cadrul etajului.

Cercetările efectuate asupra depozitelor meoțiene din Muntenia, după anii 1920, au pus în evidență posibilitatea delimitării în cadrul Meoțianului a unor subdiviziuni, care nu numai că posedă o serie de caractere proprii, dar se și bucură de o răspândire areală considerabilă.

Importante contribuții la cunoașterea Meoțianului din estul Munteniei sînt aduse de *Preda* (1925), care separă în partea bazală a Meoțianului un orizont de apă dulce cu congerii mici, urmat de marne cu congerii carenate. Nivelul respectiv suportă stratele cu *Dosinia*, peste care stau marne cu *Unio* și *Hydrobia*. La partea superioară a Meoțianului pune în evidență existența unor calcare cu *Congeria novorossica*.

Protescu (1929) a remarcat că Meoțianul este format la bază din gresii și marne cu *Dosinia*, *Unio*, *Helix*, iar la partea superioară din nisipuri cu neritine, unionide și congerii.

O semnificație deosebită pentru clarificarea problemelor legate de biostratigrafia Meoțianului o au cercetările întreprinse în Muntenia de *Krejci-Graf* și *Wenz* (1926 a, 1926 b, 1931). Meoțianul este împărțit în două. Partea inferioară (Dosinien-Abteilung) are în bază un „Süsswasserbank”, urmat de „Dosinien-Schichten”. Pentru subdiviziunea superioară a Meoțianului („Moldau-Abteilung”) este subliniată importanța și lărga răspândire areală a stratelor cu „*Leptanodonta*” de sub nivelul de limită, cu *Congeria novorossica*. Este astfel precizat volumul și poziția stratigrafică a Moldavianului, ca reprezentînd subdiviziunea superioară a Meoțianului, cuprinsă între stratele cu *Dosinia* și depozitele pontiene. Amintim că denumirea de Moldavian a fost preluată de la *David* (1922) care utilizase acest nume pentru partea superioară a depozitelor pe care autorul le considera ca aparținînd Meoțianului.

Atanasiu (1940) păstrează numele de Moldavian pentru partea superioară a Meoțianului, menționînd că „Moldavianul poate fi înțeles ca orizontul superior al Meoțianului, cu facies ușor salmastru, lacustru sau fluvio-lacustru” (pag. 153). Concomitent *Atanasiu* propune pentru Meoțianul inferior denumirea de Oltenian, deși remarcă faptul că depozitele respective sînt mai bine cunoscute în Muntenia, dar că lipsesc în partea centrală a țării (autorul se referă la sectorul dintre valea Prahovei și valea Oltului n.n.), căci altfel ar fi fost tentat să-l desemneze sub numele de Muntenian.

Noi contribuții privind stratigrafia de detaliu a Meoțianului din Muntenia sînt aduse de *Motaș* (1956), care urmărind diferite profile a



remarcat existența în Meoțianul inferior a stratelor cu *Helix*, *Unio subrecurvus* și congerii carenate, plus stratele cu *Dosinia*, iar în Meoțianul superior a complexului marnelor cu ostracode, a stratelor cu *Leptanodonta* și a orizontului limită cu *Congeria novorossica*. În această concepție am descris depozitele meoțiene din zona Călugăreni-Tătăru (M o t a ș, P a p a i a n o p o l, 1972), când am considerat că Meoțianul este constituit din două părți.

Complexul marnelor cu ostracode separat în partea inferioară a Meoțianului superior s-a dovedit a avea o răspîndire areală considerabilă, existența sa fiind recunoscută nu numai în Depresiunea Valahă (îndeosebi la sud de valea Buzăului), ci și în Depresiunea Getică (M a r i n e s c u, O l t e a n u, 1975).

Descrierea profilelor

Înainte de a trece la descrierea profilelor ținem să precizăm că avînd în vedere totalitatea elementelor pe care le cunoaștem în prezent asupra Meoțianului din Bazinul Dacic ni se pare cea mai utilă și mai rațională subdivizarea acestuia în două părți:

— una inferioară (Oltenianul) care include un nivel inferior cu o salinitate mai scăzută, în care pot să apară sau nu și unele elemente ale faunei din stratele cu *Dosinia*; caracterizat prin specii de *Congeria*, *Dreissenomya*, *Teisseyreomya*, *Psilunio*, *Viviparus*, *Helix*, *Theodoxus*, *Hydrobia*, *Turricaspia*, *Pseudamnicola*, urmat de complexul stratelor cu *Dosinia*;

— una superioară (Moldavianul) în care se individualizează complexul marnelor cu ostracode, stratele cu *Congeria panticapaea*, stratele cu *Dreissenomya unioides* și *Dreissenomya rumana* (=stratele cu *Leptanodonta*) și stratele cu *Congeria novorossica*.

Referitor la limita inferioară a Oltenianului dintre valea Cricovul Sărat și valea Nișcovului sînt trei situații care merită a fi semnalate. Acesta începe fie printr-un nivel de argilă marnoasă verzuie cu *Helix* și congerii necarenate (valea Tohăneasa), fie prin nisipuri sau gresii nisipoase cu congerii necarenate (dealul Camba), fie printr-o gresie vacuolară, urmată de marne nisipoase cenușii cu *Viviparus moldavicus* (W e n z) și *Psilunio subrecurvus* (T e i s s e y r e) ca pe Valea lui Cernat.

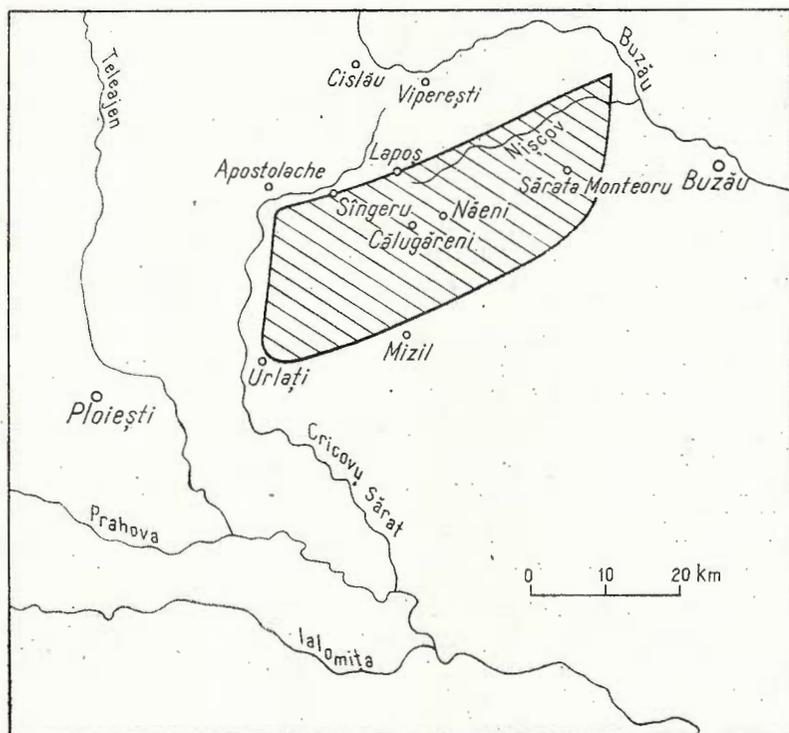
În regiunea de care ne ocupăm, nivelul stratelor cu *Dosinia* constituie o secvență foarte bine conturată la partea superioară a Meoțianului inferior (Oltenian) (fig.).

Pe Valea lui Cernat (în marginea estică a satului Călugăreni) pe flancul sudic al anticlinalului Călugăreni-Tătăru, stratele cu *Dosinia* sînt reprezentate printr-un pachet cu o grosime de 2 m, constituit din marne argiloase cenușii cu intercalații subțiri de marne nisipoase și nisipuri argiloase micacee. În acest nivel fauna este constituită aproape în exclusivitate din *Dosinia maotica* A n d r u s o v, *Ervilia pusilla minuta* (S i n z o w), *Abra tellinoides* (S i n z o w), *Mytilaster incrassatus minor* A n d r u s o v. Cele mai numeroase specimene sînt cele de *Mytilaster*, care formează în marnele nisipoase adevărate nivele lumașelice. În marnele



argiloase o frecvență destul de ridicată o au *Abra* și *Ervilia*. În întregul complex cele mai rare sînt speciile de *Dosinia*.

La numai un kilometru vest de Valea lui Cernat, pe un drum secundar ce coboară din vîrfurile Ciortea spre satul Călugăreni, se constată o schimbare radicală a faciesului stratelor cu *Dosinia* și de asemenea o modi-



Amplasarea perimetrului cercetat.
Emplacement du périmètre étudié.

ficare a frecvenței taxonilor existenți la acest nivel. Complexul stratelor cu *Dosinia* (care aici într-adevăr își merită acest nume) debutează cu un nivel de 1 m grosime de marne nisipoase cenușii-gălbui, în care elementul predominant este *Mytilaster incrassatus minor* Andrusov. Tot în acest nivel se găsesc și exemplare, dar nu foarte numeroase, de *Dosinia maeotica* Andrusov. Deasupra, pe o grosime de circa 3 m, urmează o suită de nisipuri gălbui, nisipuri grezoase și subordonat nisipuri argiloase, nisipurile fiind predominante la partea superioară a acestui pachet. Întreaga suită este foarte fosiliferă, la partea superioară existînd nivele lumașelice, uneori cu grosimi decimetrice, alcătuite aproape în exclusivitate din *Dosi-*

nia maeotica Andrusov. În nisipurile situate sub nivelele lumașelice există o faună cu *Dosinia maeotica* Andrusov, *Abra tellinoides* (Sinzow), *Mytilaster incrassatus minor* Andrusov și *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow), cele mai numeroase fiind exemplarele de *Dosinia* și *Pirenella*.

Pe valea Tohăneasa, chiar în satul Tohani, la sud de virful Strehanu, stratele cu *Dosinia*, aici cu o grosime de 2 m, sînt alcătuite din nisipuri fine gălbui-albicioase, în care se găsesc și intercalații subțiri de marne nisipoase. Ceea ce atrage atenția este existența în nisipuri a foarte numeroase exemplare de *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow). Tot în nisipuri se găsesc și specimene de *Dosinia maeotica* Andrusov, dar mult mai rare. Intercalațiile de marne nisipoase conțin adevărate nivele lumașelice cu *Mytilaster incrassatus minor* Andrusov.

Complexul stratelor cu *Dosinia* este bine deschis și pe valea Tisa (afluent de stînga al văii Cricovul Sărat). Pe acest profil stratele cu *Dosinia* încep printr-un pachet de nisipuri grezoase de 1 m grosime cu *Dosinia maeotica* Andrusov și *Rissoa* sp. Deasupra acestui nivel succesiunea este următoarea :

- 3 m argile marnoase vineții fără macrofosile ;
- 0,30 m marne nisipoase cu *Dosinia maeotica* Andrusov și *Ervilia pusilla minuta* (Sinzow) ;
- 1,5 m nisipuri și nisipuri grezoase. Nisipurile grezoase apar ca intercalații subdecimetrice și conțin numeroase exemplare de *Dosinia maeotica* Andrusov. În nisipuri există nivele foarte bogate în *Ervilia pusilla minuta* (Sinzow), fiind prezente și exemplare de *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow). Tot în nisipuri se găsesc și exemplare de *Congeria panticapaea* Andrusov.

Referitor la exemplarele de *Rissoa* menționăm că prezența acestora în materialul colectat de noi din regiune a fost pusă în evidență de Tiala Badzoshvili de la Institutul de Paleobiologie „L. S. Davitașvili” din Tbilisi. Genul *Rissoa* a fost detectat nu numai în stratele cu *Dosinia*, ca în profilul descris mai sus, ci și în depozitele meoțian-inferioare situate sub stratele cu *Dosinia*. Astfel pe Pîriul Sărat specimenele de *Rissoa* au fost găsite într-un pachet de nisipuri situat sub o gresie dură cu *Teisseyreomya*, iar pe valea Tohăneasa în nisipuri cu *Teisseyreomya* aflate între ultimul banc cu congerii carenate și stratele cu *Dosinia*.

Una dintre cele mai reprezentative secțiuni ale stratelor cu *Dosinia* în sectorul de care ne ocupăm este cea care poate fi urmărită pe pîriul Sărățica. Acest pîriu este un afluent stîng al Pîriului Sărat, cu care confluează la circa 800 m sud de satul Singeru. De la partea inferioară către cea superioară succesiunea profilului este următoarea :

- peste un nivel de nisipuri și argile marnoase nefosilifere se așază un banc grezos de 0,50 m grosime cu *Dosinia maeotica* Andrusov ;
- 3 m marne argiloase cenușii-vineții nefosilifere ;
- 3,5 m nisipuri gălbui-cenușii cu exemplare destul de rare de *Dosinia maeotica* Andrusov și *Ervilia pusilla minuta* (Sinzow) ;
- 0,40 m gresie roșietică cu *Dosinia maeotica* Andrusov ;



— 4 m alternanță de argile marnoase cenușii-vineții, marne nisipoase și nisipuri. Nivelele siltitice au o faună cu *Dosinia maeotica* Andrusov, *Ervilia pusilla minuta* (Sinzow), *Abra tellinoides* (Sinzow) și *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow);

— 0,70 m gresie roșietică cu *Dosinia maeotica* Andrusov;

— 3,5 m marne argiloase cenușii-vineții nefosilifere;

— 1,0 m nisipuri și nisipuri grezoase cu *Psilonio subrecurvus* (Teisseyre), *Congerina panticapaea* Andrusov, *Theodoxus crenulatus semiplicatus* (Neumayr), *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow);

— 0,70 m marne argiloase cenușii fără macrofosile;

— 0,40 m gresie roșietică cu *Dosinia maeotica* Andrusov. Pe suprafața de stratificație se găsesc exemplare foarte rare de *Teisseyreomya subatava* (Teisseyre);

— 1,5 m marne argiloase cenușii nefosilifere;

— 4 m alternanță de marne argiloase, nisipuri și nisipuri grezoase. În siltite se află specimene de *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow);

— 2 m nisipuri fine cenușii-gălbui cu exemplare foarte numeroase de *Abra tellinoides* (Sinzow);

— 1,2 m gresii și nisipuri grezoase cu *Dosinia maeotica* (Andrusov).

Pe dealul Camba (la nord de vârful Ciortea, situat în nordul localității Tătaru), complexul stratelor cu *Dosinia* începe cu un nivel grezos de 0,40 m grosime cu *Dosinia maeotica* Andrusov și *Mytilaster incrassatus minor* Andrusov. În continuare succesiunea este următoarea:

— 2 m alternanță de argile nisipoase și nisipuri bituminoase cu *Dosinia maeotica* Andrusov, *Ervilia pusilla minuta* (Sinzow) și *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow);

— 4 m argile marnoase vineții fără macrofosile;

— 0,70 m nisipuri impregnate cu bitumene ce au exemplare rare de *Dosinia maeotica* Andrusov;

— 3 m marne argiloase cenușii-vineții fără macrofaună;

— 1 m nisipuri impregnate cu bitumene, cu *Dosinia maeotica* Andrusov;

— 0,1 m argile marnoase cenușii cu *Abra tellinoides* (Sinzow).

Un alt profil interesant al stratelor cu *Dosinia* este deschis pe Pârâul Sărat, afluent stîng al văii Cricovul Sărat. De jos în sus succesiunea este următoarea:

— 0,30 m nisipuri gălbui și nisipuri grezoase cu *Dosinia maeotica* Andrusov și *Mytilaster incrassatus minor* Andrusov;

— 2 m argile nisipoase cenușii fără macrofosile;

— 3,0 m alternanță de nisipuri gălbui, nisipuri argiloase și argile marnoase cenușii. Siltitele conțin o faună cu *Dosinia maeotica* Andrusov, *Mytilaster incrassatus minor* Andrusov, *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow) și *Theodoxus crenulatus semiplicatus* (Neumayr);



- 0,20 m nisipuri roșietice cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v și *Pirenella disjuncta disjunctoides* (S i n z o w);
- 1,5 m marne argiloase cenușii și nisipuri marnoase nefosilifere;
- 0,10 m nisipuri argiloase cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v și *Ervilia pusilla minuta* (S i n z o w);
- 2 m marne argiloase cenușii deschise, pe alocuri ușor nisipoase, fără macrofosile;
- 0,40 m nisipuri gălbui cenușii cu rare specimene de *Dosinia maetica* A n d r u s o v;
- 2 m marne nisipoase cenușii;
- 2 m nisipuri fine cenușii și nisipuri argiloase cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v și *Pirenella disjuncta disjunctoides* (S i n z o w);
- 0,50 m gresie calcaroasă dură, cenușie-albicioasă, cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v.

Stratele cu *Dosinia* sînt bine deschise și în estul perimetrului cercetat, atît în zona culmei Istrița cît și pe flancurile anticlinalului Sărata Monteoru. Spre deosebire de restul profilelor descrise pînă acum, stratele cu *Dosinia* situate la est de un aliniament ce ar uni de la nord la sud localitățile Străjeni și Năeni, se caracterizează prin predominanța psamitelor, secvențele pelitice fiind de obicei absente. În schimb rocile pelitice se vor întîlni frecvent în depozitele Meoțianului superior (Moldavian).

Pe drumul ce merge din culmea Istrița către satul Virfu profilul stratelor cu *Dosinia* este următorul (de jos în sus):

- 0,50 m nisipuri și subordonat nisipuri argiloase cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v;
- 0,20 m calcar grezos;
- 1 m nisipuri și nisipuri grezoase cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v și *Abra tellinoides* (S i n z o w);
- 0,30 m calcare grezoase cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v;
- 1,30 m nisipuri și nisipuri grezoase cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v, *Abra tellinoides* (S i n z o w), *Mytilaster incrassatus minor* A n d r u s o v;
- 0,20 m calcar grezos cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v;
- 1 m gresii nisipoase și subordonat nisipuri. În nisipuri se găsesc exemplare rare de *Pirenella disjuncta disjunctoides* (S i n z o w);
- 0,30 m calcar grezos cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v;
- 0,60 m gresii nisipoase și nisipuri cu *Dosinia maetica* A n d r u s o v.

Pe Valea Huipelor, la nord de satul Nenciulești, depozitele meoțiene sînt bine deschise, ele aflorînd pe flancul estic al anticlinalului Sărata Monteoru. Stratele cu *Dosinia*, cu o grosime de 4,50 m sînt reprezentate printr-un pachet nisipos în care se găsesc intercalații de nisipuri grezoase și de gresii. În nisipuri fauna cuprinde *Dosinia maetica* A n d r u s o v (într-un mare număr de exemplare), *Abra tellinoides* (S i n z o w), *Ervilia pusilla minuta* (S i n z o w) și rare specimene de *Pirenella disjuncta disjunctoides* (S i n z o w). Pe suprafața gresiilor sînt foarte numeroase exem-



plarele de *Ervilia pusilla minuta* (Sinzow), găsiindu-se și specimene rare de *Mytilaster incrassatus minor* Andrusov.

În legătură cu profilele descrise mai sus trebuie să amintim că în regiunea de care ne ocupăm stratele cu *Dosinia* se individualizează în mod clar la partea superioară a succesiunilor Meoțianului inferior (Oltenian), trecerea de la depozitele subjacente la stratele cu *Dosinia* fiind de obicei tranșantă.

Între valea Cricovul Sărat și valea Nișcovului stratele cu *Dosinia* debutează de cele mai multe ori printr-un nivel grezos sau nisipos cu *Dosinia*, dar aceasta nu este o regulă generală. Așa de exemplu pe Valea Tare (la sud de comuna Tătaru) stratele cu *Dosinia* încep prin nisipuri în care se găsește aproape în exclusivitate *Ervilia pusilla minuta*. După cum am văzut și pe Valea lui Cernat, în așa numitele strate cu *Dosinia* speciemenle de *Dosinia maeotica* sînt rare, fiind foarte numeroase însă cele de *Mytilaster* și *Abra*. De asemenea în profilul din satul Călugăreni stratele cu *Dosinia* încep prin nisipuri în care elementul predominant este *Mytilaster*.

Referitor la modul de dezvoltare a stratelor cu *Dosinia* în zona investigată, pot fi desprinse două aspecte :

— ele sînt reprezentate printr-un pachet de strate în care fauna este relativ uniformă, indiferent de litofacies, fiind constituită în principal din *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella* (Valea lui Cernat în facies preponderent pelitic, Valea Huipelor în facies psamitic);

— pot fi întîlnite sub forma unei alternanțe, în cadrul căreia între nivelele ce conțin în principal *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster* și *Pirenella* se intercalează secvențe cu o faună dulcicol-salmastră (cu *Psilonio*, *Teisseyreomya*, *Congerina*, *Theodoxus*), ca pe pîriul Sărățica.

O situație similară cu cea de pe valea Sărățica este menționată de Andreescu (1972) pe valea Rîmnicul Sărat.

Legătura existentă între litofacies și conținutul paleontologic al stratelor cu *Dosinia* se concretizează deosebi prin frecvența unor anumite forme, *Dosinia* și *Pirenella* fiind foarte frecvente în nisipuri, nisipuri grezoase și gresii, în timp ce *Mytilaster* și *Abra* sînt mai numeroase în marnele nisipoase.

Spre deosebire de sectorul din Muntenia, la care ne referim în această lucrare și în care trecerea la stratele cu *Dosinia* este de obicei netă, în vestul Bazinului Dacic înlocuirea faunei nu s-a făcut brusc (Marinescu, 1978), înaintea bancului cu *Dosinia* existînd un nivel cu o salinitate intermediară, ce include forme de *Congerina panticapaea*, *Ervilia* și *Velutinopsis*.

O situație similară este semnalată de Kojumdgieva (1979) care menționează că în Bulgaria de NV nu se poate remarca o separare netă a unui nivel cu o faună eurihalină marină, față de un nivel cu faună dulcicolă și salmastră ca în România.

Un ultim aspect la care dorim să ne referim în acest capitol privește sedimentologia depozitelor Meoțianului inferior. În regiunea dintre valea Cricovul Sărat și valea Nișcovului depozite cu un caracter ritmic nu apar



decît în Meoțianul inferior (Oltenian), existînd din acest punct de vedere o deosebire netă între Meoțianul inferior și cel superior, acesta din urmă fiind mult mai monoton și deosebit din punct de vedere facial.

Cercetările sedimentologice efectuate de J i p a (1975, Raport pentru elaborarea foi Călugăreni, scara 1 :50.000) au arătat că numai depozitele Meoțianului inferior pot fi comparate cu „stratele de Milcov”, care în definirea lor inițială (M a c a r o v i c i et al., 1967) cuprind depozitele sarmato-pliocene dintre Milcov și Trotuș care îmbracă un aspect flișoid. Conform studiilor întreprinse de J i p a, „stratele de Milcov” din zona Călugăreni (mai exact Meoțianul inferior) sînt mai fin stratificate, aspectul lor fiind acela de depozit flișoid distal, gresiile fiind încă bine reprezentate. Autorul subliniază că de la nord la sud, adică în lungul zonei de sedimentare, stratele de Milcov devin din ce în ce mai fine, dar că terminarea sudică a stratelor de Milcov nu se face prin epuizarea pe parcurs a materialului elastic mai grosier; se presupune deci că dispariția stratelor de Milcov s-ar datora „inundării” zonei cu material sedimentar provenind dintr-o sursă locală foarte puternică în comparație cu aportul propriu al stratelor de Milcov.

Comentarii asupra faunei stratelor cu *Dosinia*

Referitor la fauna stratelor cu *Dosinia* din sectorul cercetat remarcăm că elementele reprezentative ale acesteia sînt *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella* și *Rissoa*. Într-un sector mai nordic, adică în bazinul văii Buzăului, P a n ă (1966) a pus în evidență existența la același nivel stratigrafic a genului *Paphia*. Elemente foarte interesante, care contribuie la întregirea imaginii asupra faunelor meoțian-inferioare sînt genurile *Maetra* și *Cardium* prezente în vestul Olteniei (M a r i n e s c u, 1978).

Făcînd un comentariu amplu al faunelor bazinelor închise și semi-inchise N e v e s k a i a (1971) arată că acestea sînt alcătuite în principal din trei grupe de forme: marine eurihaline; dulcicole eurihaline; salmastre.

Elementele constitutive principale ale faunei stratelor cu *Dosinia* din regiunea cercetată (*Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella*, *Rissoa*) sînt forme marine eurihaline, care suportă oscilații, uneori foarte accentuate, ale salinității.

Un exemplu tipic este *Mytilaster*, o formă puternic eurihalină, care suportă atît îndulciri accentuate, cît și creșteri ale salinității (B a g d a s a r i a n, 1966, in Spravocinik po ekologhii morskikh dvustvorok). Avînd limitele optime ale salinității între 12 și 20‰, *Mytilaster* suportă salinități ce oscilează între 7 și 60‰. În Marea Neagră și Marea Azov, *Mytilaster lineatus* populează cele mai îndulcite gofuri și limane. Că pentru toate organismele imobile, sau puțin mobile, dinamica apelor este un factor important, deoarece datorită curenților are loc răspîndirea naturală a indivizilor. Studiile efectuate în Marea Caspică au arătat coincidența existentă între căile de populare a speciei *Mytilaster lineatus* și direcția principalilor curenți.



Cît privește *Dosinia* se constată că alături de unele forme actuale, care preferă limite mai restrinse ale salinității, ca de exemplu *Dosinia lupinus* (între 28 și 30‰) și *Dosinia exoleta* (între 25 și 30‰), există și specii care, trăind în estuare cu un puternic aport de apă dulce, suportă oscilații ale salinității între 5 și 35‰. Astfel, fiind de obicei locuitori ai apelor cu salinitate normală, dosiniile suportă și scăderi considerabile ale salinității (B a d z o ș v i l i, 1966, în Spravocinik po ekologhii morskikh dvustvorok).

Genul *Abra* duce un mod de viață îngropat, preferînd substratul mîlos sau mîlos-nisipos și o adîncime moderată, unde nu se constată o influență puternică a curenților și valurilor superficiale (T a t i ș v i l i, 1966, în Spravocinik po ekologhii morskikh dvustvorok). Majoritatea speciilor suportă oscilații ale salinității între limite destul de mari, de la 37‰ în Oceanul Atlantic la 8–10‰ în Marea Azov. O'dovadă a adaptării la salinități reduse este și faptul că în Bazinul Euxinic acest gen se găsește și în depozitele Ponțianului inferior.

Tot un gen eurihalin este și *Rissoa*, care trăiește atît în ape cu o salinitate aproape normală, cît și în bazine salmastre. Prezența sa a fost remarcată atît în estuare cît și în ape dulci (K a z a h a ș v i l i, 1968, în Spravocinik po ekologhii morskikh briuhonoghiih).

Comparînd elementele marine eurihaline existente la nivelul strateilor cu *Dosinia* din Bazinul Dacic, cu fauna marină a Meoțianului inferior din Bazinul Euxinic, atrage atenția absența în Bazinul Dacic a unor forme ca *Alvania*, *Polinices*, *Gibberula*, *Tornus* etc., considerate de I l i n a (1972) ca forme relativ stenohaline. După I l i n a (1972), prezența acestor forme în Georgia vestică (pe râul Galizga) permite să fie surprins momentul stabilirii legăturii nemijlocite cu domeniul mediteranean, legătură ce a facilitat pătrunderea în bazinul meotic timpuriu a acestor elemente relativ stenohaline.

B a d z o ș v i l i (1979) subliniază că situația de pe râul Galizga nu reprezintă un caz singular, deoarece și în alte puncte din Georgia vestică au fost găsite în Meoțianul inferior specii de *Gibberula*, *Alvania*, *Tornus*, *Putilla*, *Odostomia*, ceea ce ar arăta că legătura cu regiunea mediteraneană s-a stabilit nu doar într-un singur sector, ci în cîteva zone.

Asupra originii faunei marine a Meoțianului inferior au fost emise puncte de vedere deosebite.

Astfel A n d r u s o v (1890, 1906) a susținut că fauna de moluște a Meoțianului este legată filogenetic de cea a Sarmatianului, deși a constatat existența în lecarul de Kerci a unor elemente cu totul străine pentru Sarmatian (*Dosinia*, *Lucina*, *Nassa*, *Sphenia* etc.). Ulterior A n d r u s o v (1923) a considerat că fauna Meoțianului inferior reprezintă o faună semi-marină de tip sarmatic. Pentru a explica prezența în Meoțianul inferior a unor genuri ca *Ervilia*, *Syndesmya*, *Mohrensternia*, frecvente în Sarmatianul inferior, A n d r u s o v (1923) a apelat la ipoteza „azilelor”, conform căreia faune de acest tip ar fi putut supraviețui într-un loc oarecare în timpul Sarmatianului.



Ulterior Davitaşvili (1931, fide Badzoşvili, 1975, 1979) susţine că bazinul din timpul Meoţianului nu a moştenit fauna mării sarmatice, ci a primit-o dintr-un bazin populat cu faună de tip mediteranean.

Referitor la aceeaşi problemă Gillet (1961, pag. 233) menţionează că „cette incursion (a Mediteranei n.n.) est prouvée par la présence d'éléments de mer franche, qui n'appartiennent pas à la faune sarmatique. Celle-ci paraît entièrement disparue”.

O opinie asemănătoare este formulată de Neveskaia (1969), care este de părere că fauna marină meoţiană are o origine mediteraneană. Conform ipotezei susţinute, fauna meoţiană a pătruns în Bazinul Ponto-Caspic dintr-un bazin care a avut o perioadă destul de lungă o legătură cu Tethysul, legătură care a fost însă destul de greoaie.

Pană şi Rădulescu (1970), analizând fauna stratelor cu *Dosinia*, constată că o serie de genuri ca *Ervilia*, *Pirenella*, *Tapes*, *Abra* se continuă din Sarmaţian în Meoţian.

Discutînd fauna aceluiaşi nivel stratigrafic, Moţaş şi Marinescu (1971, pag. 242) menţionează că „l'épisode à salinité plus élevée du Méotien, qui sépare les deux niveaux à Congéries, contient à côté des immigrants méditerranéens (?) (*Dosinia*) des Mollusques qui descendent des formes sarmatiennes (*Pirenella*, *Ervilia*, *Syndesmya*, *Modiolus* etc.)”.

În urma analizei referitoare la originea gastropodelor meoţiene, Iliina (1972) le împarte pe acestea în patru grupe: prima grupă (cea mai numeroasă) cuprinde elemente de origine mediteraneană; grupa a doua include forme strîns legate genetic de cîteva specii sarmaţiene; a treia grupă are în alcătuire elemente nou formate, specii endemice pentru bazinul Meoţianului inferior; ultima grupă cuprinde elemente străine, venite dintr-un bazin marin cu salinitate normală.

Roşka (1973), studiind fauna meoţiană din partea nord-vestică a regiunii Pricernomore, ajunge la concluzia că speciile marine meoţiene nu pot reprezenta nişte descendenţi ai faunei sarmaţiene, ele fiind legate genetic de speciile eurihaline miocene mediteraneene, care au migrat dintr-un bazin marin situat în estul Mediteranei. Autorul subliniază că deşi unele forme meoţiene marine prezintă asemănări cu cîteva specii sarmaţiene, ele nu sînt urmaşii acestora din urmă.

Într-un comentariu detaliat privind originea faunei marine meoţiene Iliina et al. (1976) conchid că nu poate fi vorba despre o continuitate între fauna sarmaţiană şi cea meoţiană, deoarece datorită îndulcirii accentuate care a avut loc la sfîrşitul Sarmaţianului superior fauna marină a dispărut aproape cu totul.

Totuşi autorii ţin să menţioneze că prezenţa în Meoţianul inferior a unor specii comune cu Sarmaţianul, sau apropiate genetic de unele forme sarmaţiene, trebuie să capete o explicaţie. Iliina et al. (1976) sugerează că s-ar putea presupune că aceste specii sarmaţiene, prezente în Meoţian, au trăit în Miocenul mediteranean şi odată cu apariţia legăturilor au pătruns în Paratethysul estic, fără modificări esenţiale. Pe de altă parte marea apropiere sau chiar identitatea morfologică a unor specii sarmaţiene şi meoţiene, ca de exemplu *Cerithium comperei*, ar putea fi explicată



prin dezvoltarea lor homeomorfă, atât în Sarmațian, cât și în Meoțian. O altă posibilitate avansată de autori este aceea că elementele sarmațiene prezente în Meoțian s-au format chiar în bazinul sarmatic, putând supra-viețui undeva în regiunea estică a Mediteranei în perioada de timp corespunzătoare Sarmațianului superior. Această ultimă ipoteză li se pare autorilor ca foarte probabilă.

Fără a exclude posibilitatea deschiderii temporare a legăturilor între Paratethysul oriental și Tethysul oriental, Marinescu (1978) consideră că ascendenții unor forme ca *Ervilia*, *Modiolus*, *Pirenella* trebuie căutați în faunele bessarabiene, sau chiar în cele volhiniene.

Ținând cont de datele existente I l i n a et al. (1976) susțin că acestea permit să se tragă concluzia că gena formelor marine din Meoțianul inferior este eterogenă, majoritatea lor având într-adevăr o origine mediteraneană, dar că există și unele specii care sînt foarte apropiate de unele forme sarmațiene.

Abordînd în mai multe rînduri problema originii faunei meoțiene, B a d z o ș v i l i (1975, 1979) atrage atenția asupra faptului că fauna marină a Meoțianului inferior cuprinde forme ale acelor genuri care sînt bine reprezentate în mările cu salinitate normală (printre acestea enumeră și pe *Dosinia*, *Mytilaster*, *Paphia*, *Abra*, *Mactra*, *Ervilia*, *Pirenella*, *Rissoa* etc.). În urma analizei faunei, autorul conchide că moluștele marine ale Meoțianului nu pot fi legate filogenetic de formele sarmațiene, majoritatea moluștelor marine meoțiene avînd forme înrudite apropiate atât în Miocenul și Pliocenul mediteranean, cât și printre formele actuale din Marea Mediterană. B a d z o ș v i l i (1975, 1979) evidențiază faptul că reprezentanții unor genuri meoțiene ca *Mytilaster*, *Abra*, *Ervilia*, *Pirenella*, manifestă asemănări numai cu acele specii sarmațiene, care, fie că sînt apropiate de strămoșii lor mediteraneeni, fie că sînt identici cu aceștia.

Ne vom referi în continuare pe scurt la opiniile privind originea unor forme marine meoțiene ca *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster* și *Pirenella*, care sînt foarte bine reprezentate la nivelul stratelor cu *Dosinia* din regiunea cercetată.

Cît privește *Dosinia*, originea mediteraneană a acesteia este unanim acceptată, reprezentanți ai acestui gen nefiind găsiți în Sarmațian. Observațiile efectuate asupra variabilității individuale a exemplarelor din Bazinul Euxinic (B a d z o ș v i l i, 1975), care au evidențiat variații considerabile în ceea ce privește talia, conturul, dezvoltarea dinților cardinali, coincid perfect și cu datele oferite de speciile de *Dosinia* din Bazinul Dacic, unde dosiniile se întîlnesc la anumite nivele într-un număr impresionant de exemplare. Cele mai robuste și cele mai mari ca talie sînt speciile din nisipuri și din nisipuri grezoase. Cele întîlnite în marne nisipoase au cochilia mult mai fragilă și talia mai mică. Cea mai apropiată prin talie și sculptură de dosiniile meoțiene este *Dosinia lupinus*, care ar putea reprezenta strămoșul acestora (B a d z o ș v i l i, 1975).

Originea mediteraneană a genului *Abra* este susținută de numeroși autori. În această privință N e v e s k a i a și I l i n a (1969) menționează că dintre speciile de origine mediteraneană numai una, și anume *Abra*



tellinoides, supraviețuiește pînă în Pontian. R o ș k a (1973) este de părere că *Abra ovata* reprezintă strămoșul abrelor meoțiene. Asemănările existente între abrele meoțiene și *Abra ovata*, formă întilnită în Miocenul din Europa, precum și în fauna actuală din Oceanul Atlantic, Marea Mediterană și Marea Neagră, sînt evidențiate și de B a d z o ș v i l i (1979).

Genul *Ervilia* este foarte răspîndit în Meoțianul inferior, atît în Bazinul Euxinic, cît și în Bazinul Dacic (România și Bulgaria). A n d r u s o v (1890) a comentat asemănările existente între *Ervilia minuta* și unele forme sarmațiene. N e v e s k a i a (1969) consideră că forma din Meoțian reprezintă o subspecie de *Ervilia pusilla*. R o ș k a (1973) este de părere că în Meoțian este prezentă forma *Ervilia pusilla*. După opinia autorului acest taxon este un element alohton în fauna marină a Meoțianului, strămoșul direct al acestuia fiind, după toate probabilitățile, un locuitor al Tethysului. Și B a d z o ș v i l i (1979) a subliniat că erviliile meoțiene manifestă cea mai mare asemănare cu *Ervilia pusilla*, dar că, spre deosebire de erviliile miocene (în sens de depozite premeoțiene n.n.), a căror evoluție a mers în direcția creșterii taliei, la cele meoțiene se observă micșorarea acesteia.

Referitor la *Mytilaster*, A n d r u s o v (1906) a remarcat asemănările dintre *Mytilaster incrassatus* din Meoțian și cel din Sarmațian. Totuși studiile efectuate asupra formelor de *Mytilaster* din Sarmațian (J g h e n t i, 1968), a căror evoluție a mers în direcția creșterii taliei, au arătat că aceștia, dispar la sfîrșitul Sarmațianului mediu. După opinia lui B a d z o ș v i l i (1979), între mitilasterii din Sarmațian și cei din Meoțian nu există o legătură filogenetică directă, asemănările dintre formele respective fiind o consecință a existenței unui strămoș comun, care a trăit în Miocenul din Tethys.

Cît privește *Pirenella*, lucrurile par a fi ceva mai complicate. I l i n a (1972) arată că deosebirea existente permit ca speciile din Meoțian să poată fi considerate numai ca o subspecie endemică a speciei sarmațiene *Pirenella disjuncta*. O opinie contrară are R o ș k a (1973); autorul susține că pirenellele meoțiene nu reprezintă urmașii direcți a celor sarmațiene, ci că provin, ca și cele din Sarmațian, din reprezentanți ai formei *Pirenella disjuncta*, care a trăit probabil în apele cu salinitate normală ale Miocenului din Tethys. B a d z o ș v i l i (1979) pleacă de la considerentul că asemănările morfologice dintre diferitele grupe de moluște nu sînt întotdeauna o dovadă a unei legături de filiație, opinie cu care sîntem de acord, ea fiind pe deplin valabilă și pentru unele grupe de limnocardiide salmastre (P a p a i a n o p o l, 1981). După B a d z o ș v i l i (1979) *Pirenella disjuncta disjunctoides* din Meoțian este foarte apropiată de exemplarele tipice de *Pirenella disjuncta* din Miocenul mediteranean, de care se deosebește prin cochilia mai joasă și sculptura mai superficială.

Din cele expuse se desprinde ideea că unii autori consideră că între formele meoțiene de *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella* și cele din Sarmațian nu există raporturi de filiație directă, strămoșii formelor meoțiene trebuind căutați printre speciile din Miocenul Tethysului, care au trăit într-un bazin cu salinitate normală.



Analiza faunelor de moluște din depozitele meoțiene existente în bazinele Dacic și Euxinic, evidențiază cu pregnanță dependența strinsă existentă între alcătuirea și caracterul faunei și condițiile particulare în care au trăit acestea.

Referindu-se la particularitățile bazinelor închise și semiînchise, N e v e s k a i a (1971) arată că acestea aparțin bazinelor de tip mixohalin (cu o salinitate de 0,5 până la 30‰), în care predomină faunele marine eurihaline și salmastre.

După tipul faunelor bazinele de tip mixohalin pot fi împărțite în două (N e v e s k a i a, 1971):

- semimarine (în care predomină fauna marină eurihalină), cu o salinitate mai mare de 5-8‰ și până la 30‰;
- salmastre (în care dominante sînt formele salmastre propriuzise), cu o salinitate de la 0,5‰ până la 5-12‰.

Precizarea tipului de bazin se face pe baza calculului procentual al conținutului de specii marine, în raport cu numărul total de specii. Dacă rezultatul obținut este mai mare de 50% bazinul este de tip semimarin, iar dacă este mai mic de 50% este salmastru. N e v e s k a i a (1971) atrage însă atenția asupra faptului că pentru obținerea unei imagini concludente și corecte asupra tipului bazinului, rezultatul obținut din calcul trebuie coroborat cu un alt factor care se referă la răspîndirea și frecvența formelor. Este foarte sugestivă în această privință situația Meoțianului superior din Bazinul Euxinic (N e v e s k a i a, 1971), unde din 6 specii de bivalve trei aparțin unor forme marine (*Macra*, *Abra*, *Ervilia*) și trei unor forme salmastre (două specii de *Congeria* și una de *Dreissena*). Dintre cei 6 taxoni amintiți o răspîndire în masă o au însă numai doi (cele două specii de *Congeria*), fapt care determină ca bazinul Meoțianului superior să fie considerat ca bazin salmastru. Simpla comparație a procentajului (50% elemente marine și 50% elemente salmastre) ar duce la concluzii eronate, deoarece bazinul din Meoțianul superior ar apărea mai puțin îndulcit decît a fost în realitate, fapt dovedit de predominanța speciilor salmastre de *Congeria* (N e v e s k a i a, 1971).

Comparînd situațiile existente în bazinele Dacic și Euxinic în timpul Meoțianului se desprinde cu claritate faptul că cele două bazine au avut o evoluție diferită în Meoțianul inferior și o evoluție asemănătoare în cel superior.

În accepțiunea că Meoțianul inferior din Bazinul Euxinic începe odată cu apariția faunei marine, deci cu Bagerovianul, poate fi surprinsă evoluția acestui bazin (N e v e s k a i a, 1971) în direcția modificării tipului acestuia, de la un bazin de tip semimarin în Meoțianul inferior, la tipul de bazin salmastru în cel superior.

Cu totul alta este situația în Bazinul Dacic la nivelul Meoțianului inferior. În timp ce în Bazinul Euxinic se depuneau stratele cu faună marină, în Bazinul Dacic se acumulau depozite cu *Congeria*, *Dreisseno-myra*, *Psilunio*, *Teisseyreomya*, moment în care totuși au pătruns și aici unele elemente ale faunei marine, dintre cele mai eurihaline, ca *Abra*, *Ervilia* (M a r i n e s c u, O l t e a n u, 1975) și *Rissoa*. La acest moment



din evoluția Bazinului Dacic formele marine sînt subordonate net față de cele salmastre, care prin frecvență și numărul indivizilor își pun amprenta asupra caracterelor faunei. Deci în timp ce în Bazinul Euxinic Meoțianul a debutat printr-un bazin de tip semimarin, în Bazinul Dacic Meoțianul începe printr-un bazin salmastru, condițiile de bazin semimarin fiind întrunite la partea superioară a Meoțianului inferior (Oltenian), cînd odată cu creșterea salinității este facilitată pătrunderea în masă și dispersarea largă a formelor marine eurihaline. Perioada de timp în care s-au acumulat stratele cu *Dosinia* din Bazinul Dacic nu pare să fi fost deosebit de mare. A t a n a s i u și S a u l e a (1948) consideră că orizontul cu *Dosinia* reprezintă un incident de scurtă durată. În timpul Meoțianului superior, atît Bazinul Euxinic cît și cel Dacic sînt bazine de tip salmastru, deși se poate totuși presupune că salinitatea a fost ceva mai ridicată în Bazinul Euxinic, deoarece în Moldavianul din Bazinul Dacic nu se regăsesc elemente marine din stratele cu *Dosinia*, cu excepția unor specimene rare de *Pirenella*.

Studiile efectuate asupra faunelor meoțiene din Bazinul Euxinic au arătat că în partea nordică a acestuia (în Kerci și Kuban) numărul elementelor marine relativ stenohaline este foarte redus (I l i n a , 1972), pe cînd în Georgia vestică ele sînt destul de numeroase și prezente în mai multe puncte (B a d z o ș v i l i , 1979). La fel numărul elementelor marine din Meoțianul Bazinului Dacic este mai redus decît cel existent în partea nordică a Bazinului Euxinic. Această sărăcire în elemente marine din partea sudică spre cea nordică a Bazinului Euxinic și apoi de aici către vest, în Bazinul Dacic, a fost probabil provocată în principal de unele diferențe de salinitate, care fără să fi fost neapărat foarte mari, au fost totuși suficiente pentru a împiedica răspîndirea unor forme. Numărul mare de elemente marine existent în Meoțianul inferior din Georgia, în comparație cu cel pus în evidență în nordul Bazinului Euxinic și în Bazinul Dacic, ar sugera că pătrunderea faunelor marine a avut loc inițial în sudul Bazinului Euxinic, de unde, în funcție de capacitatea de adaptare la condițiile existente, ele s-au răspîndit în restul Bazinului Ponto-Caspic și în Bazinul Dacic.

Asupra locului prin care s-a putut efectua legătura între Bazinul Euxinic și regiunea din care au pătruns elementele marine din fauna meoțiană au fost emise opinii diferite. Astfel I l i n a et al. (1976) presupun că acesta s-ar fi putut afla într-o regiune situată ceva mai la vest de Bosfor și Dardanele. B a d z o ș v i l i (1979) este de părere că legătura cu domeniul mediteranean ar fi avut loc prin regiunea Mării Egee. Revenind asupra acestei probleme I l i n a și N e v e s k a i a (1979) pleacă de la considerentul că cele mai multe dintre moluștele marine polihaline din Marea Neagră actuală sînt restrînse la o suprafață din apropierea Bosforului, adică la regiunea de legătură dintre Marea Neagră și Marea Mediterană. În consecință se sugerează că fauna marină pătrunsă în bazinul Meoțianului timpuriu a venit nu de la vest sau de la sud-vest, ci de la sud, dintr-o zonă situată în Turcia sau Iran. Referindu-se la corelarea Meoțianului, autorii subliniază imposibilitatea corelării pe baze faunistice a



Meoțianului cu Messinianul, deoarece fauna marină polihalină pătrunsă în Bazinul Ponto-Caspic trebuie să fi venit dintr-un bazin cu salinitate normală, prohozează care este posibil să fi avut loc în Tortonian.

De fapt, anterior, Marinescu (1975, pag. 359) subliniase că: „toutes les données énumérées plus haut convergent pour souligner l'attribution au Pontien (dans son vrai sens, celui de Paratethys) de la plupart des gisements à mollusques saumâtres méditerranéés”, fiind evidențiată astfel și posibilitatea de corelare a Meoțianului cu Tortonianul. Această posibilitate de paralelizare a Meoțianului cu Tortonianul a fost confirmată de Semenenko și Lulieva (1978) care au identificat în Meoțianul superior o asociație de nanfosile ale zonei NN 10, punct de vedere care este menționat și ulterior (Semenenko, 1979).

Recent Archambault-Guezóu et al. (1979) au identificat în depozitele messiniene de la Elche (Spania de sud-est) o faună ce prezintă caractere morfologice intermediare între faunele salmastre miocene din Mediterana și cele din Paratethys, existînd forme ce prezintă afinități cu unele specii meoțiene și sarmațiene. Printre speciile de bivalve identificate este și *Abra ovata tellinoïdes* (Sinzow), care după cum am văzut se perpetuează în Bazinul Euxinic din Meoțian în Ponțian.

În încheierea acestui capitol vom aborda unele aspecte privind salinitatea apelor din timpul depunerii stratelor cu *Dosinia* din sectorul cercetat.

Referindu-se la salinitatea apelor bazinului meoțian, Ilina et al. (1976) sînt de părere că în aprecierea salinității acestuia, trebuie să se plece de la datele privind relațiile față de salinitate a reprezentanților actuali ai genurilor de moluște întîlnite în depozitele meoțiene, dintre care foarte multe suportă scăderi ale salinității de pînă la $10-12\text{‰}$ (*Mytilaster*, *Abra*, *Rissoa*, *Pirenella* etc.). Se apreciază în consecință că salinitatea apelor deschise ale bazinului meoțian (este vorba de Meoțianul inferior n.n.) a fost nu mai joasă de $13-14\text{‰}$ și nu mai mare de $17-18\text{‰}$. Pentru bazinul din Meoțianul superior se apreciază că salinitatea a fost sub $8-10\text{‰}$, dar nu mai mică de 5‰ , deoarece *Abra*, formă marină, nu ar fi putut supraviețui la salinități mai mici de 5‰ .

Pentru Bazinul Dacic, Pană (1963) sesizează un moment de descreștere a salinității în baza Meoțianului, la care se adaptează congeriile mici necarenate, apoi un moment de creștere a salinității (mezohalin β), ce corespunde depozitelor cu congerii carenate. Apoi salinitatea descrește pînă la tipul oligohalin, pentru ca apele să capete brusc caracterul mezohalin în timpul depunerii stratelor cu *Dosinia* (Meoțian mediu la Ioana Pană n.n.). Autorul constată o creștere continuă a salinității apelor în acest interval (mezohalin α). În timpul Meoțianului superior descreșterea salinității este continuă, salinitatea variînd între tipul mezohalin β și oligohalin β .

Successiunea faunelor în cadrul complexului stratelor cu *Dosinia* din regiunea cercetată nu ne permite să evidențiem tendința unei creșteri continue a salinității în cadrul acestui interval de timp. Din contră, dispunerea faunelor pe verticală denotă existența unei salinități fluctuante,



pe unul și același profil putînd fi surprinse momente de creștere și de scădere a salinității. Acesta este cazul cel mai frecvent, deoarece în alte situații se constată abateri de la această tendință.

De foarte multe ori complexul stratelor cu *Dosinia* începe prin nisipuri sau gresii cu caracter lumașelic, alcătuite aproape în exclusivitate din *Dosinia*. Bănuim că depunerea acestor lumașele cu *Dosinia* coincide cu momentele de maximă salinitate a apelor din acest sector, pe care o apreciem ca fiind cuprinsă între 14-16‰. Nu trebuie bineînțeles exclusă posibilitatea ca la anumite momente salinitatea apelor la acest nivel să poată ajunge pînă la 18‰ (Pană, 1966; Marinescu, 1978). Debutul stratelor cu *Dosinia*, prin nivele abundente în *Mytilaster*, în care pot să existe sau nu și exemplare de *Dosinia*, ar indica existența unei salinități cuprinse între 12-14‰.

După cum am arătat, o caracteristică a succesiunilor stratelor cu *Dosinia* din zona investigată este alternanța unor episoade cu o salinitate mai ridicată (cînd s-au depus lumașelele cu *Dosinia*, sau cele cu *Dosinia* și *Ervilia*) cu intervale ce denotă o salinitate mai redusă (cînd s-au acumulat lumașelele cu *Mytilaster*, sau cele cu *Abra*).

Există însă cazuri cînd se pare că salinitatea a scăzut sub 12‰. Este cazul intercalațiilor cu *Congeria panticapaea*, *Psilunio subrecurvus*, *Teisseyreomya subatava* și *Pirenella disjuncta disjunctoides*. La momentul respectiv salinitatea apelor ar fi putut avea valori cuprinse între 10 și 12‰, probabil chiar ceva mai mică de 10‰ (?).

Aceste oscilații ale salinității apelor în timpul depunerii stratelor cu *Dosinia*, erau după toate probabilitățile provocate de unii factori cu caracter local, în principal de cantitatea aportului de apă dulce de pe uscat.

Cît privește prezența, este drept în cazuri extrem de rare, a unor exemplare de *Teisseyreomya* pe suprafețele de stratificație a unor gresii lumașelice cu *Dosinia maotica*, aceasta s-ar putea explica prin puterea de adaptare a genului *Teisseyreomya* la salinități mai ridicate.

Pătrunderea în Bazinul Dacic a unor elemente eurihaline mai numeroase a fost deci împiedicată nu numai de salinitatea ceva mai mică a apelor Bazinului Dacic ci și de caracterul oscilant al salinității, factori care se pare că au avut o acțiune conjugată.

Caracterul inconstant și fluctuant al salinității la nivelul stratelor cu *Dosinia* din zona cercetată este foarte bine concretizat de următoarele situații care reies din succesiunea faunelor:

— existența unei salinități cu caracter oscilant (cazul cel mai frecvent), cînd episoade cu o salinitate mai ridicată (timp în care s-au depus lumașelele cu *Dosinia*) alternează cu intervale cu o salinitate mai redusă, cînd se acumulează lumașelele cu *Mytilaster* sau cele cu *Abra*, sau chiar cu episoade ce denotă o scădere mai accentuată a salinității (ca pe pîrîul Sărățica), cînd se depun strate cu *Congeria*, *Psilunio*, *Pirenella*, *Teisseyreomya*;

— tendința de creștere a salinității de la partea inferioară a stratelor cu *Dosinia* către cea superioară, ca în cazul profilului din satul Călu-



găreni, unde în bază apare un nivel abundent în *Mytilaster*, urmat de nisipuri cu *Abra*, *Mytilaster*, *Dosinia*, *Pirenella*, încheindu-se prin lumașele cu *Dosinia*;

— tendința de scădere a salinității de la partea inferioară către cea superioară a stratelor cu *Dosinia*, ca pe valea Tisa, unde în bază se găsește o intercalație cu numeroase exemplare de *Dosinia* și rare specimene de *Rissoa*, succedată de nisipuri cu *Dosinia* și *Ervilia*, la partea superioară existind un nivel cu *Dosinia*, *Ervilia*, *Congerina* și *Pirenella* (acesta este cazul cel mai rar);

— în fine o ultimă situație ce ar denota că regimul salinității pare să fi avut un caracter mai mult sau mai puțin constant, cu oscilații destul de mici (ca în cazul profilului de pe Valea Huipeilor), fauna avînd un caracter mai unitar atît ca frecvență, cît și ca distribuție pe verticală.

Unele probleme de subdivizare și nomenclatură

Odată cu apariția lucrărilor lui *Krejci-Graf și Wenz* (1926 a, 1926 b, 1931) subdiviziunile Meoțianului din Bazinul Dacic sînt bine conturate și precizate, atît ca poziție stratigrafică, cît și în ce privește conținutul paleontologic. O semnificație deosebită o are precizarea volumului și limitelor Moldavianului, ca subdiviziune superioară a Meoțianului din Bazinul Dacic.

Indiferent de modul în care diferiți cercetători români au divizat Meoțianul, fie în două, fie în trei părți, merită a fi menționat faptul că formațiunile separate de *Krejci-Graf și Wenz*, adică „Süsswasserbank”, „Dosinien-Schichten” și „Moldau-Abteilung” s-au dovedit a avea o răspîndire areală considerabilă, ele putînd fi urmărite pe suprafețe însemnate, de la valea Milcovului și pînă la Dunăre. Această schemă are capacitatea de a pune în evidență lipsa unor orizonturi ale Meoțianului în unele sectoare ale Bazinului Dacic, precum și sesizarea caracterului transgresiv a unor termeni ai Meoțianului.

Cercetările efectuate în ultimul timp au evidențiat din ce în ce mai mult necesitatea ca Meoțianul din Bazinul Dacic să fie divizat în două părți, pentru care considerăm nu numai utilă ci și necesară păstrarea denumirilor de Oltenian și Moldavian, ca o reflectare concretă a realităților de teren din Bazinul Dacic.

În 1972 *Andrescu* a propus subetajul Jitian, pentru intervalul de timp în care s-au depus stratele cu congerii și unionide de sub stratele cu *Dosinia*, adică pentru ceea ce *Krejci-Graf* numise „Süsswasserbank”.

Noi nu considerăm că este necesar ca depozitele meoțiene din Bazinul Dacic situate sub stratele cu *Dosinia* să fie înglobate într-un subetaj sau orizont independent. Știm astăzi că unele elemente cu o frecvență ridicată în stratele cu *Dosinia* cum sînt *Ervilia pusilla minuta* și *Abra tellinoides* apar încă din complexul stratelor cu *Teisseyreomya*, *Psilunio*, *Dreissenomya*, *Congerina homoplatoides* *Andrusov*, *Velutinellus* etc. (*Marinescu, Olteanu*, 1975; *Marinescu*, 1978), la fel cum este



și cazul genului *Rissoa*. De asemenea există situații când forme frecvente în orizontul dulcicol-salmastru din Oltenianul inferior ca *Psilunio*, *Teisseyromya*, *Anodonta*, *Viviparus* se regăsesc în complexul stratelor cu *Dosinia*. Această situație impune faptul că atât orizontul dulcicol-salmastru, cât și stratele cu *Dosinia* să fie incluse în unul și același interval stratigrafic (Oltenianul), subetaj ce are un episod cu o salinitate mai ridicată la partea sa superioară.

De fapt în numeroase lucrări recente este acceptată divizarea în două a Meoțianului din Bazinul Dacic, în Meoțianul inferior (Oltenian) fiind incluse atât orizontul cu faună dulcicol-salmastră, cât și stratele cu *Dosinia* (Marinescu, Olteanu, 1975; Motaș et al., 1976; Motaș, Papaianopol, 1977; Marinescu, 1978; Papaianopol, Motaș, 1978; Olteanu, 1979).

În legătură cu aceeași problemă o opinie asemănătoare este exprimată de Ilină et al. (1976) care subliniază că depozitele salmastre sau dulcicole corespunzătoare părții inferioare a orizontului Bagerovian nu trebuie să fie separate ca orizont sau subetaj independent. Același grup de autori este însă de părere că o parte din depozitele de la partea inferioară a Oltenianului ar trebui să fie atribuite Sarmațianului superior (Chersonianului). O asemenea posibilitate nu este însă sprijinită de nici un fel de argumente de ordin biostratigrafic, deoarece atât elementele de macrofaună, cât și cele de microfaună, din partea inferioară a Oltenianului pledează în favoarea atașării depozitelor respective la Meoțian și nu la Chersonian. În plus unii taxoni cum sînt *Viviparus moldavicus* Wenz și *Psilunio subrecurvus* (Teisseyre) care pot să apară chiar din partea inferioară a Oltenianului, se regăsesc ulterior în întreaga suită a Meoțianului (atît în cel inferior, cât și în cel superior), lipsind însă în depozitele chersoniene.

Se poate afirma că în momentul de față atât Oltenianul, cât și Moldavianul, cele două subdiviziuni ale Meoțianului din Bazinul Dacic, sînt bine definite atât ca volum, cât și ca poziție stratigrafică.

Recent, Andreeșcu (1974) propune utilizarea denumirii de Bagerovian pentru Meoțianul inferior din Bazinul Dacic, propunere pe care însă nu o considerăm oportună. Cînd facem această afirmație avem în vedere nu faptul că Bagerovianul definit de Karlov (1937) are un volum mai mic decît cel utilizat de alți cercetători, ci faptul că și în prezent există divergențe de opinii privind limita inferioară a Meoțianului în Bazinul Ponto-Caspic. Pentru a ne referi numai la cîteva lucrări recente amintim că Ilină et al. (1976) menționează că în partea centrală a bazinului (este vorba de Bazinul Ponto-Caspic n.n.) Meoțianul trebuie să înceapă prin stratele cu *Dosinia* ale orizontului Bagerovian, care sînt înlocuite facial către vest prin depozite salmastre și dulcicole. Pentru aceeași arie de sedimentare Nosovskii et al. (1978) consideră că formațiunile recifale din Peninsula Kerçi pot fi înfîluite atât în Sarmațianul superior (Chersonian), cât și în Meoțian. Autorii sînt de părere că Meoțianul începe cu orizontul Kapkanian, deasupra căruia se dispune Bagerovianul. Lucrările sînt mai clare în Georgia, unde după Badzoshvili (1979)



depozitele meoțiene pot fi divizate în două subetaje (inferior și superior), în Meoțianul inferior fiind dominante formele marine, elementele dulci-cole și salmastre avînd un rol subordonat.

Pledînd pentru necesitatea folosirii denumirii de Bagerovian pentru Meoțianul inferior din România, Andreeșcu (1974, pag. 77) menționează că „în ceea ce privește poziția limitei superioare a Bagerovianului în România, aceasta va trebui căutată undeva în interiorul complexului cu faună dulcicolă-salmastră, adică în „Moldavianul” geologilor români, luînd în considerare, ca și geologii sovietici, primele nivele reprezentative cu *Congeria* ex gr. *panticapaea*, de peste stratele cu *Dosinia*.

Referitor la stratele cu *Congeria panticapaea* sînt necesare cîteva comentarii. În Bazinul Dacic, exemplare de *Congeria panticapaea*, uneori destul de numeroase, apar atît în Oltenia (Marinescu, Olteanu, 1975; Marinescu, 1978), cît și în Muntenia, încă din Meoțianul inferior, primele apariții fiind de obicei remarcate la nivelul stratelor cu *Dosinia*.

Cît privește așa zisele nivele reprezentative cu *Congeria panticapaea* acestea se plasează, în regiunea cutelor diapire externe din Muntenia, între complexul marnelor cu ostracode și nivelul cu *Dreissenomya uniooides* și *D. rumana* (=„stratele cu *Leptanodonta*”). Se impune însă precizarea că nivelele lumașelice cu *Congeria panticapaea*, care să fie într-adevăr reprezentative, se întîlnesc destul de rar în succesiunile Meoțianului superior, mult mai frecvent fiind cazul cînd exemplarele de *Congeria panticapaea* apar, fie în cuiburi, fie ca specimene izolate, în întreg Meoțianul superior. Din cele expuse se desprinde ideea că lumașelele cu *Congeria panticapaea* au o frecvență mult mai rară decît nivelele cu *Dreissenomya uniooides* sau cele cu *Congeria novorossica navicula*, care au apariții mult mai constante, fiind aproape pretutindeni întîlnite. Această situație nu pare să aibă un caracter local, propriu cutelor diapire externe din Muntenia, deoarece nici în bazinul văii Buzăului, nu a putut fi pusă în evidență existența unor nivele în care *Congeria panticapaea* să fie elementul constitutiv principal la anumite nivele (Pănă, 1966; Pănă, Rădulescu, 1970).

În trasarea limitei biostratigrafice dintre Meoțianul inferior și superior în Bazinul Dacic, elemente suplimentare importante au fost oferite de faunele de ostracode. Astfel Olteanu (1979) a pus în evidență faptul că în complexul marnelor cu ostracode, situat deasupra stratelor cu *Dosinia*, apare un număr considerabil de specii noi, Meoțianul superior reprezentînd un moment de puternică regenerare a faunelor de ostracode.

Din cele spuse se poate trage concluzia clară că, în Bazinul Dacic, limita biostratigrafică dintre Meoțianul inferior și cel superior nu poate fi în nici un caz căutată undeva în interiorul Moldavianului cercetătorilor români, ea plasîndu-se la baza complexului marnelor cu ostracode, deci între stratele cu *Dosinia* și marnele cu ostracode.

Comentarii destul de numeroase, dar cu un caracter artificial după opinia noastră, a provocat problema Moldavianului. Încă din 1950, Cîocârdele găsea impropriu denumirea de Moldavian pentru Meoțianul



superior, fiind avansată ulterior propunerea de a se renunța la utilizarea sa (Jeanrenaud, 1970), opinii cărora li s-a raliat și Andreescu (1973, 1974).

Principalul argument care se aduce este că depozitele pe care David (1922) le-a considerat drept moldaviene reprezintă o serie comprehensivă de depozite, începînd din Bessarabianul superior și pînă în Meoțian inclusiv. După cum se știe însă sînt cunoscute în literatura geologică exemple destul de numeroase, cînd în alte regiuni decît cele în care au fost inițial definite niște unități cronostratigrafice, au fost găsite profile mult mai reprezentative și mai complete ale intervalelor stratigrafice respective, uneori la distanțe considerabile de regiunea de referință, fără ca acest lucru să atragă după sine abandonarea sau schimbarea denumirii inițiale, ci doar completarea cu noile date suplimentare a caracterelor unităților cronostratigrafice inițial propuse. În judecarea acestor aspecte regula priorității are un rol esențial.

Referitor la problema Moldavianului se impun cîteva precizări:

— în momentul în care David a introdus denumirea de Moldavian el s-a referit la depozite pe care le considera ca aparținînd Meoțianului superior, deci el nu a avut altă intenție decît de a desemna sub acest nume numai Meoțianul superior și nimic altceva;

— preluînd de la David nu numai denumirea de Moldavian ci și intenția de a desemna sub acest nume Meoțianul superior, Krejci-Graf și Wenz (1926 a, 1926 b, 1931) aplică în mod foarte corect acest nume depozitelor meoțian-superioare din Subcarpați, precizînd pentru Moldavian limitele, volumul stratigrafic și elementele faunistice reprezentative;

— toți cercetătorii români care au utilizat denumirea de Moldavian au folosit-o întotdeauna numai în sensul de Moldavian=Meoțian superior, indiferent de faciesul, grosimea și particularitățile faunistice ale depozitelor respective.

În prezent se consideră că în Moldova (sectorul dintre Siret și Prut) Meoțianul este constituit din două orizonturi (Jeanrenaud, 1971): un orizont inferior sau orizontul cineritelor de Nuțasca-Ruseni; un orizont superior reprezentat printr-un pachet de nisipuri, nisipuri argiloase și argile, cu intercalații subordonate de gresii în plăci. Utilizînd datele diversilor autori, Jeanrenaud (1971) indică existența la acest nivel a unei faune cu *Congeria panticapaea* Andrusov, *Unio moldavicus* Ștefănescu, *Helix mrazeci* Sevastos, *Cepaea krejci* Wenz, *Theodoxus (Calvertia) stefanescui* Fontannes, forme care se regăsesc și în Meoțianul superior din Subcarpați. Limita dintre orizontul superior al Meoțianului și Pontian este plasată (Jeanrenaud, 1971) la baza unor nisipuri cu *Prosodacna* (probabil pseudoprosodacne n.n.); care apar în localitatea Corbița, la altitudinea de 140 m.

Deși depozitele Meoțianului superior sînt prezente și în Moldova, este evident că nu aici se găsesc cele mai reprezentative profile pentru Meoțianul superior, ci în regiunea subcarpatică.



Numeroase profile descrise în Subcarpații Munteniei intrunesc condițiile de profile de referință, în vederea stabilirii unui stratotip. Pentru a enumera numai câteva le amintim pe cele descrise de Nicolescu (1964) pe valea Vizuinei, la nord de linia Cislău-Salcia-Apostolache, de Pănă (1966) pe valea Scoarței (afluent de stînga al văii Buzăului, la vest de halta Viperești), de Andreescu (1972) pe valea Rîmnicul Sărat, precum și profilul de pe Valea lui Cernat, din marginea estică a satului Călugăreni (Motaș, Păpăianopol, 1972).

Un profil foarte reprezentativ pentru Meoțianul superior, căruia din nefericire îi lipsește baza, se găsește în Depresiunea Getică, pe valea Prigoria (județul Gorj) (Marinescu, 1969).

În dorința de a elimina confuziile care ar putea să apară printre unii cercetători străini, Andreescu (1973, 1974) propune utilizarea denumirii de Tmutarakanian pentru Meoțianul superior din România, sugestie cu care nu putem fi de acord. Neavînd suficiente argumente de ordin biostratigrafic pentru a preciza poziția limitei superioare a Bagerovianului în Bazinul Dacic, autorul nu poate implicit să indice nivelul la care s-ar situa limita inferioară a așa numitului Tmutarakanian în Bazinul Dacic. După opinia noastră confuziile în rîndurile unor cercetători străini ar putea să apară nu datorită utilizării denumirii de Moldavian pentru Meoțianul superior din Bazinul Dacic, deci în sens de unitate cronostratigrafică, ci datorită modului în care Andreescu (1974) a conceput tabelul de corelare pe care îl prezintă.

În acest tabel deasupra Panticapeanului (unitate cronostratigrafică conturată pe bază de moluște salmastre) găsim plasate un Moldavian și un Haprovian, considerate probabil ca subetaje ale Akciagiianului. În realitate specialiștii în faune de mamifere vorbesc de un complex de mamifere moldav și de un complex de Haprovo, utilizînd aceste noțiuni nu în sens de unități cronostratigrafice, ci desemnînd sub aceste noțiuni niște faune de mamifere pliocene din U.R.S.S. Este bine știut că unitățile cronostratigrafice conturate pe bază de mamifere situate la partea superioară a Neogenului și care includ și faunele de mamifere amintite sînt Ruscianul și Villanyianul.

Pentru a da un singur exemplu amintim că recent Gabunia (1979, pag. 417) vorbește despre „Moldavian mammalian complex”, ceea ce este cu totul altceva decît utilizarea noțiunii de Moldavian în sens de unitate cronostratigrafică.

Din cele expuse în acest capitol putem desprinde următoarele concluzii:

— particularitățile Meoțianului din Bazinul Dacic, reflectare directă a condițiilor în care acesta s-a depus, impun ca fiind cea mai utilă și mai rațională divizarea acestuia în două părți: una inferioară (Oltenianul) și una superioară (Moldavianul);

— elementele comune existente între orizontul dulcicol-salmastru din partea inferioară a Oltenianului și complexul stratelor cu *Dosinia* atrag necesitatea ca acestea să fie incluse împreună în același interval stratigrafic;



— limita biostratigrafică dintre Meoțianul inferior (Oltenian) și cel superior (Moldavian) se plasează la partea inferioară a marnelor cu ostracode, deci deasupra stratelor cu *Dosinia*. Complexul marnelor cu ostracode este bine conturat nu numai în Depresiunea Valahă, ci și în Depresiunea Getică;

— prioritatea utilizării denumirii de Moldavian, în sens de unitate cronostratigrafică, aparține lui David (1922), ceea ce impune necesitatea ca numai în acest sens să fie folosită, adică Moldavian=Meoțian superior.

BIBLIOGRAFIE

- Alizade K. A. (1959) Treticinie otlojenia Azerbaidjana. *Trudi. sov. po razr. unif. stratigr. skal' tret. otl. Krimsko-Kavkazskoi oblasti. Izd. Akad. Nauk Azer. S.S.R.*, p. 64—84, Baku.
- Andreescu I. (1972) Faciostratotipul Malvensianului din zona de curbură a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), p. 157—176, 2 pl., București.
- (1973) Critical observations on the Meotian. *Rev. roum. géol. géoph. géogr. (Géologie)*, 17, 2, p. 197—216, București.
- (1974) Observații asupra delimitării, subdivizării și poziției stratigrafice a Meoțianului. *D. S. Inst. Geol.*, LX/4 (1972—1973), p. 59—87, 1 pl., București.
- Andrusov N. I. (1890) Kerçenskii isvestniak i ego fauna. *Izbranie trudi*, 1 (1961), p. 31—112, 4 pl., Moskva.
- (1894) Predvaritelnii otciot o gheologhiceskoi poezdke v Rumîni, letom 1893. *Izbranie trudi*, II (1963), p. 12—25, Moskva.
- (1906) Iujnorusskie neoghenovie otlojenia. Meoticeskii iarus. *Izbranie trudi*, I (1961), p. 283—361, 3 pl., Moskva.
- (1923) Apşeronskii iarus. *Izbranie trudi*, II (1963), p. 333—568, 11 pl., Moskva.
- Archambault-Guezou, Ilina L. B., Keller J. P., Montenat C. (1979) Affinités euxiniques des mollusques messiniens d'Elche (Alicante, Espagne) et implications paléogéographiques. *Ann. Géol. Pays Hellén., Hors série*, I, VII th Intern. Congr. on Medit. Neogene, p. 27—36, 2 pl., Athens.
- Atanasiu I. (1940) Contributions à l'étude de la géologie des Pays moldaves. *An. Inst. Géol. Roum.*, XX, p. 147—173, București.
- Saulea Emilia (1948) Contributions à la connaissance de la faune de l'étage Méotien. *Rotalia beccari L. Notationes biologicae*, VI, 1—2, p. 166—177, București.
- Athanasiu S. (1906) Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen. *Vol. omag. P. Poni*, 16 p., Iași.
- Badzoşvili Tiala (1968) Morskîe molliuski Meotisa zapadnoi Gruzii i ih znacenie dlia stratigrafii. Avtoreferat, p. 1—28, Tbilisi.
- (1975) O proishojdenie morskoi molliskovoi faunî Meotisa. *Obşcie voprosi evolutionnoi paleobioghii*, VIII, „Mejniereba”, p. 59—88, Tbilisi.
- (1979) Molliski Meotisa zapadnoi Gruzii. *Akad. Nauk Gruz. S.S.R.*, „Mejniereba”, 144 p., 20 pl., Tbilisi.



- Cobălcescu Gr. (1885) Über die geologische Beschaffenheit des Gebirges im Westwn und Norden von Buzău. *Verh. d.k.k. geol., R.A.*, p. 273, Wien.
- Ciocârdel R. (1950) Le Néogène de la partie meridionale du département de Putna. *An. Com. Geol.*, XXIII, p. 5–119, București.
- David M. (1922) Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX (1915–1920), p. 69–208; 216–219., București.
- Davitașvili L. S., Merklin R. L. (red. 1966) Spravocinik po ekologhii morskikh dvustvorok. *Akad. Nauk Gruz. S.S.R., Izd. „Nauka”*. 349 p., Moskva.
- Merklin R. L. (red. 1968) Spravocinik po ekologhii morskikh briuhonoghiih. *Akad. Nauk Gruz. S.S.R., Izd. „Nauka”*, 169 p., Moskva.
- Gabunia L. K. (1979) Biostratigraphic correlations between the neogene land mamal faunes of the east and central Paratethys. *Ann. Géol. Pays Hellén., Hors série, I, VII th Intern. Congr. on Medit. Neogene*, p. 413–423, Athens.
- Gillet Suzette (1961) Essai de paleogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe Orientale. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 4, 4, p. 218–250, Paris.
- Ilină L. B. (1972) Sistematiceskii sostav i proishojdenie rannemeoticeskikh gastropod. *Biul. mosk. ob-va. isp. prirodi, Otd. gheologhiceskii*, 3, p. 47–52, 1 pl., Moskva.
- Neveskaia L. A., Paramonova N. P. (1976) Zaconomiernosti razvitii molluskov v opresnennih basseinah Neoghena Evrazii. *Trudi Paleont. Inst. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 115, 287 p., 28 pl., Moskva.
- Neveskaia L. A. (1979) On possible connections of the Maeotian basin with the adjacent seas and on correlations of the miocene deposits of eastern Paratethys and Tethys. *Ann. Géol. Pays Hellén., Hors série, II, VII th Intern. Congr. on Medit. Neogene*, p. 553–558, Athens.
- Ionescu Argetoiaia I. P. (1916) Etajul Meotic in general și în special în Oltenia. *D. S. Inst. Geol.*, V (1913–1914), p. 103–113; București.
- Jeanrenaud P. (1970) Precizări privind „Moldavianul” ca subdiviziune a Meoțianului extracarpatic. *Muz. St. Nat. P. Neamț, St. cerc. geol. geogr. biol.*, Piatra Neamț.
- (1971) Harta geologică a Moldovei Centrale dintre Siret și Prut. *Anal. științ. Univ. „Al. I. Cuza”, secț. II, Geologie*, XVII, p. 65–78, Iași.
- Jghenti E. M. (1968) K voprosu ob izmencivosti sarmatskikh mitilid. *Obščie voprosti evolujtonnoi paleobiologhii, „Mejnereba”*, p. 5–18, Tbilisi.
- Jipa D. (1975) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Karlov N. N. (1937) O vozraste i usloviah obrazovania membraniporovih rifov Kercenskogo poluostrova. *Izv. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 6, p. 1003–1035, Moskva.
- Kojumdgieva E. (1979) Les communautés de mollusques du Méotien de la partie meridionale du Bassin Dacique et leur importance stratigraphique. *Ann. Géol. Pays Hellén., Hors série, II, VII th Intern. Congr. on Medit. Neogene*, p. 613–620, Athens.
- Krejci-Graf K., Wenz W. (1926a) Jungtertiäre Landschnecken aus Südrumänien. *N. Jahrb. Min. Geol. Beil.*, 15, Abt. B, p. 53–65, Berlin.
- Wenz W. (1926 b) Jungtertiäre Landschnecken aus dem Mäot von Năeni-Perșunari (jud. Buzău) und dem Levantin von Perșunari (jud. Buzău). *Centralblatt f. Min.*, 15, Abt. B, p. 551–557, Stuttgart.
- Wenz W. (1931) Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und pliozäns der Muntenia (Rumänien). *Zeitschrift der deutschen Geol. Gessel.*, 83, 2–3, p. 65–163, Berlin.



- M a c a r o v i c i N., M o t a ș I. C., C o n t e s c u L. (1967) Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure des Carpates Orientales. *Anal Univ. „Al. I. Cuza”, secț. II, b, Geologie-Geografie XIII*, p. 47–60, Iași.
- M a r i n e s c u F. (1969) Precizări stratigrafice privind Sarmatianul și Meotianul din nordul Olteniei. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/3 (1967), p. 153–161, București.
- (1975) Eléments récents pour une hypothèse plus ancienne concernant la corrélation Mésinien/Pontien. VI-th Congr. Reg. Com. an Médit. Neog. Stratigraphy, p. 357–362, Bratislava.
 - O l t e a n u R. (1975) Considerations sur les associations des mollusques et d'ostracodes du Méotien de la partie occidentale du Bassin Dacique. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/4 (1973–1974), p. 113–127, București.
 - (1978) Stratigrafia Neogenului superior din sectorul vestic al Bazinului Dacic. Ed. Acad. R.S.R., 155 p., 5 pl., București.
- M o t a ș I. C. (1956) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- M a r i n e s c u F. (1971) L'évolution et les subdivisions du Sarmatien dans le Bassin Dacique. *Föld. Köz. (Bull. de la Soc. Géol. de Hongrie)*, 101, 2–3, p. 240–243, Budapest.
 - P a p a i a n o p o l I. (1972) Biostratigrafia succesiunii Meotian-Pleistocen dintre Călu-găreni și Vadu Săpat (judetul Prahova). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), p. 221–244, București.
 - M a r i n e s c u F., P o p e s c u G. h. (1976) Essai sur le néogène de Roumanie. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 127–147, București.
 - P a p a i a n o p o l I. (1977) Les associations de mollusques index dans le Néogène supérieur du Bassin Dacique. *Rev. roum. géol. géoph. géogr. (Géologie)*, 21, p. 79–92, București.
- N e v e s k a i a L. A. (1969) Ob obime i stratigraficeskom podrazdelenie Meoticeskogo iarus. *Stratigrafia Neoghenă Moldaviei i iuga Ukraini*, p. 13–25, Chișinău.
- I l i n a L. B. (1969) On the scope and position of the Maeotic stage and on the Miocene/Pliocene boundary in the Ponto-Caspian Basin. *Com. Médit. Neog. Stratigraphy, Proc. IV, Giornale di Geologia* (2), XXXV, IV, p. 27–39, Bologna.
 - (1971) K klassifikácii drevnih zamknutih i poluzamknutih vodoemov na osnovanii haractera ih faun. *Trud. Paleont. Inst. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 130, p. 258–278, Moskva.
- N i c o l e s c u S. t. M. (1964) Studiul Miocenului și Pliocenului din regiunea Cislău-Salcia-Lapoș. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 237–289, București.
- N o s o v s k i M. F., B a r g I. M., K o n e n k o v a I. D. (1978) Stratigrafia mioțenovih otlojenii Kercenskogo poluostrova. *Strat. Kainozoiia sev. Pricernomoria i Krîma. Sb. nauci. trud.*, Vip. 2 (1976), p. 10–21, Dnepropetrovsk.
- O l t e a n u R. (1979) Signification biostratigraphique des ostracodes méotiens et pontiens du Bassin Dacique. *Rev. roum. géol. géoph. géogr. (Géologie)*, 23, 1, p. 77–87, București.
- P a n ă I o a n a (1963) Contribuții la studiul paleoecologic al faunei meoțiene și ponțiene (regiunea Buzău). *Stud. cerc. geol.* VIII, 1, p. 35–44, București.
- (1966) Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău și valea Bălăneasa. *St. tehn. econ.*, J. 1, 136 p., 14 pl., București.
 - R ă d u l e s c u I. (1970) Stratigrafia regiunii Pîrscov-Plopeasa. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr. (Géologie)*, 15, 1, p. 175–191, București.



- Papaiianopol I., Moltaş I. C. (1978) Marqueurs biostratigraphiques pour les dépôts post-chersoniens du Bassin Dacique. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/4 (1976-1977), p. 283-294, Bucureşti.
- (1981) L'étude des pontalmyres du Bassin Dacique. *Mém. Inst. géol. géoph.*, XXX, Bucureşti.
- Pre da D. M. (1925) Geologia şi tectonica părţii de răsărit a judeţului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, X (1921-1924), p. 1-62, Bucureşti.
- Protescu O. (1929) Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Carpaţilor răsăriteni. *St. tehn. econ.*, III, 6, 72 p. Bucureşti.
- Roşka V. N. (1973) Molliski Meotisa severo-Zapadnogo Pricernomia. Izd. „Ştiinţa”, 284 p., 40 pl., Chişinău.
- Semenenko V. N., Liuliéva L. A. (1978) Opit priamoi korreliaţii Mio-Pliocena vostočinogo Paratetisa i Tetisa. *Strat. Kainozoiá sev. Pricernomia i Kríma, Vip. 2*, p. 95-105, Dnepropetrovsk.
- (1979) Correlation of Mio-Pliocene of the eastern Paratethys and Tethys. *Ann. Géol. Pays Hellén., Hors série*, III, VII th Intern. Congr. on Médit. Neogene, p. 1101-1111, Athens.
- Teisseyre W. (1908) Über die Meotische, Pontische und Dazische Stufe in den Subkarpaten der östlichen Munténia. *An. Inst. Geol. Rom.*, II p. 331-372 in rom., 1909, Bucureşti.

SUR LES COUCHES À DOSINIA DE LA ZONE DES PLIS DIAPIRS EXTERNES DE MUNTÉNIE (SECTEUR SITUÉ ENTRE LES VALLÉES CRICOVUL SĂRAT ET NIŞCOVUL)

(Résumé)

La région à laquelle l'on fait référence c'est la première en Roumanie dans laquelle a été mise en évidence l'existence de quelques dépôts corrélables avec ceux définis ultérieurement comme méotiens dans le Bassin Euxinique.

Notre intention est de présenter les coupes les plus représentatives dans lesquelles on peut poursuivre la succession des couches à *Dosinia* dans la région examinée, c'est à -dire de l'épisode avec une salinité plus grande qui se trouve constamment à la partie supérieure du Méotien inférieur (Olténien) de Munténie.

Etant donné l'ensemble d'éléments connus jusqu'à présent sur le Méotien du Bassin Dacique, nous considérons comme la plus utile et indiquée sa subdivision en deux parties :

— l'une inférieure (Olténien), comportant un niveau inférieur à salinité réduite, avec ou sans la présence de quelques éléments de la faune des couches à *Dosinia*, caractérisée par des espèces de *Congeria*, *Dreissenomya*, *Teisseyrcomya*, *Psilunio*, *Viviparus*, *Helix*, *Theodoxus*, *Hydrobia*, *Turricaspia*, *Pseudamnicola*, suivie du complexe des couches à *Dosinia*;

— l'autre supérieure (Moldavien), dans laquelle on distingue le complexe des marnes à Ostracodes, les couches à *Congeria panticaepaea*, les couches à *Dreissenomya unionides* et *D. rumana* (= „couches à *Leptanodonta*”) et les couches à *Congeria novorossica*.

Dans la région investiguée le niveau des couches à *Dosinia* constitue une séquence très bien contournée à la partie supérieure du Méotien inférieur (Olténien). Le plus souvent, les cou-



ches à *Dosinia* débutent par un niveau gréseux ou sablonneux à *Dosinia*, mais ce n'est pas la règle. Sur certaines coupes, les couches à *Dosinia* débutent soit par des sables avec l'apparition presque exclusive d'*Ervilia*, soit par des sables à dominance de *Mytilaster*.

Quant au mode de développement des couches à *Dosinia* entre les vallées du Cricovul Sărat et de Niscov, on peut distinguer deux aspects :

- elles peuvent se développer, sans égard au lithofaciès, sous une forme unitaire, dans le sens qu'elles soient représentées par un paquet de dépôts avec une faune assez uniforme, constituée principalement de *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella* (Valea lui Cernat sous faciès prépondéramment pélitique, Valea Huipelor sous faciès psammitique).

- ayant la forme d'une alternance dans laquelle les niveaux contenant surtout *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster* et *Pirenella* s'intercalent avec les niveaux à faune dulçaquicole-saumâtre (à *Psilunio*, *Teisseyreomya*, *Congeria*, *Theodoxus*).

Le rapport entre le lithofaciès et le contenu paléontologique des couches à *Dosinia* se manifeste surtout par la fréquence de certaines formes. *Dosinia* et *Pirenella* sont très fréquentes dans les sables, les sables gréseux et les grès, tandis que *Mytilaster* et *Abra* sont plus nombreuses dans les marnes sablonneuses.

Les représentants de la faune des couches à *Dosinia* de l'aire investiguée sont *Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella* et *Rissoa*. Tous ces éléments sont des formes marines eurihalines qui présentent des oscillations, quelquefois très accentuées, de la salinité.

En comparant les éléments marins eurihalins existants au niveau des couches à *Dosinia* du Bassin Dacique avec la faune marine du Méotien inférieur du Bassin Euxinique, on remarque dans le Bassin Dacique des formes telles que *Alvania*, *Polinices*, *Gibberula*, *Tornus* etc., considérées par Ilina (1972) relativement sténohalines.

En ce qui concerne l'origine des formes marines eurihalines existantes dans les couches à *Dosinia* (*Dosinia*, *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella*, *Rissoa*), nombre d'auteurs soutiennent qu'entre les espèces méotiennes de *Abra*, *Ervilia*, *Mytilaster*, *Pirenella* et celles du Sarmatien il n'y a pas de rapports de filiation directe, et qu'on doit chercher les ancêtres des formes méotiennes parmi les espèces du Miocène de la Téthys, qui ont vécu dans un bassin à salinité normale.

L'analyse des situations existant dans les bassins Dacique et Euxinique au cours du Méotien met clairement en évidence le fait que les deux bassins ont eu une évolution différente dans le Méotien inférieur et une évolution pareille dans celui supérieur.

Dans l'acception que le Méotien inférieur du Bassin Euxinique débute par le Bagérovien, donc en même temps que l'apparition de la faune marine, on peut saisir l'évolution de ce bassin (Nevskia, 1971) dans la direction de la modification de son type, depuis un bassin de type demi-marin dans le Méotien inférieur jusqu'au type de bassin saumâtre dans celui supérieur.

Tout à fait différente est la situation dans le Bassin Dacique au niveau du Méotien inférieur. Tandis que dans le Bassin Euxinique se déposaient les couches à faune marine, dans le Bassin Dacique s'accumulaient des dépôts à *Congeria*, *Dreissenomya*, *Teisseyreomya*, *Psilunio*, moment auquel y ont pénétré quand même quelques éléments de faune marine, des plus eurihalins (*Abra*, *Ervilia*, *Rissoa*), les formes marines étant toutefois nettement subordonnées à celles saumâtres. Donc, tandis que dans le Bassin Euxinique le Méotien a débuté par un bassin de type demi-marin, dans le Bassin Dacique le Méotien commençait par un bassin saumâtre, les conditions de bassin demi-marin étant accomplies à la partie supérieure du Méotien inférieur (Olténien) lorsque, à la fois que l'augmentation de la salinité, étaient facilitées la pénétration



en masse et le large dispersion des formes marines éurihalines. Au Méotien supérieur, autant le Bassin Euxinique ainsi que celui Dacique sont des bassins de type saumâtre.

Quant à la salinité des eaux pendant le dépôt des couches à *Dosinia*, la disposition des faunes à la verticale dénote l'existence d'une salinité fluctuante, et l'on peut saisir sur l'une et la même coupe des moments d'augmentation et de diminution de la salinité. On suppose que la déposition des lumachelles à *Dosinia* coïncide avec les moments de salinité maximum des eaux de ce secteur, que nous estimons variant entre 14–16⁰/₁₀₀. Le début des couches à *Dosinia* par des niveaux abondants en *Mytilaster*, avec la présence ou l'absence des exemplaires de *Dosinia*, semble indiquer l'existence d'une salinité entre 12–14⁰. Il y a des cas, semble-t-il, de salinité diminuée sous 12⁰/₁₀₀. C'est le cas des intercalations à *Psilunio*, *Teisseyromya*, *Congerina* et *Pirenella*, qui se sont déposées probablement dans les conditions d'une salinité comprise entre 10 et 12⁰/₁₀₀, probablement même moins que 10⁰/₁₀₀ (?).

La pénétration, dans le Bassin Dacique, des éléments eurihalins plus nombreux a été donc entravée pas seulement par la salinité un peu plus réduite des eaux du Bassin Dacique, mais également par le caractère oscillant de la salinité, facteurs avec une action probablement conjuguée.

Le caractère inconstant et fluctuant de la salinité au niveau des couches à *Dosinia* de la zone examinée est très bien concrétisé dans les suivantes situations révélées par la succession des faunes :

— l'existence d'une salinité à caractère oscillant (le cas le plus fréquent), lorsque des épisodes à salinité plus grande, temps auquel se sont déposées les couches à *Dosinia*, alternent avec des épisodes à salinité réduite, quand s'accumulent les lumachelles à *Mytilaster* ou celles à *Abra* ou même à intervalles dénotant une diminution plus accusée de la salinité (par exemple sur le ruisseau Sărățica), quand se déposent des couches à *Congerina*, *Psilunio*, *Teisseyromya*, *Pirenella* ;

— la tendance d'augmentation de la salinité à la partie inférieure des couches à *Dosinia* vers celle supérieure, tel le cas de la coupe du village-Călugăreni, où en base apparaît un niveau abondant en *Mytilaster*, suivi par des sables à *Abra*, *Mytilaster*, *Dosinia*, *Pirenella*, s'achevant par des lumachelles à *Dosinia* ;

— la tendance de diminution de la salinité à la partie inférieure vers la partie supérieure des couches à *Dosinia* (exemple sur la vallée de la Tisa, où — en base — on trouve une intercalation à nombreux exemplaires de *Dosinia* et rares spécimens de *Rissoa*, suivie par des sables à *Dosinia* et *Ervilia*, à la partie supérieure existant un niveau à *Dosinia*, *Ervilia*, *Congerina* et *Pirenella*) ;

— enfin, une dernière situation prouvant que le régime de salinité semble avoir eu un caractère plus ou moins constant, avec des oscillations assez réduites (le cas de la coupe sur la vallée de Valca Huipelor), la faune ayant un caractère unitaire tant comme fréquence, ainsi que du point de vue de la distribution à la verticale.

Ces oscillations de la salinité des eaux au cours de la déposition des couches à *Dosinia* étaient provoquées, selon toutes probabilités par certains facteurs à caractère local, principalement par la quantité de l'apport en eau douce du continent.

En abordant quelques aspects concernant les subdivisions du Méotien on montre qu'à présent autant l'Olténien ainsi que le Moldavien — les deux subdivisions du Méotien du Bassin Dacique — sont bien définis du point de vue du volume ainsi que de la position stratigraphique.



Le chapitre portant sur quelques problèmes de subdivision et nomenclature du Méotien du Bassin Dacique finit par les conclusions suivantes :

— les particularités du Méotien du Bassin Dacique, la réflexion directe des conditions de sa déposition, imposent — comme la plus utile et indiquée — la division de celui-ci en deux parties : l'une inférieure (Olténien) et l'autre supérieure (Moldavien) ;

— les éléments communs existant entre l'horizon dulçaquicole-saumâtre de la partie inférieure de l'Olténien et le complexe des couches à *Dosinia* soulignent la nécessité de les inclure ensemble dans le même intervalle stratigraphique ;

— la limite biostratigraphique entre le Méotien inférieur (Olténien) et celui supérieur (Moldavien) se place à la partie inférieure des marnes à Ostracodes, donc au-dessus des couches à *Dosinia*. Le complexe des marnes à Ostracodes est bien contourné pas seulement dans la Dépression Valaque, mais aussi dans la Dépression Gétique ;

— la priorité de l'utilisation de la dénomination de Moldavien dans le sens d'unité chronostratigraphique appartient à David (1922), ce qui impose la nécessité de l'employer seulement dans ce sens-là, c'est-à-dire Moldavien = Méotien supérieur.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Colonnes stratigraphiques des couches à *Dosinia* dans la zone des plis diapirs externes entre les vallées du Cricovul Sărat et du Nișcov.

1, calcaires gréseux ; 2, grès ; 3, sables gréseux ; 4, sables ; 5, sables argileux ; 6, marnes sableuses ; 7, marnes argileuses.

Planche II

Fig. 1—5. — *Dosinia maeotica* Andrusov (fig. 1, 1a, 2, 2a, 3, 3a, 4, 4a — $\times 2$; fig. 1b, 1c, 2b, 2c — $\times 1$; fig. 5 $\times 1,5$), leg. I. P a p a i a n o p o l ; fig. 1, 2, pîrul Sărățica, satul Singeru, județul Prahova ; fig. 3,4, satul Călugăreni, județul Prahova ; fig. 5, Valea Huipelor, satul Nenciuleşti, județul Buzău, Meoțian inferior (Oltenian).

Dosinia maeotica Andrusov (fig. 1, 1a, 2, 2a, 3, 3a, 4, 4a — $\times 2$; fig. 1b, 1c, 2b, 2c — $\times 1$; fig. 5 — $\times 1,5$), leg. I. P a p a i a n o p o l ; fig. 1, 2 ruisseau Sărățica, village Singeru, district Prahova ; fig. 3,4 village Călugăreni, district Prahova ; fig. 5, Valea Huipelor, village Nenciuleşti, district Buzău, Méotien inférieur (Olténien).

Planche III

Fig. 1—3. — *Dosinia maeotica* Andrusov (fig. 1,2 — $\times 1,5$; fig. 3 — $\times 1$), leg. I. P a p a i a n o p o l ; fig. 1, 2, Pîrul Sărat, satul Singeru, județul Prahova ; fig. 3, valea Trăistarului, satul Mîrlogea, județul Prahova, Meoțian inferior (Oltenian). *Dosinia maeotica* Andrusov (fig. 1, 2 — $\times 1,5$; fig. 3 — $\times 1$), leg. I. P a p a i a n o p o l ; fig. 1,2 Pîrul Sărat, village Singeru, district Prahova ; fig. 3, vallée du Trăistaru, village Mîrlogea, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien).



Fig. 4–8. — *Abra tellinoides* (Sinzow) ($\times 3$), leg. I. Papaianopol; fig. 4, 5, 6, pîrul Sărăţica, satul Singeru, judeţul Prahova; fig. 7, Pîrul Sărat, satul Singeru, judeţul Prahova; fig. 8, Valea Huipelor, satul Nenciuleşti, judeţul Buzău, Meoţian inferior (Oltenian).

Abra tellinoides (Sinzow) ($\times 3$), leg. I. Papaianopol; fig. 4, 5, 6, ruisseau Sărăţica, village Singeru, district Prahova; fig. 7, Pîrul Sărat, village Singeru, district Prahova; fig. 8, Valea Huipelor, village Nenciuleşti, district Buzău, Méotien inférieur (Olténien).

Planche IV

Fig. 1. — *Ervilia pusilla minuta* Sinzow şi *Congerina panticapaea panticapaea* Andrusov, 1a ($\times 4$), leg. I. Papaianopol, valea Tisa, satul Tisa, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian).

Ervilia pusilla minuta Sinzow et *Congerina panticapaea panticapaea* Andrusov, 1a ($\times 4$), leg. I. Papaianopol, vallée de la Tisa, village Tisa, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien).

Fig. 2–6. — *Ervilia pusilla minuta* Sinzow ($\times 5$), leg. I. Papaianopol, Valea Tare, satul Singeru, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian).

Ervilia pusilla minuta Sinzow ($\times 5$), leg. I. Papaianopol, Valea Tare, village Singeru, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien).

Fig. 7–9. — *Mytilaster incrassatus minor* (Andrusov) ($\times 3$), leg. I. Papaianopol, fig. 1, pîrul Sărăţica, satul Singeru, judeţul Prahova; fig. 8, satul Călugăreni, judeţul Prahova; fig. 9, valea Tohăneasa, satul Tohani, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian).

Mytilaster incrassatus minor (Andrusov) ($\times 3$), leg. I. Papaianopol, fig. 1, ruisseau Sărăţica, village Singeru, district Prahova; fig. 8, village Călugăreni, district Prahova; fig. 9, vallée Tohăneasa, village Tohani, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien).

Planche V

Fig. 1–2. — *Teisseyreomya subatava* (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. Papaianopol; fig. 1, valea Scheii, satul Valea Scheilor, judeţul Prahova; fig. 2, valea Tohăneasa, satul Tohani, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian); exemplarele provin din depozite situate sub complexul stratelor cu *Dosinia*.

Teisseyreomya subatava (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. Papaianopol; fig. 1, vallée de Scheii, village Valea Scheilor, district Prahova; fig. 2, vallée de Tohăneasa, village Tohani, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien); les exemplaires proviennent des dépôts situés sous le complexe des couches à *Dosinia*.

Fig. 3. — *Teisseyreomya subatava* (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. Papaianopol, pîrul Sărăţica, satul Singeru, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian); exemplarul provine din complexul stratelor cu *Dosinia*.

Teisseyreomya subatava (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. Papaianopol, ruisseau Sărăţica, village Singeru, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien); l'exemplaire provient du complexe des couches à *Dosinia*.



Fig. 4. — *Psilunio subrecurvus* (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. P a p a i a n o p o l, pîrîul Sărăţica, satul Singeru, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian); exemplarul provine din complexul stratelor cu *Dosinia*.

Psilunio subrecurvus (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. P a p a i a n o p o l, ruisseau Sărăţica, village Singeru, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien); l'exemplaire provient du complexe des couches à *Dosinia*.

Planche VI

Fig. 1. — *Psilunio subrecurvus* (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. P a p a i a n o p o l, valea Scheii, satul Valea Scheilor, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian); exemplarul provine din depozite situate sub complexul stratelor cu *Dosinia*.

Psilunio subrecurvus (Teisseyre) ($\times 1$), leg. I. P a p a i a n o p o l, vallée de Scheii, village Valea Scheilor, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien); l'exemplaire provient des dépôts situés sous le complexe des couches à *Dosinia*.

Fig. 2-4. — *Congerina panticapaea panticapaea* Andrusov (fig. 2, 3 — $\times 3$; fig. 4 — $\times 2$), leg. I. P a p a i a n o p o l; fig. 2, 3, pîrîul Sărăţica, satul Singeru, judeţul Prahova; fig. 4, valea Tisa, satul Tisa, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian); exemplarele provin din complexul stratelor cu *Dosinia*.

Congerina panticapaea panticapaea Andrusov (fig. 2, 3 — $\times 3$; fig. 4 — $\times 2$), leg. I. P a p a i a n o p o l; fig. 2, 3, ruisseau Sărăţica, village Singeru, district Prahova; fig. 4, vallée de la Tisa, village Tisa, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien); les exemplaires proviennent du complexe des couches à *Dosinia*.

Fig. 5-9. — *Congerina panticapaea panticapaea* Andrusov (fig. 5, 6 — $\times 3$; fig. 7, 8, 9 — $\times 2$), leg. I. P a p a i a n o p o l; fig. 5, 6, Valea lui Cernat, satul Călugăreni, judeţul Prahova; fig. 7, 8, valea Trăistarului, satul Mîrlogea, judeţul Prahova; fig. 9, valea Vacii, satul Singeru, judeţul Prahova, Meoţian superior (Moldavian).

Congerina panticapaea panticapaea Andrusov (fig. 5, 6 — $\times 3$; fig. 7, 8, 9 — $\times 2$), leg. I. P a p a i a n o p o l; fig. 5, 6, Valea lui Cernat, village Călugăreni, district Prahova; fig. 7, 8, vallée du Trăistarul, village Mîrlogea, district Prahova; fig. 9, vallée Vacii, village Singeru, district Prahova, Méotien supérieur (Moldavien).

Planche VII

Fig. 1-2. — *Congerina panticapaea panticapaea* Andrusov ($\times 3$), leg. I. P a p a i a n o p o l, Valea lui Cernat, satul Călugăreni, judeţul Prahova, Meoţian superior (Moldavian).

Congerina panticapaea panticapaea Andrusov ($\times 3$), leg. I. P a p a i a n o p o l, Valea lui Cernat, village Călugăreni, district Prahova, Méotien supérieur (Moldavien).

Fig. 3-4. — *Congerina novorossica navicula* Andrusov ($\times 2$), leg. I. P a p a i a n o p o l, dealul Camba, satul Tătaru, judeţul Prahova, Meoţian superior (Moldavian).

Congerina novorossica navicula Andrusov ($\times 2$), leg. I. P a p a i a n o p o l, coline Camba, village Tătaru, district Prahova, Méotien supérieur (Moldavien).

Fig. 5-6. — *Theodoxus crenulatus semiplicatus* (N e u m a y r) (fig. 5 — $\times 3$); fig. 6 — $\times 2$). (leg. I. P a p a i a n o p o l), pîrîul Sărăţica, satul Singeru, judeţul Prahova, Meoţian inferior (Oltenian); exemplarele provin din complexul stratelor cu *Dosinia*.



Theodoxus crenulatus semiplicatus (Neumayr) (fig. 5 — $\times 3$; fig. 6 — $\times 2$) (leg. I. Papaianopol), ruisseau Sărățica, village Singeru, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien); les exemplaires proviennent du complexe des couches à *Dosinia*.

Fig. 7. — *Theodoxus crenulatus semiplicatus* Neumayr ($\times 2$) (leg. I. Papaianopol), valea Scheii, satul Valea Scheilor, județul Prahova, Meoțian inferior (Oltenian); exemplarul provine din depozite situate sub complexul stratelor cu *Dosinia*.

Theodoxus crenulatus semiplicatus Neumayr ($\times 2$) (leg. I. Papaianopol), vallée de Scheii, village Valea Scheilor, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien); l'exemplaire provient des dépôts situés sous le complexe des couches à *Dosinia*.

Fig. 8—11. — *Pirenella disjuncta disjunctoides* (Sinzow) ($\times 3$), leg. I. Papaianopol; fig. 8, 9, Piriul Sărat, satul Singeru, județul Prahova; fig. 10, 11, satul Călugăreni, județul Prahova, Meoțian inferior (Oltenian).

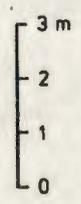
Pirenella disjuncta disjunctoides (Sinzow) ($\times 3$), leg. I. Papaianopol, fig. 8, 9, Piriul Sărat, village Singeru, district Prahova; fig. 10, 11, village Călugăreni, district Prahova, Méotien inférieur (Olténien).





I. PAPAIANOPOL

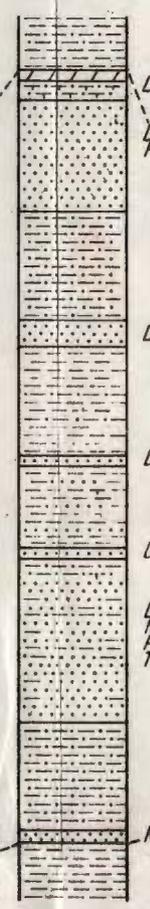
COLOANE STRATIGRAFICE ALE STRATELOR CU DOSINIA
DIN ZONA CUTELOR DIAPIRE EXTERNE DINTRE
VALEA CRICOVUL SĂRAT ȘI VALEA NIȘCOVULUI



PÎRÎUL SĂRĂȚICA



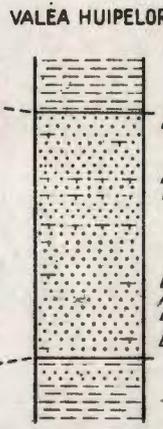
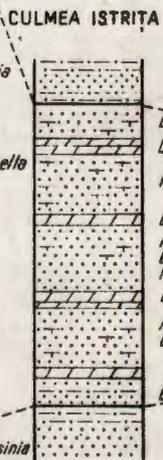
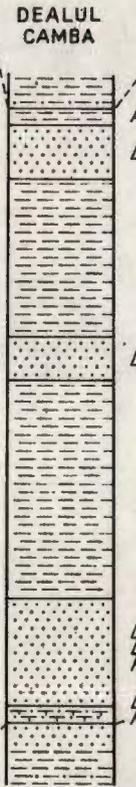
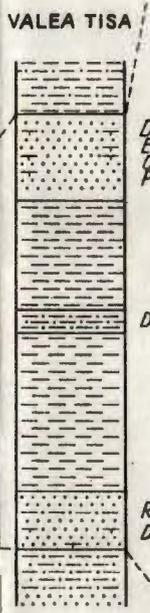
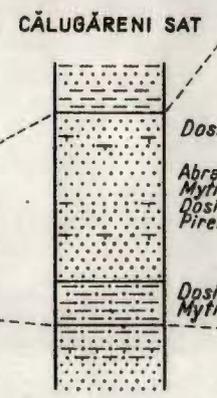
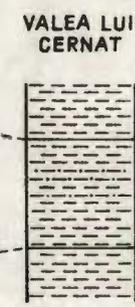
PÎRÎUL SĂRAT



LEGENDA

- 1 Calcare grezoase
- 2 Gresii
- 3 Nisipuri grezoase
- 4 Nisipuri
- 5 Nisipuri argiloase
- 6 Marne nisipoase
- 7 Marne argiloase

MEOȚIAN SUPERIOR (MOLDAVIAN)	Strate cu <i>Dreissenomya Congeria uniooides</i> și <i>navarassica Dreissenomya navicula rumana</i>
	Strate cu <i>Congeria paritica</i>
MEOȚIAN INFERIOR (OLTENIAN)	Strate cu ostracode
	Strate cu <i>Dosinia</i>



4. STRATIGRAFIE



Group 3.1: Nature of the Flysch Geosynclines

THE ALGAL NATURE OF CERTAIN CALCAREOUS ROCKS INTERCALATED IN THE DOFTANA MOLASSE¹

BY

MIHAI ȘTEFĂNESCU²

Stromatolites. Algae. Molasse. Calcareous rocks. Detrital rocks. Texture. East Carpathians Bend. External flysch zone. Prahova-Văleni Zone.

Sommaire

La nature algale de quelques roches calcaires intercalées dans la molasse de Doftana. Dans la couverture post-tectonique de la nappe de Tarcău de la région de courbure des Carpathes Orientales, notamment dans la partie supérieure de la molasse de Doftana, on a découvert 11 niveaux de roches calcaires intercalées entre les roches détritiques. Sur ces 11 niveaux, huit représentent des croissances stromatolitiques et trois sont d'origine détritique. On a pu reconnaître, seulement en deux de ces niveaux, des traces de filaments algaux qui viennent, quand même, à l'aide de la conclusion de l'auteur, conformément à laquelle les niveaux étudiés, qui présentent des textures pareilles aux stromatolites, sont d'origine algale.

From the Buzău Valley westwards, towards the Dimbovița Valley, larger and larger areas of the Tarcău Nappe are unconformably overlain by Burdigalian-Badenian deposits belonging to the Doftana molasse. The Doftana molasse (Ștefănescu, Mărunțeanu, 1980) is mostly constituted of detrital deposits associated with gypsum beds, tuffs and calcareous rocks. The calcareous rocks, known in the relevant literature as "calcareous shales", are very important for the reconstitution of the palaeogeographic conditions of the Doftana molasse deposition. For this reason in this paper we are dealing especially with these rocks.

In order to clear out the origin of the calcareous rocks of the Doftana molasse we have studied the papers of Filipescu (1934), Logan,

¹ Received April 24 1980, accepted for publication April 29 1980, presented at the Meeting of May 23 1980.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Rezak, Ginsburg (1964), Heckel (1972), Gebelin (1974, 1976), Blatt, Middleton, Murray (1975), Davies (1975), Hagan, Logan (1975), Leeder (1975), Woods, Brown (1975), Monty (1977), Wray (1977).

The calcareous rocks occur in numerous places in the Doftana molasse outcropping zones; however, for the beginning we have chosen to

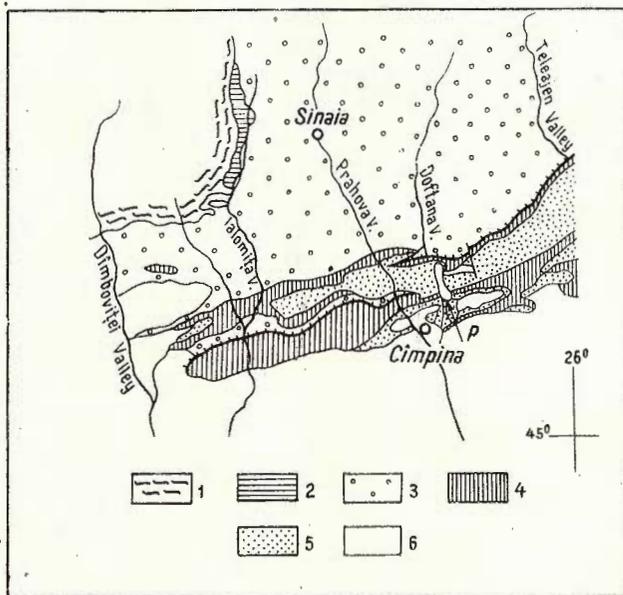


Fig. 1. — Sketch with the location of the study profile (p).
1, crystalline schists; 2, Jurassic; 3, Cretaceous; 4, Paleogene-Lower Miocene; 5, Miocene; 6, Pliocene-Quaternary.

study a single profile in which these rocks are to be found at several levels and are well exposed, a profile in which the relationships between the calcareous rocks and the adjacent beds can be observed. This study profile is situated in the Doftana Valley (Fig. 1), north of Cimpina, where the Miocene deposits belonging to the northern flank of the Cimpinita syncline outcrop dipping vertically.

Brief Description of the Detrital Rocks

Although the aim of this paper is not the description of the detrital rocks, we shall review the main aspects of the detrital rocks as they represent more than 95 per cent of the bulk of the Doftana molasse as well as in order to have a general view on the lithologic background in which the carbonatic rocks are interbedded.



The Doftana molasse usually begins with thick conglomerates chaotically arranged or stratified, lens-shaped on a large scale (Brebu conglomerates), followed by microconglomerates and finer and finer sandstones towards the upper part of the sequence. They alternate with clays and marls, grey, red and more rarely greenish coloured. The sandstones display either a massive or a graded structure. Graded bedding usually is reverse or symmetrical, but sometimes can be normal. Frequently a cross-stratification, in places of "herring-bone" type, appears in finer sandstones. The same finer sandstones display sometimes a convolute lamination. On the bottom of the sandstones one can frequently observe current marks, rain drops and more rarely vertebrate foot prints, such as *Pecoripeda gazela* Vialov, *P. amalphaea* Vialov, *Rhinoceropeda problematica* Panin, Ștefănescu (Panin, Ștefănescu, 1968; Grujinski, 1969).

As regards the deposits outcropping in the study profile, mention should be made of the fact that they are situated towards the upper part of the Doftana molasse sequence and, consequently, the detrital rocks are fine-grained and present mostly quartzitic elements. The inner structure of these sandstones varies from massive to laminated. In this last case, parallel, oblique (Pl. I, Fig. 1) or even convolute (Pl. I, Fig. 2) lamination occurs. They alternate with grey, green, rarely red pelites.

Description of the Calcareous Rocks

The calcareous rocks will be described in the stratigraphic order they outcrop on the study profile, the levels at which they appear being marked from 1 to 11 (Fig. 2).

1. The first level is represented by a bed of oolitic packstones (Pl. I, Fig. 3). The oolites present 6-8 covers and the nuclei are constituted both of rock fragments (mudstone, wackstone) and of quartz fragments. Certain interstices between oolites contain hydrocarbon traces.

2. The second level, about 1.4 m thick, belongs to the rocks known in the relevant literature as "calcareous shales". Apparently uniform, this level, however, is quite varied. It starts with a mudstone with laminae of different colours: grey-yellowish and dark grey, the latter corresponding to certain enrichments in quartz detrital elements. In this part of the second level microorganic tests are to be found. Towards the upper part this level of mudstone begins to be enriched in yellowish micritic laminae which alternate with yellowish-grey sparitic or microsparitic laminae forming a laminar limestone, first with a parallel, then crinkled lamination. The terminal part of the bed presents, on about 20 cm, domal growth-like forms (Pl. I, Fig. 4). When crinkled, the laminae show obvious discontinuities. At certain levels one can observe calcite pseudomorphs after gypsum, as well as chalcedony nests. Elongated forms, generally oblique against the lamination, which could represent ghosts of algal filaments, occur very rarely in microsparitic laminae (Pl. I, Fig. 5).



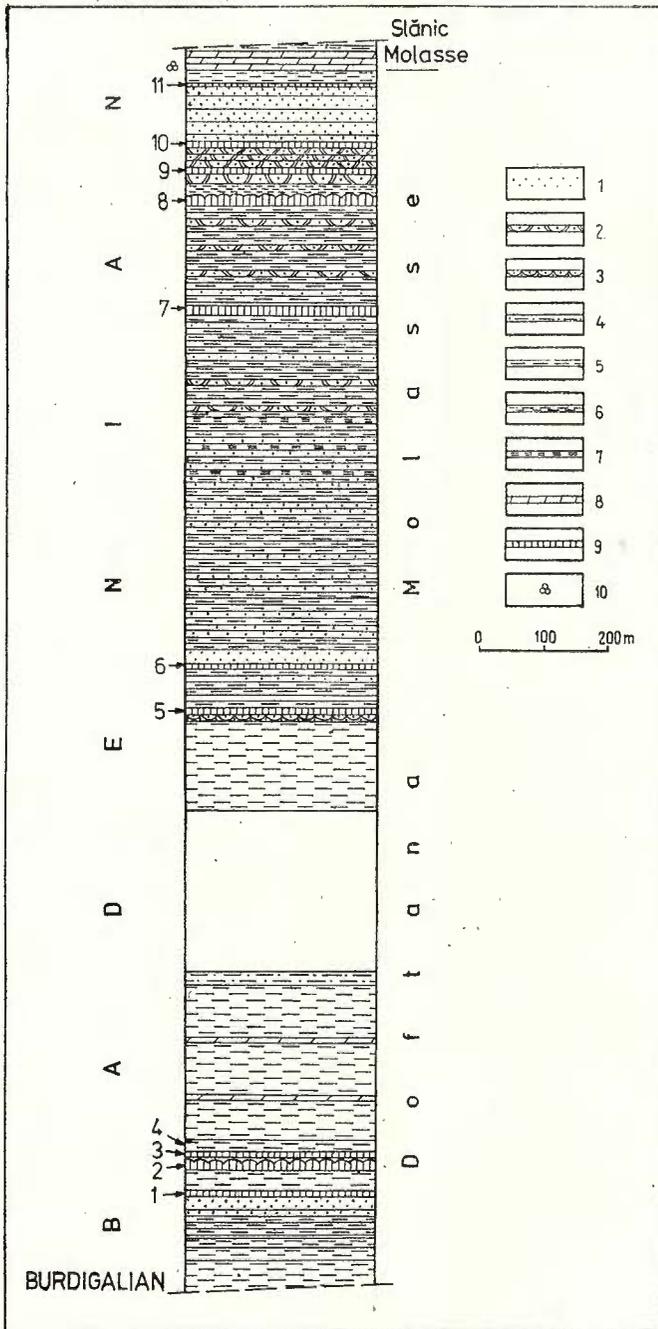


Fig. 2. — Lithological column of the upper part of the Doftana molasse with the intercalation of the position of the calcareous rock levels.

1, sandstones; 2, sandstones with oblique and cross bedding; 3, sandstone with convolute lamination; 4 silty pelites; 5, grey pelites; 6, black pelites; 7, red pelites; 8, calcareous marls; 9, calcareous rock levels; 10. *Globigerina*.

All this lead us to the conclusion that, at least, the laminar part represents an algal stromatolite similar to those formed by the blue-greenish algae nowadays.

3. The above-mentioned level is overlain by a 10 cm thick black clay, covered by 40 cm of "calcareous shales" (Pl. I, Fig. 6) also represented by algal stromatolites with different degrees of diagenesis. Harder levels, standing out in relief, correspond to levels in which the laminae are more broken up by drying during the subaerial exposing and both calcite pseudomorphs after gypsum (Pl. I, Fig. 7) and chalcedony nodules are to be found.

4. By the disappearance of the algal laminae one passes to a level of 2.2 m of grey-greenish clays wherein five beds of mudstones with thicknesses varying from 1 to 10 cm are intercalated (Pl. I, Fig. 8). It is to be mentioned that the thicknesses of the same bed of mudstone vary from 1 to 8 cm. The mudstone beds present coloured stripes, oblique on the bed bottom, produced either by the appearance of micritic laminae or by the pyrite concentration zones (Pl. II, Fig. 1). In thin sections one can observe a fine network, practically perpendicular to the bedding plane, which in fact represents algal filaments. It is to be mentioned that at this level the mudstone beds do not present any indication of subaerial exposing, which also explains the absence of the fine lamination, characteristic of the stromatolites, on thicknesses exceeding 5-6 cm.

5. Overlying a large scale convolute sandstone, this level (Pl. II, Fig. 3), 35 cm thick, consists of a grey-greenish marl containing either white, individual, submillimetric micritic laminae or 0.5 cm micritic laminae. In the latter case one can observe positive growths of the laminae, which also present irregular algal ghosts filled with microsparite. Certain algal lamina groups are limited upwards by pyrite planes. The first bed (2 cm thick) from the bottom of this level is represented by an oolitic wackestone with nuclei mostly constituted of quartz elements (Pl. II, Fig. 4).

6. At 6 m above the previous level, in the middle of a detrital packet, there occurs a 12 cm thick bed of peletal packestone with ostracod tests.

7. After 15 m of detrital rocks, there is another level of calcareous rocks. Like the above-mentioned levels it is not unitary, being constituted of several petrographic entities: 3-4 cm wackestone; 14 cm mudstone; 5 cm mudstone-wackestone in which "club"-like algal growths (L e e d e r, 1975; S H - V L o g a n et al., 1964) about 1.5 cm high and a diameter of 0.5 cm develop (Pl. II, Fig. 5); 60 cm a thick alternation mudstone-wackestone with pyrite masses; 8-10 cm mudstone.

8. After another 15 cm of detrital deposits there is a 1.45 m thick level (Pl. II, Fig. 6) constituted, in the base, of packestones with a wavy bedding (18 cm) overlain by a laminar rock formed either of an alternation of micritic laminae with sparitic laminae or of a sequence of micritic laminae. The laminae are separated by bituminous films. However, even the interior of the laminae is pigmented with bitumen which gives a brown colour to the rock. The inner structure of the rock is first parallel,



then crinkled. At the upper part of the level (about 15 cm) the structure is domal (on a reduced scale) with antigravitational growths typical of the stromatolitic algal products. It is also to be mentioned that positive growths of domal shape (LLH-S) in cross section (Fig. 3) join irregularly on the surface, delimiting them among small depressions („microsabka”)

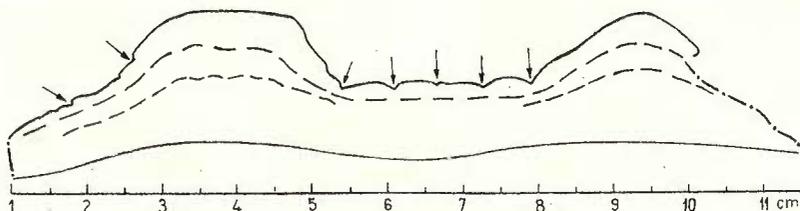


Fig. 3. — Cross-section through the upper part of the stromatolites of level 8 (see photo 20). The arrows indicate imprints of gypsum crystals.

in which gypsum crystals were formed, whose imprints may be recognized on the exhumed surfaces (Pl. II, Fig. 7).

9. At 2.5 m over the previous level, there outcrops a 65 cm packet level mainly consisting of packstone beds and which contain coated grains or even oolites. In places, these beds present an obvious wavy bedding

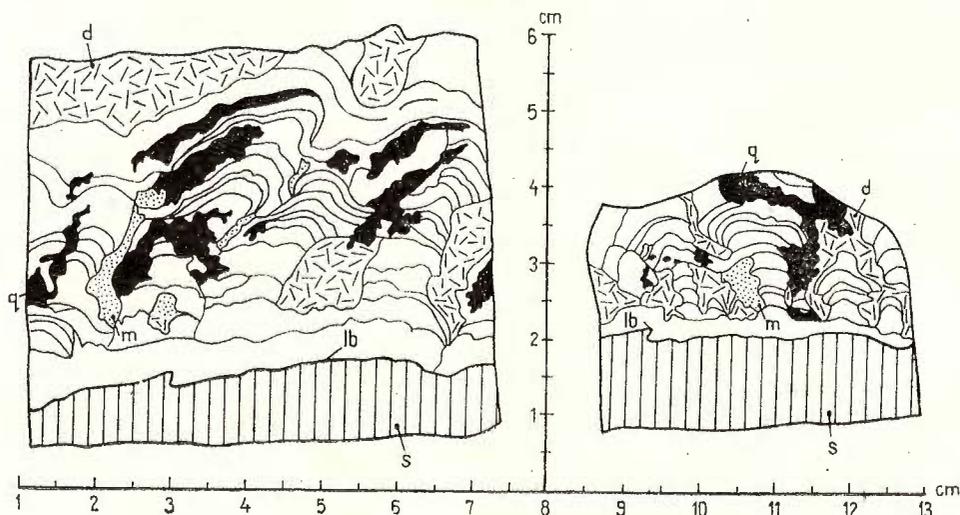


Fig. 4. — Examples of the way of growth of the stromatolites of level 9. s = substratum stromatolite; d = detritus; m = micrite; q = cherts; lb = basal lamina.

(Pl. II, Fig. 8). The first bed of this level is of special interest. It begins with 3-4 cm of packstone limited upwards by a distinct submillimetric lamina. Overlying this lamina (basal lamina) club (SH-V Logan et al., 1964) and pillars (LLH-C) 1-2.5 cm high growths develop (Fig. 4). The

voids among the stromatolites are filled with fine detritus or micrite. Chertification along or inside the growths is frequently observed.

10. Another level of calcareous rocks, 1.2 cm thick, overlies the former one at 2.5 m. It is formed of beds of grey packstones with yellow stripes due to the lamellae richer in micritic elements.

11. Finally, at 10 m above the previous level there occurs a 15 cm thick bed consisting of an alternation of whitish, thin, micritic laminae and grey, sparitic laminae, similar to the flat growths of the other stromatolitic levels.

General Remarks

From the 11 above-mentioned calcareous rock levels 8 (2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 11) contain algal growths. Six of them present the characteristic features of the flat or crinkled stromatolites. For some of these six levels the algal origin of the constituent rocks may be asserted on the basis of the alternation of micrite and sparitic laminae (generally submillimetric) and on the basis of the presence of the antigravitational growth forms. Nevertheless, in two cases (levels 2 and 4) elongated filaments, similar to these in the recent algal crusts (Monty, 1977, Pl. 5, Pl. 6, Fig. 1 and Pl. 12, Fig. 2), may be observed in thin sections. The presence of these filaments is of a great significance as, on the one hand, they constitute a decisive argument in favour of the algal origin of the flat and crinkled stromatolites of the level 2 and of similar ones and, on the other hand, they prove the algal origin of the mudstone beds of level 4, rocks whose structural features were not sufficiently clear-cut for the establishing of this origin. In other two cases, that is the levels 7 and 9, the club and domal growths are clear enough to prove, by comparison with the present forms, their algal origin.

The development of the flat and crinkled stromatolite levels on an area of several square kilometres indicates that during the deposition of the upper part of the Doftana molasse there had been conditions favourable for the development of real algal flats.

Two more related aspects are also to be discussed here. First, we shall refer to the presence of the bitumens in certain flat and crinkled stromatolites. Bitumen appears as more or less continuous films in the finest portions between the calcareous laminae (levels 2 and 8) as well as pigment disseminated in the micritic laminae (level 8). According to its way of occurrence in stromatolites there results that bitumen is autochthonous, it did not migrate inside them, and implicitly the flat and crinkled stromatolites can be considered hydrocarbon source rocks.

The second aspect is connected with the possibilities of lateral correlation of the stromatolites. Mention should be made of the fact that in the more internal structure, in the Slănic syncline respectively, gypsum beds (1-2 m thick), sometimes in association with "calcareous shales", occur at the geometrical levels equivalents to the stromatolite ones which contain calcite pseudomorphs after gypsum (levels 2, 3 and 8). This is in



favour of a deposition synchronism of the above-mentioned stromatolite sediments and the evaporitic ones.

The different aspects of growths and preservation of the Doftana molasse stromatolites have been conditioned by the depths of their formation. Thus, for instance, in case of the crinkled stromatolites of level 2, the presence of frequent interruptions and curled laminae prove numerous subaerial exposures which alternated with the periods of submergence. In case of the algal growths of level 4, the rock homogeneity on thicknesses up to 5-6 cm, the continuity of the filaments on this thickness and the lack of diagenetic phenomena to destroy them prove their formation under permanent subaquatic conditions. Under similar conditions but in a more agitated environment there formed the club or domal algal deposits.

It is to be mentioned that the algal rock levels have reduced thicknesses (which do not exceed 1.45 m). Therefore, although there were conditions favourable for algal accumulations they did not grow continuously and did not form significant bulks. We consider this situation may be explained by the massive supply of detrital material which practically covered intermittently, burying the surfaces on which algae proliferated.

The foot-prints of vertebrate on the detrital rocks prove, on the one hand, that the margin of the basin was not very far and, on the other hand, the water, at least at certain moments, was very shallow. The existence of numerous current marks on sandstones and siltites, of the wavy stratification in the carbonatic rocks (level 9) as well as the presence of oolitic rocks indicate that the accumulation occurred at a depth not exceeding the normal wave base. The rain-drop marks and the drying cracks in the detrital rocks and the crinkled stromatolites (particularly level 2) prove that after the accumulation a part of the sediments underwent subaerial exposures.

On the whole, the proofs of subaquatic deposition and those of subaerial exposure point to intertidal conditions of accumulation of the Doftana molasse. Mention should be made of the fact that the crinkled stromatolites and the very rare "herring bone" structures in the detrital rocks are the only certain indications of a cyclic tidal activity, of diurnal type. The lack of discontinuity of the above-mentioned proofs leads to the hypothesis of a reduced tidal activity whose effects were, however, wiped out by the detrital material coming from the land, which in its turn was conditioned by the subsidence play.

REFERENCES

- Blatt H., Middleton G., Murray R. (1975) Origin of Sedimentary Rocks. *Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs*, 634 p., New Jersey.
- Davies A.R. Jr. (1975) Intertidal and Associated Deposits of the Prairie du Chien Group (Lower Ordovician) in the Upper Missisipi Valley. *Tidal Deposits. A Casebook of Recent*



Examples and Fossil Counterparts. Edited by R. N. Ginsburg. Springer-Verlag, p. 299-306, New York.

- Filipescu M. G. (1934) Cercetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftanei (Districtul Prahova). Teză, 167 p., București.
- Gebelin D. C. (1974) Biologic Control of Stromatolite Microstructure: Implications for Precambrian Time Stratigraphy. *Am. Jour. of. Sci.* 274, p. 575-598.
- (1976) Open Marine Subtidal and Intertidal Stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda). *Dev. in Sedim.*, 20. Stromatolites, *Elsevier Sci. Publ. Comp.*, p. 381-388, Amsterdam.
- Grujinschi C. (1969) Noi puncte ichnofosilifere în zona terminației nord-estice a sinclinalului de Slănic. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geologie*, XVII, p. 131-138, București.
- Hagan M. G., Logan W. B. (1975) Prograding Tidal-Flat Sequences. Hutchison Embayment, Western Australia. *Tidal Deposits*. p. 215-222.
- Hackel H. P. H. (1972) Recognition of Ancient Shallow Marine Environments. Recognition of Ancient Sedimentary Environments. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Sp. Publ.* 16, p. 226-286.
- Leeder M. (1975) Lower Border Group (Tournaisian) Stromatolites from the Northumberland Basin. *Scott. J. Geol.*, II, (3), p. 207-226, Leeds.
- Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. N. (1964) Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *Jour. of Geol.*, 77, 1, p. 68-83, Chicago.
- Monty C. I. (1977) Evolving Concepts on the Nature and the Ecological Significance of Stromatolites. Fossil Algae. Recent Results and Developments. Springer-Verlag, Berlin.
- Panin N., Ștefănescu M. (1968) Un nou punct ichofosilifer în molasa miocenă din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol., geogr., ser. Geologie*, 13, 2, p. 521-527, București.
- Ștefănescu M., Mărunțeanu Mariana (1980) Vârsta molasei de Doftana. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LV/4, p. 169-182, București.
- Woods J. P., Brown G. B. (1975) Carbonate Sedimentation in an Arid Zone Tidal Flatt Nilemah Embayment Shark Bay, Western Australia. *Tidal Deposits. A Casebook o, Recent Examples and Fossil Counterparts*, Edited by R. N. Ginsburg. Springer-Verlag p. 15-35, New York.
- Wray L. J. (1977) Calcareous Algae. Developments in Paleontology and Stratigraphy. 4, Elsevier, 185 p., Amsterdam.

QUESTIONS

D. Paraschiv: 1. Could you specify what types of constructive (at least in genetic respect) algae gave rise to the calcareous sequences identified?

2. The bituminous calcareous sequences were built by the same type of algae which had generated the non-bituminous limestones or are there different types?

Answer: 1. The comparison of the material studied with that in the relevant literature points out that the algae from the calcareous rocks intercalated in the Doftana molasse are of the green-blue algal type.

2. In one of the cases (level 2) the organic matter coexist with the green-blue alga. In other cases, particularly the level 9 (the most bituminous one), algal filaments could not be de-



terminated, so that no connection can be made between the presence of the bitumens and a certain algal type.

G r. P o p. : 1. Are the terrigene detrital rocks of the molasse with algal limestone intercalations bituminous?

2. Which are the relationships between the sparitic calcite, algal laminae and bituminous matter?

Answer : 1. In the study profile the terrigene rocks are bituminous, but also on the Doftana Valley, downstream the profile considered, there are hydrocarbon springs connected with the upper part of the Doftana molasse.

2. The bituminous matter occurs as films between the micritic and sparitic laminae, as well as pigments in the micritic laminae.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Doftana molasse, Doftana Valley. The plane of the outcrop photographs is horizontal. The beds are approximately vertical. Scales of the outcrop photographs represented by the lens-cap ($\varnothing = 5.7$ cm) and by the hammer (30 cm). Scale of the microphotographs : a division equal to :

Fig. 1. — Outcrop of sandstones with oblique stratification.

Fig. 2. — Fine-grained sandstone with oblique lamination.

Fig. 3. — Level 1 : oolitic packstone.

Fig. 4. — Level 2 : outcrop of algal stromatolites (one should observe the domal outline at the upper part of the packet).

Fig. 5. — Level 2 : ghosts of algal filaments microsparitic laminae.

Fig. 6. — Outcrop of levels 3 (top, downstream) and 2 (bottom, upstream).

Fig. 7. — Level 3 : alternation of micritic laminae (dark-coloured) with sparitic laminae (light-coloured) and pseudomorphoses of calcite after gypsum crystals.

Fig. 8. — Outcrop of level 4. One should observe the light-coloured beds which represent algal mudstone intercalations in pelites.

Plate II

Doftana molasse, Doftana Valley. The plane of the outcrop photographs is horizontal. The beds are approximately vertical. Scales of the outcrop photographs represented by the lens-cap ($\varnothing = 5.7$ cm) and by the hammer (43 cm). Scale of the microphotographs : a division equal to :

Fig. 1. — Level 4 : polished surface where one can observe the oblique position of the algal laminae (differently coloured strips) as against the bed base (interrupted line).

Fig. 2. — Level 4 : microphotograph of mudstone with algal filaments.



- Fig. 3. — Outcrop of level 5 overlying a sandstone with a convolute lamination (in the left-hand side of the photographs with the lens-cap on it).
- Fig. 4. — Level 5 : microphotograph of oolitic wackestone.
- Fig. 5. — Level 7 : microphotograph of a club-shaped algal growth.
- Fig. 6. — Outcrop of level 8.
- Fig. 7. — Level 8 : surface with small depressions delimited by algal growths within which one can observe marks of gypsum crystals.
- Fig. 8. — Outcrop of level 9. The wavy stratification should be observed. In the bed in the left-hand side of the photograph (under the number) algal growths of type LLH and SH have been found.
-

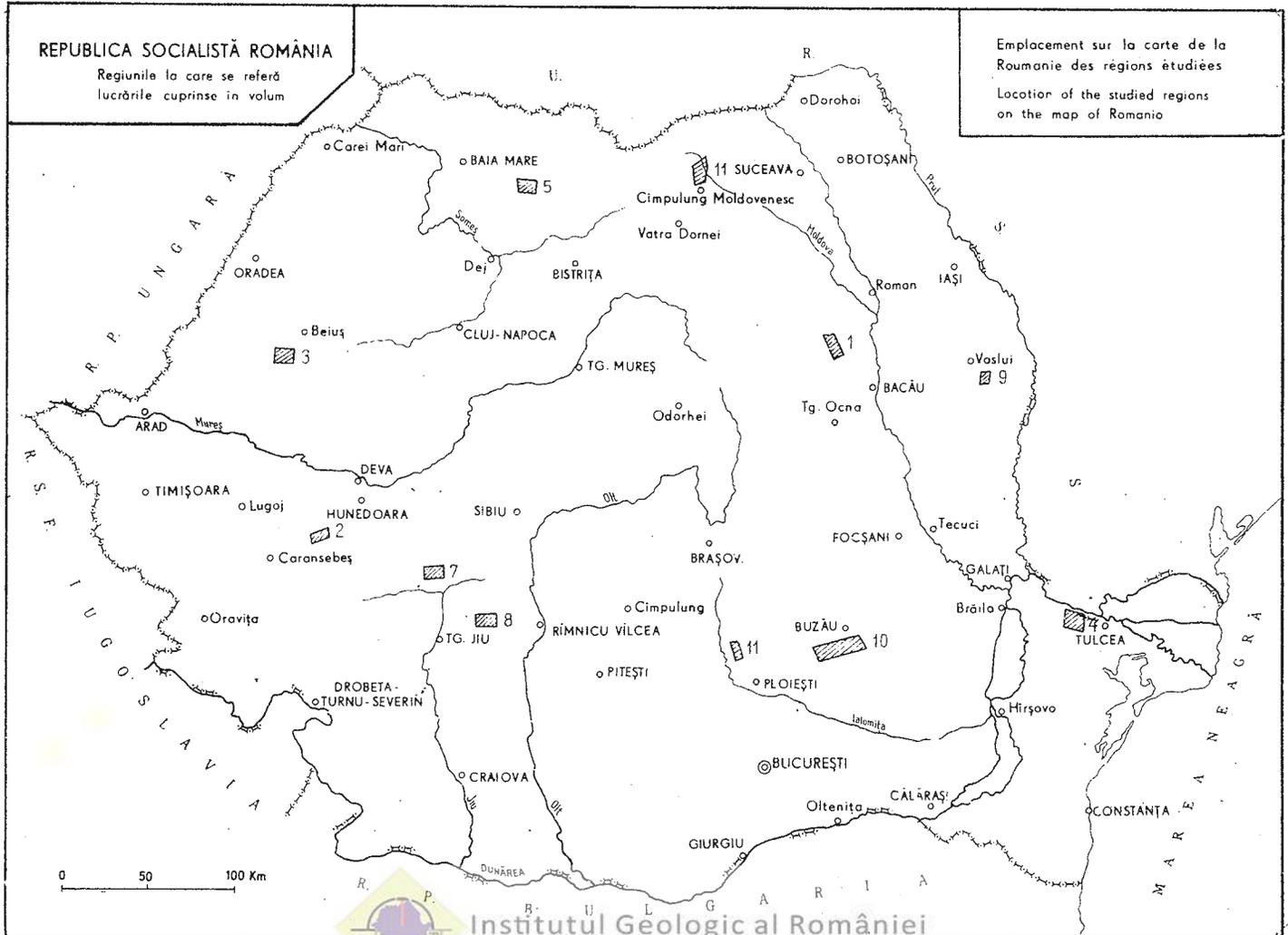


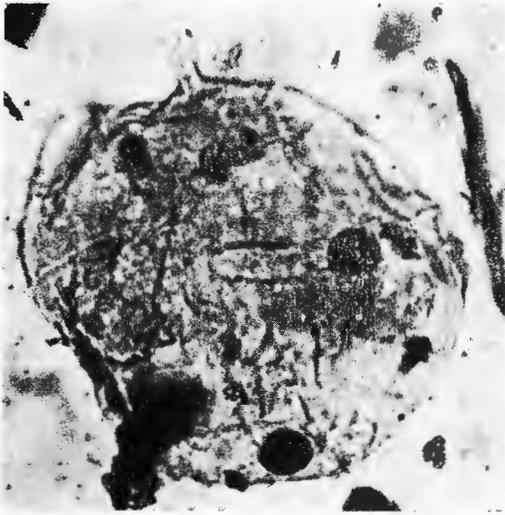


REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

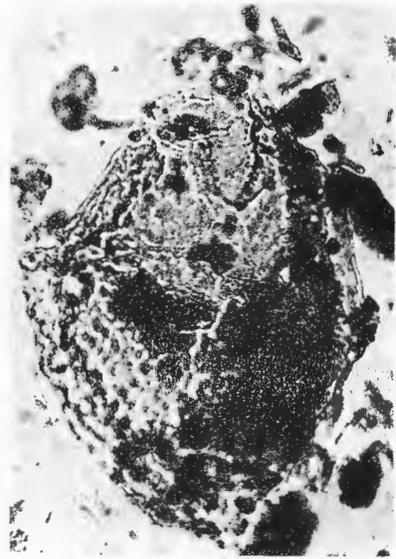
Regiunile la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la
Roumanie des régions étudiées
Location of the studied regions
on the map of Romania





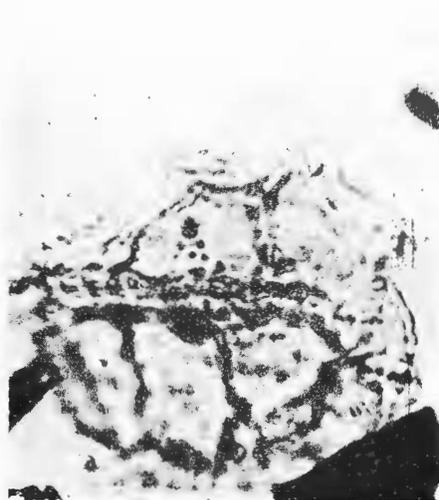
1



2



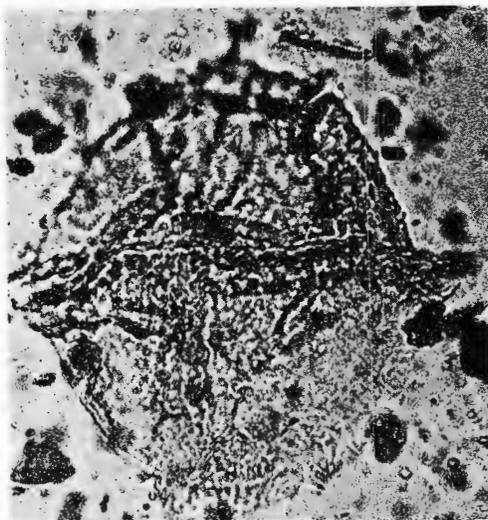
3



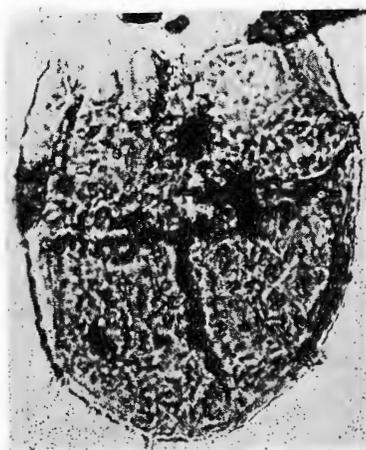
4

13483

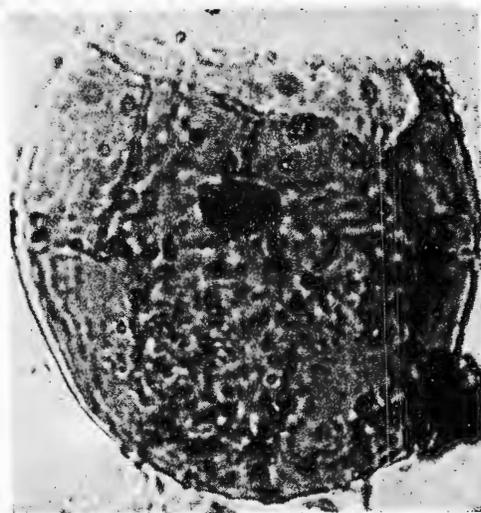




1



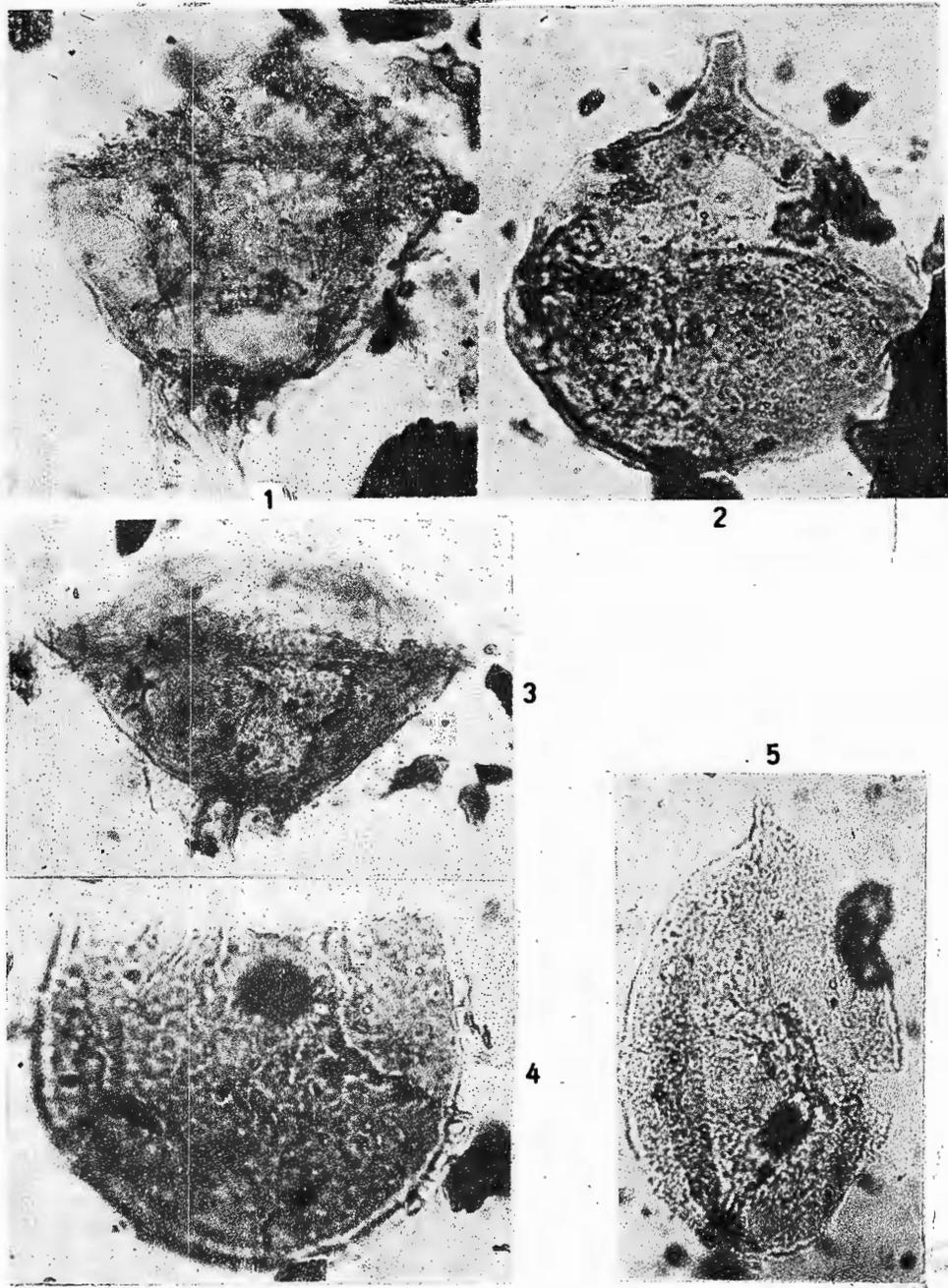
2



3

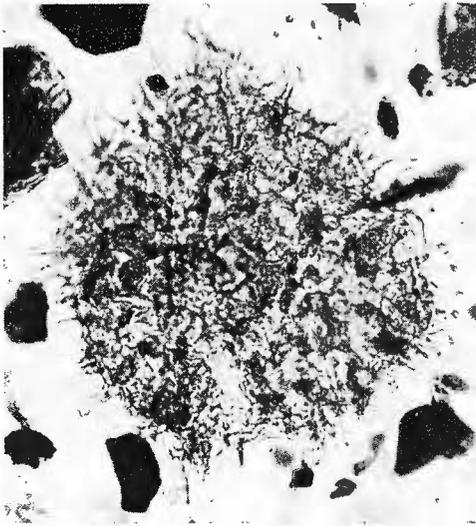


4

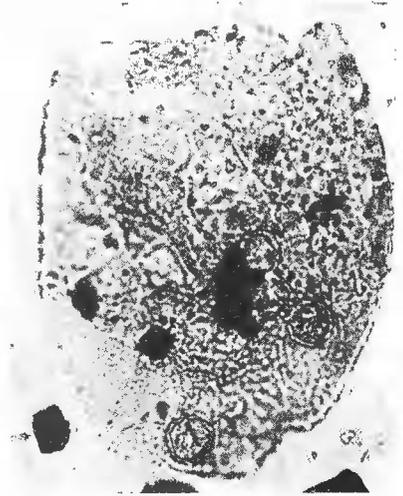


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXXVII/4.

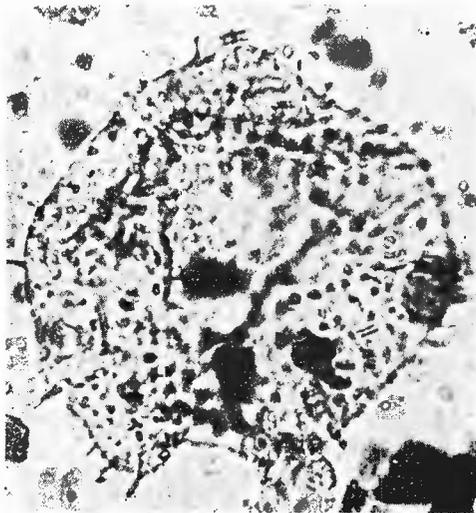




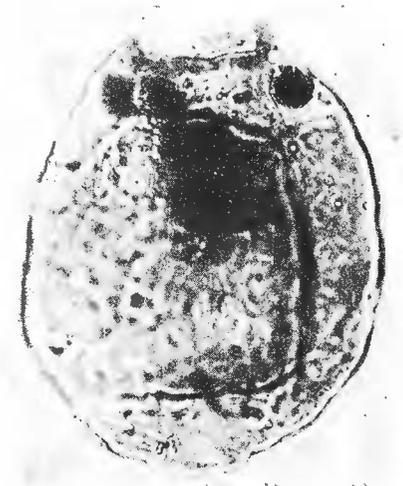
1



2



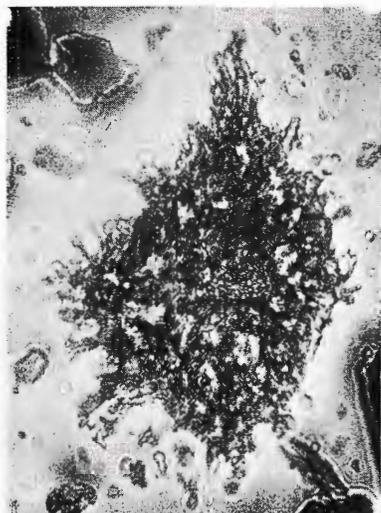
3



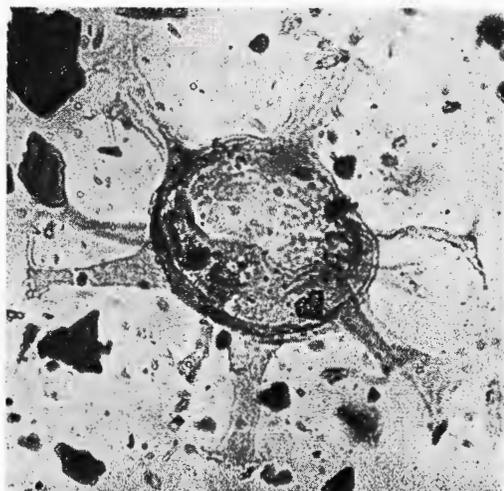
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.

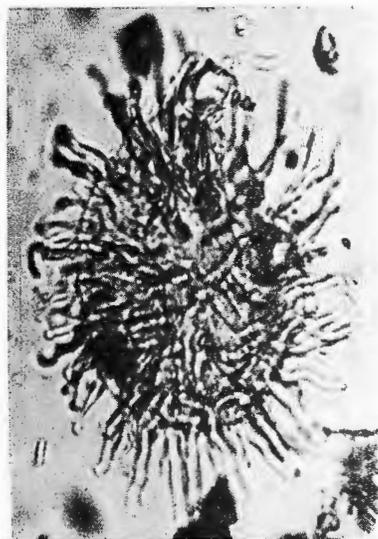




1



2



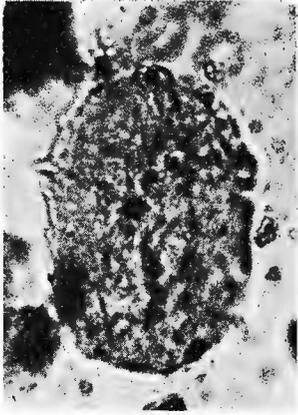
3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.

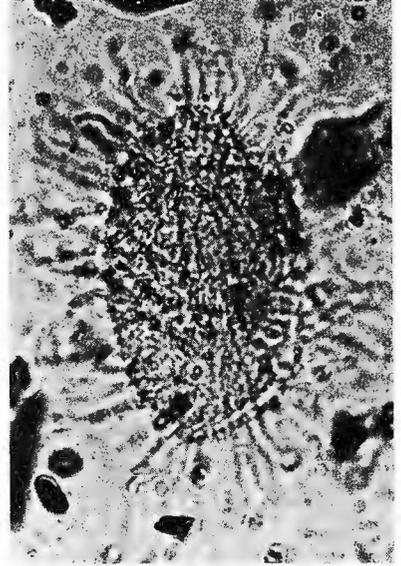




1



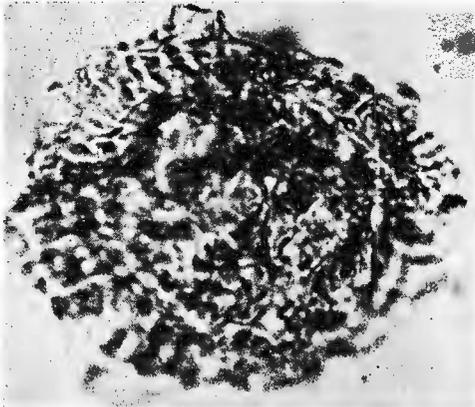
2



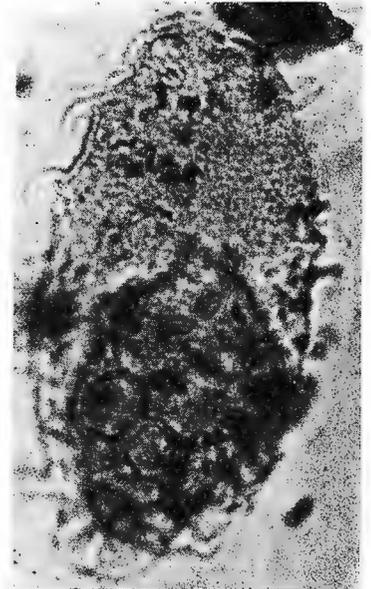
3



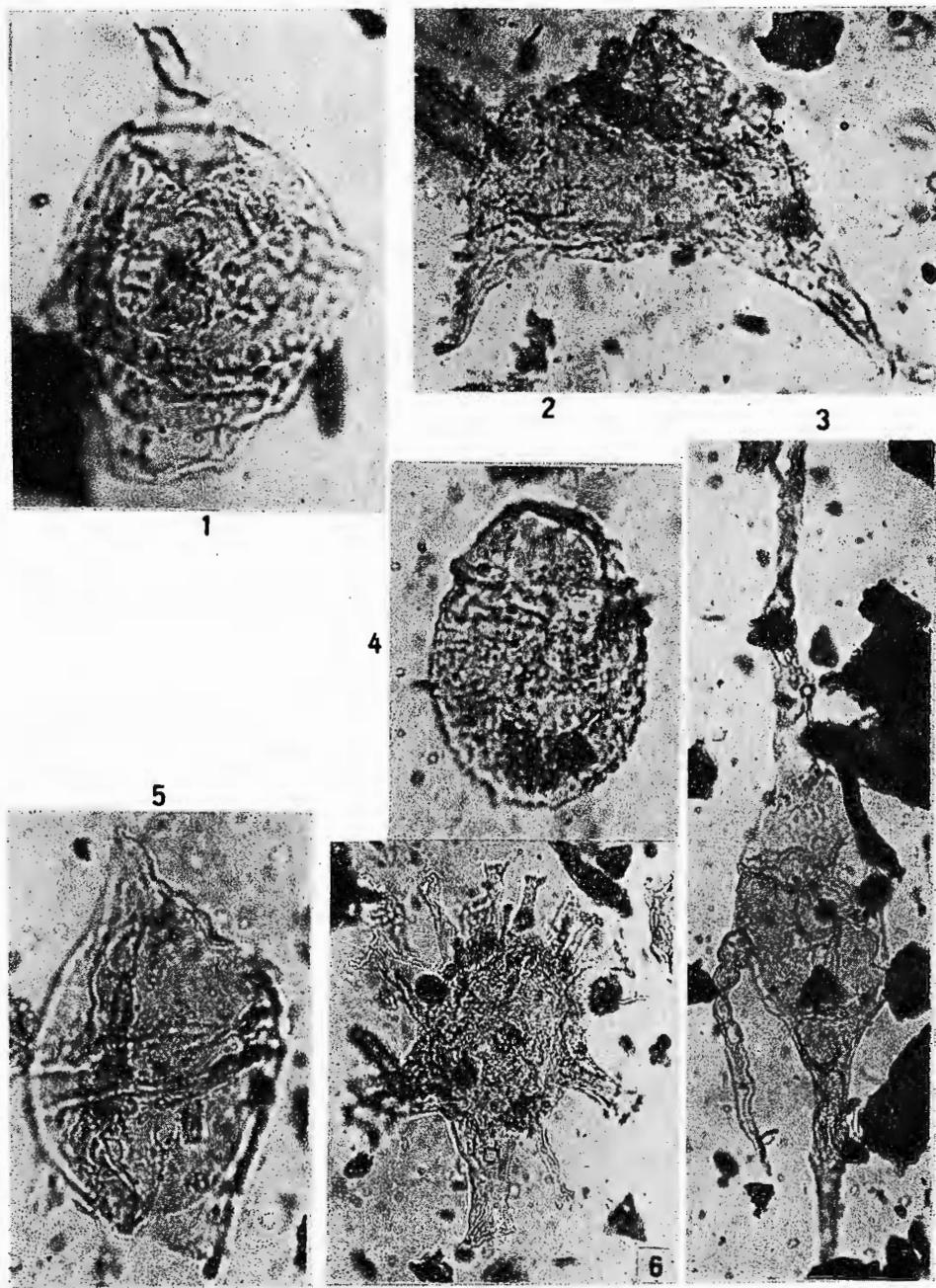
4



5



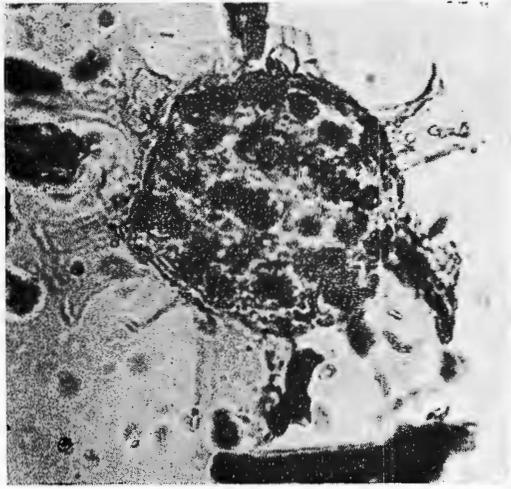
6



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



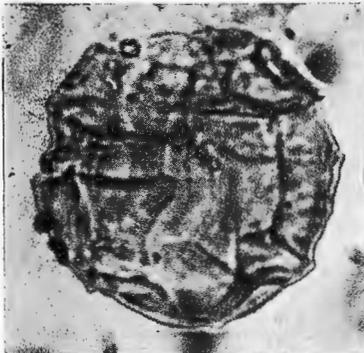
174583



1



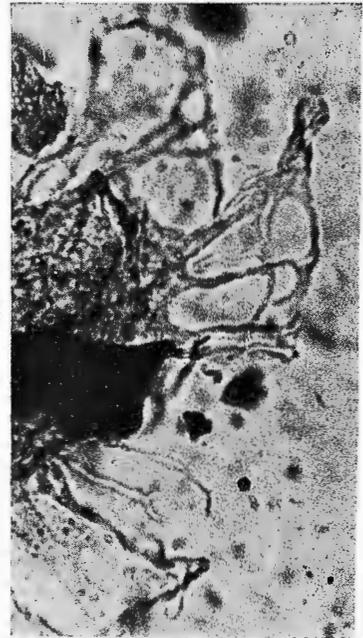
2



3

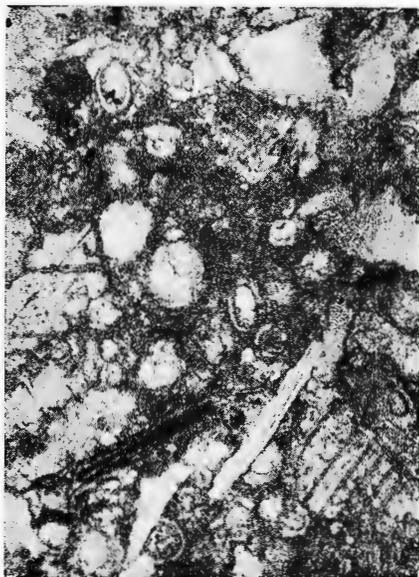


4

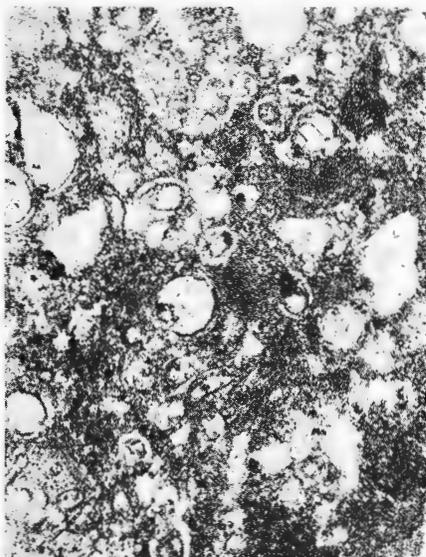


5

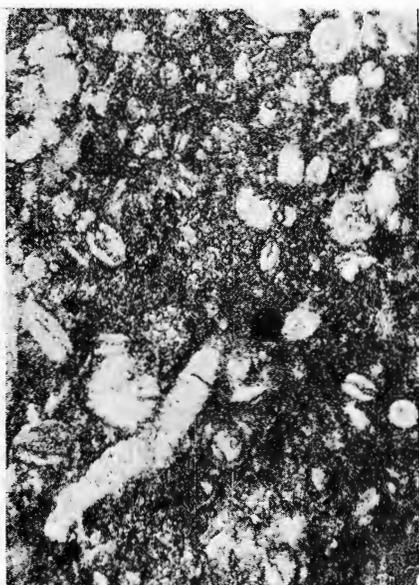
I. BUCUR et al. *Pithonella ovalis* în Cretacicul superior din bazinul
Rusca Montană. Pl. I.



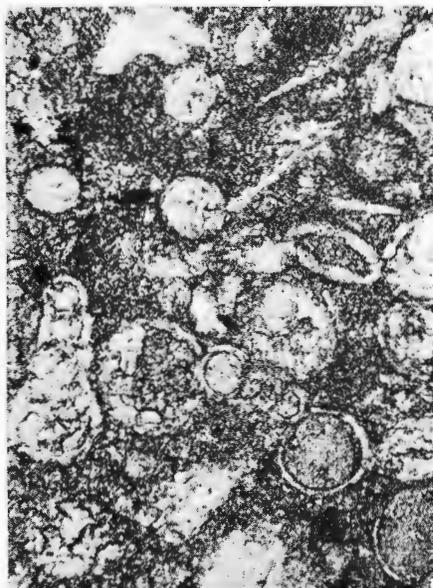
1



2



3

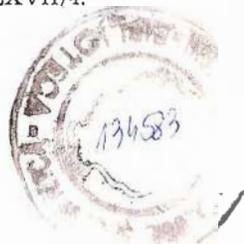


4

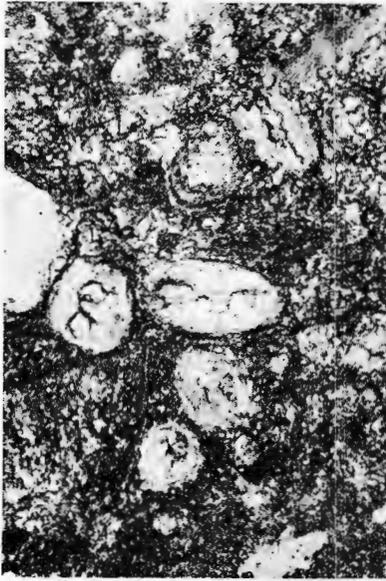
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



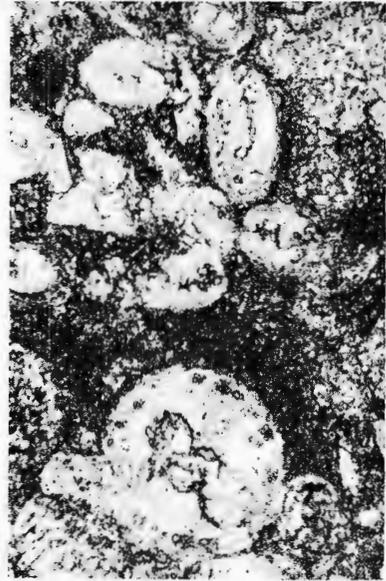
Institutul Geologic al României



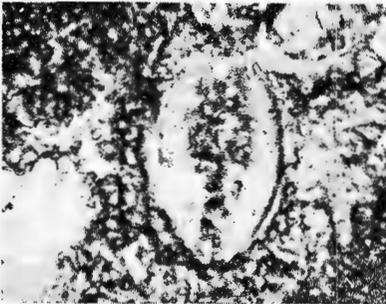
I. BUCUR et al. *Pithonella ovalis* în Cretacicul superior din bazinul
Rusca Montană. Pl. II.



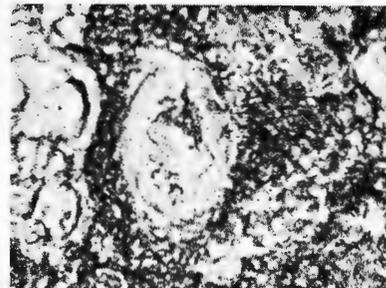
1



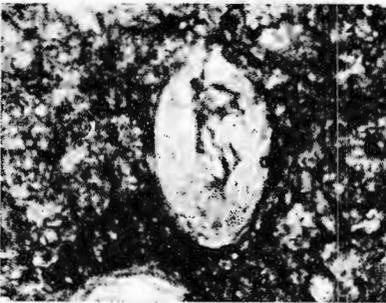
2



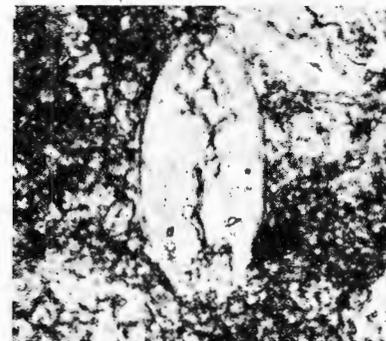
3



4



5

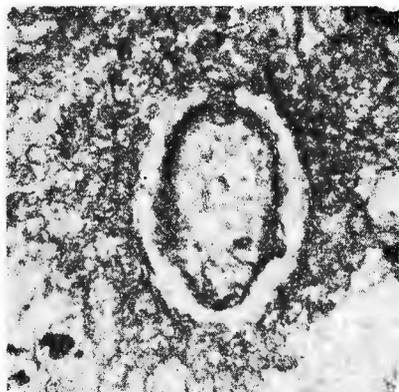


6

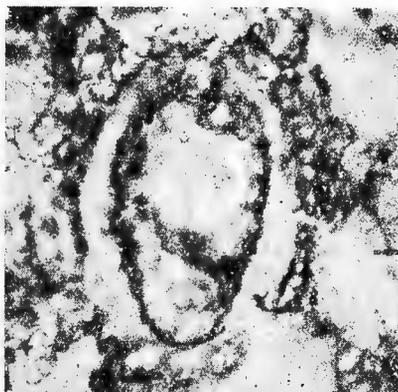
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



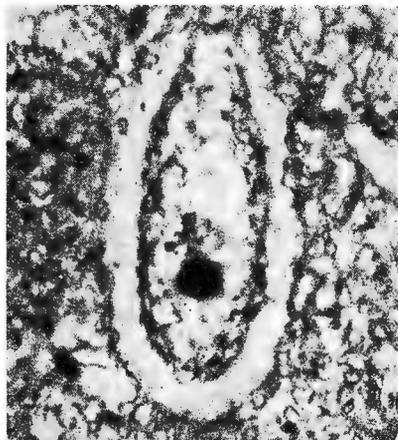
I. BUCUR et al. *Pithonella ovalis* în Cretacicul superior din bazinul
Rusca Montană. Pl. III.



1



2



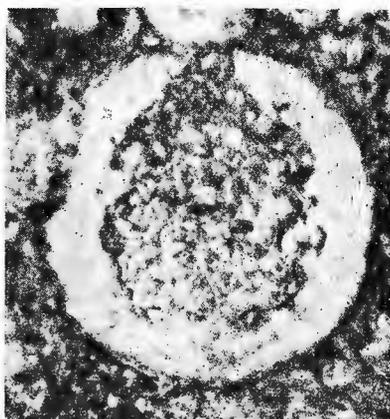
3



4



5



6

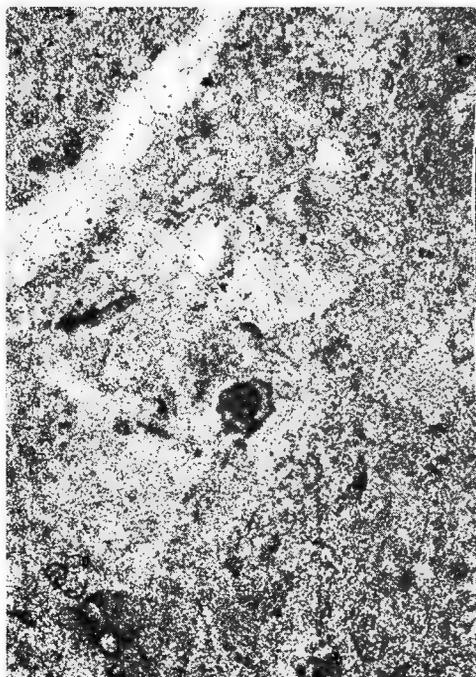
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



Institutul Geologic al României

134583





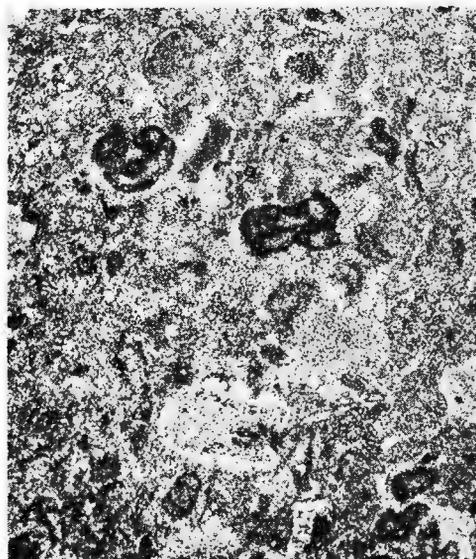
1



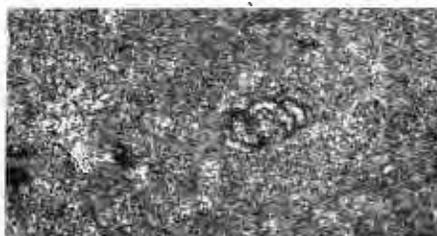
2



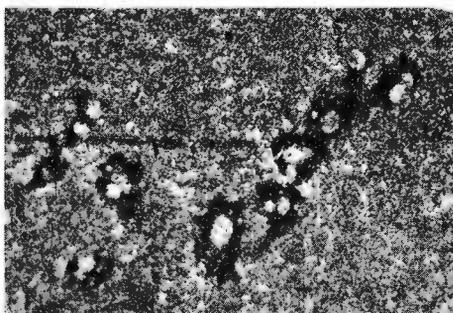
3



5

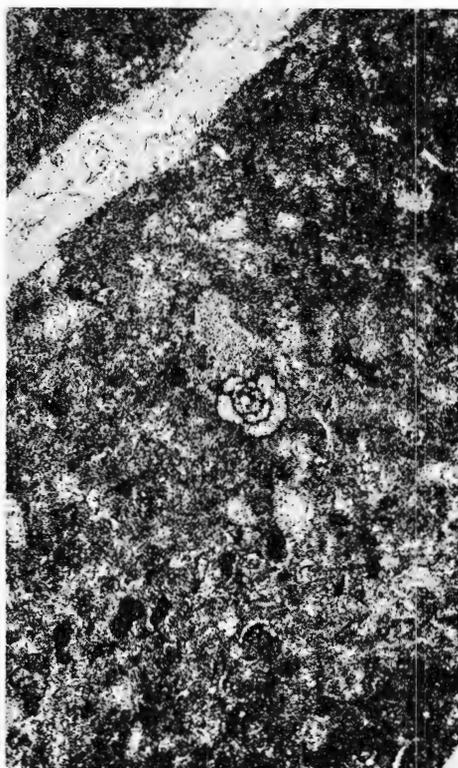


4

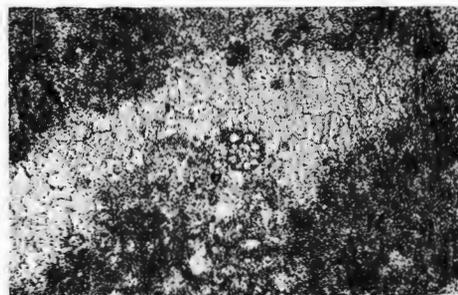


6

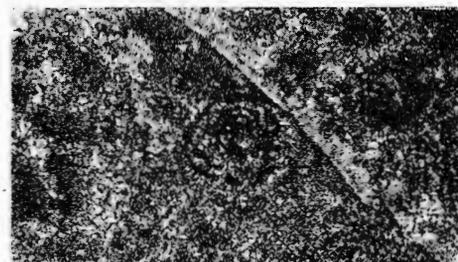
134583



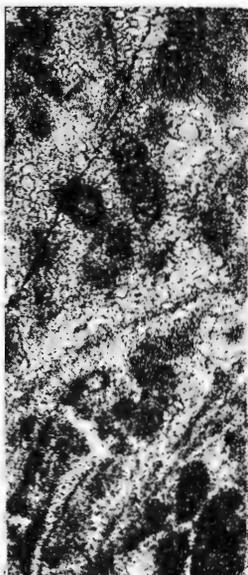
1



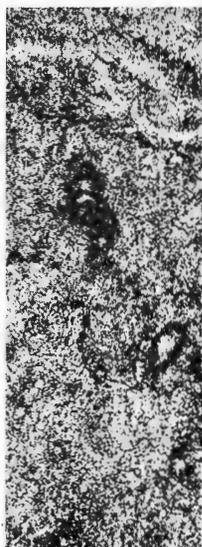
2



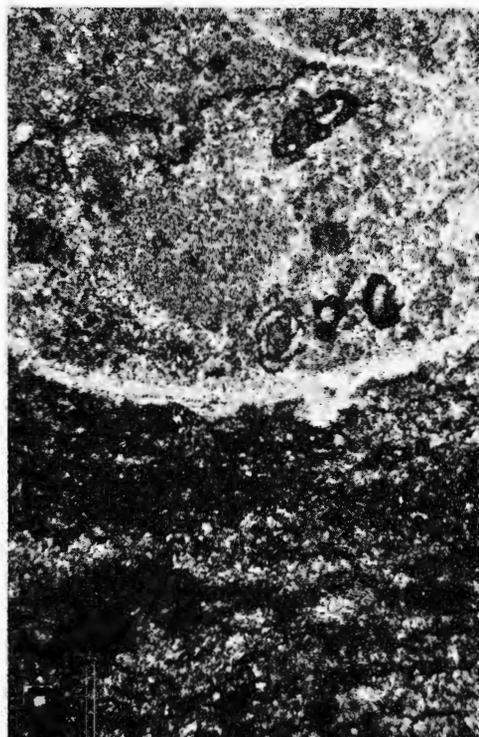
3



4



5



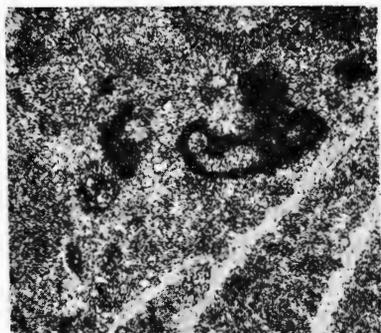
6



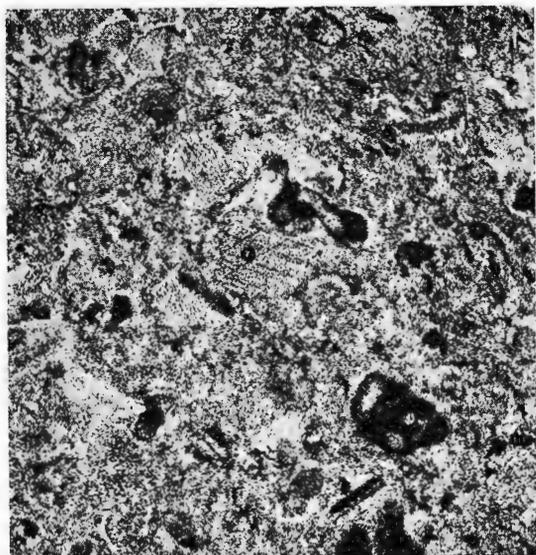
1



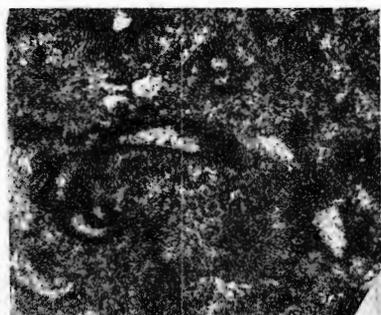
2



4

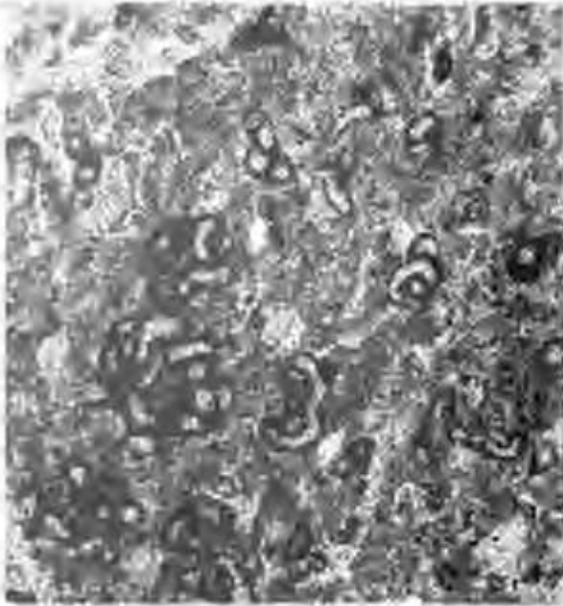


3

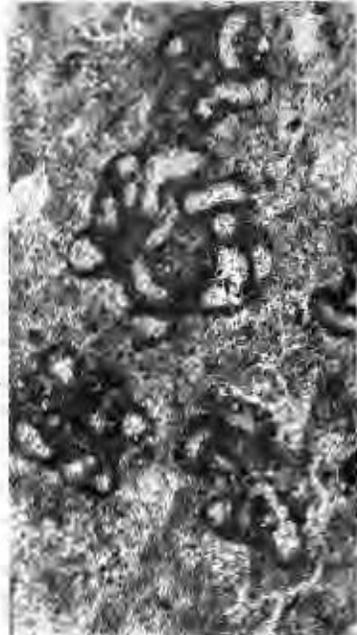


5

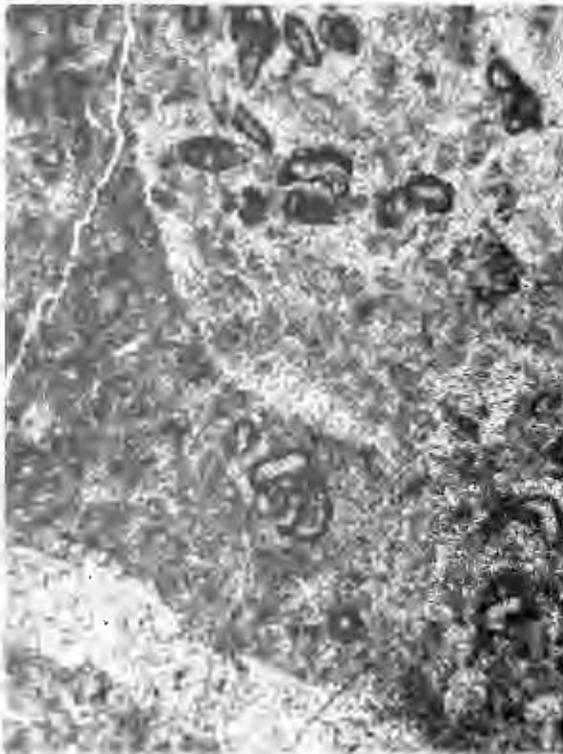




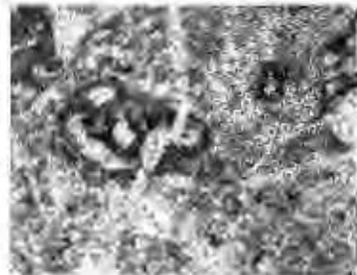
1



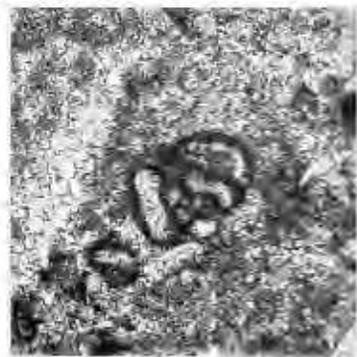
2



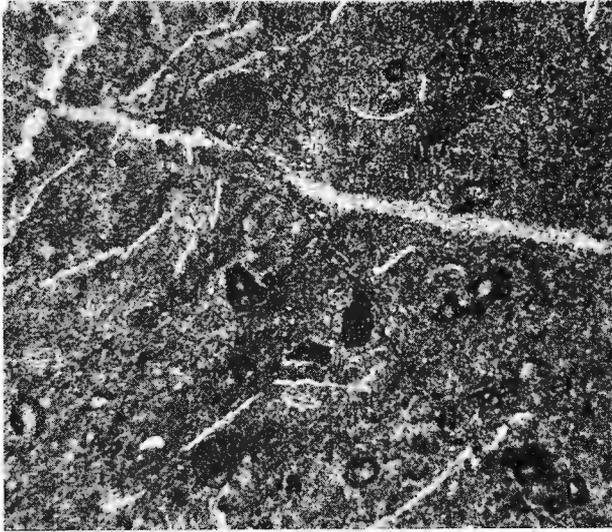
3



4



5



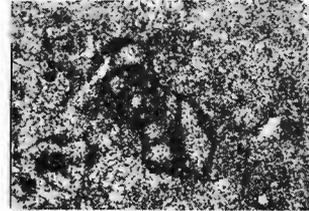
1



2



4



3



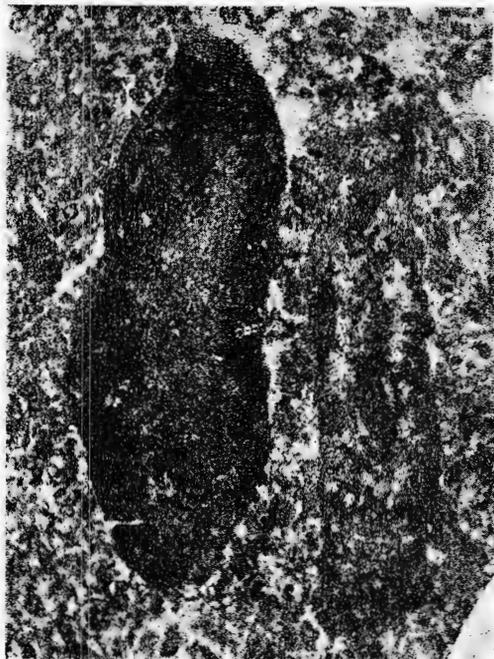
5

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.





1



2



3



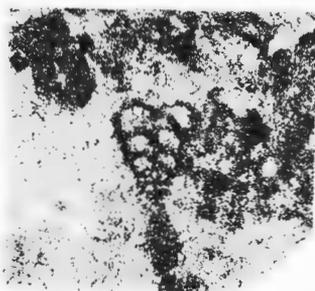
4



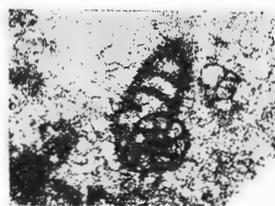
O. DRAGASTAN et al. Triassic Formations in the Pădurea Craiului Mountains. Pl. IX.



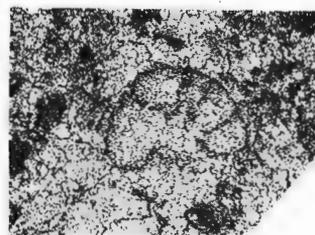
1



2



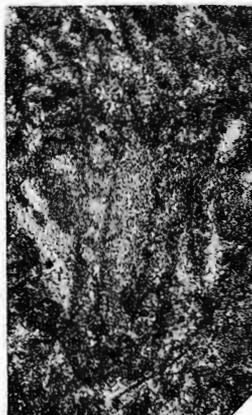
3



6



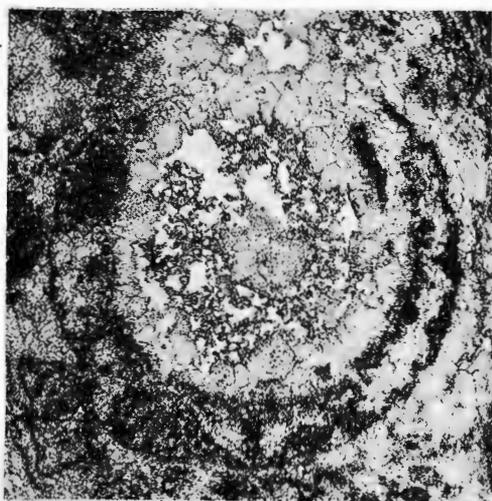
4



5

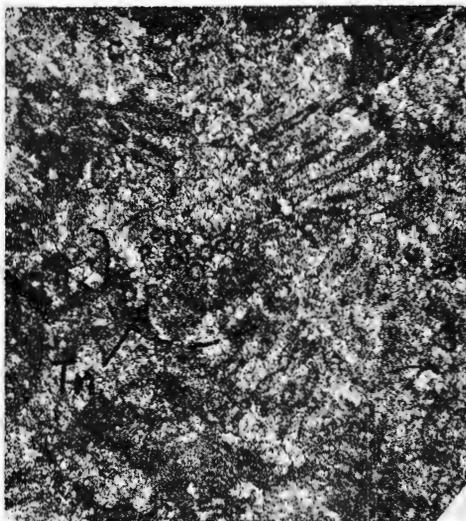


8



7

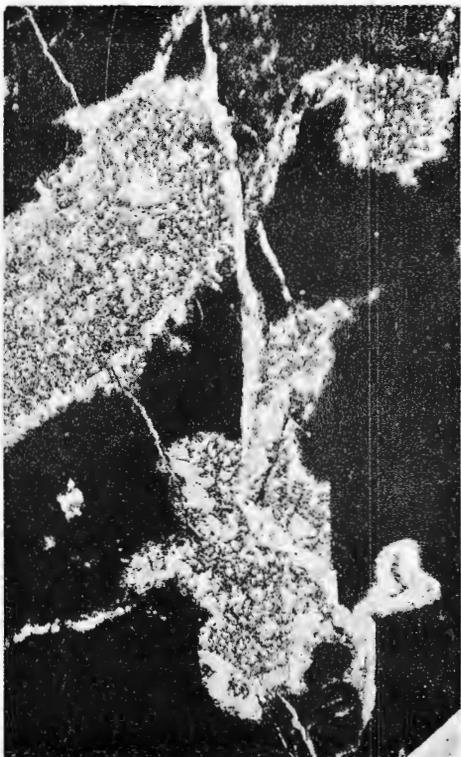




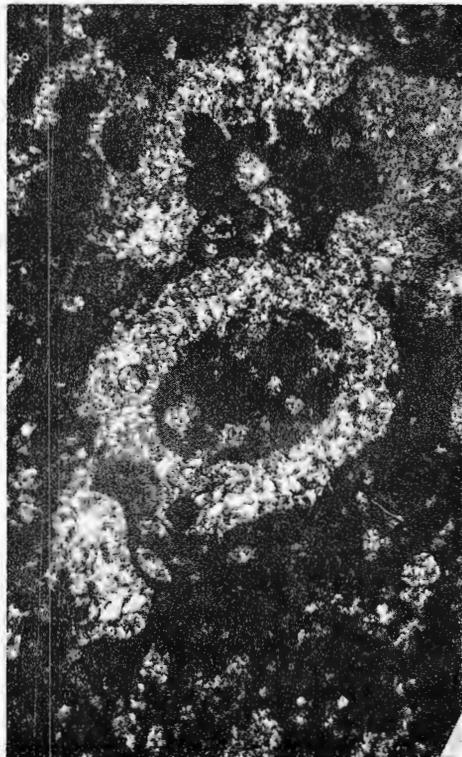
1



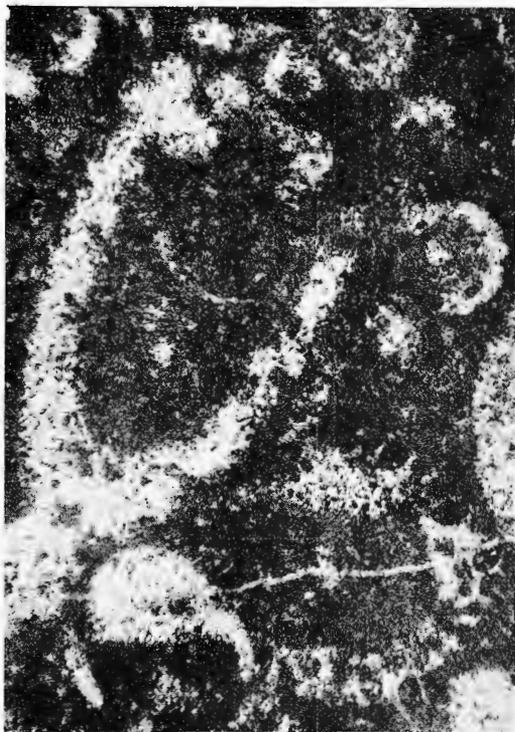
2



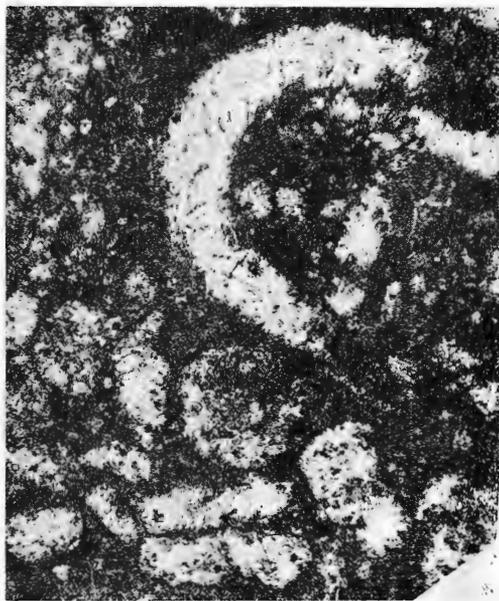
3



4



1



2



3



4



O. DRAGASTAN et al. Triassic Formations in the Pădurea Craiului Mountains. Pl. XII.



1



2



3



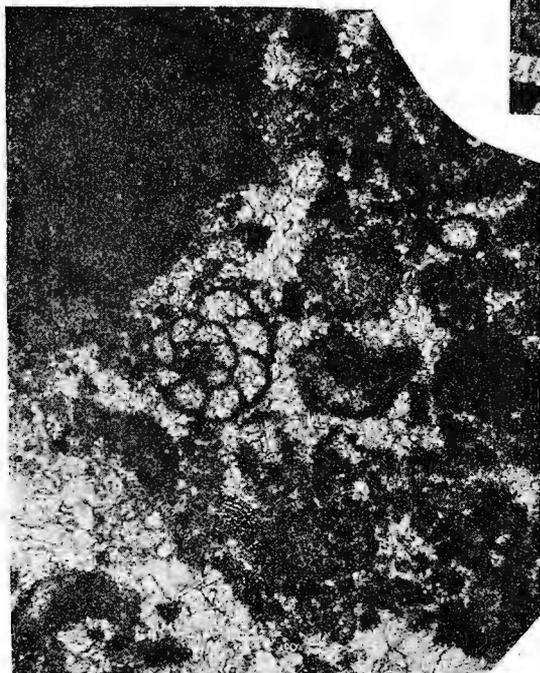
4



1



2



3



4

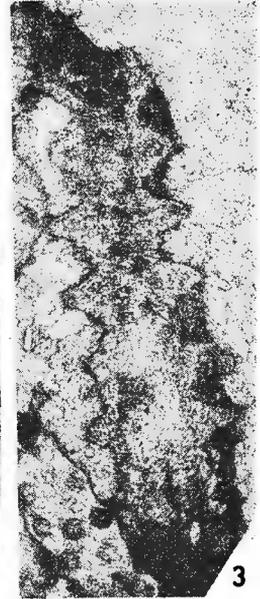
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



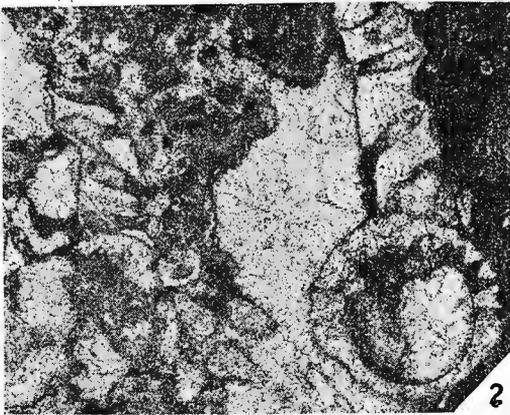
179583



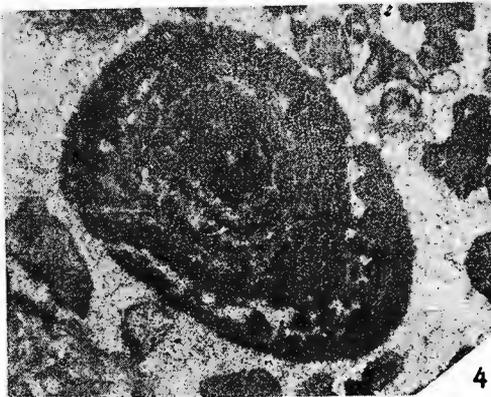
1



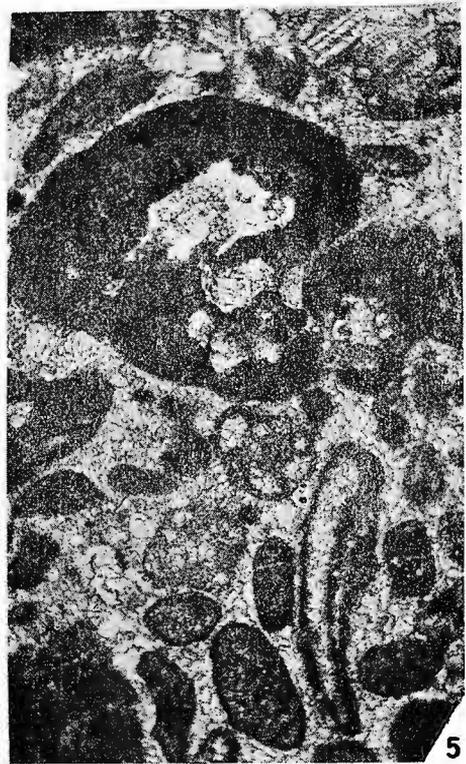
3



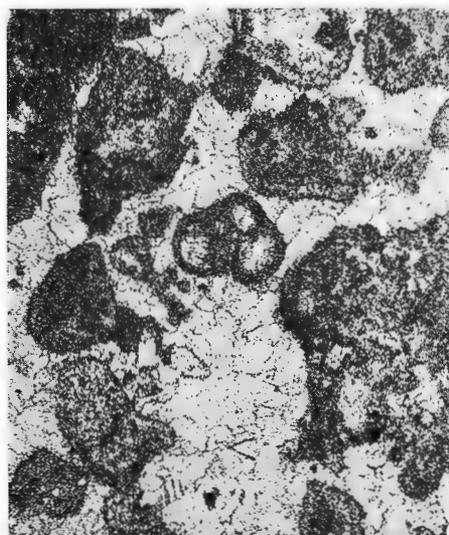
2



4



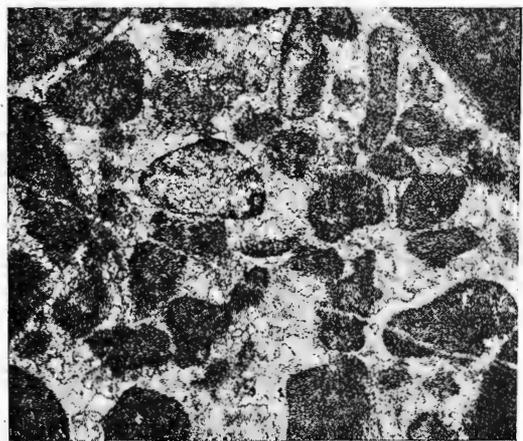
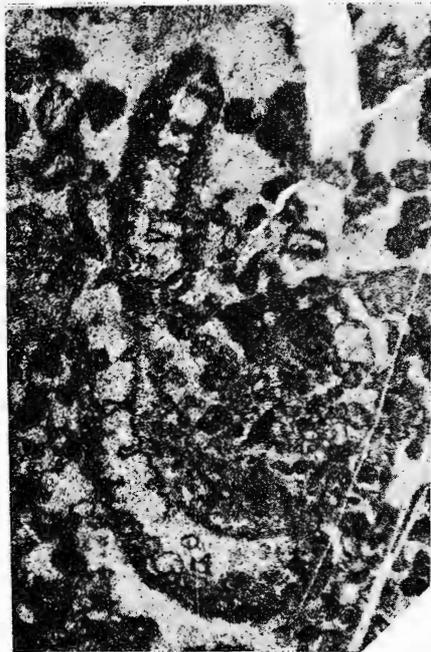
5





3

4



3

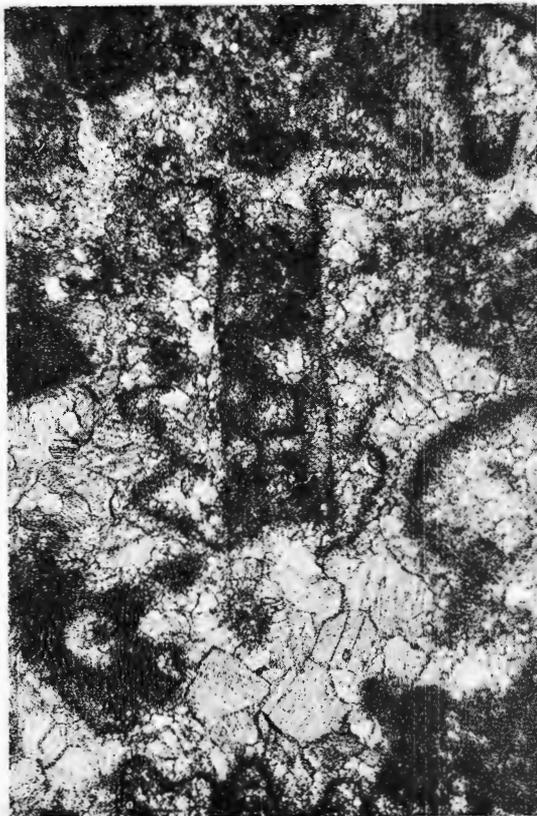
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.

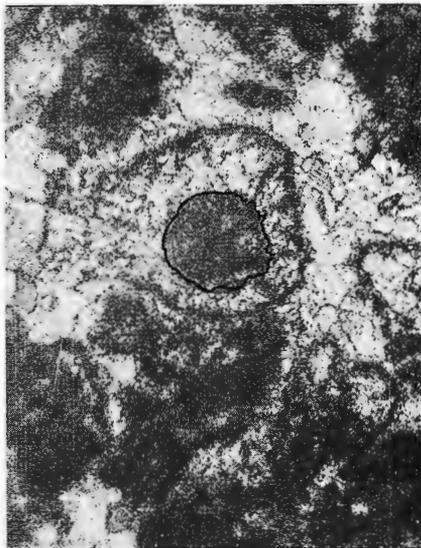


Institutul Geologic al României

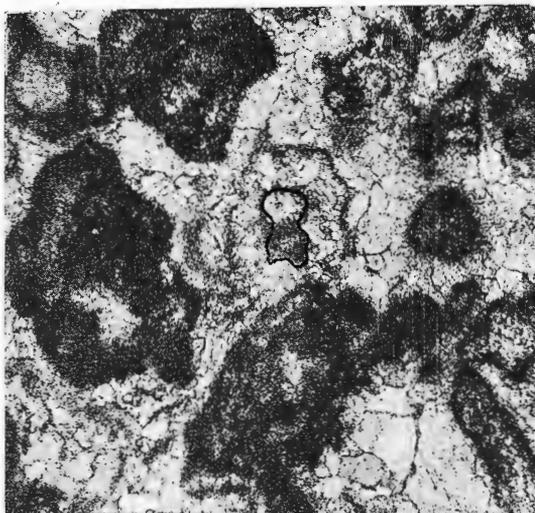
134583



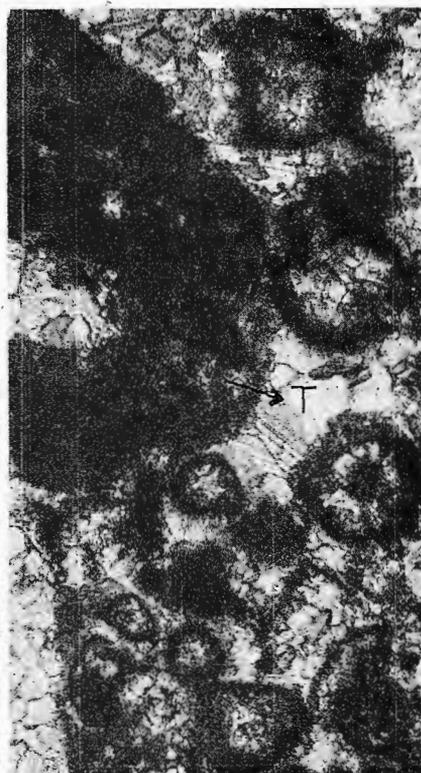
1



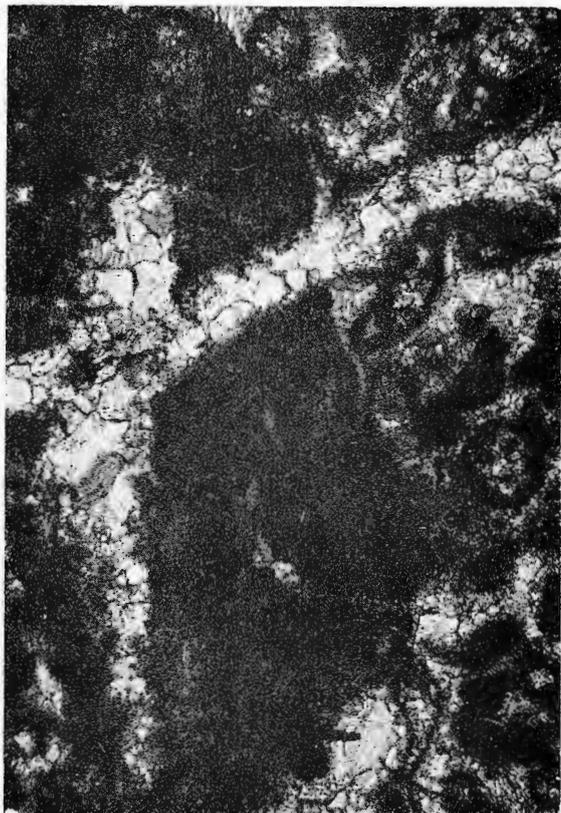
2



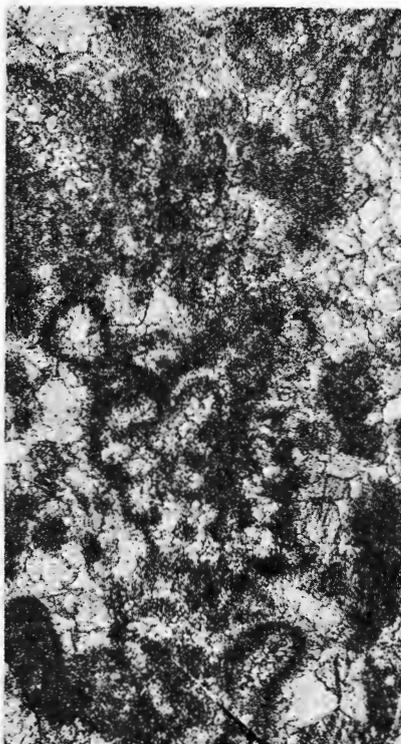
3



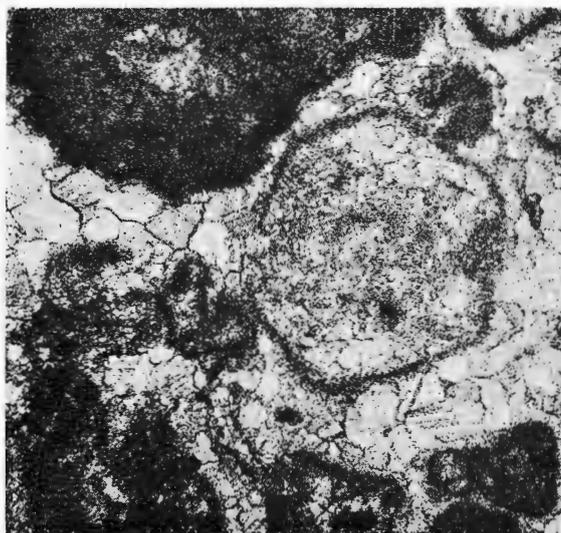
4



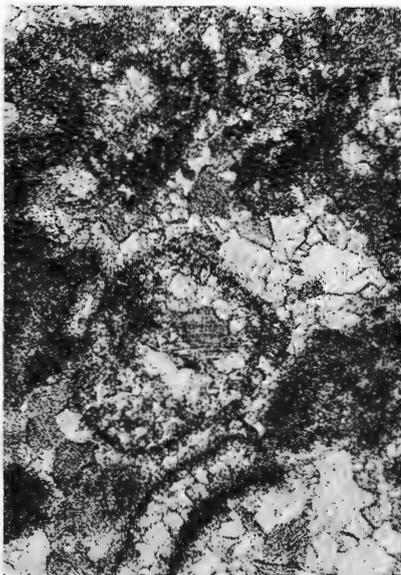
1



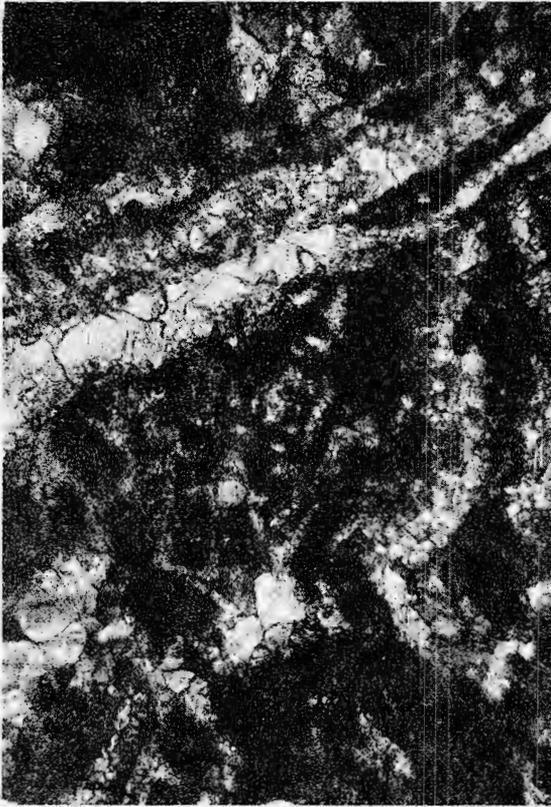
2



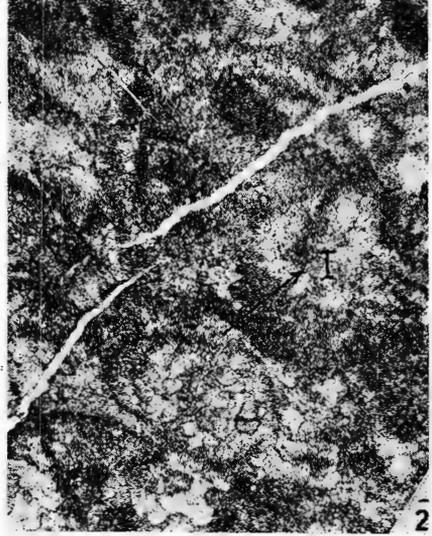
3



4



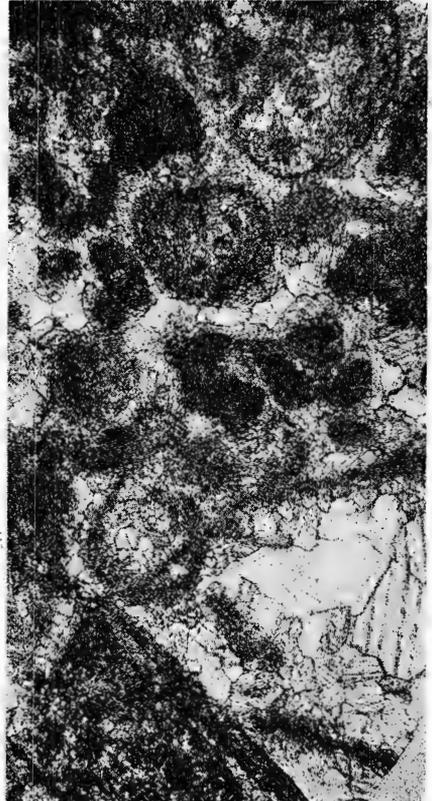
1



2

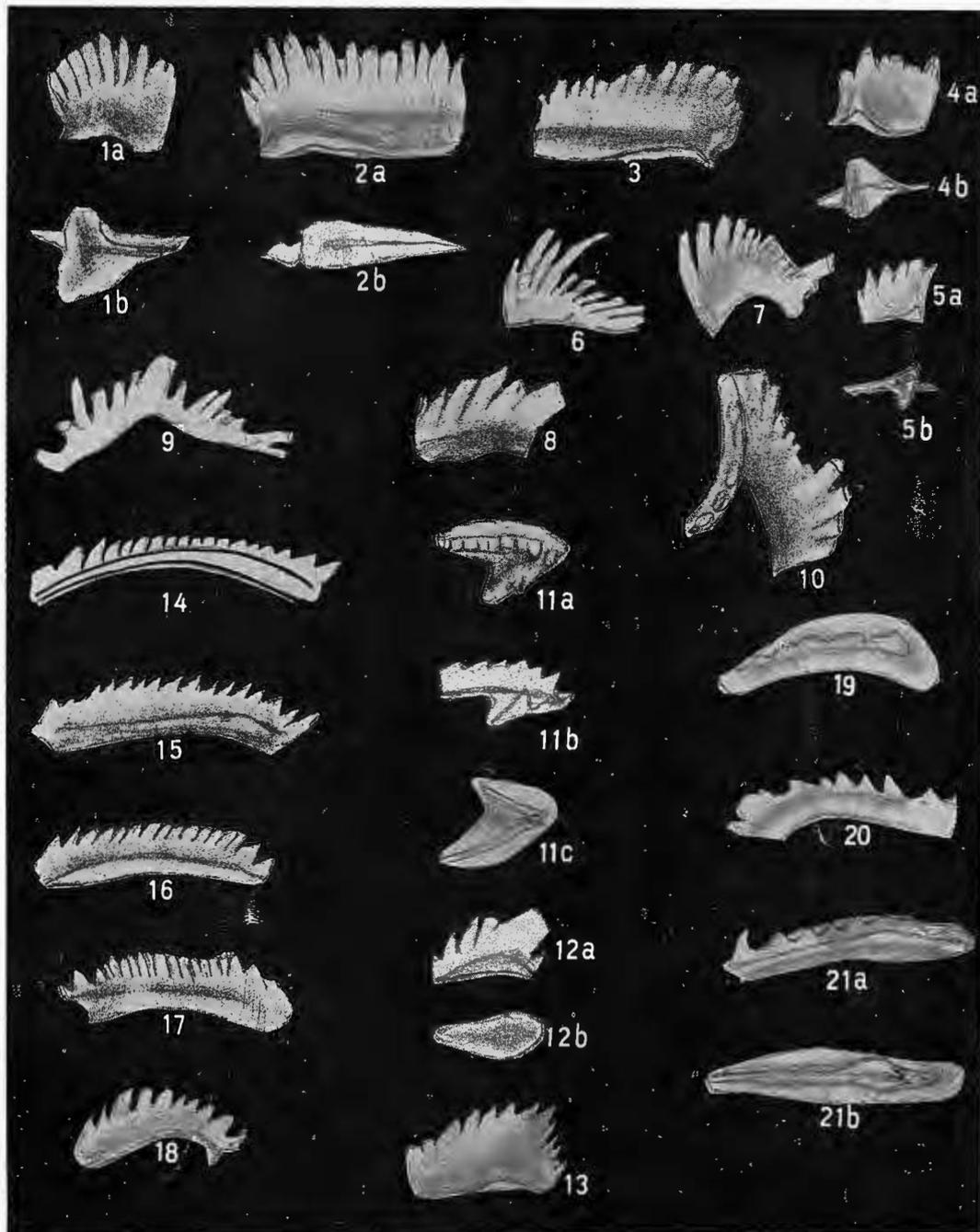


3



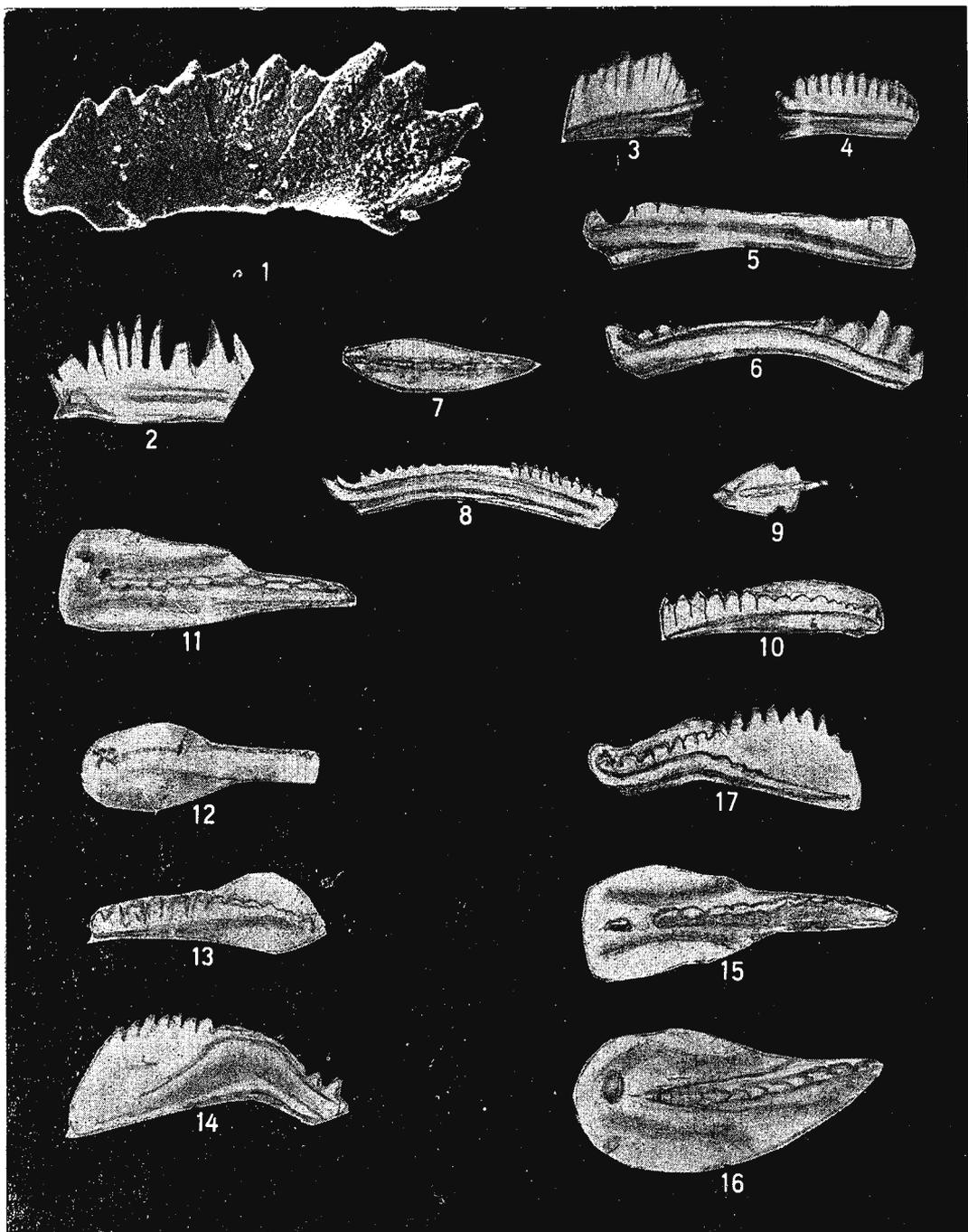
4





Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



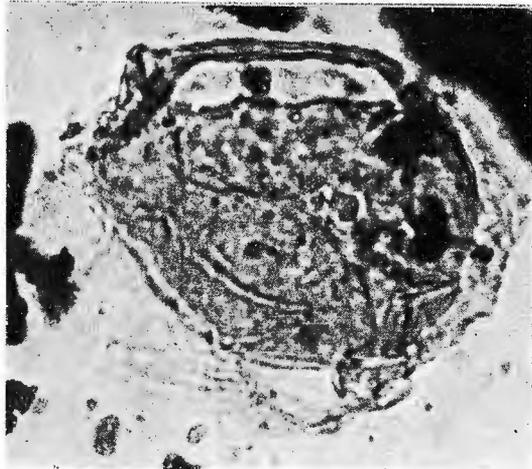


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.

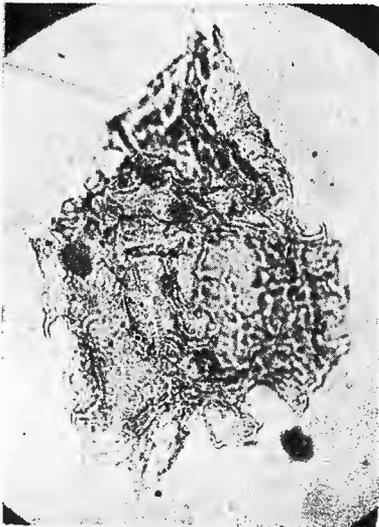




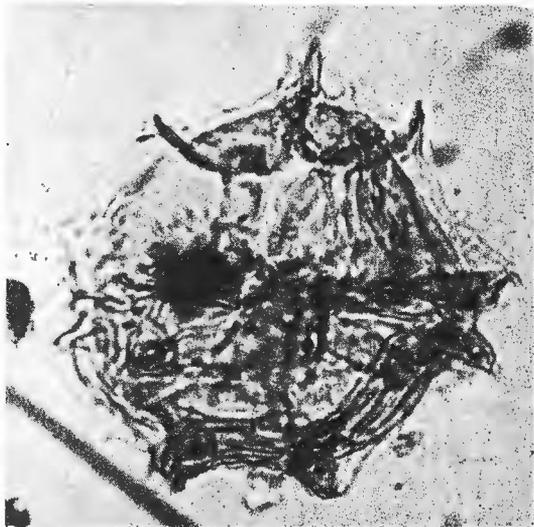
1



2



3



4



1



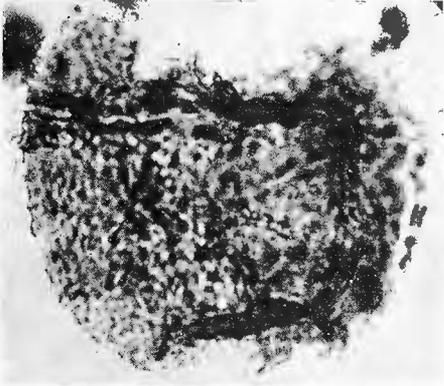
2



3



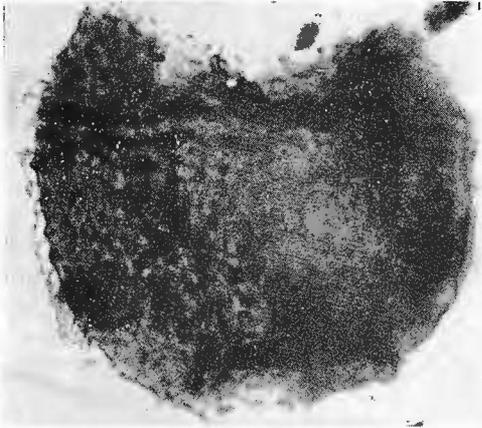
4



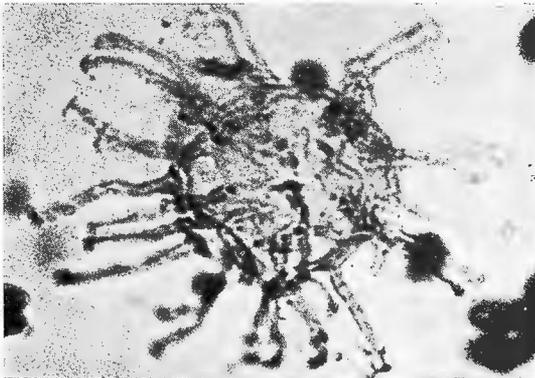
1



4



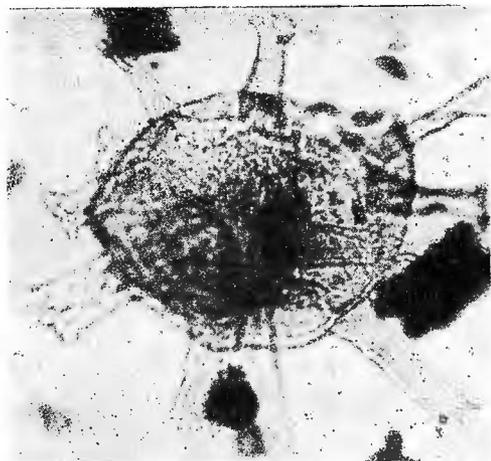
2



3



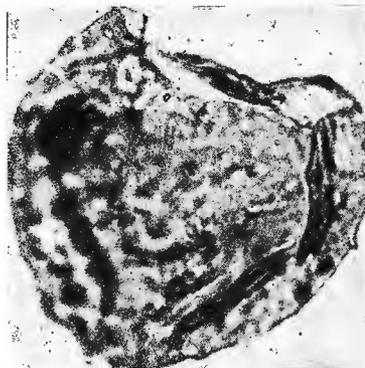
5



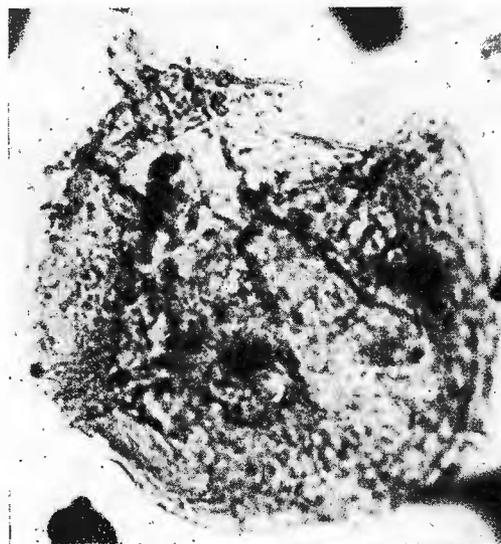
1



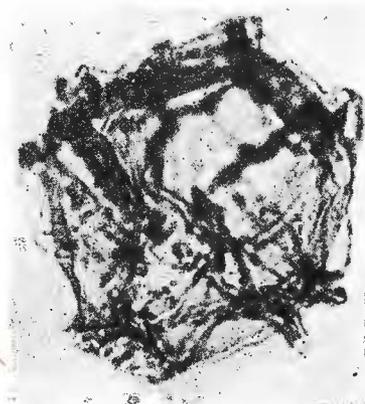
4



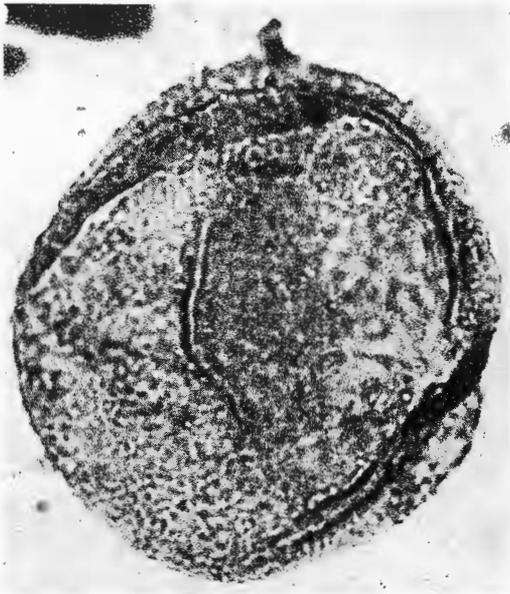
2



5



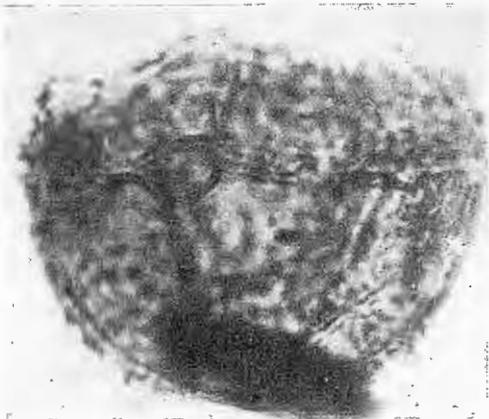
3



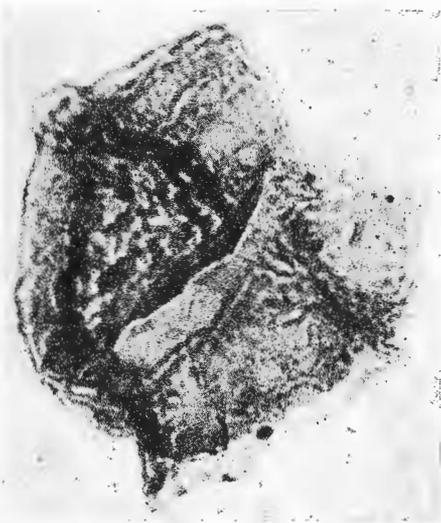
1



3

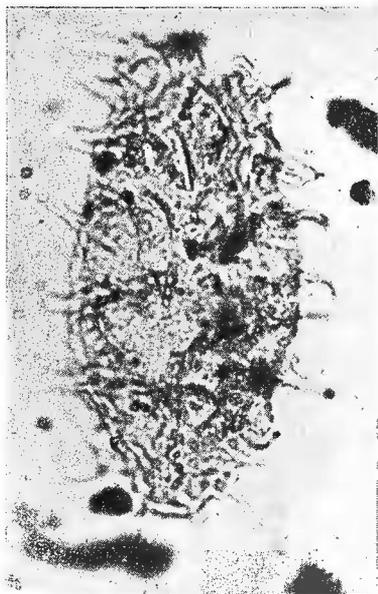


2

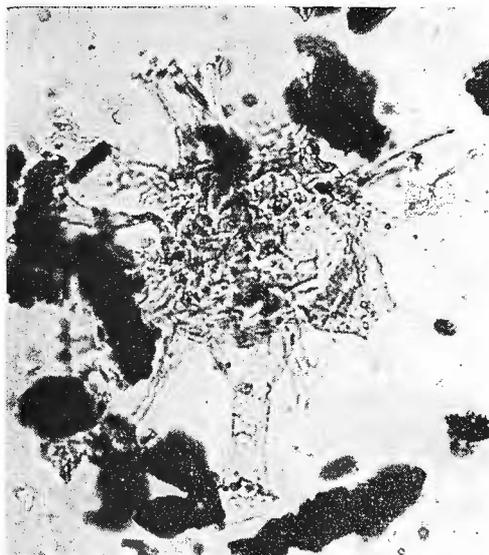


4

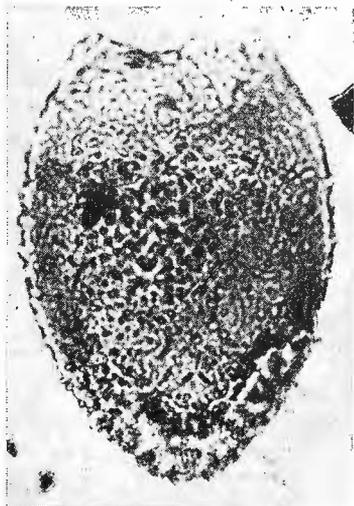




1



2

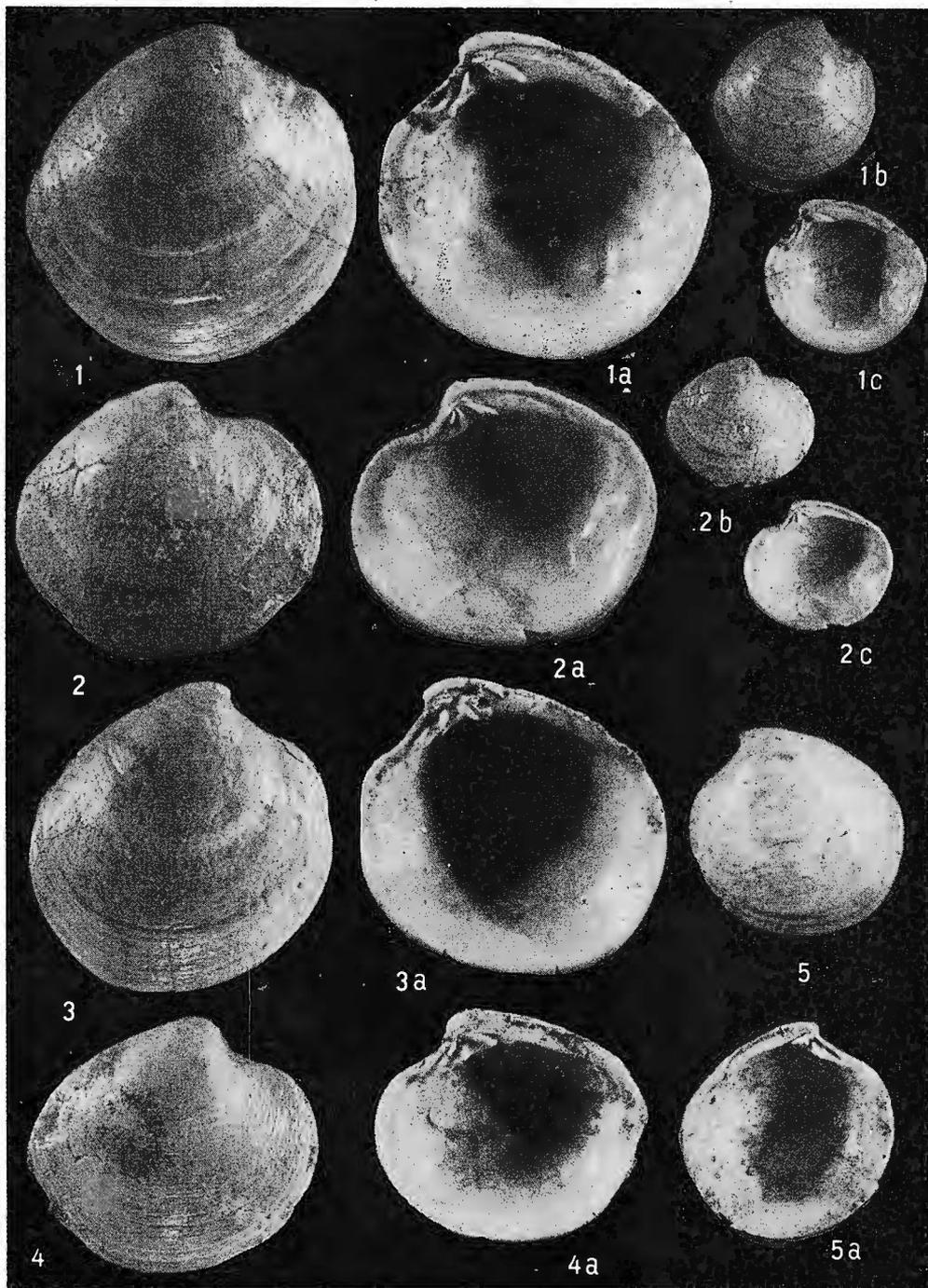


3



4

I. PAPAIANOPOL. Stratele cu Dosinia din zona cutelor diapire externe din Muntenia. Pl. II.



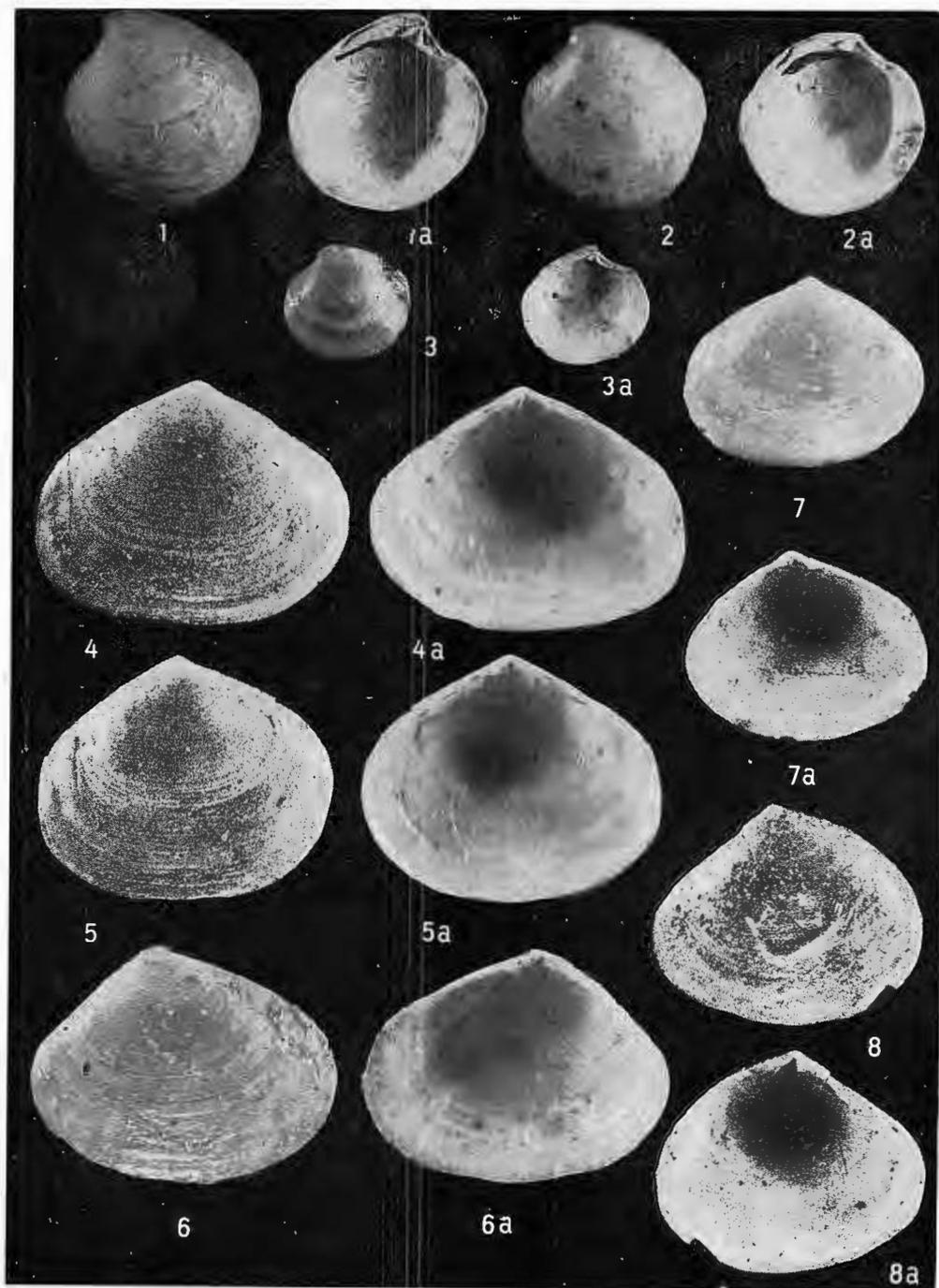
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



Institutul Geologic al României

17483

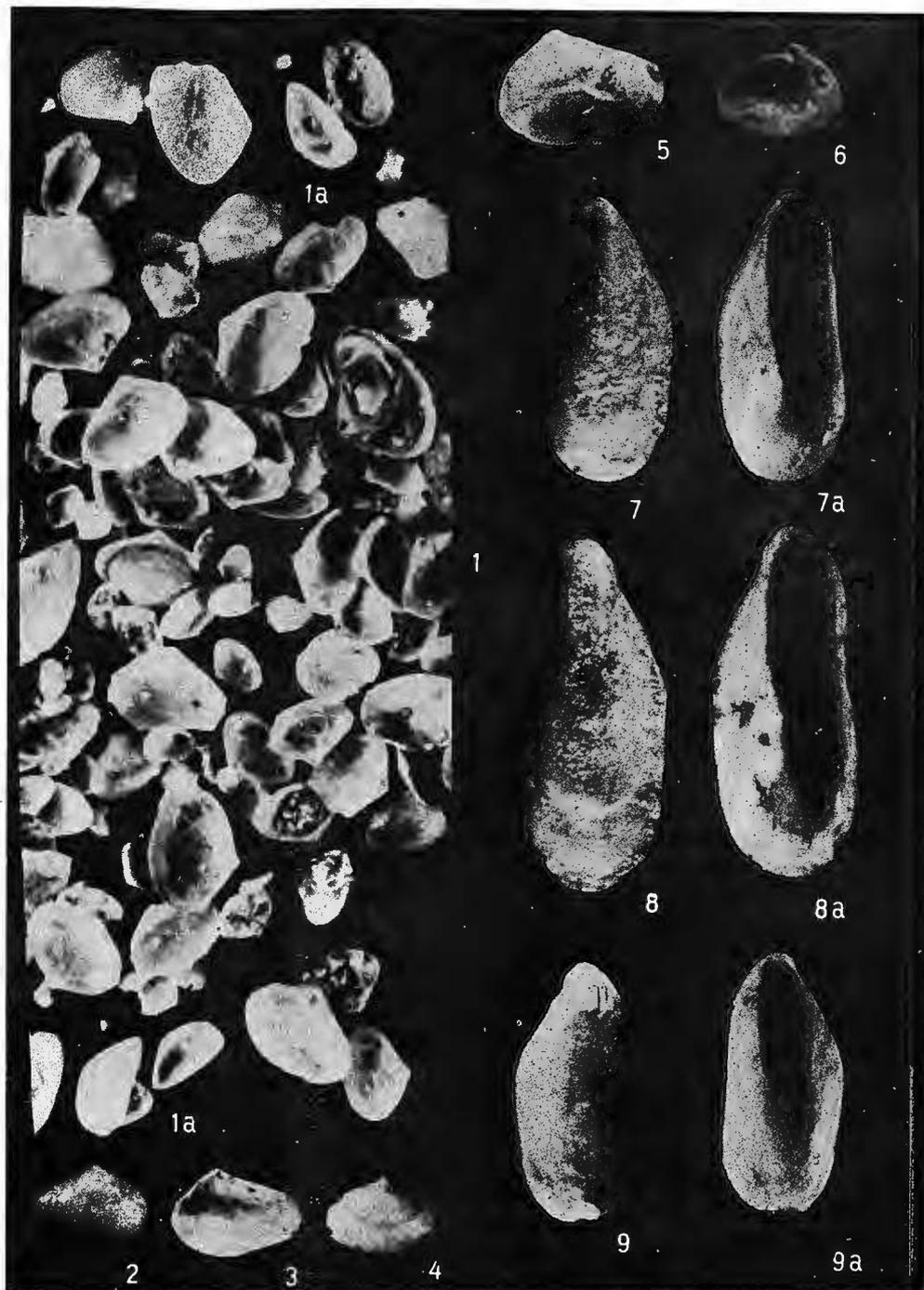
I. PAPAIANOPOL. Stratele cu *Dosinia* din zona cutelor diapire externe din Muntenia. Pl. III.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



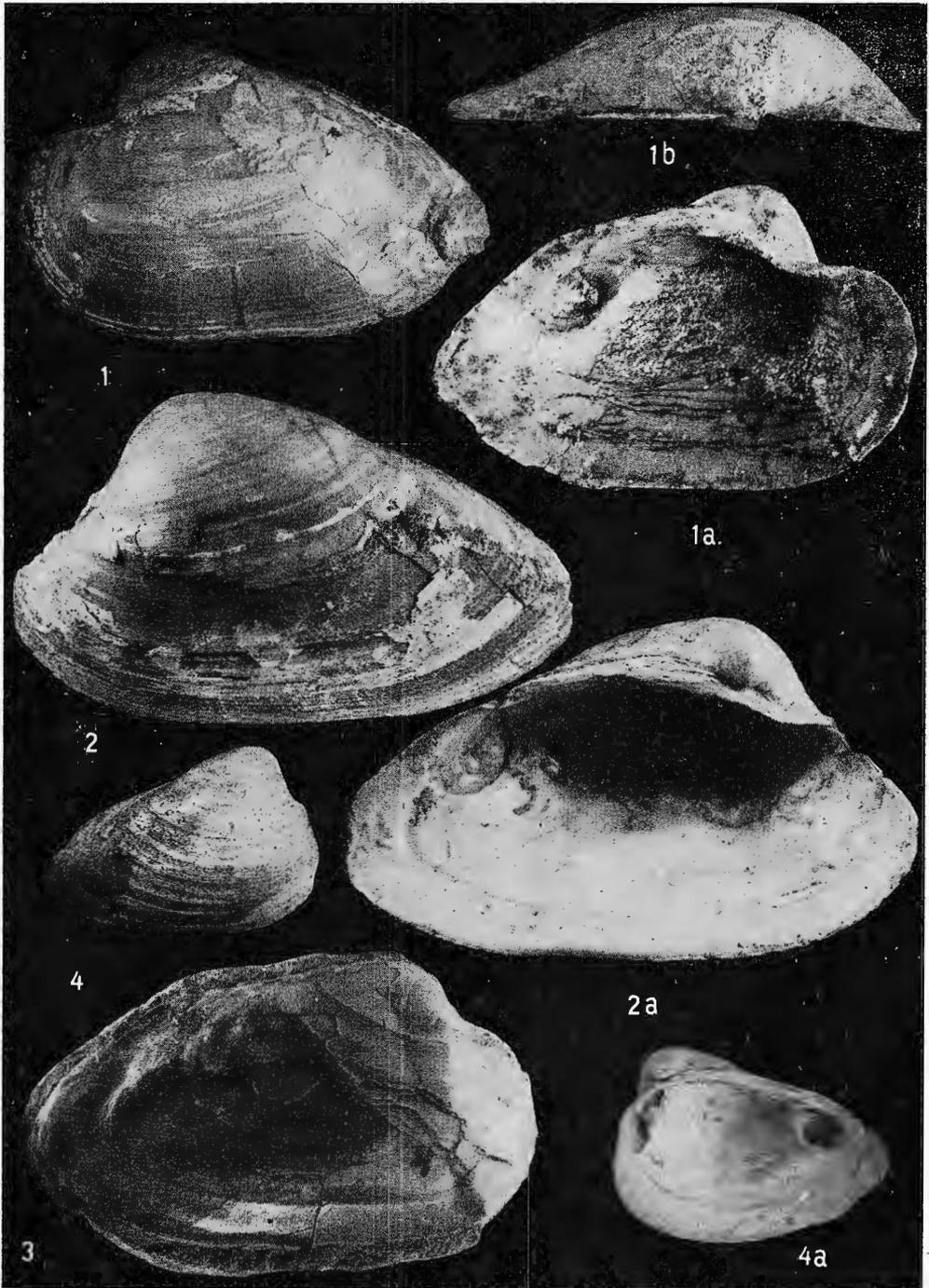
I. PAPAIANOPOL. Stratele cu *Dosinia* din zona cutelor diapire externe din Muntenia. Pl. IV.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



I. PAPAIANOPOL. Stratele cu Dosinia din zona cutelor diapire externe din Muntenia. Pl. V.

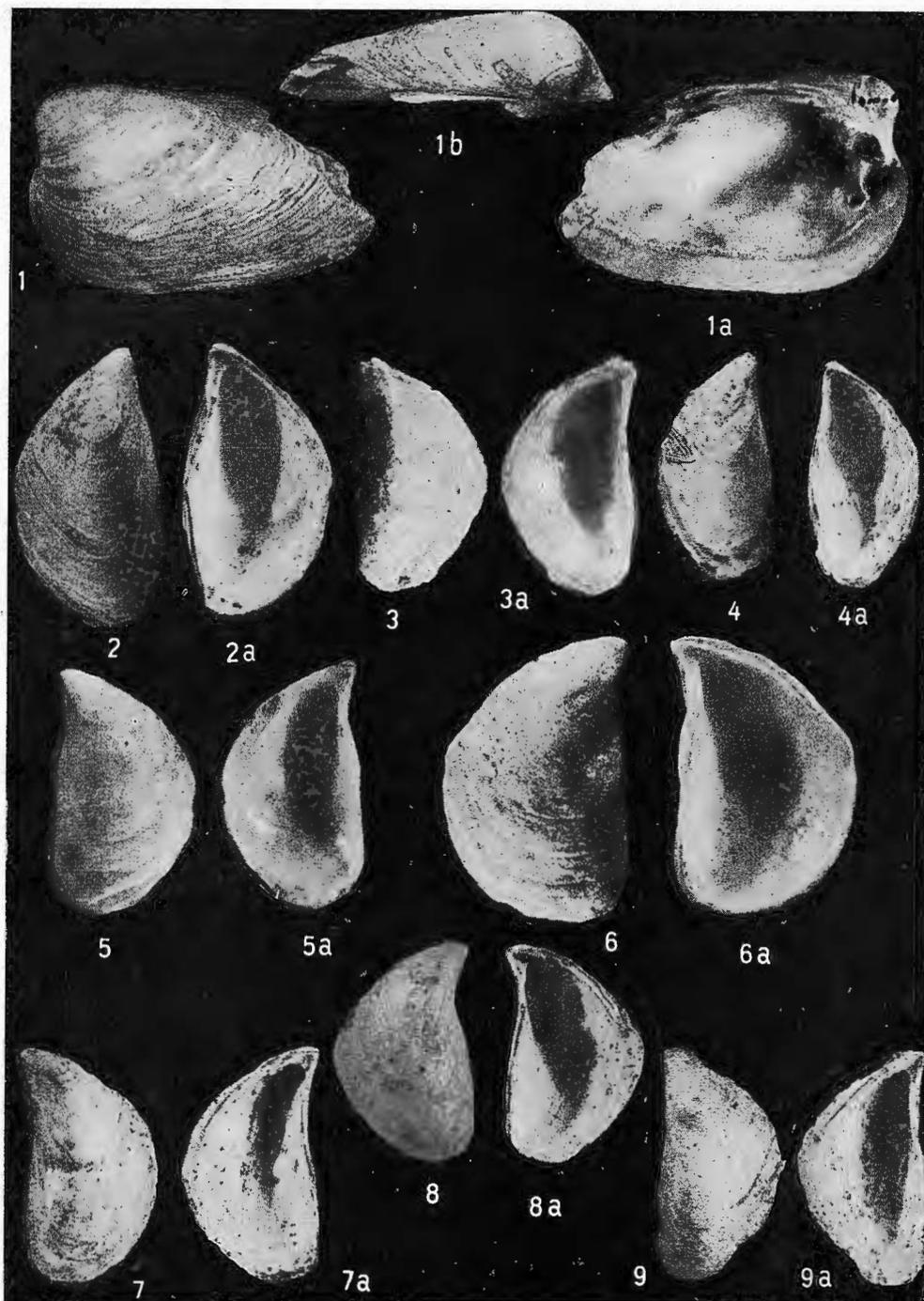


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



Institutul Geologic al României

I. PAPAIANOPOL. Stratele cu Dosinia din zona cutelor diapire externe din Muntenia. Pl. VI.



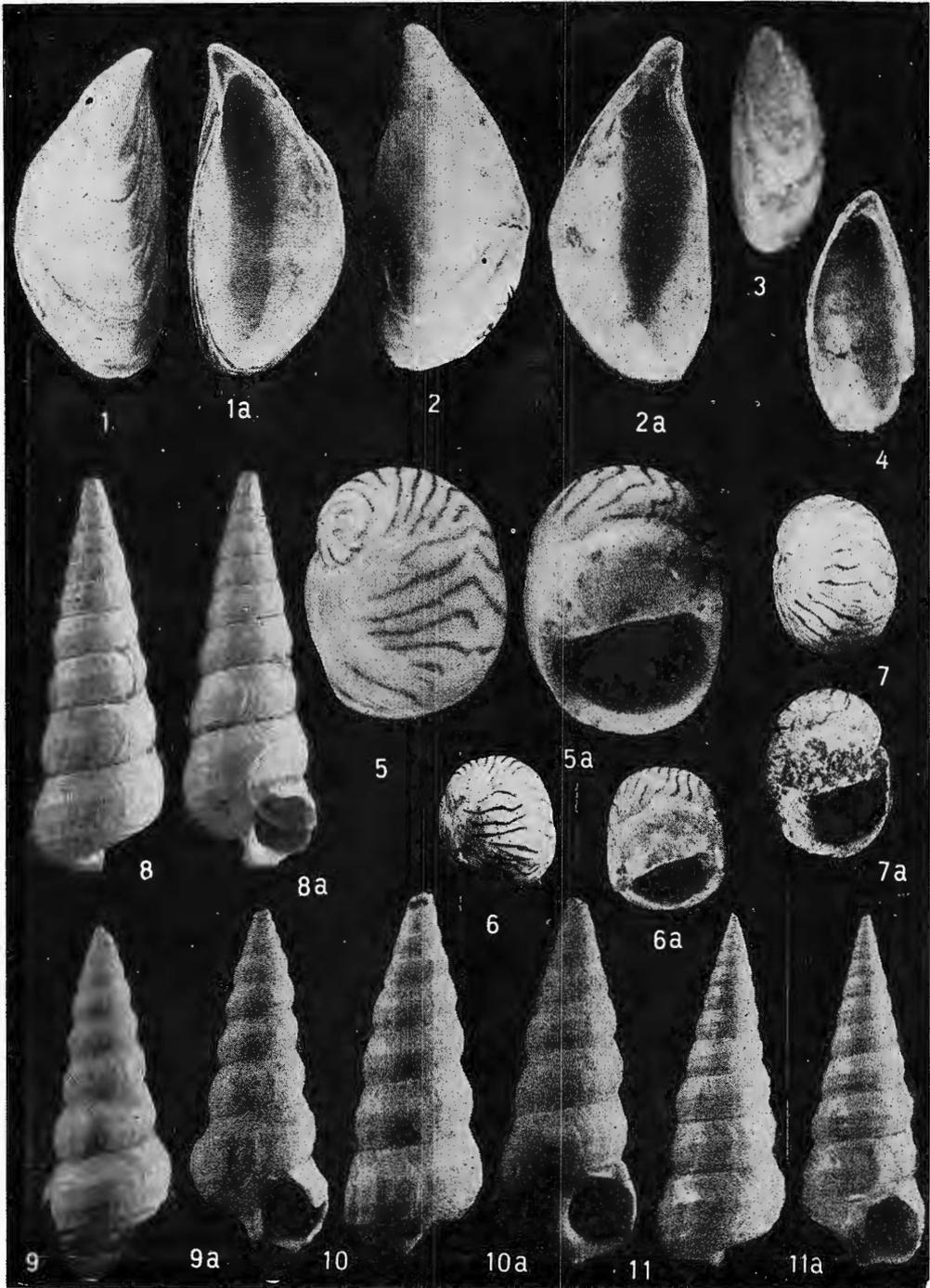
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/1963



Institutul Geologic al României

19683

I. PAPANOPOL. Stratele cu Dosinia din zona cutelor diapire externe din Muntenia. Pl. VII.

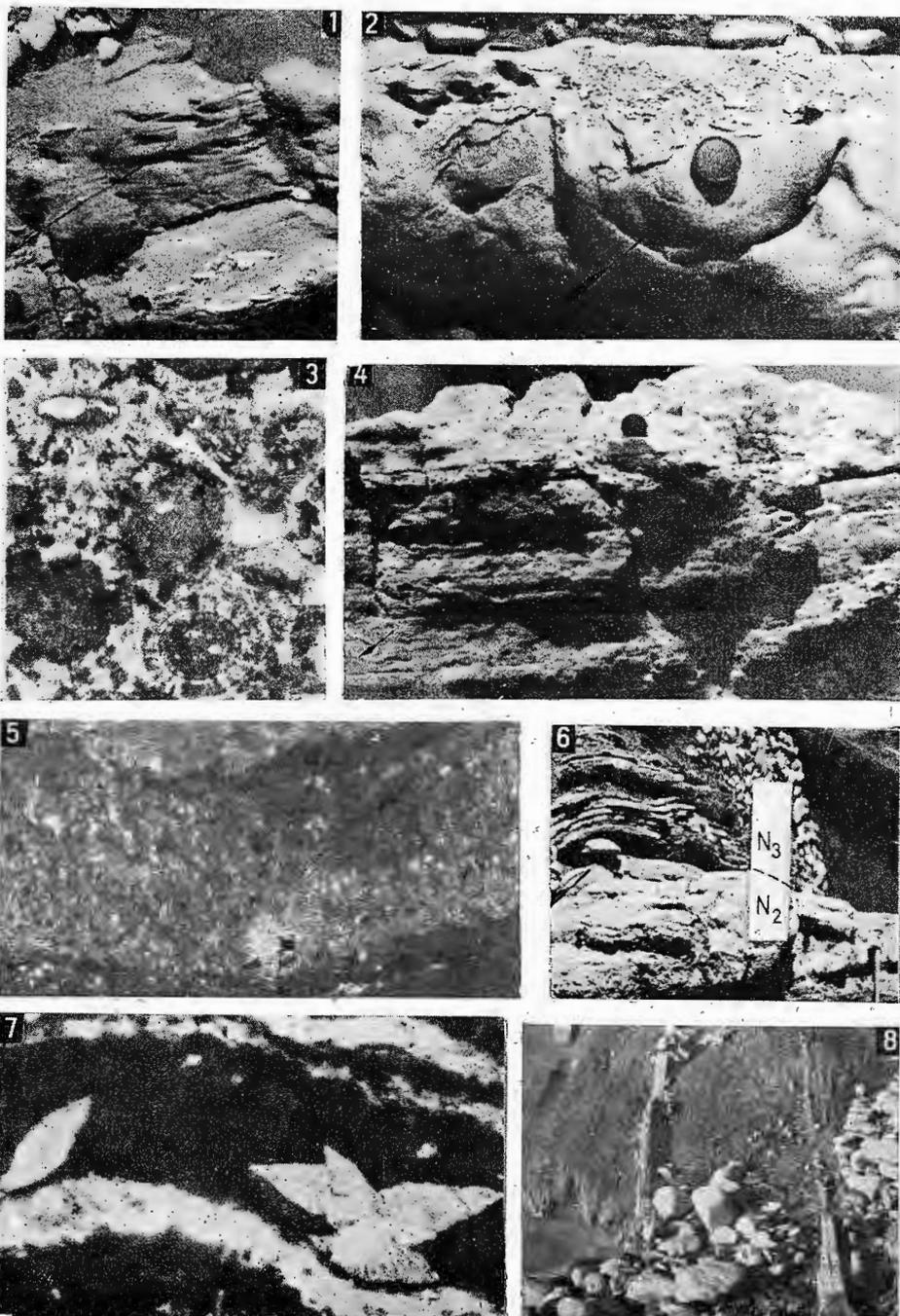


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVII/4.



Institutul Geologic al României

M. ȘTEFĂNESCU. The Algal Nature of Calcareous Rocks in the Doftaņa Molasse. Pl. I.

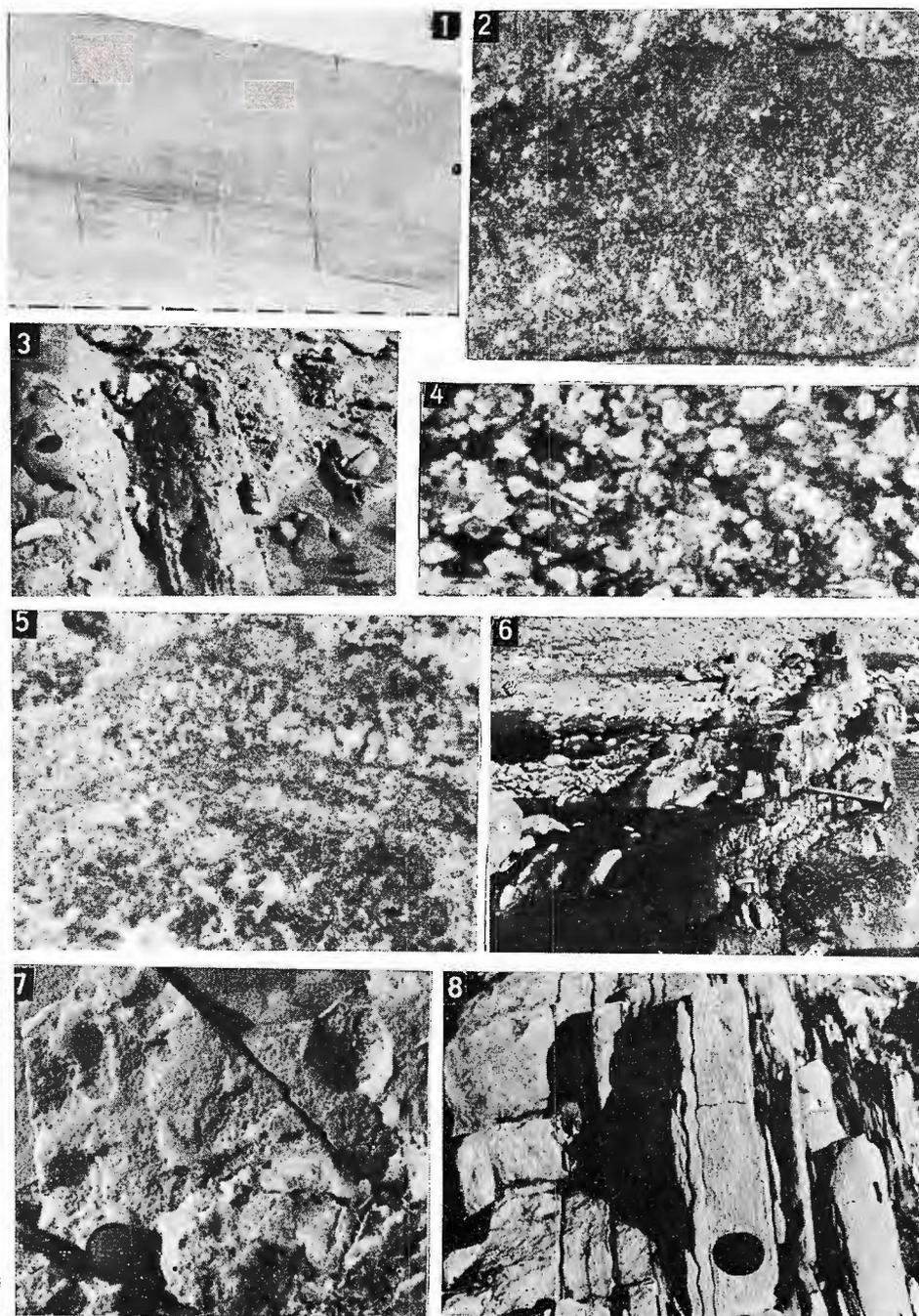


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXXVII/4.



Institutul Geologic al României





Redactor responsabil : GR. POP
Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA
Traducători : MARIANA BORCOȘ, ADRIANA NĂSTASE
Ilustrația : V. NIȚU

*Dat la cules : martie 1982. Bun de tipar : iulie 1982. Tiraj :
700 ex. Hirtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 12.
Comanda 568. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(258).*

Întreprinderea poligrafică „Informația”. Str. Brezoianu nr.
23—25, București — România



Institutul Geologic al României



Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor)
ont été publiés le long des années dans le cadre des sui-
vantes institutions:

Institutul Geologic al României t. I - XXXVI (1910 - 1952)

Comitetul Geologic t. XXXVII - LII / 1 (1953 - 1966)

Comitetul de Stat al Geologiei t. LII / 2 - LV / 1 (1967 - 1969)

Institutul Geologic t. LV / 2 - LX (1970 - 1974)

Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome
LXI (1975)



INSTITUT DE GEOLOGIE ET DE GEOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVII

1979 - 1980

4. STRATIGRAPHIE



Institutul Geologic al României